

UNIVERSIDAD SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y
GEOGRAFÍA**

**CARRERA PROFESIONAL DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA**

**ESTRATIGRAFÍA Y NEOTECTÓNICA EN EL ANTEARCO DEL SUR DEL
PERÚ - REGIÓN TACNA**

PRESENTADO POR: Bach. CARLOS LENIN BENAVENTE ESCÓBAR.

CUSCO – PERÚ

2008

RESUMEN

El área pedemontana al norteste del departamento de Tacna, constituye una zona clave para el análisis neotectónico en el sur del Perú. En esta zona se ha realizado estudios centrados en la unidad morfoestructural pedemontana del sur del Perú, donde aplicando un control múltiple de datos geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos y estructurales se ha determinado temporal y espacialmente la evolución de la actividad neotectónica y su relación con el levantamiento andino.

Evidencias geomorfológicas como escarpes de fallas recortando depósitos cuaternarios, valles colgados, grandes incisiones y terrazas fluviales nos indican que estamos ante una zona tectónicamente activa.

Las terrazas fluviales son de tipo encajonante originadas por eventos de inundación a lo largo de los valles Chero, Caplina y Palca, es importante mencionar que el factor climático jugó un papel fundamental en la construcción de las terrazas. Se identificaron y cartografiaron cuatro niveles de terrazas que corresponden, de la más antigua a la más reciente: Tf4 (110 m), Tf3 (60 m), Tf2 (25 m) y Tf1 (3 m) aproximadamente. Por posición estratigráfica se determinó la cronología de las terrazas que están compuestas por conglomerados con megaclastos con matriz soportados, conglomerados matriz soportado de clastos redondeados, conglomerados con matriz soportado de clastos subangulosos, areniscas de grano fino a grueso y limolitas, que nos indican ambientes fluviales, aluviales y lacustres.

Se presentan evidencias de tres eventos compresivos durante el Plio-Cuaternario, estos eventos tectónicos compresivos produjeron esencialmente fallas inversas y transcurrentes con una dirección NO-SE, afectando el primer evento compresivo depósitos del Mioceno y Plioceno, el segundo evento compresivo afecta depósitos del Pleistoceno antiguo y el tercer evento compresivo afecta depósitos del Holoceno. Los resultados del análisis microtectónico indican que los estados de esfuerzos compresivos tuvieron una dirección NO-SE.

Respecto a la actividad sísmica, el área de estudio registra la ocurrencia de sismos corticales (0-30 km) que alcanzaron una magnitud de hasta 5.3 ML, la solución de sus mecanismos focales dan como resultado una dirección de compresión NO-SE.

CONTENIDO

RESUMEN

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 UBICACIÓN DE ÁREA DE ESTUDIO.....	1
1.2 ACCESIBILIDAD.....	2
1.3 PROBLEMA DE LA INVESTIGACIÓN.....	2
1.4 HIPOTESIS.....	2
1.5 OBJETIVOS.....	2
1.6 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN.....	3
1.7 TÉCNICAS DE INVESTIGACIÓN.....	4
1.7.1 Etapa I. Trabajo en Gabinete	
1.7.2 Etapa II. Trabajo de campo	
1.7.3 Etapa III. Procesamiento, análisis de datos e interpretación de resultado	
1.8 ANTECEDENTES.....	5

CAPITULO II: GEOMORFOLOGÍA

2.1 GENERALIDADES.....	8
2.2 GEOMORFOLOGÍA.....	8
2.2.1 Descripción de las unidades geomorfológicos locales	
2.3 HIDROGRAFÍA.....	15
2.4 CLIMA Y VEGETACIÓN.....	16

CAPITULO III: ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSTRATO PRE-PLIOCENO

3.1 ESTRATIGRAFÍA.....	17
3.1.1 JURÁSICO	
3.1.2 CRETÁCEO	
3.1.3 PALEOCENO-MIOCENO	
3.2 ROCAS INTRUSIVAS.....	21

CAPITULO IV: ESTRATIGRAFÍA DEL CUATERNARIO

4.1 GENERALIDADES.....	24
4.2 TIPOS DE DEPÓSITOS.....	24
4.2.1 DEPÓSITOS DE LADERAS O VERTIENTES	
4.2.2 DEPÓSITOS DE ESCOMBROS	
4.2.3 DEPÓSITOS DE UEDS	
4.2.4 ACUMULACIONES FLUVIALES	
4.3 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.....	29

4.3.1	EL ENCAJONAMIENTO DE ACUMULACIONES	
4.4	ELEMENTOS ARQUITECTURALES E INTEPRETACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS.....	31
4.5	DISPOSITIVO DE LOS DEPÓSITOS.....	31
4.5.1	TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO CHERO	
4.5.2	TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO CAPLINA	
4.5.3	TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO PALCA	
4.6	SINTESIS ESTRATIGRÁFICA.....	59
4.6.1	CORRELACION ESTRATIGRÁFICA	
CAPITULO V: TECTÓNICA RECIENTE Y MICROTTECTÓNICA		
5.1	GENERALIDADES	61
5.2	ESTRUCTURAS OBSERVADAS.....	62
5.2.1	FAMILIA DE FALLAS N120°E	
5.2.2	FAMILIA DE FALLAS N60°E	
5.2.3	FAMILIA DE FALLAS N-S	
5.3	SÍNTESIS.....	88
CAPITULO VI: EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PLIOCENO AL ACTUAL		
6.1	GERALIDADES.....	90
6.2	ACTIVIDAD TECTÓNICA DURANTE EL CUATERNARIO.....	90
6.2.1	PERIODO DE COMPRESIÓN PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO INFERIOR	
6.2.2	PERIODO DE COMPRESIÓN PLEISTOCENO MEDIO	
6.2.3	PERÍODO DE COMPRESIÓN PLEISTOCENO SUPERIOR-Holoceno	
6.2.4	TECTÓNICA ACTUAL	
6.3	ESCALA DE INTENSIDADES DE MERCALLI MODIFICADA.....	95
	CONCLUSIONES.....	98
	RECOMENDACIONES.....	99
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100
	RELACIÓN DE FIGURAS, FOTOS Y TABLAS.....	106

ANEXO.....	112
-------------------	------------

Quiero ofrecer mis más sinceros agradecimientos:

Primeramente al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, por haberme brindado la oportunidad, así como el auspicio para la realización de esta tesis universitaria.

Al Mgt. José Cárdenas por su apoyo en mis estudios universitarios y su colaboración, observaciones, discusión y el tiempo que me brindó para la ejecución de la tesis.

Al Dr. José Macharé, quien me brindó apoyo en mis primeros pasos en la neotectónica y la geología estructural.

A la Dra. Laurence Audin, por la propuesta del tema de tesis, participación y sugerencias durante todo el proceso del informe.

A mi amigo Ing. Luís Cerpa, por su apoyo en la primera etapa de campo, por impartirme sus conocimientos y darme sus comentarios y sugerencias.

Al Dr. Víctor Carlotto, gracias por sus enseñanzas, comentarios, sugerencias y consejos.

Finalmente a los Ings. y amigos que hicieron posible la culminación de mi trabajo.

Con cariño dedico mi trabajo a un gran investigador, mi papá grande Teófilo; a dos personas que reflejan amor, generosidad, bondad y respeto, que con su luz reflejan en mí la superación personal y profesional, mis padres Francisco de Goya y Eva; a los mejores hermanos Guadalupe, Francisco, Alberto y Rolando; a mis sobrinas en las cuales veo el amor y la ternura más grande del mundo; a todos ellos en honor a su esfuerzo y apoyo en cada etapa de mi vida.

Carlos Lenin

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 UBICACIÓN DE ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada a 20 km al noreste de la ciudad de Tacna, entre las coordenadas geográficas 17°30'S-18°15'S y 69°30'O-70°40'O (Fig. 1). Abarca un área aproximada de 450 km² y se encuentra en el borde de la Cordillera Occidental–zona de piedemonte. Se extiende dentro de las provincias de Tacna y Tarata; los poblados que se encuentran dentro de la zona de estudio son: Caplina, Calientes, Chero, Challata, Pallagua, Chuchusco y Palca.

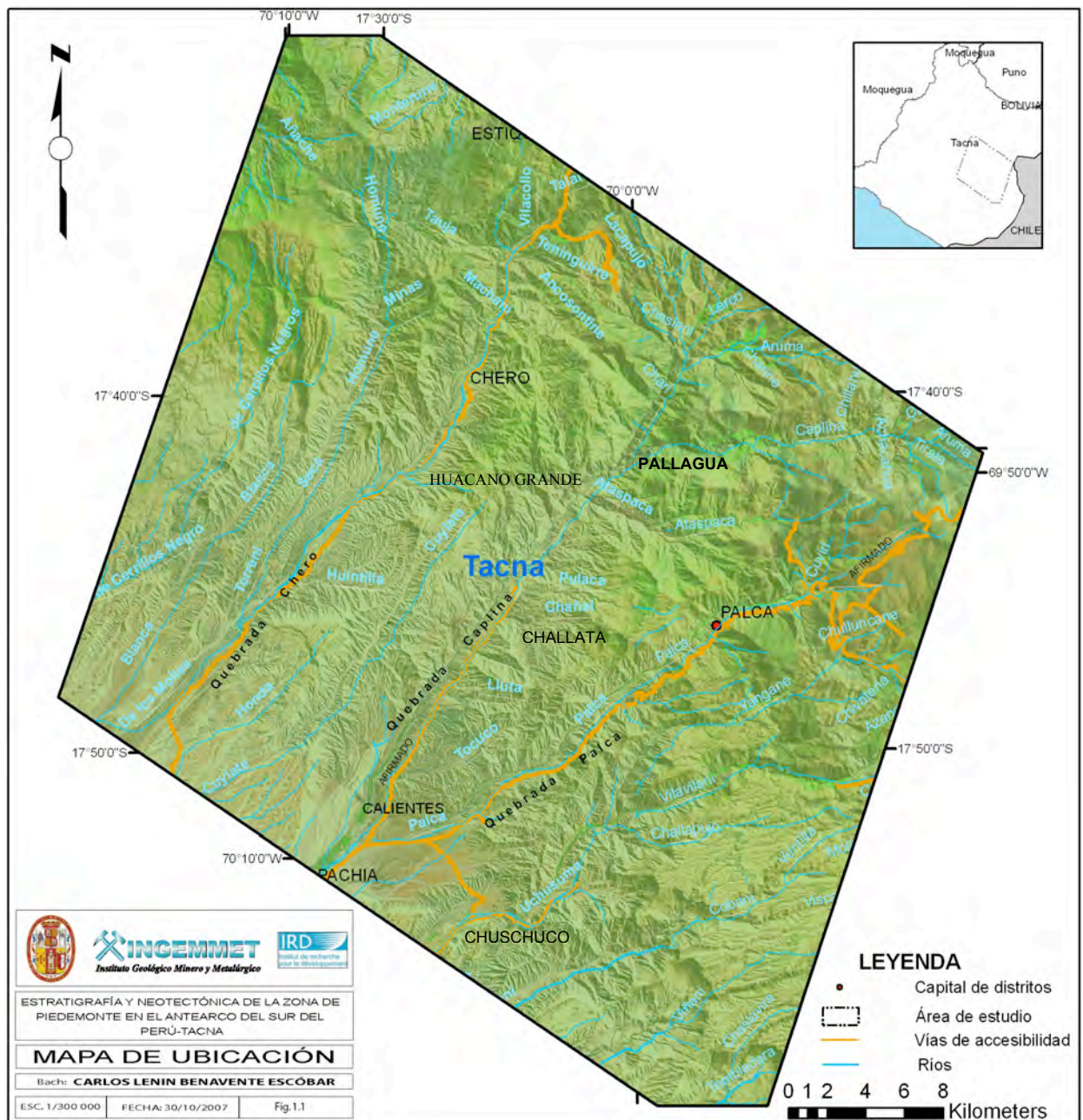


Fig. 1.1: Ubicación del área de estudio.

1.2 ACCESIBILIDAD

Se puede tener acceso a la zona de estudio por medio de las siguientes vías:

- Carretera Tacna-Calientes-Pallagua, asfaltada desde Tacna hasta la localidad de Calientes (aproximadamente 20 km), seguido de un tramo afirmado de 15 km hasta las cercanías de Pallagua.
- Carretera Tacna-Huacano Grande, asfaltada desde Tacna hasta cercanías del caserío de Huacano Grande, pasando por la localidad de Chero.
- Carretera Tacna-Chuchusco-Palca, asfaltada hasta la localidad de Palca.
- También existen caminos de herradura que atraviesan diferentes partes del área de estudio.

1.3 PROBLEMA DE LA INVESTIGACIÓN

La zona del Piedemonte del sur del Perú es un área poco estudiada, que se encuentra ubicada en la ladera pacífica de la Cordillera Occidental, que muestra evidencias de ser tectónicamente activa, ya que registra sismos superficiales de magnitudes importantes, que han sido causa de pérdidas humanas y daños materiales.

Los sismos más importantes desde el punto de vista neotectónico son los superficiales ya que están asociados a fallas activas. Es así que el conocimiento sobre el comportamiento de las estructuras asociadas a fallas recientes, es fundamental para determinar el peligro sísmico de los poblados de Tacna, Pachía, Calientes, Sama, Palca, y otros.

1.4 HIPOTESIS

La zona de estudio está situada en la región sur-occidental del Perú y está sujeta a una dinámica activa, donde la placa oceánica de Nazca subduce bajo la placa continental Sudamericana la cual es una zona de alta actividad sísmica. Han ocurrido sismo severos con magnitudes de hasta 8.5 grados en la escala de Richter, con epicentros frente a la costa sur del Perú y frente a la costa norte de Chile. Estos sismos afectaron de manera muy violenta a ciudades peruanas de Arequipa, Moquegua y Tacna, y ciudades chilenas como Arica, Iquique y Antofagasta.

En la zona de estudio se observan rasgos superficiales como son sistemas de fallas longitudinales a la línea de costa, estos sistemas de fallas muestran un alineamiento de sismicidad superficial, además de variaciones en el sistema de drenaje, estas son evidencias que nos permiten hipotetizar que estamos ante una zona tectónicamente activa.

1.5 OBJETIVOS

El presente trabajo busca contribuir a un mejor conocimiento de la neotectónica de esta área, cuyos objetivos son:

- Analizar secuencias estratigráficas de unidades cuaternarias y correlacionarlas con posibles crisis tectónicas-climáticas.

- Identificar y analizar la actividad tectónica reciente que deforma depósitos Pliocuaternarios.
- Realizar modelos cinemáticos de la zona de estudio que expliquen la naturaleza y orientación del campo de esfuerzos al cual está sometido el área de estudio.

1.6 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

El estudio está enfocado en mayor medida al análisis estratigráfico, estudio de la actividad neotectónica y la tectónica activa de la zona seleccionada.

La aplicación por separado de técnicas de estudio relacionadas con las disciplinas descritas y la interpretación de los datos de ellas, permiten a priori alcanzar algunos objetivos principales antes descritos.

Sin embargo, para alcanzar todos los objetivos perseguidos con un mayor grado de fiabilidad es imprescindible la aplicación de técnicas y metodologías auxiliares, que puedan ayudar a la resolución de problemas concretos. Por lo tanto las combinaciones y los resultados que de ellas se esperan, se puede resumir de la siguiente manera.

- A. La aplicación de técnicas relacionadas con la neotectónica combinadas con el análisis sismológico y sismotectónico de la zona de estudio ayuda a caracterizar el comportamiento sismogénico de las fallas estudiadas ya que permite:
 - Relacionar la sismicidad actual con fallas o zonas de fallas concretas.
 - Interpretar tectónicamente sismos recientes que presenten suficiente información sismológica.
- B. La aplicación de técnicas relacionadas con la neotectónica con técnicas de prospección geofísica gravimétrica permite la identificación de posibles fallas ocultas bajo depósitos recientes, como posibles fuentes sismogénicas. En nuestro caso deseamos identificar rupturas recientes que estén afectando estos depósitos, utilizamos imágenes gravimétricas en primera derivada, que permite identificar anomalías solo en superficie.
- C. La combinación de técnicas metodológicas de sismología y sismotectónica con técnicas geofísicas y datos de mecánica cortical permite:
 - Interpretar tectónicamente sismos recientes que presenten suficiente información sismológica.
 - Interpretar tectónicamente la naturaleza y disposición de los mecanismos focales obtenidos hasta ahora en la región.

1.7 TÉCNICAS DE INVESTIGACIÓN

El estudio neotectónico de las fallas identificadas y de las estructuras asociadas permitirán, entre otras cosas, determinar el campo de esfuerzos que han actuado durante

el periodo neotectónico (ver anexo) y sus variaciones tanto en el tiempo como en el espacio. Con estos fines se han aplicado técnicas y metodologías.

1.7.1 Etapa I: Trabajo en gabinete

A. Recopilación de información bibliográfica: El trabajo consistió en la recopilación, revisión y síntesis de información bibliográfica de la geología del área de estudio y estudios detallados de áreas cercanas con objetivos similares al presente.

B. Cartografía litológica: Se realizó el cartografiado a escala local, utilizando fotografías aéreas a escala 1:25,000 e imágenes de Google earth, enfocando el cartografiado en depósitos recientes, llegando a identificar diferentes eventos de flujos de detritos y terrazas fluviales especialmente en la quebrada Caplina.

El cartografiado en las imágenes de Google earth se hizo en formato digital KML, luego se convirtió a formato SHP y se georeferenció en el software GIS en imágenes ASTER, LANDSAT y hojas topográficas.

C. Cartografía estructural: Se hizo el cartografiado a dos escalas una regional y otra local, para la primera se utilizó imágenes ASTER y LANDSAT a escalas 1:250,000 y 1:100,000, llegando a identificar lineamientos y fracturas de una dirección principalmente NO-SE. Para el cartografiado a escala local se utilizaron imágenes LANDSAT a una escala 1:50,000, fotografías aéreas a escala 1:25,000, imágenes ASTER a una escala 1:15,000 y modelos de elevación digital tratadas con el software ENVI. Con la utilización de todas estas imágenes se pudo identificar lineamientos y escarpas de fallas que afectan los depósitos recientes.

D. Análisis morfotectónico: En la zona de estudio se analizó la relación tectónica reciente-morfología. Para ello utilizamos imágenes ASTER (1:50,000 y 1:15,000), LANDSAT (1:50,000) y fotografías aéreas (1:25,000). También se utilizó la carta geológica elaborada por el INGEMMET a escala 1:50,000.

E. Análisis geomorfológico de la red fluvial: Se realizó el análisis de la red fluvial, utilizando imágenes ASTER y LANDSAT, para determinar posibles capturas inducidas por actividad tectónica, desviaciones de las direcciones de canales fluviales, valles colgados, entre otros rasgos geomorfológicos.

1.7.2 Etapa II: Trabajo de campo

Durante dos campañas de 25 días cada una se realizó el trabajo de campo efectuados en los meses de mayo y noviembre del 2007.

A. Cartografía litológica: Se realizó el cartografiado litológico en mapas topográficos a escala 1:25,000 con énfasis en los depósitos cuaternarios, llegando a reconocer depósitos de flujos de detritos (aluviones o huaycos) de clastos de gran diámetro y conglomerados fluviales de gran espesor. Así mismo se cartografió las terrazas fluviales encajonantes de las quebradas Chero, Caplina y Palca.

B. Cartografía estructural: Se identificó fallas que afectan depósitos recientes, en estas se hizo medidas de estrías en planos de fallas, llegando a obtener 230 medidas

en más de 30 estaciones microtectónicas, sin embargo, en este trabajo se consideran 16 estaciones de mayor importancia. Así mismo se reconoció flexuras de depósitos recientes producto de la actividad de las fallas. En su mayor parte las fallas tienen una dirección NO-SE.

- C. Estratigrafía:** Se realizó el levantamiento de columnas estratigráficas en diferentes sectores del área de estudio, en algunos casos a un lado y otro de la zona de falla, con el objetivo de determinar el control de esta falla en la naturaleza y evolución de la sedimentación Pliocena y Cuaternaria.

1.7.3 Etapa III: Procesamiento, análisis de datos e interpretación de resultados

- A. Interpretación de columnas:** En esta etapa se pasó en limpio 11 columnas estratigráficas, para luego utilizar e interpretar el análisis secuencial de elementos arquitecturales de Miall (1996), posteriormente se digitalizó utilizando el software Adobe Illustrator 10.

- B. Análisis estructural:** En gabinete se corroboró el cartografiado de las fallas sobre imágenes ASTER y LANDSAT, georeferenciándolas para procesarlas en el software GIS. De igual manera se procesó las 230 medidas microtectónicas asociadas a las grandes estructuras mediante el programa FaultKinWin (Almendiger, 2001), para obtener el plano de fallas, la estría y el campo de esfuerzos.

Todos estos datos y mapas han sido interpretados y se ha efectuado la redacción final de la tesis entre los meses de noviembre del 2007 y enero del 2008.

1.8 ANTECEDENTES

Es evidente, que a través de los estudios de tectónica de placas, la subducción de la litosfera oceánica puede provocar diferentes manifestaciones estructurales en la placa continental.

Por ello, como consecuencia de esta acción en la región occidental del continente Sudamericano, se forma la cadena orogénica montañosa de los Andes, que se extiende en casi toda la margen occidental del continente con aproximadamente 8,000 km de longitud.

Sismos corticales destructores, actividad volcánica y el surgimiento de la corteza terrestre son comunes en esta región, siendo tema de estudio desde hace algunas décadas. A continuación se describen los principales antecedentes.

Wilson & García (1962) realizaron el levantamiento geológico de los cuadrángulos de Pachía (36-v) y Palca (36-x), como parte del programa de la Carta Geológica Nacional, identificando una falla principal de gran longitud y que es la continuación de la falla cartografiada por Barúa (1961) en los alrededores de Toquepala a la que denominó Falla Incapuquio. Posteriormente la denominan como el Sistema de Fallas Incapuquio y conforma una provincia estructural debido a que cubre una gran parte del Perú meridional.

