

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA ACADÉMICA PROFESIONAL DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA



TESIS PROFESIONAL

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS SECUENCIAS
CRETÁCEAS DE LOS BAÑOS DEL INCA Y
ALREDEDORES, CAJAMARCA - PERÚ

Para optar el Título Profesional de:

INGENIERO GEOLÓGO

Autor:

Bach. BARBARITA BARDALES BRIONES

Asesor:

Ing. ALEJANDRO CLAUDIO LAGOS MANRIQUE

Cajamarca-Perú-2014

AGRADECIMIENTO

Expresó mi agradecimiento a la Escuela Académica Profesional de Ingeniería Geológica, por estos 5 años de cobijo.

A las innumerables personas que me apoyaron en la elaboración y ejecución de la presente Tesis, en primer lugar, a mi Asesor Ing. ALEJANDRO LAGOS MANRIQUE por su apoyo y compromiso, por ser el que me dio claridad en los detalles de la elaboración de la Tesis, al jurado calificador, Gracias por sus enseñanzas Maestros.

Quiero agradecer también a los Doctores Alfonso Muñoz Martin (Departamento de Geodinámica, facultad de geología de la universidad Complutense de Madrid, España), Ze've Rechtes (Escuela de geología y geofísica de la universidad de Oklahoma, EE.UU), Jure Žalohar (facultad de ciencias Naturales e Ingeniería de Eslovenia) y Haakon Foosen (Universidad de Bergen, Noruega) por su desinteresado apoyo y asesoría en algunos temas relacionados con la presente tesis.

A Luis P. Castañeda S. por su disposición y apoyo en las salidas de campo, a los amigos que se tomaron la molestia de leer mi Tesis y darme su apreciación, a todos ellos un sincero GRACIAS.

La autora Bz

DEDICATORIA

Al Todopoderoso y Divino Padre
Por haberme dado vida y la
Satisfacción de conocer una pequeñísima parte
del planeta, a través de la Geología, del cual he tenido
el privilegio de estudiar y entender su grandiosidad e importancia.

A mis Padres y Mentores Napoleón y Olga
A mis hnos. Jaide, Mili, Betsabe, Bavani, Benedito
Por brindarme en los momentos más álgidos sus
Consejos y apoyo, por estar siempre a mi lado y
por formar parte de este viaje de trascendencia
que resulta la vida.

La Autora B3

La oscuridad nos envuelve a todos,
pero mientras el sabio tropieza en alguna
pared, el ignorante permanece tranquilo
en el centro de la estancia.
Anatole France

CONTENIDO

	Pág.
AGRADECIMIENTO.....	ii
DEDICATORIA.....	iii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	viii
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS.....	xi
ÍNDICE DE TABLAS.....	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS Y SIGLAS.....	xiv
RESUMEN	xv
ABSTRACT	xvi

CAPÍTULO INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	1
1.2.1. GENERAL.....	1
1.2.2. ESPECÍFICOS.....	1
1.2.3. ACADÉMICO.....	2
1.3. FORMULACIÓN DE LA HIPÓTESIS.....	2
1.4. ALCANCES DEL ESTUDIO.....	2
1.5. JUSTIFICACIÓN.....	3

CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	4
2.2. BASES TEÓRICAS.....	5
2.3. CLASIFICACIÓN DE PLIEGUES.....	6
2.4. MÉTODOS DE ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS.....	9
2.5. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS.....	14

CAPÍTULO III MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN.....	15
---	----

	Pág.
3.2. PROCEDIMIENTO Y TÉCNICAS DE RECOPIACIÓN DE DATOS	15
3.2.1. ETAPA PRE- CAMPO, RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	16
3.2.2. ETAPA DE CAMPO	16
3.2.3. ETAPA POST- CAMPO.....	18
3.3. DESCRIPCIÓN DEL EQUIPO E INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN	19
3.4. TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS	22
3.5. CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS	24
3.6. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS	25

CAPÍTULO IV

GENERALIDADES DE LA ZONA DE ESTUDIO

4.1. UBICACIÓN	26
4.2. ACCESIBILIDAD	26
4.3. DRENAJE.....	27
4.4. CLIMA	27
4.5. VEGETACIÓN.....	28

CAPÍTULO V

GEOMORFOLOGÍA

5.1. ALTIPLANICIE	29
5.2. COLINOSO	29
5.3. MONTAÑOSO	30
5.4. PLANICIE	31
5.5. GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA.....	32

CAPÍTULO VI

GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO TECTÓNICO

6.1. UNIDADES GEOLÓGICAS.....	37
6.2. CONTEXTO TECTÓNICO	38
6.3. TECTÓNICA EN EL NORTE DEL PERÚ	39

CAPÍTULO VII

GEOLOGÍA LOCAL

7.1. INTRODUCCIÓN	43
7.2. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA.....	43

	Pág.
7.2.1. UNIDADES MESOZOICAS.....	45
7.2.1.1. Cretáceo Inferior (Ki).....	45
7.2.1.2. Cretáceo Superior (Ks).....	55
7.2.2. UNIDADES CENOZOICAS.....	61
7.2.2.1. Paleógeno- Neógeno.....	61
7.2.2.2. Cuaternario (<i>Holoceno-Reciente</i>).....	63

CAPÍTULO VIII

ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL FRÁGIL

8.1. INTRODUCCIÓN.....	65
8.2. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL.....	65
8.2.1. CONSTRUCCIÓN DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO.....	66
8.2.2. DESCRIPCIÓN MORFOESTRUCTURAL.....	67
8.3. ANÁLISIS DE LA MACROFRACTURACIÓN.....	72
8.3.1. MAPA DE FALLAS.....	72
A. Análisis de orientaciones y distribución Espacial.....	72
B. Análisis de tamaños.....	76
8.3.2. MAPA DE LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES.....	80
A. Análisis de orientaciones y distribución Espacial.....	80
B. Análisis de tamaños.....	87
8.4. ANÁLISIS DE LA RED DE DRENAJE Y SU RELACIÓN CON LA FRACTURACIÓN.....	91

CAPÍTULO IX

ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL FRÁGIL

9.1. INTRODUCCIÓN.....	93
9.2. TRABAJOS DE CAMPO.....	93
9.2.1. RECOPIACIÓN DE DATOS DE CAMPO DE DIACLASAS.....	94
9.2.2. RECOPIACIÓN DE DATOS CINEMÁTICOS SOBRE PLANOS DE FALLA.....	96
9.3. DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS DIACLASAS.....	99
9.3.1. ORIENTACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE DIACLASAS.....	99
9.4. DETERMINACIÓN Y ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS.....	102
9.4.1. PROCESO ANALÍTICO PARA EL CÁLCULO DE LOS TENSORES DE PALEOESFUERZOS.....	104

9.4.2. CÁLCULO DE PALEOESFUERZOS DE LA POBLACIÓN DE FALLAS.....	Pág. 106
---	-------------

CAPÍTULO X

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DÚCTIL

10.1. INTRODUCCIÓN	115
10.2. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL.....	116
10.2.1. ELABORACIÓN DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO EN 3D	116
10.2.2. DESCRIPCIÓN MORFOESTRUTURAL	117
10.3. ANÁLISIS DEL MACROPLEGAMIENTO.....	121
10.3.1. ANÁLISIS DE TAMAÑO Y ORIENTACIÓN.....	122
10.4. ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL DÚCTIL.....	124
10.4.1. TRABAJOS DE CAMPO	124
10.5. ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE PLIEGUES	125
10.5.1. ELEMENTOS GEOMÉTRICOS-FÍSICOS DE LOS PLIEGUES.....	125
10.5.2. DESCRIPCIÓN EN SECCIÓN DE LOS PLIEGUES	130
10.6. ANÁLISIS DEL PLEGAMIENTO	135

CAPÍTULO XI

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

11.1. CONTRASTACIÓN DE HIPÓTESIS.....	142
CONCLUSIONES.....	144
RECOMENDACIONES	146
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	147
LINKOGRAFÍA.....	152
ANEXOS	154

ÍNDICE DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 Clasificación cualitativa de pliegues según el ángulo interlimbo. (Trad. de Burg, J 2011.pág.194.)	7
Figura 2.2 Clasificación de pliegues basada en la inclinación de la línea de charnela y la superficie axial, (Ramsay 1987). Adaptado de Fossen, H., 2010. pág. 221.....	8
Figura 2.3 Clasificación de capas plegadas basada en líneas de buzamiento idéntico para pliegues orientados verticalmente (Van Der & Stephen, 2004 y Porras, 2008).....	8
Figura 2.4 Clasificación de pliegues basado en la forma. A: cajas (box folds) B: Semicírculos C: parábolas D: Sinusoides E: Semicírculos F: Chevron (Acordeón) (Adaptado de Fossen, H., 2010. pág. 223).....	9
Figura 2.5 Método de los Diedros Rectos, en gris están los campos de compresión; en blanco los de extensión.....	11
Figura 2.6 Modelo de fracturación de Reches (1983). Cuando la deformación es triaxial se forman cuatro juegos de fallas normales conjugadas; si la deformación es plana coincide con el modelo de Anderson (1951). Las flechas en los diagramas indican la dirección de deslizamiento.....	12
Figura 2.7 Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados (De Vicente, 1988).....	12
Figura 3.1 Diagrama metodológico para la realización de la presente Tesis.	20
Figura 3.2 Equipos y herramientas indispensables en el trabajo de cartografiado geológico-estructural.....	21
Figura 3.3 Programas usados en el procesamiento y presentación de la información recabada en la etapa de campo.	22
Figura 5.1 Mapa de altitudes, elaborada a partir de curvas de nivel y cotas en Arcgis 10...34	34
Figura 5.2 Mapa de pendientes en porcentaje, elaborado en Arcgis 10.....	35
Figura 5.3 Mapa de pendientes sobreimpuesta al mapa de elevaciones.....	36
Figura 7.1 Área que ocupa cada una de las Fms. geológicas. En el eje “Y” el área en porcentaje y sobre cada una de las barras el valor del área en Km ² de las Formaciones.	44
Figura 8.1. Diagrama de flujo de las diferentes etapas para la obtención del MDT y el Mapa de Lineamientos Estructurales. Basado en diversos estudios de la elaboración de MDTs.....	66
Figura 8.2 Modelo digital de terreno. Proyección Mercator WGS84. Tamaño de celda de 10, situación del foco 65°.....	68
Figura 8.3 Modelo digital de terreno. Proyección Mercator WGS84. Tamaño de celda de 10, situación del foco 315°.....	69
Figura 8.4 Superposición de contactos geológicos (regional) sobre el Modelo digital de terreno. Proyección Mercator WGS-84. Tamaño de celda de 10, situación del foco a 65°.....	71
Figura 8.5 Mapa de fallas, sobre la geología local y rosa de orientaciones de fallas (frecuencia de fracturas, intervalo 10°).N: número de la muestra.....	73
Figura 8.6 Gráfico de barras de conteo acumulado de la ocurrencia de fallas vs Formaciones litológicas.....	74

Figura 8.7 Mapa de densidad de fracturación obtenido a partir del mapa de fallas. Método usado densidad Kernel. Tamaño de celda 1.94091584955447E-04. Tamaño de radio de búsqueda 7.28409654129539E-03.	77
Figura 8.8 Mapas de densidad de fracturación obtenido a partir del mapa de fallas. A: moda 1 (NS-N40°E), B: Moda 2 (N40°-80°E), C: moda 3 (N80°-120°E), D: moda 4 (N120°-150°E), E: moda 5 (N150°-180°E).....	78
Figura 8.9 Histograma de tamaños de segmentos de falla, con 18 clases y gráfico de dispersión entre Longitud vs. Orientación de fallas.	79
Figura 8.10 Gráfica de dispersión de longitudes vs orientación de fallas en función de la variable categórica Litología.	79
Figura 8.11 Mapa de Lineamientos Estructurales a partir del MDT, proyección UTM y rosa de orientaciones, frecuencia 1% (Anexo B, P-03).....	82
Figura 8.12 Mapas filtrados por orientaciones a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales. A) NS- N30°E; B) N30-80°E.....	84
Figura 8.13 Mapas filtrados por orientaciones a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales. C) N80- 130°E y D) N130-180°E.	85
Figura 8.14 Mapa de densidad de fracturación obtenido a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales.	86
Figura 8.15 Mapas de densidad de fracturación obtenidos a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales y mapas filtrados por orientaciones. A) NS- N30°E; B) N30-80°E; C) N80- 130°E y D) N130-180°E Tamaño de celda 4.01759184235232E-04, radio de búsqueda 7.34799320196026E-03.	87
Figura 8.16 Diagrama Orientación/Longitud realizados a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales.	89
Figura 8.17 Intersección entre la red fluvial y lineamientos estructurales (LE), diagrama en rosa orientaciones de los tramos rectilíneos del drenaje y LE.....	90
Figura 8.18 Fallas que controlan la disposición de la red fluvial. Rosa de orientaciones de los tramos rectilíneos del drenaje y fallas.....	91
Figura 8.19 Histogramas de orientación de fracturas procedentes del mapa de fallas, conjunto total (sin relleno) y conjunto seleccionado por coincidir con la red de drenaje (en gris).....	92
Figura 9.1 Ubicación de las estaciones de toma de datos cinemáticos de fallas y planos de diaclasas, representadas sobre el MDT y el plano geológico.	98
Figura 9.2 Ubicación de las estaciones de fracturas. Diagrama de polos proyectados en la red de Schmidt en el hemisferio inferior, contorneo por el método de Fisher.	102
Figura 9.3 A) Diagrama en rosa de azimuts en rosa para las diaclasas E-01, 03, N=33. B) E-02, 04-06 N=72. C) E-07-10 N= 51. D) E11-13 N= 50. E) E-14-17 N= 85. F) E-18-19, N=39 G) E-21-23 N=97. H) E27-29, N= 29 I) E-20,24-25, N=48. J) 10 primeras estaciones, sinclinal Otuzco. N=156. K) E 14-29, N= 318. L) total de diaclasas estudiadas. N=526. Data bipolar. Intervalo 10°.	104
Figura 9.4 Diagrama de flujo del proceso de análisis seguido para el cálculo de tensores de paleoesfuerzos a partir de los datos de campo. Modificado de Muñoz Martin, 1997.	106
Figura 9.5 Diagramas elaborados con el módulo FEX (Cratos) Superior, Diagrama ϵ_y/K' (en función de la dirección de máximo acortamiento y el factor de forma del tensor de deformación) e histograma de las orientaciones ϵ_y (Dey). Inferior derecha, diagrama	

	Pág.
cabeceo-estría/buzamiento-plano. Inferior izquierda, orientaciones del eje de máximo acortamiento en la horizontal.	108
Figura 9.6 Diagrama en rosa bidireccional de la orientación y buzamiento de los planos de falla. A. Diagrama en rosa de toda la población de fallas. B. fallas normales puras. C. fallas inversas puras. D. fallas normales direccionales.	110
Figura 9.7 Diagrama en rosa bidireccional de la orientación y buzamiento de los planos de falla. E. fallas inversas direccionales. F. fallas direccionales normales.	111
Figura 9.8 Mapa geológico de la zona de estudio indicando las direcciones de compresión para los tensores, flechas rojas indican extensión, azul compresión (véase también anexo B y anexo C, modelo e vista 3D).	115
Figura 10. 1 Modelo en 3D, usando imagen LANDSAT, el Modelo de elevaciones (MDE) y el modelo digital del terreno (MDT) con foco de luz de 65°, necesarias para el análisis morfoestructural del relieve plegado. Factor para convertir los valores de elevación 1.5.	118
Figura 10. 2 Modelo digital en 3D (MDT3D) con un foco de luz de 65°, con la red de drenaje, el polígono rojo delimita el área de estudio.	120
Figura 10.3 Block diagrama de la zona que abarcan los dos macropliegues (anticlinal y sinclinal) para el análisis morfoestructural del relieve plegado.	121
Figura 10.4 Modelo en 3D a partir de una imagen LANDSAT del área estudiada en el análisis estructural Dúctil.	124
Figura 10.5 Dominios estructurales para analizar la configuración de los macropliegues, diagramas de contornos (proyección Schmidt en el hemisferio inferior) correspondientes a los dominios A1, A2, S1, S2 señalados en el mapa geológico, el diagrama central en ambos casos, es la suma de A1 y A2,; S1 y S2. N: cantidad de datos utilizados.	127
Figura 10.6 Análisis geométrico de macropliegues. Proyección equiareal (red de Schmidt) en el hemisferio inferior de la actitud de capas de los flancos del macroanticlinal y macrosinclinal. Distribución de Fisher, 1% de la superficie del hemisferio. Contornos con la corrección de Terzaghi y cálculo del mejor plano de ajuste cilíndrico, del eje axial y plano axial.	129
Figura 10.7 Sección geológica ideal del plegamiento paralelo, sin considerar la interpretación de fallas, para el cálculo de profundidad de plegamiento, longitud de onda y amplitud. (véase también Anexo C, sección geológica definitiva)	131
Figura 10.8 Cálculo de la profundidad de despegue en un pliegue despegado según la técnica propuesta por CHAMBERLIN (1910).	133
Figura 10.9 Plano de falla coincidente con la estratificación de las capas y la formación de pequeños pliegues como estructuras de acomodación de deformación. Carretera sur a Llacanora, cerro Iscocongá, puente (N: 9203586 E: 783990).	137
Figura 11.1 Diagrama en rosa mostrando la distribución estadística de fallas y fracturas. A. Lineamientos interpretados del MDE B. Diaclasas medidas en campo. C. Fallas definidas del MDT. D. fallas medidas e interpretadas en campo.	139
Figura 11.2 Diagrama de polos de las diaclasas y el plano axial estimado para los macropliegues resaltados de rojo.	140
Figura 11.3 Planos axiales de los macropliegues y mesoplegues y el esfuerzo compresivo.	141

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

	Pág.
Foto 4.1 A. Cultivos, pastos y vegetación arbórea, laguna Suyuscocha. B. Vegetación arbórea, eucalipto, camino a las cataratas de Llacanora	28
Foto 5.1 A. Colina alta a la margen izquierda de la carretera hacia san Marcos, cerro Lamoncera. B. Colina baja en la carretera hacia la Encañada.	30
Foto 5.2 A. Paisaje de ladera de montaña en la localidad de Shaullo, cerro Condorpuñuna. B. Paisaje de ladera de montaña en la localidad de Otuzco.	31
Foto 5.3 A. Planicie de piedemonte lacustre en la laguna Suyuscocha al fondo del cerro Carrga. B. Llanura aluvial, Otuzco.....	32
Foto 5.4 Estructuras kársticas desarrolladas sobre calizas de la Fm. Cajamarca. A. Estructuras kamenitzas o tinajitas (estructuras exokársticas semicirculares). B. Estructuras rillenkarrren. Escala referencial picota de 42cm de largo.....	33
Foto 5.5 Incipiente desarrollo de pseudokarst en areniscas de la Formación Farrat en el flanco sur del anticlinal Baños del Inca. Cavidades y geofomas formadas esencialmente por procesos de disolución intergranular, atacando el cemento y desagregando los granos de cuarzo.	33
Foto 7.1 Afloramiento de la Formación Santa, areniscas con intercalación de lutitas y limolitas en la carretera a unos 300m de la localidad de Llacanora.	46
Foto 7.2 Afloramiento de la Formación Carhuaz, areniscas con tonalidades rojizas con intercalación de lutitas en la carretera a Llacanora.	47
Foto 7.3 Características de los afloramientos de la Fm. Farrat. A. Afloramiento de areniscas, flanco sur anticlinal Baños del Inca, cerro Callacpoma, Shaullo chico. B. Nivel de limolitas. C. Muestra de arenisca cuarzosa clasto soportada. D. Estratificación paralela en afloramientos del cerro Condorpuñuna. E. Estratificación cruzada en las areniscas Farrat, cerro Callacpuma.	49
Foto7.4 A. Afloramiento de la base de la Fm. Inca al extremo sur de la zona de estudio, ladera sur del cerro Lamoncera, localidad Uruco. B. Pelecípodo encontrado en un nivel de la Fm. Inca, en la carretera a Namora, límite sur de la zona de estudio (N: 9202719 E: 785605), lápiz escala 13.5 cm. C. laminación paralela en la Fm. Inca. D. Contacto entre Farrat e Inca, en la ladera Norte del cerro Callacpuma.	50
Foto 7.5 Características de los afloramientos de la Fm. Chúlec. A. afloramiento típico de la Fm. Chúlec, carretera hacia la Encañada. B. Calizas nodulares N: 9208101 E: 783891 C. nivel calcáreo fosilífero N: 9208039 E: 783967 D. Presencia de manganeso en los niveles lutáceos, óxido de manganeso (Pirolusita) N: 9208227 E: 783905.....	52
Foto 7.6 A. Afloramiento de las calizas de la Fm. Pariatambo, escala brújula. B. Exposición de niveles de chert superior a 1m, en la parte superior de la Fm. Pariatambo en la ladera del cerro Mujarron (N: 9208660 E: 784709), escala de fotografía picota 40cm.....	54
Foto 7.7 A. Afloramiento de la Fm. Yumagual en el cerro Mujarron. B. Exposición de la Fm. Yumagual, color blanquecino debido a descarboxatización. C. Aragonito, en niveles calcáreos N: 9209334 E: 785338. D. Lamelibranquio en la Fm. Yumagual, posiblemente Lophista sp. (N: 9209120 E: 785261).	56

Foto 7.8 A. Vista panorámica del contacto litológico entre la Fm. Yumagual y el Gpo. Quilquiñán-Mujarún, con vista al suroeste. B. Afloramiento de la secuencia de calizas nodulares, margas y lutitas pardo amarillentas.....	58
Foto 7.9 A. afloramientos de las calizas de la Fm. Cajamarca en el cerro Tuyoloma con vista al este. B y C Calizas macizas con Karstificación incipiente en la foto C se observa procesos de Karstificación avanzados.	59
Foto 7.10 A. Lutitas y margas amarillentas de la Fm. Celendín, quebrada Campanarume. B. Fósiles de la Fm. Celendín, gasterópodos, bivalvos, equinodermos (ref. N: 9210811 E: 784187). C. Aragonito cristalizado con más de 2m de extensión cerca al contacto entre la Fm. Celendín y la Fm. Cajamarca (N: 9211120 E: 784337).....	61
Foto 7.11 A. Secuencia volcánica de tufos andesíticos de color gris claro, presencia de pómez. B. Toba con textura fanerítica, sanidina, cuarzo, se resalta la presencia de micas (N: 9213161 E: 780899).....	62
Foto 7.12 Depósitos Cuaternarios. A depósitos lacustrinos, extremo norte de la zona estudiada, vista al W. B. depósitos lagunares, Suyuscocha, vista al Oeste. C y D. Depósitos fluviales del río Chonta, tramo Nororiente, con vista a ESE y tramo suroriente, en la ladera sur del cerro Callacpuma, respectivamente. E. depósitos aluviales gravo-arenoso, carretera a Namora, vista al NNE. F. Depósitos Cuaternarios en discordancia angular con la Fm. Inca.	64
Foto 9.1 Estación 2 de medida de planos de fracturas en el Gpo. Quilquiñán-Mujarrún.....	96
Foto 9.2 A. Fracturas subortogonales en la Fm. Inca diaclasas sistemáticas B. fracturas cerca al techo de la Fm. Farrat. C. diaclasas en la Fm. Farrat en el cerro Carrga. D fracturas en la Fm. Celendín cerca al contacto con la Fm. Cajamarca. Estación 8.	96
Foto 9.3 Indicadores de falla A B y D indicadores cinemáticos frágiles del desplazamiento, en areniscas de la Fm. Farrat y la última en la Fm. Celendín. C. minerales de recristalización en calizas de la Fm. Quilquiñán. E. brecha tectónica en las areniscas Farrat, cerro la Arena, Llacanora. F. estratos como indicadores pasivos del desplazamiento de rocas al fallarse, en la Fm. Celendín, qda. Campanarume, Otuzco.	99
Foto 10.1 Mesopliegues observados en campo, A) anticlinal en las rocas de la Fm. Inca (N: 9208049 E: 783819), B) pliegues menores en las areniscas Farrat, flanco sur del anticlinal Baños del Inca, margen derecho aguas arriba río Llacanora (ref. N:9205130 E: 784645).....	130

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1 Ubicación de la zona de estudio en coordenadas UTM (datum WGS-84). Véase plano de ubicación.....	26
Tabla 2 Familias de diaclasas en la estación E-01-10. Derecha, diagrama de círculo mayor en tres dimensiones proyectados en la red de Schmidt en el hemisferio inferior.....	100
Tabla 3. Tipos de fallas determinadas en función del diagrama e_y/K'	111
Tabla 4 Resultados de las soluciones tensoriales para las estaciones de fallas, para los programas Tectonics FP, T-tecto y Tensor.....	112
Tabla 5 Vértices del área seleccionada para realizar el análisis macroestructural dúctil.	116

LISTA DE ABREVIATURAS Y SIGLAS

AECI	Agencia Española de Cooperación Internacional
ápuđ., apud.	apoyado, o citado por.
Cit. pos.	citatum pos: citado por.
e.g.	del latín <i>exempli gratia</i> que significa por ejemplo
et al., et alia	y otros.
etc., et cetera	y así sucesivamente.
fig.	figura
Fm.	Formación
GE	google earth
Gpo.	grupo
i.e.	del latín <i>id est</i> que significa esto es, es decir
id., ídem	lo mismo
infra	más abajo, más adelante, en la parte inferior.
INGEMMET	Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú
MINCETUR	Ministerio de Comercio Exterior y Turismo
Nac.	Nacional
op. cit., opus citatum	obra citada.
pág.	página
pp.	páginas.
PSAD56	Datum provisional sudamericano de 1956
ref.	dato referencial
trad.	Traducido (a) por.
Univ.	universidad
vol.	volumen
vs., versus	contra (al citar leyes se usa solamente v.).
WGS-84	Sistema Geodésico Mundial 1984

RESUMEN

La presente tesis pretende realizar el análisis de las estructuras tectónicas principales de la secuencia Cretácea en los Baños del Inca y alrededores, a escala macroestructural como mesoestructural, aplicando herramientas y metodologías propias de la geología estructural. El área estudiada se sitúa en el lado sureste de la ciudad de Cajamarca, abarcando los distritos de Llacanora, Baños del inca. Litológicamente expone casi toda la secuencia sedimentaria Cretácea, desde la Formación Santa hasta la Formación Celendín.

Se ha realizado un análisis macroestructural, a través de imágenes aéreas, satelitales, modelo digital del terreno y vistas en 3D; identificando lineamientos, fallas, relieves plegados, caracterizándolos estadísticamente en función a parámetros geométricos. Se realiza un análisis mesoestructural, a través de datos tomados en campo, estructuras planares y lineales; fallas, diaclasas, superficies de estratificación y estrías. Se calcula paleoesfuerzos teniendo en cuenta tres métodos poblacionales de fallas, con la aplicación de programas computacionales; Cratos, Tectonics FP, T-tecto, Tensor. Además se hace un estudio geométrico de los pliegues, a través de la proyección estereográfica y clasificándolos siguiendo criterios geométricos -cinemáticos, a la vez que se hace un análisis de los mecanismos de plegamiento y el cálculo de la profundidad de despegue.

Finalmente se elaboró un plano geológico-estructural a escala 1/50,000 y una sección que ayudó a describir e interpretar las características de las estructuras tectónicas (pliegues, fallas, diaclasas) y su relación temporal entre sí.

Palabras claves: análisis estructural, plegamiento, pliegues de despegue, paleoesfuerzos.

ABSTRACT

This thesis aims to perform the analysis of the main tectonic structures of the Cretaceous sequence in the Inca Baths Area mesostructural at the macro scale, applying proprietary tools and methodologies of structural geology. The study area is located on the southeast side of the city of Cajamarca, covering the districts of Llacanora, Baños del Inca. Lithologically exposes most of the Cretaceous sedimentary sequence, from Easter to the Celendin Training Training.

We performed a macro-analysis, through air, satellite imagery, digital terrain model and 3D views; identifying guidelines, faults, folded deformations characterizing statistically according to geometrical parameters. A mesostructural analysis is performed through field data taken in, planar and linear structures; faults, joints, bedding surfaces and grooves. Paleostress is estimated based on three methods of failure population, with the application of computer programs; Cratos, Tectonics FP, T-tect, Tensor. Besides studying geometric folds made through and classifying stereographic projection geometric-kinematic following criteria, while an analysis of the folding mechanisms and the depth calculation is made DT. Finally a geological-structural level was drawn at 1/50, 000 and a section that helped describe and interpret the characteristics of tectonic structures (folds, faults, joints) and its temporal relationship to each other.

Key words: Structural analysis, folding, detachment folds, paleostress.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El área de Investigación comprendida entre los distritos de Baños del Inca y Llacanora, al sureste de la ciudad de Cajamarca, constituida por unidades sedimentarias plegadas y falladas del Cretáceo Inferior-Superior, no ha sido debidamente estudiada en aspectos tectónico-estructurales y actualmente existen muy pocos estudios abocados al análisis estructural.

1.1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

¿Cómo se originaron y desarrollaron las estructuras tectónicas; fallas, diaclasas y pliegues, qué relación tienen entre sí?

¿Cuáles son las características de las estructuras tectónicas a escala macro y mesoestructural?

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. GENERAL

✓ Describir y analizar, la geometría y cinemática de las estructuras principales en la zona estudiada y los paleoesfuerzos relacionados.

1.2.2. ESPECÍFICOS

- ✓ Cartografiar estructuras tectónicas a escala 1/50,000.
- ✓ Describir y clasificar las estructuras tectónicas dominantes.

- ✓ Establecer la dirección de los paleoesfuerzos locales, mediante el uso de Cratos 1.0 /Tectonics FP / T-Tecto 3.0 y Tensor.
- ✓ Estimar la geometría de los pliegues y los mecanismos que los generaron.
- ✓ Elaborar un perfil geológico-estructural.
- ✓ Interpretar el significado de las estructuras tectónicas y su relación entre ellas (espacio-tiempo).

1.2.3. ACADÉMICO

- ✓ Cumplir con uno de los requisitos para optar el título Profesional de Ingeniero Geólogo.

1.3. FORMULACIÓN DE LA HIPÓTESIS

Las estructuras tectónicas principales de la secuencia sedimentaria Cretácea de los Baños del Inca y alrededores, son producto de esfuerzos principales tectónicos de dirección NE-SW, los cuales plegaron y fracturaron las unidades litológicas, en eventos tectónicos compresivos post-Cretáceos. Las fallas y diaclasas, están relacionadas espacial como temporalmente con los pliegues.

1.4. ALCANCES DEL ESTUDIO

La presente tesis está orientada a establecer las características de las principales estructuras tectónicas, configuradas en secuencias sedimentarias del Cretáceo Inferior y Superior, determinar los principales paleoesfuerzos y a su vez analizar que mecanismo gobernaron la deformación, las relaciones entre las estructuras tectónicas, a través del análisis macro y mesoestructural.

Por otro lado, los resultados y conclusiones de esta investigación tienen validez geológica y pueden ser tomadas como referencia para estudios relacionados a geología estructural, mecánica de rocas y a su vez generalizar su uso a la población de interés.

1.5. JUSTIFICACIÓN

Debido a la carencia de información concerniente al análisis estructural de secuencias sedimentarias, esta investigación será trascendental, importante y necesaria, desde un punto de vista puramente científico como industrial y social, pues permitirá cualificar las estructuras tectónicas, asociaciones entre ellas, que sin duda mejoraran y actualizaran la interpretación geológico-estructural; aplicando teorías, métodos y técnicas modernas.

Esta tesis busca constituirse en plataforma para trabajos quizá más profundos y más puntuales, a la vez implementa una metodología integrada para abordar el estudio de estructuras tectónicas, así como una base de información todavía escasa en Cajamarca de manera que aporte conocimiento geológico-académico actualizado.

En este sentido, la investigación dentro de este campo tiene como uno de sus objetivos la difusión de programas computacionales existentes para el análisis de las estructuras tectónicas.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN

En términos generales los aportes más relevantes de los diversos estudios realizados en el área de investigación, mencionados cronológicamente:

- Benavides, (1956). “*Cretaceous System in Northern Peru*”. Describe y caracteriza principalmente las unidades del Cretáceo, volcánicos del Paleógeno – Neógeno y depósitos Cuaternarios, en base al levantamiento de columnas sedimentológicas y estudio de fósiles. Así mismo hace un análisis a nivel regional.
- Reyes, (1980). Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET) Boletín N° 31, Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba. Analiza regionalmente y dentro de ella el área de estudio y se da cuenta del primer cartografiado regional de Cajamarca a escala 1:100,000
- Wilson, (2000). “*Structural Development of the Northern Andes of Peru*”, describe los cambios litológicos regionales de la Cuenca Cajamarca y las estructuras tectónicas regionales asociada a la cuenca.
- INGGEMMET, (2003). Estudio Geofísico de las Aguas Termales de Baños del Inca y Alrededores realiza trabajos de geofísica terrestre (métodos eléctricos) con la finalidad de obtener un perfil litológico vertical característico del área diferenciando los tipos de suelos encontrados.
- Baratoux, L, et al.; (2006). Síntesis de la geología estructural e hidrogeología de Cajamarca. Elabora mapa y modelo hidrogeológico.
- Lagos et al., (2007). Aportes al análisis de cuencas sedimentarias en los alrededores de las localidades de los Baños del Inca, Cruz Blanca, Otuzco, distrito de Cajamarca XIII Congreso Peruano de Geología. Realiza una

descripción de las características sedimentológicas y aplican técnicas de descompactación a estas secuencias determinando que: la Formación Chimú redujo un 24% de espesor, las Formaciones: Santa- Carhuaz un 36%, la Formación Farrat un 12% y la Formación Inca un 33%.

- Chuquiruna, W., (2009) Tesis Caracterización estratigráfica y estructural de la subcuenca Chonta – Cajamarca; mediante aplicaciones SIG. Realiza un modelo geológico - estructural de la Subcuenca Chonta.
- Herrera, E., (2012). Tesis Estudio estratigráfico del Cretáceo Superior en los alrededores de la ciudad de Cajamarca. Define las características litobioestratigráficas de la época del Cretáceo Superior en los alrededores de la ciudad de Cajamarca, actualiza la columna estratigráfica de Cajamarca.

Estos trabajos han permitido conocer la estratigrafía del área de estudio. Sin embargo, trabajos de detalle en geología estructural, que describan e interpreten la geometría, la cinemática de las estructuras tectónicas, los mecanismos del plegamiento y que además integren la información de campo con las nuevas herramientas tecnológicas, prácticamente no existen.

2.2. BASES TEÓRICAS

A continuación se menciona algunos de las teorías más trascendentales en el análisis estructural y en las que se fundamenta la presente investigación:

Stearns (1968) planteó la hipótesis de que las fracturas en rocas plegadas se componen de un conjunto de tres fracturas cuyas orientaciones son controlados por las orientaciones de los ejes principales de estrés.

Boyer y Elliott (1982), presentan un artículo acerca de los sistemas compresivos, en el cual proponen los principales marcos geométricos y su evolución, así como sus implicaciones mecánicas y la adición de nuevos modelos geométricos.

Elliott (1982), muestra cuales son los datos que se necesitan para la interpretación estructural. Este autor discute los términos de viabilidad y admisibilidad de las interpretaciones estructurales.

Suppe (1985), resume los modelos geométricos de pliegues para sistemas compresivos y explica sus características.

Petit (1987) aporta con su clasificación un método de estimación del sentido de movimiento de fallas en terreno, pero también les asocia una connotación genética al comparar estructuras con resultados de experimentos de deformación frágil realizados por él y otros investigadores contemporáneos, e introdujo así nuevas conclusiones de la geometría de fracturas asociada a su génesis.

Describe y clasifica los tipos de fracturas menores alrededor de fallas mayores según su orientación respecto al plano de cizalla principal.

Jamison, 1987; Dahlstrom, 1990; Homza y Wallace, 1995; Epard y Groshong, 1995; Poblet y McClay, 1996; Atkinson, 2002; Los pliegues de despegue se forman cuando una unidad competente se acorta por encima de una unidad relativamente incompetente.

Cristallini (2000), pliegues de despegue, pliegues formados en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas (despegue) en uno ó más niveles de alta ductilidad. Se generan debido a esfuerzos compresivos horizontales que pliegan la secuencia, de modo que el material dúctil migra hacia el núcleo de la estructura, este mecanismo se denomina tectoquinesis.

Atkinson, 1987; Engelder, 1987; Kulander et al., 1979, Pollard and Segall, 1987; Scholz, 2002, dividieron a las fracturas en función del modo en que se produce la propagación de la fractura y el desplazamiento relativo de los bloques a través de la superficie de la fractura, en tres tipos principales; Modo I, II y III.

Modo I: son fracturas de extensión donde el desplazamiento es perpendicular a las paredes de la fractura. Modo II: son aquellas en las que la cizalla es paralela a la dirección de propagación de la fractura. Modo III: son aquellas en las que la cizalla es perpendicular a la dirección de propagación de la fractura.

Poblet (2004), analiza la cinemática de los distintos tipos de pliegues relacionados a fallas.

En las próximas líneas se describen brevemente algunas de las teorías en las que se basa la investigación.

2.3. CLASIFICACIÓN DE PLIEGUES

Buena parte de las clasificaciones de pliegues se basan en la forma de las superficies plegadas. A continuación se menciona algunas de las clasificaciones más usadas en la literatura.

1. De Acuerdo al ángulo interflanco o interlimbo

El ángulo interlimbo es el ángulo entre las tangentes a la superficie, dibujadas a través de las líneas de inflexión.

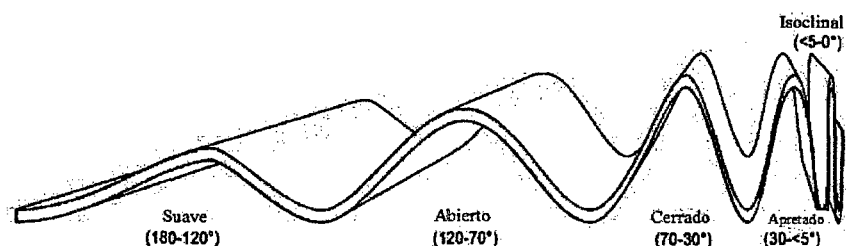


Figura 2.1 Clasificación cualitativa de pliegues según el ángulo interlimbo. (Trad. de Burg, J 2011, pág. 194) Nótese que la fig. representa el ángulo interflanco promedio.

2. Clasificación de Fleuty

Fleuty (1964) creó un esquema de clasificación, basado en las orientaciones relativas e inclinaciones absolutas de las líneas de charnela y las superficies axiales. A lo largo del eje x del diagrama se representa la inclinación (en grados sexagesimales) de la superficie o plano axial; a lo largo del eje y se representa la inmersión de la línea de charnela. En base a esto se han definido 15 categorías de pliegues (fig. 2.2).

3. Clasificación isogonal de Ramsay

La clasificación más utilizada para evaluar la deformación fue desarrollada por John Ramsay (1967), método muy sensible para la determinación de ligeros cambios en la geometría de pliegues de capa a capa en una estructura de pliegues y es una clasificación geométrica rigurosa que se basa en la definición de dos tipos de espesores relativos medidos a lo largo de la capa plegada y del trazado de unas líneas denominadas isógonas (línea que une puntos de la curvatura interna y externa de un pliegue, en donde los valores de inclinación son iguales) (Elliot 1965; Ramsay 1967). Espesor ortogonal, se define como la distancia entre las dos tangentes paralelas, medida perpendicularmente a ellas y se denota como $\tau\alpha$.

El espesor paralelo al plano axial se define como la distancia entre las dos tangentes, medida según una línea paralela al plano axial del pliegue y se denota como $T\alpha$. Esta clasificación (fig. 2.3) define cinco clases fundamentales de pliegues, caracterizados por una geometría independiente

de sus flancos así como de la charnela, destacándose los espesores de las capas y la inclinación de las isógonas.

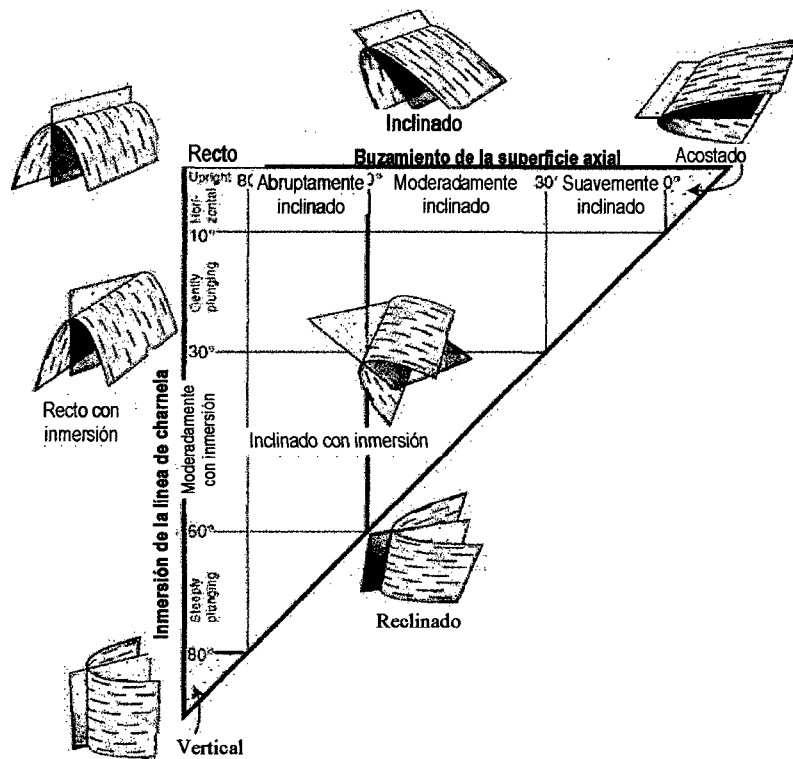


Figura 2.2 Clasificación de pliegues basada en la inclinación de la línea de charnela y la superficie axial, (Ramsay 1987). Adaptado de Fossen, H., 2010. pág. 221.

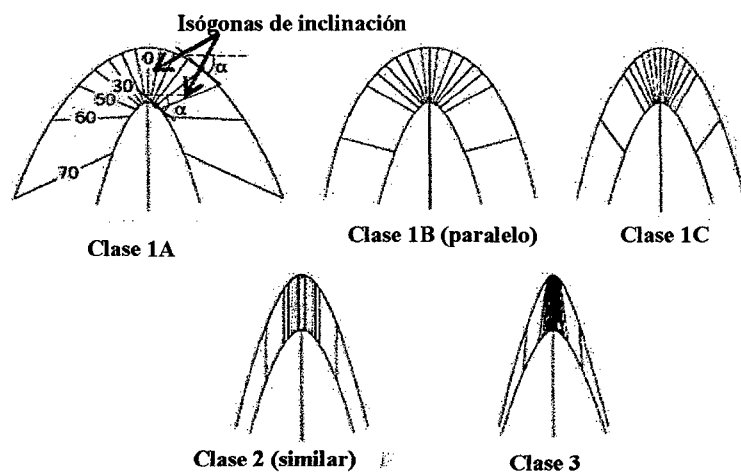


Figura 2.3 Clasificación de capas plegadas basada en líneas de buzamiento idéntico para pliegues orientados verticalmente (Van Der & Stephen, 2004 y Porras, 2008).

Los pliegues no necesariamente muestran la regularidad de las funciones matemáticas. Sin embargo el análisis armónico simple (transformación de Fourier) ha venido siendo aplicada en la descripción de la forma de pliegues. (Ramsay, 1999; Fossen, 2010). Basado en este método Peter Hudleston preparo un sistema de clasificación visual para la forma que los pliegues muestran.

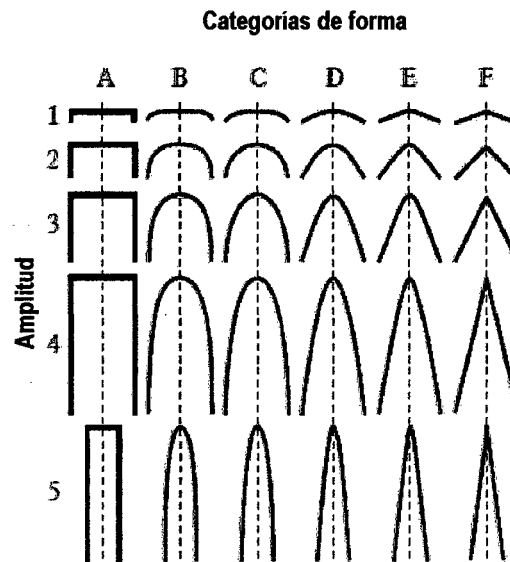


Figura 2.4 Clasificación de pliegues basado en la forma. A: cajas (box folds) B: Semi-elipses C: parábolas D: Sinusoides E: Semicírculos F: Chevron (Acordeón) (Adaptado de Fossen, H., 2010. pág. 223).

2.4. MÉTODOS DE ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS

La descripción de los distintos métodos y su empleo en distintos contextos geológicos y estructurales se encuentra bien desarrollada en numerosos trabajos (i.e.: Simón, 1984, 1986, 1989; De Vicente, 1988; Casas et al., 1990; Maestro y Casas, 1995). En este trabajo se han utilizado tres de los métodos utilizados habitualmente para el análisis poblacional de fallas: el método de los Diedros Rectos, el método de Deslizamiento, el método de inversión de Rechcs. El uso combinado de esos tres métodos así como una serie de criterios prácticos sobre la utilización de los mismos, son propuestos por Casas et al. (1990) y pueden ser considerados suficientes para determinar la orientación de los tensores de esfuerzos y la relación de forma del elipsoide con una fiabilidad aceptable.

A continuación se exponen los tres métodos que serán usados en el tratamiento de la data de fallas, para la presente investigación.

Método de Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977): Mediante el trazado, en proyección estereográfica, de un plano auxiliar perpendicular a la estría, la región entorno a una falla queda dividida en cuatro cuadrantes. Dos de éstos son de compresión y dos de extensión. El esfuerzo principal máximo (σ_1) se sitúa en el diedro de compresión (color oscuro) y el esfuerzo principal mínimo (σ_3) en el de extensión.

Si el estado de esfuerzos bajo el que se mueven todas las fallas de una estación es el mismo, σ_1 debe de estar situado en la intersección de los diedros de compresión de todas las fallas y σ_3 en la intersección de los diedros de tensión. Cuando se analiza una población de fallas se suman las áreas de los cuadrantes en compresión y en extensión de cada una de las estructuras, hallando de este modo los campos compatibles en compresión y extensión para toda la población. El resultado se expresa mediante un diagrama en proyección estereográfica (fig. 2.5). Las condiciones impuestas para obtener mejores resultados son:

- Los ejes de máxima compresión y extensión, deben ser perpendiculares.
- Ambos ejes deben estar en parejas opuestas de diedros.

La aplicación mediante ordenador calcula, para cada dirección del espacio, el porcentaje de fallas en relación con las cuales ésta ha quedado incluida en el diedro de extensión; el valor máximo corresponderá a la posición óptima del eje de extensión y el mínimo al de compresión.

Las ventajas fundamentales de este método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones de las zonas de máxima compresión, extensión y su aplicación simultánea al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos y de fallas.

De la fig. 2.5, a, cada plano de falla (p) se le asocia un plano auxiliar (a) perpendicular al mismo, definiendo cuatro diedros rectos: dos de compresión (C) y dos de extensión (E); n , vector unitario normal al plano de falla; τ , vector unitario de deslizamiento. b , la suma de los diedros de extensión y compresión asociados al movimiento de dos fallas acota las direcciones de extensión y compresión.

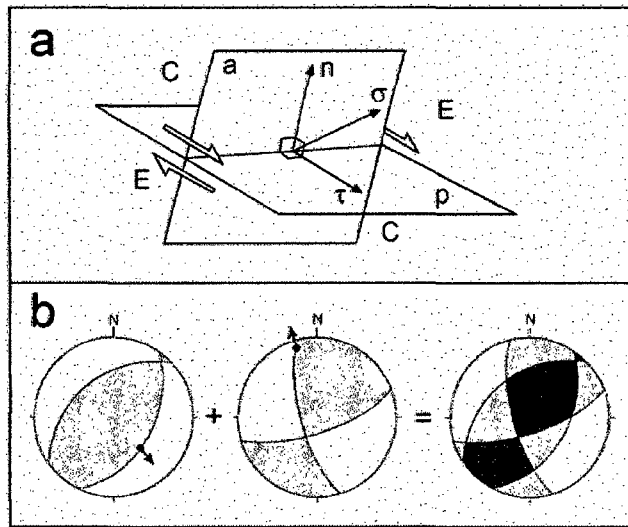


Figura 2.5 Método de los Diedros Rectos, en gris están los campos de compresión; en blanco los de extensión.

Modelo de Deslizamiento o modelo de Reches (De Vicente, 1988; a partir del modelo de Reches 1983). Considera que la deformación puede ser triaxial y por lo tanto puede existir extensión o acortamiento en la dirección del eje intermedio. Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb, e incluye como un caso particular (deformación plana, $e_2 = 0$) el modelo de fracturación de Anderson (1951). Para acomodar la deformación tridimensional se forman cuatro juegos de fallas conjugadas, con simetría ortorrómbica respecto a los ejes principales de deformación (fig. 2.6).

El modelo asume que los planos de falla activos son aquellos que son capaces de disipar mejor la energía friccional de la deformación. La orientación de los planos de falla viene determinada por las características reológicas del material, la orientación de los ejes principales y la razón axial del elipsoide de deformación. El modelo de deslizamiento se utiliza para obtener de forma directa, la orientación del máximo acortamiento horizontal y la forma del elipsoide de deformación.

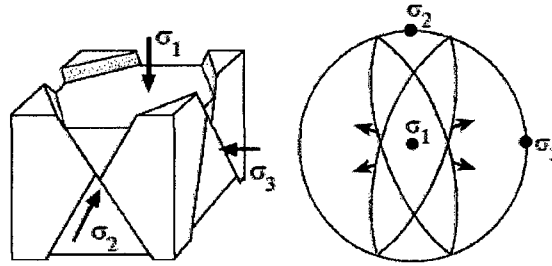


Figura 2.6 Modelo de fracturación de Reches (1983). Cuando la deformación es triaxial se forman cuatro juegos de fallas normales conjugadas; si la deformación es plana coincide con el modelo de Anderson (1951). Las flechas en los diagramas indican la dirección de deslizamiento.

El Modelo de Deslizamiento relaciona matemáticamente el parámetro de forma del elipsoide de deformación $K' = (e_y/e_z)$, donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y es el máximo acortamiento horizontal, se asume que la deformación se produce sin cambio en el volumen ($e_y = -(e_x + e_z)$).

SECUENCIA NORMAL	$K' = +\infty$	Deformación plana	$(e_z = 0, -e_x = e_y)$	DESGARRES PUROS ($C = 0$)
	$+\infty > K' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	$(-e_x > e_y > e_z)$	DESGARRES NORMALES
	$K' = 1$		$(-e_x > e_y = e_z)$	
	$1 > K' > 0$	Deformación extensiva con componente de cizalla	$(-e_x > e_z > e_y)$	Fallas NORMAL DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$K' = 0$	(deformación plana)	$(-e_x = e_z, e_y = 0)$	
	$0 > K' > -0.5$	Deformación extensiva radial	$(-e_z > -e_x > -e_y)$	Fallas NORMALES PURAS ($C = 90$)
	$K' = -0.5$	Deformación extensiva radial pura	$(e_z > -e_x = -e_y)$	
SECUENCIA INVERSA	$K' = -0.5$	Deformación compresiva radial pura	$(-e_z > e_x = e_y)$	
	$-1 > K' > -0.5$	Deformación compresiva radial	$(-e_z > e_y > e_x)$	Fallas INVERSAS PURAS ($C = 90$)
	$K' = -1$	(deformación plana)	$(-e_z = e_y, e_x = 0)$	
	$-2 < K' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	$(e_y > -e_z > -e_x)$	Fallas INVERSO DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$K' = -2$		$(e_y > -e_x = -e_z)$	
	$-\infty < K' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	$(e_y > -e_x > -e_z)$	DESGARRES INVERSOS
	$K' = -\infty$	Deformación plana	$(e_y = -e_x, e_z = 0)$	DESGARRES PUROS ($C = 0$)

Figura 2.7 Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados (De Vicente, 1988).

De Vicente (1988) ha desarrollado a partir del modelo de Reches una metodología de análisis de fallas que se plasma fundamentalmente en dos procedimientos gráficos: los diagramas e_y/K' y C/B . Asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, establece una serie de ecuaciones que relacionan K' y ϕ con los valores angulares de las fallas medidas en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo (C). De este modo, se obtiene para cada falla la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), el valor del

ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (ϕ) y el parámetro K' que permite conocer la forma del elipsoide de deformación.