Lahaire (1970) realizó las primeras investigaciones sobre el Cuaternario en la Cuenca Chala-Costa sur del Perú, reconstruyó la sucesión completa de transgresiones marinas y acumulaciones continentales que caracterizan el Cuaternario, estableció una cronología del Cuaternario peruano a partir de su estudio. También divide el cuaternario en tres fases (Pleistoceno antiguo, Pleistoceno medio y Pleistoceno reciente y Holoceno) cada una de estas con factores característicos como las transgresiones, acumulaciones continentales, crisis climáticas, levantamiento y subsidencia del litoral en la Cuenca Chala.

Lavenu & Soulas (1976) estudiaron microfallas pliocuaternarias entre Paracas y Camaná, determinando que estas son de un régimen extensivo, agrupando las fallas en dos familias con direcciones diferentes una NE-SO y la otra NO-SE.

Soulas (1977) en su estudio las fases tectónicas del Terciario superior en los Andes del sur del Perú, reconoce tres fases compresivas durante el Mio-Plioceno: en el Mioceno antiguo (21-14 Ma), Mioceno reciente (14-10.5 Ma) y Plioceno (8-4.5 Ma). Mediante reconocimientos, observaciones y medidas en estaciones de microtectónica, plantea que la intensidad de las deformaciones disminuye de la Cordillera Oriental a la Costa y disminuye de una fase a la siguiente.

Sébrier, Marocco & Jacques (1979) trabajaron en las sucesiones marinas, sedimentarias y volcanosedimentarias en el Piedemonte Pacífico de los Andes del Sur peruano entre las zonas de Arequipa y Moquegua; llegando a determinar cuatro fases tectónicas compresivas. La primera fase tectónica en el Mioceno inferior, la segunda fase en el Mioceno medio, la tercera fase en el Mioceno terminal y la última fase ocurre en el Plioceno-Cuaternario inferior.

Macharé (1981) en el estudio del comportamiento tectónico del litoral peruano entre los 7° y 14° latitud sur, determina que en esta faja no existe evidencia de levantamiento en el Pleistoceno, considerándola una zona anómala. Sin embargo tanto al norte como al sur de dicha faja se observa la presencia de terrazas marinas que indicarían la ocurrencia de movimientos ascendentes. Así mismo da cuenta que entre los 17° y 18° de latitud sur carece de información.

Sébrier et al. (1982) realizaron el primer mapa neotectónico del Perú, en su síntesis analiza los campos de esfuerzos del Perú para el Cuaternario y determinan para el área de estudio un campo de esfuerzos extensional de dirección N-S.

Sébrier (1985) indica que el Cuaternario en el sur del Perú está afectado por fallas normales y están asociadas a un régimen extensional posterior a las deformaciones compresionales del Plio-Cuaternario, las estrías de los planos de fallas medidas en estas fallas normales al noroeste de Tacna indican una tendencia de extensión N-S. En el sur los pliegues y fallas que afectan el Neógeno y los depósitos cuaternarios recientes resultan de un acortamiento N-S.

Macharé (1986) plantea que los levantamientos alternados controlan la sedimentación, la que se realiza en cuencas situadas en el Piedemonte del Sur peruano. La sedimentación cenozoica se efectúa en periodos asociados a un régimen extensional, los cuales son interrumpidos por tres breves fases de tectónica compresiva.

Audin desde el 2005 hasta la actualidad viene realizando estudios de sismicidad y tectónica activa en las cuencas de antearco entre 16°-18°30' latitud sur, en esta zona se observa estructuras que afectan depósitos cuaternarios con una cinemática compresiva, evidencias geomorfológicas como son escarpas, lagunas o charcas de ruptura (*sagponds*), terrazas fluviales y marinas, todas estas son indicativos de una tectónica activa en el área.

CAPITULO II

GEOMORFOLOGÍA

2.1 GENERALIDADES

El Perú se divide en 5 unidades morfoestructurales que se disponen en franjas paralelas a los Andes, estas son: Zona Costera, Cordillera Occidental, Cordillera Oriental, Altiplanicies, Zona Subandina.

2.2 GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio se encuentra ubicado morfoestructuralmente en la Cordillera Occidental, específicamente en la zona de Piedemonte del Pacífico del sur del Perú, departamento de Tacna. La parte NE del área de estudio se encuentra limitada por aparatos volcánicos que conforman una morfología denominada “Cadena Volcánica del Barroso” o “Cordillera del Barroso”, la cual pertenece a la Cordillera Occidental, ésta se encuentra en los cuadrángulos de Pachia y Palca descritos por Wilson & García (1962) y Salinas (1985).

El área de estudio se encuentra ubicada en una zona desértica. Los desiertos se caracterizan por ser áreas con escasa precipitación y consecuentemente su cobertura vegetal es reducida o inexistente (Gutiérrez, 1998).

Los desiertos presentan una variable distribución geográfica, encontrándose en áreas de bajas y altas latitudes, en el interior de los continentes, en litorales e incluso en zonas de elevada altura.

La superficie ocupada por todas las zonas áridas del mundo varía en función de la clasificación climática utilizada. Según el Atlas Mundial de Desertificación (1992) el 37,3% de la superficie del globo terráqueo resta ocupado por zonas áridas, correspondiendo el 17,7% a regiones semiáridas, el 12% a las áreas áridas y el 7,5% para las zonas hiperáridas.

2.2.1 Descripción de las unidades geomorfológicas locales

En la zona de estudio se han distinguido seis unidades geomorfológicas que a continuación se describe (Fig. 2.1).

A. Frente montañoso: Está unidad ocupa el 70% de la zona de estudio, se encuentran al noreste del área de estudio. Las montañas presentan elevaciones que oscilan entre 1,400 y 2,800 msnm (Foto 2.1), podemos mencionar los cerros Calientes, Challata, Cactus, Pallagua, Pallanca, Huacano, Quillacollo, Tocuyo, Mina.

Estas elevaciones son predominantemente escarpadas y rugosas ya que están formadas en gran parte por rocas intrusivas y volcánicas, las cuales presentan un alto grado de dureza. Los cerros Pallanca, Cactus, Tocuyo están formados por rocas sedimentarias, por lo que presenta formas menos rugosas a excepción de las escarpas formadas por potentes niveles de conglomerados y areniscas cuarcíticas.

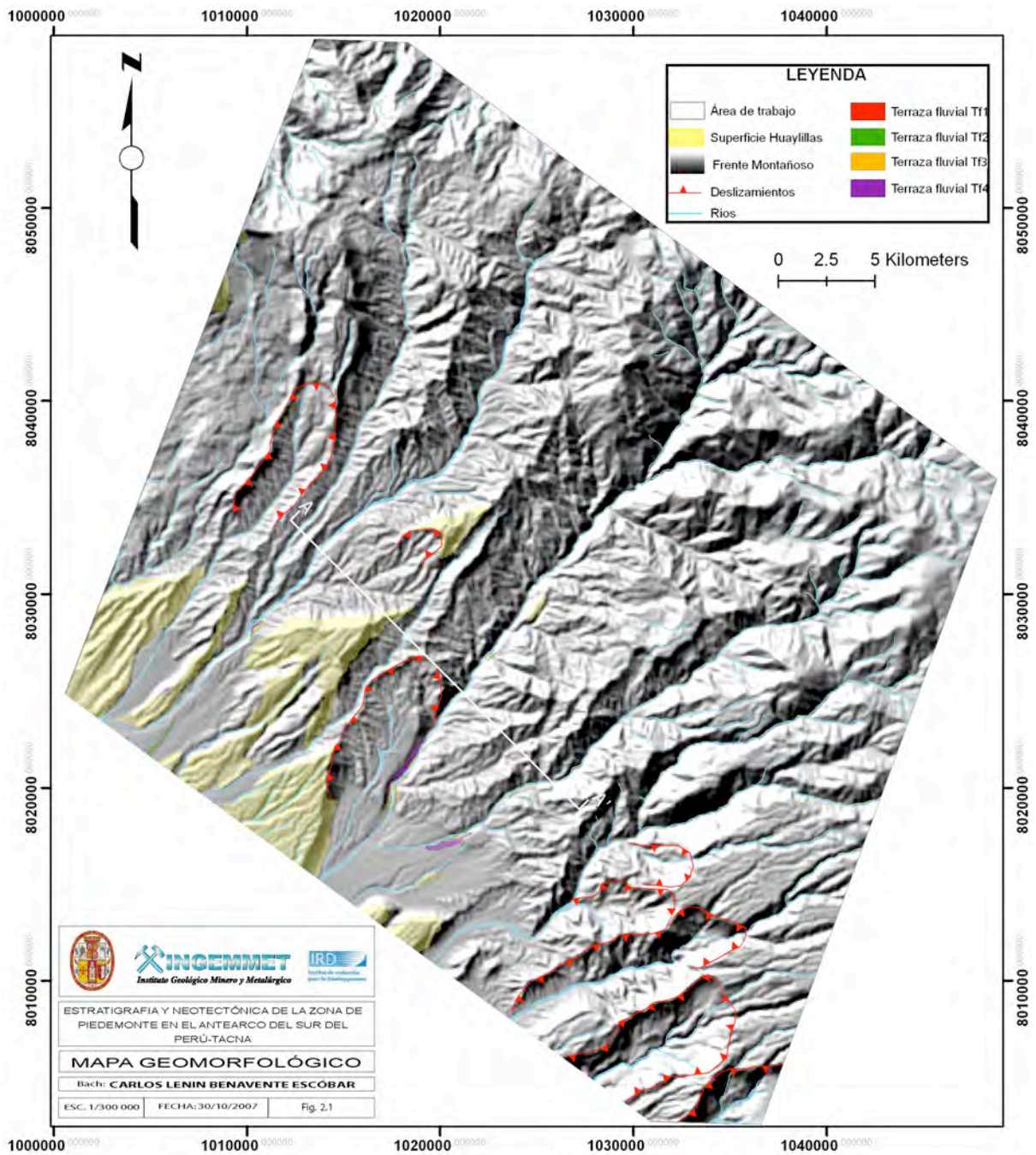


Fig. 2.1: Mapa geomorfológico.



Foto 2.1: Frente montañoso del Piedemonte, región de Tacna. Vista hacia el este desde la carretera Pachía-Miculla.

B. Superficie Huaylillas: Sobre la mayor parte del área de estudio existe una topografía distinta que ha sido denominada como Superficie Huaylillas (Wilson & García, 1962). La Superficie Huaylillas corresponde a la superficie de depositación de las últimas ignimbritas que conforman la Formación Huaylillas datada en 18 Ma en Tacna y 12 Ma en Chile. Esta superficie tiene por lo tanto una edad Mioceno inferior en la región Tacna. El clima desértico y la poca erosión de la zona hicieron que se preservara en varios sectores de la región.

La Formación Huaylillas se cree que originalmente cubría en su totalidad o en su mayor parte la región, produciendo una superficie suave y ligeramente inclinada hacia el suroeste. Sobre ésta superficie se desarrolla un sistema de drenaje el cual erosiona formando quebradas rectas y paralelas en el miembro medio de la formación (Fig. 2.2). Posteriormente un levantamiento andino dió a esta superficie su inclinación actual (Wilson & García, 1962).

Se observa sobre los valles Caplina y Chero, cerros altos y escarpados, la presencia de la Formación Huaylillas en el tope de éstos (Wilson & García, 1962).

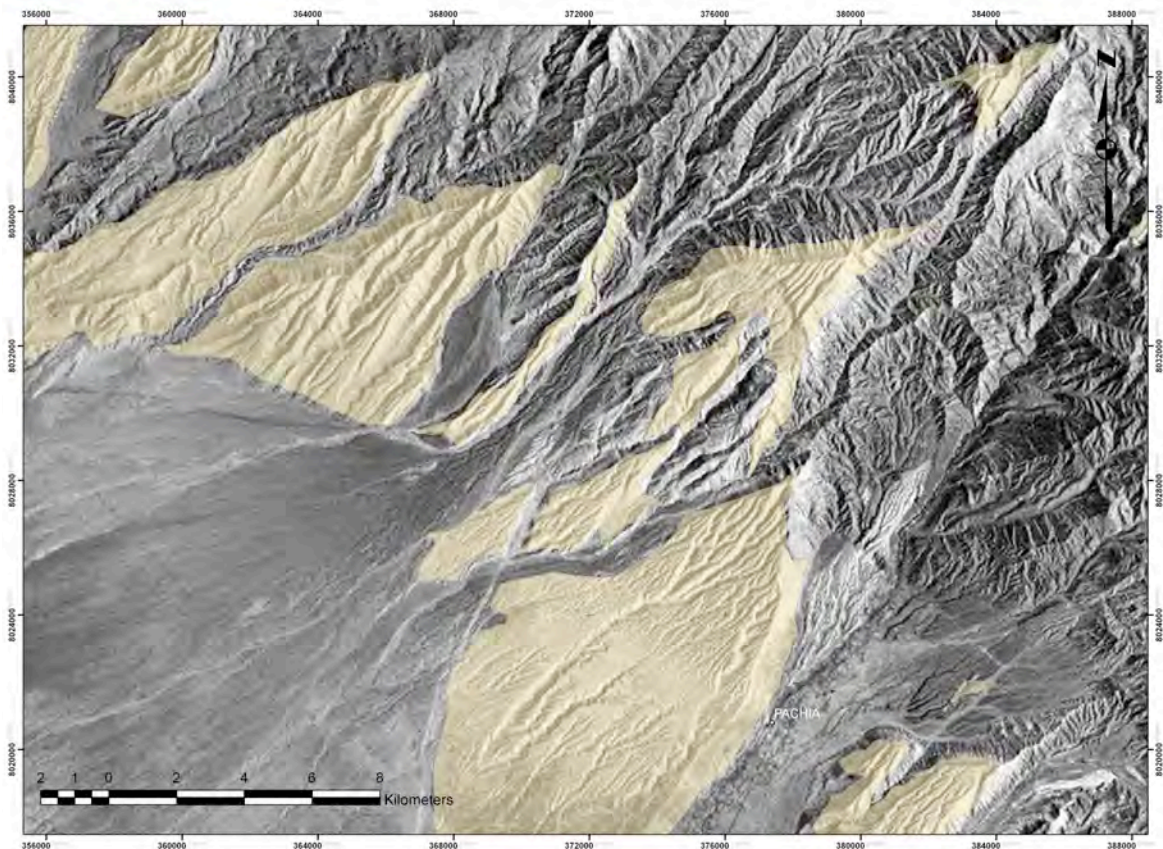


Fig. 2.2: Superficie Huaylillas, ubicada en las zonas adyacentes a la localidad de Pachía, NE de Tacna. Imagen LandSat

C. Laderas carcavadas (badlands): Son áreas de erosión hídrica y eólica intensa, con elevada densidad de drenaje, carentes de vegetación aún cuando riachuelos y flujos de lodos corren por las quebradas durante la estación de lluvias. Se desarrollan en materiales que se deslizan fácilmente, básicamente en ambientes áridos y semiáridos. La morfología de los interfluvios puede ser redondeada, acuchillada (Foto 2.2). En el área de estudio los cerros tienen formas alargadas y alcanzan alturas aproximadas

de 200 metros. Las laderas de los cerros están cubiertas por un manto de arena y conglomerados que provienen del desgaste de la Formación Moquegua.



Foto 2.2: Erosión intensa de conglomerados y areniscas de la Formación Moquegua, dando lugar a una densa red de barrancos fuertemente encajados y separados por crestas agudas. Vista tomada hacia el sur en el valle de Sama-Tacna.

D. Terrazas fluviales: En la zona de estudio se observan terrazas fluviales de tipo encajonante en las quebradas Caplina, Chero y Palca, presentando una disposición diferente, esto relacionado con la forma de la quebrada y el caudal que muestran los ríos. El río Caplina es un río permanente pero de poco caudal, el cual aumenta en tiempos de lluvias, los ríos Chero y Palca no muestran caudal todo el año a excepción en crisis pluviales. En la quebrada Caplina en el tramo Calientes-Challatita se reconoció una secuencia de cuatro terrazas bien desarrolladas, la terraza más antigua Tf4 se encuentra a 120 metros (Fotos 2.3 y 2.4). En la quebrada Chero frente a la Hacienda Huacano Grande se reconocieron tres terrazas fluviales, la terraza más antigua Tf3 tiene una altura de 65 metros. En la quebrada Palca se identificaron tres terrazas donde la terraza Tf3 tiene una altura aproximada de 75 metros, todas estas respecto al piso del valle.

Estas terrazas están compuestas de conglomerados, areniscas y niveles finos de limolitas, en estos niveles encontramos depósitos de cenizas interestratificados y/o formando parte de la matriz.

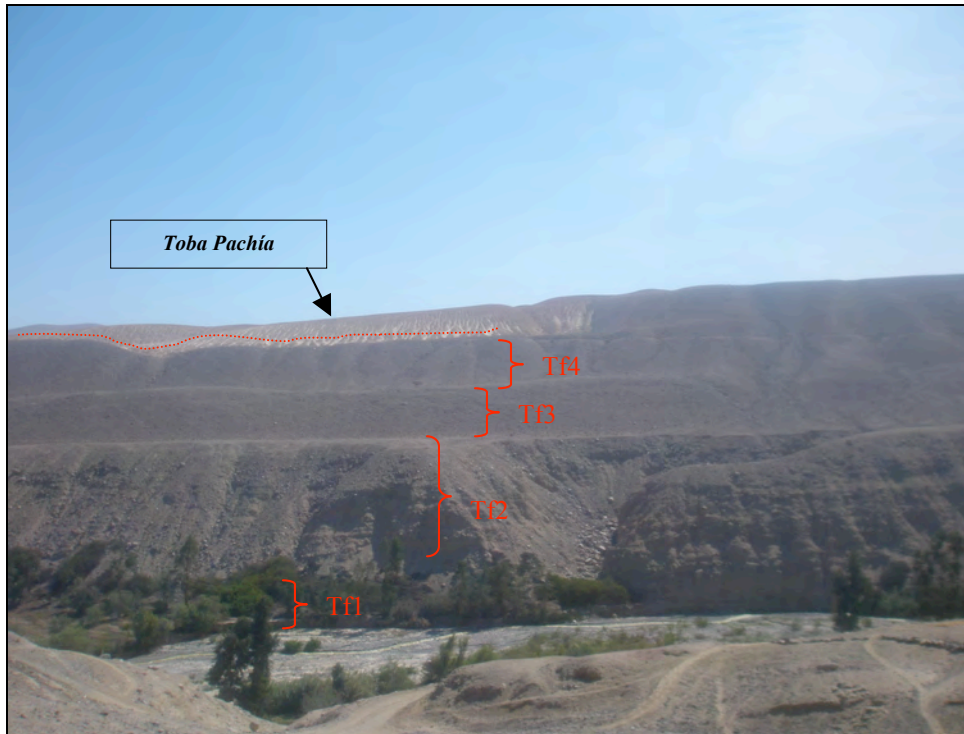


Foto 2.3: Terrazas fluviales emplazadas en la quebrada Caplina, suprayaciendo a estas se encuentra la Toba Pachía.

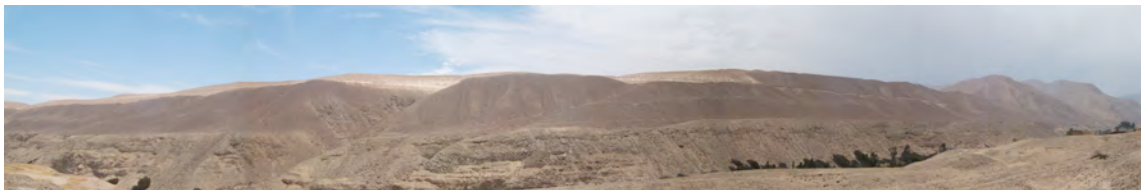


Foto 2.4: Terrazas fluviales de la quebrada Caplina, vista tomada hacia el oeste del cerro Palanca.

E. Valles: Dentro de la zona de estudio se observaron evidencias de grandes incisiones en los valles.

La incisión de valles se debe a un proceso erosivo controlado por tres factores:

- Litológico.
- Tectónico.
- Cantidad de aguas pluviales o provenientes de los glaciales, recibidas por la vertiente.

Las incisiones que forman parte de esa unidad y sus profundidades son las siguientes:

- Valle del río Caplina con 980 metros.
- Quebrada Huacano Grande con 720 metros.
- Quebrada Palca con 600 metros.

Se realizaron cuatro perfiles topográficos, uno transversal a las quebradas Chero, Caplina y Palca A–A' (ver Fig. 2.1), donde las profundidades han sido definidas en los puntos con mayor socavación dentro de su curso (Fig. 2.3) y tres perfiles longitudinales (Fig. 2.4).

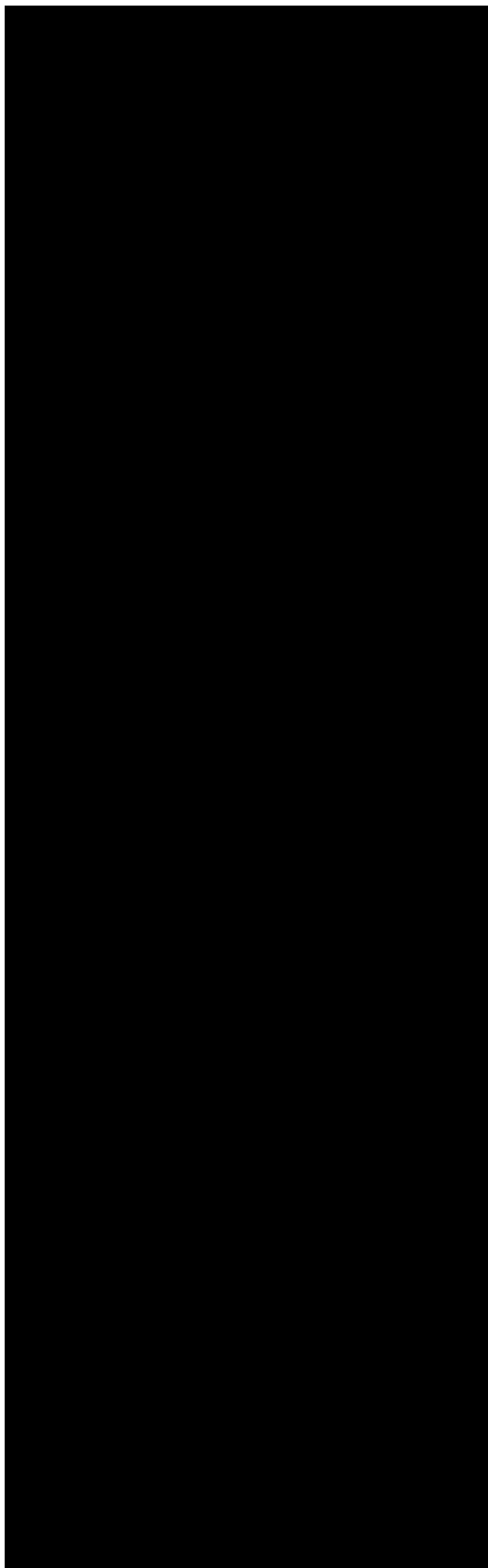


Fig. 2.3: Sección de la unidad morfológica “Frente montañoso”, donde se diferencia grandes incisiones de los valles, siendo el Caplina la más resaltante.

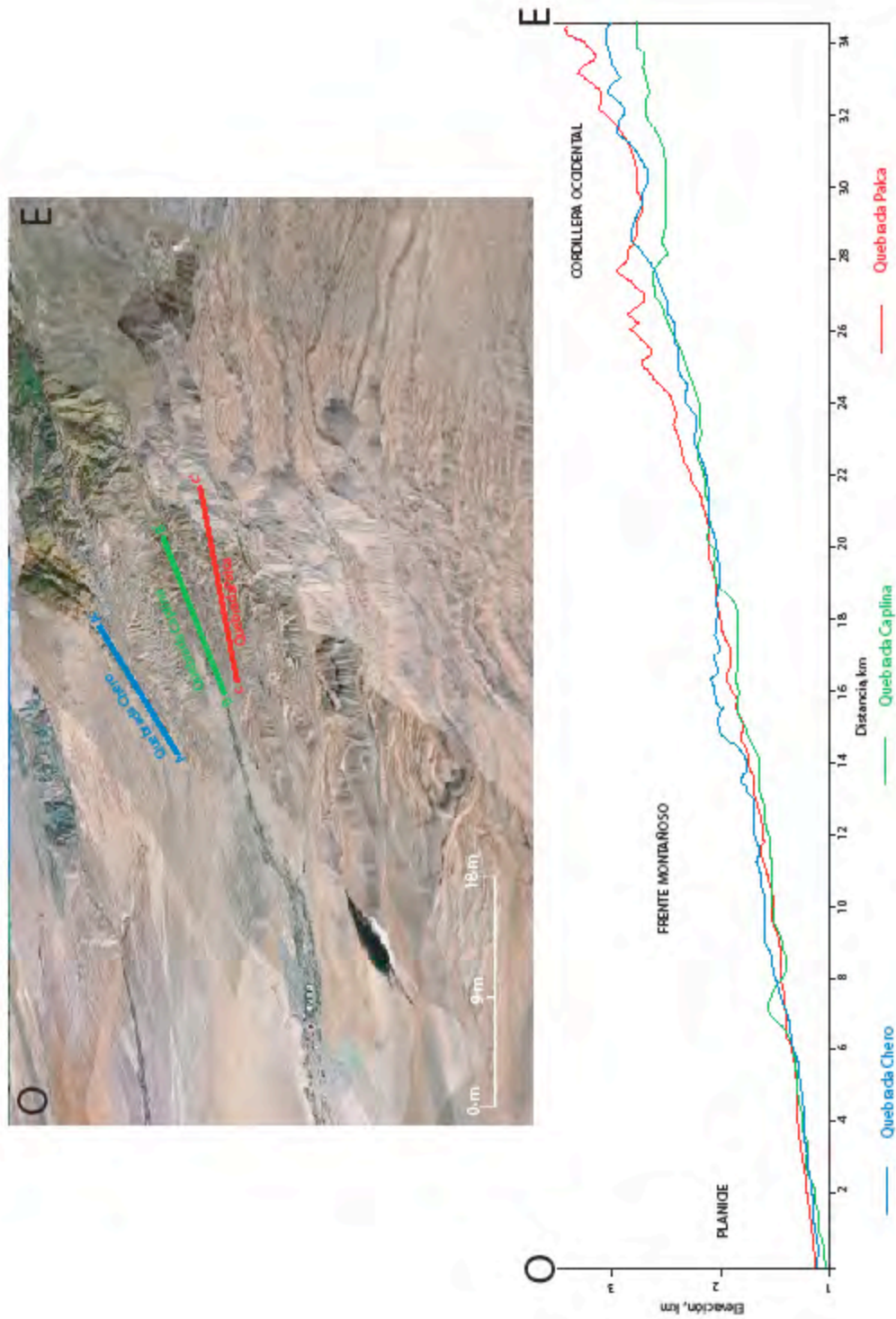


Fig. 2.4: Perfiles topográficos longitudinales a las quebradas Chero, Caplina y Palca.

F. Deslizamientos: La zona de estudio evidencia una serie de deslizamientos asociados posiblemente a fallas (debido a que las coronas de los deslizamientos coinciden con

las fallas de dirección N120°), éstos afectan los afloramientos de la Formación Huaylillas dejando escarpas con superficies irregulares y depósitos de escombros en la base de los escarpes.

Estos depósitos están conformados por bloques angulosos soportados en una matriz limo arenosa mezclada con material volcánico de la Toba Pachía.



Fig. 2.5: Superficie Huaylillas mostrando los escarpes de deslizamientos, ubicados al noreste de la localidad de Pachía. Imagen Google Earth

2.3 HIDROGRAFÍA

Gracias al mapa de isoyetas y de los polígonos de Thiessen, la precipitación media en el área de estudio es de 83,18 mm/año. La escorrentía superficial o el caudal existente en el río Caplina en un período de 41 años son de 0,93 m³/s, y los aportes hídricos superficiales de las cuencas vecinas como la cuenca del río Sama y Uchusuma es de 0,36 m³/s (Fig.2.6).

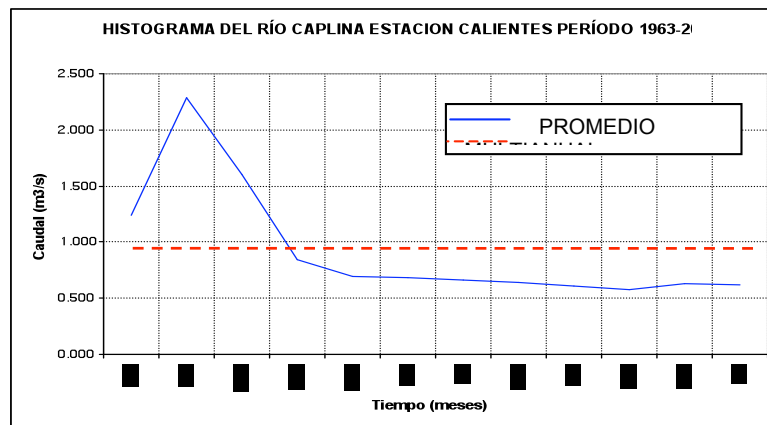


Fig. 2.6: Histograma del río Caplina en la que se puede observar el promedio anual en un período de 41 años. Tomado de Cotrina (2007).

2.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

Las características geológicas, climáticas y de vegetación de los ambientes desérticos cálidos son muy variables. Estos se asientan sobre formaciones geológicas de diferente naturaleza y edad, con una gran estabilidad cortical o, por lo contrario, con una marcada actividad neotectónica. Los climas de los desiertos son muy variables y se caracterizan generalmente por una escasa precipitación y elevadas temperaturas. La vegetación es rala y escasa o no existe, su metabolismo se adapta a las rigurosas condiciones climáticas. El agua la obtienen fundamentalmente a través de su sistema radicular, que en ocasiones penetra hasta más de 20 cm de profundidad.

Según la clasificación de Holdridge (Fig. 2.7) en la parte alta del río Caplina la temperatura media anual es de 4°C, la precipitación media anual es de 350 mm. De acuerdo al diagrama bioclimático para la clasificación de zonas de vida, se ubica dentro de la siguiente clasificación:

- Provincia de humedad : Húmeda
- Región latitudinal : Boreal
- Piso altitudinal : Subandino
- Clasificación Holdridge : Páramo húmedo.

En la parte baja de la cuenca la temperatura media anual es de 19.50°C, las precipitaciones pluviales son muy escasas siendo la precipitación total anual promedio de 6,03 mm. De acuerdo al diagrama bioclimático esta zona se ubica dentro de la siguiente clasificación:

- Provincia de humedad : Desecado
- Región latitudinal : Templada cálida, subtropical
- Piso altitudinal : Montano bajo piso basal
- Clasificación Holdridge : Desierto.

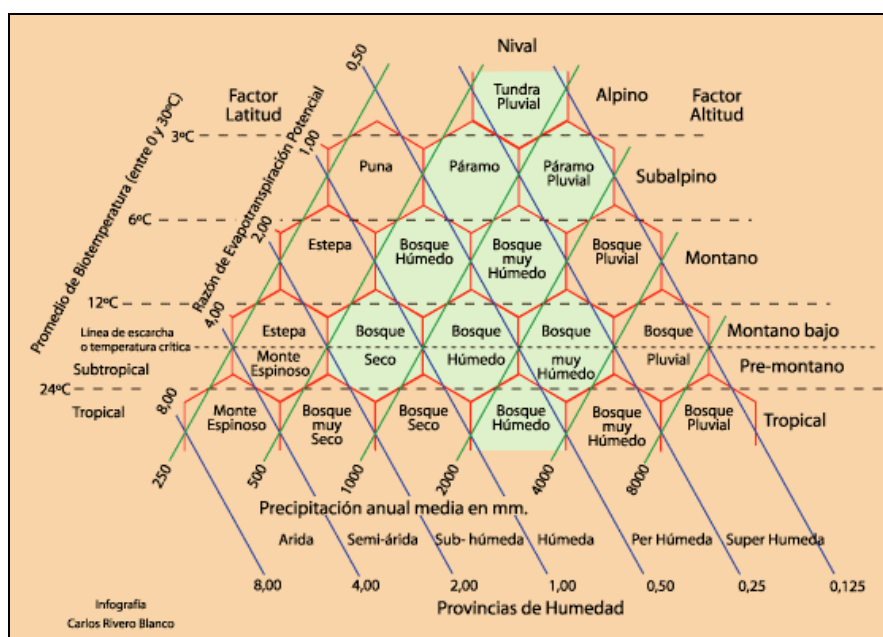


Fig. 2.7: Diagrama para la clasificación mundial de zonas de vida de Holdridge.

CAPITULO III

ESTRATIGRAFÍA DEL SUBESTRATO PRE-PLIOCENO

3.1 ESTRATIGRAFÍA

El subestrato pre-plioceno son descritas por Jaworski (1916), Felsch (1922), Jenks (1946), Brügggen (1950), Petersen & Alberca (1954), Castro (1960), Megard (1961), Wilson & García (1962), Monge & Cervantes (2000), Flores (2001), Sempere et al.(2002), Sempere et al.(2002), Roperch (2006).

Es importante conocer el basamento antes de comenzar un estudio en el intervalo Plioceno – Cuaternario, debido a que los sedimentos recientes proceden de las rocas anteriores y que las estructuras y formas de las unidades cuaternarias están regidos por las características estructurales de rocas pre-existentes.

La figura 3.1 ilustra el mapa geológico y la columna estratigráfica general de la zona de estudio, indicando las unidades y edades.

3.1.1 Formación Socosani

Descrita por Jenks (1946), se ubican en los sectores este y noreste de la localidad de Pachía sobre el cerro Huacano en la quebrada Chero, los cerros Palo, Tres Cruces, Challata y Pallagua en la quebrada Caplina y en los cerros Huanune y Condori en la quebrada Palca. La Formación Socosani se encuentra en contacto mayormente con intrusivos (granodiorita y monzodiorita) y con las tobas de la Formación Huaylillas.

Su litología esta compuesta esencialmente por calizas de color gris oscuro a negras, con algunos niveles de limoarcillitas laminadas, con nódulos de areniscas de grano fino que pueden alcanzar los 50 cm, presencia de pirita y abundantes fósiles, intercaladas con algunos niveles de areniscas de grano fino y calizas.

Los fósiles estudiados en el Laboratorio de Paleontología del INGEMMET (2000) son: *Weyla sp*; *Entolium sp*; *Papilliceras sp*; *Tmetoceras scisum*, que indican una edad Jurásico medio.

3.1.2 Grupo Yura

En diferentes partes de la región Pachía se encuentra afloramientos que son correlacionables con la Formación Yura (Jenks, 1948).

A. Formación Labra

Aflora al este de la localidad de Pachía, sobre los cerros Challata, Tocuto, Tres Cruces. El contacto inferior con la Formación Socosani es progresivo donde las areniscas se hacen más frecuentes e infrayace en concordancia a la Formación Gramadal.

Su litología esta compuesta en su base por alternancia de areniscas gris oscura y gris clara de grano medio a fino en espesores medianos a delgados y con frecuente estratificación cruzada y ondulitas simétricas, a veces con niveles de lutitas negras y

grises, hacia el techo se observa una intercalación de areniscas cuarzosas grises con lutitas grises a negras.

En los niveles superiores se reportan ammonites *Hopplites* y *Lamelibranchios Panopea Carteroni* que permiten asignarle una edad Jurásico superior posiblemente Oxfordiano-Kimmeridgiano.

B. Formación Gramadal

Aflora al este de la localidad de Pachía, sobre los cerros Challata y Tocuto. Sobreyace concordantemente sobre las areniscas de la Formación Labra e infrayace concordantemente a la Formación Hualhuani.

Litológicamente está conformado por lutitas gris oscuras a negras, seguida por una secuencia de calizas oscuras micríticas y hacia el tope algunas secuencias de areniscas cuarzosas de grano medio a fino (Foto 3.1).

Según los fósiles estudiados en el Laboratorio de Paleontología del INGEMMET (2000) son: *Windhausenicerias sp.*, *Perisphinctes sp.*, *Nerinea Turritellas*, *Equinodermos* y *Trigonias* cuyo rango de edad corresponde al Titoniano-Hauteriviano, por lo que se le asigna una edad Jurásico superior.



Foto 3.1: Areniscas de la Formación Gramadal que aflora en la quebrada Caplina y se encuentra ligeramente deformado. Vista tomada hacia el sur.

C. Formación Hualhuani

Se sitúa en el sector este de la localidad de Pachía, sobre los cerros Challadita y Palanca. El paso de la Formación Gramadal a la Formación Huallhuani es transicional y concordante.

Litológicamente consiste en una alternancia de areniscas cuarzosas blancas de grano fino a medio con estratificación cruzada y ondulitas, presenta estratos de considerable espesor, son menos frecuentes las areniscas grises de grano medio, ocasionalmente se intercalan con niveles delgados de limoarcillitas negras carbonosas (Foto 3.2).

De acuerdo con su posición y correlación estratigráfica con otras regiones se le asigna una edad Cretácica inferior (Neocomiano).



Foto 3.2: Areniscas de la Formación Huallhuani, en la margen derecha del río Caplina frente al Cerro Mina. Vista tomada hacia el este.

3.1.3 Grupo Toquepala

Bellido (1962), propuso la introducción del nombre Grupo Toquepala como término general para los volcánicos y sedimentos intercalados que son más antiguos que la Formación Moquegua.

A. Formación Quellaveco

Se divide en tres unidades: Unidad Asana, Unidad Campanito y Unidad Samanape siendo ésta última la única que aflora en el área de estudio.

a) Unidad Samanape

Aflora al noreste de la localidad de Pachía, sobre los cerros Pallagua, Chalaco y Elintano. Infrayace discordantemente a la Formación Huaylillas.

Se divide en dos miembros, el primero constituido por lavas andesíticas porfiríticas color gris oscuro intercaladas con tobas de color gris a violáceo, también presentan fragmentos de cristales de plagioclasa y cuarzo, el Miembro superior está conformado por una secuencia de tobas lapilli de líticos y pómez en matriz tobácea, muy alteradas con intercalaciones de lahares gris marrones compuestos de guijas polimícticas, la mayoría de origen volcánico englobados en matriz de arenas gruesas intercalándose con limolitas grises y areniscas finas.

3.1.4 Formación Moquegua

Definida por Adams (1906), los afloramientos de esta formación se ubican en gran extensión al noreste de la localidad de Pachía y en menor proporción al este y sureste, sobre los cerros Huacano, Chillincane, Norte Chero, las Lomas, Acitume, Jatita, Lesine, Culebras, Quillacollo, Gangolar, Elintano, Huahuapa, Caquilluco, Chuschuco, Dos Cumbres, Precipicio, Medano, Punta Paloma y Cerro de la Toma. Sobreyace en discordancia a la unidad Samanape.

Litológicamente se distinguen 2 miembros: Miembro inferior, constituido por conglomerados polimícticos redondeados en soporte de clastos sin estratificación, con imbricación al suroeste, tiene intercalaciones de areniscas limosas de color pardo amarillento. El Miembro superior se compone de conglomerados polimícticos con mayor porcentaje de clastos volcánicos en matriz arenosa marrón claras con tonalidades rojizas, seguida de areniscas limosas pardo rojizas intercalada con limolitas rojizas (Foto 3.3), hacia el tope se tienen algunos niveles de tobas cristalolíticas de color blanco amarillento, las cuales han sido datadas por Tosdal et al. (1981) por el método K-Ar en biotitas obteniendo una edad entre 22.7 ± 0.8 y 25.3 ± 0.8 Ma (Moquegua) y edades entre 25.6 ± 0.7 y 28 ± 0.80 Ma en el cerro Volcancillo (INGEMMET, 2000).

En base a las dataciones se le asigna una edad que va del Oligoceno al Mioceno inferior.



Foto 3.3: Intercalaciones de areniscas limosas pardo y limolitas rojizas de la Formación Moquegua. Vista tomada hacia el norte.

3.1.5 Formación Huaylillas

Definida por Wilson & García (1962), aflora al noreste, sureste y noroeste sobre los cerros Chillimeane, Acirume, Quillacollo, Achacune, Caramolle, Escudo, Inti Orcco, Huahuazas, Chuschuco, Blanco, Dos Cumbres y Medano. Sobreyace en ligera discordancia angular a la Formación Moquegua y Grupo Toquepala e infrayace en disconformidad al Grupo Barroso.

Litológicamente se puede distinguir dos miembros, el Miembro inferior se encuentra constituido por toba de cristales blancos con tonos rosáceos friables de composición riodacítica, presentan cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. El Miembro superior consiste de tobas riolíticas a riodacíticas de color rosado, con algunos niveles de pómez con cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita.

La edad de estas rocas se puede deducir en relación a su posición estratigráfica y en base a dataciones reportadas por France et al. (1985) de 20.99 ± 1.5 a 21.44 ± 0.82 Ma (cerro Huanune al norte de la localidad de Palca) y 19.0 ± 0.5 Ma por INGEMMET (2000) en el cerro del Medio correspondiente al Mioceno inferior.

3.1.6 Depósitos de escombros

Estos depósitos fueron definidos por Wilson & García (1962), Tosdal et al. (1984) y Hoke et al. (2004 y 2005), se ubican generalmente en los alrededores de la Formación Huaylillas y Formación Moquegua, el área principal de los deslizamientos se ubican al medio del cuadrángulo de Pachía (36-v) así como también en las quebradas Cobani, Viñani y en el extremo suroccidental del cuadrángulo de Palca.

Están compuestos por bloques angulosos de ignimbrita caóticamente dispuestos de la Formación Huaylillas y de la Formación Moquegua, están soportados por una matriz limo arcillosa tobácea, proveniente de la trituración de rocas volcánicas.

La formación de estos deslizamientos se debe al siguiente proceso: la Formación Moquegua que infrayace a la Formación Huaylillas es muy blanda, por ende se erosiona fácilmente, mientras que la Formación Huaylillas es más compacta y origina grandes acantilados. La erosión de la Formación Moquegua ayudada por la filtración de agua en los conglomerados, origina inestabilidad en la Formación Huaylillas derrumbándose en forma espectacular hasta un área de 100 km² (Foto 2.3 y Fig. 2.2).

Al norte de Chile se observan deslizamientos de la misma escala en la Pampa Oxaya que es equivalente a la Superficie Huaylillas. García (2002) y Hoke et al. (2004) relacionan la actividad de estos deslizamientos con las aguas subterráneas.

Estos depósitos son post-Huaylillas por lo tanto se atribuye un rango Mioceno medio a Cuaternario.

3.1.7 Toba Pachía

En la zona de Calientes, se observaron pequeños depósitos volcánicos sobre algunas elevaciones y que corresponden a un mismo evento volcánico. Estos depósitos presentan un espesor aproximado de 15 a 20 m (Foto 3.4).

Estos afloramientos están compuestos por tobas soldadas de color rosado con poco desarrollo de cristales, fragmentos líticos y abundante matriz de ceniza. Por su litología podría correlacionarse con la Toba de Lauca de Chile y Pérez de Bolivia datada en 2.7 a 2.8 Ma por el método Ar-Ar (Wörner et al., 2000). Sin embargo deberá comprobarse con dataciones radiométricas en la Toba Pachía.



Foto 3.4: Toba Pachía, vista tomada al noreste del poblado Calientes.

3.2 ROCAS INTRUSIVAS

Estas rocas afloran en la parte central de la zona de estudio, compuestas por granodioritas, monzodioritas y dioritas que intruyen a rocas Jurásicas y Cretácicas.

La mayor parte de las rocas intrusivas de la región de Pachía y Palca consiste en granodioritas, es común encontrar xenolitos cerca de los contactos. Por ejemplo cerca de Challatita en el valle Caplina los xenolitos constituyen de 20 a 30% de la roca (Wilson & García, 1962).