El diagrama e_y/K' , enfrenta los valores de K' (tipos de elipsoides) con la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey) obtenida para cada falla. y permite encontrar un elipsoide de deformación óptimo definido por la orientación de sus ejes horizontales (se supone que el tercero es vertical) y la relación K' entre las elongaciones principales. Este diagrama, junto con las rosas de orientación de máxima compresión horizontal, resulta de gran utilidad a la hora de separar poblaciones de fallas que se acomodan a diferentes direcciones de máximo acortamiento horizontal.

El diagrama C/B, representación gráfica de las combinaciones entre ángulos de buzamiento y cabeceo de las fallas, definiendo cuatro campos que representan tipos de fallas diferentes. De este modo los campos 1 y 3 representan fallas con movimiento en dirección (cabeceos bajos y buzamientos altos), mientras que el 2 y 4 corresponden a fallas con movimiento en la vertical (cabeceos altos). De igual forma, las zonas 1 y 2 corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_z (fallas normales) mientras que en 3 y 4 se produce extensión según e_z (fallas inversas). Permite chequear los resultados del diagrama e/K' y calcular el valor del ángulo de rozamiento de aquéllas. Un valor añadido de este método es que cada falla aporta una solución y permite separar, a partir de una población de fallas inicial, aquellas que se acomodan a una dirección de acortamiento común. Esto facilita la separación de poblaciones por familias para su posterior análisis con otros métodos basados en la ecuación de Bott (1959). El método permite asignar, asumiendo que la deformación es frágil y que uno de los ejes está en la vertical, un sentido de movimiento teórico a las fallas a las que no se les ha podido asignar en campo, en función de las relaciones entre el buzamiento del plano de falla y el cabeceo de la estría de movimiento.

Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1978, 1992). Es un método de inversión del tensor de esfuerzo basado en la ecuación de Bott (1959), que asume que el deslizamiento sobre el plano de falla se produce en una dirección paralela al máximo esfuerzo de cizalla (τ). Este método permite obtener la orientación y magnitud relativa de los ejes principales de esfuerzo ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), teniendo en cuenta el criterio de rotura de Navier-Coulomby proporciona la fricción bajo la

que se produjo el deslizamiento de los planos de falla para ese tensor de esfuerzo; asumiendo las siguientes premisas:

1. El deslizamiento sobre el plano de falla se produce en la dirección del máximo esfuerzo de cizalla resuelto.
2. Los esfuerzos normales y de cizalla sobre la falla satisfacen el criterio de rotura de Navier-Coulomb.
3. El deslizamiento se produce bajo condiciones relativamente uniformes: las fallas fueron activas bajo el mismo campo de esfuerzos y la fricción en ellas se puede representar como su valor medio.

Las premisas primera y tercera son comunes a todos los métodos de inversión, pero la segunda hace que éste sea el método más restrictivo ya que, además de utilizar la ecuación de Bott (1959), la solución tiene que cumplir el criterio de rotura de Navier-Coulomb. Como ventaja adicional, el Método de Inversión de Esfuerzos permite elegir entre un abanico de soluciones en función del valor de la fricción y de varios parámetros de calidad.

2.5. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS

- **Análisis microestructural:** uso de equipo de acercamiento a escala microscópica, en corte delgado. (Simón, 1984; Hancock, 1985; Liesa, 1999)
Ej: maclas, clivajes, lineaciones, foliaciones, recristalización.
- **Análisis mesoestructural:** escala a muestra de mano o escala de afloramientos puede realizarse mediante el estudio de poblaciones de fallas, diaclasas, picos estilolíticos, cantos estriados (Ramsay y Huber, 1983).
- **Análisis macroestructural:** estudio independiente o en conjunto de fallas, fracturas, zonas de cizalla y pliegues regionales, no observables a escala de afloramiento. Ej: lineamientos, diaclasas, fallas, pliegues, zonas de cizalla.
- **“Buckling” (pandeo u ondulamiento):** generación de pliegues por esfuerzos normales actuando paralelamente a las capas, la dirección más fácil de relajación es normal a la dirección de la aplicación de la fuerza.
- **Pliegues de despegue (detachment o décollement folds) (Chamberlain, 1910):** Se forman en relación con una falla horizontal, sobre la cual se deslizan las capas hasta una posición donde el deslizamiento sobre la falla es cero, generándose el pliegue por acortamiento horizontal.

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

En este capítulo se describen los distintos procedimientos y técnicas utilizadas para abordar el problema de investigación y lograr los objetivos planteados al inicio de esta tesis, en otras palabras, aquí se presentan someramente la sistemática empleada en el tratamiento e interpretación de los datos recolectados en las distintas etapas de esta investigación.

3.1. TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

La metodología utilizada para alcanzar los objetivos propuestos ha estado condicionada por la disponibilidad de datos y el tiempo de duración de la investigación. La metodología ha sido del tipo expositiva, descriptiva y analítica, debido a que la investigación está orientada a realizar trabajos en campo, para obtener la información geológica real y posteriormente hacer el procesamiento e interpretación de esta data en gabinete.

En esta investigación los métodos utilizados pueden ser agrupados en dos clases: los métodos lógicos; deducción, análisis, síntesis y los métodos empíricos; observación y medición (modificado de Chirif, 2007).

3.2. PROCEDIMIENTO Y TÉCNICAS DE RECOPIACIÓN DE DATOS

El procedimiento seguido para recolectar los datos tanto bibliográficos como de campo comprenden etapas secuenciales estas incluye la compilación bibliográfica, los trabajos en campo y el procesamiento de los datos. Para efecto de la presente Tesis, se ha dividido el procedimiento de investigación en tres etapas (fig. 3.1, pág. 20) las que están relacionadas y ayudaron a alcanzar de forma efectiva los objetivos trazados.

3.2.1. ETAPA PRE- CAMPO, RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se llevó a cabo una recopilación bibliográfica de libros, consulta de páginas de internet científicas, de datos geológicos existentes y el análisis de las publicaciones científicas de los últimos años relacionados al problema de estudio.

También se recopiló la cartografía geológica existente del área de estudio, la referencia regional; hoja 15-g del cuadrángulo de San Marcos que se encuentra a escala 1:100,000, realizado por el INGEMMET, 2005. En base al cartografiado existente, información topográfica e imágenes de Google Earth (GE) se elaboró planos temáticos. Las cartografías preexistentes han permitido adquirir un buen conocimiento estructural de la zona antes de abordar los trabajos de campo. Las incursiones al campo se planificaron a priori en gabinete mediante el GE vista 2D-3D, tomando en cuenta las zonas de afloramiento y accesibilidad.

3.2.2. ETAPA DE CAMPO

La presente tesis se fundamentó en el trabajo de campo que se inicia con la observación, descripción y medida de las diferentes estructuras tectónicas del área de estudio. Para esta etapa se programaron 10 salidas al campo.

Toda la data de cartografía fue trabajada tanto en gabinete como en campo en el sistema geodésico mundial 1984 (WGS-84). Dentro de la etapa de campo se hizo uso de técnicas concretas:

A. Cartografía geológico-estructural:

Se ha utilizado una imagen de GE sobre la que se han representado datos procedentes de:

- Estructuras determinadas en la cartografía geológica a escala 1:100,000 de la hoja 15-g de San Marcos.
- Datos procedentes del análisis de lineaciones observadas en imágenes aéreas del GE (software libre).
- Datos de campo propios.

En la cartografía realizada a escala 1/ 50,000 se ha prestado especial atención en la representación de las estructuras de deformación tanto continua como discontinua que afectan a rocas del Cretáceo Inferior y Superior. Así mismo se realizó la identificación, ubicación, orientación y delimitación de unidades geológicas (sedimentarias y volcánicas), la documentación de datos estructurales, medición e interpretación de elementos planares y lineales, tales como: diaclasas, fallas, ejes de pliegues, lineaciones en planos de fallas, para caracterizar estructuralmente la zona de estudio.

B. Análisis estructural

El análisis estructural incluye la caracterización geométrica, cinemática de las estructuras tectónicas dominantes del área de estudio. Para lo cual se usaron técnicas de análisis propios de la geología estructural, que en primer lugar, ayuden a identificar los diferentes tipos de estructuras tectónicas, valiéndonos de indicadores o marcadores de deformación y desplazamiento, así como la relación de dependencia y temporalidad de estructuras tectónicas.

➤ *Análisis estructural a través de imágenes del Google Earth- 2014*

A partir de imágenes de GE (acercamientos hasta 1/ 5,000), cartografía regional y modelo digital del terreno (MDT) se han identificado lineamientos estructurales (fallas, fracturas). Digitalizados y presentados como mapas temáticos. Muestran la distribución del patrón de fracturación y de las zonas con mayor deformación aparente, que afectan a las rocas Cretáceas.

➤ *Análisis de paleoesfuerzos*

Se realizó el análisis poblacional de fallas, para determinar los paleoesfuerzos; usando el Cratos, T-tecto, y tectonics FP, Tensor. Como aproximación general se han empleado, las siguientes técnicas de análisis poblacional de fallas: modelo de deslizamiento, método de los diedros rectos, método de inversión de esfuerzos.

➤ *Análisis de mecanismos de plegamiento*

Para deducir la geometría de los pliegues se midieron; orientación y buzamiento de las capas deformadas.

Los Mecanismos de plegamiento se identificaron a través de la observación en campo de capas plegadas y su geometría.

En resumen, el trabajo de campo consistió básicamente en localizar y medir el máximo número de datum fallas-indicadores cinemáticos, planos de diaclasas y capas.

Para la toma de datos de campo se usó la convencional regla de la mano derecha, si un plano buza hacia el observador, la pínula de la brújula apuntará hacia la derecha.

La toma de datos en campo se realizó con una Brújula Brunton azimutal, con medición de los siguientes elementos estructurales: en el caso de estructuras planares se midieron buzamiento y azimut, mientras que en las lineaciones se midieron; dirección de la línea (trend) (0-360°), inmersión de la línea (plunge), cabeceo (pitch o rake) (0-90°) y sentido de movimiento, si era posible, la calidad de dato tomado en campo.

3.2.3. ETAPA POST- CAMPO

La cartografía geológica y la interpretación estructural constituyen los pilares básicos de este estudio.

En esta etapa se procesaron los datos obtenidos en campo y la integración con los datos pre-existentes, redacción del informe así como la digitalización del plano geológico y demás planos temáticos, sección geológica, columna estratigráfica.

El trabajo post-campo o gabinete puede resumirse en los siguientes apartados:

- a. Digitalización e interpretación del cartografiado geológico estructural utilizando el software ArcGis 10 el cual también permitirá generar el Modelo Digital del Terreno.
- b. Se obtuvieron datos estructurales de las unidades y se documentaron planos de estratificación, planos-estrias de falla, diaclasas y pliegues menores, a los que se hizo un tratamiento estadístico usando el Dips, Stereonet, Cratost1.0, Tectonics FP, T-Tecto 3.0, Tensor. Su análisis

- permitió identificar las direcciones de los paleoesfuerzos principales y clasificar las estructuras tectónicas.
- c. Elaboración e interpretación de la sección geo-estructural. Se calculó la profundidad de despegue.
 - d. Se interpretó la cronología de las estructuras tectónicas y sus interrelaciones.
 - e. Finalmente se realizó el análisis de las estructuras para dar las conclusiones finales y culminar con la redacción del documento final de tesis.

3.3. DESCRIPCIÓN DEL EQUIPO E INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN

- a. **Equipos e instrumentos para el campo:** En las salidas de campo siempre se debe contar con los siguientes equipo y materiales
 - Brújula Brunton azimutal, para medir la orientación e inclinación de las estructuras planares, lineales primarias y secundarias tectónicas.
 - GPS (Navegatorio), para ubicar los elementos tectónicos dentro del área de estudio, a través de coordenadas UTM (Universal Transversal Mercator), según el elipsoide internacional utilizado para la zona sudamericana WGS-84.
 - Cámara fotográfica, para tener evidencia del trabajo en campo e ilustrar las mejores exposiciones de estructuras tectónicas mesoscópicas.
 - Libreta de Campo (anexo A), tablero de cartografiado, son fundamentales para la toma ordenada y secuencial de la toma de data de campo así como para la realización de los diferentes croquis o dibujos observados en el campo.
 - Colores, plumones, lápices, protactor, Usados principalmente para diferenciar y ubicar en el plano los tipos de estratos, la litología, las diferentes estructuras, usados para medir el pitch de la estría de falla.
 - Mapa geológico del cuadrángulo de San Marcos hoja 15-g, escala 1: 100, 000, planos topográficos.
 - Imagen del google earth a escala 1:50,000.

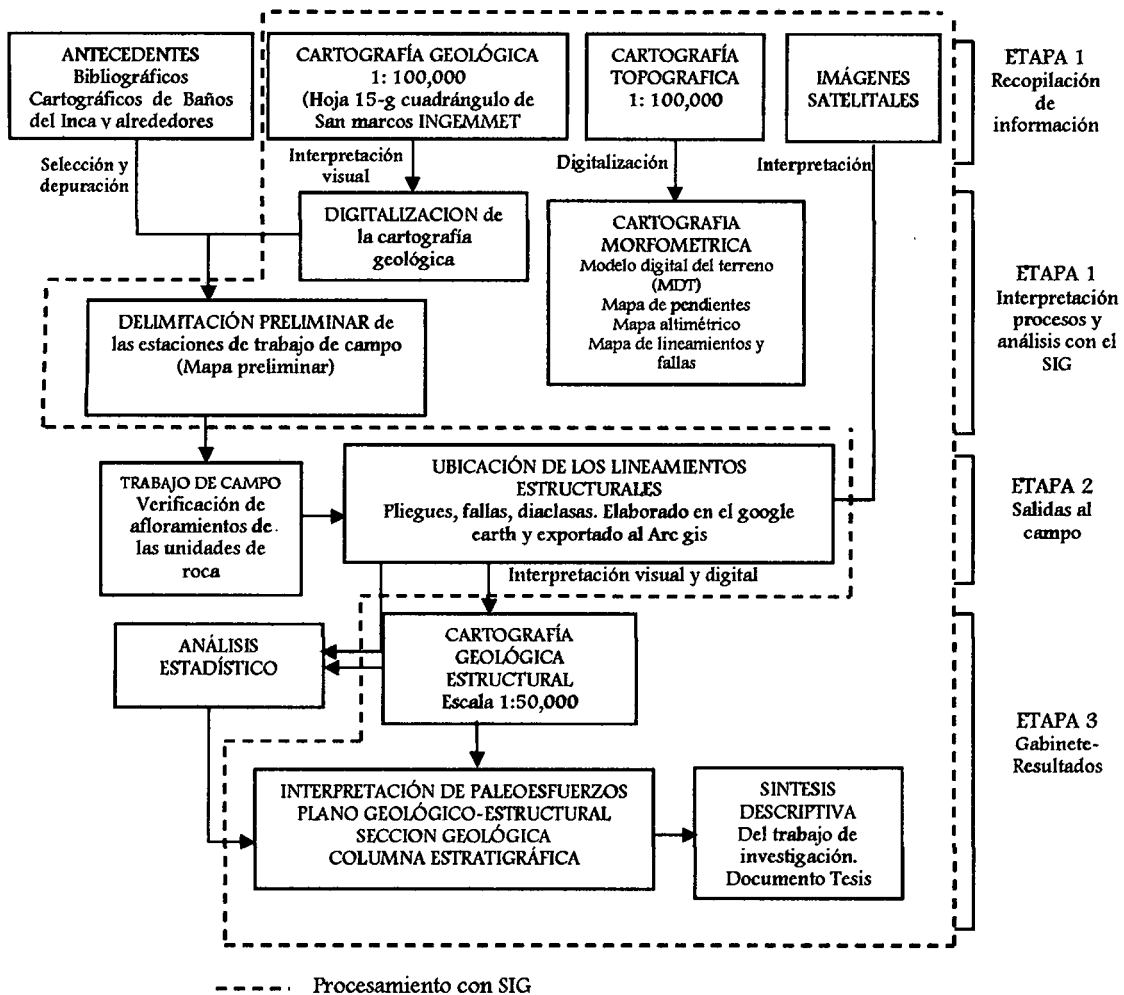


Figura 3.1 Diagrama metodológico para la realización de la presente Tesis.

b. Materiales para Gabinete

- ✓ Papel Bond.
- ✓ Protactor.
- ✓ Lap Top.
- ✓ Impresora.

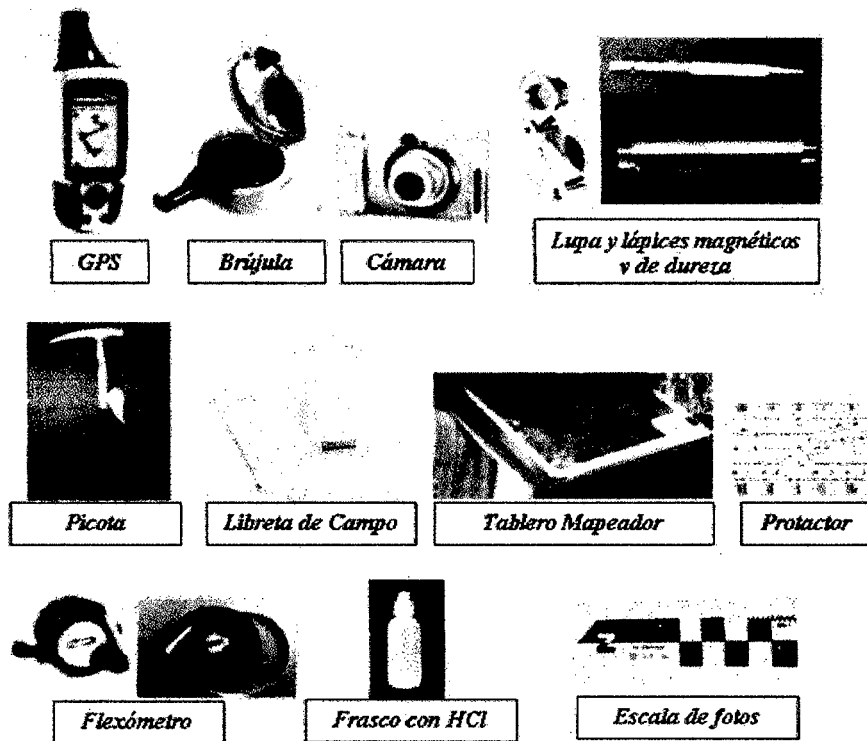


Figura 3.2 Equipos y herramientas indispensables en el trabajo de cartografiado geológico-estructural.

c. Soporte técnico, programas de computador utilizados

- Office 2007 (Word, Excel, Power Point), para la de edición, presentación y/o procesamiento de la data recolectada en campo.
- Arc Gis 10, es un conjunto de aplicaciones SIG profesionales, para visualizar, crear, manipular y gestionar información geológica. Permitió la realización y elaboración de planos temáticos.
- Google Earth, su uso es para obtener imágenes aéreas y tener una vista interactiva del área de investigación.
- Dips, Stereonet, Cratos, Tectonics FP, T-Tecto 2.0, Tensor: Software de geología estructural que han sido útiles en el tratamiento estadístico de fallas, diaclasas y datos de actitud de capas.

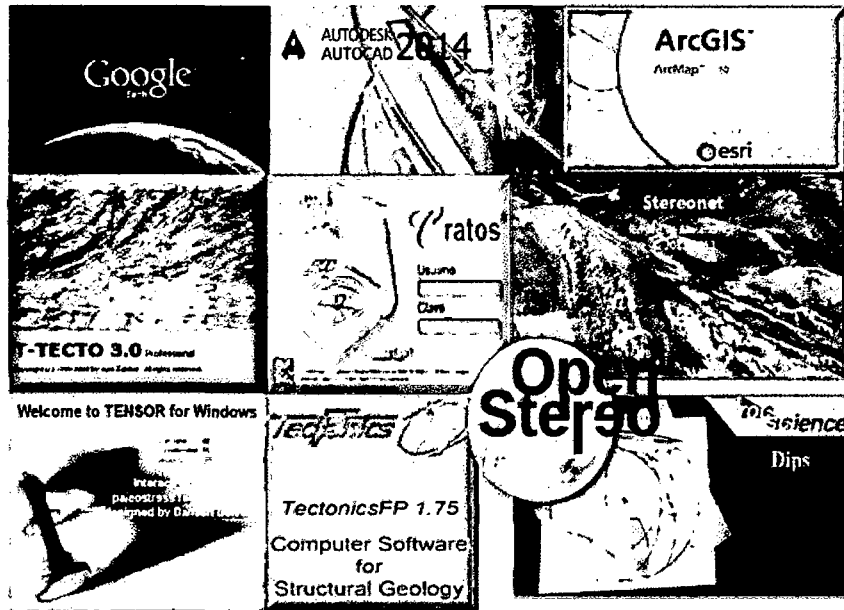


Figura 3.3 Programas usados en el procesamiento y presentación de la información recabada en la etapa de campo.

3.4. TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS

Los datos tomados en campo; tanto los cuantitativos (el azimut y buzamiento de la estratificación, la potencia) como los cualitativos (las observaciones más relevantes, descripción de los planos de fallas y diaclasas), se les organizara en una matriz de tabulación (hoja de Excel) y sobre esta se realiza el respectivo análisis de todos los datos recopilados.

El procesamiento se realizó con ayuda de los programas de computador antes mencionados. En gabinete se separaron datos con incompatibilidades cinemáticas usando el programa Tensor y T-Tecto, así como para determinar las direcciones e inclinaciones de los tres esfuerzos principales σ_1 (compresivo), σ_2 (intermedio) y σ_3 (tensional), graficados en diagramas.

Para analizar y determinar los paleoesfuerzos se utilizaron 3 métodos de análisis poblacional de fallas:

- ✓ Modelo de Deslizamiento. Este método es de gran utilidad para separar, dentro de una misma estación, poblaciones que se ajustan a diferentes orientaciones de máxima compresión horizontal y al mismo tiempo, permite asignar sentidos de movimiento teóricos a las fallas a las que no se les ha podido asignar en

campo; siendo una buena herramienta para preparar las estaciones y plantear la aplicación de métodos de inversión posteriores.

- ✓ Diedros Rectos (geométrico-cinemático). Este método se aplicó a los datos totales de cada estación y a las subpoblaciones definidas con el Modelo de Deslizamiento, obteniendo soluciones gráficas que permitieron comprobar la presencia de más de un estado de esfuerzo/deformación en una única estación. La aplicación del Método de los Diedros Rectos se efectuó mediante el programa Cratos (De Vicente y Martín, 1996), Tectonics FP (Reiter y Acs, 2011) y T- Tecto (Jure Žalohar, 2009).
- ✓ Método de Inversión de Esfuerzos. Este ha sido el método utilizado para el cálculo numérico de los tensores de esfuerzo. En una primera etapa se trataron las poblaciones totales evaluando si correspondían a un único tensor o no y comparando los resultados con los de los dos métodos anteriores. En el caso de no poder explicar la “totalidad” de los datos de una estación mediante un tensor único, se crearon subpoblaciones teniendo en cuenta los criterios aportados por el análisis cinemático y geométrico, el Modelo de Deslizamiento y el Método de los Diedros Rectos.

El último método basado en la ecuación de Bott, relaciona el cabeceo de las estrías de la población de fallas con el parámetro R. Este parámetro mide la forma del tensor de esfuerzos y la orientación de los ejes principales. $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

Los dos primeros analizan la geometría de las fallas e infieren los parámetros del tensor de deformación asociado. La forma del mismo se mide mediante el parámetro $K = y/z$ (y es el eje de máximo acortamiento en la horizontal y z de la deformación vertical). El análisis conjunto de estos métodos se ha demostrado apropiado en otras zonas y estudios tectónicos- estructurales.

Tras la aplicación de la metodología hasta aquí descrita se han obtenido una o varias soluciones tensoriales para cada una de las estaciones cinemáticas tratadas. Esos resultados han sido analizados con objeto de determinar la existencia de campos de paleoesfuerzos comunes a toda el área, definidos por las soluciones tensoriales obtenidas.

Por otro lado, los datos de capas y diaclasas fueron tratados con el Stereonet, dips y openstereo. En el caso de las diaclasas para definir familias en función de su

orientación. La data de capas se plotearon en diagramas de polos, red de Schmidt., para definir algunas características geométricas de los pliegues.

Para el análisis de datos se integró la información de las estructuras del plano geológico-estructural, sección geológica y vista en 3D.

3.5. CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS

La recogida de datos geológico-estructurales tiene una serie de limitaciones que es preciso conocer. El control de la calidad de datos, es necesario para asegurar y controlar el grado de representatividad y confiabilidad de los datos.

El control de calidad comienza desde la etapa pre campo, pues es necesario contar con equipos debidamente calibrados y configurados, para asegurar datos bien tomados y así anular posibles errores. Hay que tener en cuenta los errores de tipo numérico que se producen durante la toma de datos estructurales. Cabe destacar:

- Los errores instrumentales de la brújula y el clinómetro, que pueden estimarse en $\pm 1^\circ$, para los ángulos medidos. (Herráiz, M., et al., 1999)
- Errores debidos a las irregularidades de la superficie de falla y de la estría, que son cuantitativamente más importantes y que fácilmente alcanzan valores de $\pm 5^\circ$.
- El error en el cálculo del tensor de esfuerzos. El grado de confianza de los resultados se mide en función de la variación del ángulo entre estrías teóricas y estrías calculadas y el número de fallas explicadas por el tensor.

Conviene recordar que para la evaluación de la compatibilidad mecánica, estos autores (Simón et al., 1996) proponen que las fallas deben quedar por encima de la línea de resistencia friccional definida en el Círculo de Mohr por una cohesión nula y un ángulo de fricción.

En este sentido, la utilización del método de inversión de esfuerzos (Reches et al, 1992), el cual calcula la fricción media y obliga a las fallas explicadas (tabla 5, pág. 116) a cumplir esa fricción sin fijar un valor arbitrario, soluciona este problema. El resultado de todo esto es que si se proyecta los valores de índice de calidad del método de Reches respecto al de Etchecopar (como ejemplo típico del

resto de los métodos) para distintos tensores (Muñoz Martín, 1997), la correlación es alta.

Los tensores calculados caen dentro de las soluciones aceptables teniendo un índice de calidad de bueno a muy buen (capítulo de análisis mesoestructural frágil).

3.6. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Para presentar los resultados de la información cuantitativa sea hecho uso de tablas, cuadros y para ilustrar el trabajo de campo, se han elegido las mejores imágenes fotográficas. Para la elaboración de los cuadros y tablas se hizo uso de softwares estadísticos como Minitab 16 y Excel.

Los datos de actitud de capas, estructuras tectónicas fueron procesados por softwares especializados de geología estructural; dips, t-tecto, tectonics, stereonet, Cratos, Tensor, openstereo, los resultados más representativos de este procesamiento se presentan en el presente documento (cap. IX- X).

CAPÍTULO IV

GENERALIDADES DE LA ZONA DE ESTUDIO

4.1. UBICACIÓN

El presente estudio se realizó en la zona Norte del Territorio Peruano, en el departamento y provincia de Cajamarca, abarcando los distritos de Baños del Inca y Llacanora. El área de estudio está ubicada en el lado Este de la ciudad de Cajamarca, correspondiente al cuadrángulo 15-g San Marcos.

Ubicado específicamente entre las coordenadas UTM (datum WGS-84), que cubren un área aproximada de 129 km²:

Vértice	Norte	Este
A	9214250	779408
B	9214250	790450
C	9202550	790450
D	9202550	779408

Tabla 1 Ubicación de la zona de estudio en coordenadas UTM (datum WGS-84). Véase plano de ubicación.

4.2. ACCESIBILIDAD

La zona de estudio está relativamente cerca de la ciudad, por lo que su accesibilidad es relativamente fácil y rápida, se cuenta con medios de transporte público por el lado sur y norte de la zona de estudio. Dentro de las diversas rutas de accesos se menciona las más importantes:

- ✓ La vía asfaltada Cajamarca- Baños del Inca-Llacanora, se puede acceder en transporte público y/o privado, a 7 km de la ciudad de Cajamarca, a 20

minutos de viaje, bajamos en el tramo sur, donde se observa afloramientos rocosos, Formación Farrat, a 50 metros aprox. del Jr. Zepita.

- ✓ La vía Cajamarca- Otuzco, la que se encuentra asfaltada en su totalidad, se accede en transporte público (combis), a 8 km de la ciudad de Cajamarca, en un viaje de 20 a 25 minutos, se cruza el puente de cemento (antes puente colgante), hasta los afloramientos de calizas del cerro Licliconga y Otuzco.
- ✓ Cajamarca – Puyllucana- Pampa la Culebra, aproximadamente a 27 kilómetros al este de la ciudad de Cajamarca, teniendo acceso por la carretera Cajamarca – Encañada, tramo que a su vez es netamente asfaltado hasta el punto de intersección con una carretera afirmada en el flanco izquierdo que lleva a la zona de estudio, en un tiempo de viaje de 25-30 minutos aprox.

Además, dentro de la zona existen caminos de herradura y trochas carrozables que son de uso frecuente por los lugareños, dichos accesos han permitido y facilitado las largas caminatas de las salidas al campo.

4.3. DRENAJE

El área de trabajo se caracteriza por presentar un drenaje principalmente dendrítico a rectangular, también se presenta un drenaje subparalelo en algunos sectores (fig. 5.1). Estos tipos de drenajes corresponden en su totalidad a quebradas cuyo régimen de aguas es estacionario, i.e. con presencia de agua durante el invierno y la ausencia de ésta durante el verano. El río principal es el Río Otuzco (Río Chonta).

4.4. CLIMA

El clima está influenciado directamente por la altitud de la Cordillera Occidental, las corrientes frías provenientes del Pacífico Sur y las corrientes cálidas procedentes de la zona ecuatorial. Cajamarca tiene un clima tropical de montaña, con temperaturas templadas.

Las temperaturas varían entre los 21° C y 7° C, con un promedio anual de 14° C, mientras que las temperaturas mínimas promedio se encuentran por debajo de los 3° C llegando inclusive a registrar temperaturas bajo cero ocasionando las heladas. La zona estudiada presenta dos estaciones características: una lluviosa (Octubre a

Marzo) y otra seca (Abril a Septiembre), aunque en los últimos años se han presentado anomalías de pluviosidad en el mes de Abril. La zona presenta una pluviosidad anual máxima de 1390 mm y mínima de 700 mm y con una precipitación pluvial promedio anual de 634 mm/año (Fuente: <http://siar.regioncajamarca.gob.pe/admDocumento.php?accion=bajar&docadjunto=847>).

4.5. VEGETACIÓN

El presentar un clima templado, favorece el cultivo y se caracteriza por presentar suelos aptos para la agricultura, de papa, trigo, cebada, arvejas, maíz, y alfalfa, teniendo vegetación arbórea del tipo eucalipto, pinos, ciprés.

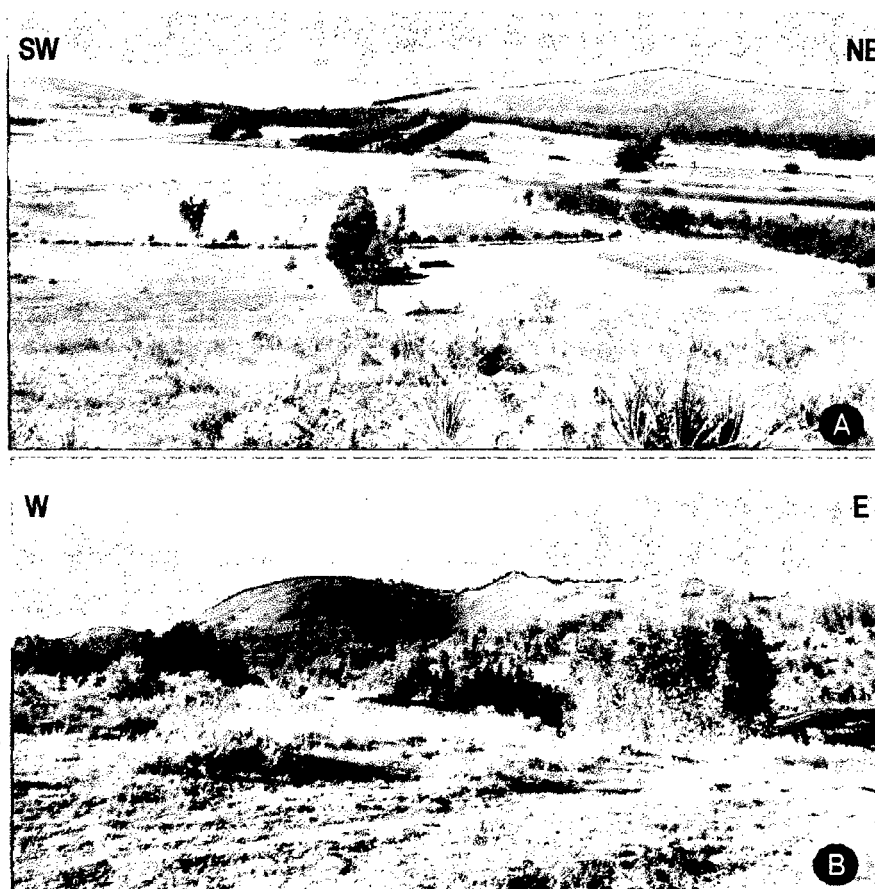


Foto 4.1 A. Cultivos, pastos y vegetación arbórea, laguna Suyuscocha. B. Vegetación arbórea, eucalipto, camino a las cataratas de Llacanora.

CAPÍTULO V

GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología del área de estudio es el resultado de la interacción de diferentes factores: la litología, estructuras tectónicas, tipos de suelo, patrones fluviales y el clima de la región.

El área de estudio se encuentra al extremo este de la ciudad de Cajamarca definida de manera general como una zona con prominencias de hasta 3250 m.s.n.m. y una altitud mínima de 2600 m.s.n.m. (fig. 5.1, pág. 34).

La definición de unidades geomorfológicas y su delimitación, tomó como referencia el estudio de geomorfología del departamento de Cajamarca, mapa geomorfológico (Alcántara, G. 2011). Las unidades geomorfológicas del área estudiada son (anexo B, plano geomorfológico P-02):

5.1. ALTIPLANICIE

Son pequeños sectores de topografía poco accidentada, llana a ondulada, pendiente dominante de 0% a 10%, se ubican generalmente entre 2800 a 3000 m.s.n.m. (fig. 5.1-5.3, pág. 34-36), ocupan un área de 18 km² (anexo B, P-02)

Esta unidad geomorfológica corresponde a medios excavados por el flujo de ríos Cuaternarios, con acumulación de sedimentos lagunares y fluviales.

La suavidad de las pendientes restringe la ocurrencia de acciones erosivas actuales, salvo el caso localizado de pequeñas escorrentías y erosión en surcos ubicados en los escasos accidentes topográficos.

5.2. COLINOSO

Son superficies extensas con una elevación natural del terreno inferior a 280 m, cuyas laderas se inclinan con valores superiores a 40% de pendiente, se ubican

generalmente a altitudes superiores a 2800 m.s.n.m., ocupan un área de 72 km² (anexo B, plano geomorfológico P-02). Litológicamente está constituido generalmente por las rocas sedimentarias de las Formaciones Farrat, Inca, Chuléc, Pariatambo, Yumagual. Esta unidad se ha subdividido en dos subtipos:

5.2.1. COLINAS BAJAS, elevaciones de terreno de cimas ligeramente redondeadas (lomas), con pendientes del orden de 10-20% y alturas sobre su nivel de base local comprendidas entre 50 y 100 metros, constituyen mayoritariamente zonas de regular a buena estabilidad (foto 5.1B).

5.2.2. COLINAS ALTAS, cuyas alturas fluctúan entre los 110-280 m sobre su nivel de base, caracterizándose por presentar cimas cónicas (foto 5.1A) y pendientes mayores a 40%.



Foto 5.1 A. Colina alta a la margen izquierda de la carretera hacia san Marcos, cerro Lamoncera. B. Colina baj, carretera hacia la Encañada, a 1.3 km de la localidad Chinchin Chuquipuquio.

5.3. MONTAÑOSO

Son reducidos sectores de gran elevación natural del terreno, de diverso origen, superan los 300 metros de desnivel, cuya cima puede ser aguda, a redondeada o tabular y cuyas laderas son regulares, irregulares a complejas. Comprendidas

principalmente a altitudes superiores a 2900 m.s.n.m. con pendientes de 20%-50% y superiores a 50%, presentan numerosos escarpes subverticales y fondos estrechos relativamente planos (foto 5.2). Ocupan un área de 18 km² del área total de estudio (anexo B, plano geomorfológico P-02). Litológicamente están constituidas por rocas sedimentarias del Grupo Goyllarisquizga y las Formaciones Chúlec, Yumagual, Grupo Quilquiñán-Mujarrún, Cajamarca, Celendín y rocas volcánicas de la Formación Huambos.



Foto 5.2 A. Paisaje de ladera de montaña en la localidad de Shaullo, cerro Condorpuñuna.
B. Paisaje de ladera de montaña en la localidad de Otuzco.

5.4. PLANICIE

5.4.1. PIEDEMONTE ALUVIO LACUSTRE

Esta unidad geomorfológica se puede observar en algunas zonas que van desde los 2600 hasta 2800 m.s.n.m. La pendiente menor a 10% (fig. 5.2, pág. 35). Ocupa 21 km² del total de área estudiada.

Por su configuración geomorfológica, ocupan las partes bajas del relieve montañoso y colinoso adyacentes a las referidas zonas; su origen radica en la acumulación de sedimentos aluviales y fluviales sobre una concavidad lagunar.

Forman parte de la configuración de esta unidad geomorfológica las terrazas que se encuentran en las márgenes del río Chonta (foto 5.3), conformando un inmenso valle donde actualmente se desarrolla una ganadería y una agricultura intensiva; pero a la vez amenazados por el espectacular cambio de uso de la tierra intensificándose la expansión urbana.

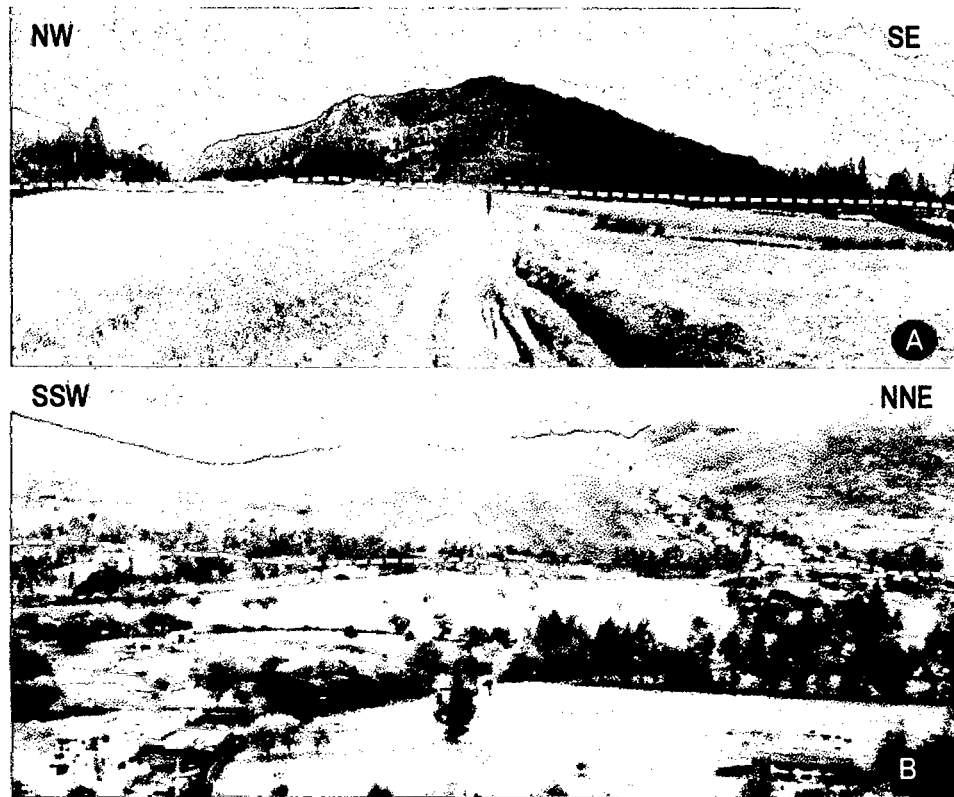


Foto 5.3 A. Planicie de piedemonte lacustre en la laguna Suyuscocha al fondo del cerro Carrga.
B. Llanura aluvial, Otuzco.

5.5. GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA

Las geoformas kársticas son generadas por un proceso físico-químico de disolución de calizas en presencia de agua de lluvia que actúa como portadora de gases atmosféricos (CO_2 y O_2), junto con ácidos y otros productos orgánicos (ácido carbónico CO_3H_2), incorporados en su recorrido superficial, lo que aumenta su agresividad química. Este proceso es uno de los principales agentes de modelado del microrelieve en los macizos calcáreos en la zona estudiada y se manifiesta en forma de estructuras superficiales de disolución del substrato rocoso que reciben el nombre genérico de lapiaz (francés) o rillenkarrén (alemán).



Foto 5.4 Estructuras kársticas desarrolladas sobre calizas de la Fm. Cajamarca. A. Estructuras kamenitzas o tinajitas (estructuras exokársticas semicirculares). B. Estructuras rillenkarren. Escala referencial picota de 42cm de largo.

Las propiedades de este microrelieve dependen fundamentalmente de las características del medio rocoso y de factores externos. Estas estructuras están desarrolladas extensamente en las calizas de la Formación Cajamarca y de manera incipiente en las Formaciones Yumagual, Grupo Quilquiñán-Mujarrún, Celendín. En la zona de estudio se presentan lapiaces o rillenkarren radiales y alargados con las crestas puntiagudas (foto 5.4B).

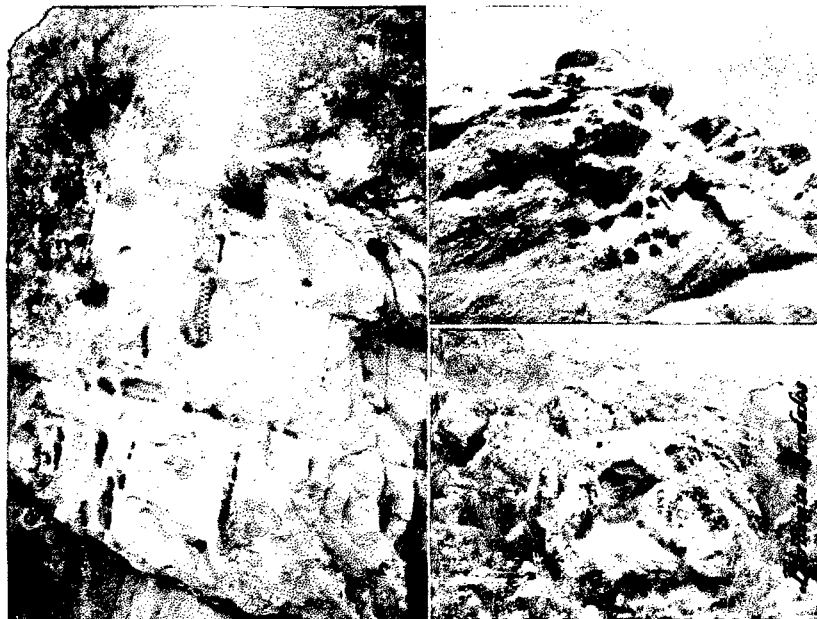


Foto 5.5 Incipiente desarrollo de karst en areniscas de la Formación Farrat en el flanco sur del anticlinal Baños del Inca. Cavidades y geoformas formadas esencialmente por procesos de disolución intergranular, atacando el cemento y desagregando los granos de cuarzo.

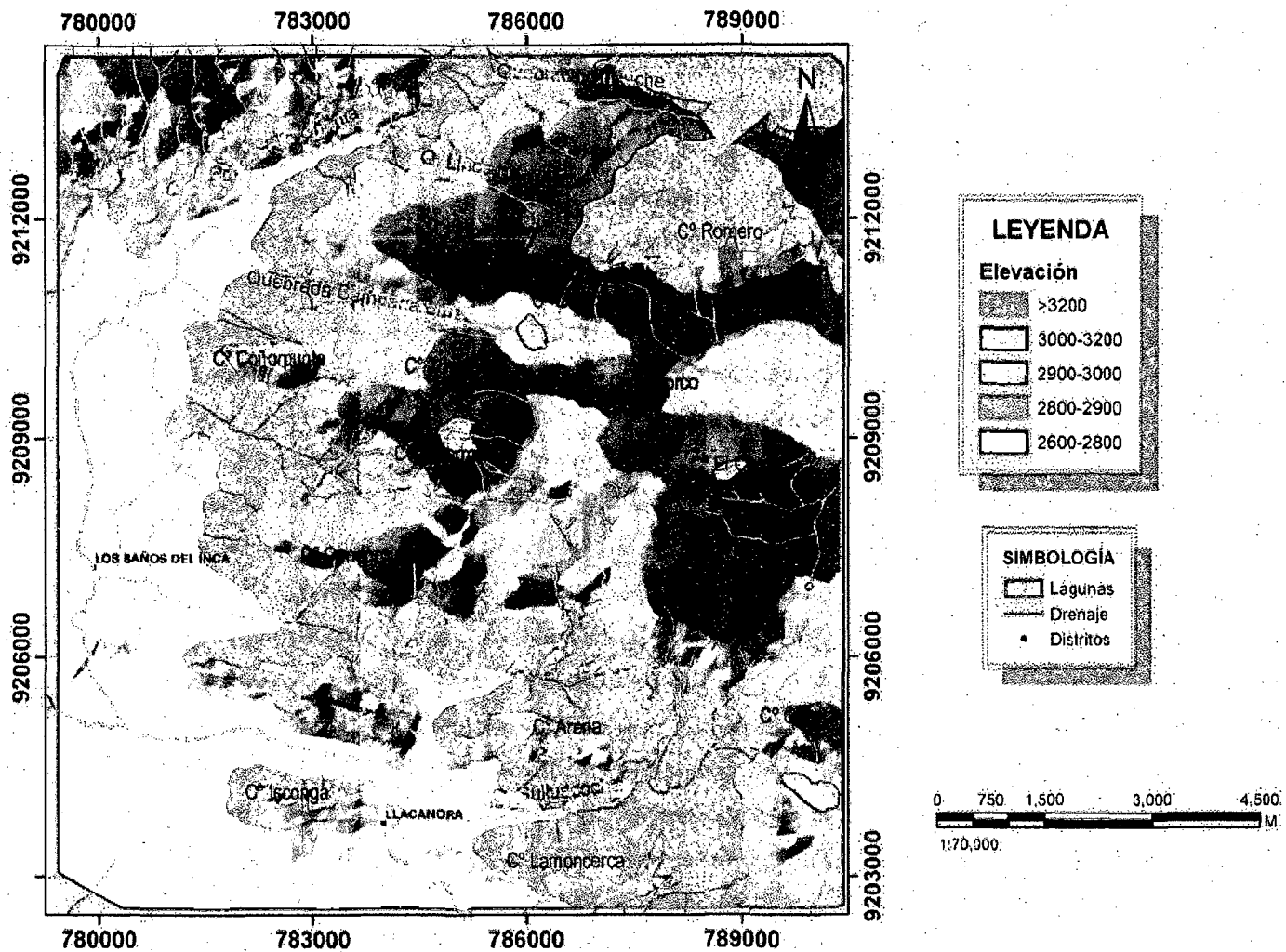


Figura 5.1 Mapa de altitudes, elaborada a partir de curvas de nivel y cotas en Arcgis 10.

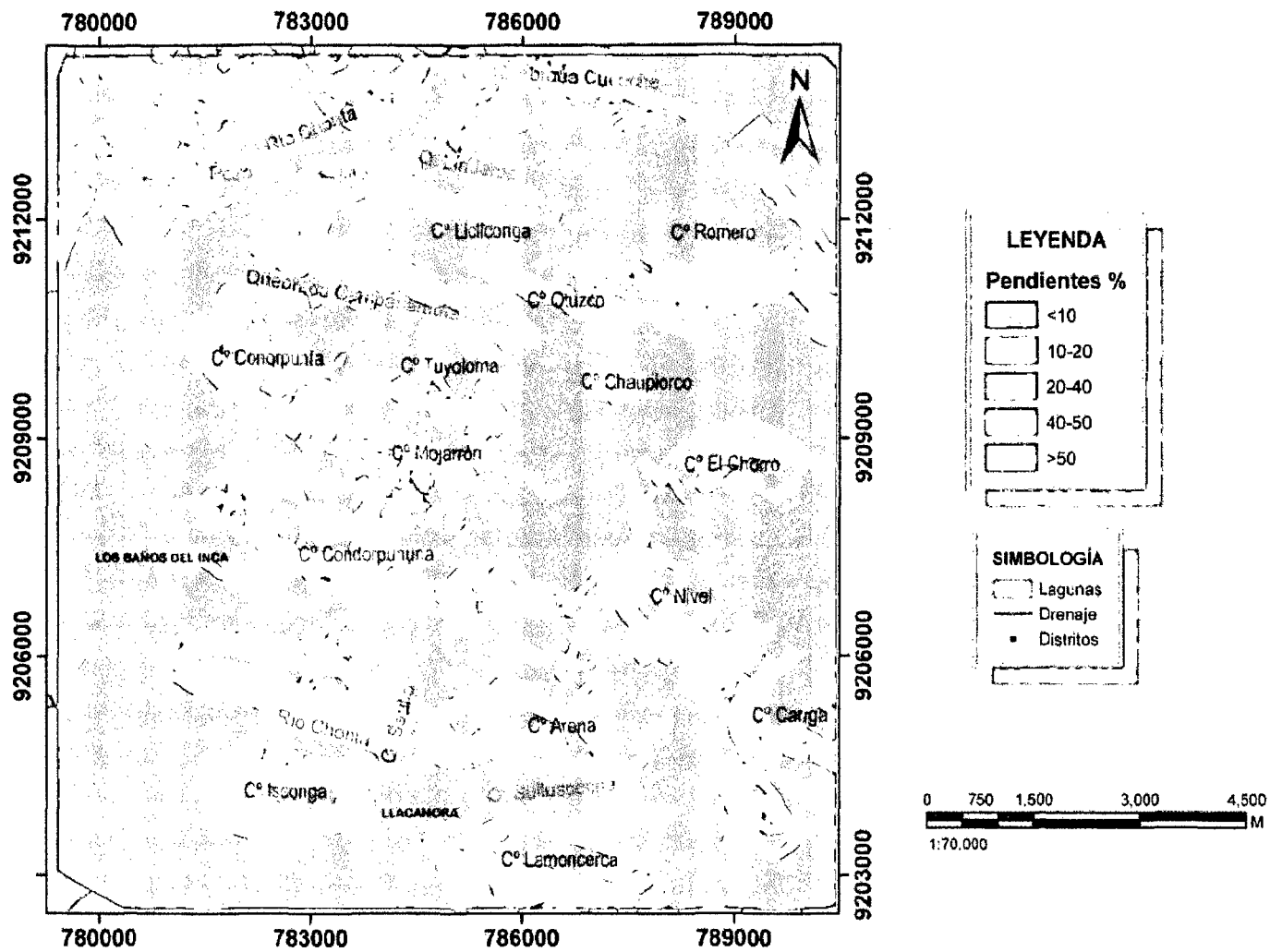


Figura 5.2 Mapa de pendientes en porcentaje, elaborado en Arcgis 10.