Para esta unidad se cuentan con dataciones radiométricas reportadas por Beckinsale et al. (1985) por el método Rb-Sr en 64 ± 3 y 68 ± 3 Ma. Estas edades fueron corroboradas por Monge et al. (2000) por el método Ar-Ar de 60.4 ± 0.70 a 70.1 ± 0.9 Ma correspondiente a una aplita de la Mina Tojenes, por lo que se le asigna una edad Cretácica superior.

CAPITULO IV

ESTRATIGRAFÍA DEL CUATERNARIO

4.1 GENERALIDADES

El Piedemonte Pacífico está constituido por un conjunto de formaciones Pliocuaternarias constituidas por depósitos volcánicos y detríticos.

En la descripción de los depósitos Cuaternarios las facies Gm, Gms, Gp, Gp (Miall, 1996) son llamadas litológicamente como conglomerados por comodidad pese a ser sedimentos no consolidados.

Los primeros estudios de Wilson & García (1962) reconocen terrazas fluviales en los valles de Caplina, Chero, Palca. En el valle Caplina describen tres terrazas compuestas de conglomerados en su mayor parte, en el valle Chero y Palca describen solo una terraza.

Sébrier et al. (1982) reconoce las tres terrazas y observa que la terraza mas antigua se encuentra deformada por una flexura que hace levantar el bloque cordillerano y cuyo rumbo es aproximadamente N120°E. Este estudio establece una estratigrafía relativa de dichos depósitos, estas unidades continentales son cronológicamente imprecisas, debido a la ausencia de dataciones paleontológicas y radiocronológicas.

Durante el Plioceno inferior se inició el proceso de levantamiento de la región ubicada al noreste (Lahaire, 1976, Lahaire, 1979, Sebrier et al., 1982, Flores et al., 2002), aumentando la pendiente del piedemonte pacífico, esto mas la regresión del océano (Lahaire, 1976) terminó en generar incisiones profundas casi al nivel actual.

El escenario climático tuvo que ser lo suficientemente favorable como para permitir estas incisiones, que actualmente forman parte el valle de Tacna y sus quebradas anexas. Es así que Harley & Chong (2002) determinan en el norte de Chile una fase importante de incisión entre 6 Ma y 3 Ma que está relacionada a un ciclo climático húmedo, que dió lugar a la gran acumulación detrítica que caracteriza el piedemonte.

En el desarrollo de este capítulo, primeramente se presentará los tipos de depósitos que afloran en la zona, luego se presentará el dispositivo estratigráfico de la zona (cuatro conjuntos de terrazas) y otras acumulaciones contemporáneas clasificadas en función de sus relaciones estratigráficas.

4.2 TIPOS DE DEPÓSITOS

Los depósitos emplazados en el área de estudio son de origen detrítico y están clasificados en función del tipo y la magnitud del agente de transporte.

Se consideran dos grandes conjuntos de depósitos: los depósitos desarrollados sobre las laderas o vertientes, caracterizados por un poco de transporte y la mala selección de su material, y las terrazas fluviales depositadas en los valles a partir de un transporte más o menos importante y una buena clasificación de los elementos que las conforman. Muchas de estas descripciones pertenecen a Macharé (1981).

4.2.1 Depósitos de laderas o vertientes

La naturaleza de la cobertura en las vertientes, está condicionada por los tipos de rocas sobre los cuales se desarrollan. Las laderas o vertientes en el Piedemonte del sur del Perú están constituidas por rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas.

Las vertientes que se desarrollan sobre rocas sedimentarias son planas y están cubiertas hasta sus cimas por sus propios fragmentos, que constituyen una capa de desagregación; de igual manera las laderas desarrolladas sobre rocas volcánicas muestra una fragmentación en bloques guiada por fracturas y diaclasas, la pendiente general es rectilínea con 22° a 30° de inclinación.

La permanencia de los bloques tanto en laderas como en los talwegs (punto mas bajo del valle) depende de la pendiente suave y la rugosidad de la superficie; las rocas granodioríticas desarrollan también laderas planas, los talwegs están ocupados por flujos de bloques, los cuales son menos angulosos que las dioritas, también se halla una desagregación en arenas y en pequeñas hojuelas de descamación.

4.2.2 Depósitos de escombros

Las escombreras son depósitos cuyo agente formador es la gravedad. Se ubican siempre al pie de acantilados inestables. Los materiales que las constituyen, llamados escombros, pueden ser cantos, grava o arena. El tamaño de estas acumulaciones es variable y se pueden presentar en dos formas.

- A. Cono de escombros:** Es el depósito elemental, su forma es semicónica con el ápice apuntando hacia un talweg sencillo. La generatriz hace un ángulo de 30° a 38° con la horizontal, dependiendo del tipo de material, este es el ángulo de reposo de los materiales secos y sueltos.
- B. Talud de escombros:** Se forma cuando los talwegs de alimentación se hallan cercanos. Es decir, el crecimiento de muchos conos adyacentes produce su unión en la base y el desarrollo de un talud, donde la estratificación es subhorizontal (30° a 38°) a horizontal (Foto 4.1).

Las escombreras son generadas por caídas sucesivas de bloques, cantos y arenas, desde acantilados inestables. Estos elementos caen de uno en uno, en trayectoria libre bajo el empuje de la gravedad y se depositan en la base. A este nivel se efectúa una cierta selección, siendo los mas grandes y pesados los mas distales del depósito.

Las acumulaciones de escombros pueden ser observados en mucho lugares de nuestra zona de trabajo, aquí algunos ejemplos.

- a) En Chañal (quebrada del río Caplina) se observa un talud de escombros producto de la unión en la base de muchos conos adyacentes.
- b) En Tres Cruces (quebrada Palca) y en Huanara (quebrada Chero) de igual manera se observa conos actuales alimentados por acantilados de rocas granodioríticas y conglomeráticos respectivamente.



Foto 4.1: Talud de escombros producto de la unión en la base de conos de escombros, en la quebrada del río Caplina. Foto tomada hacia el sureste.

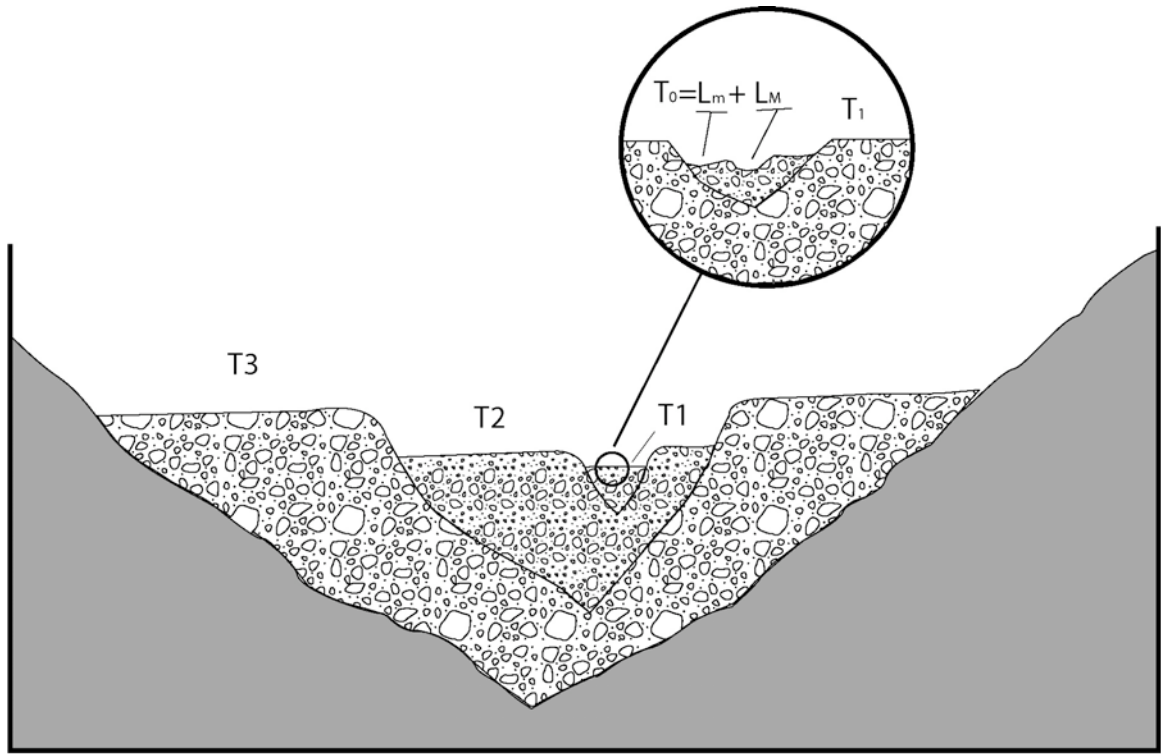
4.2.3 Depósitos de ueds

Se considera ueds a toda la gama de transiciones entre un cono desértico y un río, sus características morfológicas y sedimentológicas se hallan entre las de estos dos extremos.

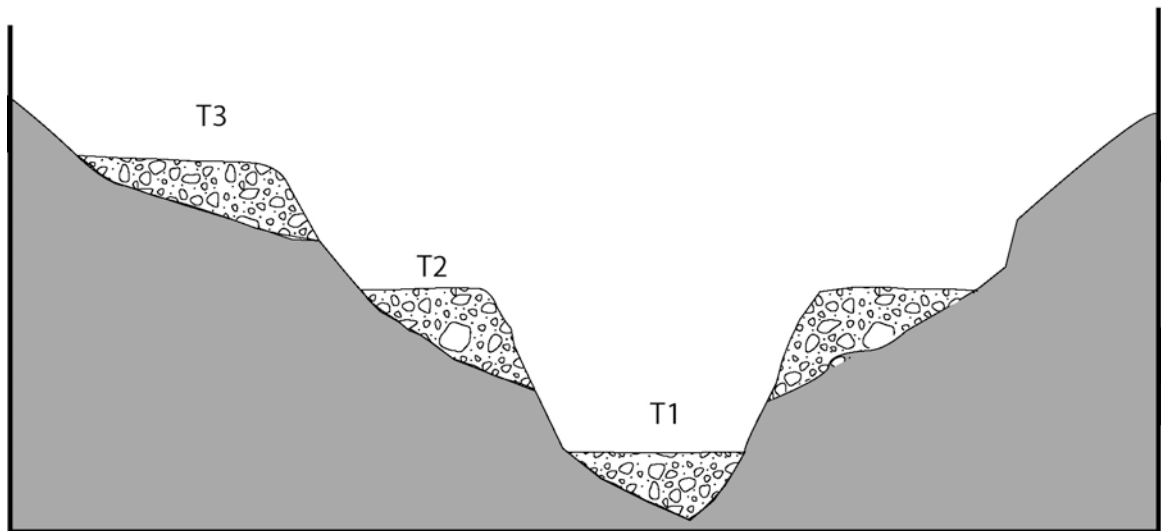
Las acumulaciones de los ueds caen dentro de la clasificación de aluviales, ellas rellenan las quebradas que los contienen, dejando un fondo plano. La pendiente varía de 15° a 6° y depende de las nacientes, de la longitud de la quebrada, del volumen y tipo de material transportado.

Los abanicos, así como las acumulaciones del valle, son en algunos casos bastante potentes y no corresponden a la magnitud del escurrimiento actual, por lo tanto se deduce que son formas heredadas, depositadas en períodos lluviosos. Las acumulaciones más antiguas no son cubiertas por las más recientes, quedan preservadas por el proceso de encajonamiento (Fig. 4.1) dando una morfología de terrazas escalonadas.

Estos depósitos están conformados por sedimentos detríticos de granulometría variada, desde bloques y grava hasta arena, limo, arcilla, estos elementos no alcanzan la redondez de los detritos. La litología depende de las rocas que afloran a lo largo de su recorrido.



A



B

Fig. 4.1: Sistemas de terrazas aluviales. A: Encajonado. B: Escalonado. LM: Lecho mayor. Lm: Lecho menor. Tomado de Macharé (1981).

Acumulaciones fluviales

Los ríos cordilleranos son los principales agentes de transporte (arrastre) de grandes cantidades de materiales, estos van depositando en el transcurso de su recorrido hasta su salida del encajonamiento en la vertiente cordillerana, formando terrazas fluviales y amplios abanicos de Piedemonte.

A. Dinámica de sedimentación: El depósito de sedimentos se produce cuando el río pierde su capacidad de transporte. Este es un proceso dominante durante las épocas de aluviación. La sedimentación se efectúa mediante canales fluviales, existiendo una sobrecarga sedimentaria, al poco tiempo que se forma un canal se colmata con sus propios detritos, estos detritos se acumulan en barras al centro del canal, alrededor de los cuales se dividen dos nuevos canales.

La distribución de los sedimentos finos hacia los bordes, indica las zonas de menor energía. La alta velocidad de la corriente en las partes centrales está evidenciada por la imbricación de los cantos y por la presencia de facies y estructuras sedimentarias. Algunos bancos de limos arcillosos son interpretados como el tope de canales abandonados.

En el área de estudio los ríos actuales discurren sobre abanicos, sin embargo, su caudal y capacidad de transporte son muy pequeños. Las grandes acumulaciones no corresponden a estos pequeños canales actuales, estas son formas heredadas de períodos en los cuales la aluviación fue muy intensa.

La presencia de terrazas encajonadas indica que hubo varios períodos de depósito. El estudio de las terrazas es una de las bases principales para la estratigrafía del Cuaternario (Foto 4.2).

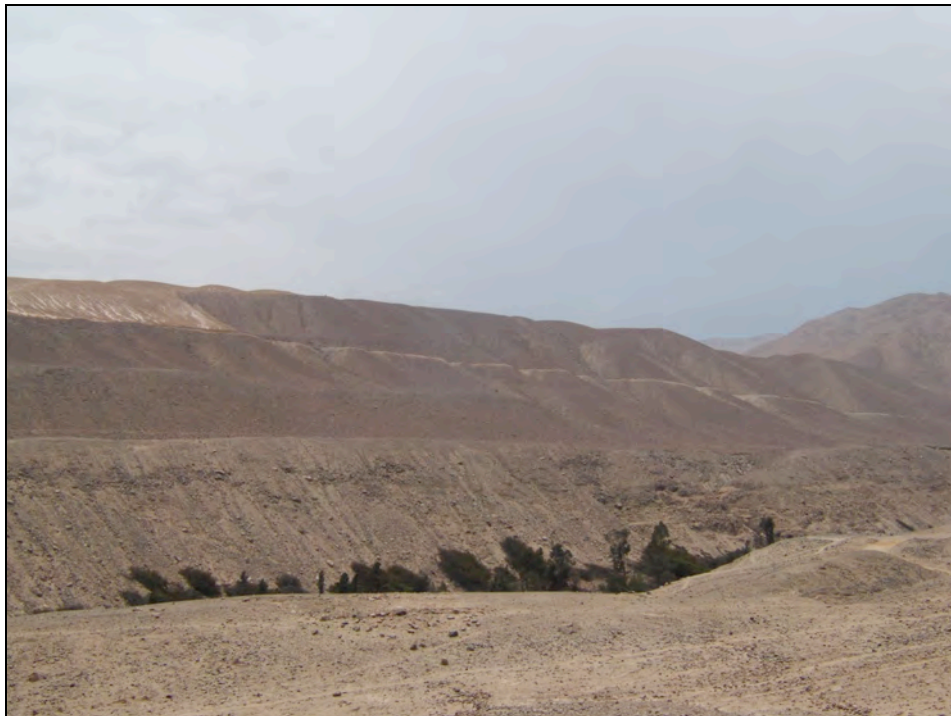


Foto 4.2: Terrazas fluviales ubicadas en la margen derecha del río Caplina. Vista tomada hacia el noroeste.

4.3 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

En el análisis presentaremos los dispositivos estratigráficos de los conjuntos de terrazas y depósitos contemporáneos desarrollados en el área de trabajo. Las terrazas son numeradas de la más reciente a la más antigua: Tf1, Tf2, Tf3, Tf4 respectivamente.

4.3.1 Encajonamiento de acumulaciones

En la figura 4.2 se puede apreciar la secuencia morfogénica o sucesión de eventos que generan la formación de terrazas encajonadas.

Las observaciones presentadas son tomadas en su mayor parte de Macharé (1981).

A. Etapa de incisión inicial: La erosión de las aguas corrientes tienden a modificar los relieves rocosos, surcándolos por profundas quebradas. El transporte de materiales es efectivo.

B. Primera etapa de relleno: Al perder su capacidad de transporte, el río deposita su carga. En los abanicos aluviales pedemontanos se realiza mediante una serie de cauces que divergen de la corriente principal.

C. Segunda etapa de incisión: El aumento de energía del río aumenta el poder erosivo, provocando su entalle en sus propias acumulaciones. Este cambio de dinámica en el agente puede tener tres orígenes principales.

a) **Climático:** Cuando ocurren precipitaciones más fuertes en las cabeceras, la corriente tiene más velocidad y por lo tanto mayor poder de transporte y de erosión.

b) **Eustático:** El descenso del nivel de mar varía el perfil alcanzado por el río. Para alcanzar el nuevo perfil este se profundizará.

c) **Tectónico:** El levantamiento de una porción de la corteza tiene un efecto similar al caso anterior que se ve reflejado en la incisión. Cuando el levantamiento es significativo la erosión profundiza tanto que frecuentemente corta el sustrato, en este caso estamos frente a un sistema de terrazas escalonadas (Fig. 4.1).

D. Segunda etapa de relleno: Se produce según los procesos ya explicados. Cuando este depósito queda a un nivel inferior que la anterior acumulación se obtiene la morfología de terrazas de acumulación. Esta disposición encajonada es característica en las quebradas de la zona estudiada.

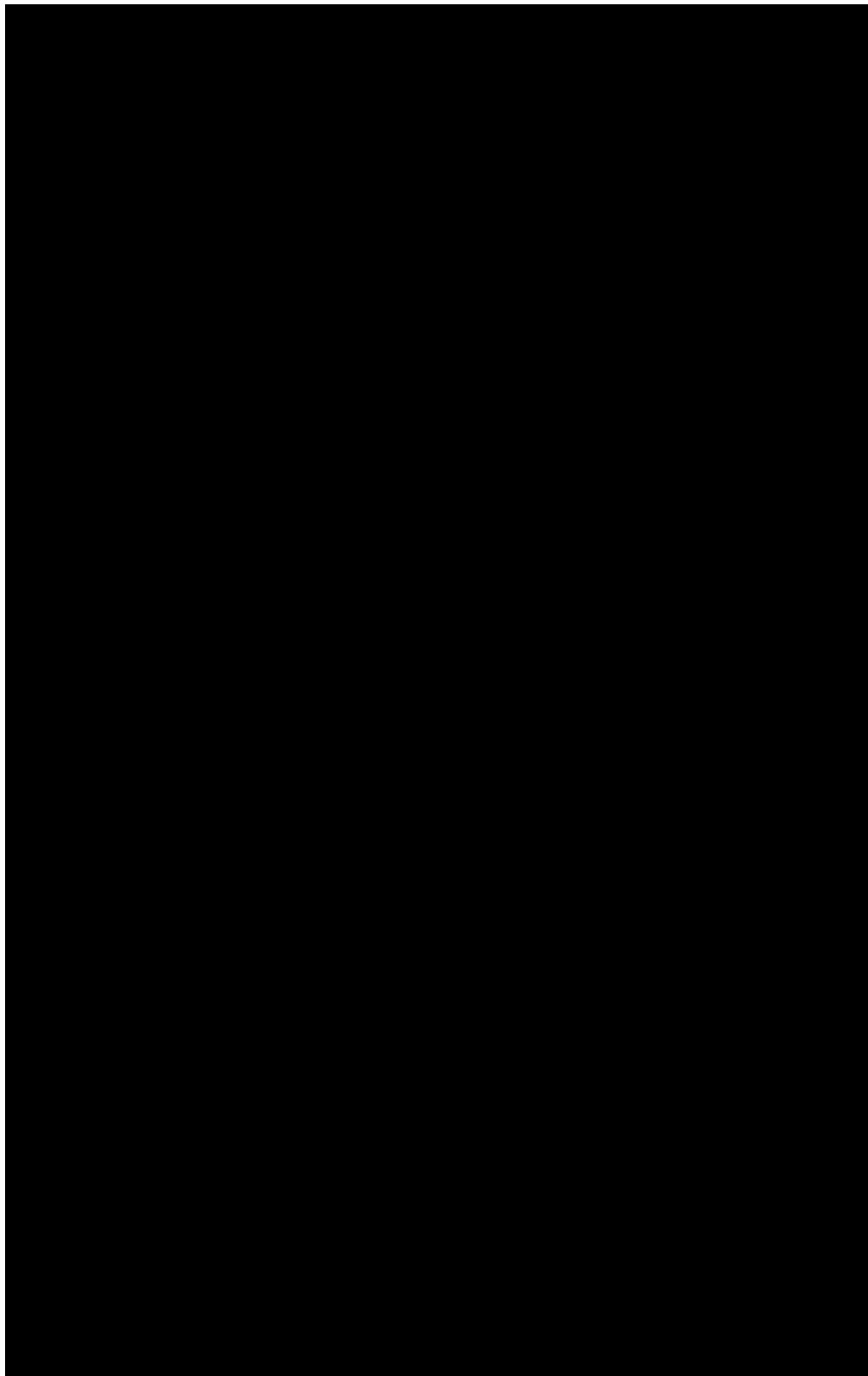


Fig. 4.2: Secuencia morfogénica de encajonamiento de acumulaciones (Tomado de Macharé, 1981).

4.4 ELEMENTOS ARQUITECTURALES E INTEPRETACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Un elemento arquitectural es un cuerpo de roca de escala mayor a una litofacies, caracterizado por su geometría externa e interna, estas se dan entre superficies limitantes o discontinuidades.

Los elementos arquitecturales son obtenidos a partir de la asociación de facies, permitiendo mejorar la caracterización de los sistemas depositacionales (Tabla 1).

TABLA 1: Clasificación de facies G, S, F, para modelos aluviales (Miall, 1996).

Elementos arquitecturales	Símbolo	Asociación de facies	Interpretación
Canales	CH	Todas las facies	Base erosiva cóncava hacia el tope, tope plano o erosionado, forma y talla muy variable, compuesta entre superficies de erosión de 3º orden, cóncavo hacia arriba.
Barras de gravas	GB	Gm, Gp, Gt	Lenticular o tabular, interestratificados con elementos SB
Barras arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lenticular, tabular o prismático, elementos de relleno de canal de abanicos de desembalse
Barras de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss (Gm), Gt, Gp	Prismático, sigmoidal, contiene superficies de acreción cóncavo-convexo de 3º orden.
Lóbulos gravitacionales	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, base cóncava hacia el tope, clásicamente asociado a los elementos GB.
Cuerpos sedimentarios finos	FF	Fm, Fl	Niveles delgados a gruesos, comúnmente interestratificados con SB; pueden llenar canales abandonados.

4.5 DISPOSITIVO DE LOS DEPÓSITOS

Las terrazas fluviales se encuentran desarrolladas en el área de estudio, alcanzando altitudes de hasta 120 metros con respecto al piso de valle. Las terrazas aparecen conformadas por facies aluviales, lacustres y fluviales. Los conglomerados que conforman las facies fluviales están constituidas mayormente por cantos bien redondeados de granodiorita, andesitas, areniscas, calizas e ignimbritas de las series cenozoicas, mesozoicas y paleozoicas. La estratificación oblicua, imbricación de cantos, paleocanales y laminaciones son las estructuras sedimentarias más frecuentes.

La alimentación de estos depósitos fue condicionado por un transporte longitudinal de los ríos Chero, Caplina y Palca.

Las terrazas están dispuestas de la siguiente manera.

- Terrazas fluviales del río Chero.
- Terrazas fluviales del río Calientes.
- Terrazas fluviales del río Palca.

Las terrazas son numeradas de la más reciente a la más antigua; Tf1, Tf2, Tf3 y Tf4, para la quebrada Caplina y Tf1, Tf2 y Tf3 para las quebradas Chero y Palca, esto debido a que no hay evidencia de la terraza más actual, donde se levantó columnas estratigráficas (Fig. 4.3).

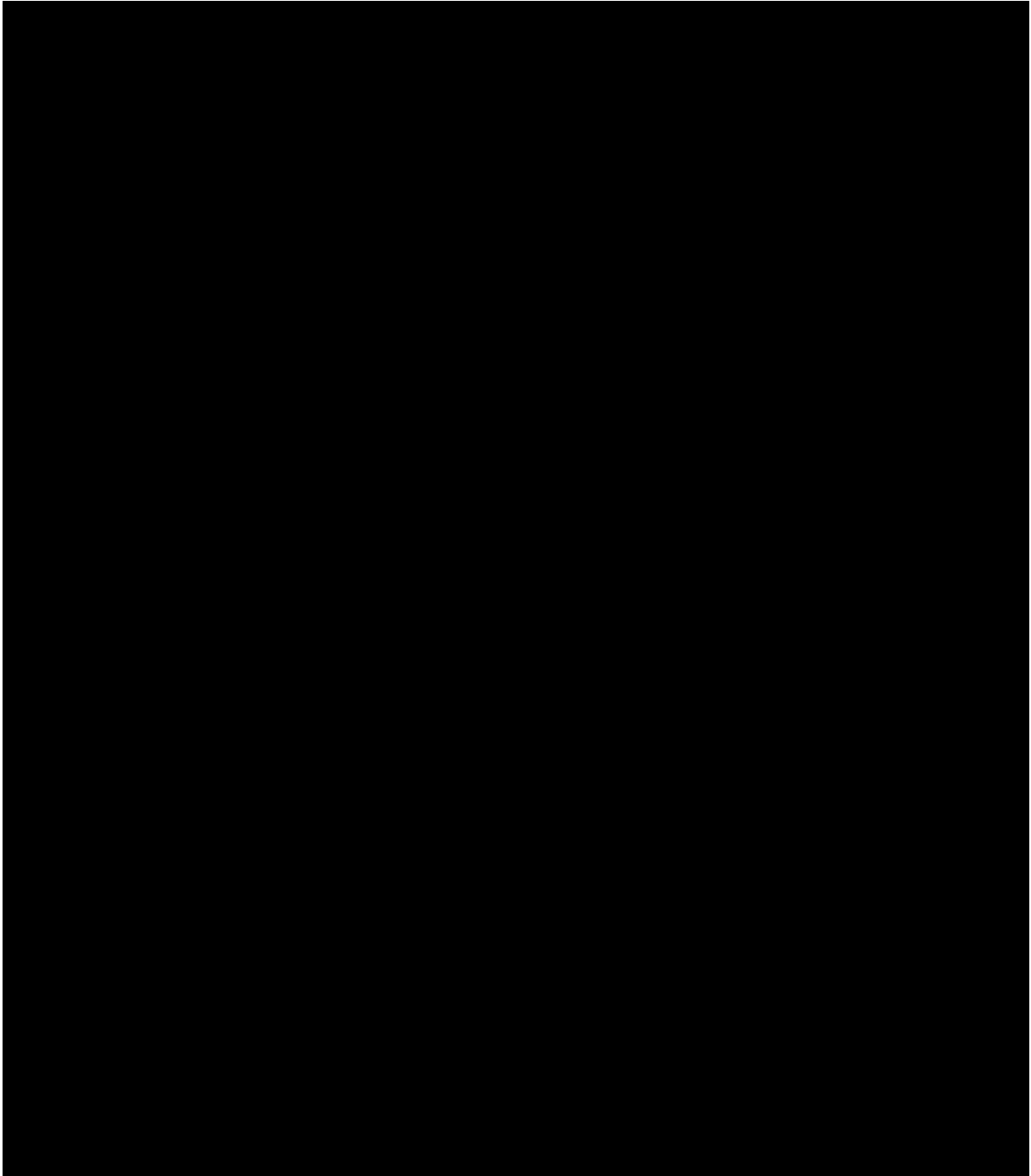


Fig. 4.3: Ubicación de las columnas estratigráficas.

4.5.1 Terrazas fluviales del río Chero

El río Chero es uno de los cursos de agua con poco o nada de caudal en la actualidad, nace en el cerro Vilacollo a 3,300 m en la ladera occidental de los Andes.

La incisión del río Chero dió como resultado tres terrazas encajonadas, que se pudo reconocer luego de un recorrido de 35 km a lo largo de la quebrada Chero, la mejor zona donde se expresan es en la zona del piedemonte, ya que a la salida del río Chero de la vertiente cordillerana forma abanicos y terrazas fluviales. A lo largo de este corte se levantó columnas estratigráficas detalladas de las terrazas fluviales que se describen en este trabajo. Para la evaluación de los depósitos fluviales se utilizó la metodología del

análisis de facies sedimentarias por Miall (1996) que consiste en la jerarquización de superficies limitantes o discontinuidades, codificación de facies y elementos arquitecturales.

A. Terraza fluvial Tf1

Aflora en ambos márgenes del río, está situada a 1 m por sobre el lecho actual del río (llamado Tf0). En esta terraza se observa conglomerados con cantos bien redondeados con un diámetro máximo de 20 cm, en la parte intermedia presenta una intercalación de areniscas medias a finas con limolitas de color marrón oscuro y en la parte superior se tiene un nivel de 20 cm de lutitas de color marrón oscuro.

De acuerdo a los depósitos descritos anteriormente se puede indicar que estos depósitos representan típicas facies fluviales.

B. Terraza fluvial Tf2

Aflora mayormente en el margen izquierda del río, está situada a 20 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

A lo largo del sector noroeste del cerro Pacollo, se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf2 que se describe a continuación (Fig. 4.4).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Canales (CH)

Son las facies más frecuente y se ubica a la base de cada secuencia, con discontinuidades de base bien marcadas (Fig. 4.4), presenta grano clasificación vertical decreciente, los conglomerados pueden presentar o no laminación oblicua curva. Se presentan en forma de lentes, con base cóncava y erosional (Foto 4.3), escala y forma altamente variable, son comunes las superficies de erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial de canales entrelazados.

▪ Cuerpos y barras de conglomerados (GB)

Son relativamente frecuentes, particularmente sobreyaciendo a facies tipo CH, que se encuentran en la base de cada secuencia de primer orden (Fig. 4.4). Se trata de niveles conglomeráticos en forma de lentes o interestratificados con arenas, generalmente presentan estratificación oblicua en arteza. Estas facies son interpretadas como flujos de detritos matriz soportado, rellenando pequeños canales, por consiguiente pertenecen a depósitos aluviales.

▪ Flujos de sedimentos por gravedad (SG)

Son conglomerados con estratificación oblicua de bajo ángulo, débilmente gradados e interestratificados con barras tipo GB y en formas de lóbulos. El conjunto de estas facies son interpretadas como depósitos aluviales.



Foto 4.3: Base erosiva de la secuencia III, de la terrazas fluvial Tf2. Margen izquierda del río Chero-Cerro Acirume.

▪ Depósitos de cenizas

Se trata de la Toba Pachia (ver Cap. III) que se encuentra interestratificada y relleno canales, estos niveles presentan clastos subredondeados en una matriz de areniscas de grano fino. Entonces se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

b) Evolución vertical

La terraza Tf2 se divide en tres secuencias de tercer orden, la evolución vertical de estas es grano estrato decreciente. Los conglomerados matriz soportados llegan a tener un espesor hasta de 2 m, mientras que los conglomerados clastos soportados tienen un espesor de hasta 1 m, los conglomerados de canal presentan base erosiva (Fotos 4.3 y 4.4) y se encuentran interestratificados con areniscas y depósitos de cenizas y tiene un espesor promedio de 1 m. La evolución vertical nos indica una alternancia de depósitos aluviales y fluviales con pequeños niveles de llanura de inundación.



Foto 4.4: Intercalación de conglomerados subredondeados con clastos imbricados y conglomerados matriz soportados. Margen derecha del río Chero - Cerro Huanara.

C. Terraza fluvial Tf3

Aflora mayormente en la margen derecha del río, esta situada a 62 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

A lo largo del sector sureste del cerro Norte Chero, se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf3 que se describe a continuación (Fig.4.5).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Cuerpos y barras de conglomerados (GB)

Son las facies más frecuentes, generalmente en la base de cada secuencia de primer orden, son niveles conglomeráticos en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en arteza interestratificados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso con estratificación paralela. El conjunto de estas facies están asociadas a depósitos de ambiente aluvial.

▪ Flujos de sedimentos por gravedad (SG)

Facies caracterizada por tener una débil gradación, están compuestos por conglomerados matriz soportado intercalados con barras menores o en forma de lentes de conglomerados de tipo GB con estratificación paralela, éstas rellenan. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.

▪ Cuerpos arenosos (SB)

Facies caracterizada por una gradación normal, las areniscas presentan poco cuarzo y con mucha matriz, mientras que hacia el techo presentan poca matriz y mayor contenido de cuarzo, estas facies se encuentran encima de superficies erosivas (canales). La amalgamación de estas facies produce la formación de barras arenosas, más o menos continuas. Estas facies presentan las características del paso de un medio aluvial a un medio fluvial de canales entrelazados.

▪ Canales (CH)

Son facies poco frecuentes y se ubican en el techo de las secuencias de primer orden con discontinuidades de base bien marcadas, presenta grano clasificación vertical decreciente, presentan ocasionalmente estratificación oblicua curva e imbricaciones, varían de escala y forma. Esta facies es típica de medios fluviales.

▪ Acreción lateral (LA)

Es poco frecuente y esta compuesta por conglomerados con gradación decreciente intercalada con areniscas de grano fino con estratificación paralela así como también ondulitas. Estas presentan las características de un medio aluvial.

- **Finos de desbordamiento de canal (OF)**

Comúnmente estratificados con facies de tipo SB, esta facies compuesta principalmente por limolitas con estratificación paralela (Foto 4.5), areniscas de grano fino con laminación oblicua y niveles delgados de conglomerados con clastos redondeados. Esta secuencia es típica de un medio de llanura de inundación.



Foto 4.5: Conglomerados de clastos angulosos matriz soportados, infrayaciendo a intercalación de areniscas de grano fino y limolitas de color marrón claro con estratificación paralela. Margen derecha del río Chero.

- **Depósitos de cenizas**

Se trata de la Toba Pachia (ver Cap. III) que se encuentra interestratificada y rellenando canales, estos niveles presentan clastos subredondeados mezclados con areniscas de grano fino. Entonces se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

b) Evolución vertical

La terraza Tf3 se divide en tres secuencias de tercer orden, la evolución vertical de estas es grano estrato decreciente mayormente. Los conglomerados matriz soportados llegan a tener un espesor de hasta 3 m, mientras que los conglomerados clasto soportados presentan un espesor promedio de 1.5 m, los conglomerados de canal presentan base erosiva y se encuentran interestratificados con areniscas con evidencias de acreción lateral y depósitos de caída de cenizas. La evolución vertical nos indica una alternancia de depósitos aluviales, fluviales y de llanura de inundación.

4.5.2 Terrazas fluviales del río Caplina

El río Caplina es el curso de agua más importante en la región, nace en la Cadena Volcánica del Barroso a 5,000 m en la ladera occidental de los Andes.

La incisión del río Caplina dió como resultado cuatro terrazas encajonadas, que se reconocieron después de un recorrido de 40 km a lo largo de la quebrada Caplina, la mejor zona donde se expresan es en el cerro Challata al noreste de la localidad de Pachía, así como también a la salida del río Caplina de la vertiente cordillerana.

A lo largo de este corte se levantó columnas estratigráficas detalladas de las terrazas fluviales que se describen a continuación.

A. Terraza fluvial Tf1

Aflora en ambos márgenes del río, está situada a 2.5 m por sobre el lecho actual del río (llamado Tf0). Esta terraza está formada de la siguiente manera: en la base se observa conglomerados con cantos bien redondeados con un diámetro máximo de 70 cm, en la parte intermedia presenta una intercalación de microconglomerados, areniscas medias a finas con limolitas de color marrón oscuro y en la parte superior se tiene un nivel de 40 cm de limolitas de color marrón oscuro.

De acuerdo a los depósitos descritos anteriormente se puede indicar que estos depósitos representan facies típicas de ambiente fluvial.

B. Terraza fluvial Tf2

Aflora mayormente en la margen izquierda del río, está situada a 28 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

A la altura del cerro Challata, se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf2 que se describe a continuación (Fig. 4.6).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Canales (CH)

Son las facies más frecuente y se ubican a la base de cada secuencia, con discontinuidades de base bien marcadas, presenta grano clasificación vertical decreciente, los conglomerados presentan laminación oblicua curva. Se presentan en forma de lentes, base cóncava y erosional, son comunes las superficies de erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.

▪ Acreción lateral (LA)

Es la segunda más frecuente, está compuesta por conglomerados con gradación decreciente intercalada con areniscas y limolitas con estratificación paralela, internamente se observa una acreción hacia los márgenes del cauce del río. Presenta características de un medio aluvial.

- **Flujos de sedimentos por gravedad (SG)**

Facies caracterizada por tener una débil gradación, están compuestos por conglomerados matriz soportado intercalados con conglomerados de clastos redondeados (Foto 4.6) y conglomerados de tipo GB en forma de lentes con estratificación paralela y rellenando canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.



Foto 4.6: Conglomerados de clastos angulosos matriz soportados, infrayaciendo a conglomerados de clastos redondeados, soportados e imbricados. Margen izquierda del río Caplina frente del cerro Challatita.

- **Finos de desbordamiento de canal (OF)**

Compuesta principalmente por limolitas con estratificación paralela, areniscas de grano fino con laminación oblicua y niveles delgados de conglomerados con clastos redondeados. Esta secuencia es típica de un medio de llanura de inundación.

- **Cuerpos y barras de conglomerados (GB)**

Es poco frecuente, se ubica en la base de algunas secuencias, son niveles conglomeráticos en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en arteza interestratificados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso con estratificación paralela. El conjunto de estas facies se asocian a depósitos de ambiente aluvial.

- **Depósitos de cenizas**

Se trata de la Toba Pachia (ver Cap. III) que se encuentra interestratificada y relleno de canales, estos niveles de hasta medio metro de espesor se componen de clastos subredondeados mezclados con areniscas de grano fino. Entonces se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

b) Evolución vertical

La terraza Tf2 se divide en tres secuencias de tercer orden, las dos primeras secuencias presentan espesores similares, mientras que la tercera secuencia está constituida solo por una secuencia de segundo orden (3.5 m).

Hacia la base presenta conglomerados matriz soportados con megaclastos de hasta 80 cm, luego existe una interacción de conglomerados con gradación granodecreciente intercalada con areniscas de grano medio a fino con estratificación oblicua y con depósitos de caída de cenizas, hacia el techo se repite la secuencia con mayor espesor de los conglomerados y areniscas. A lo largo de toda la columna se puede observar una alternancia de depósitos de ambientes fluviales y aluviales con pequeñas secuencias de llanuras de inundación.

C. Terraza fluvial Tf3

Aflora mayormente en la margen derecha del río, esta situada a 63 m. por sobre el lecho actual del río (Tf0).

Se levanto una columna estratigráfica al sureste del cerro Challata, la que dividimos de la siguiente manera (Fig.4.7).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Canales (CH)

Son facies frecuente y se ubican a la base de cada secuencia, con discontinuidades de base bien marcadas, presenta grano clasificación vertical decreciente con estratificación oblicua curva (Foto 4.7). Se presentan con base cóncava y erosional, son comunes las superficies de erosión, estas secuencias varían entre 1 a 5 m de espesor. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.



Foto 4.7: Areniscas de grano medio con estratificación oblicua. Margen izquierda del río Caplina frente de la localidad de Tocuco.

▪ Flujos de sedimentos por gravedad (SG)

Facies presentan una débil gradación, están compuestos por conglomerados matriz soportado intercalados con conglomerados de clastos redondeados y conglomerados de tipo GB en forma de lentes y areniscas de grano fino a medio con estratificación oblicua, éstas rellendo canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.

- **Acreción lateral (LA)**

Está compuesta por conglomerados con gradación decreciente intercalada con areniscas y limolitas con estratificación paralela, internamente se observa una acreción hacia las márgenes del cauce del río, los conglomerados tiene un espesor que varia de 4 a 6 m. Presenta características de un medio aluvial.

- **Cuerpos y barras de conglomerados (GB)**

Es poco frecuente, se ubica en la base de las secuencias, son niveles conglomeráticos en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en arteza interestratificados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso con estratificación paralela, se encuentran hacia la base de la columna. El conjunto de estas facies están asociadas a depósitos de ambiente aluvial.

- **Depósitos de cenizas**

Se trata de la Toba Pachia (ver Cap. III) que se encuentra interestratificada y relleno canales, estos niveles de hasta medio metro de espesor con clastos subredondeados mezclados con areniscas de grano fino. Se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

b) Evolución vertical

La terraza Tf3 se divide en tres secuencias de tercer orden que muestran espesores similares. La evolución vertical de las secuencias es grano estrato decreciente. Hacia la base la columna muestra depósitos finos infrayaciendo a conglomerados con estratificación oblicua y de espesores que varían entre 0.5 m a 3 m, esta intercalación se presenta en toda la secuencia I, mientras que para la secuencia II y III esta intercalación tiene espesores menores. Hacia el tope de la columna el espesor de los conglomerados llegan a 0.4 m.

D. Terraza fluvial Tf4

Aflora mayormente en la margen derecha del río, esta situada a 120 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

La columna estratigráfica se levantó en el cerro Pallanca al este de la localidad de Pachía, que se describe a continuación (Fig. 4.8).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Canales (CH)

Es la facies más frecuente junto a la facies GB. Se ubica a la base de la secuencia I y III, con discontinuidades bien marcadas, además de base cóncava y erosional, es común las superficies de erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.

▪ Cuerpos y barras de conglomerados (GB)

Es frecuente al igual que las facies CH y se ubican suprayaciendo a éstas. Consisten en conglomerados en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en arteza interestratificados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso con estratificación paralela, su espesor varía de 1 a 4 m. El conjunto de estas facies están asociadas a depósitos de ambiente aluvial.

▪ Flujos de sedimentos por gravedad (SG)

Facies caracterizada por tener una débil gradación, están compuestos por conglomerados matriz soportado intercalados con conglomerados de clastos redondeados y conglomerados de tipo GB en forma de lentes con estratificación paralela y relleno canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.

▪ Depósitos de cenizas

Se trata de la Toba Pachia (ver Cap. III) que se encuentra interestratificada y relleno canales, estos niveles de hasta medio metro de espesor con clastos subredondeados mezclados con areniscas de grano fino. Se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

b) Evolución vertical

La terraza Tf4 se divide en tres secuencias de tercer orden, la secuencia I presenta un espesor mayor a los siguientes (28 m) y consiste en la intercalación de conglomerados con un ordenamiento interno con clastos redondeados, conglomerados matriz soportados y areniscas de grano medio a grueso (Foto 4.8), la secuencia II tiene un espesor de 14 m y está compuesta por conglomerados íntegramente de origen aluvial, la secuencia III compuesta por una intercalación de conglomerados y areniscas de grano fino a grueso con espesores que varían de 0.2 a 1 m.



Foto 4.8: Intercalación de conglomerados con clastos redondeados imbricados con estratificación paralela y conglomerados matriz soportados. Margen izquierda del río Caplina frente al cerro Chañal.

4.5.3 Terrazas fluviales del río Palca

El río Palca es uno de los cursos de agua menos importantes en la actualidad, nace en el cerro Chulluncane a 4,580 m en la ladera occidental de los Andes.

La incisión del río Palca dio como resultado tres terrazas encajonadas, que se pudo reconocen luego de un recorrido de 30 km a lo largo de la quebrada Palca. La mejor zona donde se expresan estas terrazas, es en la zona del piedemonte ya que a la salida del río Palca de la vertiente cordillerana, forma abanicos y terrazas fluviales.

A. Terraza fluvial Tf1

Aflora en la margen derecha del río, está situada a 12 m por sobre el lecho actual del río (llamado Tf0).

Al noroeste del cerro Tocuco se levantó una columna estratigráfica de esta terraza, que se describe a continuación (Fig. 4.9).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Canales (CH)

Son las facies más frecuente y se ubica a la base de cada secuencia, con discontinuidades de base bien marcadas, presenta grano clasificación vertical decreciente con estratificación oblicua curva, presenta base cóncava y erosional, son comunes las superficies de erosión, estas secuencias varían de 1 a 3 m de espesor, las areniscas y limolitas presentan estratificación paralela. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.