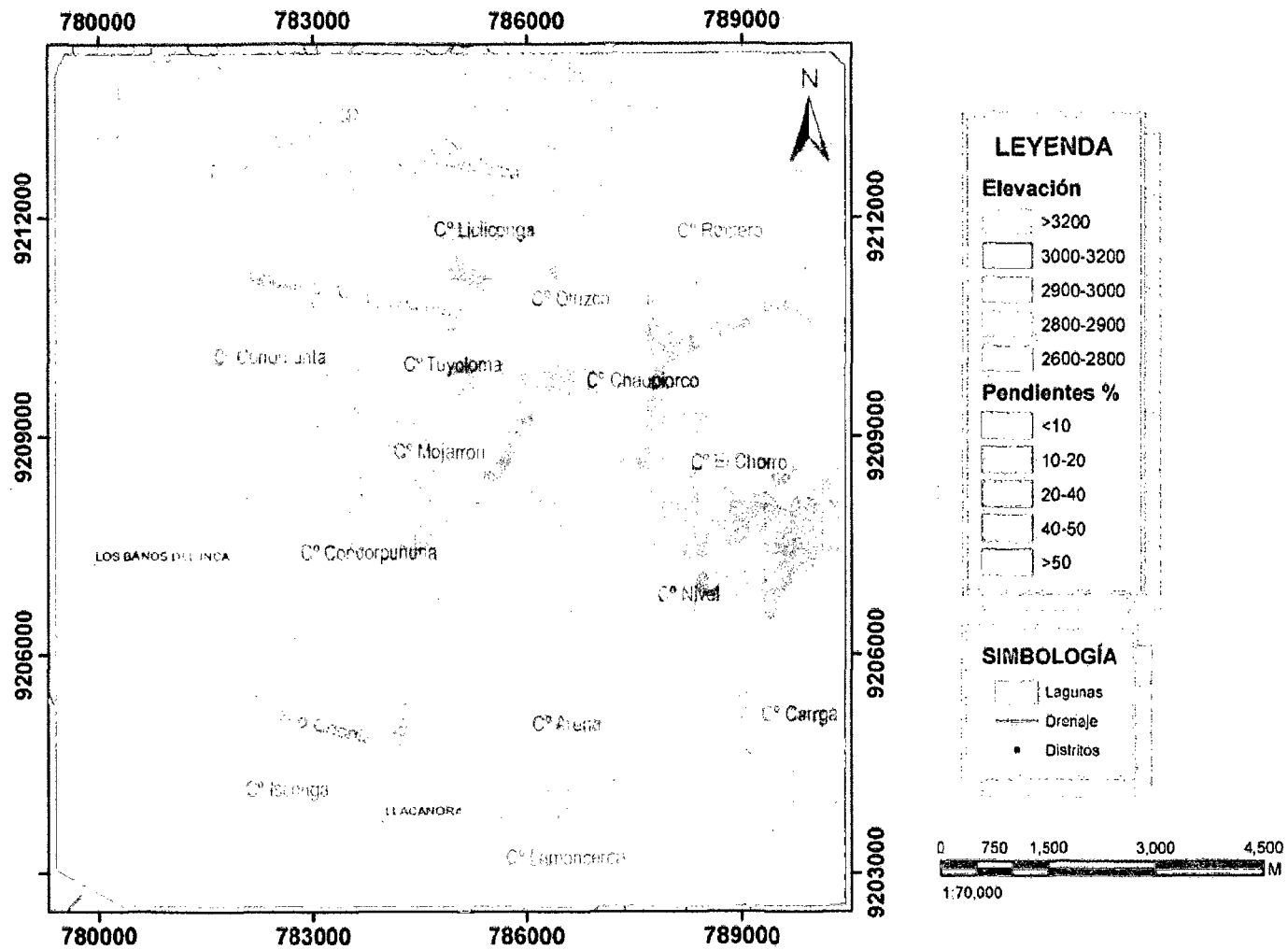


Figura 5.3 Mapa de pendientes sobreimpuesta al mapa de elevaciones.

CAPÍTULO VI

GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO TECTÓNICO

6.1. UNIDADES GEOLÓGICAS

La región Cajamarca está conformada litológicamente por más de 2 km de basamento Cretáceo, compuesto por rocas silicoclásticas del Grupo Goyllarisquizga, sobreyacidas por estratos calcáreos de las Formaciones Inca, Chúlec, Pariatambo, Yumagual, Grupo Quilquiñán-Mujarrún y finalizando con la Formación Cajamarca y Celendín (Benavides-Cáceres, 1956; Wilson, 1985a y b). Las rocas sedimentarias Cretáceas tienen dos orientaciones bien marcadas (NW y E-W) a la altura de la ciudad de Cajamarca. Estas rocas sedimentarias de origen marino en el norte del Perú fueron depositadas en la cuenca oeste peruana (Wilson, 2000) en un régimen de subducción tipo mariana (Mégard, 1984). Es ahora claro que los sedimentos fueron depositados en una serie de depresiones (subcuencas) interconectadas, cada una de las cuales fueron caracterizadas por el desarrollo de facies propias para luego ser plegada y subsecuentemente levantada.

El Cenozoico se encuentra caracterizado por una potente y extensa secuencia de rocas volcánicas (Grupo Calipuy y Formación Huambos) del Eoceno al Mioceno. El área de las rocas volcánicas incluye algunos campos volcánicos, flujos y domos de rocas de composición riolítica a andesítica y probablemente son en su mayoría de edad Miocénica. Las rocas volcánicas están mayormente expuestas en el norte y noroeste de Cajamarca.

En discordancia angular sobre todas las unidades descritas anteriormente se tiene una variedad de depósitos Cuaternarios, localizándose los morrénicos y fluvio-glaciares en las zonas más elevadas, los lacustres en las pequeñas cuencas interandinas, los aluviales en las faldas de los cerros y laderas de valle y finalmente los fluviales en los lechos de los ríos. Los depósitos lacustres

involucran todos los sedimentos depositados casi horizontalmente en pequeñas cuencas ocupadas anteriormente por lagunas. Estos depósitos se encuentran en diferentes lugares y niveles.

6.2. CONTEXTO TECTÓNICO

La región está caracterizada principalmente por rocas sedimentarias Cretáceas que fueron deformadas durante el Cenozoico por dos episodios orogénicos conocidos respectivamente como la Fase Inca (I-IV) y Quechua (I y II) (Mégard, 1984; Benavides, 1999). Estos episodios se deben al cambio de la subducción tipo mariana que ocurrió desde el Cenozoico temprano, siendo marcada desde este tiempo por repetidos episodios de compresión con diferentes intensidades.

Lo que marca la diferencia entre la Fase Inca y Quechua son los ratios de convergencia de la placa que influyen directamente sobre cada una de las fases orogénicas. Los primeros pulsos orogénicos de la fase Inca ocurrieron durante el Eoceno sobre un margen reactivado del escudo Brasileiro (Macfarlane, 1999).

Las rocas ígneas en la región Cajamarca están relacionadas a tres principales episodios magmáticos que intruyen y sobreyacen a las rocas sedimentarias Cretáceas y al basamento metamórfico. El primero de estos eventos ocurre durante el Paleógeno (57 + 3.5 Ma) y resulta en la depositación de la secuencia volcánica Llama (fig. 6.1, pág. 42). También como el emplazamiento de algunos stocks intrusivos (Noble et al., 1990). Diques máficos de alto nivel fueron emplazadas (aprox. 29.5 Ma.). La segunda fase magmática ocurre durante el Mioceno temprano a medio (aprox. 23.2 + 15.8 Ma). El inicio de este período magmático coincide con un número de importantes eventos tectónicos que incluyen una rotación en sentido del reloj de la placa farallon, incremento del ratio de convergencia, algunas fases de deformación y levantamiento en el norte del Perú (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Noble et al., 1990).

Basados en la geofísica y los datos geológicos Kono et al., (1989) y James y Sackc (1999) concluyen que la mayoría del espesor cortical Miocénico en la Cordillera Occidental resultó de este intenso magmatismo.

6.3. TECTÓNICA EN EL NORTE DEL PERÚ

Historia Cretácea

Una cuenca deposicional caracterizó el norte del Perú durante el triásico Tardío hasta el Cretáceo tardío, en donde fueron depositadas todas las secuencias marinas. Esta zona norte estuvo caracterizada por un régimen extensional que causó la subducción tipo Mariana. (Davies, 2002).

Durante el Cretáceo tardío comienza la emersión de la cuenca. Pardo-Casas y Molnar (1987) sugieren que la subducción se inicia con un bajo ratio de convergencia de 55 ± 28 mm/año, lo cual ocurrió entre 70 a 50 Ma.

Fase Peruana: Fue denominada así por G. Steinmann (1929) y después de los estudios de J. Myers (1980) se sabe que es la segunda fase que afectó a las rocas del Cretáceo y que de acuerdo a dataciones radiométricas ocurrió en el Santoniano (80 millones de años). Es una fase de compresión que ha originado pliegues parados, algo inclinados a lo largo de su rumbo y concéntricos de varias decenas de kilómetros, con planos axiales subverticales, acompañados mayormente de fallas de empuje de alto ángulo.

Historia Cenozoica

Durante el Paleógeno temprano la subducción ocurría a lo largo de todo el margen oeste de la placa sudamericana lo cual sigue sucediendo hasta la actualidad.

Esfuerzos de empuje se comenzaron a desarrollar en las rocas marinas ya emergidas del Cretáceo. Este evento Compresional es conocido como el pulso orogénico Inca I (Noble et al., 1985) y ocurre desde los 59 hasta los 55 Ma.

La secuencia volcánica del Grupo Calipuy (Llama inferior) tiene sus primeras manifestaciones 54.8 Ma. (Noble et al., 1985) y yace en discordancia sobre las rocas sedimentarias deformadas y plegadas por la fase Inca I. Las nuevas dataciones de Davies (2002) muestran que algunas rocas intrusivas fueron emplazadas contemporáneamente con estas rocas volcánicas del Grupo Calipuy.

El pico del magmatismo Eoceno coincide con el primero de los dos principales periodos de rápida convergencia (49.5 a 42 Ma.) con un ratio estimado en $154 \pm$

58 mm/año. A lo cual se encuentra asociada el inicio de una rotación en sentido del reloj de la subducción de la placa Farallón en los andes del norte del Perú.

El cese de la rápida convergencia de placas fue marcada por la segunda fase de deformación, conocida como la fase Inca II, desde 43 a 42 Ma. (Benavides, 1999). Las estructuras producidas durante la fase Inca Sugieren una compresión directamente NE-SW (Wilson, 2000).

Algunos autores (Benavides, 1999; Mitourad et al., 1992) han sugerido que la curvatura estructural de Cajamarca resultó de un bloque que giró en sentido del reloj y de una convergencia oblicua. Otra característica del cinturón Incaico es una serie de fallas Strike slip con dirección NE o EW con significantes movimientos laterales y verticales probablemente relacionados a una tectónica de basamento. (Vidal y Noble, 1994).

Durante el Oligoceno (33.9-23.0) el ratio de convergencia decreció a 50 ± 30 mm/año (Pardo-Cassas y Molnar, 1987) ocurriendo además una aparente calma en la actividad magmática en el norte del Perú. Desde el oligoceno tardío los Andes del Perú han sido sometidos a una tectónica compresiva de muy cortos periodos de duración.

La segunda fase de deformación y la más importante desde el punto de vista económico, tiene un ratio de convergencia de 110 ± 8 mm/año (Pardo-Cassas y Molnar, 1987) ocurrió desde los 26 Ma. hacia delante 20 y 10 Ma., con posible ratios de convergencia mucho más altos, entre todo esto asociado a un continuo giro en sentido del reloj de la placa de Farallón.

Mitourad et al., (1992), propuso que entre el Oligoceno tardío al Mioceno temprano hubo un giro en sentido del reloj de aproximadamente 20° . Trayendo como consecuencia un magmatismo renovado que se desarrolló paralelo con la fase Inca IV (22Ma.) el cual involucra el emplazamiento de stocks porfiríticos de composición intermedia a calcoalcalino entre los cuales se desarrollaron los principales centros porfiríticos mineralizados.

Esta fase es responsable de las estructuras mayores por ser la fase principal en la Cordillera Occidental y ha originado pliegues en chevron con planos axiales verticales, acompañados, en la mayoría de los casos, por un desarrollo de esquistosidad. Las estructuras pre-existentes se hicieron considerablemente más

apretadas, formando fallas inversas de alto ángulo con orientación NW-SE, con pliegues y sobre-escurrimientos.

La fase compresiva Quechua I (17 Ma.) parece marcar la extinción del magmatismo relacionado a los pórfidos Miocénicos ubicados en el sector oriental de la zona de estudio.

Esta fase ha originado pliegues en el volcánico Paleógeno-Neógeno, que en ciertos sectores son de gran extensión. En general los pliegues originados por la Fase Quechua son suaves, isópacos, bien amplios, de dirección NW-SE, los mismos que son acompañados de numerosas fallas de rumbo, conjugadas, con movimientos de hasta algunos centenares de metros.




	PERÍODO	LITOLOGÍA REGIÓN CAJAMARCA	DEPÓSITO MINERAL	EVENTOS OROGÉNICOS ANDINOS	RATIOS DE CONVERGENCIA	DIRECCIÓN DE CONVERGENCIA
5.33Ma.	NEOGENO	PLIOCENO			ALTA CONVERGENCIA	Dirección De compresión E-NE 
MIOCENO		Andesita	YANACOCCHA Alta sulfuración Au	QUECHUA II		
		Stocks dioríticos	HUALGAYOC LA ZANJA GALENO Cu-Mo-Au MICHICULLAY Cu-Au-Mo	QUECHUA I		
23.03	OLIGOCENO		MINAS CONGA Au-Cu	INCA IV	BAJA CONVERGENCIA	Rotación en sentido del reloj de la placa de nazca Dirección de compresión NE-E 
		Diques Gabroicos		INCA III		
33.9		EOCENO	Stocks intrusivos y secuencia volcánicos Calipuy- Llama			
56.0	PALEOCENO			INCA I	BAJA CONVERGENCIA	Rotación en sentido de reloj de la placa de Farallón* Dirección de compresión N-NE 
66.0						
	CRETÁCEO	ROCAS SEDIMENTARIAS		PERUANO		

Figura 6.1 Resumen del contexto tectónico de la región Cajamarca. Modificado de Davies 2002.
(*Ahora placa de Nazca)

CAPÍTULO VII

GEOLOGÍA LOCAL

7.1. INTRODUCCIÓN

En esta sección se describen las diferentes unidades estratigráficas que conforman las sucesiones Mesozoicas-Cretáceas (Grupo Goyllarisquizga, Formación Inca, Chúlec, Pariatambo, Yumagual, Grupo Quilquiñán-Mujarrún, Cajamarca y Celendín), del Cenozoico- Paleógeno/Neógeno (Volcánico Huambos) y Cuaternarias teniendo en cuenta la literatura existente, así como las observaciones de campo.

Estas unidades han sido representadas en un plano geológico escala 1/ 50,000 (anexo B).

Finalmente se presenta una columna estratigráfica actualizada, elaborada básicamente con datos recopilados de la literatura existente (Cap. II marco teórico) y ajustada a la zona de estudio por medio del cartografiado geológico realizado.

7.2. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA

Dentro del área de estudio afloran unidades litológicas sedimentarias que van desde el Cretáceo Inferior hasta el Cretáceo Superior, con una clara disposición general WNW-ESE. Las rocas sedimentarias silicoclásticas del Cretáceo Inferior expuestas en el área, comprende a la Formación Santa (Ki-sa), Carhuaz (Ki-ca), Farrat (Ki-f), Formación Inca (Ki-in), sobreyacidas por las rocas calcáreas de la Formación Chúlec (Ki-chu), Pariatambo (Ki-pa), además de la Formación Yumagual (Ks-yu), Grupo Quilquinán-Mujarrún (Ks-qm), Formación Cajamarca (Ks-ca) y Celendín (Ks-ce) del Cretáceo Superior, con discordancia angular a estas unidades suprayace el Volcánico Huambos, del Paleógeno-Neógeno y a

todas estas unidades sobreyacen parcialmente los sedimentos no consolidados del Cuaternario, en discordancia angular.

Evaluando estadísticamente los afloramientos litológicos del área estudiada (fig. 7.1), se puede observar claramente que los afloramientos que mayor área ocupan dentro de la zona estudiada son la Formación Farrat (Ki-f), Yumagual (Ks-yu), depósitos lagunares (Q-la) y la Formación Carhuaz (Ki-ca), las Formaciones que menos área ocupan son las Formaciones Inca (Ki-in), Celendín (Ks-ce), Santa (Ki-sa).

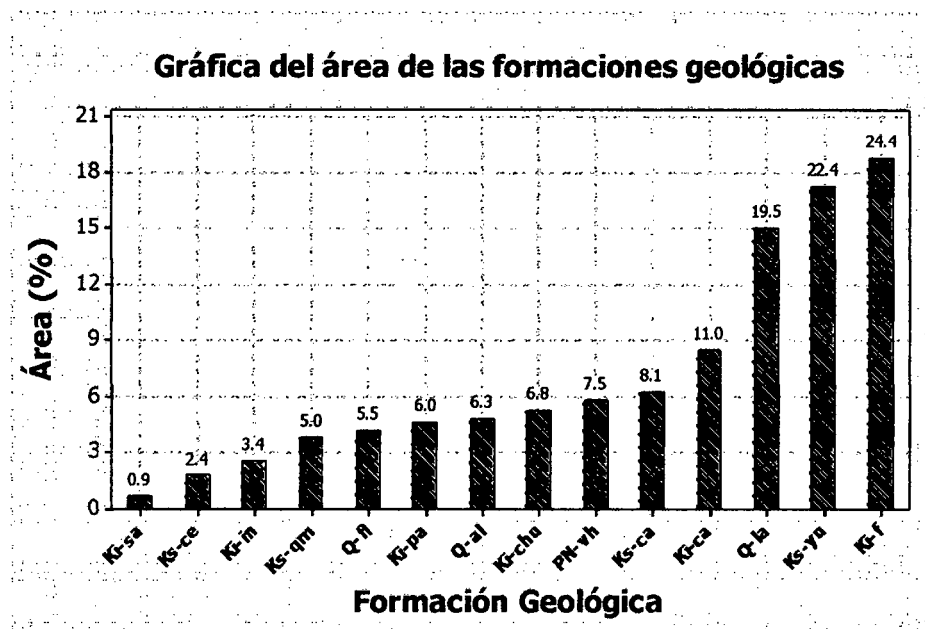


Figura 7.1 Área que ocupa cada una de las Fms. geológicas. En el eje "Y" el área en porcentaje y sobre cada una de las barras el valor del área en Km² de las Formaciones.

A continuación, se describe con detalle la estratigrafía presente en el área de estudio. Las unidades estratigráficas se presentan en orden temporal progresivo desde más antigua a la más reciente. Las descripciones litológicas y el orden estratigráfico se basan tanto en las observaciones efectuadas en campo como en la información reportada previamente en la literatura.

7.2.1. UNIDADES MESOZOICAS

7.2.1.1. Cretáceo Inferior (Ki)

Grupo Goyllarisquizga

Formación Santa (*Valanginiano medio - Hauteriviano*) (Ki-sa)

Litología: consiste en una intercalación de lutitas, calizas margosas y areniscas gris oscuras, con un espesor que oscila entre los 100 y 150 m. La Formación Santa intertemperiza generalmente con un tono gris marrón.

Relación estratigráfica: Sobreyace a la Formación Chimú e infrayace a la Formación Carhuaz.

Edad: se estima una edad entre el Valanginiano medio al Hauteriviano.

Registro paleontológico: en la Formación Santa se ha encontrado gasterópodos y lamelibranquios en el estrechamiento del río Llacanora. Quispe, Z. & Lagos, A., en el 2009 reportan *Cassiope neumayri* (NAGAO), *Paraglauconia strombiformis* (SCHLOTHEIM) y *Corbícula* sp. Posteriormente se reportan *Turritella* y *Lucinidae*.

Ambiente de depositación: los fósiles indican un ambiente marino somero de aguas salobres muy cercano a la costa. Zona sublitoral, poco profundo, alrededor de 50m de profundidad. Aguas marinas cálidas con temperaturas de 18° a 22° C, producto de un clima tropical. (Aldana, M. 2012, apud. Lagos, A & Quispe, Z, 2012)

Descripción de campo: constituido por lutitas, limolitas y areniscas de color gris oscuro intercaladas con niveles de margas (foto. 7.1 pág. 46). Hacia el tope disminuyen las lutitas incrementándose la alternancia de limolitas y areniscas.

Distribución areal: La Formación Santa es la unidad litológica más antigua expuesta en la zona de estudio, se la encuentra como una angosta franja junto con la Formación Carhuaz. En la zona de estudio los afloramientos son pequeños y restringidos a depresiones, están cubiertos mayormente por suelo, solo se ha observado en los cortes de quebradas y carreteras.

Se observan reducidos afloramientos, zona sur del área estudiada, en la ladera oriente del cerro Callacpuma y en el cerro Nivel, carreta a

Llacanora. En el área solo ocupa 0.9 km² que corresponde al 0.7% del total del área estudiada (fig. 7.1 pág. 44).

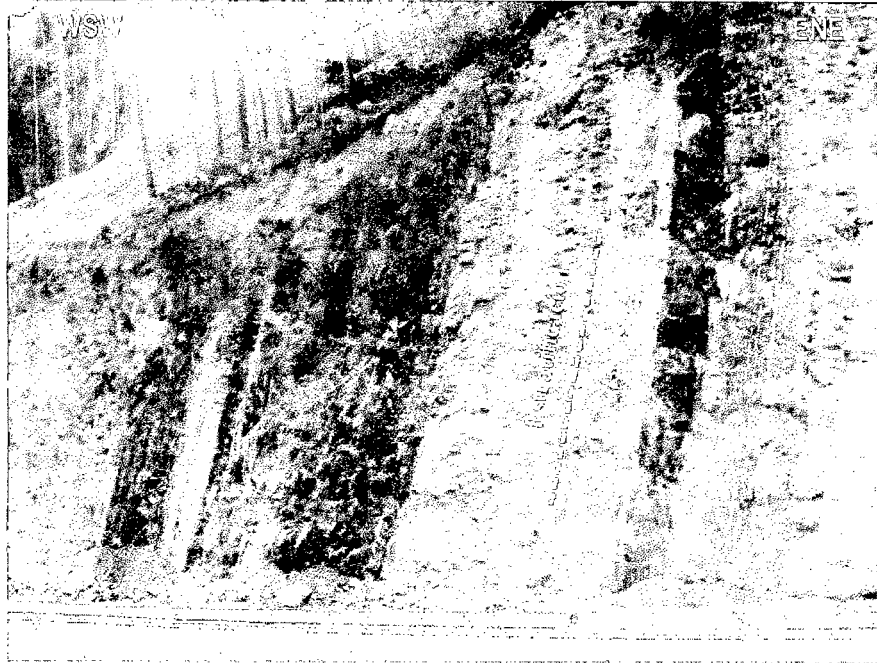


Foto 7.1 Afloramiento de la Formación Santa, areniscas con intercalación de lutitas y limolitas en la carretera a unos 300m de la localidad de Llacanora (ref. N: 9204642 E: 783870).

Formación Carhuaz (Valanginiano- Barremiano) (Ki-ca)

Litología: Consta de una alternancia de areniscas con lutitas grises, las primeras con matices rojizos, violetas y verdosos. Hacia la parte superior contiene bancos de areniscas blancas que se intercalan con lutitas. Espesor de aproximadamente de 500m.

Relación estratigráfica: yace con suave discordancia sobre la Formación Santa e infrayace concordantemente a la Formación Farrat.

Edad: Probablemente las edades Valanginiano superior, Hauteriviano y Barremiano.

Registro paleontológico: Quispe, Z. & Lagos, A., en el 2008 reportan flora fósil correspondiente a weichselia peruviana Zeiller y Pelcurdia sp.

Ambiente de depositación: La Formación Carhuaz es de ambiente mayormente continental y quizá cercano a una zona transicional, en donde predominaron los climas cálidos y húmedos. (Aldana, M., 2008).

Descripción de campo: Se observan afloramientos, constituidos por capas delgadas de areniscas blancas de grano fino con matices rojizos (foto 7.2), violáceos y verdosos, alternada con lutitas y limolitas gris amarillentas. Hacia el tope las capas de areniscas son más gruesas y por tanto más predominantes.

Distribución areal: se encuentran importantes afloramientos en la localidad de Shaullo chico, quebrada Shaullo y en las laderas del cerro Iscocongá y Lamoncercá, en el primero constituye parte del núcleo del anticlinal Baños del Inca, expuesto por procesos erosivos, esta Formación está mayoritariamente debajo de cobertura aluvial dentro del área de estudio, pero se ha interpretado su continuidad en el plano geológico. Ocupa un área de 11 km² que corresponde al 8.6% del total del área estudiada (fig. 7.1, pág. 44).



Foto 7.2 Afloramiento de la Formación Carhuaz, areniscas con tonalidades rojizas con intercalación de lutitas en la carretera a Llacanora (ref. N: 9204287 E: 783912).

Formación Farrat (*Aptiano Inferior*) (Ki-f)

Litología: Consta de areniscas blancas de grano grueso. Se la distingue de la Formación Chimú por su posición estratigráfica y la ausencia de niveles consistentes de carbón.

Relación estratigráfica: Se presenta suprayaciendo concordantemente a la Formación Carhuaz e infrayaciendo a la Formación Inca.

Edad: Se le asigna una edad Aptiana Inferior.

Registro paleontológico: Se han reportado (a la altura del cerro Ventanilla, carretera Cajamarca- San Juan) improntas correspondiente a *Weichselia* peruviana Zeiller, *Scleropteris* cf. *S. ellensis* Salf y restos de tallos indeterminados.

Ambiente de depositación: De ambiente Deltaíco Fluvial, continental playero o denominado también continental- fluvial, con ligeras transgresiones y regresiones marinas. La estratificación cruzada de alto ángulo y el nivel conglomerádico indican corrientes torrenciales.

Descripción de campo: Farrat es una Formación areno – lutáceo, está conformada principalmente por areniscas de grano medio a grueso, caracterizándose principalmente por areniscas cuarzosas, en el cerro Condorpuñuna se han encontrado areniscas microconglomerádicas. En ciertos lugares presenta una estratificación cruzada. Cerca al tope aumenta los niveles lutáceos (foto 7.3). La Formación se presenta constituyendo una zona positiva, ya que estas rocas son resistentes al proceso erosivo.

Distribución areal: Esta Formación se encuentra expuesta solo al sur del área de estudio, configurando los flancos del anticlinal Baños del Inca, constituyendo los cerros Isconga, Lamoncerca, Arena, Callacpoma, Condorpuñuna, Nivel, Carga. Es la Formación mejor expuesta y por tanto la que mayor área ocupa de aproximadamente 24.4 km² que corresponde al 18.9% del total del área estudiada.

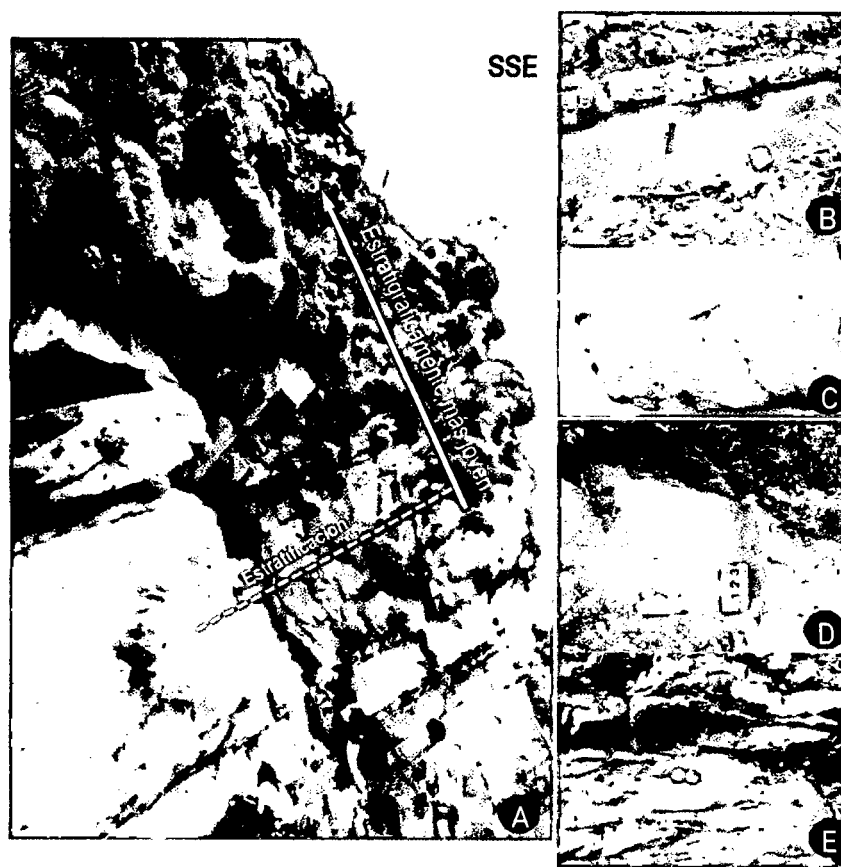


Foto 7.3 Características de los afloramientos de la Fm. Farrat. A. Afloramiento de areniscas, cerro Callacpoma, Shaullo chico. B. Nivel de limolitas. C. Muestra de arenisca cuarzosa clasto soportada. D. Estratificación paralela en afloramientos del cerro Condorpuñuna (ref. B-D N: 9207572 E: 782506 ±10). E. Estratificación cruzada en las areniscas Farrat, cerro Callacpuma (ref. N: 9206027 E: 782177).

Formación Inca (Aptiano Superior-Albiano Inferior) (Ki-in)

Litología: Gradualmente se intercalan areniscas calcáreas, lutitas ferruginosas y lechos de areniscas cuarzosas, dando en superficie un matiz rojizo a pardo amarillentas con evidente acción de limonitización. Su espesor suele estar entre los 100 -150 m.

Relación estratigráfica: Infrayace y suprayace concordantemente a la Formación Chúlec y a la Formación Farrat, respectivamente, con un aparente paso transicional.

Edad: pertenece a las edades del Aptiano Superior y Albiano Inferior.

Registro paleontológico: En esta unidad es común encontrar estratos con numerosos pelecípedos entre los cuales abundan: Cucullaea, Pterotrigonia, Buchotrigonia, Nucula turgida, Pholadomya gigantea, Buchotrigonia sp. (Aldana, 2008), algunos equinodermos (Enallaster,

equinoideo *Heteraster*, Aldana, 2008), escasos cefalópodos (*Amonite Neodeshayesites nicholsoni*, Aldana, 2008 cit. pos. Lagos, A y Quispe, Z, 2012 antes *Parahoplites nicholsoni*). En la parte superior aparece *Douvilleiceras* (*amonite*) que representa la base de la Formación Chúlec.

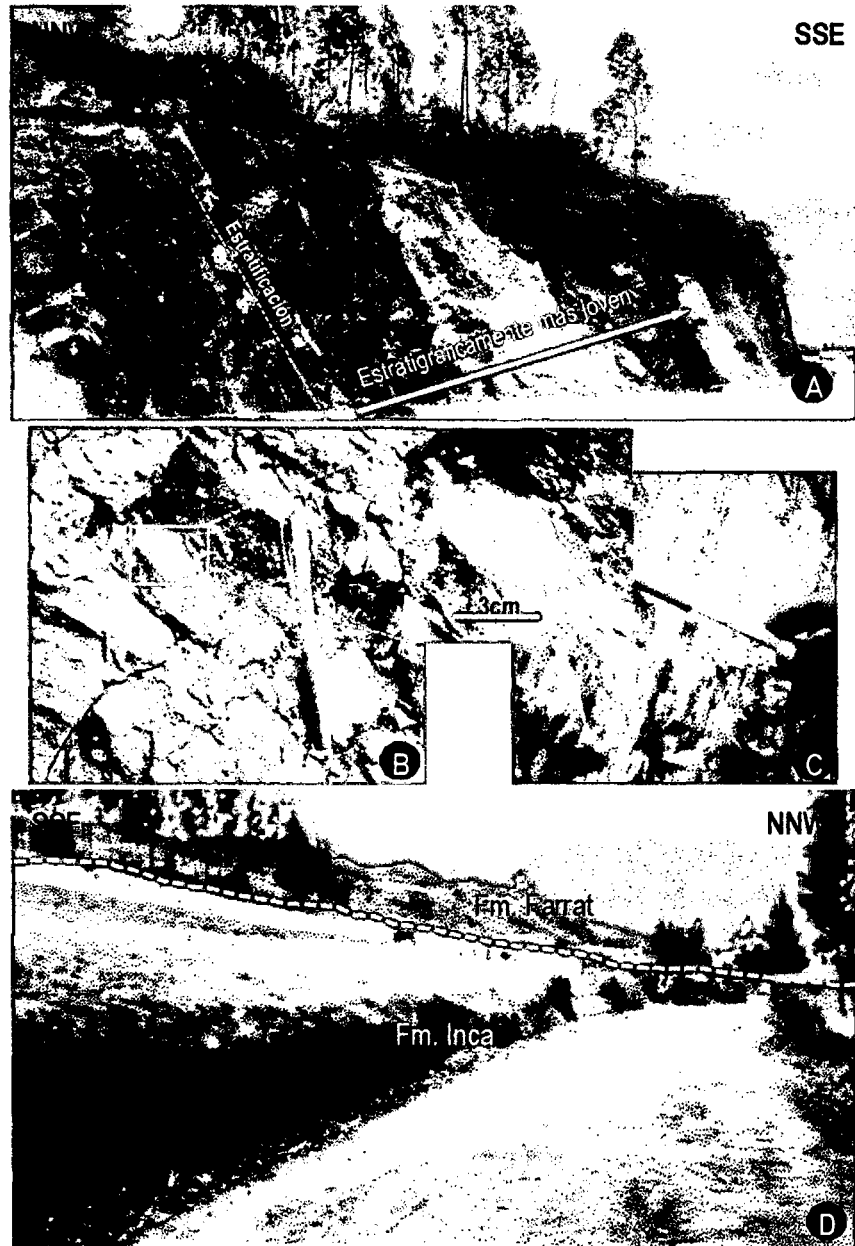


Foto 7.4 A. Afloramiento de la base de la Fm. Inca al extremo sur de la zona de estudio, ladera sur del cerro Lamoncercera, localidad Uruco. B. Pelectpodo encontrado en un nivel de la Fm. Inca, en la carretera a Namora, lmitte sur de la zona de estudio (N: 9202719 E: 785605), lápiz escala 13.5 cm (N: 9202700 E: 785810). C. laminación paralela en la Fm. Inca. D. Contacto entre Farrat e Inca, en la ladera Norte del cerro Callacpuma (ref. N: 9207804 E: 783870).

Ambiente de depositación: Es una Formación transicional, representa a la cuenca occidental, Zona sublitoral, aguas someras, alrededor de 30m de profundidad, con corrientes turbulentas y bien oxigenadas. Aguas marinas cálidas (18° a 22° C).

Descripción de campo: Se caracteriza por presentar areniscas ferruginosas, lutitas, limolitas y calizas arenosas, que por efecto del intemperismo adoptan en la superficie un color pardo amarillento a rojizo (foto 7.4, pág. 50). Se ha observado un paso transicional de la Formación Farrat a la Formación Inca.

Distribución areal: Esta Formación se observa en el trayecto entre Baños del Inca y la localidad de Puyllucana, ladera norte del cerro Condorpuñuna. También aflora al sur de la zona de estudio en el centro poblado de Uruco, ladera sur del cerro Lamoncercas. Es la Formación de exposición típica en el área de investigación, ocupa un área de aproximadamente 3.4 km² que corresponde al 2.6% del total del área estudiada.

Grupo Crisnejas

Formación Chúlec (*Albiano Inferior - Medio*) (*Ki-chu*)

Litología: consta de una secuencia bastante fosilífera de calizas arenosas, margas, las que por intemperismo adquieren un color crema-amarillento. Generalmente, los bancos de margas se presentan muy nodulosos y las calizas frescas muestran colores gris-parduzcos (Reyes, 1987). Con espesor de 200-250m.

Relación estratigráfica: Suprayace concordantemente a la Formación Inca e infrayace con la misma relación a la Formación Pariatambo.

Edad: corresponde al Albiano inferior a Albiano Medio.

Registro paleontológico: La Formación Chúlec es fosilífera por excelencia, habiéndose encontrado restos de Amonites: *Glottoceras crassicostatum*, *Parengonoceras pernodosum*, *Glottoceras raimondii*, *Douvillicerias* sp. *Ralphymlyites* sp. *Glottoceras* sp. Gasterópodos: *Tylostoma elevatum*, *Natica* sp. Equinoideo: *Phymosoma texanum*; Anélido: *Skolithos* sp. (Aldana, 2012).

Ambiente de depositación: Su ambiente es de aguas someras poco profundas. Zona litoral a sublitoral, alrededor de 20 a 80m de profundidad. Aguas cálidas a moderadas entre 22°C (Aldana, 2012).

Descripción de campo: Está constituida por una secuencia calcárea formada por calizas arenosas, lutitas y margas, calizas grises o negruzcas, lutitas calcáreas y gruesos bancos característicos de margas amarillentas y pardas nodulosas, bastante fosilíferas, conteniendo abundante moluscos, amonites y equinodermos. Esta Formación es fácil de distinguir debido a que, en el campo, por el intemperismo, presenta una superficie color crema-amarillento.

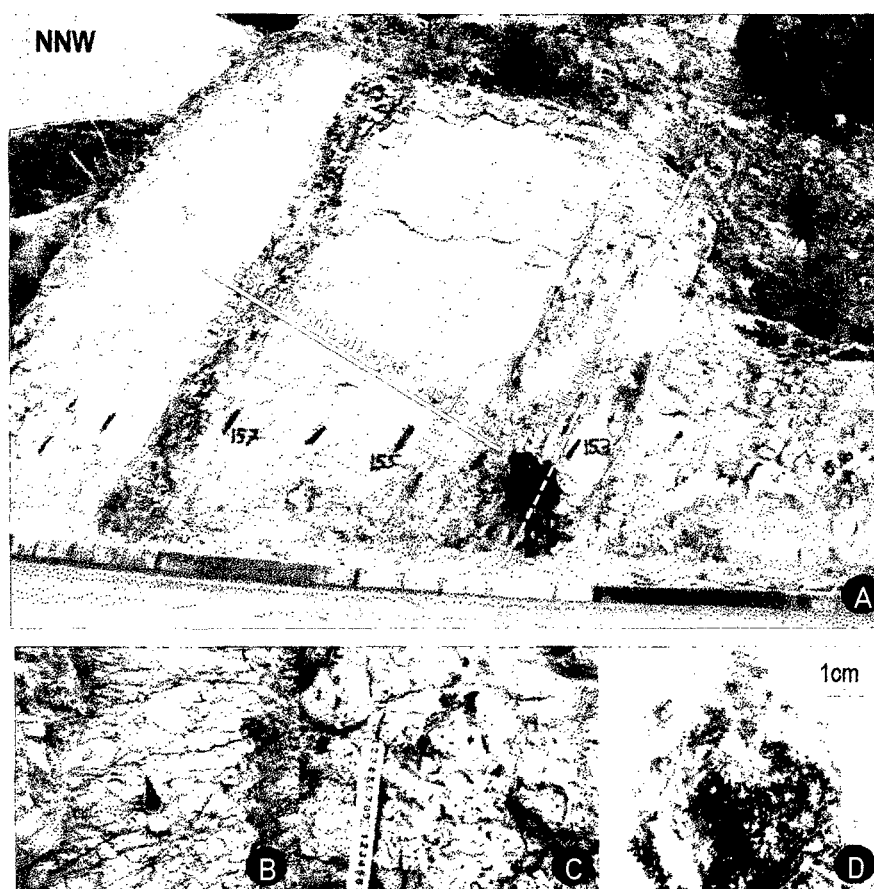


Foto 7.5 Características de los afloramientos de la Fm. Chulec. A. afloramiento típico de la Fm. Chulec, carretera hacia la Encañada (ref. N: 9208279 E: 783831). B. Calizas nodulares N: 9208101 E: 783891 C. nivel calcáreo fosilífero N: 9208089 E: 783927 D. Presencia de manganeso en los niveles lutáceos, óxido de manganeso (Pirrolusita) N: 9208227 E: 783905.

Distribución areal: exposiciones de este afloramiento se observa a la mitad de la zona de estudio, en las localidades de Chinchin tres cruces, Chinchin Chuquipuquio, en los cortes de carreteras. Es una de las Formaciones que menor área ocupa dentro de la zona estudio, con aproximadamente 6.8 km² que corresponde al 5.3 % del total del área estudiada.

Formación Pariatambo (*Albiano Medio-Superior*) (*Ki-pa*)

Litología: consiste de una alternancia de lutitas con lechos delgados de calizas bituminosas negruzcas, estratos calcáreos con nódulos silíceos (Chert) y dolomíticos, con un característico olor fétido al fracturarlas. Generalmente, su espesor oscila entre los 150 a 200 m.

Relación estratigráfica: La Formación Pariatambo yace concordantemente sobre la Formación Chúlec e infrayace, con suave discordancia a la Formación Yumagual.

Edad: Albiano Medio a Albiano superior.

Registro paleontológico: La Formación Pariatambo contiene generalmente restos de moluscos, entre los que predominan cefalópodos: *Oxitropidoceras carbonarium* Gabbs, *Venezoliceras*, cf. *Lyelliceras* sp. ind., cf. *Lyelliceras* sp. *Dipoloceras*, *Acanthocerataceae*, *Brancoceratidae*; bivalvos: *Liophista* (*Psilomya*) *gigantea*, *Protocardia* sp. *Liophista* sp.

Ambiente de depositación: Zona litoral a sublitoral, alrededor de 120 a 130m de profundidad. Aguas cálidas de zonas tropicales entre 22°C. (Aldana, M. 2012, apud. Lagos, A & Quispe, Z, 2012).

Descripción de campo: Esta Formación consta de calizas negras bituminosas de espesores de 5 a 15 cm intercaladas con lutitas gris oscuras, presentan un olor fétido al ser fracturadas, lo cual indica un medio reductor para la conservación de hidrocarburos en la roca madre. Con un espesor de 100- 150m con incremento hacia el extremo nororiental. En la base de las calizas presenta fósiles, el más conocido es el *Oxitropidoceras Carbonarium* Gabbs, fósil guía del Albiano medio. En la parte superior de esta Formación pariatambo se observa un nivel de chert (foto 7.6B, pág. 54)

Distribución areal: Esta Formación en la zona de trabajo se encuentra formando parte del flanco del sinclinal Otuzco. Dentro del área de estudio se evidencia afloramientos de esta Formación en la mitad sur y al extremo sur en el centro poblado de Luichupucro bajo. Ocupa un área de 6 km² que corresponde al 4.7% del total del área estudiada.

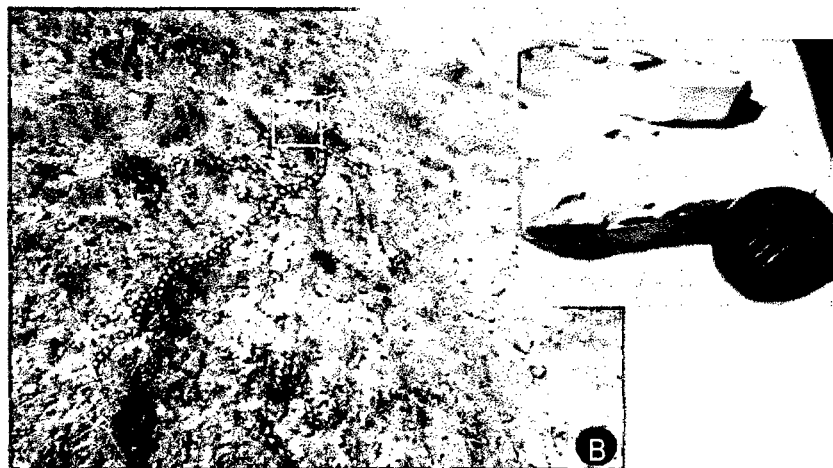
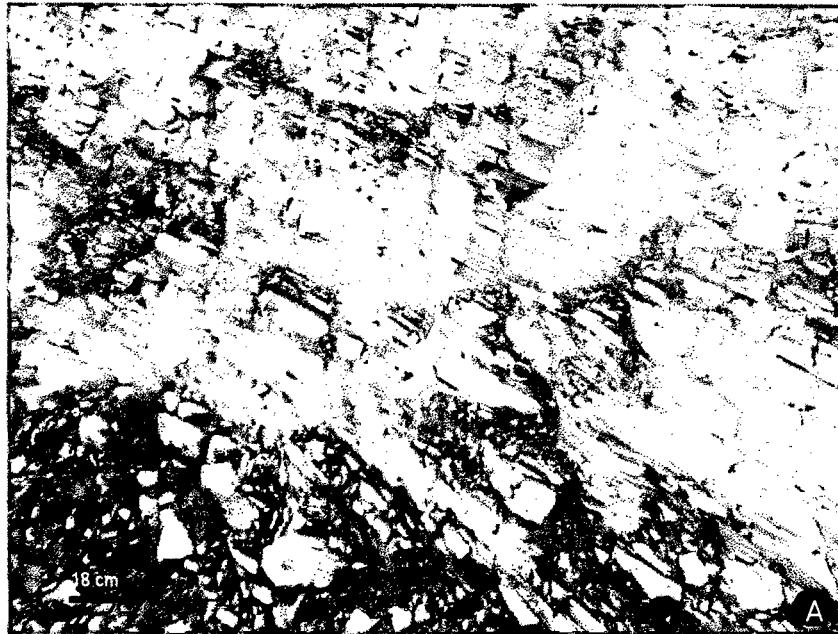


Foto 7.6 A. Afloramiento de las calizas de la Fm. Pariatambo. B. Exposición de niveles de chert superior a 1m, en la parte superior de la Fm. Pariatambo en la ladera del cerro Mujarron (N: 9208660 E: 784709), escala de fotografía picota 40cm.

7.2.1.2. Cretáceo Superior (Ks)

Grupo Pulluicana

Formación Yumagual (*Albiano sup. -Cenomaniano medio*) (*Ks-yu*)

Litología: La Formación Yumagual consiste en una secuencia de margas y calizas gris parduzcas en estratos más o menos uniformes, destacando un miembro lutáceo margoso, amarillento. Tiene un espesor aproximado de 700 m.

Relación estratigráfica: Suprayace con leve discordancia a la Formación Pariatambo a infrayace con aparente concordancia a la Formación Mujarrún y Grupo Quilquiñán indiviso.

Edad: Albiano Superior – Cenomaniano Medio.

Registro paleontológico: Es común encontrar pequeños cefalópodos, Oxitropidoceras en la base de la Formación, Paraturrilites sp., hallándose además, pelecípodos, *Ostrea scyphax* Coqu, *Lopha* sp. *Liopistha* sp., *Venus* sp. (Reyes, 1987).

Ambiente de depositación: Su ambiente de sedimentación ha sido un mar amplio, abierto de mediana profundidad, zona litoral a sublitoral. Aguas cálidas de ambiente turbulento.

Descripción de campo: Esta Formación en la base consta de intercalaciones de lutitas calcáreas con margas gris parduzcas en bancos más o menos uniformes, en algunos horizontes se observan nódulos calcáreos, más al tope aparecen intercalaciones de limonitas arcillosas de color crema - amarillento con arcosas de grano fino y lutitas fisibles. Al tope de la Formación aparecen calizas grises- azules de estratos gruesos con abundantes fósiles en su mayoría bivalvos. Dentro de un conjunto homogéneo presenta escarpas elongadas debido a su dureza uniforme. En algunos sectores se ha observado karstificación incipiente. Tiene un espesor de 400-600m con incremento al nororiente de la zona de estudio (anexo B, Plano geológico)

Distribución areal: Esta Formación se muestra en la mitad norte de la zona de estudio, en la parte alta del cerro Mujarrón, en las localidades de alto Otuzco y al extremo sur en los cerros San Pedro, Romero y en centro poblado Huichupucro. La Formación Yumagual aflora extensamente en la

zona y ocupa un área de 22.4 km² que corresponde al 17.3% del total del área estudiada.



Foto 7.7 A. Afloramiento de la Fm. Yumagual en el cerro Mujarrón. B. Exposición de la Fm. Yumagual, color blanquecino debido a descarbonatización. C. Aragonito, en niveles calcáreos N: 9209334 E: 785338. D. Lamelibranquio en la Fm. Yumagual, posiblemente *Lophista* sp. (N: 9209120 E: 785261).

Grupo Quilquiñán y Formación Mujarrún (*Cenomaniano Superior – Turoniano Inferior*) (Ks-qm)

Benavides (1956), divide a la Formación Mujarrún en dos miembros Choro y Culebra y al Grupo Quilquiñán constituido por la Formación Romirón y Formación Coñor.

Litología: La base consiste en una gruesa secuencia de calizas nodulares macizas (miembro Choro), seguida de una intercalación de margas y lutitas amarillentas con abundantes fósiles del género *Exogyra* (miembro

Culebra). Continúan delgados lechos de caliza con margas pardo-amarillentas también fosilíferas (Formación Romirón). Finalmente bancos de calizas claras con lutitas arenosas y margas delgadas con abundantes fósiles (Formación Coñor).

Relación estratigráfica: La parte inferior de la secuencia (Formación Mujarrún) descansa concordante sobre la Formación Yumagual, mientras que la parte superior (Grupo Quilquiñán), infrayace con discordancia paralela a la Formación Cajamarca.

Edad: La Formación Mujarrún corresponde al Cenomaniano medio, la Formación Romirón marca parte tardía del Cenomaniano medio y Cenomaniano superior y la Formación Coñor corresponde al Turoniano Inferior.

Registro paleontológico: Estas unidades son muy fosilíferas y los especímenes más comunes son los cefalópodos, *Acanthoceras* sp. , *Coilopoceras Jenksi* Benavides *Pseudoaspidoceras* sp. *Hoplitoidea inca*; *Exogyra olisiponensis* Sharpe, *Exogyra africana* Coquand, *Exogyra ponderosa* Steinmann, *Pecten (Neithea) texanus* Roem, dentro de la Formación Mujarrún; **Lamelibranchios:** *Plicatula ferryi*, *Mytiloides labiatus*, *Nicaiolopha nicaisei*, *Tellina* sp. *Mytiloides* sp. *Plicatula* sp., *Plicatulopecten* sp. Dentro del Grupo Quilquiñán (Formación Coñor) *Neithea tenouklensis*, *Neithea* sp.; **Gasterópodos:** *Natica* sp.; **Equinodermos:** *Hemiaster fourmeli* Deshayes y cf. *Enallaster* sp. (Reyes, 1987).

Ambiente de depositación: Zona litoral a sublitoral, alrededor de 40m de profundidad. Aguas marinas cálidas de zonas tropicales.

Descripción de campo: Se agrupa bajo esta denominación una secuencia de calizas nodulares, intercaladas con margas y lutitas amarillentas en los niveles inferiores; y bancos de calizas, limolitas y margas pardo-amarillentas, con abundantes fósiles, en los niveles superiores. Estas dos unidades, por su litología blanda, conforman depresiones topográficas.

Distribución areal: Esta unidad tiene moderada distribución en la zona y los lugares más típicos están en la Pampa de la Culebra, en las haciendas Huacrasurco y Sunchubamba. Afloramientos en la mitad norte y al extremo norte, en el cerro Coñor Punta, parte del cerro Mujarrón y

Tuyoloma. Ocupa un área de 5 km² corresponde al 3.9% del total del área estudiada.



Foto 7.8 A. Vista panorámica del contacto litológico entre la Fm. Yumagual y el Gpo. Quilquiñán-Mujarín, con vista al suroeste (ref. N: 9210095 E: 783204). B. Afloramiento de la secuencia de calizas nodulares, margas y lutitas pardo amarillentas (ref. N: 9209993 E: 784100).

Formación Cajamarca (Turoniano superior) (Ks-ca)

Litología: Consiste generalmente de calizas gris oscuras y macizas, con delgados lechos de lutitas y margas de los mismos colores. Su espesor varía entre los 600 a 700 m.

Relación estratigráfica: Sobreyace concordante al Grupo Quilquiñán e infrayace igualmente a la Formación Celendín.

Edad: Turoniano superior

Registro paleontológico: En la Formación Cajamarca se han encontrado los siguientes fósiles, cefalópodos; *Coilopoceras newelli* Benavides, bivalvos; *Inoceramus* sp. *Cardium* sp., *Ostrea (Lopha)* sp.; equinodermos: *Hemiaster fourmeli* Deshayes.

Ambiente de depositación: Zona litoral a sublitoral, alrededor de 40 a 60m de profundidad. Aguas marinas cálidas y someras (Aldana, M. 2012).



Foto 7.9 A. afloramientos de las calizas de la Fm. Cajamarca en el cerro Tuyoloma con vista al este. B y C Calizas macizas con Karstificación incipiente en la foto C se observa procesos de Karstificación avanzados.

Descripción de campo: Litológicamente destaca su homogeneidad litológica consiste en calizas gris oscuras macizas, poco fosilíferas intercaladas con escasos niveles de lutitas y margas. Las calizas de esta Formación exhiben una característica fundamental para su identificación que son los surcos dejados por los procesos de karstificación (foto 7.9 B). Topográficamente, destacan en grandes bancos gruesos, con fuertes pendientes, por lo que configuran en su mayoría una topografía abrupta.

Distribución areal: Esta Formación se encuentra expuesta en el extremo

norte de la zona de estudio, ocupando las partes altas de los cerros Tuyuloma y Licliconga aflora infrayaciendo y suprayaciendo a la Formación Celendín, formando parte del flanco del sinclinal Otuzco. Ocupa un área de 8.1 km² corresponde al 6.3% del total de área estudiada.