▪ Cuerpos y barras de conglomerados (GB)

Se ubican suprayaciendo a la facies CH, consisten en conglomerados en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en arteza interestratificados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso y estratificación paralela, su espesor varía de 0.5 a 1 m. El conjunto de estas facies están asociadas a depósitos de ambiente aluvial.

b) Evolución vertical

La terraza Tf1 se divide en tres secuencias de tercer orden, la primera secuencia presenta un espesor de 5 m y está constituido por intercalaciones de conglomerados con clastos redondeados e imbricados y areniscas de grano fino a medio con estratificación paralela (Foto 4.9). La secuencia II, tiene un espesor de 3 m y está constituido hacia la base por conglomerados de clastos redondeados, limolitas y areniscas de grano fino a grueso con estratificación paralela. La secuencia III tiene un espesor de 3 m, y es una secuencia conglomerática grano decreciente.



Foto 4.9: Secuencia granodecreciente, margen izquierda del río Palca.

B. Terraza fluvial Tf2

Aflora mayormente en la margen derecha del río, está situada a 38 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

A lo largo del sector noroeste del cerro Tres Cruces se levantó una columna estratigráfica de la terraza fluvial Tf2 que a continuación se describe (Fig. 4.10).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Canales (CH)

Son facies poco frecuentes y se ubican en el techo de las secuencias de primer orden con discontinuidades de base bien marcadas, presenta grano clasificación vertical decreciente, presentan ocasionalmente estratificación oblicua curva e imbricaciones, varían de escala y forma. Esta facies son típicas de medios fluviales.

▪ Cuerpos y barras de conglomerados (GB)

Son relativamente frecuentes, particularmente sobreyaciendo a facies tipo CH, que se encuentran en la base de cada secuencia de primer orden. Se trata de niveles conglomeráticos en forma de lentes o interestratificados con arenas (Fig. 4.10), generalmente presentan estratificación oblicua en arteza. Estas facies son interpretadas como flujos de detritos matriz soportado, rellenando pequeños canales, por consiguiente pertenecen a depósitos aluviales y fluviales.



Foto 4.10: Parte de la secuencia I, conglomerados con clastos soportados subredondeados de hasta 40 cm de diámetro. Margen derecha del río Palca frente a la localidad de Miculla.

- **Flujos de sedimentos por gravedad (SG)**

Facies caracterizada por tener una débil gradación, están compuestos por conglomerados matriz soportado intercalados con barras menores o en forma de lentes de conglomerados de tipo GB con estratificación paralela. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.

- **Depósitos de cenizas**

Se trata de la Toba Pachia (ver Cap. III) que se encuentra interestratificada y relleno canales, estos niveles de hasta medio metro de espesor con clastos subredondeados están mezclados con areniscas de grano fino. Entonces se trata de un nivel retransportado posiblemente por la crecida del río.

b) Evolución vertical

La terraza Tf2 se divide en tres secuencias de tercer orden, en su mayor parte están constituidas mayormente por conglomerados clasto soportados y matriz soportados intercalados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso y limolitas con estratificación paralela. La evolución vertical nos indica una alternancia entre depósitos de ambientes aluviales, fluviales y de llanura de inundación.

C. Terraza fluvial Tf3

Aflora mayormente en la margen derecha del río, está situada a 70 m por sobre el lecho actual del río (Tf0).

En el cerro Tocuto al este de la localidad de Pachía, se levantó una columna estratigráfica que se describe a continuación (Fig. 4.11).

a) Descripción de facies y medio de depósito

▪ Cuerpos y barras de conglomerados (GB)

Es frecuente al igual que las facies CH y se ubican suprayaciendo a éstas, consisten en conglomerados en forma de cuerpos tabulares y con estratificación oblicua en arteza interestratificados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso con estratificación paralela, su espesor varía de 2 a 4 m (Foto 4.11). El conjunto de estas facies están asociadas a depósitos de ambiente aluvial.

▪ Flujos de sedimentos por gravedad (SG)

Facies caracterizada por tener una débil gradación, están compuestos por conglomerados matriz soportado intercalados con conglomerados de clastos redondeados y conglomerados de tipo GB en forma de lentes con estratificación paralela, éstas rellenan canales. Estas facies son interpretadas como depósitos aluviales distales.

▪ Canales (CH)

Se ubica en la base de las secuencias I y II, con discontinuidades bien marcadas, además de base cóncava y erosional es común las superficies de erosión. Estas facies presentan las características de un medio fluvial.

▪ Acreción lateral (LA)

Está compuesta por conglomerados con gradación decreciente intercalada con areniscas y limolitas con estratificación paralela, internamente se observa una acreción hacia las márgenes del cauce del río, los conglomerados tiene un espesor que varía de 4 a 6 m. Presenta características de un medio aluvial.



Foto 4.11: Conglomerados con clastos subredondeados de hasta 50 cm de diámetro, matriz soportada. Margen derecha del río Palca frente de la localidad El Olivar.

b) Evolución vertical

La terraza Tf3 se divide en tres secuencias de tercer orden, en su mayor parte están constituidas por conglomerados clasto soportados y matriz soportados, intercalados con niveles delgados de areniscas de grano medio a grueso y limolitas con estratificación paralela, estos depósitos se hacen más delgados hacia el techo. La evolución vertical nos indica una alternancia entre depósitos de ambientes aluviales, fluviales y de llanura de inundación.

4.6 SINTESIS ESTRATIGRÁFICA

Después de haber presentado las relaciones estratigráficas, características sedimentológicas y ensambles de los depósitos recientes, se propone una tabla en la cual se ubican relativamente las posiciones cronoestratigráficas de las unidades desarrolladas en la zona.

4.6.1 Correlación estratigráfica

Las diferentes columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio han sido correlacionadas de acuerdo al análisis secuencial. En la figura 4.12 proponemos una correlación estratigráfica, teniendo como nivel guía la Toba Pachía (2.7 Ma) y que además se adjunta las glaciaciones tanto en Europa como en Norteamérica. Debido a que se mantiene la idea de que cada ciclo de aluviación depende de la glaciación y deglaciación. Dollfus (1965) propone un cuadro con tres glaciaciones (Mantaro, Riss y Würn). Dollfus & Megard (1968) proponen hipotéticamente un esquema con cuatro glaciaciones, donde la primera gran glaciación llamada Mantaro involucraría a dos glaciaciones.

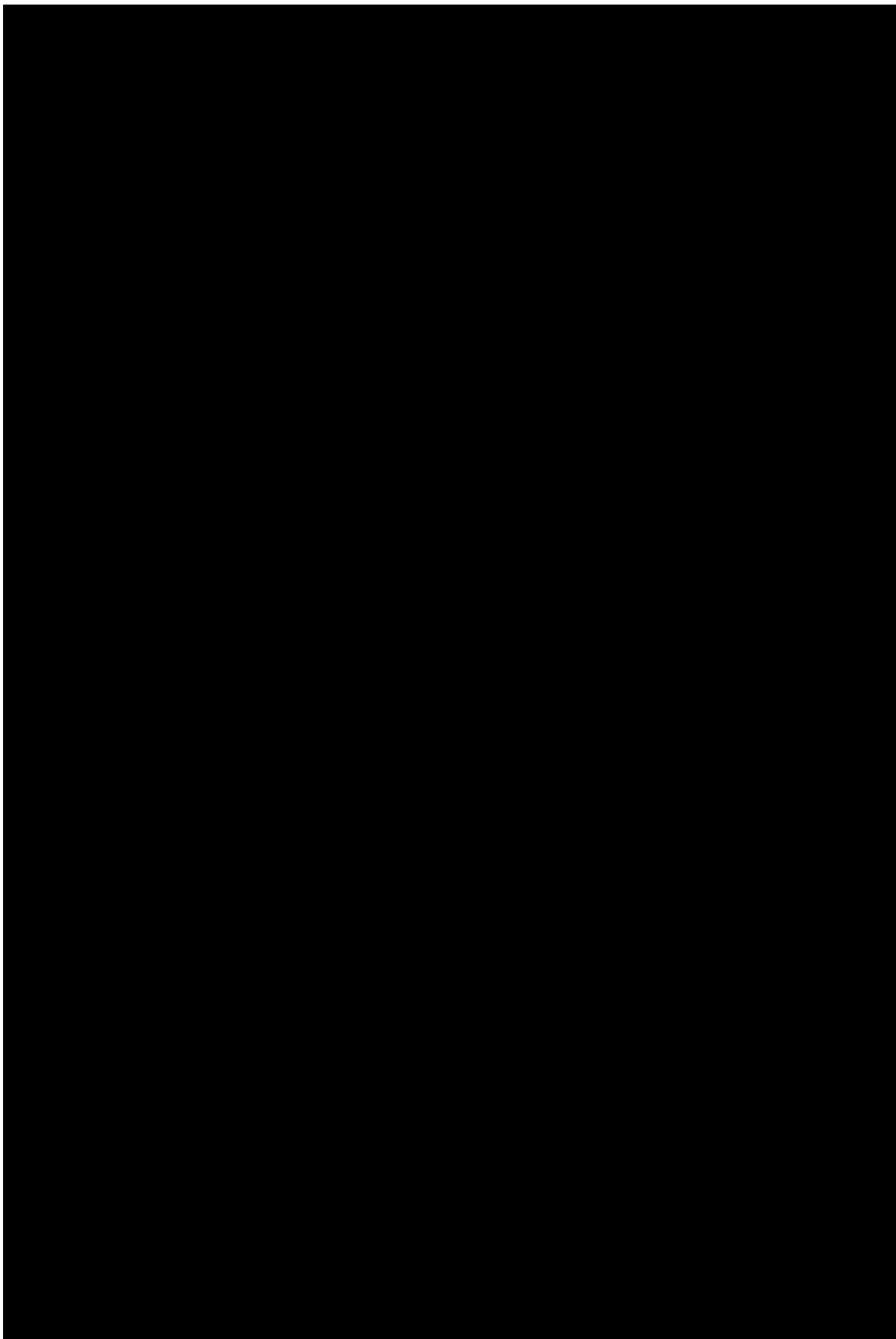


Fig. 4.12: Correlación estratigráfica de las terrazas fluviales del área de estudio. A la derecha la cronología de las glaciaciones propuestas por Dollfus (1965) y Dollfus & Megard (1968).

CAPITULO V

TECTÓNICA RECIENTE Y MICROTTECTÓNICA

5.1 GENERALIDADES

Las deformaciones recientes en el sur del Perú son evidenciadas por períodos tectónicos compresivos durante el Plio-Cuaternario. Para la deformación cuaternaria en el Piedemonte del sur del Perú (Tacna) se ha realizado un inventario de las estructuras que afectan al Cuaternario, considerando su geometría y las medidas microtectónicas, para el análisis respectivo a fin de determinar los ejes principales de esfuerzos.

Las observaciones se realizaron en dos superficies: un frente montañoso principal y una superficie de aplanamiento levantada (peniplanicie elevada) (Fig. 5.1). A partir del frente montañoso principal el piedemonte occidental muestra una superficie de aplanamiento ampliamente distribuida, resultado de la peneplanización de unidades del Neógeno (Formación Huaylillas). Esta superficie de aplanamiento está cubierta por depósitos cuaternarios.

La información obtenida en el terreno mediante el estudio geológico de afloramientos se comparó con aquella obtenida a partir de sensores remotos como imágenes estereoscopias (SRTM Data), fotografías aéreas e imágenes Landsat. Los datos estructurales fueron tratados mediante el programa FaultKinWin (Allmendiger, 2001) y los modelos DEM fueron realizados mediante los programas ArcGis 9.0 y Envi 4.2.

Las medidas de estrías en los planos de falla se realizaron en su totalidad en el frente montañoso, mientras que las fallas en la superficie de aplanamiento se identificaron por alteraciones del patrón fluvial.

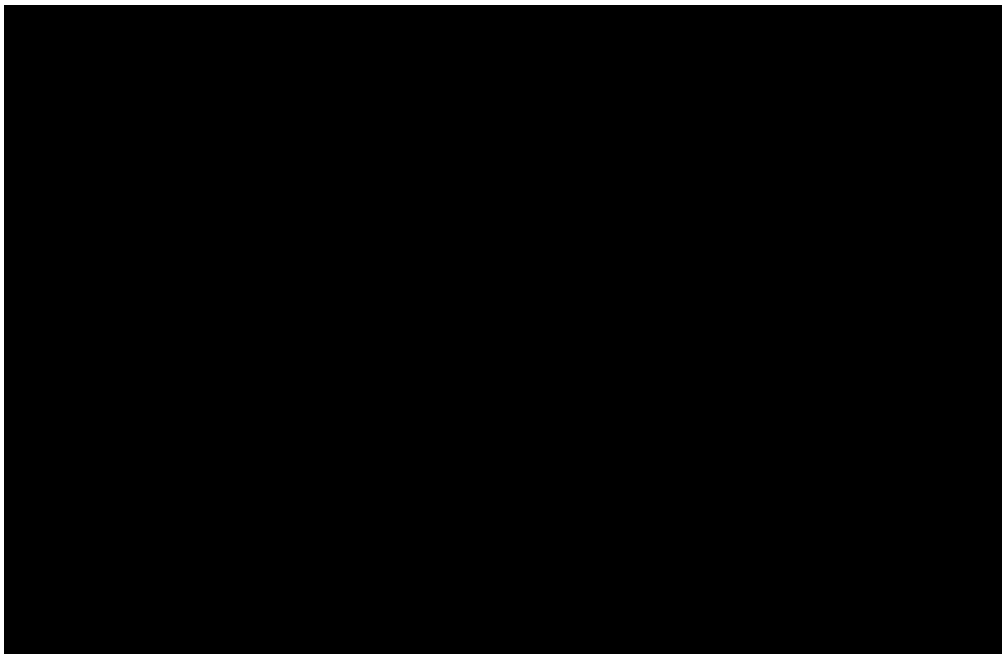


Fig. 5.1: El piedemonte occidental esta conformado por una superficie de aplanamiento o peniplanicie elevada, una zona de colinas bajas o frente montañoso. Modelo de elevación del terreno generado mediante el programa Envi 4.2 a partir de una imagen ASTER.

5.2 ESTRUCTURAS OBSERVADAS

Se han dividido las estructuras identificadas, en tres grupos. El primero agrupa las estructuras con rumbo promedio N120°E, el segundo grupo agrupa estructuras con rumbo promedio N60°E y luego las estructuras con rumbo promedio N-S.

Las fallas han sido observadas gracias a cortes naturales o artificiales del terreno. En la figura 5.2 se muestra la ubicación de las estaciones microtectónicas.

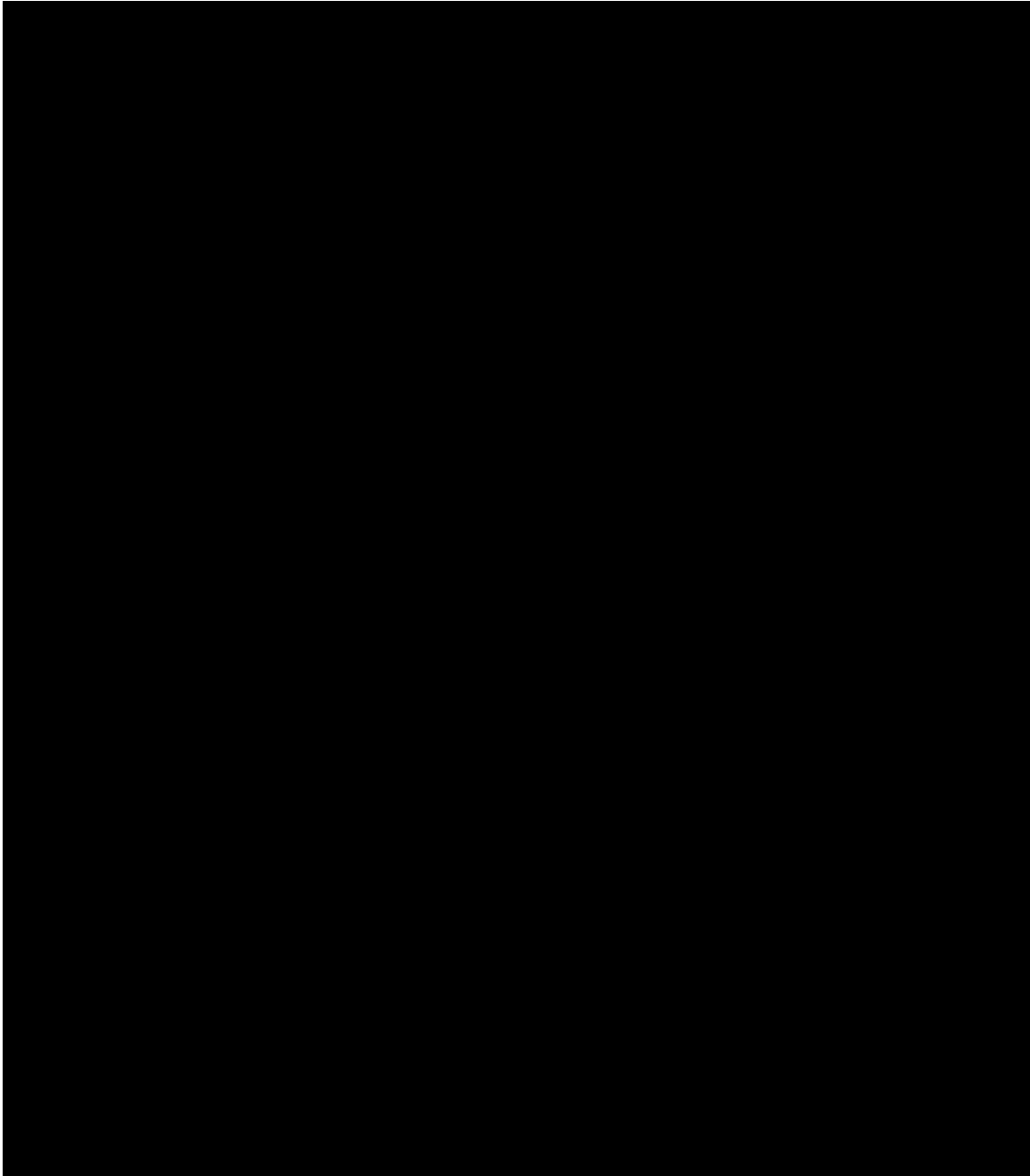


Fig. 5.2: Ubicación de las estaciones, en estas se midió estrías en planos de fallas que afectan depósitos recientes, estas medidas fueron tomadas en las quebradas Chero, Caplina y Palca.

En cada una de las estaciones de trabajo se analizaron los datos microtectónicos obtenidos en campo.

Las medidas de estrías fueron procesadas con el software FaultKinWin, introduciendo el rumbo y buzamiento de la falla, estrías y el tipo de movimiento, este software también nos permite hallar el estado de esfuerzos, es decir σ_1 , σ_2 y σ_3 que representan esfuerzos.

- σ_1 : Esfuerzo extensional.
- σ_2 : Esfuerzo mixto.
- σ_3 : Esfuerzo compresional.

Así mismo los tipos de fallas se abrevian de la siguiente manera.

- Nx: Falla normal.
- Ix: Falla inversa.
- Sx: Falla sinistral.
- Dx: Falla dextral.

5.2.1 Familia de fallas N120°E

A. Estación 122. En la quebrada Caplina cerca de la localidad de Pallagua en un corte natural del terreno, muestra depósitos de talud de escombros (Holoceno) que están afectados por una falla inversa con componente sinistral (Foto 5.1 y Figs. 5.3 y 5.4).


Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Caplina	122	Falla	UTM	8034631	387733	2150	5.2
							

Foto 5.1: Falla inversa afectando un depósito de talud de escombros (Holoceno), el desplazamiento del talud es de 60 cm aproximadamente. Vista al norte.