Formación Celendín (*Coniaciano – Santoniano Inferior*) (Ks-ce)

Litología: Consiste en una interrelación de lutitas, margas y calizas delgadas de color claro, amarillento o crema por interperismo; generalmente es bastante fosilífera. Sus afloramientos muestran un espesor variable, aproximadamente de 200 m.

Relación estratigráfica: suprayace concordantemente a la Formación Cajamarca.

Edad: Coniaciano – Santoniano Inferior

Registro paleontológico: Esta Formación es excepcionalmente fosilífera, dentro de los cefalópodos la formas más comunes son: Bucheceras bilobatum Hyatt, Barroisiceras sp. Heterotissotia bucheri Benavides, Lenticeras baltai Lisson, Demosphillites sp y Texanites sp. Entre los lamelibranquios se tiene: Plicatulopecten ferryi Coquand, Cardium cf, pulchrum Bruggen, Venus cf, desvauxi Coquand, Exogyra sp, Pholadomya sp, Ostrea (Lopha) nicaissi Coquand, unio sp. Gasterópodos: Fusas sp. y Natica lesseli Brugge. Entre los equinódeos se tiene: Hemiaster fourneli Deshayes (Reyes, 1987).

Ambiente de depositación: Es de ambiente de un mar poco profundo, con esta unidad se termina el ambiente marino.

Descripción de campo: constituye la última secuencia calcárea del Cretáceo Superior. Consiste en una intercalación de lutitas, margas y calizas delgadas, de blancos-grises, que por intemperismo muestra una superficie de color amarillo o crema por intemperismo (foto 7.10), es bastante fosilífera (gasterópodos, lamelibranquios). Es parcialmente cubierta, en discordancia angular, por depósitos volcánicos del Mioceno (Volcánico Huambos).

Distribución areal: Mejor y únicamente expuesta en la quebrada Campanarume, en la hacienda Otuzco al Norte de la zona de estudio. Esta

unidad se encuentra constituyendo el núcleo del sinclinal Otuzco. Ocupa un área de 2.4 km² corresponde al 1.8% del total del área estudiada.



Foto 7.10 A. Lutitas y margas amarillentas de la Fm. Celendín, quebrada Campanarume. B. Fósiles de la Fm. Celendín, gasterópodos, bivalvos, equinodermos (ref. N: 9210811 E: 784187). C. Aragonito cristalizado con más de 2m de extensión cerca al contacto entre la Fm. Celendín y la Fm. Cajamarca (N: 9211120 E: 784337).

7.2.2. UNIDADES CENOZOICAS

7.2.2.1. Paleógeno- Neógeno

Formación Huambos (*Mioceno*) (PN-vh)

Litología: Depósitos sub-horizontales de tobas dacíticas y traquiandesíticas, de color blanco-amarillento, tienen una textura porfirítica y están compuestas por abundante plagioclasa, hornblenda, biotita, zircón, apatita y minerales opacos. También contienen fragmentos líticos de volcánicos pre-existentes, plagioclasas fragmentadas, zonadas y macladas. Las tobas traquíticas, son igualmente de textura porfirítica, con

abundantes fenocristales de ortoclasa, hornblenda, biotita y escasas plagioclasas.

Relación estratigráfica: Sobreyace con discordancia angular a las rocas Cretáceas. Su relación superior no es clara, pero existe una discordancia entre éstos y los depósitos morrénicos y fluvioglaciares.

Edad: Pertenece al Mioceno, dataciones de Noble et al., 1990; Turner, 1997 han determinado una edad de 8.2-12.3 Ma.

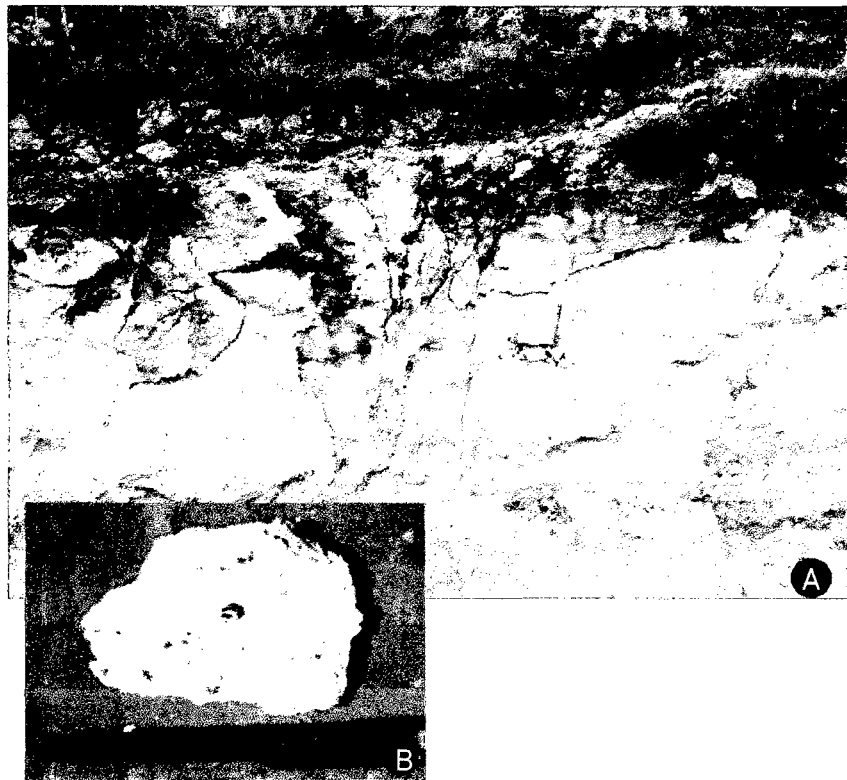


Foto 7.11 A. Secuencia volcánica de tufos andesíticos de color gris claro, presencia de pómez. B. Toba con textura fanerítica, sanidina, cuarzo, se resalta la presencia de micas (N: 9213161 E: 780899).

Descripción de campo: Se observa Volcánico en el lado occidental del río Chonta sobreyaciendo discordantemente a las Formaciones del Cretáceo. Las rocas del Huambos son tufos de flujos de ceniza andesíticas a dacíticas con plagioclasa, hornblenda, cuarzo, biotita, magnetita y fenocristales de piroxeno, color gris claro.

Distribución areal: Esta secuencia volcánica aflora en el sector noroccidente, sobreyaciendo en discordancia angular a las rocas del Cretáceo Superior. Sus afloramientos se encuentran rellenando

depressiones o superficies antiguas más o menos onduladas. Ocupa un área de 7.5 km² corresponde al 5.8% del total del área estudiada.

7.2.2.2. Cuaternario (*Holoceno-Reciente*)

Son sedimentos de cobertura, generalmente no consolidados y que se distribuyen en forma irregular en la zona de estudio, estos son producto de la intensa actividad fluvial o gravedad. Sobreyacen en discordancia angular a las Formaciones Cretáceas.

Depósitos lacustres (Q-la), se localizan en cuencas lagunares y a veces en las partes bajas, de los valles. En general son sedimentos de grano fino, predominando los limos y las arcillas. El contenido de materia orgánica puede ser muy alto, sobre todo en zonas pantanosas. Están distribuidos mayoritariamente al sur del área estudiada (foto 7.12 A-B), siendo predominante en la ciudad de Baños del Inca (extremo suroccidente), asociado a cuencas lagunares en Suyuscocha (suroriente) y en mitad nororiental (Pampa de la Culebra). Estos depósitos ocupan una extensa área de 19.5 km² que corresponde a 15.1 % del total del área estudiada.

Los depósitos fluviales (Q-fl), por su origen, se relacionan con los sedimentos de transporte y colmatación de las escorrentías; precisamente son propios de los cauces de ríos. Son depósitos con elementos subredondeados a redondeados de gravas, arenas y escasos finos con bloques y cantos. Los depósitos fluviales están distribuidos a lo largo del cauce del río Chonta y del río Llacanora, en el lado Oeste y sur del el área de investigación (foto 7.12 C-D), ocupando un área de 5.5 km² corresponde al 4.2% del total del área estudiada.

Los depósitos aluviales (Q-al), Son sedimentos poco transportados y depositados por el agua, constituido por clastos subredondeados y angulosos, su tamaño varía desde la arcilla hasta las gravas gruesas, cantos y bloques, pudiéndose detectar gravas arenosas, sedimentos areno arcillosos, clastos angulosos de calizas, areniscas. Se distribuyen al pie de la ladera de cerros Coñor y Loma, borde Suroccidente de la zona de estudio, constituyendo terrazas aluviales que limitan los cauces del Río Chonta en su tramo fronterizo sur. En la zona de investigación ocupan un área de 6.3 km² que corresponde al 4.9% del total del área estudiada.

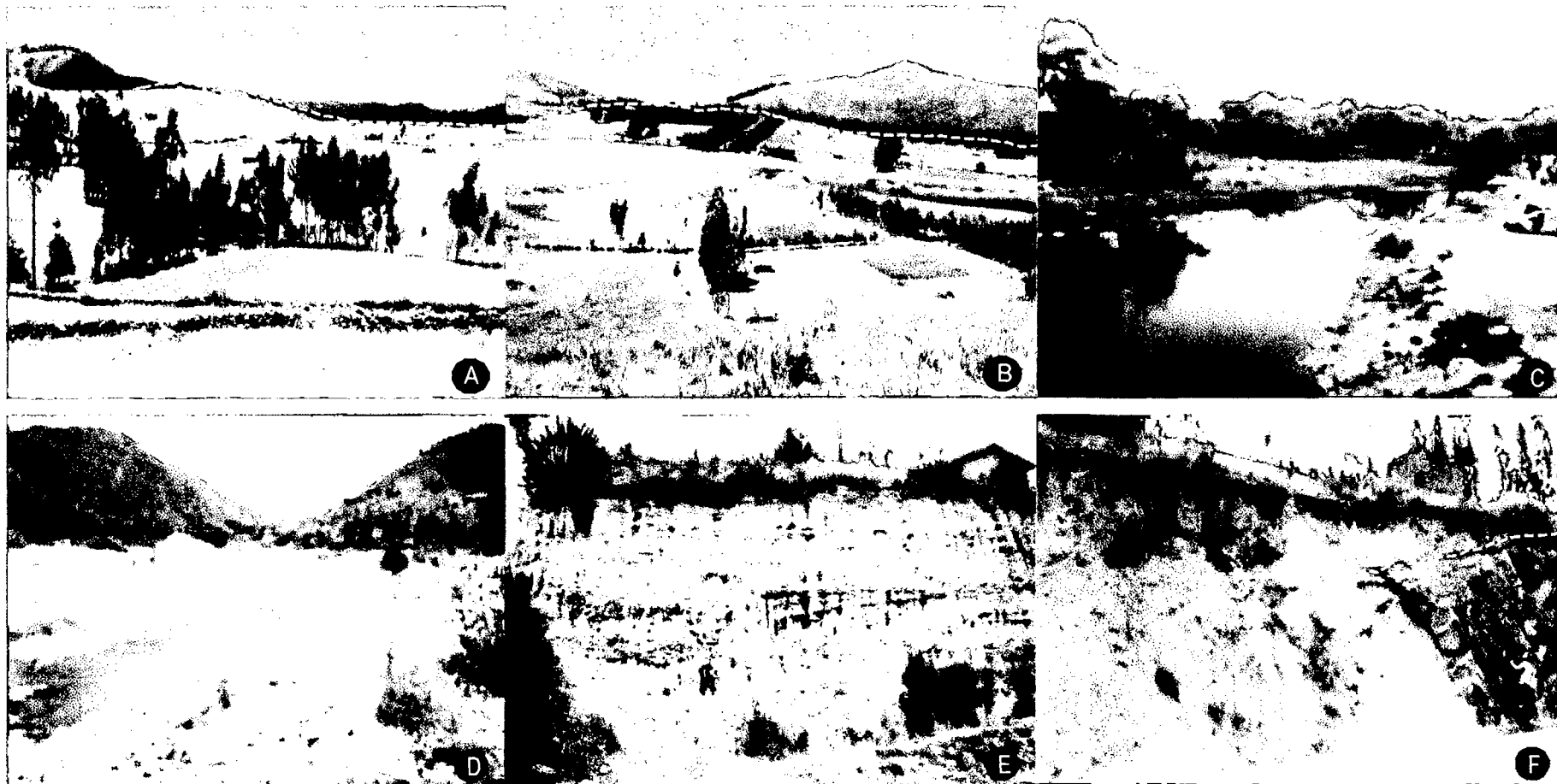


Foto 7.12 Depósitos Cuaternarios. A depósitos lacustrinos, extremo norte de la zona estudiada, vista al W. B. depósitos lagunares, Suyuscocha, vista al Oeste. C y D. Depósitos fluviales del río Chonta, tramo Nororiental, con vista a ESE y tramo suroriental, en la ladera sur del cerro Callacpuma, respectivamente. E. depósitos aluviales gravo-arenoso, carretera a Namora, vista al NNE. F. Depósitos Cuaternarios en discordancia angular con la Fm. Inca.

CAPÍTULO VIII

ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL FRÁGIL

8.1. INTRODUCCIÓN

Como ya se ha mencionado, la zona estudiada se enmarca en un área constituida mayoritariamente por rocas sedimentarias Cretáceas, deformadas durante el ciclo tectónico Andino. Dentro de esta área es preciso señalar la presencia de estructuras tectónicas claramente diferenciables, como son las macroestructuras post-Cretáceas, anticlinal Baños del Inca y sinclinal Otuzco, la falla Cajamarca (Lagos, 2012), entre otras. El objetivo del presente capítulo es describir y caracterizar a escala macroestructural el área de estudio y particularmente las estructuras frágiles. El estudio de la fracturación a escala macroestructural se ha abordado desde diferentes técnicas. En primer lugar, se ha realizado un análisis morfoestructural a partir de un Modelo Digital del Terreno (MDT), con la obtención de un mapa de lineamientos estructurales. Esta información ha sido analizada conjuntamente con la cartografía estructural previa (INGEMMET, 2005) e imágenes del Google Earth (GE).

8.2. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

El análisis morfoestructural incluye algunas etapas, la primera consiste en la realización de un MDT y en la generación de mapas de iluminación artificial según distintas orientaciones de foco. En la segunda etapa, a partir de estos mapas y de imágenes de GE, se ha realizado una interpretación de los principales elementos morfoestructurales ubicados en el área.

8.2.1. CONSTRUCCIÓN DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO

El Modelo Digital del Terreno (MDT), es considerado una representación espacial de una variable cuantitativa continua en una zona de terreno en formato digital, que permite su manejo mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG). El caso general, utilizado en este trabajo, es un modelo digital de elevaciones (MDE) en el que la variable espacial es la elevación o topografía del terreno.

Para la elaboración del MDT se ha hecho uso de las cartas topográficas del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2000), específicamente la hoja 15-g Cuadrángulo de San Marcos, dentro de la que se ubica la zona estudiada. La hoja topográfica 15-g a escala 1: 100,000, se encontraba en el datum PSAD 56, por lo que fue necesario cambiar a WGS-84, lo que permitirá la superposición de la información disponible.

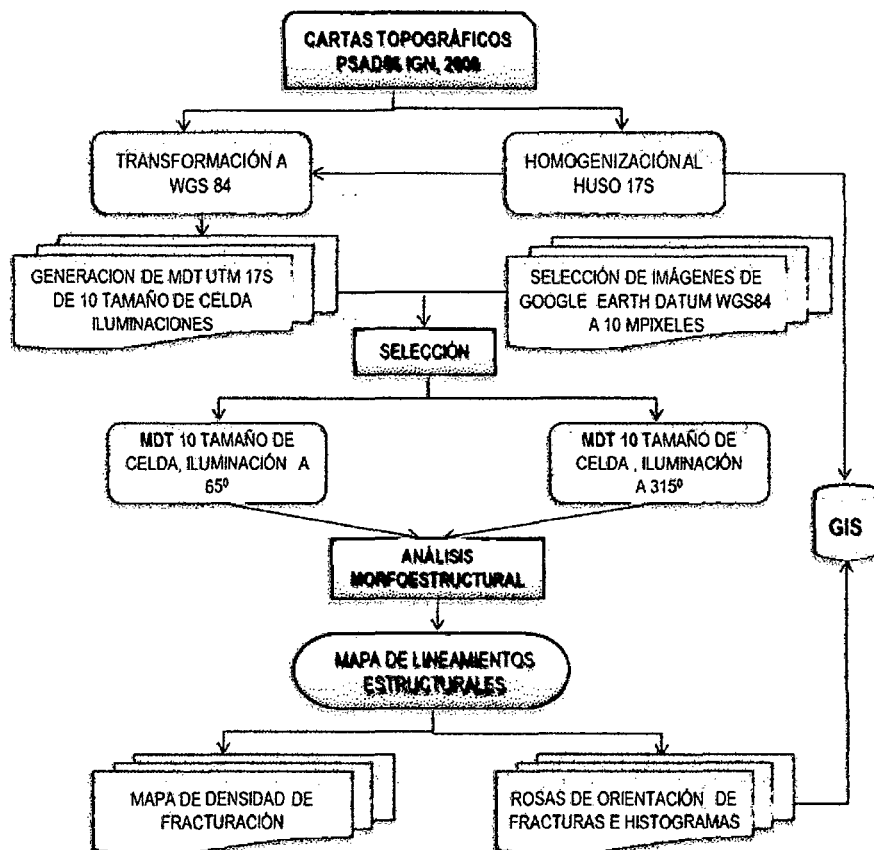


Figura 8.1. Diagrama de flujo de las diferentes etapas para la obtención del MDT y el Mapa de Lineamientos Estructurales. Basado en diversos estudios de la elaboración de MDTs.

En base a los datos de altitudes se obtuvo un MDE, con software Arcgis 10, en UTM, datum WGS-84 para tamaños de celda de 10.

Para la realización del modelo se ha seleccionado un área mayor, en la que queda englobada la zona de estudio, pues mejorará la visualización de las estructuras y del MDT.

El programa Arcgis, permite simular el efecto de una superficie topográfica iluminada desde una fuente de luz, cuyo azimut puede elegirse, generando imágenes de sombreado artificial. Para la obtención de la imagen final se probaron iluminaciones a 20°, 65°, 135°, 280°, 315° y 360°. De este modo se consigue resaltar elementos estructurales con diferentes orientaciones y a partir de ellos, hacer una interpretación visual de los elementos morfoestructurales que se reflejan en la topografía.

En las posteriores líneas se describen las características del MDT, se hace una interpretación morfoestructural del mismo comentando las estructuras geológicas identificables, así como otra serie de elementos que pueden estar condicionados por la macroestructura del área, como la red fluvial y su relación a la fracturación.

8.2.2. DESCRIPCIÓN MORFOESTRUCTURAL

Del total de las imágenes obtenidas las que mejor resaltan las características morfoestructurales del área son las que tienen el foco de luz de 65° y 315°. La posición del foco a 65° (fig. 8.2) favorece la visualización de estructuras NW-SE y E-W. Así mismo la posición del foco a 315° (fig. 8.3) mejora la visualización de estructuras NE-SW y N-S. En ambas imágenes quedan muy bien definidos los encajamientos de los cauces fluviales principales dentro de la zona de estudio (ríos Chonta, Cajamarquino y las diferentes quebradas). Se observa como los encajamientos son muy importantes en la mitad occidental del área, mientras que en la oriental el drenaje presenta un encajamiento mucho menor (fig. 8.2-8.3).

En el caso del río Chonta, llama la atención el tramo sur, que transcurre sobre una superficie relativamente llana, encajándose bruscamente a menos de 3km al sur del distrito de Baños del Inca, pasando por la localidad de Llacanora.

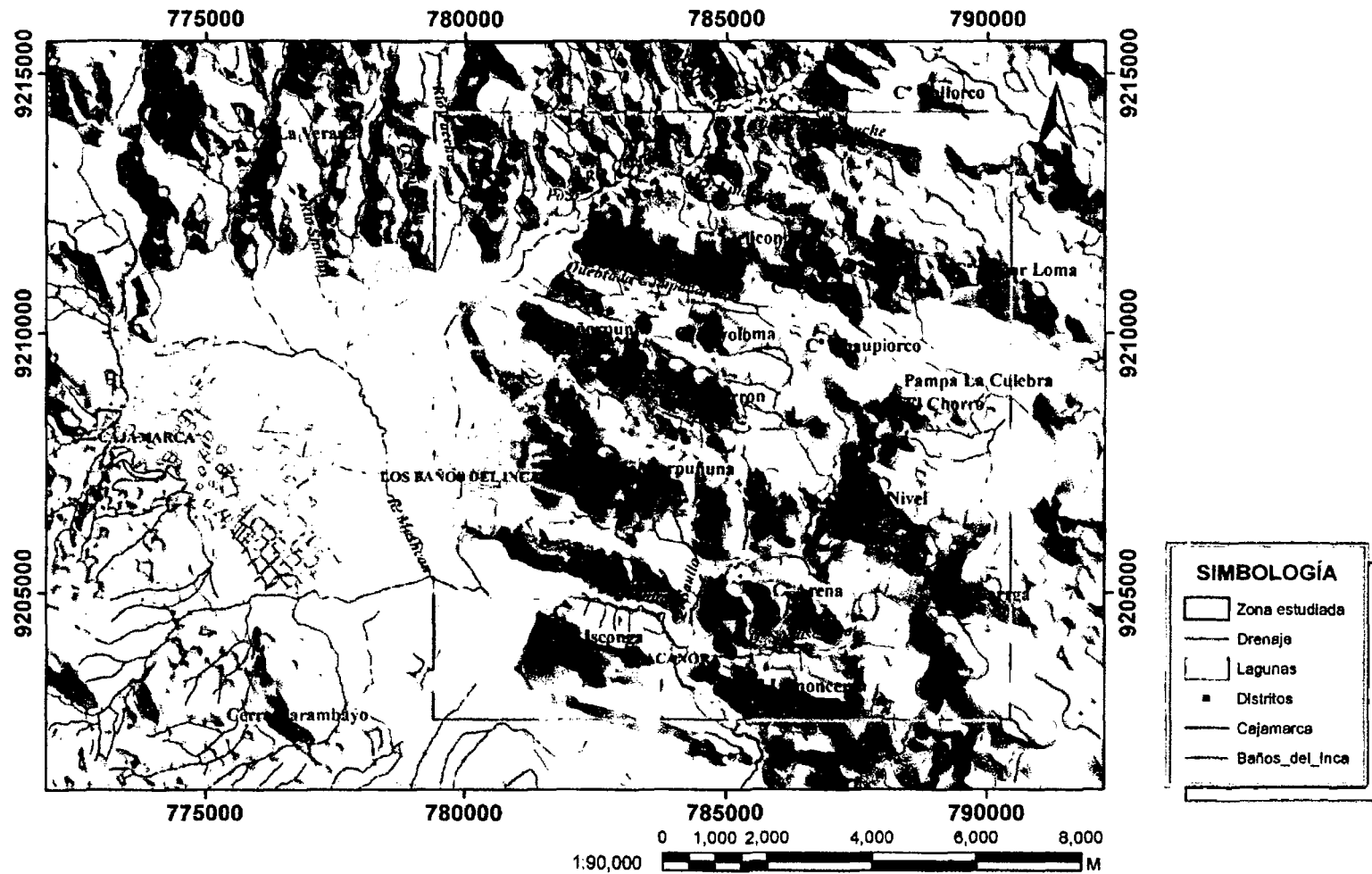


Figura 8.2 Modelo digital de terreno. Proyección Mercator, datum WGS84. Tamaño de celda de 10, situación del foco 65°.

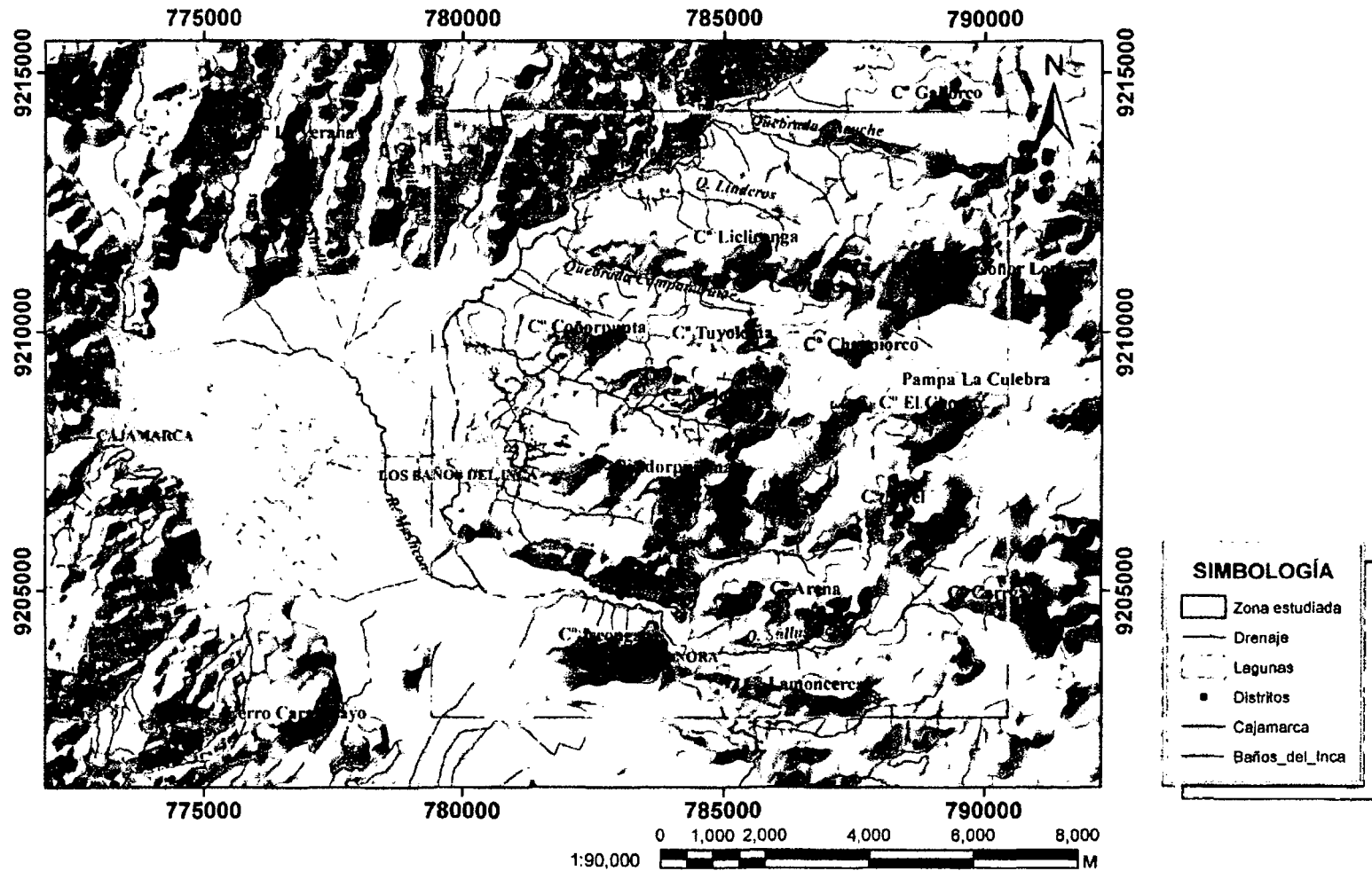


Figura 8.3 Modelo digital de terreno. Proyección Mercator, datum WGS84. Tamaño de celda de 10, situación del foco 315°.

También es notorio el cambio en la dirección del curso del río Chonta, que inicialmente transcurre con dirección NE-SW a NS, a la altura del cerro Coñorpunta, pero en el extremo sur a 3km aprox. del distrito de Baños del inca vuelve a cambiar de dirección a E-W (fig. 8.2-8.4) y finalmente, cerca de la localidad de Llacanora, cambia a NW-SW, en el tramo sur fronterizo en la zona de estudio. Estos cambios bruscos de orientación pueden estar relacionados a la tectónica, por lo que podrían depender de las fallas o fracturas existentes en la zona de estudio.

En general, se observa como las líneas de drenaje transcurren preferentemente según una dirección SE- NW y NNE. El carácter rectilíneo del tramo del drenaje sugiere que el encajamiento está condicionado por la fracturación.

En cuanto a la geología, en la figura 8.4, donde se han superpuesto los contactos del mapa geológico regional y el drenaje, se puede observar el reflejo estructural de los diversos elementos geológicos. En el extremo noroeste destacan los relieves volcánicos del Paleógeno-Neógeno. En la zona noreste se observa los relieves calcáreos del Cretáceo Superior que forman parte del sinclinal Otuzco, de orientación WNW-ESE, con la misma orientación, al sur se observa los relieves silicoclásticos del Cretáceo Inferior, que a su vez forman parte del anticlinal Baños del Inca. Adicionalmente, a partir de estos tres gráficos (fig. 8.2-8.4) se ha realizado una interpretación de los lineamientos estructurales y fallas que se reflejan en la topografía. En este caso, dadas las características y el interés del estudio, la interpretación se ha enfocado a la búsqueda de fracturas, por lo que se han seleccionado los lineamientos que puedan corresponder a este tipo de estructuras. Las características del mapa de lineamientos y fallas se analizan en el siguiente apartado.

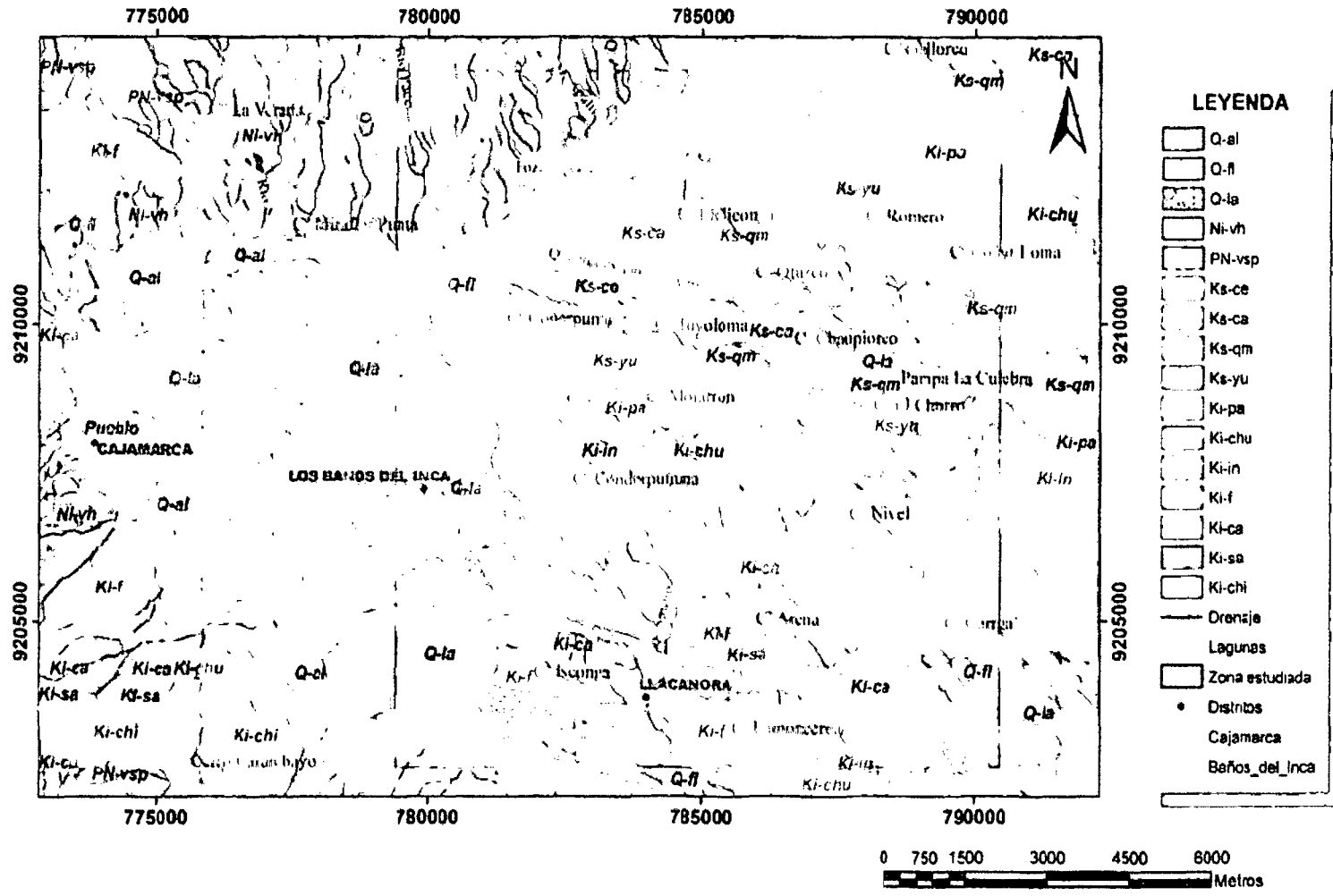


Figura 8.4 Superposición de contactos geológicos (regional) sobre el Modelo digital de terreno. Proyección Mercator WGS-84. Tamaño de celda de 10, situación del foco a 65°.

8.3. ANÁLISIS DE LA MACROFRACTURACIÓN

En este subcapítulo se describen y analizan las características de las cartografías estructurales. Estas cartografías serán utilizadas en análisis e interpretaciones posteriores por lo que, para facilitar las referencias a una u otra, se las ha denominado “Mapa de Lineamientos Estructurales” (MLE) y “Mapa de Fallas” (MF). La procedencia y características de cada uno de ellos se describen a continuación.

8.3.1. MAPA DE FALLAS

Como soporte para el estudio estructural se ha utilizado información cartográfica ya existente, pero escasa, referente a la fracturación en el área de estudio; además de mapas de fallas realizados a partir de interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite y trabajos de campo complementarios.

Para poder utilizar estos mapas en análisis de tipo cuantitativo, sobre los que se prevé el estudio de determinados atributos, tales como orientación preferente de fracturas, longitud de segmentos de orientación constante y densidad de fracturación, entre otros. Posteriormente se segmentaron las fracturas previamente digitalizadas en trazos rectilíneos de orientación constante, lo que permite realizar análisis de distribución y filtros por orientaciones y tamaños. El número total de segmentos de falla del mapa resultante es de 328 (fig. 8.5).

A. Análisis de orientaciones y distribución Espacial

El mapa de fallas muestra una orientación preferente NS a NNW-SSE de las estructuras, pero presentan longitudes menores a las demás.

Menos abundantes, pero también visiblemente reflejadas en el mapa son una serie de fallas de orientación NE-SW, de longitudes de hasta 2.3 km, también se observa en el mapa, una importante cantidad de fallas de variadas longitudes que se disponen según direcciones variadas.

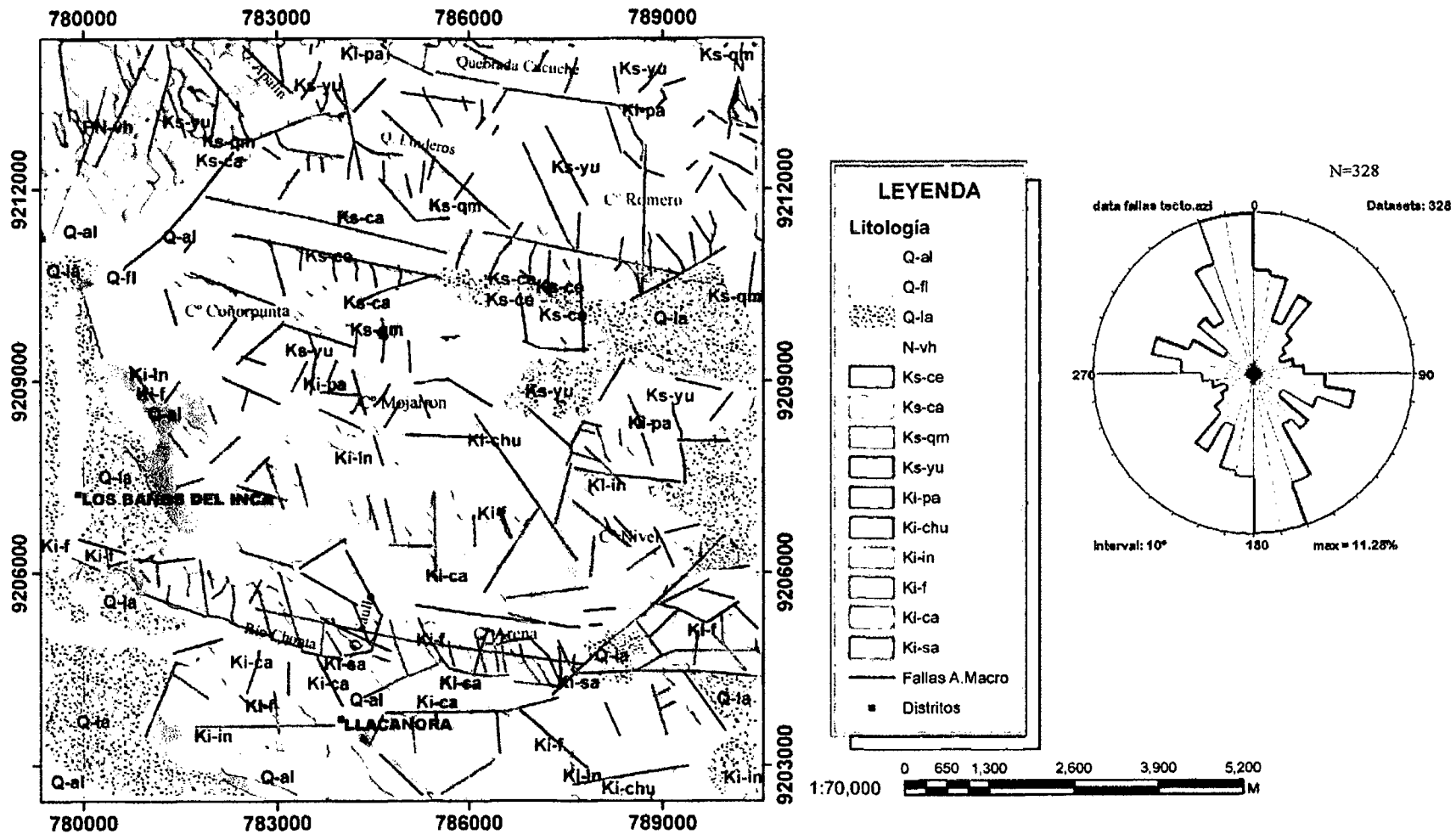


Figura 8.5 Mapa de fallas, sobre la geología local y rosa de orientaciones de fallas (frecuencia de fracturas, intervalo 10°). N: número de la muestra.

Sin embargo observando conjuntamente la rosa de orientaciones y el MF (fig. 8.5) se pueden separar cinco modas, denominada modal (NS-N40°E), 2 (N40°-80°E), 3 (N80°-120°E), 4 (N120°-150°E), 5 (N150°-180°E) y constituyen el 24%,12%, 21%, 11%, 32%, respectivamente.

Para examinar los patrones de fracturación y la distribución de las estructuras en las rocas se ha sobrepuesto la litología al mapa de fallas (fig. 8.5), adicionalmente para facilitar la visualización de la distribución de fracturas se ha generado un mapa de densidad de fallas por longitud (fig. 8.7), del mapa de fallas, el valor de cada nodo corresponde a la suma de las longitudes de las fracturas que pasan a través de la celda, además se va graficar el número de fallas en función a la litología en un diagrama de barras (fig. 8.6).

En lo referente a la longitud de los segmentos, en la figura 8.8 se muestra el histograma de longitud y un gráfico de longitudes en función de la orientación. En base a estos gráficos se puede describir ciertas características de la ocurrencia y distribución de fallas en el área de estudio.

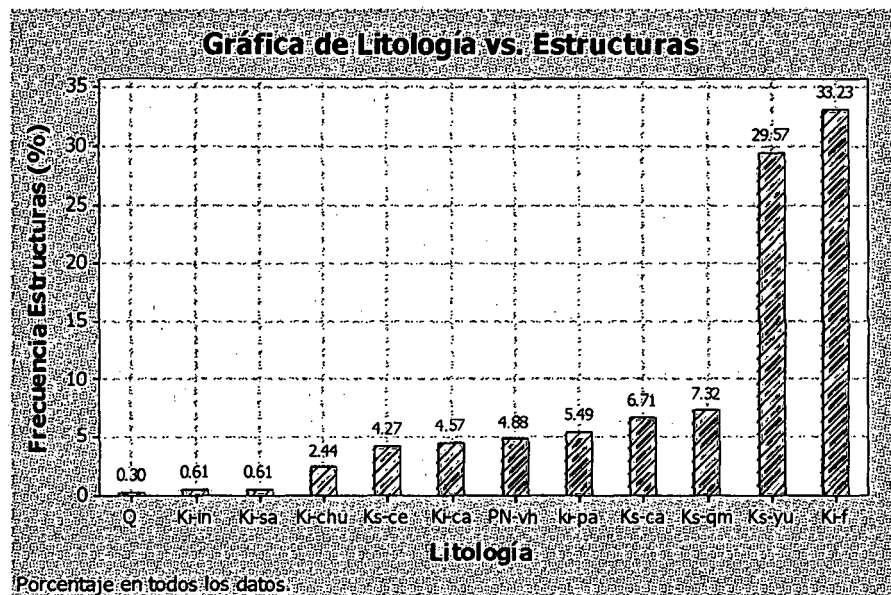


Figura 8.6 Gráfico de barras de conteo acumulado de la ocurrencia de fallas vs Formaciones litológicas.

En orden de importancia, la moda 5, de orientación N150°-180°E, es la orientación principal de fallas, tienen un gran número de fracturas que se distribuyen por toda el área, aunque es en la mitad sur donde mejor

constituidas están (fig. 8.8E); estas fallas están albergadas principalmente en las Formaciones Farrat, Yumagual, Celendín y Quilquiñán (fig. 8.5-8.9), con segmentos con unas decenas de metros hasta 1.7 km y aparentemente, una mayor frecuencia. Los valores de densidad de fracturación se ubican en el borde Nororiente del área generando unos máximos de fracturación de orientación dominante NS (fig. 8.7).

La siguiente moda 3 agrupa fallas de orientación N80°-120°E, que de la misma manera que la anterior se reconoce en toda el área del mapa de fallas. Tienen las mayores longitudes, con segmentos que van desde unos centenares de metros a 5.1 kilómetros. En lo que respecta a la densidad de fracturación, estas fallas muestran unos máximos bien definidos ubicados en el borde sur de la zona de estudio, a 5 km al sureste del distrito de Baños del Inca y a 1km al norte de la localidad de Llacanora (fig. 8.8C), marcando corredores de fracturación de orientación dominante EW a favor de la cual se dispone la red de drenaje, la traza del río Chonta y quebradas, en la mitad sur de la zona de estudio. Estos corredores están relacionados a la fallas en la zona (falla Cajamarca). Litológicamente los máximos de densidad de fracturación están situados principalmente en las Formaciones Farrat, Yumagual, Pariatambo y Cajamarca (fig. 8.6- 8.8).

En cuanto a la moda 1 de orientación NS-N40°E, se encuentran regularmente distribuidos en toda el área, pero presenta máximos de densidad de fracturación sitiados en el extremo noroccidente y en la zona suroriente del mapa (fig. 8.8A), litológicamente en las rocas de Formaciones Yumagual, Farrat, Cajamarca. Estas fracturas presentan longitudes de unos centenares de metros hasta 2.3 km. A favor de estas fracturas se disponen algunas quebradas, principalmente en la zona sur de la zona de estudio. Aparentemente estarían relacionadas con los máximos de orientación NS-N40°E.

En las dos modas restantes (moda 2 y 4) la importancia de las fracturas es mucho menor, especialmente en cuanto a frecuencia, continuidad y distribución de las mismas en la zona de estudio. Las fallas pertenecientes a estas modas presentan una distribución menos constante a lo largo del área. En el caso de la moda 2 de orientación N40°-80°W, exhibe máximos de densidad dispersos en la zona noroccidente y en la zona media

suroriente del mapa (fig. 8.8B), este último relacionado con fallas ubicadas al noreste de la localidad de Llacanora. Este grupo de fallas tienen longitudes de unos centenares hasta 3.6 km. Litológicamente están dispuestos mayormente en las Formaciones Yumagual, Farrat y Carhuaz. La moda 4, N120°-150°E agrupa una de las orientaciones de fracturación menos frecuentes, como se puede observar en la rosa de direcciones de la figura 8.4, con distribución errática. Los valores máximos de densidad se dan en la parte central norte del mapa, mientras que en el borde sur su representación es mucho menor (fig. 8.8D), correspondiendo mayoritariamente a las Formaciones Farrat, Yumagual. Sus longitudes varían desde unos cuantos centenares de metros hasta 28km. A favor de la gran mayoría de estas fracturas se distribuye la red de drenaje principalmente en la moda 1, 3 y 2.

B. Análisis de tamaños

En lo que concierne a la longitud de los segmentos de falla, presentan tamaños que van desde las decenas de metros hasta un máximo de 5.1 kilómetros. En el histograma de la fig. 8.9 se observa como la mayor parte de los segmentos tienen entre 100 m y 1.5 km de longitud, pero los tamaños mayoritarios son los inferiores a 1 km.

Si se analiza la distribución de tamaños por orientaciones (fig. 8.9), se observa como el rango de orientación N80-120°E es el que acoge a las fallas de mayor tamaño, con un gran número de estructuras de centenares de longitud llegando en algunos casos a superar los 2 km. Le siguen las fracturas N40-80°E con segmentos de hasta 3.6 km de longitud, aunque la mayoría de ellas presentan tamaños inferiores a los 800m. En los tres rangos de orientación restantes los valores son muy similares, con predominio de longitudes inferiores a 1 km. La orientación N150-180°E es la que presenta estructuras de menor tamaño, siempre inferiores a los dos kilómetros. Analizando las dos variables de longitud y orientación conjuntamente con la variable cualitativa litología (fig. 8.10) se observa que las areniscas de la Formación Farrat cuenta con la mayor data poblacional de fallas (fig. 8.5-8.6), lo que está relacionado a las extensas exposiciones rocosas del Farrat en la zona de estudio, no obstante, se

puede decir que es la Formación más fracturada, con fallas de importantes longitudes e inclusive llega hasta más de 5.1 km.

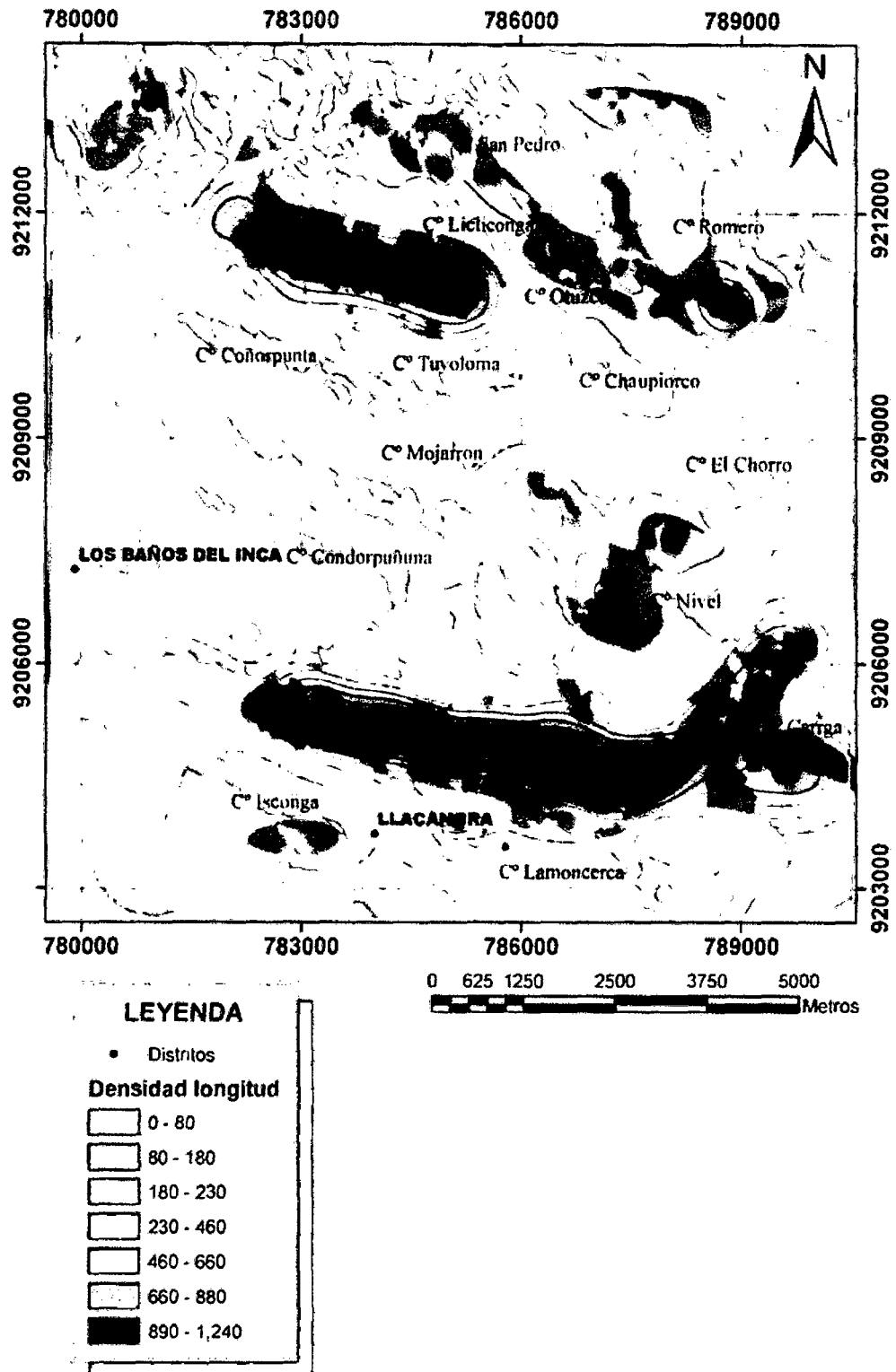


Figura 8.7 Mapa de densidad de fracturación obtenido a partir del mapa de fallas. Método usado densidad Kernel. Tamaño de celda 1.94091584955447E-04. Tamaño de radio de búsqueda 7.28409654129539E-03.

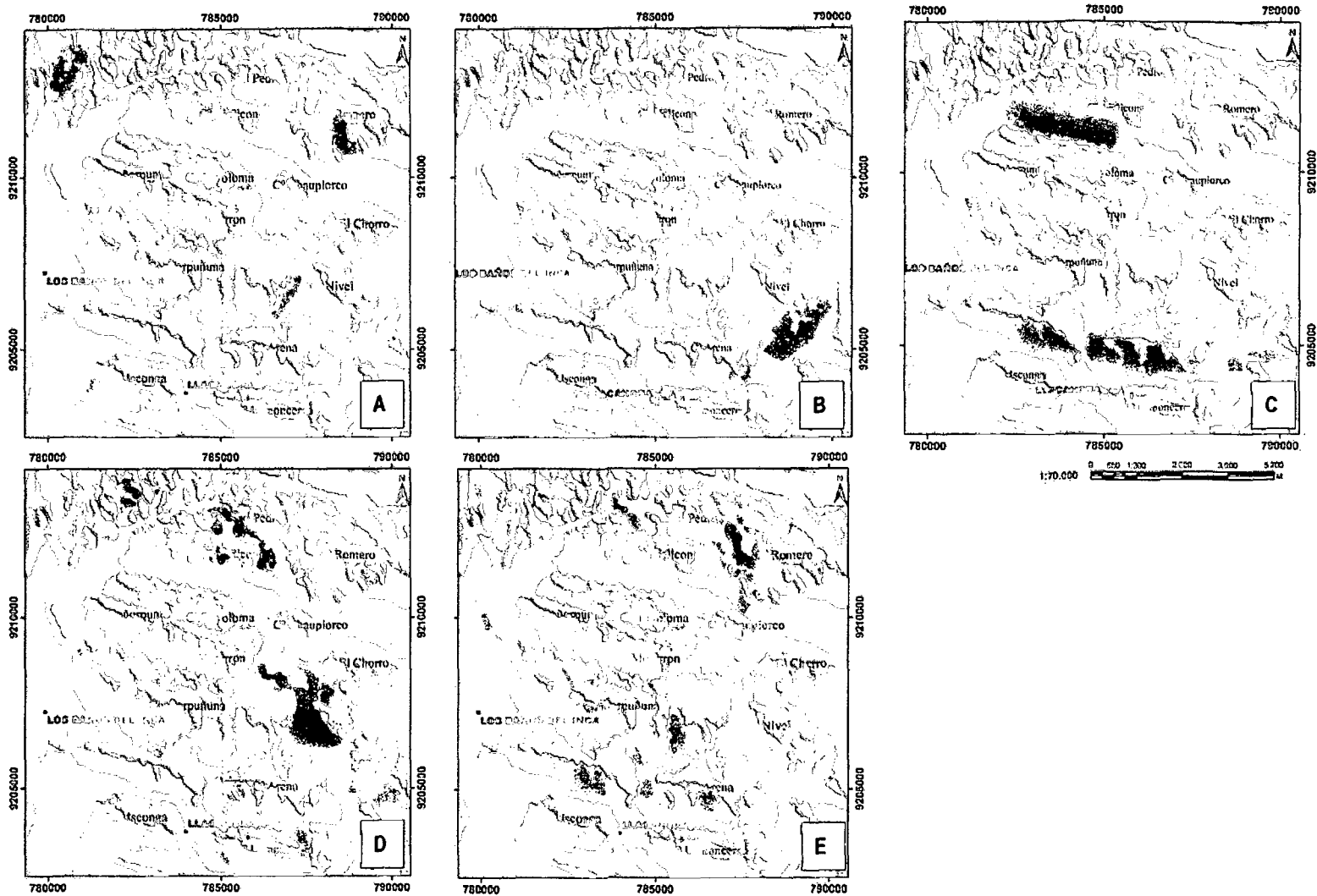


Figura 8.8 Mapas de densidad de fracturación obtenido a partir del mapa de fallas. A: moda 1 (NS-N40°E), B: Moda 2 (N40°-80°E), C: moda 3 (N80°-120°E), D: moda 4 (N120°-150°E), E: moda 5 (N150°-180°E)

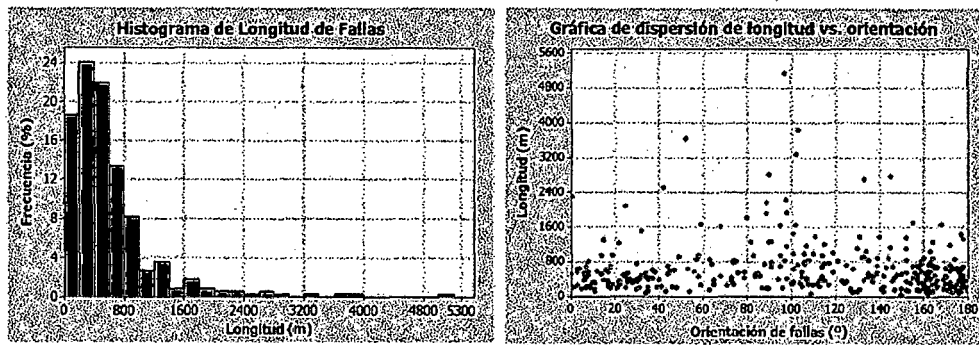


Figura 8.9 Histograma de tamaños de segmentos de falla, con 18 clases y gráfico de dispersión entre Longitud vs. Orientación de fallas.

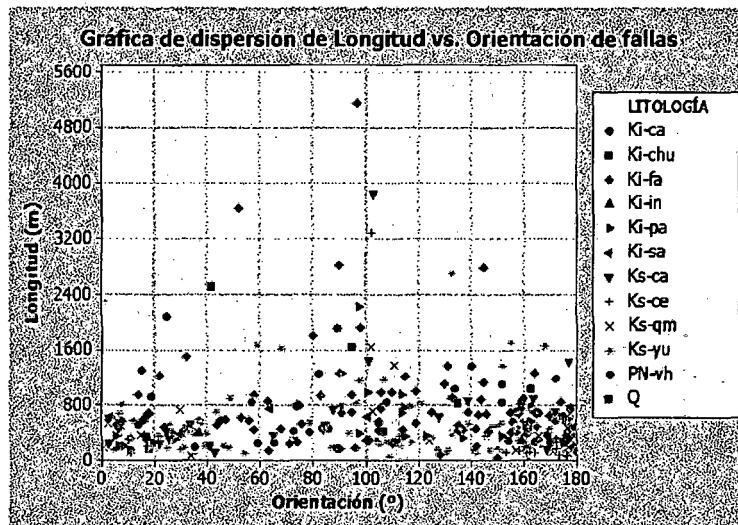


Figura 8.10 Gráfica de dispersión de longitudes vs orientación de fallas en función de la variable categórica Litología.

En líneas generales la gran mayoría de fallas se encuentran en longitudes inferiores a 1km, corresponden a la Formación Farrat y Formación Yumagual, del Cretáceo Inferior y Cretáceo Superior, respectivamente, con orientaciones N140-180° E, que se ubican al sur de la zona de estudio (fig. 8.5-8.6), seguidas de la Formación Quilquiñán, Carhuaz y Pariatambo, de orientación principal N160°-180°E, N60°-80°E y N100°-120°E. También la Formación Cajamarca, Celendín y Chúlec de orientación NS -N40°E, finalmente la Formación Santa e Inca con un número menor de fallas, debido también a su reducida distribución areal. En cuanto al Volcánico Huambos las fallas se orientan N140° -180° E

ubicados al extremo noroccidente de la zona de estudio. Estos últimos no tienen significancia en los objetivos que se plantea en la presente tesis, solo nos ocuparemos de las rocas Cretáceas.

De forma general, el patrón principal de fracturación en el área está definido por grandes fallas de orientación EW a N180°E, en segundo término por una serie de estructuras de orientación NS a N80°E de menor tamaño. Dentro de las primeras, las estructuras N120-150°E constituyen pequeños segmentos aparentemente divididas por las grandes estructuras más norteadas; mientras que las incluidas en la moda NS-N40°E parecen estar más relacionadas con las fallas N150-180°E.

8.3.2. MAPA DE LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES

El Mapa de Lineamientos estructurales (MLE) deriva de una interpretación estructural del MDT y de imágenes del GE, eligiendo lineamientos con claro reflejo morfoestructural que pudieran concernir a zonas de fractura (fig. 8.11).

Las tipologías geológicas de la zona de estudio, afirman la idea de que la mayor parte de los lineamientos interpretados corresponden a deformación frágil; en muchos casos a favor de las cuales se orienta la red fluvial. Este mapa contiene 8721 lineamientos, ubicados solo en el área de estudio. Aporta una interpretación estructural de la zona, dando un entendimiento más acabado de la estructuración del área.

A. Análisis de orientaciones y distribución Espacial

En el MLE el rango de orientación de las estructuras esta entre N30°E y N130°-180°E, a simple vista, no existe homogeneidad en lo que a distribución espacial se refiere, por el contrario se concentra el borde sur del mapa (fig. 8.11, 8.13).

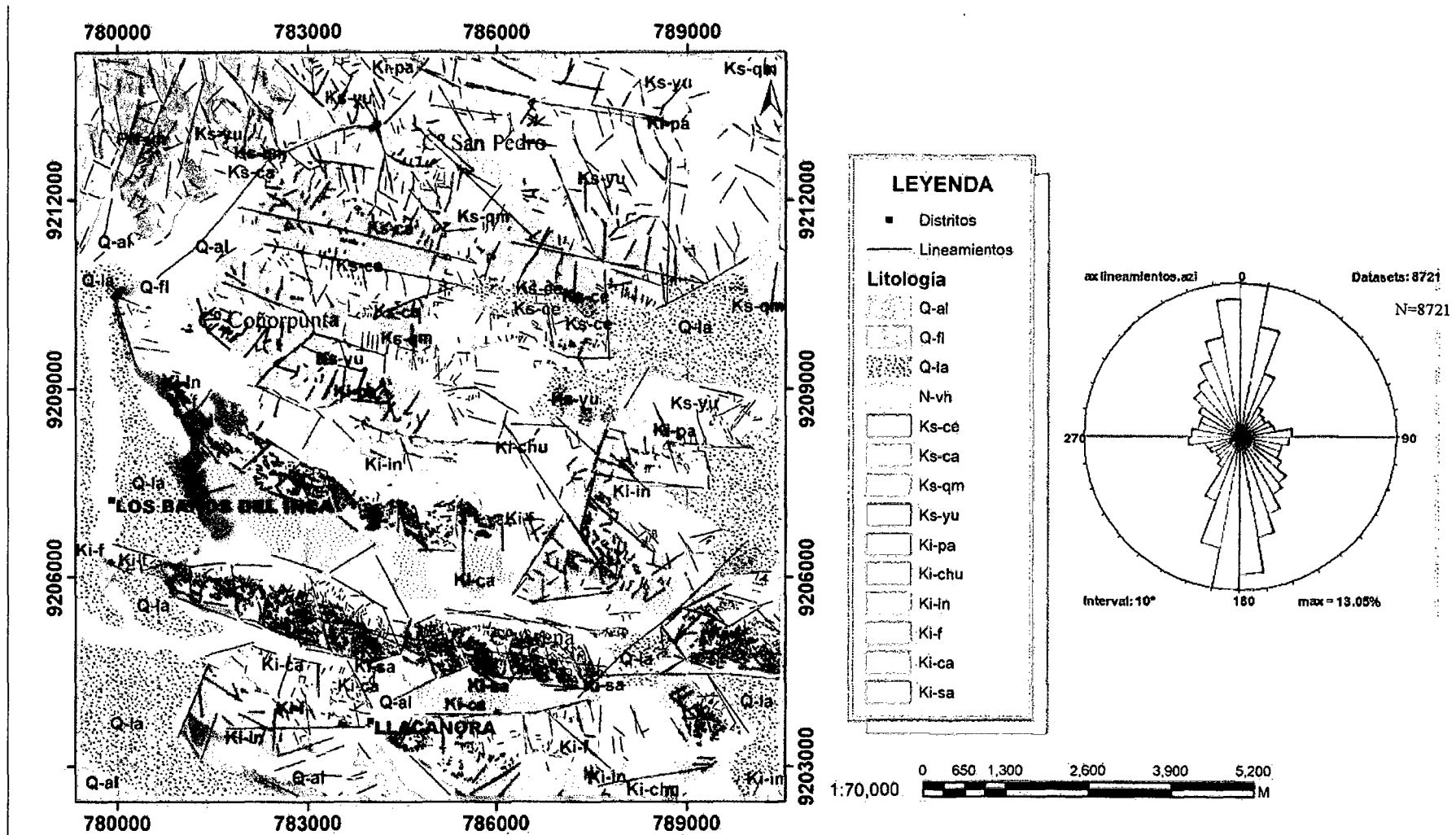


Figura 8.11 Mapa de Lineamientos Estructurales a partir del MDT, proyección UTM y rosa de orientaciones, frecuencia 1% (Anexo B, P-03).

Al igual que en el MF, observando conjuntamente la cartografía y la rosa de orientaciones, se pueden separar cuatro modas que, en este caso, son: A) NS- N30°E; B) N30-80°E; C) N80- 130°E y D) N130-180°E, constituyen el 27%, 14%, 20% y 39%, respectivamente.

Se han generado mapas, filtrados a partir del MLE, para cada una de las modas seleccionadas (fig. 8.12-8.13) y a partir de ellos se han hecho mapas de densidad de fracturación por longitud (fig. 8.14-8.15). Adicionalmente, la longitud de los lineamientos del mapa está representada en la fig. 8.16 (pág. 88) que muestra el histograma de longitud y un gráfico de longitudes en función de la orientación.

La mayoría de lineamientos se relacionan con la orientación N130-180°E, presente en todo el área del mapa (fig. 8.13D). No obstante, el mapa de densidad de lineamientos (figura 8.15D, pág. 86) muestra máximos, relacionados con estructuras de esta orientación, en su borde nororiente y a la mitad suroriente del mapa; en el cerro San Pedro - Romero al ENE de Baños del Inca; mayoritariamente en las Formaciones Yumagual, Quilquiñán y Farrat, Inca, Chúlec.

Continuando en orden de importancia, se observa las modas NS- N30°E, N80-130°E, en cuanto a la última, está convenientemente representada y muestra una distribución bastante homogénea (fig. 8.12-8.13). En el mapa de densidad de lineamientos (figura 8.15), están mejor representados en la mitad norte y sur, en la quebrada Capanarume (Otuzco) y en el cerro Condorpuñuna (entorno a Llacanora), corresponde a rocas principalmente del Celendín del Cretáceo Superior, a la Formación Farrat y Carhuaz del Cretáceo Inferior, respectivamente. Estos lineamientos relacionados a fallas regionales existentes en la zona de estudio. Muestra una configuración similar a la del mapa de densidad total, sin filtro de las modas. En lo que atañe a la moda NS-N30°E están notablemente representados y se trata aparentemente de segmentos de menor longitud que en los casos anteriores (figura 8.12A). El mapa de densidad muestra máximos en el borde Noroccidental y Nororiente (figura 8.13A), el primero corresponde a rocas volcánicas, que no tienen mayor relevancia en la zona estudiada y en el otro borde se tiene rocas carbonatadas de la Formación Yumagual, Quilquiñán- Mujarrún y Cajamarca.

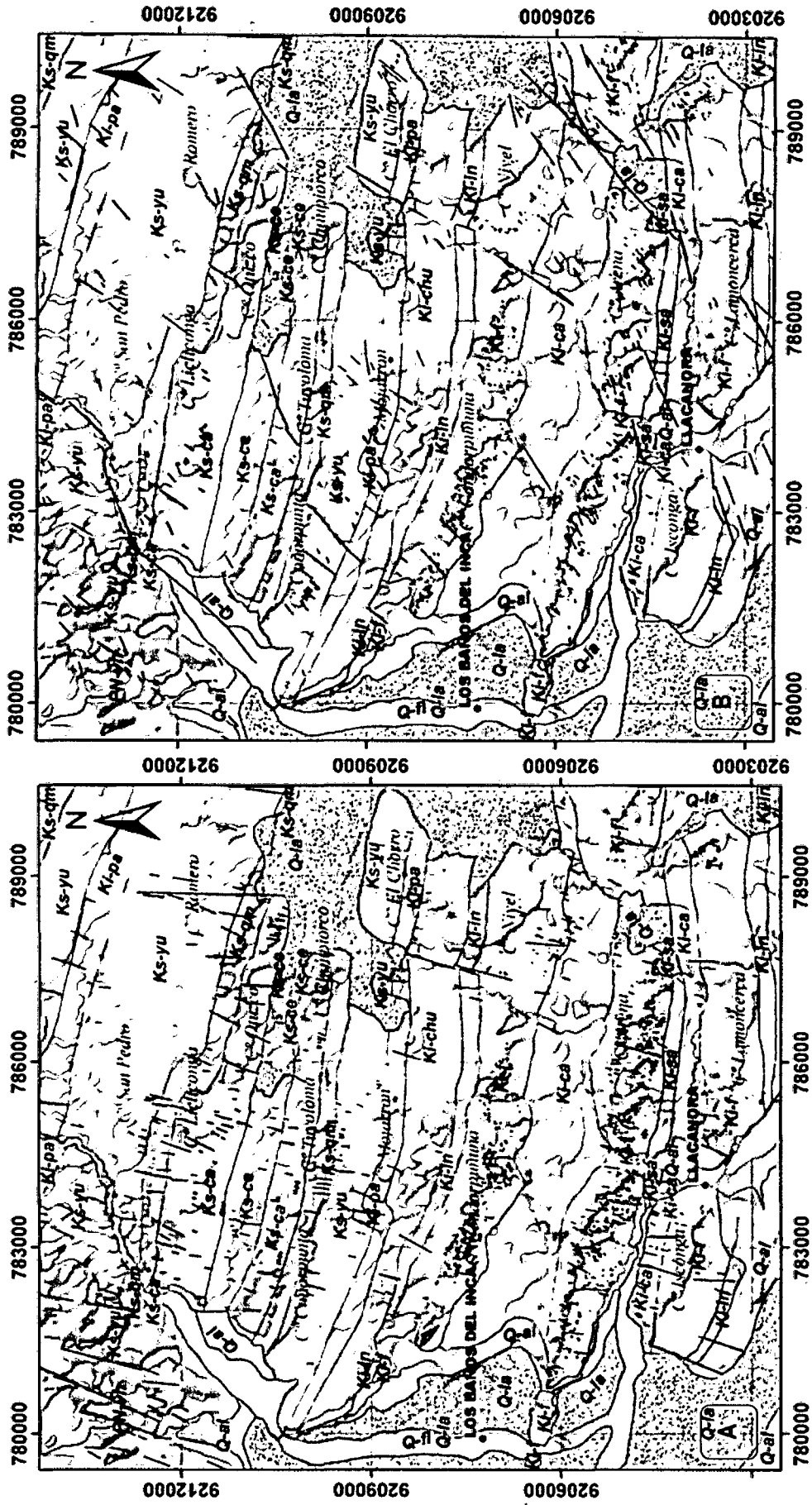


Figura 8.12 Mapas filtrados por orientaciones a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales. A) NS- N30°E; B) N30-80°E.

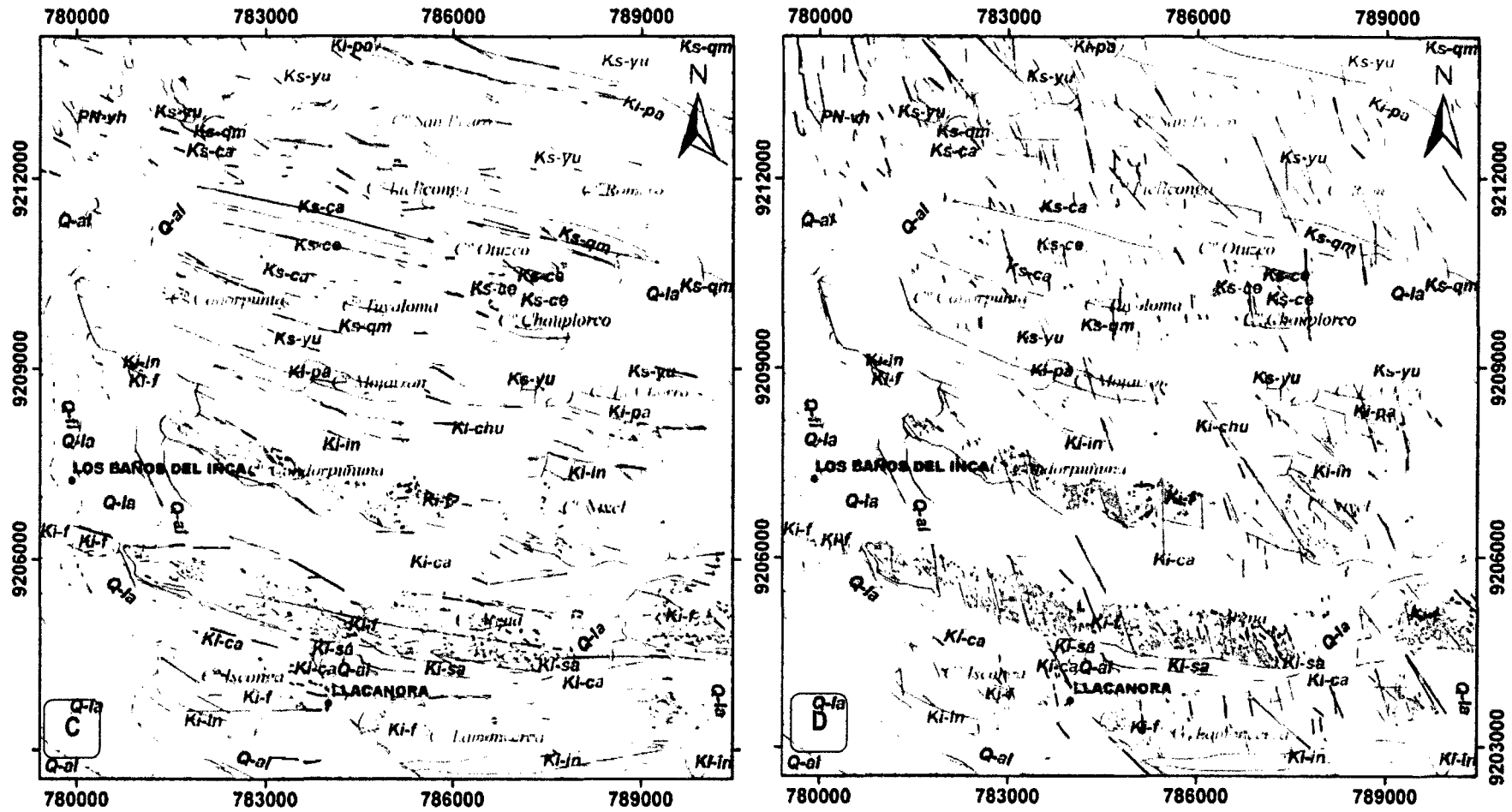


Figura 8.13 Mapas filtrados por orientaciones a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales. C) N80- 130°E y D) N130-180°E.

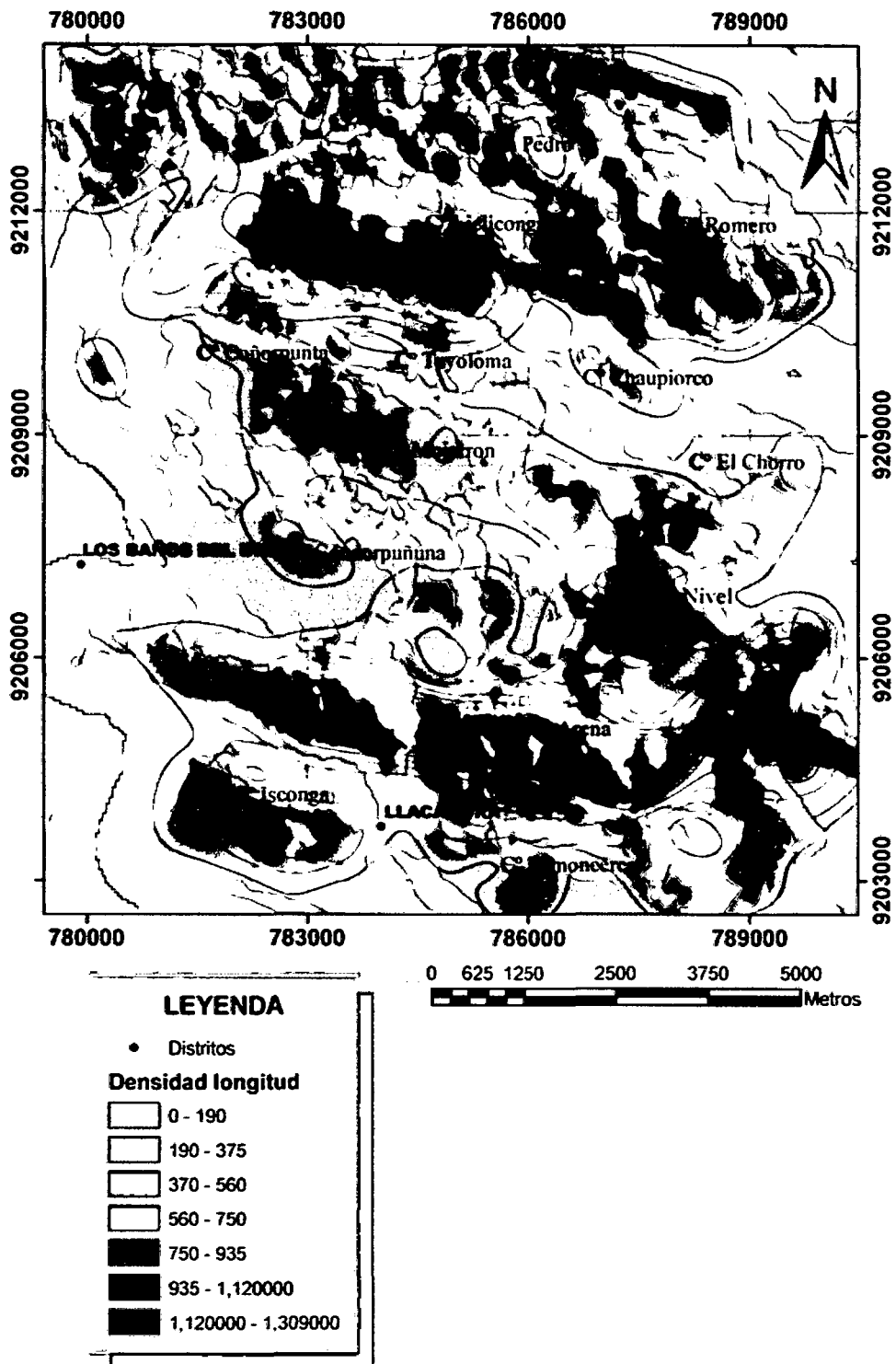


Figura 8.14 Mapa de densidad de fracturación obtenido a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales.

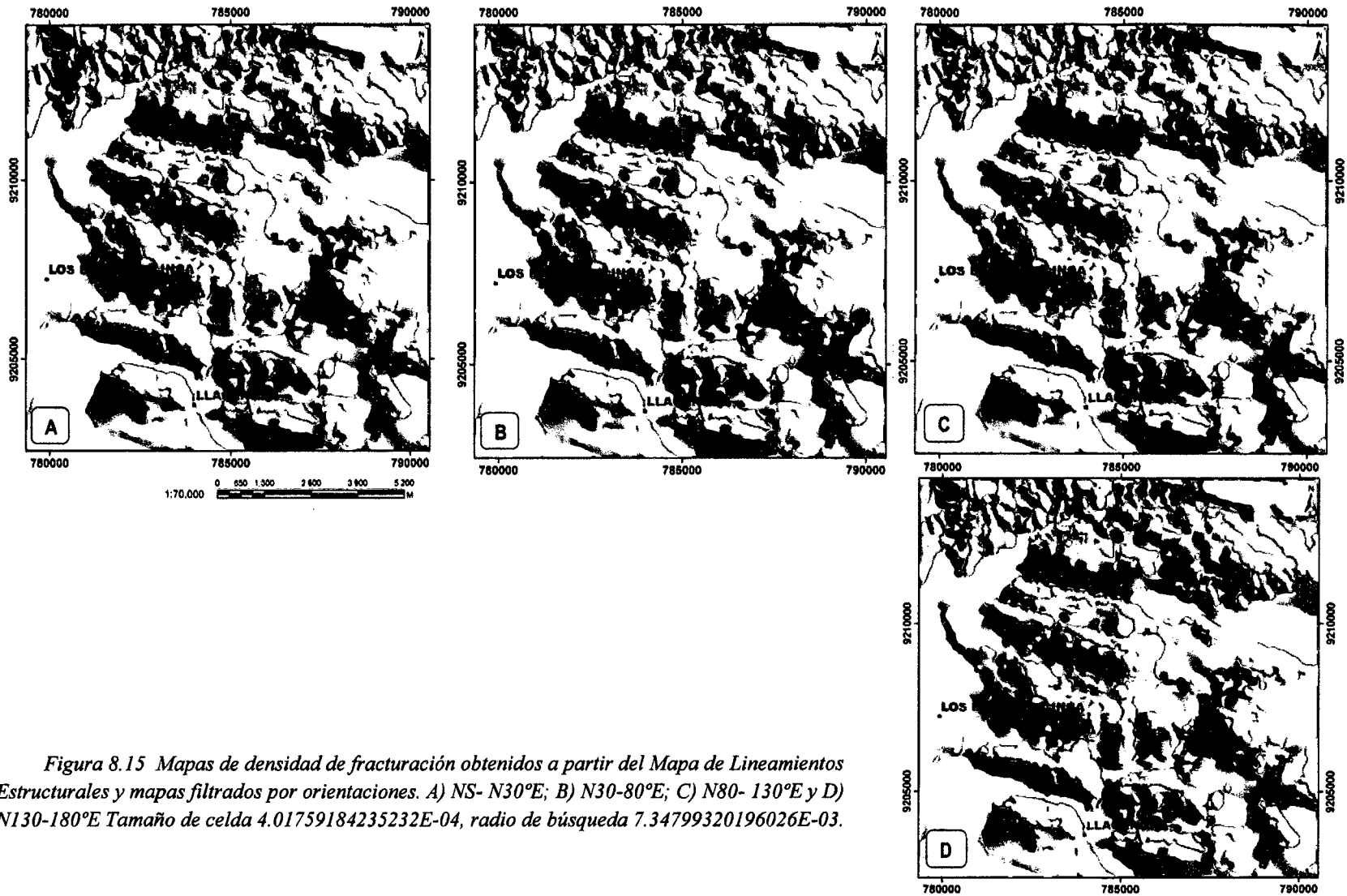


Figura 8.15 Mapas de densidad de fracturación obtenidos a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales y mapas filtrados por orientaciones. A) NS- N30°E; B) N30-80°E; C) N80- 130°E y D) N130-180°E. Tamaño de celda 4.01759184235232E-04, radio de búsqueda 7.34799320196026E-03.

Por último, los lineamientos con orientaciones N30-80°E, están mucho menos representados y se trata de segmentos de longitudes superiores a 1km. Respecto a su distribución espacial, muestra una distribución poco homogénea por el contrario solo hay máximos aislados. En el mapa de densidad los valores máximos se sitúan preferentemente en el borde suroriental del mapa (figura 8.15B); que corresponde principalmente a areniscas Farrat y Carhuaz, ambas del Cretáceo Inferior. Estos lineamientos están relacionados principalmente con corredores situados a unos 8 km al Este de Shaullo, al noroeste de la laguna Suyuscocha, respectivamente.

B. Análisis de tamaños

Los lineamientos de mayor longitud corresponden a las orientaciones N80°-130°E, con tamaños mínimos de unos pocos metros y un máximo de 5.1 km, aunque la mayor parte de ellos tiene entre 1 y 1000 m de longitud (fig. 8.14).

El segundo grupo en importancia son los lineamientos con orientación N30-80°E que, al igual que en el caso anterior, presentan longitudes que van desde decenas de metros y llegan hasta 3.6 km (fig. 8.14), pero es la menos representada en el área.

Las estructuras con orientaciones N130-180°E, corresponden a segmentos de menor longitud que en los casos anteriores (fig. 8.12C). La longitud máxima de los lineamientos es de 3.8 km, aunque la mayoría presenta tamaños inferiores a 1.1 km (fig.8.14).

Por último, en las orientaciones NS-N30°E el tamaño máximo de las estructuras es de unos 2.3 km aproximadamente, aunque una vez más, las longitudes son menores a 1km (fig.8.12).

Con todo ello y observando el MLE (fig. 8.11) y el mapa de densidad correspondiente al mismo (fig. 8.13), se puede decir que la estructuración del área está definida principalmente por las estructuras de orientación N130-180°E y, en menor medida, por las NS-N30°E; mientras que los lineamientos de orientación E-O (N70-100°E) tienen una menor longitud

y al igual que en el MF, parecen estar compartimentados por las estructuras de dirección norteadas.

Para un correcto análisis de la fracturación son necesarias ambas cartografías, procedentes de diferentes fuentes de información (trabajos campo, fotografías aéreas e imágenes GE, en el caso del mapa de fallas, e interpretación morfoestructural del Modelo Digital del Terreno para el MLE). Además, para que se integren los diferentes tipos de datos correctamente, es necesario que las escalas cubiertas por las diferentes cartografías solapen, tal y como ocurre en este caso.

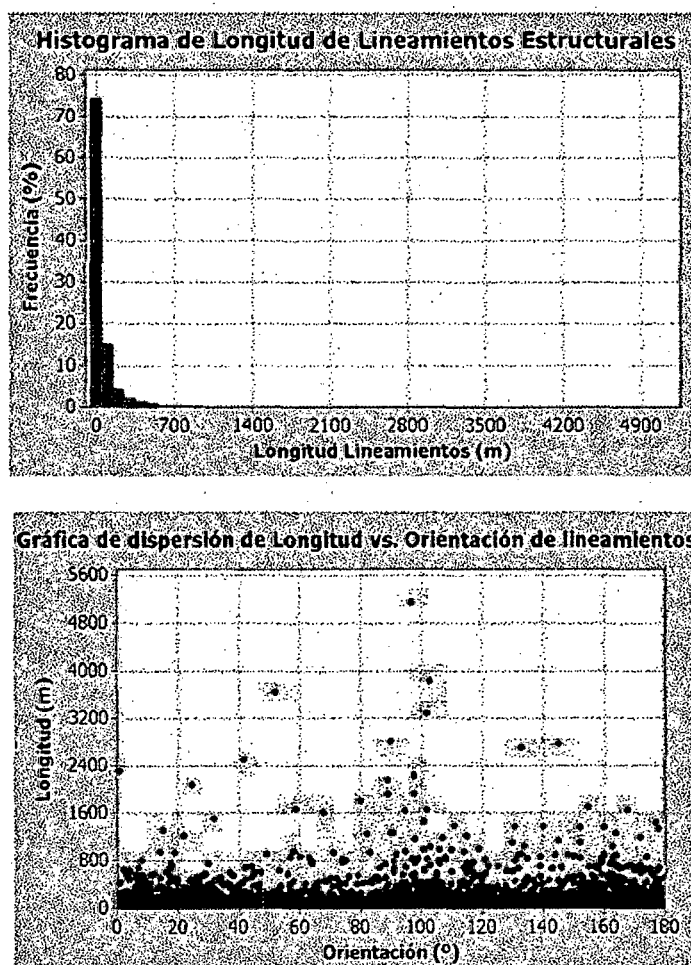


Figura 8.16 Diagrama Orientación/Longitud realizados a partir del Mapa de Lineamientos Estructurales.

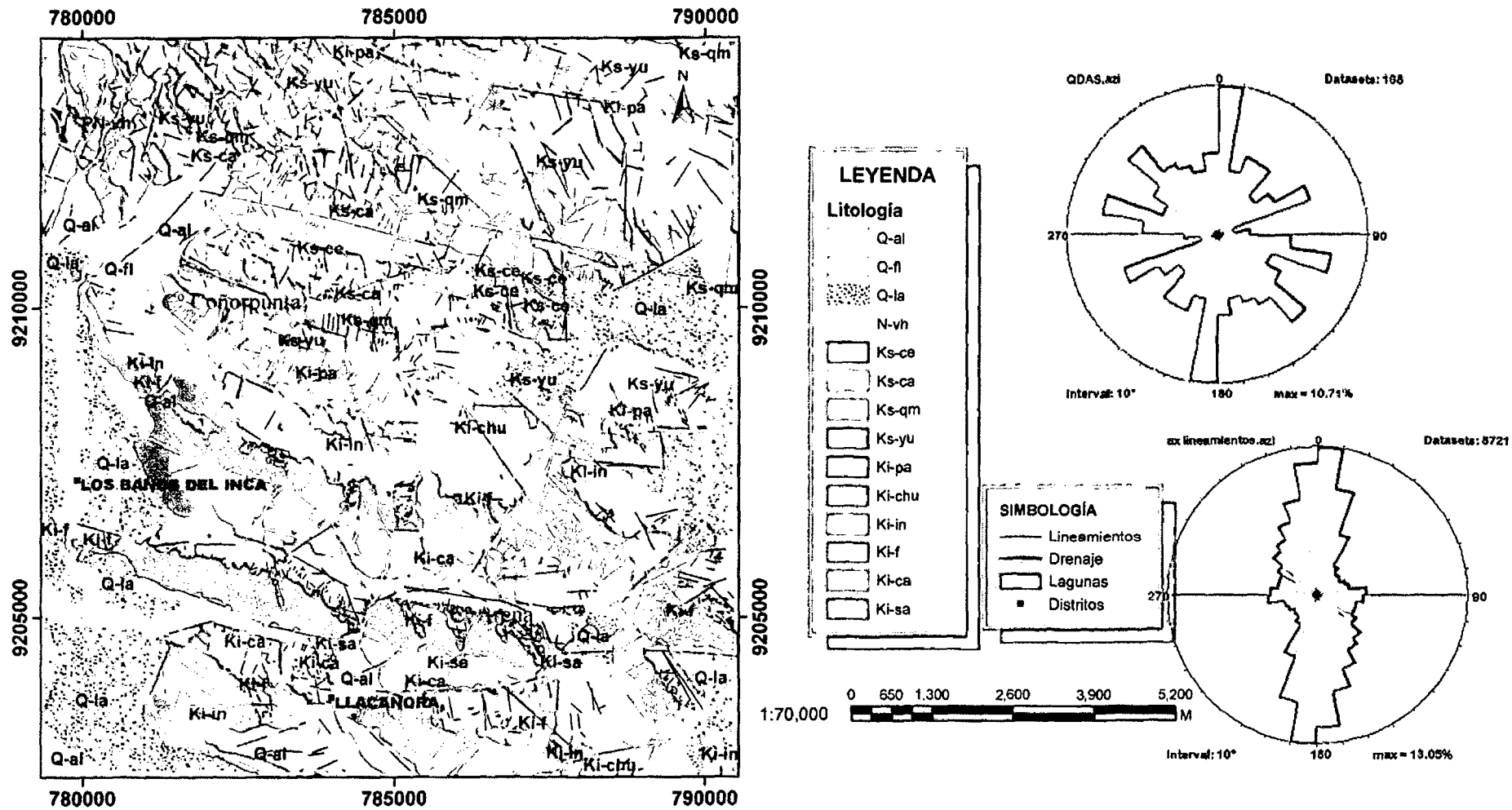


Figura 8.17 Intersección entre la red fluvial y lineamientos estructurales (LE), diagrama en rosa orientaciones de los tramos rectilíneos del drenaje y LE.

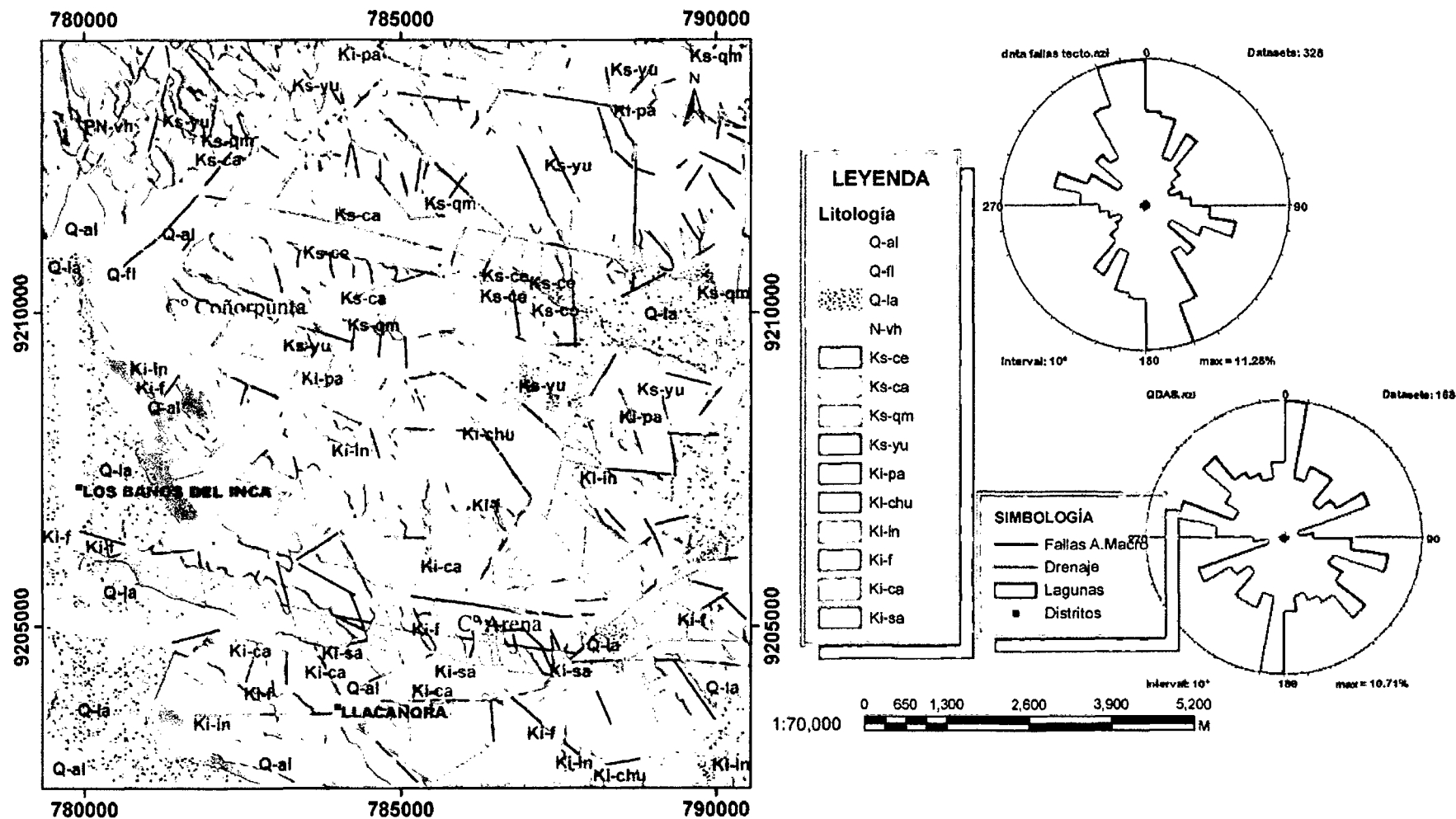


Figura 8.18 Fallas que controlan la disposición de la red fluvial. Rosa de orientaciones de los tramos rectilíneos del drenaje y fallas.

8.4. ANÁLISIS DE LA RED DE DRENAJE Y SU RELACIÓN CON LA FRACTURACIÓN

Es interesante analizar brevemente la influencia de la fracturación en la distribución de la red fluvial y definir las orientaciones principales que la controlan.

Al tratarse de una red fluvial encajada en un sustrato rocoso, las formas fluviales presentan limitada extensión y, en su mayor parte, corresponden a sedimentos de fondo de valle con anchura inferior a unos pocos metros. Los cauces presentan una trayectoria rectilínea, con bruscos codos, lo puede ser un indicador de su adecuación a la red de fracturación.

Para comprobar el grado de adaptación de la red drenaje a la red de fracturación se ha realizado una superposición entre ambas buscando los tramos coincidentes. Al disponer de mapas estructurales, se realizó un análisis para la red fluvial y el mapa de lineamientos estructurales, así como para la red fluvial y el mapa de fallas.

El contraste con el diagrama en rosa de las orientaciones de la fallas, lineamientos estructurales y la rosa de orientaciones de la red de drenaje obtenida (figura 8.17-8.18) se pone de manifiesto que son las orientaciones N-NE las que condicionan mayoritariamente la disposición de la red de drenaje.

Un 70% de las fracturas coincidentes con la red fluvial están orientadas entre NS-N70°E. Dentro de este grupo, existe un máximo con orientación N10-30°E en el que se encuentran el 28% de las fracturas seleccionadas.

Comparando los histogramas de orientación de fracturas correspondientes al mapa de fallas y al mapa de lineamientos seleccionas a partir de este análisis se puede comentar lo siguiente:

Pese a que las fallas seleccionadas en este análisis constituyen el 30% de las presentes en mapa de fallas, la distribución de orientaciones es muy similar; lo que indica el importante papel que juega la fracturación en la distribución de la red de drenaje.

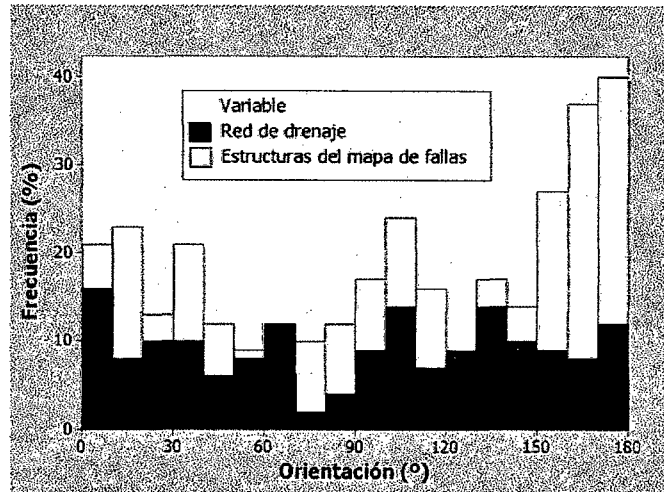


Figura 8.19 Histogramas de orientación de fracturas procedentes del mapa de fallas, conjunto total (sin relleno) y conjunto seleccionado por coincidir con la red de drenaje (en gris).

En todos los tramos de orientación presentes y en una proporción similar a su frecuencia de aparición, la red de drenaje se ha adaptado a la red de fracturación preexistente. Únicamente se detecta una preferencia por las orientaciones N10-50°E, donde existe una tendencia, algo mayor, de la red fluvial a ocupar o aprovechar la red de fracturación.

En este sentido, el que sean principalmente las estructuras con direcciones comprendidas entre N10-30°E y N 100-140E las que condicionen la ubicación y orientación de la red de drenaje puede estar relacionado, entre otros motivos, con el hecho de ser éstas las más abundantes y las de mayor longitud en la zona de estudio.

Por todo ello se puede afirmar que la disposición actual de la fluvial esta principalmente condicionada por la red de fracturación. Todas las orientaciones de fracturación presentes en el área están controlando la disposición de la red de drenaje, aunque parece existir un mayor aprovechamiento de las estructuras N-S a NNE.

CAPÍTULO IX

ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL FRÁGIL

9.1. INTRODUCCIÓN

En este apartado se puntualizan los trabajos efectuados y la metodología utilizada para el cálculo de los tensores de paleoesfuerzos responsables del patrón de fracturación presente en la zona de estudio. Para poder emprender esta labor, se hizo una recolección en campo de datos mesoestructurales frágiles. Las características del área de estudio como la cubierta Cuaternaria y la vegetación dificultaron la toma de datos en campo, por lo que se prefirió y se ha aprovechado, en muchos casos, los cortes de carretera para recolectar la data. Los datos fueron tomados solo en rocas sedimentarias Cretáceas existentes en el área estudiada.

Inicialmente, con los datos mesoestructurales de diaclasas medidas en campo y aplicando técnicas estadísticas se ha determinado las familias de diaclasas existentes en el área de estudio.

Posteriormente con la data mesoestructural de fallas y mediante la aplicación de métodos de análisis poblacional de fallas (APF) se han calculado los estados puntuales de esfuerzo compatibles con el movimiento de las poblaciones de fallas presentes en cada estación de medida y se ha estimado el campo de paleoesfuerzos.

9.2. TRABAJOS DE CAMPO

Previamente a los trabajos de campo, se realizó una tarea de recopilación de datos estructurales existentes sobre la zona de estudio. No obstante, la información estructural es insuficiente y mayoritariamente cartográfica, no recogía datos para el análisis cinemático- dinámico de la fracturación.

Consecutivamente, con apoyo de las imágenes del google earth e información previa, se plantearon las salidas al campo con el fin de obtener la información estructural necesaria para lograr los objetivos de la presente tesis.

Las caminatas a las estaciones predefinidas, se completó con un breve recorrido por la zona y en particular por cortes de carretera y/o quebradas accesibles, durante el que se seleccionaron las mejores exposiciones de rocas para la toma de datos mesoestructurales.

La toma de datos, de alguna forma se centró en los flancos y núcleos de los pliegues, anticlinal Baños del Inca y sinclinal Otuzco; existiendo mayor densidad de estaciones en los flancos del anticlinal, extremo sur de la zona de estudiada y en el núcleo y flanco sur del sinclinal. Esto se debe a que las condiciones de afloramiento han permitido realizar observaciones en un número mayor de estaciones.

Se ha realizado un análisis de la fracturación, básicamente a partir de diaclasas y de la toma de estrías en planos de fallas.

9.2.1. RECOPIACIÓN DE DATOS DE CAMPO DE DIACLASAS

La recolección de data de diaclasas se llevó acabo en 29 estaciones, zonas con buenas condiciones estructurales para la toma de información mesoestructural frágil. Durante las visitas a campo se tomaron 538 datos de diaclasas. A partir de las estaciones de control se efectuó una serie de medidas en la mayoría de los casos mayores o iguales a 15 medidas de diaclasas por estación. En muchas de las estaciones estudiadas se distinguieron al menos dos familias de diaclasas.

La toma de datos de campo se realizó con la brújula Brunton, con la medición del azimut (0-360°) y buzamiento (0-90°) de los planos de diaclasas. De las 29 estaciones, 19 estaciones se encuentran en la mitad sur del área de estudio, las restantes se ubican en el lado norte de la zona de estudio (fig. 9.1, pág. 97).

En lo que corresponde a las rocas sobre los que se han tomado las medidas de diaclasas, el 100% de las fracturas se han medido en rocas sedimentarias Cretáceas. Del total de las estaciones, el 38 % de las estaciones de diaclasas fueron realizadas sobre rocas del Cretáceo Inferior, en la Formación Farrat y Carhuaz mayoritariamente en Pariatambo y

Grupo Quilquiñán- Mujarrún minoritariamente, el otro porcentaje corresponde a medidas realizadas en las Formaciones del Cretáceo Superior.



Foto 9.1 Estación 2 de medida de planos de fracturas en el Gpo. Quilquiñán-Mujarrún.

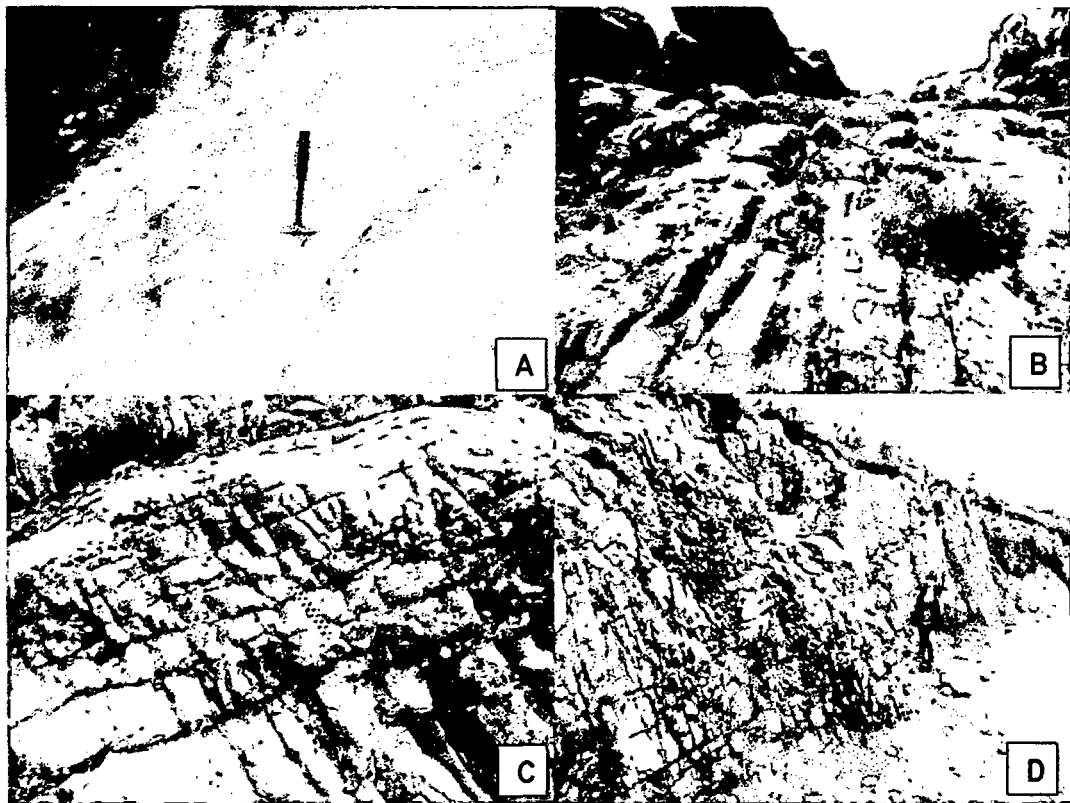


Foto 9.2 A. Fracturas subortogonales en la Fm. Inca diaclasas sistemáticas B. fracturas cerca al techo de la Fm. Farrat. C. diaclasas en la Fm. Farrat en el cerro Carrga. D fracturas en la Fm. Celendín cerca al contacto con la Fm. Cajamarca. Estación 8.

9.2.2. RECOPIACIÓN DE DATOS CINEMÁTICOS SOBRE PLANOS DE FALLA

Las salidas de campo se completaron con un recorrido particularmente por cortes de carretera o trocha, considerando las mejores exposiciones para la toma de datos cinemáticos de fallas.

Durante la campaña de campo se tomaron 88 datos de planos de falla y en 76 se pudo medir la estría asociada (anexo A), en un total de 14 estaciones distribuidas a lo largo la zona de estudio.

La toma de datos en campo se realizó con una Brújula Brunton, con medición de los siguientes elementos estructurales: azimut (0-360°), buzamiento (0-90°), inmersión de la estría (0-90°), cabeceo de la estría (0-90°), azimut de la estría y sentido de movimiento, si era posible, considerando el formato para la toma de datos.