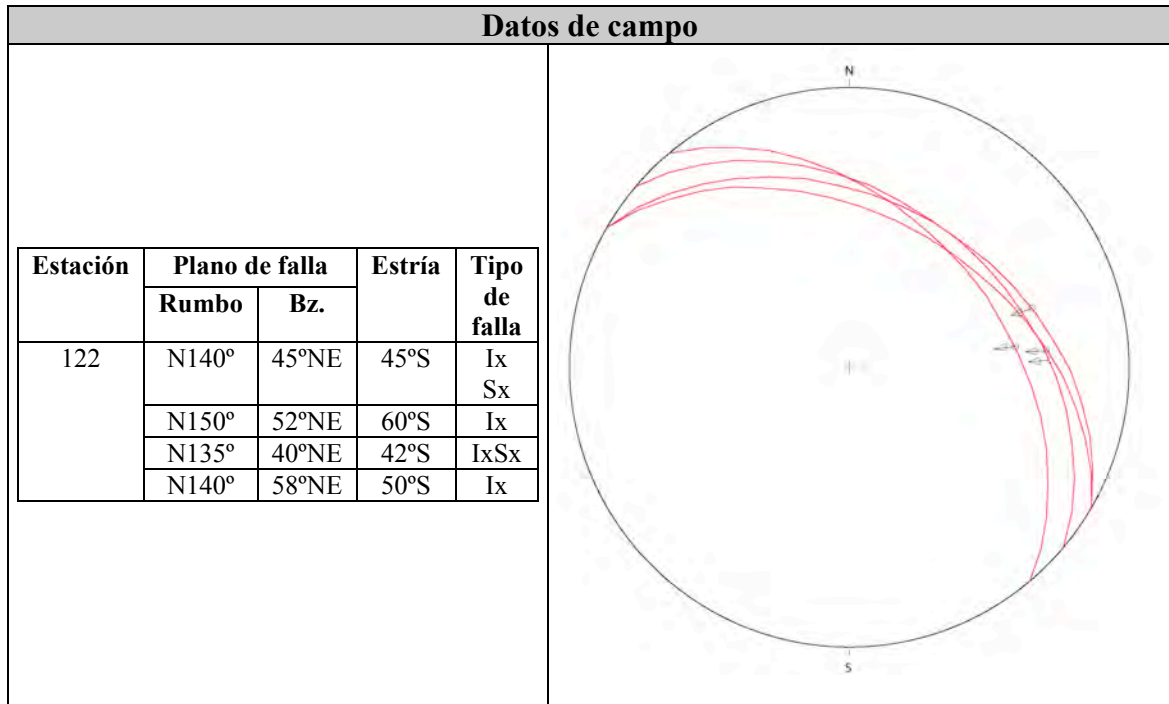


Fig. 5.3: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

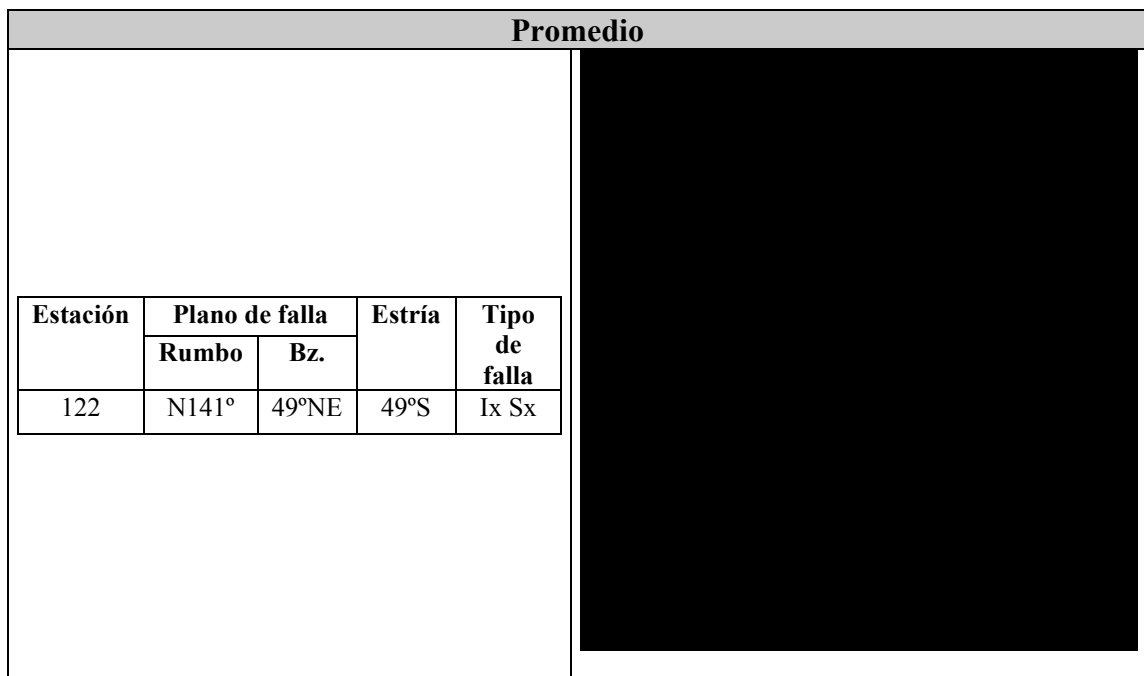


Fig. 5.4: Promedio de las medidas tomadas en campo.

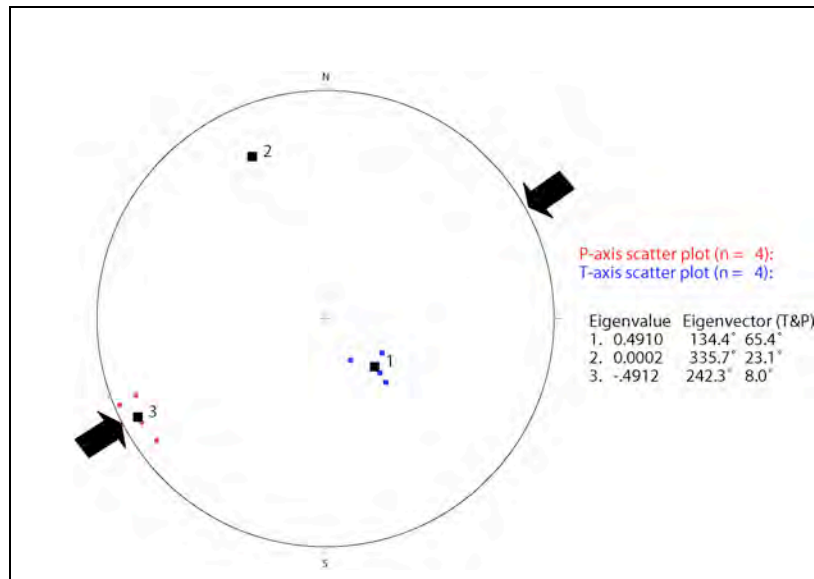


Fig. 5.5: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 122 (Fig. 5.5) indican un vector σ_3 en una dirección NE-SO, revelando una falla inversa con componente sinistral.

B. Estación 138. En la quebrada Caplina cerca a la localidad de Chañal, un corte natural del terreno muestra depósitos finos (lacustres) que están afectados por una falla transcurrente sinistral inversa. Este nivel forma parte de la terraza Tf3 (Foto 5.2 y Figs. 5.6 y 5.7).

Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Caplina	138	Falla	UTM	8032249	385244	1520	5.2

Foto 5.2: Estrías en plano de falla de limolitas de la terraza fluvial Tf3. Vista al sur.

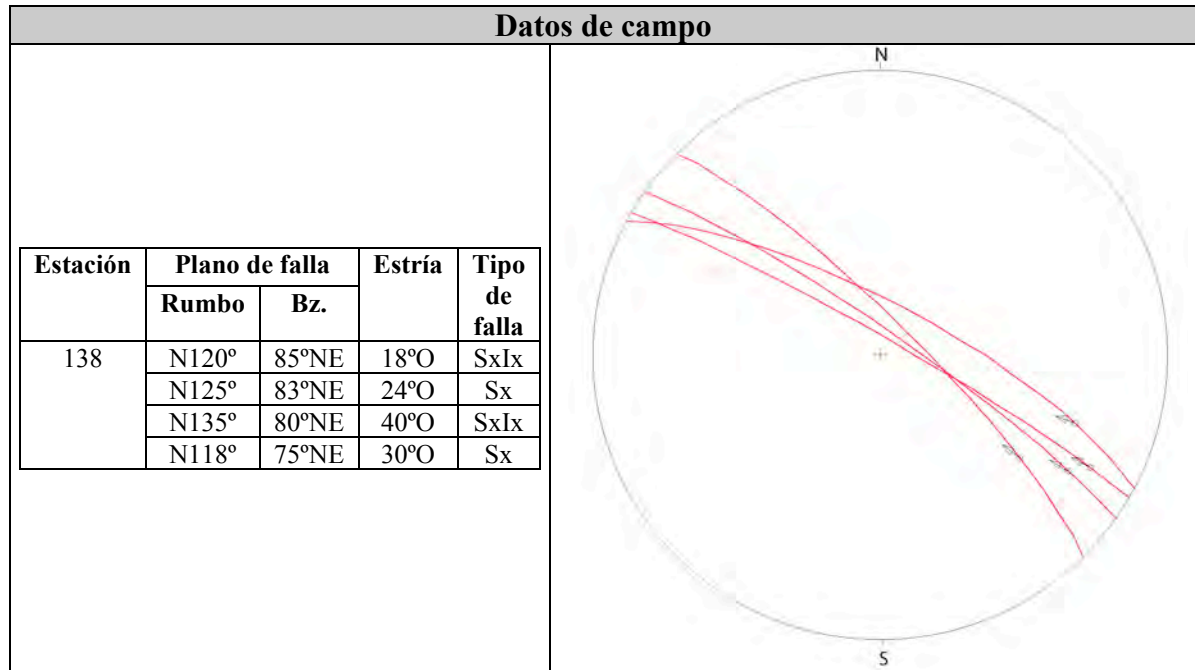


Figura 5.6: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

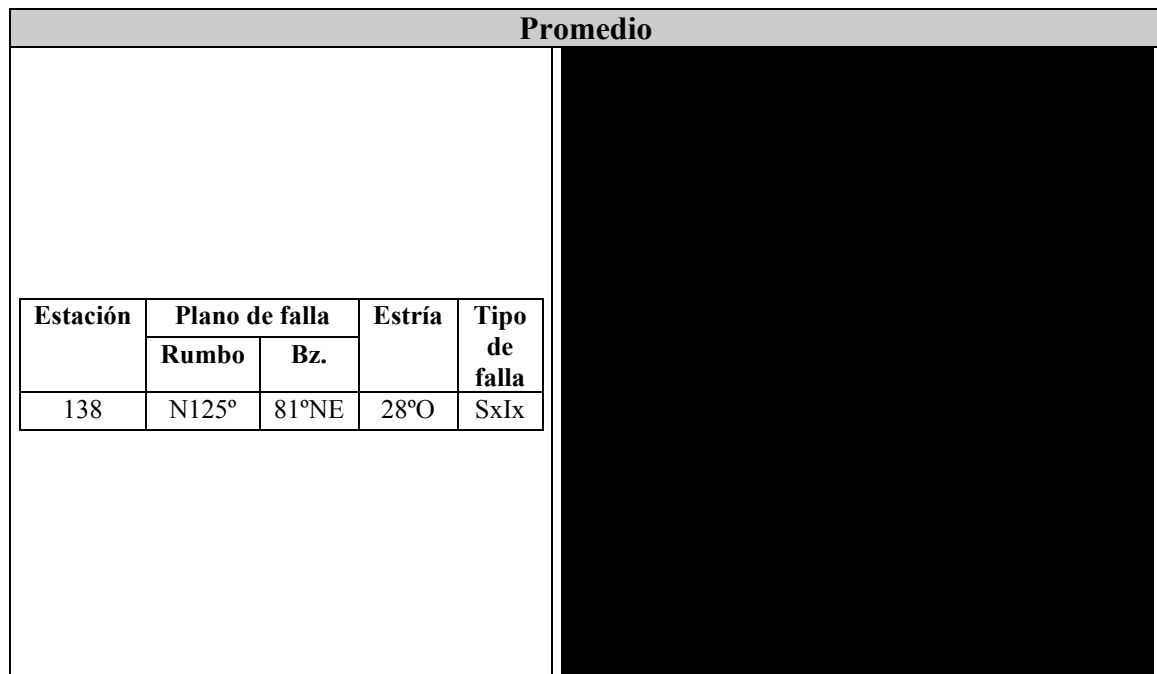


Fig. 5.7: Promedio de las medidas tomadas en campo.

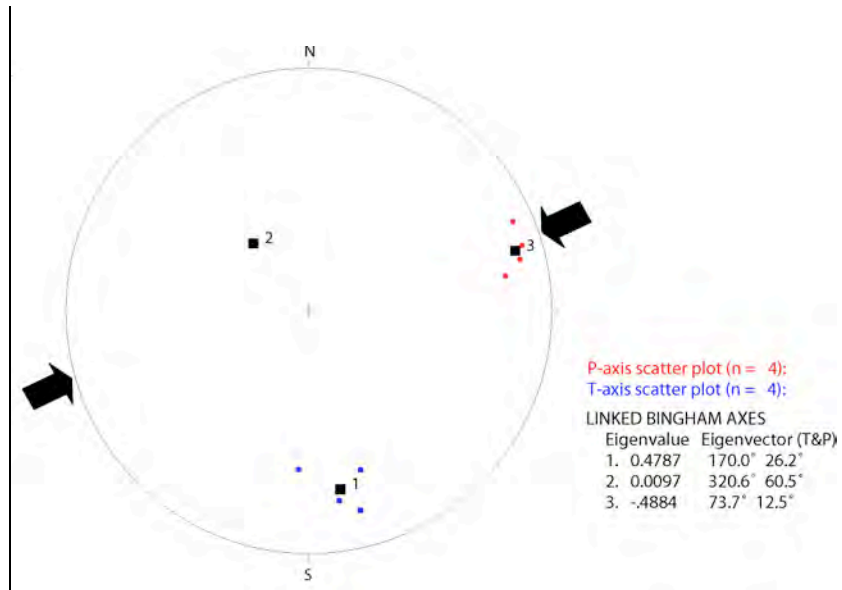


Fig. 5.8: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 138 (Fig. 5.8) indican un vector σ_3 con una dirección NE-SO, que revelan una falla inversa con componente sinistral.

C. Estación 236. En la quebrada Caplina cerca de Calientes, al este de la localidad de Pachía en un corte natural del terreno se puede observar una traza de falla inversa que afecta depósitos conglomeráticos de la terraza fluvial Tf2, se pudo hacer medidas de estrías que se presenta a continuación (Foto 5.3 y Figs. 5.9 y 5.10).

Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Caplina	236	Falla	UTM	8024981	383063	952	5.2

Foto 5.3: Flexura de la parte superior de la terraza fluvial Tf2. Vista al sur.

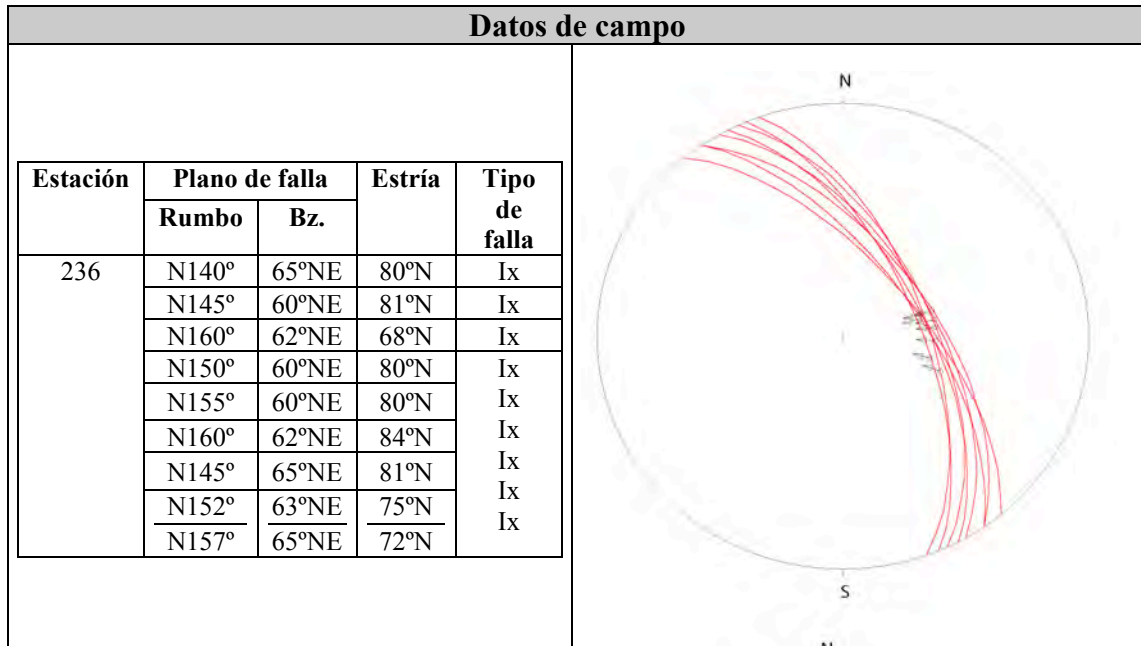


Fig. 5.9: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

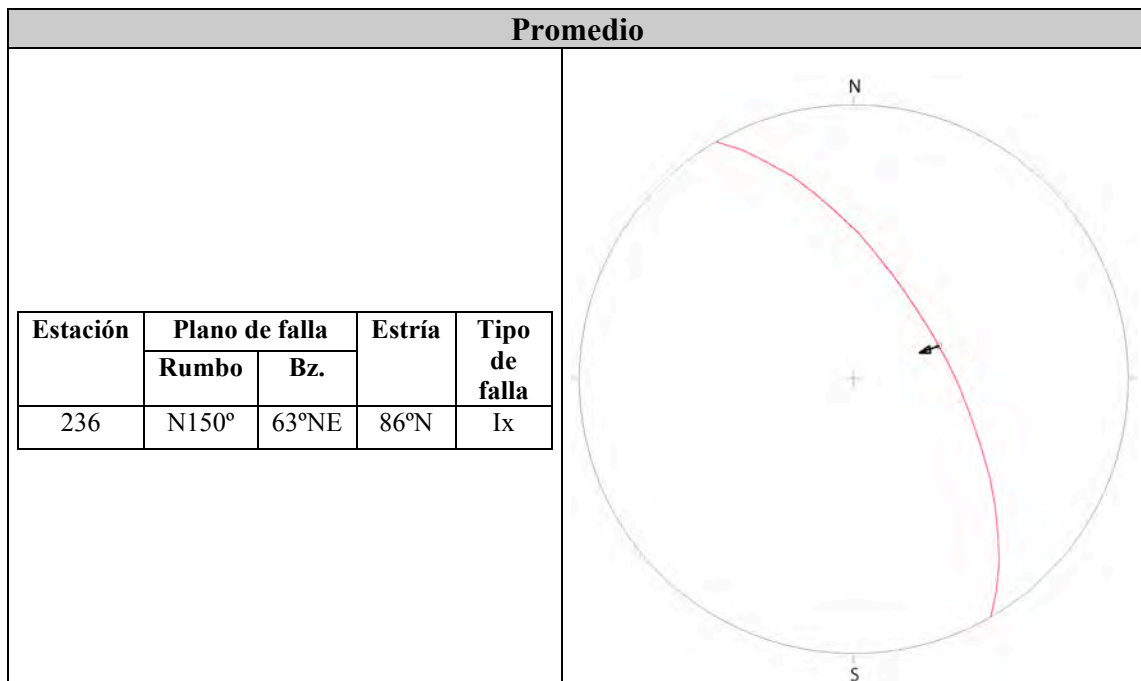


Fig. 5.10: Promedio de las medidas tomadas en campo.

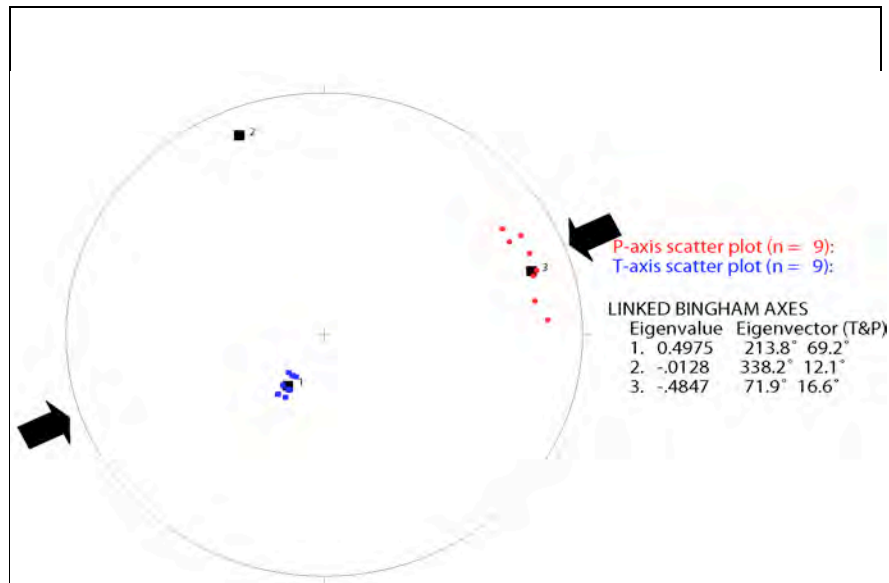


Fig. 5.11: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 236 (Fig. 5.11) indican un vector σ_3 con una dirección NE-SO, revelando una falla inversa.

D. Estación 187. En la quebrada Palca cerca del cerro Tres Cruces, al sureste de la localidad de Pachía se puede observar en un corte natural del terreno, una traza de falla inversa afectando depósitos conglomeráticos con clastos angulosos de la terraza fluvial Tf3, se pudo hacer medidas de estrías que se presenta a continuación (Foto 5.4 y Figs. 5.12 y 5.13).

Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Palca	187	Falla	UTM	8023033	389346	1215	5.2

Foto 5.4: Falla inversa afectando conglomerados de clastos angulosos. Vista al sur.