En la mayoría de las medidas se pudo determinar, en campo, el sentido de movimiento de la falla (estrías de fallas, planos de recristalización fracturas previas, saltos estratigráficos); dato que resulta de gran importancia para diferenciar el tipo de falla en campo.

A partir de los puntos conocidos se puede deducir con cierta confianza el sentido de movimiento de planos similares e, igualmente, contrastar la aplicación de modelos mecánicos para asignar sentido de movimiento teórico a los planos en los que no ha sido posible definirlo en campo (Modelo de Deslizamiento, Reches, 1983; De Vicente, 1988).

Prácticamente, la mayoría de las estaciones se encuentra en rocas silicoclásticas de la Formación Farrat del Cretáceo Inferior, en Chúlec y Carhuaz (fig. 9.1).

Los tectoglifos utilizados en la determinación del sentido de movimiento de la mayor parte de las fallas han sido las estrías de fallas y escalones de recristalización de calcita. Asimismo, este tipo de rocas favorece la existencia de procesos de presión-disolución que dan lugar a picos estilolíticos y grietas de extensión.

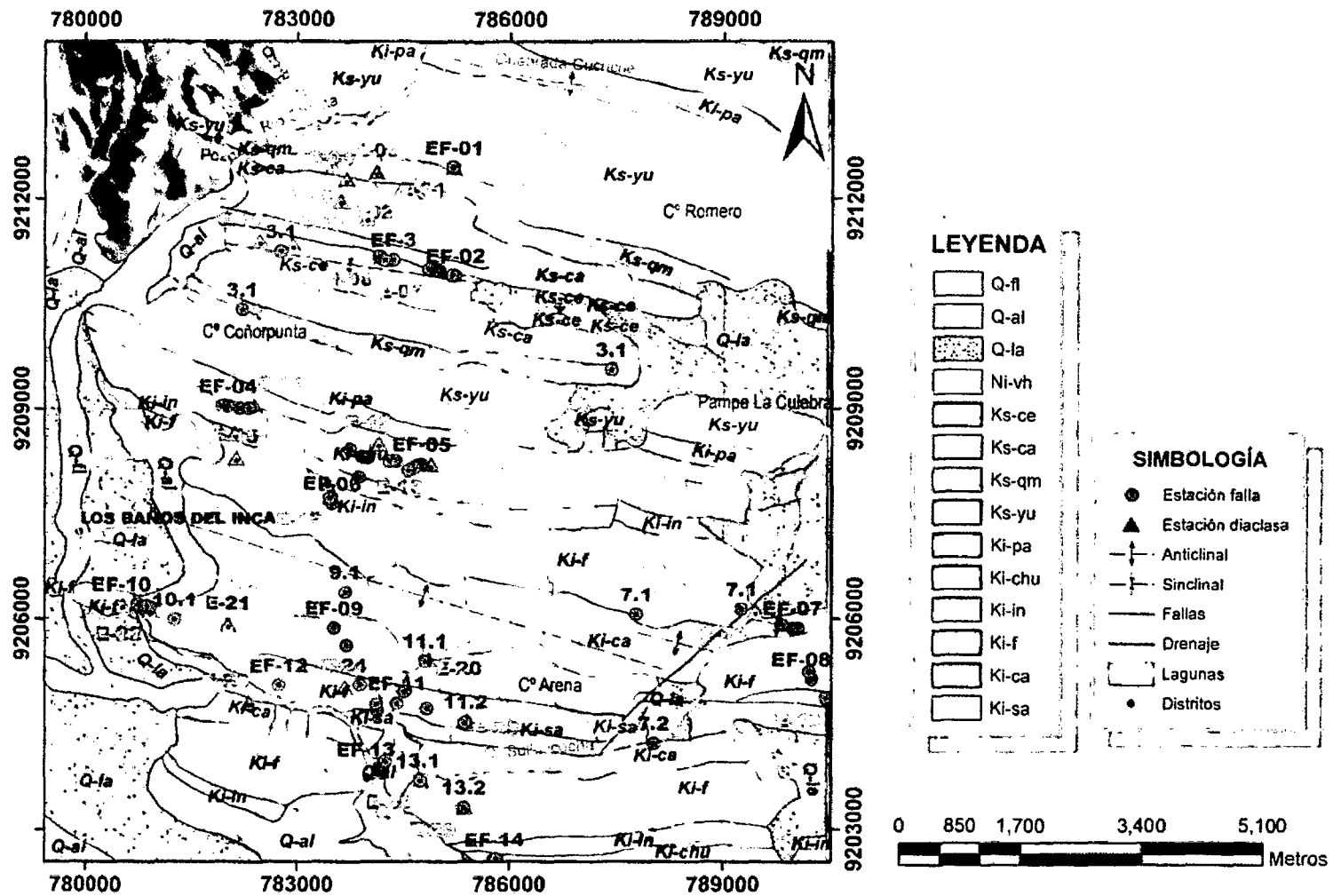


Figura 9.1 Ubicación de las estaciones de toma de datos cinemáticos de fallas y planos de diaclasas, representadas sobre el MDT y el plano geológico.

El trabajo de gabinete comprende el empleo de métodos de análisis de poblaciones de diaclasas y fallas, con la aplicación de técnicas estadísticas, el tratamiento de los datos de orientación.

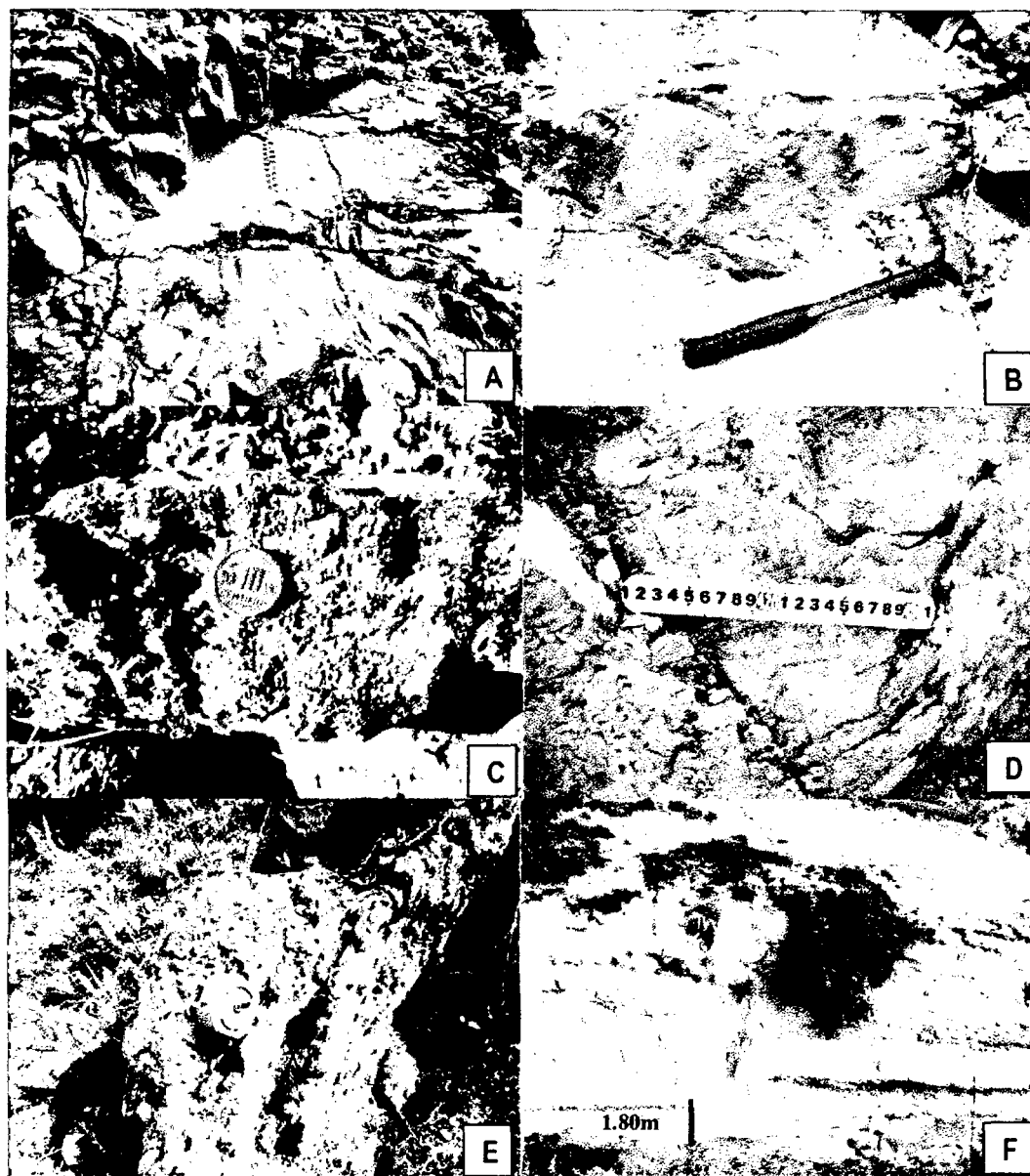


Foto 9.3 Indicadores de falla A B y D indicadores cinemáticos frágiles del desplazamiento, en areniscas de la Fm. Farrat y la última en la Fm. Celendín. C. minerales de recristalización en calizas de la Fm. Quilquiñán. E. brecha tectónica en las areniscas Farrat, cerro la Arena, Llacanora. F. estratos como indicadores pasivos del desplazamiento de rocas al fallarse, en la Fm. Celendín, qda. Campanarume, Otuzco.

9.3. DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS DIACLASAS

9.3.1. ORIENTACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE DIACLASAS

Las familias de diaclasas se han catalogado de acuerdo a criterios de orientación. La mayoría de las familias de diaclasas identificadas exhiben buzamientos subverticales, lo que ha permitido proyectarlas y compararlas mediante diagramas en rosa. Tan solo algunos afloramientos en la mitad sur de la zona estudiada presentan algunas familias con buzamientos menores, entre 50° y 75°. Esta diferencia se ha interpretado como debida a los efectos de la deformación Cenozoica, mucho más importante en esta área.

Para determinar algunas características de las diaclasas y presentar resultados manejables se ha trabajado por sectores, atendiendo a las Formaciones litológicas. Cada sector tiene como mínimo dos estaciones con más de 25 datos de planos de diaclasas, se ha preferido estaciones contiguas y que estén configuradas en la misma Formación litológica.

Se ha diferenciado 9 sectores, en las que se ha trabajado conjuntamente las estaciones; E-01, 03; E-02, 04-06; E-07-10; E-11-13; E-14-17; E-18-19; E-21-23; E-24-25; E-27-29. Las demás fueron excluidas porque no tenían representatividad estructural. Se presenta en este documento 9 diagramas de las estaciones escogidas estratégicamente.

En las estaciones estudiadas en los afloramientos del Cretáceo Superior, mitad norte, donde se encuentra configurado el sinclinal Otuzco (fig. 9.2, pág. 101), se han distinguido hasta 4 familias de diaclasas que muestran orientaciones constantes. La familia más sobresaliente (J1) tiene una orientación aproximadamente N-S (con desviación hacia el NNE) con una dirección de diaclasa media de campo 350°, esta familia es subperpendicular al eje del sinclinal Shaullo. La segunda familia (J2) es la familia de dirección NNE a SSW (dirección media de campo 205°), que puede ser también interpretada como una desviación de las diaclasas J1. La tercera familia (J3), de dirección E a W (cross joints de J1), cuya orientación media es de 270°, es subparalela a la dirección del eje del sinclinal Otuzco. Por último, la cuarta familia (J4) una con menor presencia de dirección NW a SE cuya orientación media es de campo 310°.

Estos planos de diaclasas se intersectan con ángulos diedros agudos (tabla 2).

En los afloramientos del Cretáceo Inferior, anticlinal Baños del Inca, borde sur del área estudia, se distinguen también las cuatro familias de diaclasas, pero las familias mejor distribuidas y representadas son las familias J1, J3, que en este caso son subparalelas y transversales al eje del anticlinal Baños del Inca, respectivamente (fig. 9.2, pág. 101).

La familia de diaclasas J1, de orientación media 175° y J3 con una orientación de 85°, los planos de diaclasas forman un ángulo diedro de 16° (tabla2).

En la estación 26, borde sur de la zona estudiada (fig.9.5), flanco sur del anticlinal Baños del Inca, las diaclasas tienen orientaciones similares por la que no se ha podido distinguir entre familias de diaclasas.

Dos de estas familias de diaclasas (J3 y J1) se han identificado a lo largo de toda el área estudiada, con leves variaciones respecto a la orientación regional (fig. 9.3, pág. 102). Estas familias de diaclasas sistemáticas exhiben una variación de menos de $\pm 10^\circ$ entre estaciones individuales dentro del mismo afloramiento.

No se pudo reconocer en los afloramientos interrupciones sistemáticas de una familia contra otra, por lo que no se pudo establecer una temporalidad para estas familias de diaclasas.

Familia	Azimut	Dir. buz	Buz	Ángulo diedro
J1	350	80	70	J1-J2: 46 J1-J3: 77
J2	205	295	80	J2-J3: 64 J1-J4: 38
J3	270	360	80	J2-J4: 78 J3-J4: 39
J4	310	40	75	

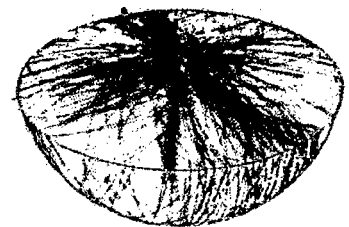


Tabla 2 Familias de diaclasas en la estación E-01-10. Derecha, diagrama de círculo mayor en tres dimensiones proyectados en la red de Schmidt en el hemisferio inferior.

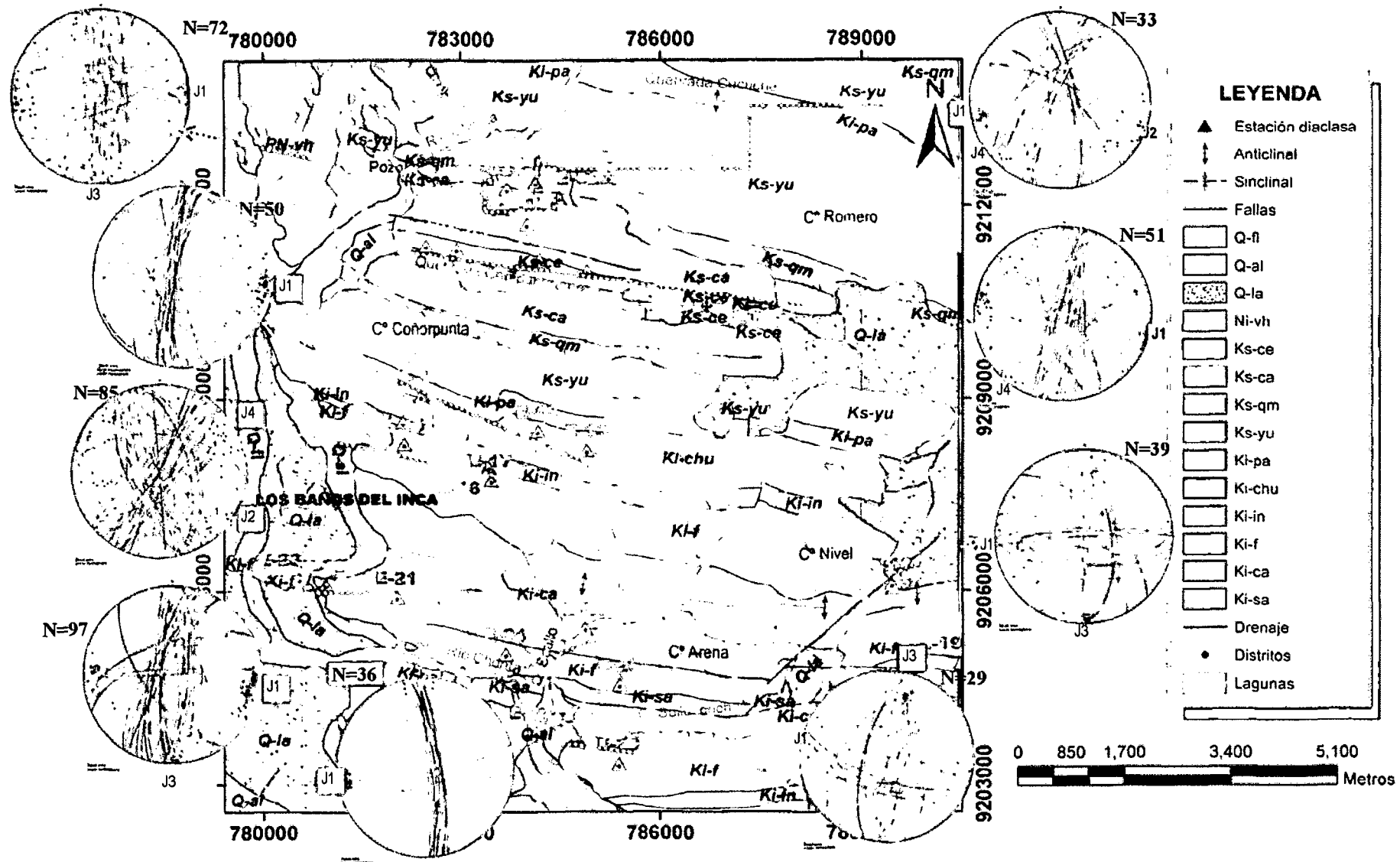


Figura 9.2 Ubicación de las estaciones de fracturas. Diagrama de polos proyectados en la red de Schmidt en el hemisferio inferior, contorno por el método de Fisher.

En la fig. 9.3 se presentan los diagramas en rosa correspondiente a cada uno de los sectores elegidos, en función de la litología y su cercanía.

Estos diagramas muestran y confirman el carácter regional de las diaclasas J1 (NS, con variaciones NNE-SSW), pues, son las más representadas en siete estaciones y las demás diaclasas son de carácter un tanto local.

Si se considera la distribución espacial de las diaclasas y la litología, se puede decir, que las diaclasas en las rocas silicoclásticas del Cretáceo Inferior, disminuye su carácter regional partiendo desde J1, J3 y finalmente J4 y J2, mientras que en las rocas carbonatadas del Cretáceo Superior, las últimas diaclasas son J2 y J4, con carácter más local, aparentemente.

Notoriamente en la zona estudiada las diaclasas son de importante continuidad horizontal, mientras que la continuidad vertical de los planos de diaclasas depende de la secuencia litológica. En las alternancias de calizas y margas, generalmente los planos de diaclasas se presentan solo en las primeras, se interrumpen en los planos de estratificación.

La gran mayoría de las superficies de diaclasas analizadas son lisas, aunque algunos planos especialmente en calizas de la Formación Chúlec presentan marcas plumosas (anexo A, fotos).

9.4. DETERMINACIÓN Y ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

Los esfuerzos que actuaron sobre una roca en el pasado se denominan paleoesfuerzos. El estudio de los paleoesfuerzos es de gran importancia para establecer las condiciones en las que se formaron las estructuras en condiciones frágiles de deformación que actualmente se observan en el campo.

La determinación de paleoesfuerzos se obtiene a partir de medida de la orientación de las deformaciones frágiles, a partir de microfallas, lo que permite establecer las direcciones de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos.

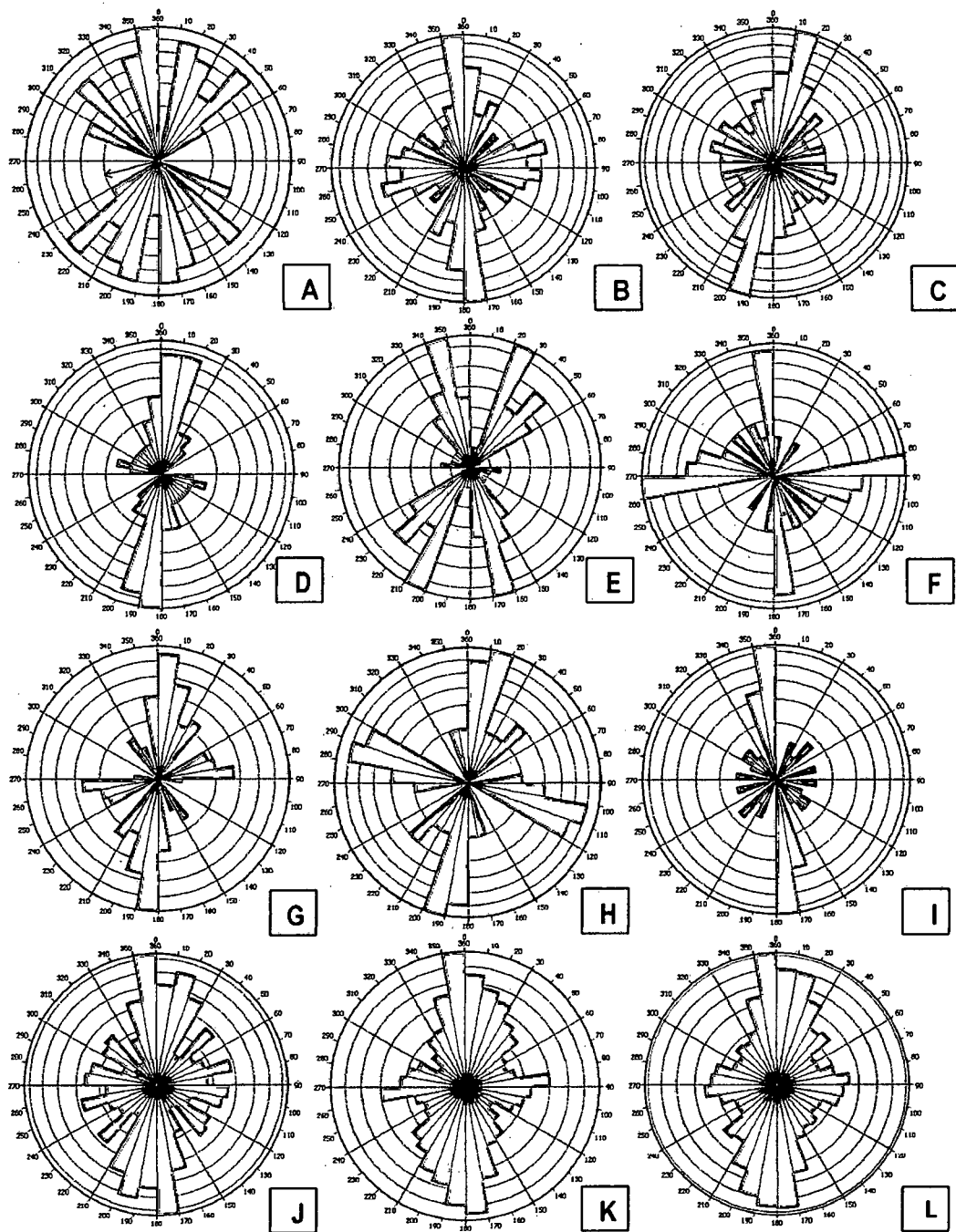


Figura 9.3 A) Diagrama en rosa de azimuts en rosa para las diaclasas E-01, 03, N=33. B) E-02, 04-06 N=72. C) E-07-10 N= 51. D) E11-13 N= 50. E) E-14-17 N= 85. F) E-18-19, N=39 G) E-21-23 N=97. H) E27-29, N= 29 I) E-20,24-25, N=48. J) 10 primeras estaciones, sinclinal Otuzco. N=156. K) E 14-29, N= 318. L) total de diaclasas estudiadas. N=526. Data bipolar. Intervalo 10°.

9.4.1. PROCESO ANALÍTICO PARA EL CÁLCULO DE LOS TENSORES DE PALEOESFUERZOS

Para interpretar los datos mesoestructurales medidos en campo se han tenido que realizar una serie de tareas, incorporando, de forma progresiva, información y criterios para la aplicación de metodologías sucesivas. Dada la cantidad de datos a tratar y teniendo en cuenta que gran parte de los análisis realizados son del tipo estadístico, todo el proceso se ha desarrollado con apoyo de herramientas informáticas que han permitido gestionar la información de forma rápida y sencilla. La fig. 9.4 muestra, en un diagrama de flujo el proceso de análisis seguido para el cálculo de paleoesfuerzos, a partir de la población de fallas. A continuación se describen los pasos seguidos en este proceso de tratamiento y análisis de la data disponible de fallas.

1. Antes de iniciar el análisis del datum de la población de fallas, se ha creado ficheros correspondientes a cada una de las estaciones de medida y al conjunto de todas ellas. Atendiendo a las necesidades de los métodos de análisis y según el requerimiento de los programas informáticos, se han creado ficheros ASCII con la información de cada falla, buzamiento y cabeceo de cada una de las estrías, así como sentido de movimiento.
2. Previamente, se ha realizado un control de la calidad de la data disponible recogida en campo, se calculó por formulas trigonométricos el valor del plunge y del trend de la estría, se hizo una correlación, se determinó que la data posee un alta correlación positiva de Pearson de 0.85 y de 0.88, respectivamente, por lo que la data tomada en campo es fiable para procesarla.
3. Posteriormente se ha realizado un análisis geométrico de los planos de falla medidos en cada estación, mediante la proyección estereográfica de los mismos. Para esta tarea se ha utilizado el programa Cratos 1.0 (De Vicente & Muñoz Martín, 1996) que, además de la proyección estereográfica y la rosa de orientación de los planos, proporciona un histograma de cabeceos y buzamientos. Esta información muestra las

orientaciones preferentes así como el tipo de fallas presentes en cada estación y proporciona una primera idea sobre la presencia de familias de fallas no cogenéticas, indicando la posibilidad de poliactividad tectónica. Estos diagramas permiten realizar un contraste rápido de las características de las fallas entre las diferentes estaciones de medida, facilitando la interpretación de los resultados.

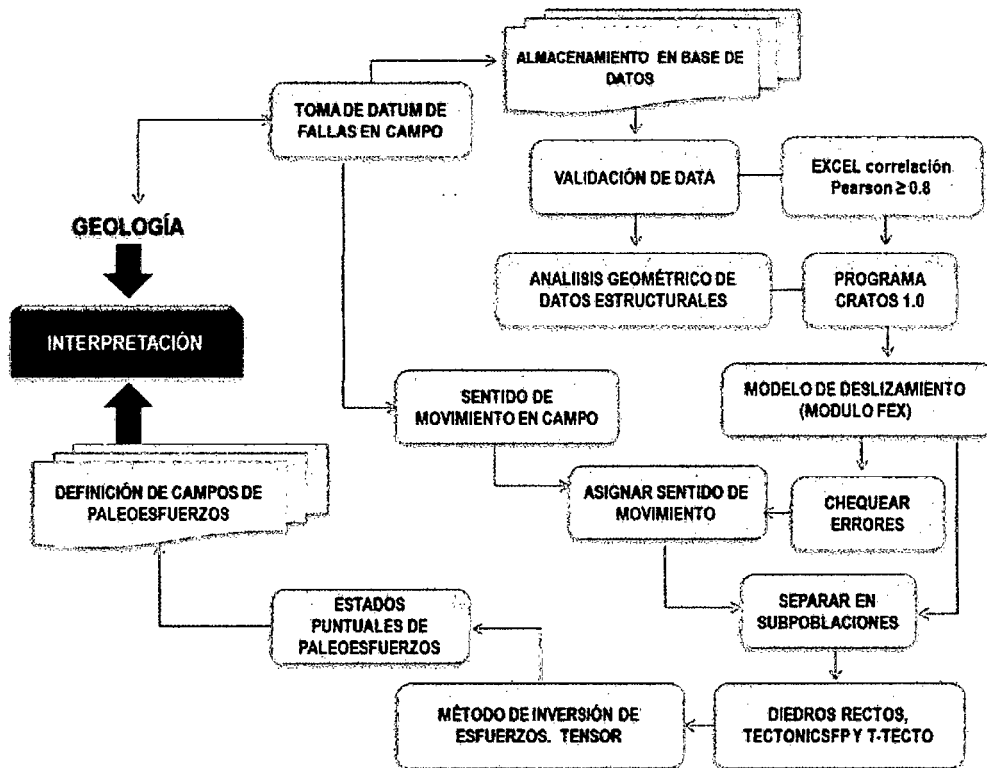


Figura 9.4 Diagrama de flujo del proceso de análisis seguido para el cálculo de tensores de paleoesfuerzos a partir de los datos de campo. Modificado de Muñoz Martín, 1997.

4. Una vez realizado el análisis geométrico se ha procedido a tratar las estaciones con los métodos de análisis poblacional de fallas. En esta etapa y como paso previo, se han analizado detalladamente los sentidos de movimiento de campo, utilizándolos como base para asignar el sentido de movimiento a fallas en las que no se había podido determinar en campo. Para ello se han utilizado como apoyo las representaciones estereografías obtenidas en el paso anterior. En otros casos, se ha recurrido al Modelo de Deslizamiento, contrastando siempre los sentidos de movimiento obtenidos a partir de él con los

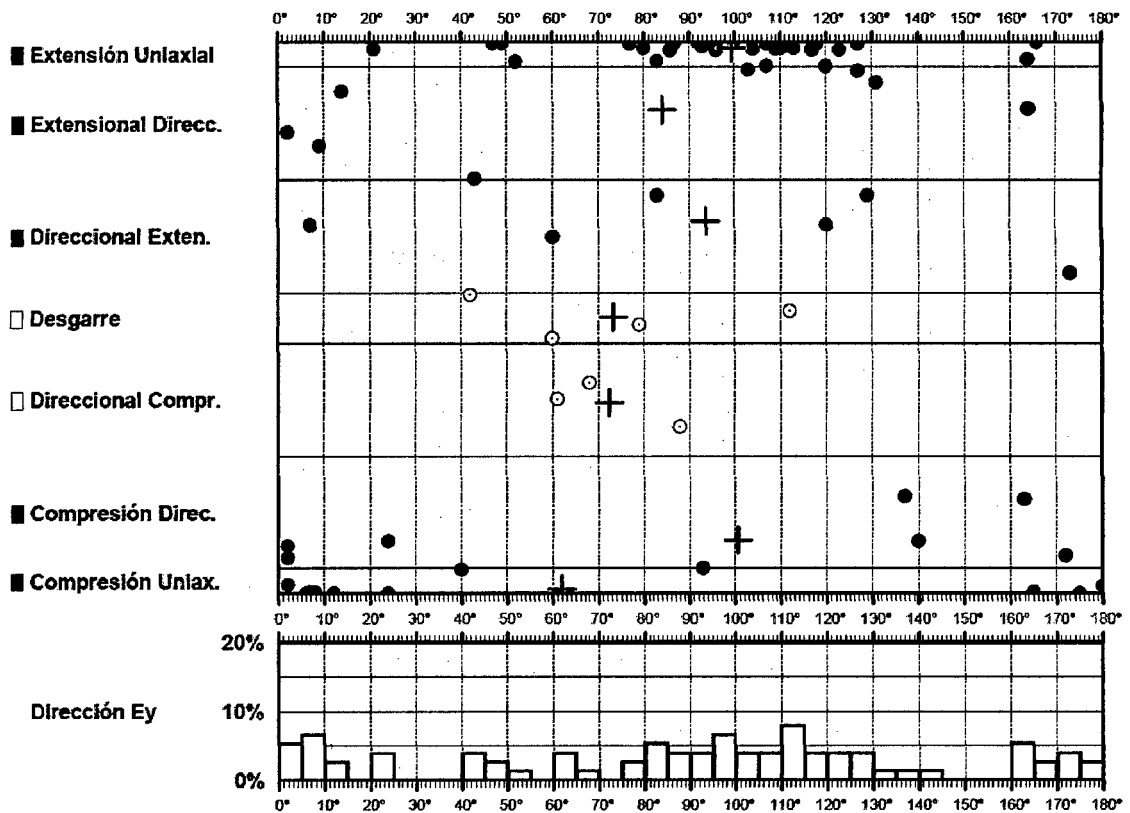
observados en campo en estructuras de características similares y/o en estaciones próximas.

5. Una vez separada la data por poblaciones, modelo de deslizamiento (FEX) del Cratos, luego se procesó la data en el T-tecto, Tectonics, Tensor, calculando los plaeoesfuerzos para las estaciones elegidas, siguiendo el método de diedros rectos, e inversión de esfuerzos (para mayor detalle de los APF, pág.9).

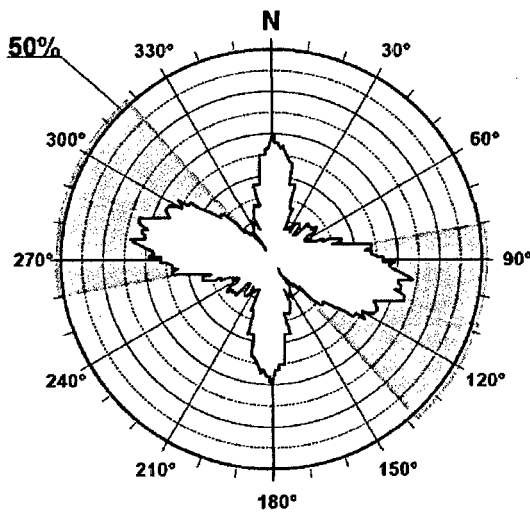
Tras la aplicación de la metodología hasta aquí descrita se han obtenido una o varias soluciones tensoriales para cada una de las estaciones cinemáticas tratadas. Esos resultados han sido posteriormente analizados con objeto de determinar la existencia de campos de paleoesfuerzos comunes a toda el área, definidos por las soluciones tensoriales obtenidas. Finalmente se evaluaron los resultados y las agrupaciones se tensores propuestas. La metodología seguida para definir los campos de paleoesfuerzos, se explica de forma detallada en el cap. marco teórico.

9.4.2. CÁLCULO DE PALEOESFUERZOS DE LA POBLACIÓN DE FALLAS

De las 14 estaciones estructurales disponibles originalmente, seis (1, 3, 6, 7, 8, 12) han sido excluidas por tener un número de datos insuficientes para la correcta aplicación de los métodos. En ocasiones se ha agrupado algunas estaciones cercanas (2-3, 5-6) para analizarlas como una sola, que distan menos de 450m una de otra. Muchas de las estaciones de fallas tienen hasta menos de 10 datos de la actitud plano-estría de fallas, en muchos casos, se admiten soluciones basadas en un número de fallas inferior a 10 (Amigó, 1986; Simón y Paricio, 1988; Guimerá, 1988). En ciertas ocasiones los datos de una única estación han sido separados en subpoblaciones, sobre el argumento de una inicial aproximación que mostraba que podía tratarse de fallas asociadas a varios eventos. Esta división puede seguir varios criterios cinemáticos/geométricos, e.g. la presencia en la misma estación de varios tipos de fallas con la misma orientación de máxima compresión, la existencia de una población norteada y otra EW, claramente distinguidas.



Rosa de Direcciones



Valor Máximo de Escala: 50%
 Angulo de Apertura: 15°
 DEYM: 109° ± 28,54°

Diagrama Cabeceo/Buzamiento

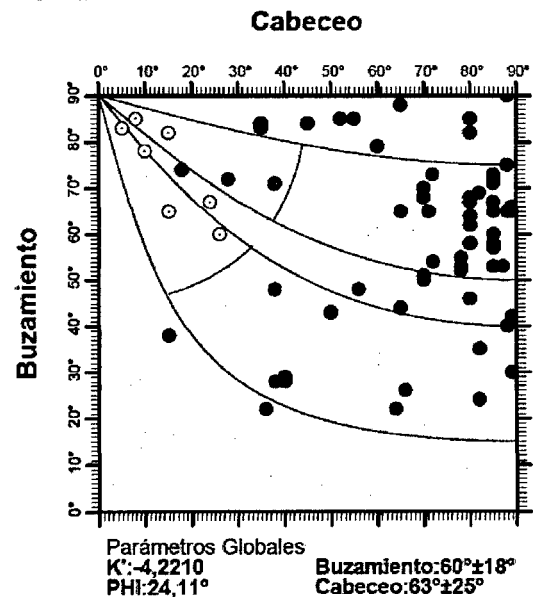


Figura 9.5 Diagramas elaborados con el módulo FEX (Cratos) Superior, Diagrama ey/K' (en función de la dirección de máximo acortamiento y el factor de forma del tensor de deformación) e histograma de las orientaciones ey (Dey). Inferior derecha, diagrama cabeceo-estría/buzamiento-plano. Inferior izquierda, orientaciones del eje de máximo acortamiento en la horizontal.

De la aplicación del modelo de deslizamiento, se obtiene valores teóricos del sentido de movimiento para aquellas fallas a las que no se les ha podido asignar en el campo. En los posteriores análisis se tendrá en cuenta los valores teóricos calculados a partir del módulo FEX de Cratos.

El diagrama e_y/K' y diagrama en rosa de las direcciones de Dey (fig.9.5), ayuda a separar grupos de fallas que se acomodan a una misma dirección de acortamiento horizontal. En el diagrama e_y/K' global, existe una clara dispersión de los segmentos de falla, aunque cerca de la mitad de las fallas (34 que corresponden al 44.74% de total de fallas estudiadas) se concentran en el campo extensión uniaxial (fallas normales puras), con una moda de dirección de acortamiento horizontal de aprox. 110° - 115° , seguidas de fallas (10 fallas, que corresponde al 13.16%) que pertenecen al campo compresión uniaxial (fallas inversas puras), fallas que figuran en el campo extensión y compresión direccional en el mismo número (9 fallas que equivalen 11.84% en cada campo), además de fallas (7, correspondiente al 9.21%) que recaen en el campo direccional extensional (fallas direccionales con componente normal), en menor número fallas de desgarre y fallas en el campo direccional inverso (4 y 3 respectivamente). También aparecen dos modas bien definidas de Dey, una WNW- ESE ($N80^\circ$ - 140° E) y otra N-S, que quedan muy marcadas si se separan los datos que indican estas dos direcciones.

El diagrama Cabeceo/Buzamiento para todas las fallas analizadas (fig. 9.5), muestra mayor densidad de fallas con alto ángulo de cabeceo y buzamiento que corresponden al campo de fallas normal direccionales a normales puras, de menor ocurrencia las fallas con medios a bajos buzamientos y medios a altos cabeceos (fallas inverso direccionales a inversas puras).

Los parámetros globales para esta población de fallas son; buzamiento $60^\circ \pm 18^\circ$, cabeceo $63^\circ \pm 25^\circ$, el valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento $\phi = 24.11^\circ$ y el parámetro de forma del elipsoide de deformación $K' = -4.2210$. La dirección media de máximo acortamiento horizontal (Deym) se sitúa según $N109^\circ \pm 28.54^\circ$.

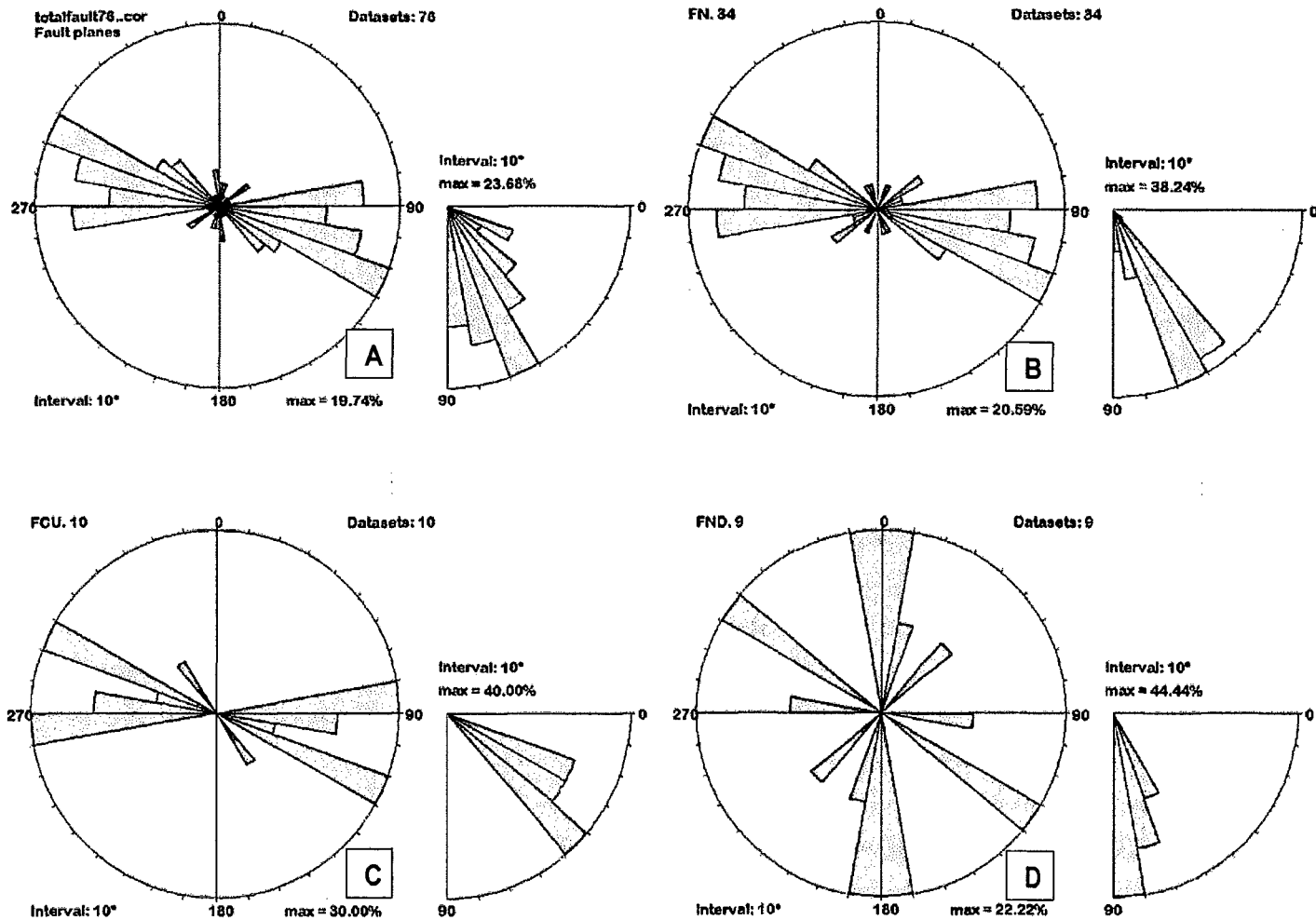


Figura 9.6 Diagrama en rosa bidireccional de la orientación y buzamiento de los planos de falla. A. Diagrama en rosa de toda la población de fallas. B. fallas normales puras. C. fallas inversas puras. D. fallas normales direccionales.

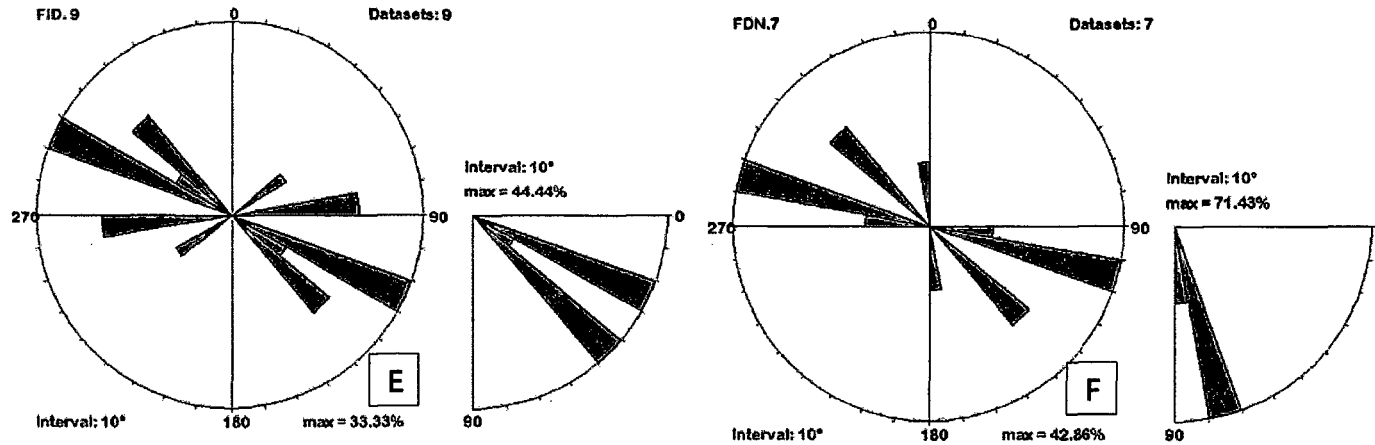


Figura 9.7 Diagrama en rosa bidireccional de la orientación y buzamiento de los planos de falla. E. fallas inversas direccionales. F. fallas direccionales normales.

Los planos de toda la población de fallas están orientados preferentemente con dirección WNW-ESE, EW y NW-SE con buzamientos fuertes de 60-70° (fig. 9.6A). Las fallas normales (fig. 9.6B) y las fallas inversas (fig. 9.6C) puras tienen dos orientaciones claramente distinguibles WNW-ESE y EW, las primeras, generalmente con buzamientos también altos 50-70° y la otras con buzamientos de 20-50°. Las fallas normales direccionales tienen orientación preferentemente NS y NW-SE con buzamientos fuertes 70-90° (fig. 9.6D). Las fallas inversas direccionales tienen orientaciones NW-SE y EW con buzamientos suaves 30-50° (fig. 9.7E). Las fallas direccionales normales tienen orientaciones WNW-ESE y NW-SE con buzamientos 70-90° (fig. 9.7F).

Las fallas de desgarre y las fallas direccionales inversas no han sido representadas por ser estadísticamente poco representativas, pero ambas poseen buzamiento altos 75-90°, especialmente las primeras.

En cualquier caso, el rasgo más significativo es que para una misma dirección existen fallas con sentidos de movimiento contrarios, lo que supone la existencia de más de un estado de esfuerzos responsable de los mismos.

Tipo de fallas (Diagrama E_y/K')	Nº de fallas	Porcentaje (%)
Direccional Normal	7	9.21
Normal Direccional	9	11.84
Extensión	34	44.74
Desgarre	4	5.26
Direccional Inversa	3	3.94
Inversa Direccional	9	11.84
Comprensión	10	13.16
Número Total de fallas	76	100

Tabla 3. Tipos de fallas determinadas en función del diagrama e_y/K'

Del conjunto, 76 planos de fallas medidos en campo, 55 se han tratado, de las que se ha obtenido 44 soluciones tensoriales que explican 54 fallas en el caso del tectonics, tensor y 53 para el t-tecto (tabla 4). En la tabla también se muestra los valores del factor de forma R y el régimen de fallamiento.

En el anexo A, se muestra los resultados gráficos del análisis de la población de fallas para las diferentes estaciones, según los tres programas computacionales usados para este fin, así como los diferentes métodos de análisis poblacional de fallas, que mejor representan gráficamente los programas.

Estación	N	Fam. fallas	n	TECTONICS FP			n	T-TECTO 3.0						n	TENSOR 5.0.1					S _{hmax}
				Dihedra method				MSM vizationalization (=P-T Sumation)			VGF (Visualization of the Gauss Funtion)				Method dihedron right (Rotational optimization)					
				σ ₁	σ ₂	σ ₃		σ ₁	σ ₂	σ ₃	σ ₁	σ ₂	σ ₃		σ ₁	σ ₂	σ ₃	R	T.t	
II-III	8	I	7	359/60	105/10	201/29	7	002/64	104/06	197/25	347/76	105/06	196/13	7	345/73	100/07	195/15	0.14	FN	119
IV	4	I	4	158/68	301/18	035/12	4	161/76	301/11	032/08	114/82	300/07	210/01	4*	133/69	313/21	223/00	0.25	FN	133
V-VI	16	I	12	182/75	282/03	013/15	13	186/76	287/03	017/13	135/87	287/03	017/02	12	179/84	282/03	006/12	0.10	FN	103
		II	4	194/19	300/38	083/46	2	186/10	278/10	051/75	008/05	278/07	131/82	4	187/36	289/15	038/50	0.3	FU	179*
IX	5	I		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	189/22	097/05	354/68	0.5	FI	012
		II		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	353/10	263/00	173/80	0.5	FI	050
X	5	I	3	307/36	169/46	054/22	3	310/39	166/45	056/18	307/44	153/43	050/13	3*	309/36	172/45	057/23	0.5	FU	139
		II	2	228/06	138/02	032/84	2	225/04	315/06	103/83	225/14	318/13	090/71	2	236/06	145/03	030/83	0.5	FI	056
XI	10	I	4	154/33	025/44	264/28	8	125/65	336/21	240/15	162/78	328/12	237/08	4*	156/43	009/42	263/17	0.5	NR	167
		II	6	325/68	117/20	210/10	2	156/25	47/34	275/44	146/16	45/35	256/51	6	316/67	119/22	211/06	0.56	FN	123
XIII	6	I	3	041/71	260/15	167/12	4	045/81	235/09	144/02	102/79	262/10	352/02	3	051/71	259/17	166/08	0.33	FN	072
		II	3	207/18	112/15	344/67	2	078/01	169/35	344/55	274/04	179/49	008/41	3	188/12	083/50	288/37	0.25	FD	010
XIV	6	I	6	298/74	084/13	176/08	6	330/78	082/05	173/11	333/47	085/19	190/37	6	303/70	053/08	144/19	0.28	FN	062
Fotal fallas explicadas	55		54				53							59						

R: Factor de Forma (Stress Ratio): relación entre las magnitudes de los ejes $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. N: Número total de fallas por estación. n: Número de fallas explicadas por el tensor. σ_1 : Orientación del eje de máxima Compresión (Dirección de Inmersión/ Inmersión). σ_2 : Orientación del eje intermedio (Dirección de Inmersión/ Inmersión). σ_3 : Orientación del eje de mínima compresión (Dirección de Inmersión/ Inmersión). T.t: tipo de tensor. R: factor de forma de la elipse de esfuerzos. MSM: Multiple-slip method. FN: fallamiento normal. FI: fallamiento inverso. NR: Fallamiento intermedio entre normal y de rumbo. FD: Desgarre. FU: fallamiento desconocido. *no optimizado.

Tabla 4 Resultados de las soluciones tensoriales para las estaciones de fallas, para los programas Tectonics FP, T-tecto y Tensor.

De todos los diferentes valores de esfuerzos calculados para los diferentes programas, existe una correlación de Pearson alta positiva entre los resultados del programa Tectonics FP y del programa Tensor, de 0,92. Para el programa t-tecto los resultados son muy variados inclusive entre el VGF y el MSM del mismo programa. Esta poca asociación de datos de los resultados del T-tecto y del programa Tensor, se debe a que en muchas de las estaciones, realizan una separación de distintas poblaciones de fallas, en cambio el tectonics no hace este procedimiento y calcula los datos que el usuario introduzca.

De las 44 soluciones calculadas para las 7 estaciones, se han preferido las determinadas por el programa Tensor, pues este programa calcula los esfuerzos optimizando R (Delvaux et al., 1995).

Los campos de paleoesfuerzos se pueden reducir a dos NE-SW, con variaciones al NNE-SSW (generalmente régimen compresivo) y NW-SE (fig. 9.8). Estas registran primordialmente tensores extensivos en régimen principalmente normal (σ_1 vertical), próximo a la extensión uniaxial. Para todos ellos muestra una relación de esfuerzos $R \leq 0.56$. Por lo que definen un elipsoide prolato. Los paleoesfuerzos calculados (tabla 4, pág. 112) muestran que ha habido por lo menos, dos fases tectónicas, una fase predominantemente extensional y otra compresiva. O bien se podría entender como perturbaciones locales. En todo caso una población de fallas de mayor número mejorara la interpretación.

Respecto al carácter de neoformación-reactivación de las fallas asignadas a este campo de paleoesfuerzos (anexo A), el círculo de Mohr muestra que existen ambos tipos. Hay un número importante de fallas situadas sobre la envolvente externa lo que estaría indicando un carácter neoformado, pero un número bastante importante de fallas se encuentran proyectadas, de forma más o menos aleatoria, entre ambas envolventes; indicando reactivación.

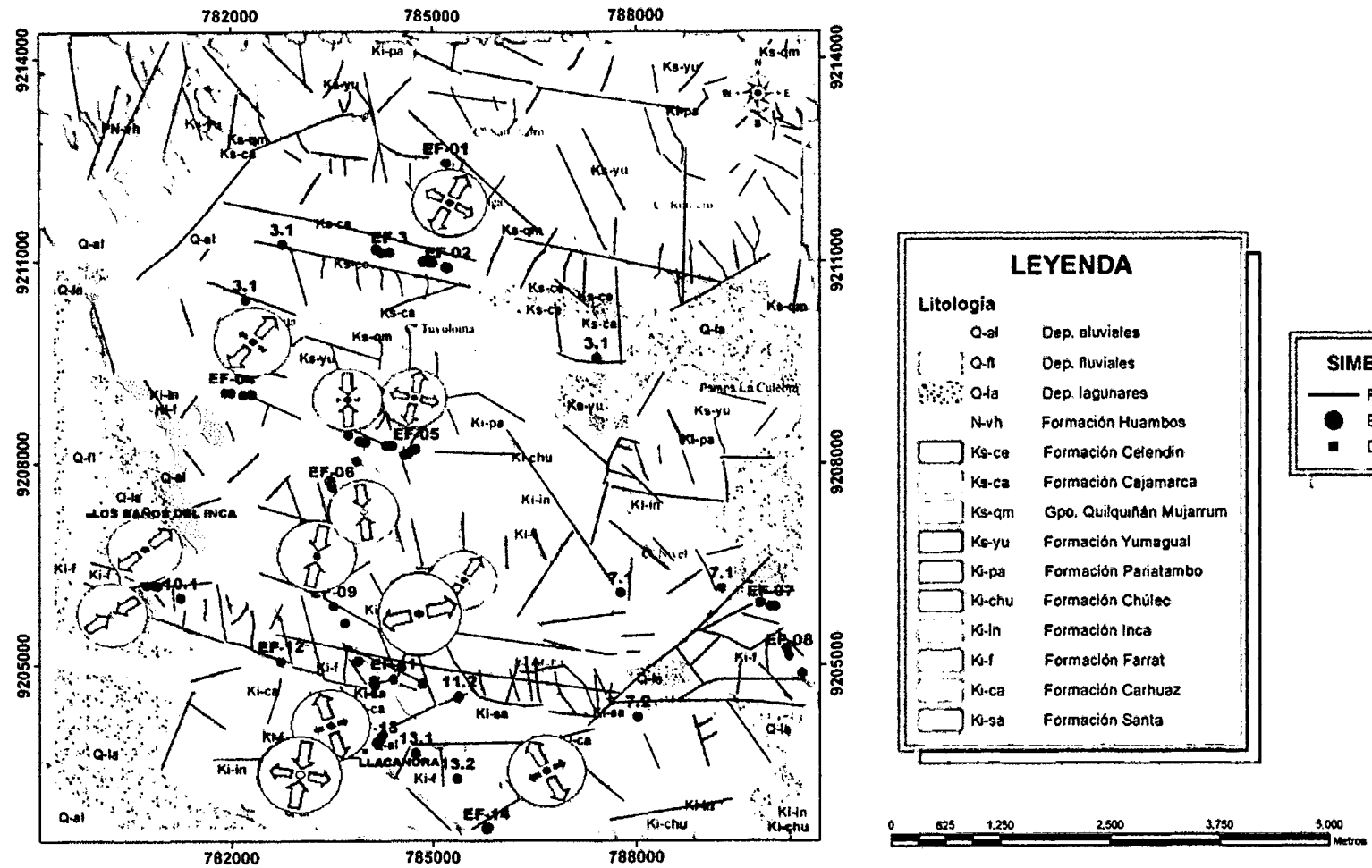


Figura 9.8 Mapa geológico de la zona de estudio indicando las direcciones de compresión para los tensores, flechas rojas indican extensión, azul compresión (véase también anexo C, modelo e vista 3D).

CAPÍTULO X

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DÚCTIL

10.1. INTRODUCCIÓN

Como ya se ha mencionado, la zona de estudio se enmarca dos estructuras dúctiles, que cubren y se extienden en la mayor parte el área de estudio, un anticlinal, al sur del área estudiada, seguido de un sinclinal al norte. Estas dos estructuras claramente diferenciables se las denomina anticlinal Baños del Inca y Sinclinal Otuzco, por la localidad en la que están configurados. Estos macropliegues, denominadas así por sus importantes dimensiones, se orientan de norte a sur, poseen ejes de dirección WNW- ESE.

En esta apartado se pretende describir y caracterizar las principales estructuras dúctiles a escala macroestructural y mesoestructural.

Inicialmente se hará un breve análisis macroestructural, atendiendo a las características morfoestructurales de relieve plegado, haciendo uso de imágenes satelitales en planta y con vistas en tres dimensiones, realizados con Arcscene y Google earth.

Finalmente, se analiza y clasifica las estructuras dúctiles, para proponer una aproximación a su geometría, en base a las características de las capas plegadas. Para lo cual se ha tomado data de la actitud de las capas plegadas y posteriormente ha sido procesada valiéndonos de herramientas propias de la geología estructural, estereofasillas y programas computacionales.

10.2. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

El análisis morfoestructural en este capítulo está referido a un análisis del relieve plegado, este incluye, la realización de un modelo digital del terreno en 3D y el uso de imágenes satelitales. Finalmente a partir de estos resultados se han realizado una descripción a escala macroestructural de los pliegues presentes en el área.

10.2.1. ELABORACIÓN DEL MODELO DIGITAL DEL TERRENO EN 3D

Al igual que para el análisis de estructuras frágiles, se ha elaborado un modelo digital del terreno en 3D (MDT3D), que da la idea de una representación en tres dimensiones.

Para la elaboración del modelo se ha utilizado la misma información y metodología al del análisis morfoestructural frágil en 2D del capítulo VIII, con la diferencia que se ha seleccionado un área mayor, en la que queda englobada el resto de la información SIG disponible (mapa geológico síntesis). Los límites de la zona seleccionada son las siguientes:

Vértice UTM. WGS84-17S	COORDENADA N	COORDENADA E
1	9214250	779408
2	9214250	797680
3	9202550	797680
4	9202550	779408

Tabla 5 Vértices del área seleccionada para realizar el análisis macroestructural dúctil.

El programa Arcscene permite simular el efecto 3D de una superficie topográfica, a través de la extrusión de una polilínea. De este modo se conseguía visualizar las extensas estructuras y sus elementos morfoestructurales y a partir de ellos hacer una interpretación visual. Adicionalmente también se ha trabajado con imágenes LANDSAT, que engloban la zona de estudio.

En las sucesivas líneas se describen las características en vista de planta de los pliegues y de su relieve, interpretado del MDT3D y de la imagen satelital que cubre la zona de investigación.

10.2.2. DESCRIPCIÓN MORFOESTRUTURAL

De las imágenes obtenidas, tres son las que representan mejor las estructuras y su relieve característico. La primera imagen es la del modelo de elevaciones, el MDT3D, tiene un foco de luz a 65° con un tamaño de celda de 10, finalmente la imagen LANDSAT (fig. 10.1).

Estas tres imágenes engloban los dos macropliegues y su uso favorece la visualización de los relieves característicos y medición algunas dimensiones superficiales de estos pliegues.

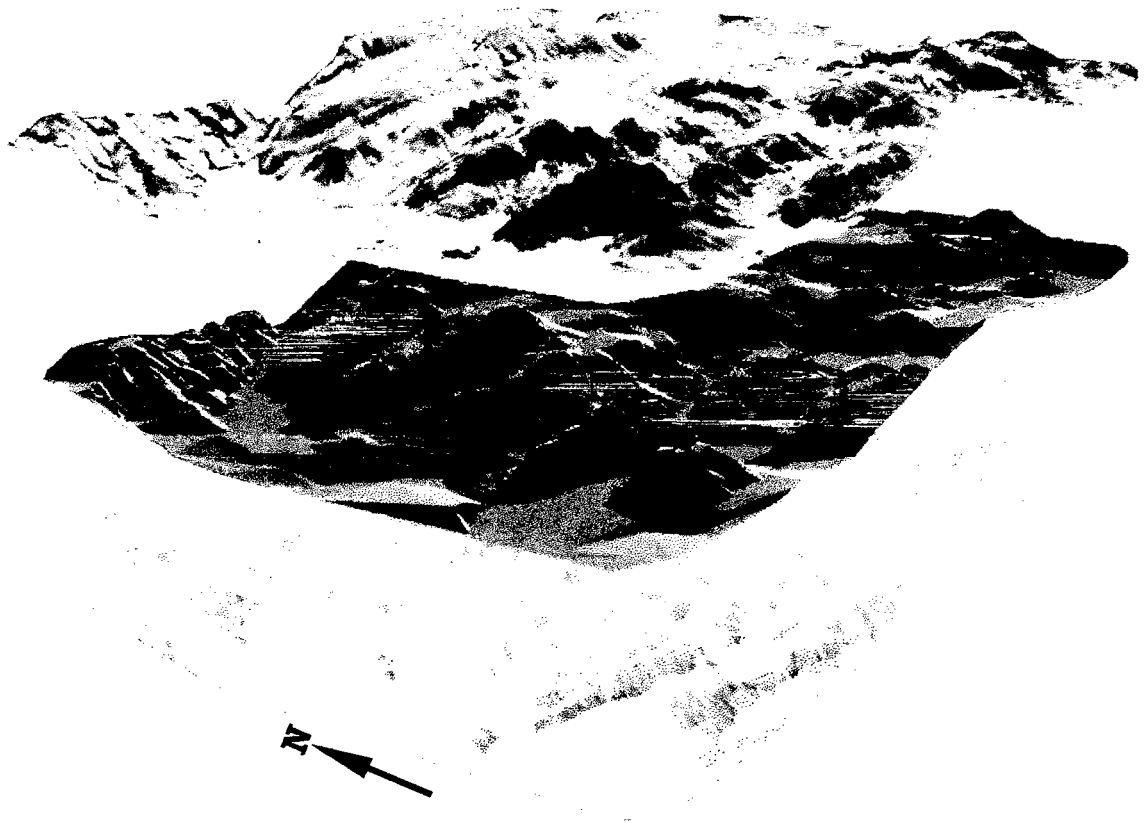


Figura 10. 1 Modelo en 3D, usando imagen LANDSAT, el Modelo de elevaciones (MDE) y el modelo digital del terreno (MDT) con foco de luz de 65° , necesarias para el análisis morfoestructural del relieve plegado. Factor para convertir los valores de elevación 1.5.

En el MDT3D, quedan definidos los dos macropliegues y su relieve asociado, a la vez se puede notar que su extensión va más allá de la zona de estudio (fig.10.2), debido a ello la zona ha sido extendida solo para fines del presente apartado y para tener mejor conocimiento y comprensión de la real extensión de los pliegues.

El relieve que caracteriza la zona de estudio, es típico de una zona plegada, relieve plegado. Este relieve plegado, se caracteriza por un conjunto de formas, donde las rocas sedimentarias del Cretáceo han sido plegados y falladas, configurando algunas morfologías claramente diferenciables.

Las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición litológica del sustrato, en el sentido de que la presencia de niveles competentes más o menos resistentes a la erosión, propician la generación de formas que, en el ámbito de la zona, constituyen, sin duda, el rasgo morfológico más sobresaliente y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural que presentan las rocas. Esta serie de formas menores de relieves característicos saltan a la vista con el uso de simuladores de vistas en tres dimensiones.

En la zona oeste del anticlinal se presta atención a una depresión en forma de valle (fig.10.2, 10.3), que es el resultado del descharnelamiento o dicho de otra forma es producto de la erosión que tiende a dismantelar la zona de charnela, causado principalmente por ríos, que aprovecharon la debilidad de la zona de charnela, estos relieves menores se denominan del francés Combe o también valle anticlinal. En el área de estudio tienen una longitud de 7.5 km y un ancho de 1.2km aproximadamente.

Cerca al extremo este se observan relieves positivos, a favor del anticlinal, denominado frecuentemente monts o montes del anticlinal, que indican que aún no se ha producido un relieve invertido totalmente, debido a que no ha tenido tiempo suficiente para evolucionar hasta llegar a este estadio.

La combe de Shaullo se halla rodeado por dos crestas constituidas por roca dura, areniscas de la Formación Farrat, del cerro Condorpuñuna y el cerro Callacpoma. Estas crestas son producto de la erosión diferencial.

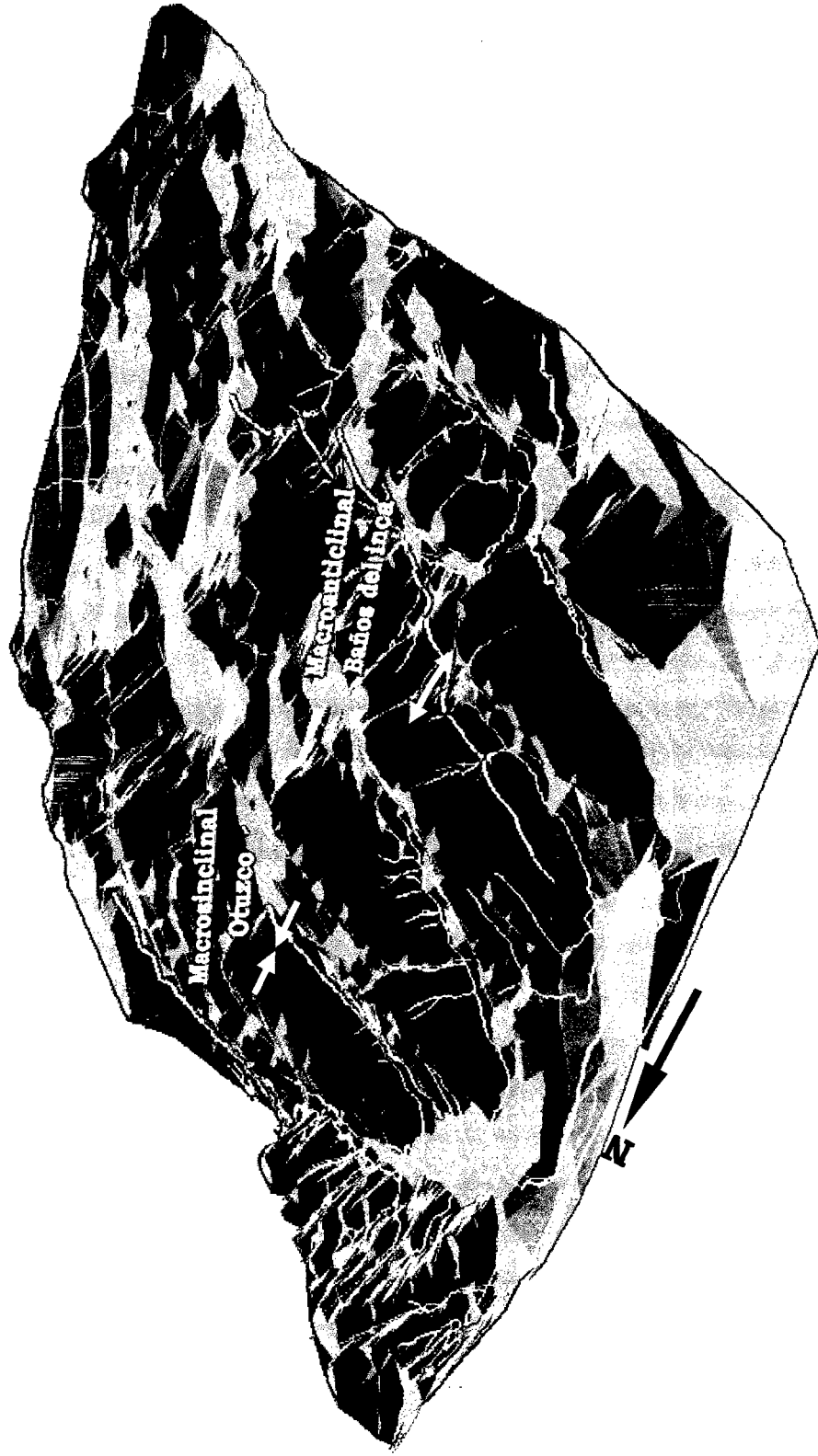


Figura 10. 2 Modelo digital en 3D (MDT3D) con un foco de luz de 65° , con la red de drenaje, el polígono rojo delimita el área de estudio.

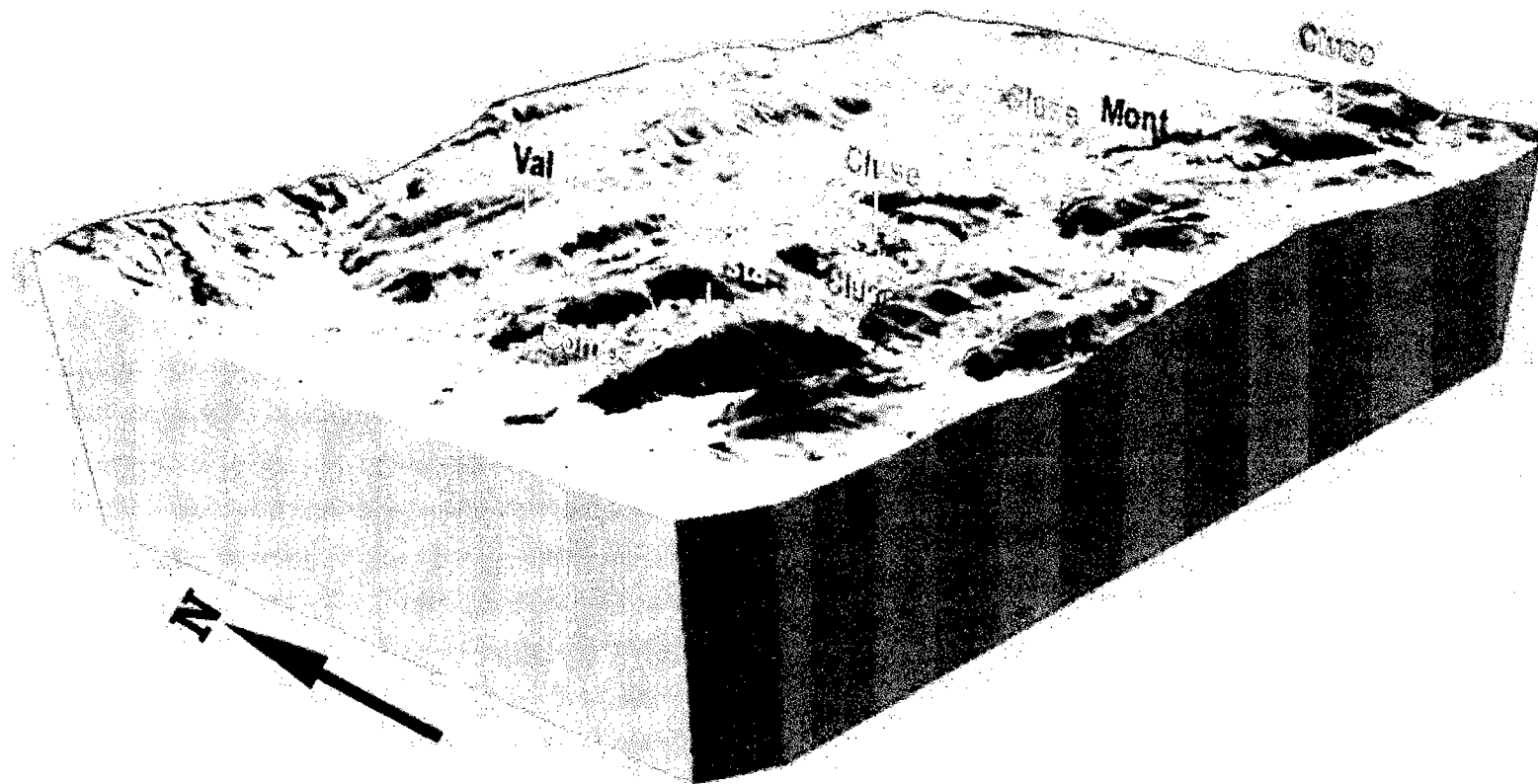


Figura 10.3 Block diagrama de la zona que abarcan los dos macropliegues (anticlinal y sinclinal) para el análisis morfoestructural del relieve plegado.

También se advierte unos encajonamientos fluviales en el macroanticlinal Baños del Inca, llamados cluse o valles transversales a la estructura plegada. Estos cluses son abiertos por corrientes de agua, en el área de investigación aún existen estas corrientes de agua, por lo que se les denomina cluses vivas.

Actualmente en la zona se están formando cursos fluviales incipientes en los flancos anticlinal Baños del Inca, denominado ruz. Su desarrollo llevará a la Formación de cluses.

Atendiendo al origen de la combe Shaullo, se puede decir, que a ambos lados de las cluses el agua realizó una intensa labor erosiva de abarrancamiento que ha dado lugar a la Formación del valle o combe Shaullo en la parte superior del anticlinal, a partir del cual son erosionados rápidamente los estratos de rocas blandas situados bajo la capa dura superior y ensanchándose cada vez más la combe. Al norte de la zona se observa un relieve negativo o depresión estructural que coincide con el sinclinal Otuzco, que es señalado como val o valle sinclinal.

10.3. ANÁLISIS DEL MACROPLEGAMIENTO

Aquí se describen y analizan las características de los pliegues principales. Como apoyo para el estudio de los extensos pliegues se ha utilizado información cartográfica ya existente de los pliegues (INGEMMET, 2005).

Para poder utilizar estos mapas en análisis de tipo cuantitativo, sobre los que se prevé el estudio de determinados atributos, tales como orientación preferente del eje del anticlinal, longitud; hubo que depurar la cartografía existente. Posteriormente se segmentaron los ejes de los pliegues previamente digitalizadas en tramos rectilíneos de orientación constante, lo que permite realizar análisis de distribución, orientación y tamaños. El área abarcada para este análisis es mayor al área de la zona de estudio, pues estas estructuras se extienden más allá de la zona de estudio.

10.3.1. ANÁLISIS DE TAMAÑO Y ORIENTACIÓN

En la zona de investigación los pliegues dominantes tienen dimensiones de afloramiento superiores a 10 km, pero en mapa se pone en evidencia estas dos estructuras.

En el caso del anticlinal, la traza del eje axial es curvilínea, pero para dimensionarla se asumió como línea recta o lo más cercana posible, este eje axial inferido tiene una longitud promedio de aproximadamente 15km ancho promedio es 2.8 km, medido perpendicularmente al eje axial del anticlinal. La relación anchura-longitud es 0.2 (adimensional).

Se extiende cubriendo el lado sur del área estudiada, desde Shaullo chico hasta cerca del río Namora de WNW a ESE. El sinclinal Otuzco tiene un eje axial inferido de una longitud aproximadamente 13.5km y un ancho promedio de aproximadamente 5.8 km. Con una relación entre ambos parámetros de 0.4 (adimensional).

En cuanto a la orientación de la traza del eje axial del macroanticlinal tiene un trend de 98° aproximadamente.

Debido a sus importantes longitudes de afloramiento se les ha denominado macropliegues, pues superan los metros y llegan a longitudes superiores a 10km.

El macroanticlinal es el de mayor longitud pero de menor anchura que el macrosinclinal. Ambos poseen traza axial con similar orientación, pero el macroanticlinal posee inflexiones en la mitad suroriente, debido posiblemente a la acción de fallas. La orientación de la traza axial del macrosinclinal de 102° .

Adicionalmente, el mapa de macropliegues y modelo 3D (fig. 10.4), expone al macropliegue Otuzco y Shaullo con un rasgo distintivo al extremo suroriente y nororiente respectivamente, una terminación en forma de nariz estructural.

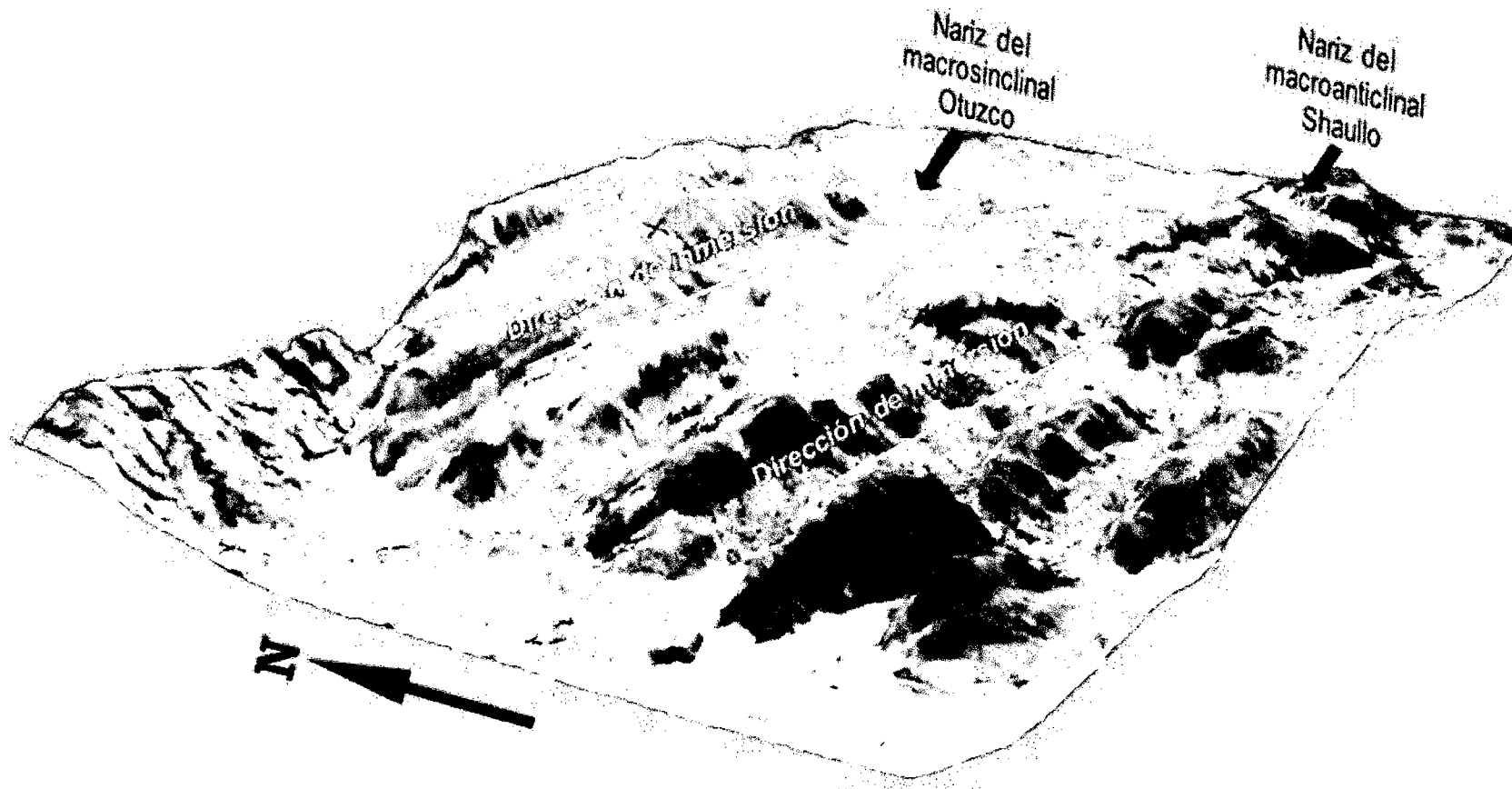


Figura 10.4 Modelo en 3D a partir de una imagen LANDSAT del área estudiada en el análisis estructural Dúctil.

10.4. ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL DÚCTIL

En este apartado se propone una aproximación a la geometría de los macropliegues existentes en el área de estudio, en base del estilo, la orientación de los elementos de plegado, la geometría y la forma actual de las capas superficies plegadas. Para poder afrontar esta tarea, el primer paso fue una recolección sistemática en campo de datos mesoestructurales básicamente de capas. Con estos datos de campo y mediante la aplicación de métodos estereográficos se han calculado los elementos geométricos de los pliegues.

El objetivo principal de este subcapítulo es caracterizar los macropliegues con data mesoestructural, los pliegues mayores y los menores, de ser posible, existentes en el área de investigación. Conjuntamente con los parámetros geométricos se han clasificado y se han analizado los pliegues siguiendo distintas sistemáticas y tratando de explicar los mecanismos de plegamiento.

10.4.1. TRABAJOS DE CAMPO

Como ya ha sido puesto en evidencia en capítulos anteriores, no existe mucha información geológica estructural en la zona estudiada. La escasa información estructural es cartográfica y no recogía datos extensos que estudien la geometría actual de estos pliegues.

Para caracterizar en forma detallada los pliegues y cuantificar las variaciones de sus elementos geométricos y/o físicos que afecta a las rocas Cretáceas del área, fue subdividida en dos dominios estructurales A1, A2, S1, S2. Estos dominios estructurales deben ser elegidos de tal forma que proporcionen información representativa de la zona, en estos dominios se cuantifico la actitud de las superficies de estratificación.

El dominio S1, núcleo del sinclinal, involucra las Formaciones Celendín y Cajamarca, el dominio S2, flancos del sinclinal, las Formaciones Yumagual y Grupo Quilquiñán-Mujarrún, todas estas Formaciones corresponden a la serie carbonatada del Cretáceo Superior. En tanto, el dominio A1 corresponde a las Formaciones Carhuaz, Farrat, que aparentemente forman el núcleo del anticlinal, el dominio A2, Formaciones Inca, Chuléc y Carhuaz, Farrat, del Cretáceo Inferior.

Además de considerar finalmente ambos dominios para el análisis final, todas las Formaciones afectadas por el plegamiento (fig.10.5, pág. 126). Cada dominio estructural cuenta con más de 40 datos de capas, haciendo un total de 332 datos de superficies de estratificación, estudiadas para realizar el análisis geométrico de los macropliegues.

Adicionalmente se puso atención a algunos indicios de estrías paralelas a las capas de los pliegues, que pueden dar idea de los mecanismos del plegamiento.

10.5. ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE PLIEGUES

Puesto que las estructuras dominantes en la zona estudiada alcanzan grandes extensiones, la caracterización de sus elementos geométricos, por obvias razones, no se puede realizar directamente en campo. Pero se pueden calcular en gabinete a partir de la data recogida en campo (azimut y buzamiento de capas) con ayuda de herramientas de la geología estructural.

Este análisis no se puede realizar mediante la proyección estereográfica ya que se producirá una gran concentración de puntos en la parte central del diagrama. Para realizar este análisis se recurrió a la proyección equiareal, empleando la falsilla de Schmidt, que permite el recuento directo de los polos, calcular su valor estadístico por unidad de superficie y determinar las direcciones y buzamiento predominantes.

10.5.1. ELEMENTOS GEOMÉTRICOS-FÍSICOS DE LOS PLIEGUES

Los datos de actitudes de las capas (dirección y buzamiento) correspondientes a cada dominio (A_1 , A_2 , S_1 y S_2) fueron ploteados utilizando diagramas de polos de área constante (red de Schmidt) con proyección en el hemisferio inferior. Los diagramas se muestran en la fig. 10.6 con los datos representados en ploteos de líneas de contornos.

Los diagramas π reflejan algunos de los elementos y características morfológicas de los macropliegues en el área estudiada (fig. 10.5 -10.6), dentro de los cuales se puede evaluar la geometría general de los pliegues.

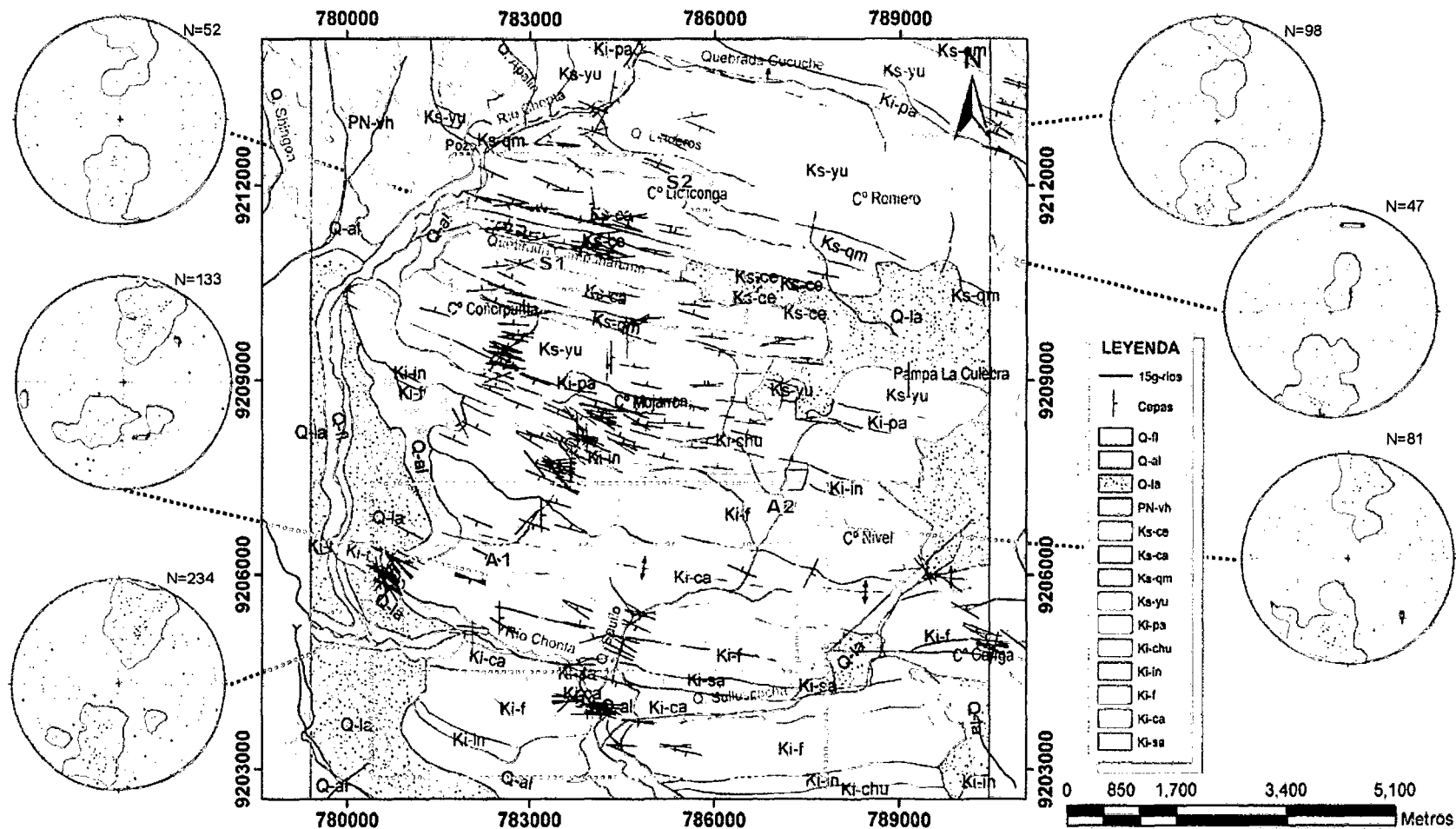


Figura 10.5 Dominios estructurales para analizar la configuración de los macropliegues, diagramas de contornos (proyección Schmidt en el hemisferio inferior) correspondientes a los dominios A1, A2, S1, S2 señalados en el mapa geológico, el diagrama central en ambos casos, es la suma de A1 y A2,; S1 y S2. N: cantidad de datos utilizados.

En todos los diagramas π , se puede observar claramente que no se trata de un plegamiento rigurosamente cilíndrico, puesto que los polos no están exactamente distribuidos sobre un círculo máximo. Pero se sabe que ningún pliegue en la naturaleza es perfectamente cilíndrico o no cilíndrico (cónico) y la dispersión de los polos nunca va a situarse de manera perfecta a lo largo de un círculo mayor o menor, aunque un modelo cilíndrico es la mejor aproximación en los casos más generales. Asimismo, se trata de pliegues asimétricos en todos los dominios estudiados.

Para el macroanticlinal, se ha estimado una superficie axial con una orientación 284° que buza 83° al N y vergente al SSE, cuyo eje tiene una orientación promedio de 107° con una inmersión de 3° aproximadamente (fig. 10.6). En cuanto al ángulo interflanco se estima un rango de 80° que define como un pliegue abierto.

En lo que respecta al estilo del plegado del macroanticlinal, la disposición y dispersión de las líneas de contorno, puntos de máxima asociados a cada flanco, indica que los limbos conforman una superficie estadísticamente y relativamente plana y zonas de charnela un tanto agudas. Aparentemente el flanco dominante es el flanco norte, es más largo que el flanco sur. Además esta distribución muestra que el anticlinal tiene una geometría asimétrica (fig. 10.6).

En lo referente al macrosinclinal es un tanto más complicado el análisis, pues según los resultados de los diagramas π este pliegue tiene dos superficies axiales. La primera que buza hacia el Norte ($100/75^\circ$) y otra al Sur ($277/63^\circ$). Esta disposición puede ser en parte original y en parte impuesta posteriormente por una deformación monoaxial, con respecto al primer plegamiento.

En cuanto al estilo de plegado la dispersión de los polos, puntos de máxima asociados a cada flanco, indica que los limbos conforman una superficie menos planar y zonas de charnela menos agudas a las del macroanticlinal. Aparentemente al contrario de macroanticlinal, el flanco dominante es el flanco sur, es más largo que el flanco norte. Además esta distribución muestra claramente que el sinclinal tiene una geometría asimétrica.

DOMINIO macroanticlinal	DOMINIO A1 Superficies axial (295/85) Circulo máximo del mejor ajuste Angulo interlimbo: 78° Eje axial (114/05)	DOMINIO A2 Angulo interlimbo: 65°	DOMINIO A	
	Superficie axial	295/85° ± 5°	281/86°	289/80°
	Eje axial	110/05° ± 5°	104/02°	108/02°
	Angulo interf	78° ± 5°	65°	95°
DOMINIO macrosinclinal	DOMINIO S1	DOMINIO S2	DOMINIO S	
	Superficie axial	97/88° y 276/68°	102/68° y 278/62	100/70° y 277/60°
	Eje axial	276/02°	278/05°	278/03°
	Angulo interf	76°	85°	74°

Figura 10.6 Análisis geométrico de macropliegues. Proyección equiareal (red de Schmidt) en el hemisferio inferior de la actitud de capas de los flancos del macroanticlinal y macrosinclinal. Distribución de Fisher, 1% de la superficie del hemisferio. Contornos con la corrección de Terzaghi y cálculo del mejor plano de ajuste cilíndrico, del eje axial y plano axial.

La orientación de un pliegue cilíndrico queda completamente definida por el plunge (inmersión) del eje y el buzamiento de la superficie axial. Para realizar una clasificación basada en estos elementos, se recurrió a la nomenclatura propuesta por Fleuty, 1964,1987. (Cap. II marco teórico, pág. 7)

La gráfica revela que los dos macropliegues pueden ser definidos como pliegues no buzantes, rectos a fuertemente inclinados. Esta escasa variación en la orientación, a veces, se puede atribuir al hecho de que los pliegues se han formado en una sola fase dominante de plegamiento. Habiendo podido existir otras fases de deformación que han podido afectar la orientación de los elementos de plegado y a la forma cilíndrica de los pliegues.

En la zona estudiada, se observaron pliegues menores configurados en la Formación Inca y Formación Farrat, este último configura pliegues laxos, con ejes aproximadamente NS, inclinados al E ($2-5^\circ$), con ángulo interflanco variable ($80-120^\circ$), siendo pliegues acostados abiertos y asimétricos. El mesoanticlinal configurado en la Formación Inca tiene un eje de orientación SSE inclinado al Sur, es un pliegue inclinado (70°) abierto (ángulo interflanco 90°) y asimétrico, su longitud de afloramiento. En ambos casos no superan los 10m de longitud de afloramiento. Tal como se observa en los mesopliegues (foto 10.1) existe acomodación de la deformación; irregularidades en la forma de la superficie correspondiente al arco interno de la zona de charnela de capas gruesas competentes cuando la capa plegada se agudiza o se cierra excesivamente, expresada a través de huecos en las charnelas, rellenos generalmente por material incompetente.

La descripción del sistema de pliegues que afecta a las rocas de la zona de estudio no es simple ya que los pliegues se han erosionado y con esta erosión se ha perdido una importante cantidad de información de su geometría, por lo que se hace necesario elaborar una sección de perfil para reconstruir los pliegues y poderlos analizar. Además la clasificación y

descripción de pliegues se facilita, al considerar secciones perpendiculares al eje de la estructura (Perfil AA' fig. 10.7, pág. 131).

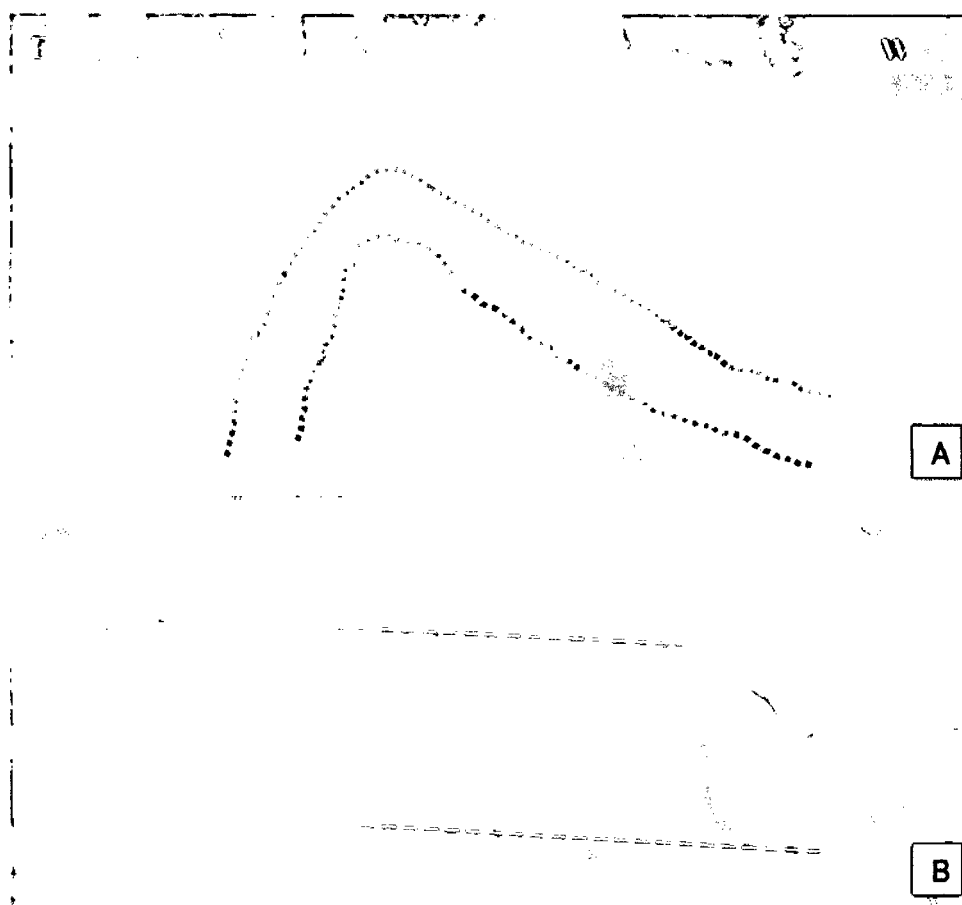


Foto 10.1 Mesopliegues observados en campo, A) anticlinal en las rocas de la Fm. Inca (N: 9208049 E: 783819), B) pliegues menores en las areniscas Farrat, flanco sur del anticlinal Baños del Inca, margen derecho aguas arriba río Llacanora (ref. N: 9205130 E: 784645).

10.5.2. DESCRIPCIÓN EN SECCIÓN DE LOS PLIEGUES

El corte geológico calculado como ideal en función de la actitud de las capas y estructuras tectónicas dominantes, es la sección AA' de dirección SSW-NNE (N190°). En esta sección se ha proyectado toda la información geológico- estructural obtenida en este estudio; fallas definidas en el análisis mesoestructural frágil, eje axiales, etc. Para la elaboración del perfil geológico se hizo uso del programa 2D Move Midland valley, un programa especializado en manejo de información geológico-estructural.

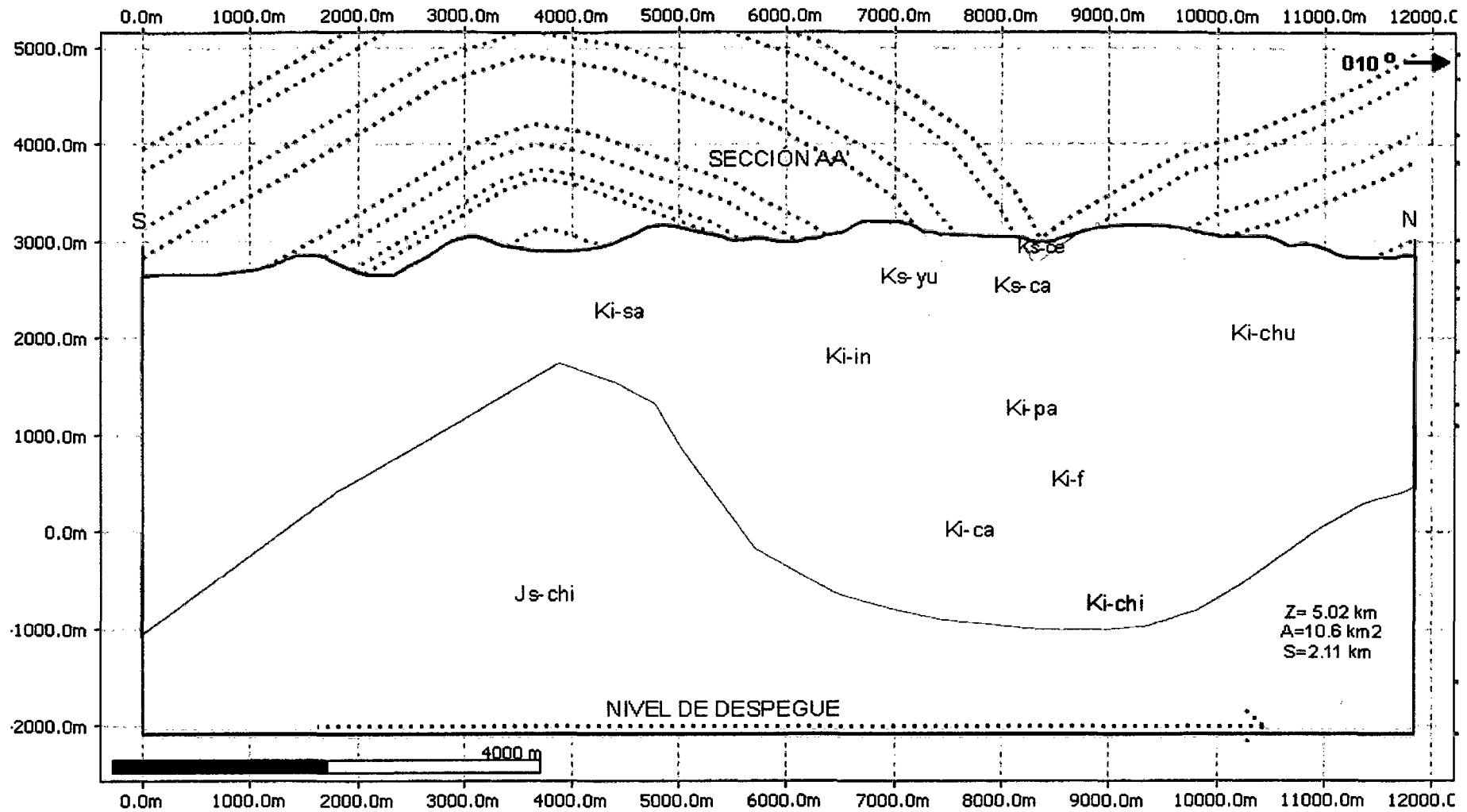


Figura 10.7 Sección geológica ideal del plegamiento paralelo, sin considerar la interpretación de fallas, para el cálculo de profundidad de plegamiento, longitud de onda y amplitud. (Véase también Anexo C, sección geológica interpretada)

El sistema de pliegues que afectan las rocas Cretáceas son pliegues abiertos, está constituido de sur a norte, por un anticlinal seguido de un sinclinal. La traza axial se dispone de WNW a ESE, este varía de este a oeste y desde el núcleo hacia las capas externas.

En la sección A-A' (véase también Anexo C), también se observa el cambio de las facies continentales de la Formación Carhuaz del Dominio Norte a facies marinas de la Formación Celendín en el Dominio sur.

El flanco sur del anticlinal es cortado por una falla inversa (falla Cajamarca, Lagos 2012) que es subparalela a la traza axial, que ha permitido la exposición de Formaciones más antiguas.

Es bien sabido que, la longitud de onda y amplitud de un pliegue, son frecuentemente parámetros muy difíciles de determinar por diversas razones:

- En primer lugar porque a veces las condiciones del afloramiento no permiten la observación de ondas o semiondas completas.
- Por otra parte, las ondas suelen ser muy irregulares y estos parámetros varían de unas capas a otras.

Aunque estos parámetros varían mucho, puede decirse que la longitud de onda calculado de la sección AA' es de aproximadamente 4.6 km amplitud y 1.3 km para el sinclinal, el anticlinal posee una longitud de onda de 5 km, una amplitud de 1.6 km. Para el caso de los pliegues menores poseen longitud de onda variable desde 3 a 8m y amplitudes desde menos de 1m a 2m.

CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD DE DESPEGUE

Nos ha parecido de interés realizar el cálculo de la profundidad de despegue para los dos macropliegues. Para este fin se ha usado el método de Chamberlin, 1910 (fig. 10.8) debido a que es el método más conocido y que ha sido aplicado a numerosos ejemplos de pliegues despegados, basado en la ley de la conservación del área, relación entre el exceso de área y el acortamiento.

El cálculo consistió en determinar la diferencia de la distancia entre dos puntos de una misma capa que no sufrieron deslizamiento durante el plegamiento, como horizonte de referencia se eligió el tope de la Formación Cajamarca. Si la longitud original de la capa era l_0 , durante el plegamiento esta capa se levanta de su posición original generando un área A_f ("área de exceso") con una base W . Esta área A_f y todas las medidas fueron medidas con ayuda del autocad en el perfil AA'.

El valor de A_f fue dividida por $S = l_0 - w$ determinando una profundidad Z (profundidad del nivel de despegue), sobre la que se generó el plegamiento de ese nivel. Esta relación geométrica, corresponde a $Z = A_f / S$ (fig. 10.7 pág. 131).

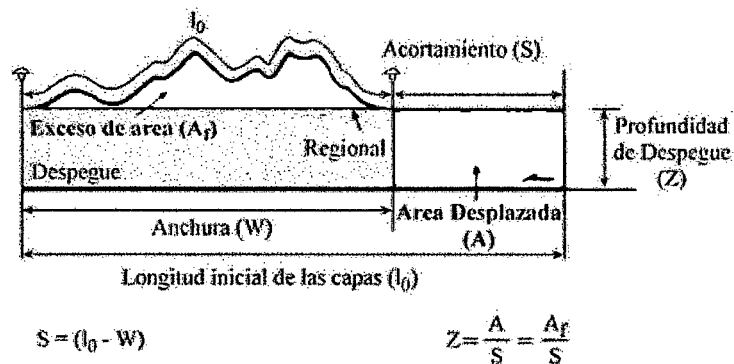


Figura 10.8 Cálculo de la profundidad de despegue en un pliegue despegado según la técnica propuesta por CHAMBERLIN (1910).

Este método inicialmente propuesto por Chamberlin (1910), ha sido discutido y ampliado por Hossack (1979), Mitra & Namson (1989) y Eppard & Groshong (1993), entre otros.

Para calcular la profundidad de despegue para los pliegues, se asumió, como primera aproximación, que no hay variaciones de espesor y que, en consecuencia, las capas son paralelas.

Con esta configuración, se obtiene una profundidad de despegue de 5.02km, que no coincide exactamente con el nivel de la Formación Chicama, este nivel se ubica a 280m arriba de la profundidad calculada. Pero esta diferencia podría ser ignorada, debido a posteriores reajustes, que ha sufrido la capa plegada. Además las lutitas oscuras dentro de la

Formación Chicama (asumiendo un espesor mayor a 500m), tienen un comportamiento dúctil, solución que sería admisible desde el punto de vista litológico.

Se ha calculado un acortamiento en la sección AA' de 2.11 km, que corresponde al 14.97% ($\%S = (l_i - l_f) \cdot 100 / l_i$).

Nivel	Área (A ₀)	Longitud (L ₀)	Anchura (W)	Acortamiento (S)	Profundidad De Plegamiento (Z)
Techo Fm. Cajamarca	10.6 km ²	14.1 km	11.99 km	2.11 km	5.02 km

Los modelos cinemáticas de HOMZA & WALLACE (1995) y POBLET & McCLAY (1996) consideran la existencia de una unidad competente más o menos homogénea situada sobre una unidad dúctil, de manera que las capas de la unidad competente conservan su espesor, su longitud y su área (se deforman por pliegues paralelos), mientras la unidad dúctil no conserva la longitud de las capas pero se asume que su área se mantiene constante. El nivel de despegue se sitúa dentro o en la base de la unidad dúctil y se define por medio de la presencia de rocas no deformadas situadas bajo este nivel. Es este criterio el que se ha usado para el cálculo de la profundidad de despegue y la elaboración de la sección geológica.

En el estudio de la morfología de un conjunto de pliegues hay que considerar separadamente dos aspectos (RAMSAY 1967; HUDLESTON 1973): La forma de las superficies plegadas consideradas individualmente y la forma de las capas plegadas.

Para dar una visión de conjunto de la forma de las superficies plegadas se ha utilizado la clasificación bidimensional de HUDLESTON (1973) que se realiza mediante comparación visual de la forma del perfil de las superficies plegadas con una gama de 30 formas que dicho autor presenta.

De la observación del diagrama de clasificación (cap. II marco teórico) se deduce que el macroanticlinal se ubica entre D- E y 3-4, por lo que se acercaría a la forma sinusoide o semicircular y el macrosinclinal entre B- C y 3-4 se asemeja a una forma de semielipse a parabólica.

En cuanto a los pliegues menores (foto 10.1, pág. 130) también exhiben formas cercanas a semicírculos y sinusoides (D-E y 2-4), pero menos angulares (fig. marco teórico).

Para intentar una clasificación más genética se ha elaborado perfiles geológicos, por lo que se empleará la clasificación propuesta por Elliot (1965) y discutida extensamente por Ramsay (1967), quienes utilizaron los parámetros de potencia de capas y de isógonas de inclinación. En cuanto al método de isógonas (Ramsay, 1967), el anticlinal mesoscópico configurado en la Formación Inca, es un pliegue de la clase 1B, los mesopliegues en la Formación Farrat corresponderían a la clase 1C o 2. Para el caso de los macropliegues los dos parecen ajustarse a pliegues de clase 1B a 1C.

10.6. ANÁLISIS DEL PLEGAMIENTO

Partiendo del análisis geométrico realizado anteriormente, se llegó a algunas conclusiones a cerca de los mecanismos que actuaron a lo largo del proceso de plegamiento.

Las rocas plegadas presentan distorsiones diferentes, originadas durante la deformación. Estas distorsiones pueden ser, en general, producidas por alguno de los dos mecanismos de plegamiento siguientes o por la combinación de ellos: mecanismo con deslizamiento de un plano respecto a otro, o, mecanismo sin deslizamiento de planos entre sí.

Mecanismos de Plegamiento y cinemática del plegamiento

De la configuración geométrica y de su constitución litológica, se puede afirmar que los macropliegues se generaron mediante el proceso de "buckling", siendo

uno de los mecanismos de deformación que se dan durante el desarrollo de estos pliegues la Cizalla paralela a los límites de capa, dando pliegues flexurales.

Es decir los dos macropliegues presentes apuntan al hecho que el mecanismo que gobernó la deformación fue flexural, con cizalla paralelo a los planos de estratificación.

Las mesoestructuras que mejor documentan el deslizamiento flexural son; fallas paralelas a la estratificación, ampliamente vistas en los flancos de los macropliegues, en las Formaciones Farrat y Yumagual (fig.10.6), diaclasas paralelas al eje de los pliegues.

Estos rasgos geológicos son consistentes con su caracterización geométrica. Esta indica que el mecanismo flexural puro debería presentar una geometría con pliegues de la Subclase IB, como se evidencio en páginas anteriores. Sus desviaciones hacia las Subclases IA y le señalan, tal como lo indica la geología del terreno, que hubo componentes tangenciales, preferentemente en la charnela, i.e., hay combinación de "flexural-slip" y deformación longitudinal tangencial (Ramsay, 1967), siendo el caso más frecuente.

Las secuencias plegadas del Cretáceo por deslizamiento flexural están marcadas por fuertes estratos rígidos, cuyos contactos presentan una baja resistencia cohesiva. Los estratos de areniscas de espesores bajo a medio (Formación Farrat y Carhuaz), las limonitas y las calizas (Formación Celendín, Cajamarca, Yumagual), son especialmente susceptibles de experimentar deslizamiento flexural.

Los estratos individuales que son plegados por deslizamiento flexural tienden a retener su espesor primario original, no necesariamente se da en los pliegues estudiados, debido a que generalmente experimentan alguna distorsión interna. La distorsión se lleva a cabo, principalmente, en la zona de charnela del estrato plegado, donde la curvatura es mayor. Cuando un pliegue individual es activamente combado, la roca en el arco externo de la charnela es sometida estiramiento paralelo; la roca en el arco interno de la charnela experimenta acortamiento paralelo. La deformación paralela disminuye hacia la parte media de cada estrato plegado, hacia la superficie neutral de no deformación. La superficie neutral separa un dominio de arco externo de estiramiento paralelo de un dominio de arco interno de acortamiento paralelo. Cuando el adelgazamiento de las rocas

del arco externo, por estiramiento paralelo, es perfectamente compensado por el adelgazamiento de las rocas del arco interno (por acortamiento paralelo), el estrato plegado retiene la forma de un pliegue clase 1B.



Figura 10.9 Plano de falla coincidente con la estratificación de las capas y la formación de pequeños pliegues como estructuras de acomodación de deformación. Carretera sur a Llacanora, cerro Iscocongá, puente (N: 9203586 E: 783990).

Por otro lado los mesopliegues de la Formación Farrat son pliegues que fueron generados por cizalla simple a lo largo de los flancos. Mientras que el mesopliegue encontrado en la Formación Inca podría estar asociado a una falla no aflorante, al parecer posterior al desarrollo de los macropliegues, o simplemente sea una estructura de acomodación a la deformación principal (foto. 10.1A, pág. 130).

Los mecanismos básicos de plegamiento descritos para los pliegues estudiados, son sin duda simplificaciones razonables de los que realmente operan en la naturaleza. Probablemente, los pliegues reales pueden ser explicados como el resultado de combinaciones complejas de diversos mecanismos básicos.

CAPÍTULO XI

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En esta investigación se ha realizado un estudio de macroestructuras (8721 lineamientos, 328 fallas, anticlinal Baños del Inca, sinclinal Otuzco) y mesoestructuras (88 planos de fallas, 538 diaclasas, mesopliegues en la formación Farrat y un mesopliegue en la Fm. Inca), con la finalidad de caracterizar las estructuras tectónicas y determinar las condiciones de deformación y paleoesfuerzos gobernantes en el área estudiada.

Los resultados obtenidos del estudio de macroestructuras, a partir del modelo digital del terreno, muestran que las fallas, lineamientos estructurales (cap. VIII), tienen una dirección preferencial NS-NNW y NNE, siendo subperpendiculares al eje de los macropliegues, con mejor exposición en el flanco sur del macroanticlinal y en los flancos del macrosinclinal, con longitudes que difícilmente superan centenas de metros y la segunda orientación de dirección WNW-ESE son paralelas, se encuentran mejor distribuidas en el flanco sur mientras que en el sinclinal estas fallas son prácticamente ausentes, con longitudes que llegan a unos pocos kilómetros. También se puede observar la correspondencia del patrón de drenaje con estructuras tectónicas observadas en campo.

La modal WNW-ESE de la dirección de máximo acortamiento horizontal, se entiende asociada básicamente a la generación de fallas normales puras y al desarrollo del mesoanticlinal en la Formación Inca. Por otro lado la segunda moda, NS de la dirección de máximo acortamiento horizontal, se considera generadora de fallas inversas y de los dos macropliegues y tener carácter mucho más regional, mientras que la primera moda parece ser de carácter local.

Los resultados obtenidos de los datos de campo de las 76 fallas (planos de falla-estría.), exponen tres campos de paleoesfuerzos. Los campos de paleoesfuerzos se pueden

reducir a tres NE-SW, con variaciones al NNE-SSW (generalmente régimen compresivo) y NW-SE. Estas registran primordialmente tensores extensivos en régimen principalmente normal (σ_1 vertical). El campo compresivo posiblemente causado por perturbaciones locales o por otra fase tectónica.

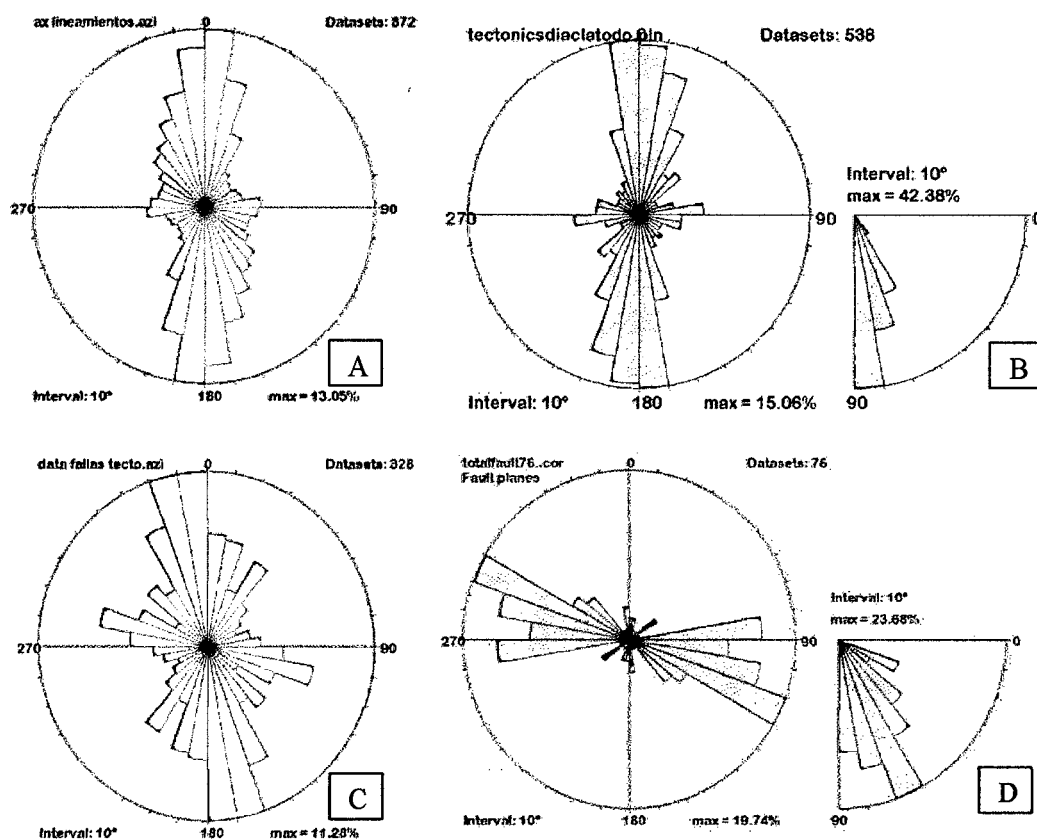


Figura 11.1 Diagrama en rosa mostrando la distribución estadística de fallas y fracturas. A. Lineamientos interpretados del MDE B. Diaclasas medidas en campo. C. Fallas definidas del MDT. D. fallas medidas e interpretadas en campo.

La figura 11.1 permite visualizar que existe correlación entre escalas de trabajo, macro y mesoestructural de lineamientos, fallas y diaclasas. En el caso del diagrama en rosa de los lineamientos, la orientación es relacionada con las diaclasas y fallas a escala macro y mesoestructural, pero las de orientación WNW-ESE están mejor documentadas.

La familia de fallas mejor documentadas fueron las EW, con sus variantes WNW y WSW, las que son subparalelas al eje de plegado, espacialmente distribuidas de preferencia en las cercanías a los núcleos de los macropliegues, a su vez que son las de

mayor magnitud, pero también existen fallas subperpendiculares al eje de plegado distribuidas en los flancos de los macropliegues.

Por su parte las diaclasas mejor expuestas J1 son de dirección NS con variaciones al NNE y al SSW, subperpendiculares al eje de plegado, distribuidas especialmente en el flanco norte y núcleo del macrosinclinal y en el flanco sur del macroanticlinal, su distribución confirman su estatus regional, reflejan el alargamiento extensional de rocas frágiles durante la elongación de estratos paralelamente a la charnela. Las diaclasas J3, con orientación EW, subparalelas al eje de plegado, están ubicadas principalmente en el flanco norte del sinclinal y en el bloque fallado del flanco sur del anticlinal y se interpretan como diaclasas de relajación que se abren en estratos plegados cuando el esfuerzo generador de pliegues es aliviado.

Las diaclasas J2 y J4 son diaclasas oblicuas, se habrían formado como respuesta al acortamiento perpendicular al eje del pliegue. Las diaclasas transversales y las oblicuas no necesariamente están relacionadas al plegamiento, podrían ser anteriores al plegamiento.

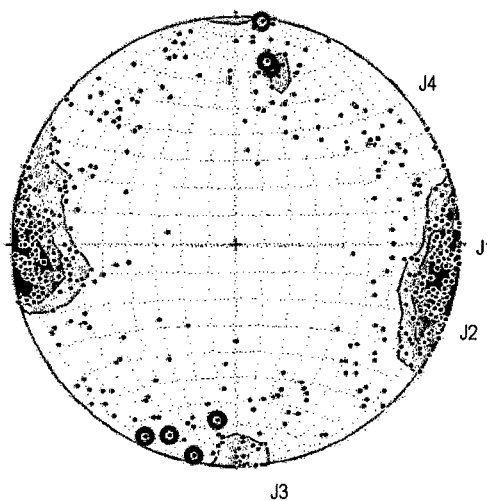


Figura 11.2 Diagrama de polos de las diaclasas y el plano axial estimado para los macro pliegues resaltados de rojo.

Sobre la base de las teorías existentes respecto a la relación de las fallas con los pliegues, se puede interpretar que, las fallas normales alineadas de forma paralela al eje de plegado se forman en respuesta a la extensión local que se producen en la región de bisagra del pliegue por encima de la superficie neutra y las falla inversas en las regiones

de charnela por debajo de la superficie neutra de la región de compresión local. Las fallas normales más o menos perpendiculares a los ejes de pliegues se atribuyeron a la tensión resultante de la naturaleza tridimensional de una elevación.

Además se interpreta que existe una relación de asociación entre la distribución de las diaclasas y fallas, que indica que la densidad de las diaclasas se incrementa con la cercanía a fallas generalmente de gran longitud, tanto en el plano geológico, como en las observaciones de campo (vista 3D de la zona estudia, superpuesta a la geología y las estructuras principales).

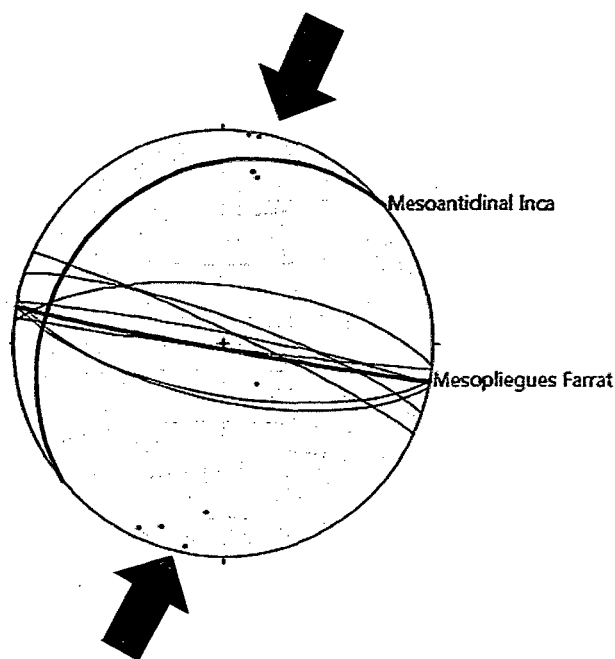


Figura 11.3 Planos axiales de los macropliegues y mesopliegues y el esfuerzo compresivo.

Según la disposición actual de los dos macropliegues se interpreta como generados por esfuerzos tectónicos compresivos de dirección NNE-SSW, lo que es consistente con la Fase Inca I del paleoceno. Pero si tomamos en cuenta que los pliegues generados en la fase Inca I se generaron por esfuerzos compresivos menos norteados NE-SW (Wilson, 2000), podemos señalar que la secuencia sedimentaria ha sido afectada por eventos tectónicos posteriores que han variado su orientación original.

Los resultados del análisis geométrico de los macropliegues prueban que se trata de pliegues abiertos, de gran longitud de onda, asimétricos con flancos planares. Definidos según la clasificación de Fleuty, (1964) como pliegues rectos sin inmersión, tienen

tendencia a formar charnelas angulares. Ambos parecen ser próximos a pliegues cilíndricos.

De acuerdo con la clasificación de Ramsay (1967) estos son de tipo Clase 1B, 1A y 1C (fig. 6.5), i.e. son idealmente pliegues paralelos, generados por buckling con el desarrollo de mecanismos de deformación tipo deslizamiento flexural y tangencial.

En el sentido general, el estilo de plegamiento y la existencia de contraste mecánico fuerte entre secuencias litológicas sujetas a acortamiento, permiten dilucidar desde el punto de vista geométrico la posibilidad de inferir la existencia de pliegues de Despegue. Se ha calculado la profundidad de despegue 5 km, que si bien no coinciden exactamente con la Formación Chicama (Js), es la solución más admisible desde el punto de vista litológico. Con 15% de acortamiento horizontal de capas.

El análisis geométrico de los pliegues permite plantear los posibles mecanismos de plegamiento que actuaron en la zona estudiada, del cual se deduce que al parecer el deslizamiento flexural juega un importante rol en las etapas iniciales del plegamiento y fracturamiento. Esto concuerda con la observación que estas fracturas están localizadas en los limbos de fuerte buzamiento donde más deslizamiento flexural debería de esperarse.

Las mesoestructuras que mejor documentan el deslizamiento flexural son fallas paralelas a la estratificación, ampliamente vistas entre las Formaciones Farrat y Yumagual y las diaclasas paralelas al eje de los pliegues.

La deformación logitudinal tangencial, es la que ha operado sintectónicamente con el flexural slip, la misma que a su vez generó un serie de fallas normales en el arco exterior que facilitó la erosión de la zona de charnela del anticlinal Baños del Inca.

Con los datos recopilados e integrados se interpretó que el plegamiento que afectó la zona podrían tener correspondencia y/o es consistente con la etapa tectónica Inca I (Paleoceno), propuesta por Wilson, 2000. Además se ha interpretado que las estructuras subparalelas y paralelas al eje del plegado (falla Cajamarca, fallas en el núcleo de los macropliegues) han sido posiblemente sintectónicas a la formación de los pliegues. Por otro lado las fallas y diaclasas transversales se habrían generado antes que los macropliegues.

11.1. CONTRASTACIÓN DE HIPÓTESIS

Sobre la base de los resultados del análisis macroestructural (análisis de MDT e imágenes aéreas) y mesoestructural (data tomada en campo), se puede afirmar

que los macropliegues (anticlinal Baños del Inca y sinclinal Otuzco) y fallas se generaron principalmente por paleoesfuerzos compresivos de dirección NE-SW, pero la orientación de los pliegues ha sido variada debido a la acción de eventos tectónicos posteriores. Además, existe una relación temporal entre las diaclasas, fallas y los macropliegues y mesopliegues, así como existe una relación espacial, en cuanto a la ocurrencia de diaclasas y la presencia de fallas. Las diaclasas J3 (longitudinales) son interpretadas como singenéticas al plegamiento, dado su subparalelismo con el eje de los macropliegues, mientras que J1, J4 y J2 son interpretadas como posteriores al plegado, aunque J4 y J2 (oblicuas), pueden ser interpretadas también como anteriores al plegado y J1 (transversal), también pueden interpretarse como formadas en etapas tempranas de la evolución del plegamiento, antes que las diaclasas longitudinales.

Las fallas normales cercanas a la zona de charnela del sinclinal, se entienden como relacionadas al plegado por deformación longitudinal, mientras que las fallas inversas paralelas a las capas, en los flancos de pliegues, están relacionadas al plegado, lo que a su vez, apoya la afirmación que los pliegues se generaron principalmente por “flexural slip”. Así también, se ha observado tanto en campo como en el análisis macroestructural que existe cierta correspondencia con el incremento de diaclasas y la presencia de fallas. Mientras que los pliegues menores son formados en etapas tardías del plegado, como estructuras de acomodación a la deformación.

Los resultados de la interpretación de los datos analizados, se dice que éstos apoyan la hipótesis planteada inicialmente en la investigación y, en efecto, se decide aceptarla como verdadera, pues todos los datos del análisis macro y mesoestructural de fallas, diaclasas, pliegues son congruentes con la hipótesis planteada en la investigación.

La hipótesis ha sido validada, haciendo uso de herramientas científicas (metodología macro y mesoestructural) y tecnológicas disponibles actualmente; como el manejo de más de 5 programas computacionales para el procesamiento de la data y el análisis e interpretación de resultados, elaboración de la cartografía geológica, perfil geológico y modelos simulados en 3D.

CONCLUSIONES

- ✓ Los límites de las Formaciones Cretáceas han sido replanteadas con la ayuda de imágenes del GE y de observaciones en campo, las que se presentan en un plano geológico a escala 1: 50, 000. Se documentó 2 macropliegues, 8721 lineamientos, 328 segmentos de fallas, 88 planos de fallas, 77 plano-estria, 538 diaclasas, 2 mesopliegues.
- ✓ El área estudiada corresponde a una secuencia Cretácea plegada, exhibiendo principalmente dos pliegues (macroanticlinal Baños del Inca y sinclinal Otuzco), con importante longitud de afloramiento ($> 10\text{km}$), 21 fallas normales (núcleo y flancos pliegues), 7 fallas inversas (falla Cajamarca, flanco sur anticlinal), 20 fallas de desgarre (12 dextrales y 8 sinextrales, flanco norte del sinclinal y flanco sur del anticlinal) y 22 fallas inferidas (mitad sur del área estudiada).
- ✓ Los campos de paleoesfuerzos se pueden reducir a tres NE-SW, con variaciones al NNE-SSW (generalmente régimen compresivo) y NW-SE. Estas registran primordialmente tensores extensivos en régimen principalmente normal (σ_1 vertical). De los 4 programas usados en el análisis de fallas y cálculo de paleoesfuerzos, se han preferido las determinadas por el programa Tensor, pues este programa calcula los esfuerzos optimizando R (Delvaux et al., 1995), mientras que el programa Cratos es muy útil para separar poblaciones de fallas, el programas t-tecto presenta poca asociación con los resultados del Tensor y tectonics, y finalmente el tectonics es aplicable para la determinación por diedros rectos, pero no separa poblaciones de fallas.
- ✓ Los dos macropliegues, anticlinal Baños del Inca y sinclinal Otuzco, son explicados como, pliegues cilíndricos, asimétricos, pliegues rectos no buzantes. Ambos macropliegues han sido interpretados como pliegues de despegue. Por lo tanto, es evidente que el contraste litológico determinó la existencia de los pliegues. Se calculó una profundidad de despegue de 5 km, que coincide con criterio litológico a horizontes de la Formación Chicama del Jurásico Superior, con acortamiento aproximado de 15%. Los principales mecanismos de plegamiento fue el “buckling”, deslizamiento flexural y deformación longitudinal tangencial.

En los dominios S1 y S2 se reconoce la presencia de dos superficies axiales, dándole forma similar a un sinclinal en cofre, además en el núcleo se ha observado fuertes cambios de dirección, perturbaciones generadas por la falla normal paralela al eje del sinclinal.

- ✓ Los dos macropliegues se formaron por esfuerzos compresivos NE-SW, consistente con la compresión sucedida durante el Paleoceno (Fase Inca I). Pero dada la disposición actual de los dos macropliegues, se interpreta que eventos tectónicos posteriores afectaron su disposición inicial. En cuanto a la relación entre los pliegues y las fracturas: las diaclasas J3 (longitudinales) son interpretadas como singenéticas al plegamiento (diaclasas de relajación), dado su subparalelismo con el eje de los macropliegues, mientras que J4 y J2 (oblicuas), se interpretaron como anteriores al plegado (formadas como respuesta al acortamiento perpendicular al eje del pliegue) y J1 (transversal), muestran un carácter regional, formadas en etapas tempranas de la evolución del plegamiento (reflejan el alargamiento extensional), antes que las diaclasas longitudinales. Las fallas normales cercanas a la zona de charnela del sinclinal, se entienden como relacionadas al plegado por deformación longitudinal, mientras que las fallas inversas paralelas a las capas, en los flancos de pliegues, están relacionadas al plegado, lo que a su vez, apoya la afirmación que los pliegues se generaron principalmente por “flexural slip”. Así también, se ha observado tanto en campo como en el análisis macroestructural que existe cierta correspondencia con el incremento de diaclasas y la presencia de fallas. Mientras que los pliegues menores son formados en etapas tardías del plegado, como estructuras de acomodación a la deformación.

- ✓ El perfil geológico elaborado, muestra que el área estudiada corresponde a una secuencia sedimentaria plegada y fallada, plegada hasta cierta profundidad (5Km), con nivel de despegue en la Formación Chicama, además muestra la diferencia entre geometría de anticlinal y sinclinal en profundidad deducidos a partir de la data tomada en superficie. La mayoría de fallas han sido interpretadas como fallas normales, en base a los datos de campo.

RECOMENDACIONES

- Llevar a cabo estudios microestructurales para corroborar el mecanismo plegamiento que aquí se propone. El análisis microestructural permitiría separar claramente la sobreposición y/o relación temporal de microestructuras que permiten determinar si operaron más de un mecanismo y cuál de ellos es primero en caso de haber ocurrido.
- Llevar a cabo un modelado analógico de la deformación con modelos a escala, a fin de entender con mayor detalle la evolución geométrica y cinemática de la deformación y la relación espacio-tiempo entre estructuras tectónicas presentes en el área de estudio.
- Hacer un mayor énfasis en la cartografía de indicadores cinemáticos en la base de datos ArcGis para proponer interpretaciones cinemáticas más completas en el futuro.
- En el cálculo de paleoesfuerzos, utilizar más de dos programas computacionales, a fin de contrastar resultados y a modo de control de calidad de resultados.
- Realizar líneas sísmicas que permitan verificar la sección interpretada.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, E.M. (1951): "The dynamics of faulting", 2nd ed., Edimburgo (Olivet y Boyd Eds).
- Anderson, E.M. (1951): "The dynamics of faulting", 2nd ed., Edimburgo (Olivet y Boyd Eds).
- Angelier, J (1994): "Fault slip analysis and paleostress reconstruction". In Hancock, P. L., ed., Continental deformation, Pergamon.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977) Sur une metode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. Bull. Soc. Geol. France, 7 (19): 1309-1318.
- Antón, L. (2003): "Análisis de la Fracturación en un área granítica intraplaca: el domo del Tormes", Univ. Complutense de Madrid, España.
- Baratoux, L, et al. (2006): Síntesis de la geología estructural e hidrogeología de Cajamarca.
- Bastida, F., Aller, J., Bobillo-Ares, N.C. (1999): "Geometrical analysis of folded surfaces using simple functions". J. Struct. Geol. 21, 729-742.
- Bastida, F, et al. (2004): "La cinemática del plegamiento: algunas claves geométricas para su interpretación", Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, 24: 9-41.
- Benavides, V. (1956): "Cretaceous system in northern Peru". American Museum of natural History Bulletin, 108: 355-493.
- Bott, M.P. (1959): "The mechanics of oblique slip faulting". Geol. Mag., 96, 109- 1 17.
- Casas, A. M., Gil, I. y Simón, J. L. (1990): "Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación". Estudios geol., 46, 385-398.
- Chamberlin, R. T. (1910): The Appalachian Folds of Central Pennsylvania. J. Geol., V.18, pp. 228-251.
- Cristallini, E. (1998-2000): "Introducción a las fajas plegadas y Corridas". Curso teórico-práctico. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. <http://aviris.gl.fcen.uba.ar/Bibliografia/>
- Davies, R. C. (2002): "Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, Northern Peru" (Doctoral dissertation, James Cook University). Australia.
- Davis, G., Reynolds J., Kluth C. (2011): "Structural Geology of rocks and Regions". 2a ed. John Wiley & Sons. 860 pp, New York.
- Delvaux, D. and Sperner, B. (2003): "Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program". In: New Insights into

- Structural Interpretation and Modelling (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- 📖 De Vicente, G. (1988): “Análisis poblacional de fallas del sector de enlace Sistema Central – Cordillera Ibérica”. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, España.
- 📖 Doblas, M. (1987): “Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: Clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos)”. *Estudios Geol.* 43: 47-55.
- 📖 Durney, D.W. & Ramsay, J.G. (1973): “Incremental strains measured by syntectonic crystal growths”. In “Gravity and Tectonics” (K.A. De Jong y R. Scholten, Eds). 67-96. Wiley, New York.
- 📖 Fleuty, M. J. (1964): “The description of folds”. *Proceedings of the Geologists Association*, 75(4), 461-492.
- 📖 Fossen, H. (2010): “Structural Geology”, Ed Cambridge University Press. London, UK, 463 pp.
- 📖 Groshong, R.H. (2006): “3-D Structural Geology”. Springer-Verlag Berlin, Ed. NY, USA, 324 pp.
- 📖 Hancock, P. L. (1985): “Brittle microtectonics: principles and practice”. *Journal of Structural Geology* 7(3/4), 437-457.
- 📖 Heald, M.T (1951): “Stylolites in Sandstones.- Jour”. *Geology*, 63, 101-114, Chicago,.
- 📖 Herráiz, M., et al. CSN, ENRESA, UCM, (1999) Proyecto sigma: “Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual a partir de poblaciones de fallas y mecanismos focales de terremotos. Metodología y aplicación a la Península Ibérica”, Madrid, España.
- 📖 Hodgson, R. A. (1961): “Classification of structures on joint surfaces”. *American Journal of Science* 259, 493-502.
- 📖 Homza, T.X., and Wallace, W.K. (1997): “Detachment folds with fixed hinges and variable detachment depth, northeastern Brooks Range, Alaska”. *Journal of Structural Geology* 19, 337-354.
- 📖 Hudleston, P.J., and Lan, L. (1993): “Information from fold shapes”. *Journal of Structural Geology* 15, 253-264.
- 📖 Jaillard, E. (1992): “La Fase Peruana (Cretáceo Superior) en la Margen Peruana”, *boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v.83.
- 📖 Jamison, W.R. (1987): “Geometric analysis of fold development in overthrust terranes”, *Journal of Structural Geology* 9, 207-219.
- 📖 Jara Muñoz, P.P (2007): Tesis Geometría y cinemática de la deformación contraccional del neógeno en la hoya del río claro de cauquenes (34°15'S-34°30'S), Cordillera Principal, Chile Central”. Universidad de Chile. 138pp.

- 📖 Jasso Saldaña, J.J (2007): Tesis “Análisis Cinemático De La Zona De La Cabalgadura Frontal De La Sierra Madre Oriental, Cañón “El Alamar”, Linares, Nuevo León, México”. Universidad autónoma de nuevo león. 211pp. España
- 📖 Kammer, A., Mojica, J. (1995): “Los Pliegues de la Barrera de Guataquí - Girardot: ¿Producto de un Despegue de la Cobertera Cretácea de la Cordillera Oriental?”, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Santa Fe de Bogota, Colombia.
- 📖 Lagos M., A. & Quispe M., Z. (2007): “Aplicación del Análisis de Cuencas Sedimentarias a la Serie Cretácea en el Área de Cajamarca”, Cajamarca, Perú.
- 📖 Lagos M., A. & Quispe M., Z. (2012): “Caracterización litológica y paleontológica del Cretáceo Inferior en Cajamarca: las Formaciones Santa y Carhuáz”. Cajamarca, Perú. Revistas CONCYTEC. Consultada <http://revistas.concytec.gob.pe/pdf/eciperu/v9n1/a10v9n1.pdf>.
- 📖 Leyson, R.P., Lisle, R.J. (1996): “Stereographic projection techniques in Structural Geology”. Butterworth- Heinemann Ltd, Oxford.
- 📖 Liesa, C.L. (1999) Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 765 pp.
- 📖 López C., M. (2006): Tesis maestría “Análisis de deformación Tectónica en el Piedemonte de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia”. Anexo 1. pág. 09 – 12.
- 📖 Longo, A. (2005): “Evolution of volcanism and hydrothermal activity in the Yanacocha Mining District, Northern Peru”. Unpub PhD. Thesis, Oregon State University.
- 📖 Macfarlane, A.W. (1999), “Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources”. In: B.J. Skinner (Editor), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists, Special Publication No. 7: 195-216.
- 📖 Maestro, A. y Casas., A.M. (1995): “Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza)”. *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 193-214.
- 📖 Marshak, S & Mitra, G. (1982): “Basic methods of structural geology”. Prentice & Hall. 446pp.
- 📖 Martínez Díaz, J.J. (1998): Tesis doctoral “Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)”, 497pp.
- 📖 Martínez, J. R. (2002-2003): “Geología Estructural y Dinámica Global”, (Adaptado por Gutiérrez, G. Disponible en <http://web.usal.es/~gabi/APUNTES>. Consulta: septiembre 19 de 2006).

- ☞ Martínez-Peña, M.B, et al. (1995): "Palaeostresses associated to thrust sheet emplacement and related folding in the southern central Pyrenees, Huesca, Spain". *J. Geol. Soc. London*, 152, 353-365.
- ☞ Mégard, F. (1984): "The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru". *Journal of the Geological Society*, 141(5), 893-900.
- ☞ Mojica, J. (1985): "Estilolitos horizontales en sedimentitas del Cretáceo de la Cordillera Oriental, Y su significado tectónico". *Geol. Colombiana*, 14, pp. 7-24, 15 Figs., Bogotá.
- Muñoz M, A y Gerardo De Vicente: "Análisis de esfuerzos tectónicos. fallas y sismos". Vol 2, N° 6 Serie Tectónica, 2010. (Disponible en: <http://www.revistareduca.es/index.php/reduca-geología/article/view/173>).
- ☞ Muñoz Martín, Alfonso, et al. (1994): "Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la cuenca de Madrid". *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, vol. 19, p. 203-214.
- ☞ Nelson, R.A. (1983): "Localization of aggregate Stylolites by Rock Properties". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67 (2), 313-322, 11 Figs., Tulsa, 1983.
- ☞ Noble, D.C., McKee, E. H., Mourier, T. y Mégard, F. (1990): "Cenozoico stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru". *Geological Society of American Bulletin*, 102: 1105-1113.
- ☞ Park, W.C. Schot, E.H. (1968): "Stylolites: their nature and origin". *J. Sed. Petr.*, 38, 175-191, 14 Figs., Menasha.
- ☞ Pastor, D. (2012): Tesis doctoral "Evolución geodinámica del oroclinal Ibero Armórico. Geología estructural, modelización análoga y geocronología" Salamanca. España.
- ☞ Pegoraro, O. (1972) Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale). Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier. 41 pp.
- ☞ Petit, J., P. (1987): "Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks". *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, No 5/6, pp.597 – 608.
- ☞ Phillips, F. C. (1971): "The use of stereographic projection in Structural Geology". Edward Arnol. London. 90 pp.
- ☞ Poblet, J. (2004): "Geometría y Cinemática de Pliegues relacionados con Cabalgamientos. Trabajo de Geología, Universidad de Oviedo, pp. 127-146.
- ☞ Pollard, D. D. & Fletcher, R. C. (2005): "Fundamentals of structural geology". Cambridge University Press, Cambridge, 500 pp.
- ☞ Porras Vásquez, N.D. (2008): Tesis "Análisis estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el área Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León". México. Universidad Autónoma De Nuevo León. 163 pp.

- 📖 Quiroz, A. (1997): “El corredor estructural Chicama-Yanacocha y su importancia en la metalogenia del Norte del Perú”. Vol. Res. Exp. IX Congreso de Geología, Perú, pp. 149-154.
- 📖 Ragan, D. M. (1980): “Geología Estructural: Introducción a las técnicas geométricas”. (Trad., Domingo de Miró), 210 págs.
- 📖 Ragan, D. M. (2009): “Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques”. Ed. Omega. Barcelona. pág. 131 – 132 y 166-169.
- 📖 Ramsay, J.G. and Huber, M.I. (1983, 1987): “The techniques of modern structural geology”. Vol.1: Strain analysis. Vol. 2: Folds and fractures. Academic Press, London.
- 📖 Reches, Z. (1978): “Analysis of faulting in three-dimensional strain field”. Tectonophysics, 47, 109- 129.
- 📖 Reyes R., L. (1980): Boletín N° 31 “Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos Y Cajabamba”; editado por el instituto geológico minero y metalúrgico (INGEMMET), 67 pp.
- 📖 Saldaña L., J. (2007): Tesis “Análisis Cinemático de la Zona de la Cabalgadura Frontal de la Sierra Madre Oriental, Cañón “El Alamar”, Linares, Nuevo León, México”.
- 📖 Simón, J. L. (1984): Tesis doctoral “Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental”, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, CSIC. Teruel, 269 págs.
- 📖 Simón Gómez, J.I., Casas, A., Cortés, A. (1996). Criterio de calidad de los resultados obtenidos de la determinación de tensores de esfuerzos a partir de métodos de análisis poblacional de fallas (inédito).
- 📖 Suppe, J. (1985): “Principles of structural geology”. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 537pp.
- 📖 Twiss, R.J. (1988): “Description and classification of folds in single surfaces”. J. Struct. Geol. 10, 607–626.
- 📖 Van Der Pluijm, B. y Marshak, S. (2004): “Earth Structure an introduction to structural geology and tectonics”. 2nd Ed. W. W. Norton & Company, Inc. New York. 673pp.
- 📖 Wilson, J. J. (2000): “Structural development of the northern Andes of Peru”. X Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos. Sociedad geológica del Perú, Vol. Esp. Tomo 1, pp. 331 – 341.

LINKOGRAFÍA

- ☐ Agencia española de Cooperación Internacional para el Desarrollo. (2005). *Estudio Hidrogeológico de las Aguas Termales del Complejo Turístico Baños del Inca y Alrededores*. <http://www.aecid.pe/publicaciones/store/pub.14.pdf>
- ☐ Análisis estructural de la zona de Yaguanabo, macizo Escambray, Cuba Central, aplicando criterios macro y microtectónicos. <http://redalyc.uaemex.mx/redalyc/pdf/2235/223515982001.pdf>
- ☐ Brittle shear zones (Bernhard Grasemann, Institut für Geologie, University of Vienna): <http://bigaxp.geologie.univie.ac.at/grasemann/big33.html>
- ☐ Brittle structures: Joints and Veins (J.Waldron): <http://www.stmarys.ca/academic/science/geology/structural/brittle.html>
- ☐ Deformación de los materiales de la corteza. Cátedra de Geología General. Disponible en <http://mail.efn.uncor.edu/dep/GeoBas/GeoGral/Unidad7.pdf>. Consulta: febrero 28 de 2013.
- ☐ Deformación frágil y dúctil por Shun-ichiro Karato (Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota) y Teng-fong Wong (Department of Earth and Space Sciences, State University of New York at Stony Brook) <http://www.agu.org/revgeophys/karato01/karato01.html>
- ☐ Departamento de evolución de cuencas - Facultad de Ciencias - Universidad de la República – Uruguay. (2006). *Lecture 1-Introduction, scale, & basic terminology*. http://cuencas.fcien.edu.uy/cursos/materiales/Allmendinger326-99_lect01-20.pdf
- ☐ Ductile Rock Deformation and Folding, January 30, 2004. ESCI 101: Lecture 8. Disponible en <http://terra.rice.edu/courses/esci101/lectures04/ESCI101.lecture-8.pdf>, consulta: noviembre 12 de 2013.
- ☐ Fault zones – Kinematic Indicators. Disponible en <http://www.fault-analysisgroup.ucd.ie/gallery/kinematic.htm>. Consulta: marzo 10 de 2013
- ☐ García Hidalgo, J. (2012) *Análisis estructural básico*. http://www2.uah.es/jose_f_garcia_hidalgo/Docencia/UGPI_Geodiversidad/3b_deformacion.pdf
- ☐ Geocosas. (2008). *Slickenside kinematic indicators* <http://geocosas.files.wordpress.com/2008/04/slikensides.pdf>
- ☐ Gobierno regional Cajamarca. Alcántara, G. (2011). Geomorfología del departamento de Cajamarca. <http://zeot.regioncajamarca.gob.pe/docs/consultorias/GEOMORFOLOGIA.pdf>

- ☐ Introduction to Ductile Deformation and folding. Disponible en <http://ic.ucsc.edu/~casey/eart150/Lectures/Folds/Introfolding.htm>. Consulta: marzo 1 de 2013
- ☐ Recolección de datos. Trabajos de campo <http://upcommons.upc.edu/pfc/bitstream/2099.1/6208/11/10.pdf>
- ☐ Revista de la academia colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (1990). *Estilolitos horizontales como indicadores de presiones tectónicas*. http://www.accefyn.org.co/revista/Volumen_17/66/445-459.pdf
- ☐ Rock Deformation Laboratory, Department of Earth and Ocean Sciences. (2005) *Rock Deformation Resources* <http://pcwww.liv.ac.uk/rockdef/teaching.html>
- ☐ Sociedad de Ciencias Aranzadi. (2010). *Bandas de Moebius, Boxworks y otras raras Geoformas en arenisca de la Formación Jaizkibe*. http://www.aranzadi-zientziak.org/wp-content/files_mf/1298300396MOEBIUS.Total.pdf
- ☐ Steve Dutch. (2012). *Structural Geology Methods Manual*. <http://www.uwgb.edu/dutchs/structge/labman.htm>
- ☐ Structural Geology of Fault Rocks and Brittle Shear Zones (Darrel Cowan, University of Washington): <http://www.geology.washington.edu/~cowan/faultrocks.html>
- ☐ Structural Geology. Geology 455. Disponible en <http://www.geology.wisc.edu/~geo455/Chapt9Figures.pdf>, consulta: febrero 15 de 2013.
- ☐ Universidad de San Luis. Argentina. (2012). Pliegues. <http://geoestructural.unsl.edu.ar/Teoria/Tema05.pdf>.
- ☐ Universidad de Liverpool. Rock deformation laboratory. (2004). *Morphologically ductile criteria for the sense of movement on slickensides from an extensional detachment fault in southern Spain* <http://pcwww.liv.ac.uk/rockdef/pdf/Doblas%20et%20al%201997%20JSG.pdf>
- ☐ Universidad Oviedo. España. Trabajos de geología 2004. *La cinemática del plegamiento: algunas claves para su interpretación*. <http://www.geol.uniovi.es/TDG/Volumen24/TG24-01.PDF>.
- ☐ <http://earth.leeds.ac.uk/faults/thrust/boul2.htm> Consulta: noviembre 12 de 2013
- ☐ http://faculty.uml.edu/nelson_eby/Research/Argentina/Images/ar96_small.jpg. Consulta: febrero 26 de 2013.
- ☐ <http://geoweb.princeton.edu/research/SSG/images/regionaldetachment.jpg>. Consulta: enero 22 de 2014
- ☐ http://virtual.yosemite.cc.ca.us/ghayes/images/Dsc00086_Closeup_of_fault_gouge.jpg. Consultada: marzo 12 de 2013
- ☐ http://www.upv.es/dit/Itinerarios/Imagenes/SotdeChera/It_SChera_08.jpg. Consulta: enero 28 de 2013.

ANEXO A

DATOS DE CAMPO Y RESULTADOS DE PALEOESFUERZOS

TESIS: Análisis Estructural de las Secuencias Cretácicas de Baños del Inca y Alrededores. Cajamarca - Perú

CACION: COORDENADAS H: Fecha: Geólogo: BARBARITA BARDALES BRIONES Pág. de

Roca/Formación:	Plano		Estría			Sentido de la falla				Calidad			Coordenadas (WGS 84)			GRAFICO				
	Azmut Direc de Rumb Strike (φ)	DipDir o Direc Buzam (α)	Dip Buzam (δ)	Azmut Rumbo Trend (ε)	Criterio (+/-)	Pich Rake Cabeceo (λ)	Plunge Inmersion Manteo (β)	Direction medid (RK) N = Norte S = sur E = Este W = Oeste	Tectonics	T-Tecto	Cratos	Clasif. Pich	Tectonics	T-Tecto	Cratos		N	E	C	
						Tectonic (0-90)			T-Tecto (1-90)	Cratos (0-180 RHR)	0 - ?	?= nt known	N=norm	I=inverse	D, DN, ND, N, NS, SN, S/SI, IS, I, ID, DI					1 - excelent 2 - good 3 - poor 0 - Not recorded
1																				
	obs:																			
2																				
	obs:																			
3																				
	obs:																			
4																				
	obs:																			
5																				
	obs:																			
6																				
	obs:																			
7																				
	obs:																			

Formato para la recolección de data en campo de fallas (plano-estria). Modificado de Castañeda, inédito.

Nº	Plano			Estría						Sentido de desplazamiento de falla						Calidad			COORDENADAS		
	Azimut	DipDir	Dip	Azimut	Criterio	Pitch		Plunge	Direction	Tectonics	T-Tecto	cratos	Clasif. Pict	Tectonics	T-Tecto	Cratos	N	E	C		
	Direcc de Rumb	o Direc Buzam	Buzam			Rake	Inmersion	medid (RK)	0 - ?	= nt know	N=norm	D, DN, ND, N, NS, SN, S / SI, IS, I, ID, DI	1 - excelent	C = certainly	A = excelen						
	Strike	Buzam	(δ)	Rumb	Trend(φ)	Cabeceo	Manteo	N = Norte	1 - I	I=reserve	I=invers	2 - good	S = supposely	B = muy bu							
	(φ)	(α)	(δ)	(0-360)	(+/-)	(λ)	(β)	S = sur	2 - N	N=normal	3 - poor	P = probable	C = buena								
			(0-90)	(1-90)	(0-180 RHR)	(0-90)	E = Este	3 - D	D=dextral	- Not recorded	= not known	D = regular									
1	290	20	67	35	P	24	24	156	30	NE	3	D	N	DN	2	S	B	9209038	782011	2784	
2	285	15	62	15	P	80	80	100	60	NE	2	N	N	ND	1	C	A	9209007	782179	2836	
3	280	10	67	20	P	80	80	100	66	NE	2	N	N	ND	1	C	A	9209015	782313	2821	
5	85	175	82	188	P	80	80	80	78	SW	2	N	N	ND	1	C	A	9211246	782764	2836	
6	270	360	53	355	P	85	85	95	52	NW	2	N	N	N	1	C	A	9208205	784761	3117	
7	270	360	69	10	P	82	82	82	67	NE	2	N	N	N	1	C	A	9208184	784707	3115	
8	270	360	35	5	P	82	82	82	34	NE	2	N	N	N	1	C	A	9208175	784691	3114	
9	229	319	84	315	P	45	45	45	53	NW	4	S	N	SN	1	C	A	9208161	784673	3114	
10	270	360	53	5	P	87	87	87	53	NB	2	N	N	N	1	C	A	9208141	784658	3112	
11	298	28	58	25	P	80	80	80	57	NE	2	N	N	NS	1	C	A	9208130	784589	3111	
12	260	350	60	335	P	85	85	85	59	NW	2	N	N	N	1	C	A	9208115	784576	3111	
13	273	3	67	25	P	85	85	95	66	NE	2	N	N	N	1	C	A	9208250	784408	3088	
14	273	3	67	25	P	85	85	95	66	NE	2	N	N	N	1	C	A	9208257	784372	3085	
15	296	26	55	22	P	78	78	78	52	NE	2	N	N	NS	1	C	A	9208252	784307	3081	
16	290	20	53	22	P	78	78	78	52	NB	2	N	N	ND	1	C	A	9208307	784012	3063	
17	290	20	52	22	P	78	78	78	51	NE	2	N	N	ND	1	C	A	9208314	783973	3060	
18	285	15	64	35	P	80	80	100	61	NE	2	N	N	ND	2	C	A	9208320	783918	3058	
19	290	20	66	24	P	89	89	89	66	NE	2	N	N	N	1	C	A	9208027	783872	3033	
20	298	28	46	25	P	80	80	80	44	NE	2	N	N	NS	1	C	A	9209042	781920	2830	
21	70	160	50	196	P	70	70	70	47	SW	2	N	N	ND	2	S	B	9204787	784421	2671	
22	195	285	88	304	P	65	65	65	68	NW	2	N	N	ND	1	C	A	9204962	784531	2671	
23	100	190	78	210	P	10	10	10	7	SW	3	D	N	D	3	S	B	9204962	784533	2673	
24	205	295	68	259	P	80	80	100	64	SW	2	N	N	NS	1	C	A	9204963	784525	2674	
25	295	25	83	110	N	5	5	5	16	SE	3	D	N	D	2	S	B	9204960	784526	2697	
26	346	76	65	77	P	89	89	89	65	NE	2	N	N	N	3	S	C	9204713	784845	2793	
28	80	170	85	255	N	8	8	8	10	SW	3	D	N	D	3	P	D	9204526	785393	2760	
29	90	180	72	130	P	28	28	28	32	SE	4	S	N	SN	2	S	B	9204512	785377	2748	
30	149	239	44	215	P	65	65	65	41	SW	2	N	N	NS	1	C	A	9206213	780741	2686	

Nº	Plano			Estría						Sentido de desplazamiento de falla					Calidad			COORDENADAS		
	Azmut	DipDir	Dip	Azmut	Criterio	Pitch		Plunge	Direction	Tectonics	T-Tecto	cratos	Clasif. Picta	Tectonics	T-Tecto	Cratos	(WGS 84)			
	Direcc de	o Direc	Buzam			Rake	Immersion													medid (RK)
	Rumb	Buzam	(δ)	Cabeceo	Manteo	N = Norte	1 - I	I=reserve	I=invers	2 - good	S = supposedly	B = muy bue								
Strike	(α)		(λ)	(β)	S = sur	2 - N	N=normal		3 - poor	P = probable	C = buena									
(φ)			(0-360)	(+/-)	Tectonid	T-Tecto	Cratos	(0-90)	(0-90)	E = Este	3 - D	D=dextral	- Not recorde	= not known	D = regular		N	E	C	
							(0-180 RHR)	(0-90)		W = Oeste	4 - S	S=sinistral			E = mala					
31	120	210	65	215	P	65	65	65	58	SW	2	N	N	ND	1	C	A	9206182	780759	2694
32	100	190	65	260	P	15	15	165	22	SW	2	D	N	DN	2	C	A	9206204	780742	2688
33	230	320	57	320	P	85	85	85	56	NW	2	N	N	N	2	S	B	9202344	785779	2674
34	232	322	58	325	P	85	85	85	57	NW	2	N	N	N	2	S	B	9202349	785784	2674
35	310	40	83	340	P	35	35	35	30	NW	4	S	N	SN	2	S	B	9202353	785804	2667
36	308	38	29	346	P	40	40	40	20	NW	4	S	N	SN	2	S	B	9202353	785799	2667
37	310	40	28	338	P	38	38	38	20	NW	4	S	N	SN	2	S	B	9202353	785797	2667
38	318	48	28	338	P	40	40	40	20	NW	4	S	N	SN	2	S	B	9202360	785811	2667
39	350	80	79	8		60	60	60	66	NE	4	S	N	NS	1	C	B	9206180	780874	
40	106	196	71	120		38	38	38	45	SE	4	S	N	SN	1	C	A	9205046	782738	
41	82	172	43	122		50	50	50	32	SE	2	N	N	NS	1	C	A	9206382	783682	
42	294	24	26	339		69	69	69	24	NW	2	N	N	NS	2	S	B	9205862	783528	
43	271	1	24	4		82	82	82	24	NE	2	N	N	N	1	C	A	9205616	783701	
44	109	199	72	202		85	85	95	71	SW	2	N	N	N	1	C	A	9204220	788024	
45	262	352	35	331		82	82	82	34	NW	2	N	N	N	2	S	B	9209554	787421	
47	106	196	71	248		38	38	38	45	SW	3	D	N	DN	2	S	B	9205046	782738	
48	82	172	43	233		50	50	130	32	SW	2	N	N	ND	2	S	B	9206382	783682	
49	294	24	22	339		69	69	69	20	NW	2	N	N	NS	1	C	A	9205862	783528	
50	109	199	71	199		85	85	85	70	SW	2	N	N	N	1	C	A	9204220	788024	
53	350	80	79	9		60	60	60	64	NE	2	N	N	NS	2	S	B	9205986	781257	
54	106	196	71	272		38	38	142	45	NW	3	D	N	DN	2	S	B	9205046	782738	
55	359	89	84	160	P	35	35	145	65	SE	2	N	N	N	2	S	B	9205134	790246	3092
56	116	206	48	170	P	56	56	56	40	SE	2	N	N	N	2	S	B	9205244	790206	3113
57	294	24	48	335	P	38	38	38	33	SW	2	N	N	N	2	S	B	9205862	789974	3156
58	275	5	30	6	P	89	89	89	30	NE	2	N	N	N	2	S	B	9205917	789821	3153
59	55	145	22	95	P	36	36	36	6	SE	2	N	N	N	1	C	A	9206138	789255	3004
60	266	356	42	20	P	89	89	89	42	NE	2	N	N	N	1	C	A	9206064	787776	2931

Data tomada en campo de 55 fallas (plano-estria).