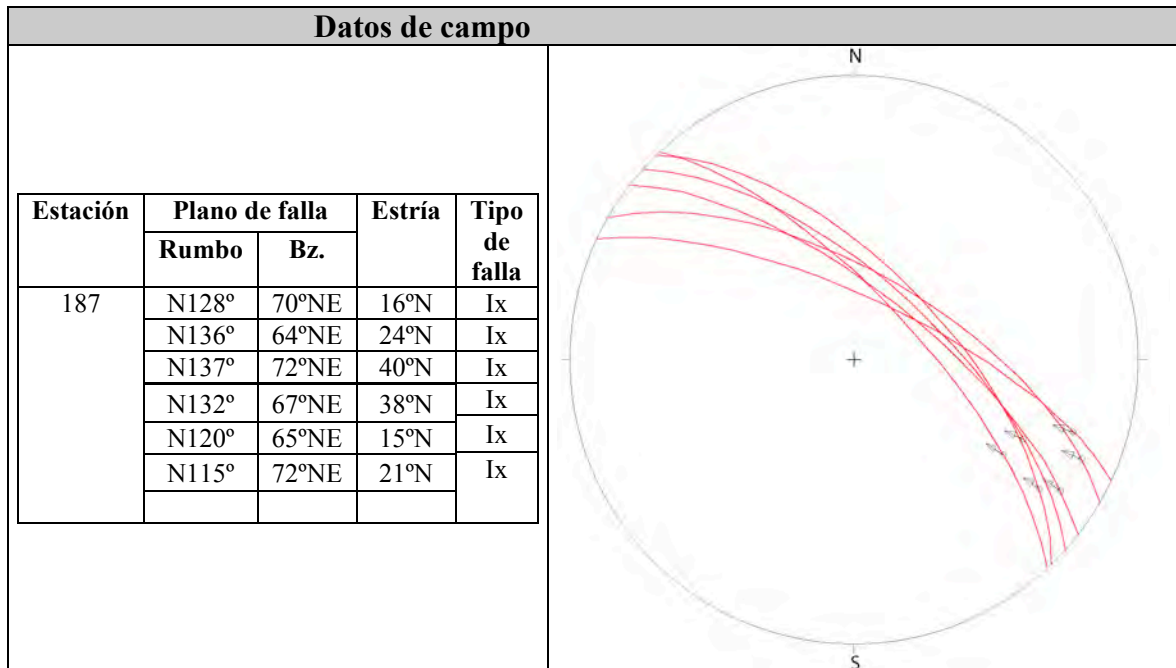


Fig. 5.12: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

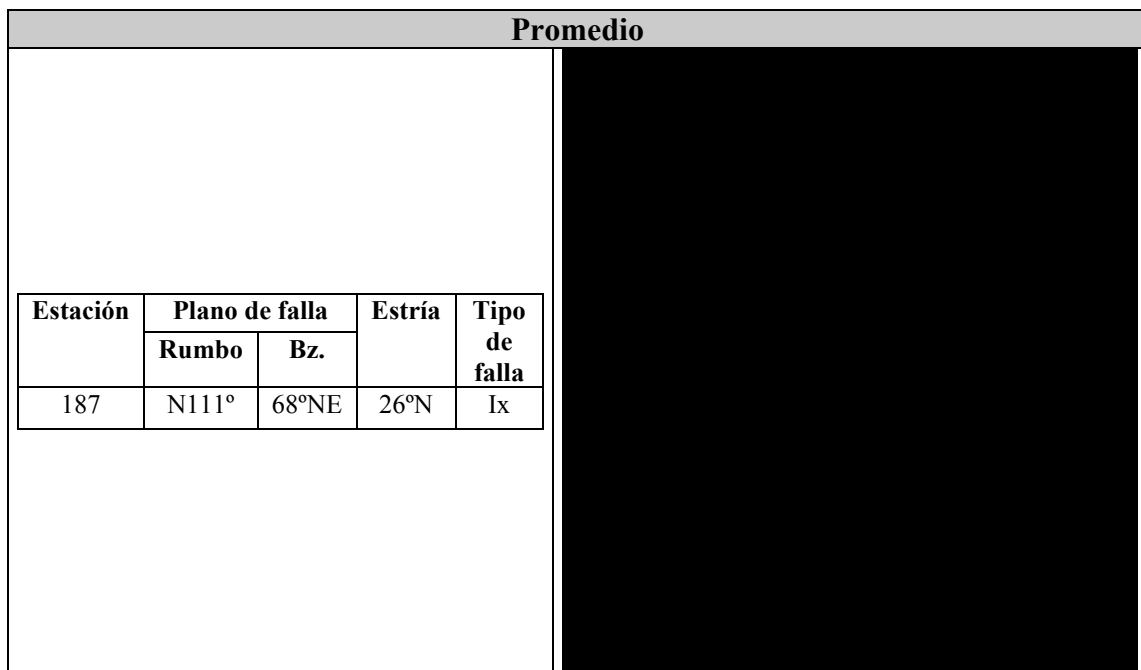


Fig. 5.13: Promedio de las medidas tomadas en campo.

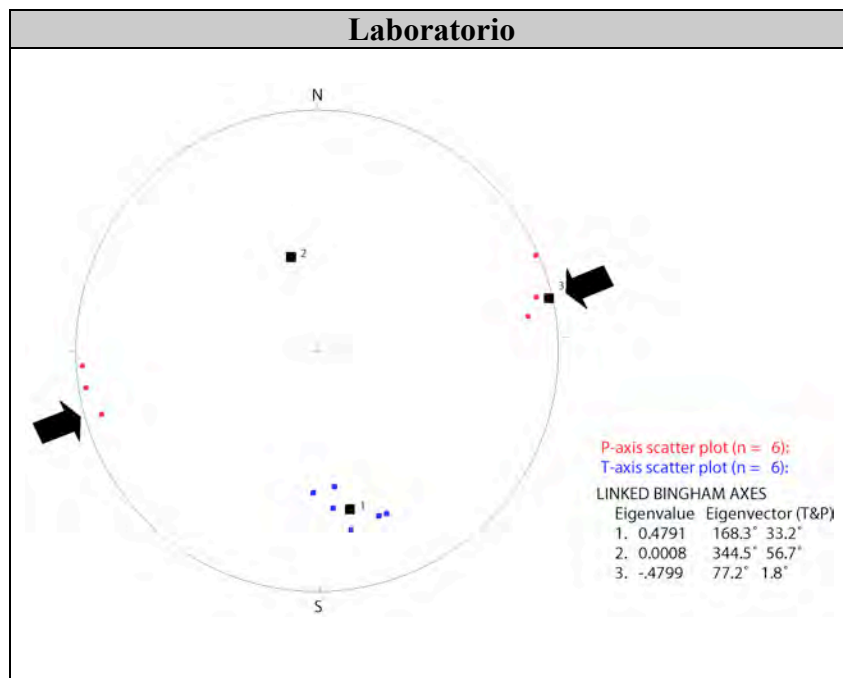


Fig. 5.14: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 187 (Fig. 5.14) indican un vector σ_3 con una dirección NE-SO, revelando una falla inversa.

E. Estación 150. En la quebrada Palca cerca de Huanune, al sureste de la localidad de Pachía y al oeste de Palca se puede observar en un corte natural del terreno, una traza de falla trasncurrente sinistral afectando depósitos conglomeráticos de la terraza fluvial Tf3, se pudo hacer medidas de estrías que presento a continuación (Foto 5.5 y Figs. 5.15 y 5.16).

Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Palca	150	Falla	UTM	8035730	402906	1645	5.2

Foto 5.5: Falla inversa que afecta conglomerados de la de la terraza fluvial Tf3. Vista al norte.

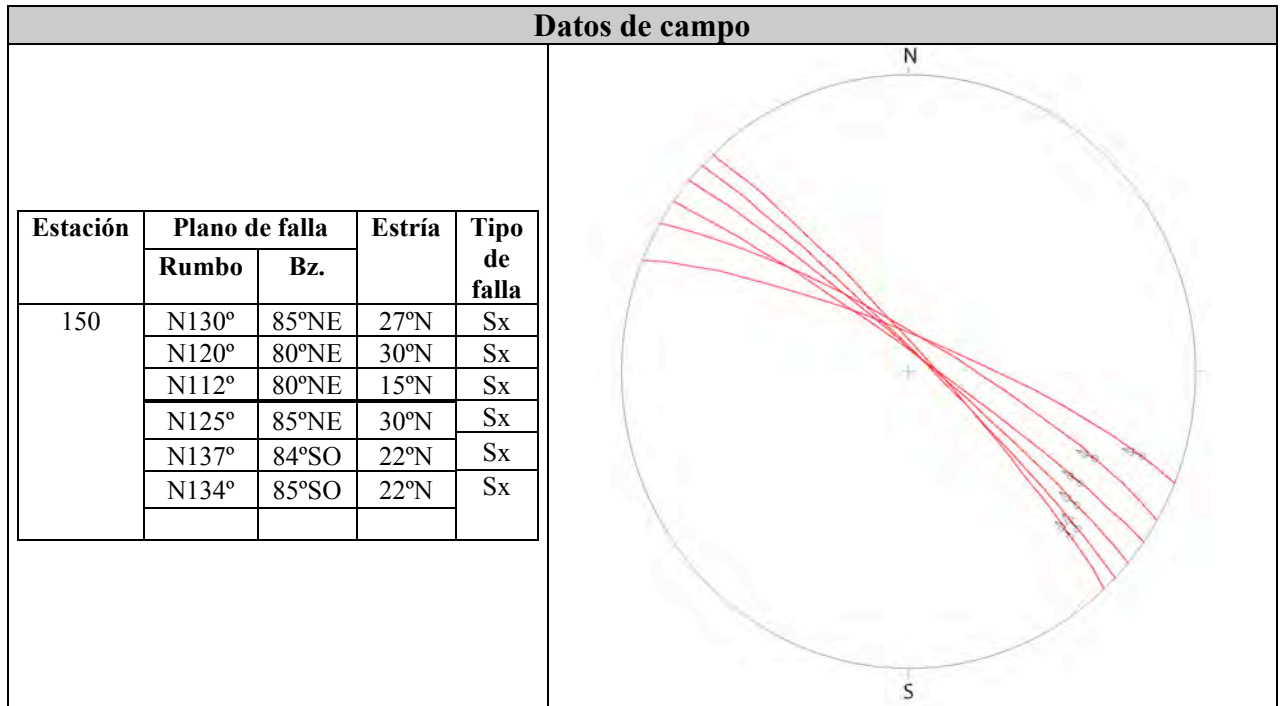


Fig. 5.15: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

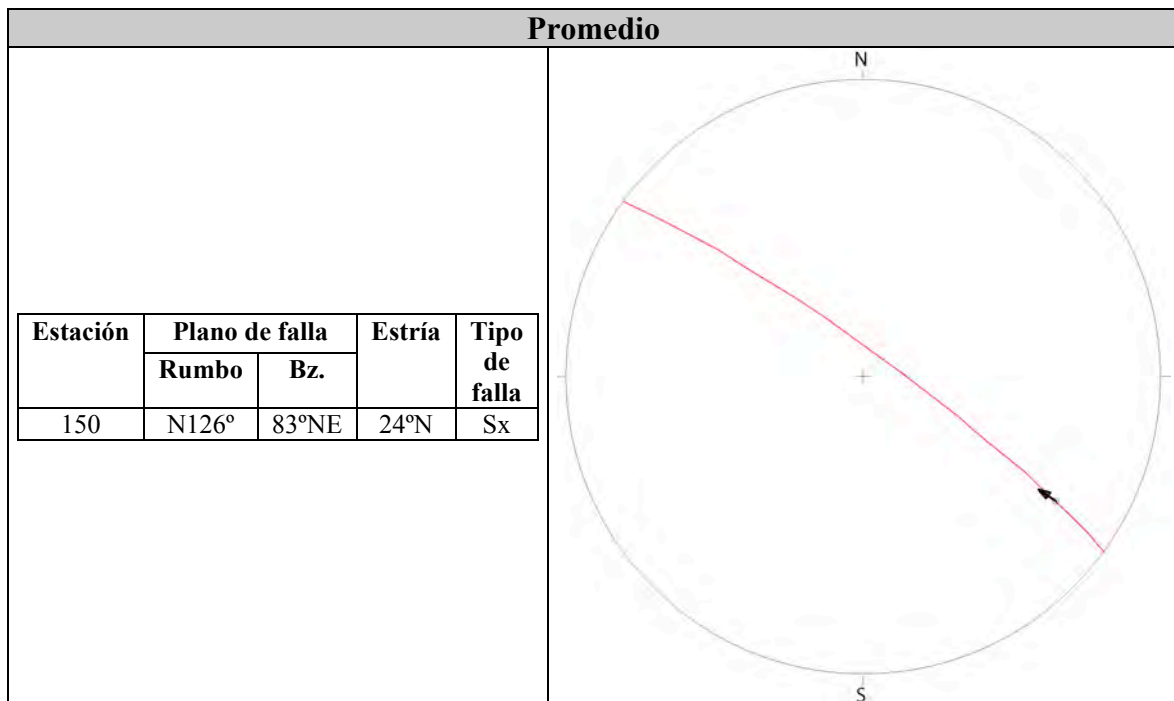


Fig. 5.16: Promedio de las medidas tomadas en campo.

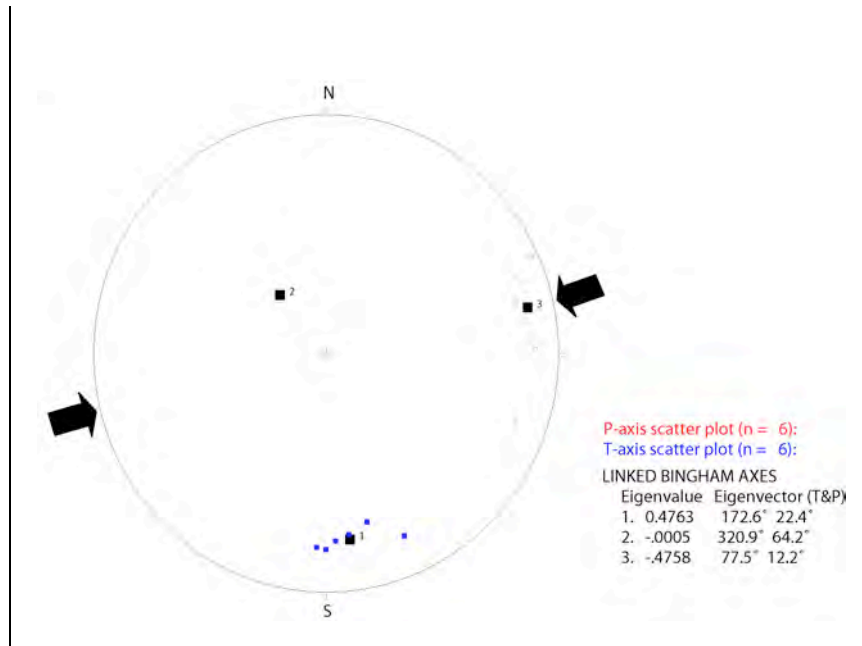


Fig. 5.17: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 150 (Fig. 5.17) indican un vector σ_3 con una dirección NE-SO, que revelan una falla inversa.

F. Estación 203. En la quebrada Chero al noreste de Huacano Grande, se pudo observar en un corte natural del terreno una traza de falla inversa, que afecta depósitos conglomeráticos y limolitas de la terraza fluvial Tf3, se pudo hacer medidas de estrías que presento a continuación (Foto 5.6 y Figs. 5.18 y 5.19).

Quebrada	Estación	Tipo de Estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Chero	203	Falla	UTM	8052375	387456	1050	5.2

Foto 5.6: Falla inversa afectando limolitas de la terraza fluvial Tf2. Vista mirando al norte.

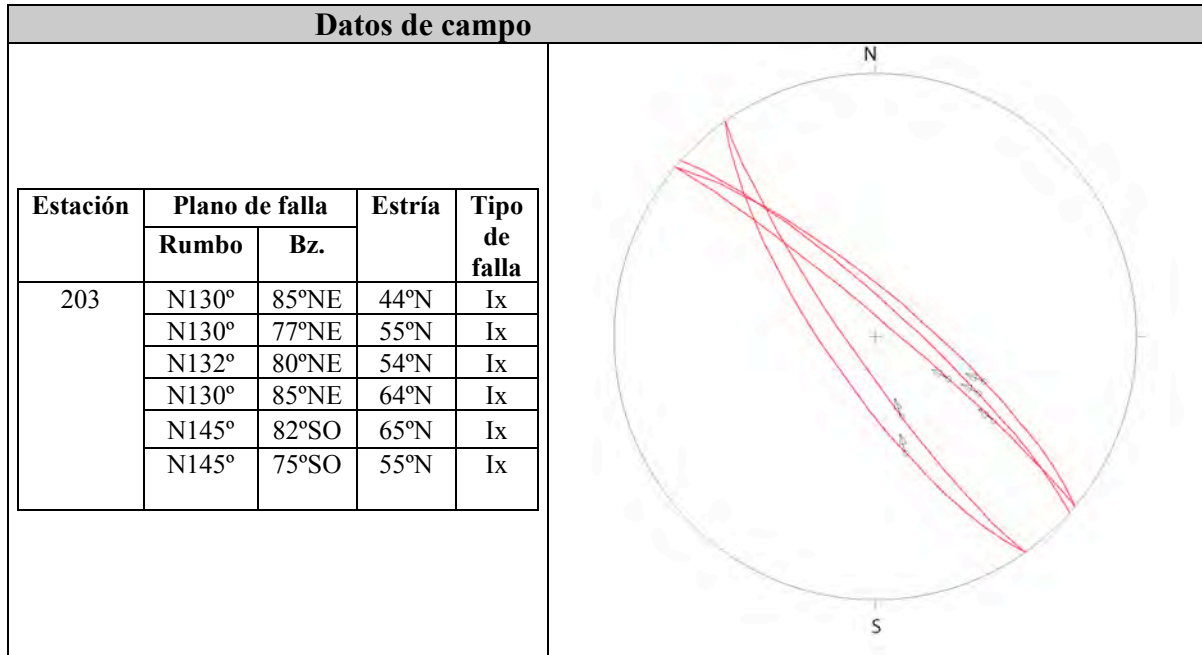


Fig. 5.18: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

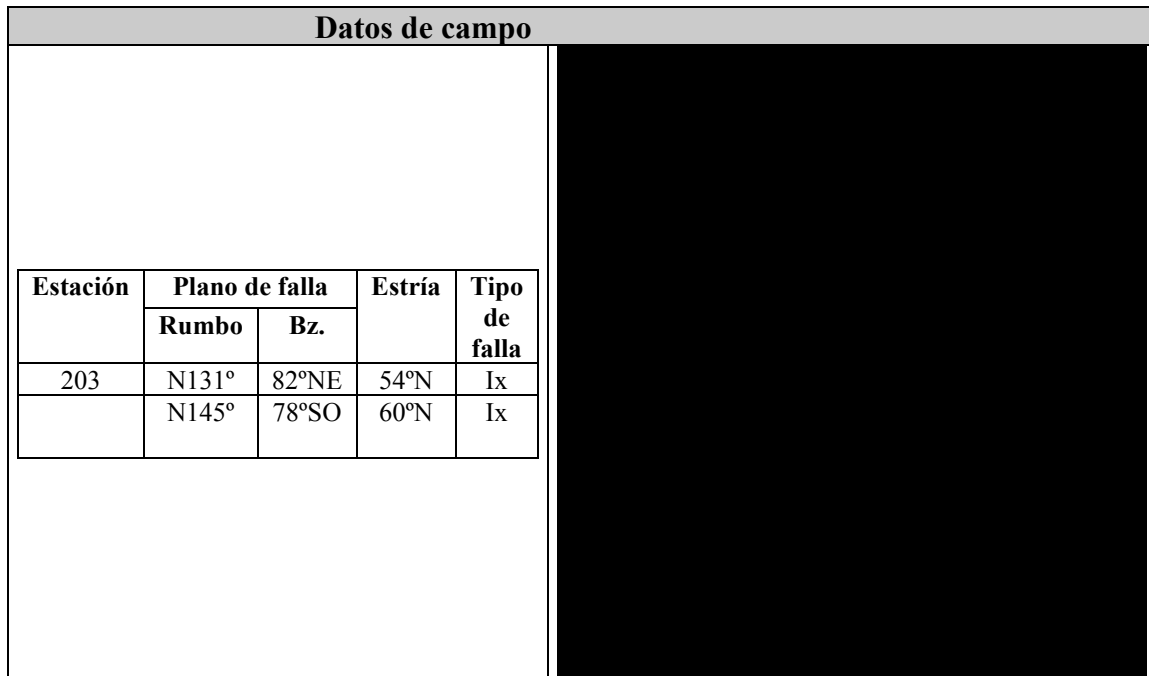


Fig. 5.19: Promedio de las medidas tomadas en campo.

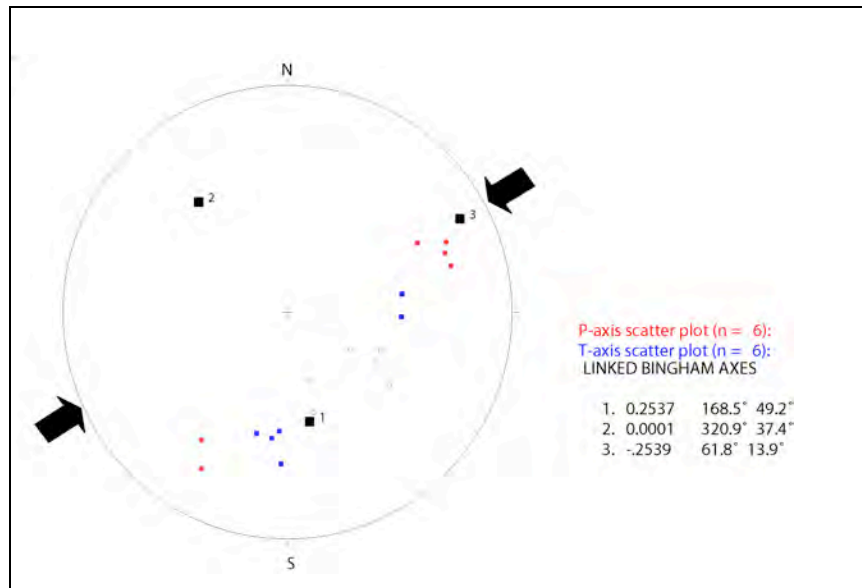


Fig. 5.20: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 203 (Fig. 5.20) indican un vector σ_3 con una dirección NE-SO, que revelan una falla inversa.

G. En base a análisis en imágenes ASTER, LANDSAT, SRTM y Google Earth, se pudo determinar escarpes de falla, afectando depósitos aluviales recientes y hacia el lado sureste alteran la dirección del paleorío. En la figura 5.21 se presenta una figura a diferentes escalas del sector oeste del área de estudio.

En la figura 5.21 se presenta imágenes a diferentes escalas: La figura A (Imagen oblicua de Google earth) muestra en la quebrada Cotañane al pie del cerro Calientes, una falla que se expresa morfológicamente con una serie de escarpes (ver flechas) con una dirección aproximada de N120°E que afectan depósitos aluviales (100 000 BP, Be¹⁰) y alteran los cursos de los “oueds”. La figura B muestra el sector oeste del cerro Tocuco, donde se observa un escarpe de falla de dirección N120°E que afecta depósitos aluviales (100 000 BP), así mismo se observa ríos colgados. La figura C (Imagen oblicua de Google earth) muestra la Pampa de San Francisco donde se observa segmentos casi paralelos de escarpes de falla que afectan depósitos aluviales y originando ríos colgados.

5.2.2 Familia de fallas N60°E

A. Estación 123. En la quebrada Caplina cerca a la localidad de Pallagua, un corte natural del terreno muestra rocas intrusivas (Paleógeno) y depósitos de conglomerados angulosos recientes afectados por una falla trascurrente dextral inversa (Foto 5.7 y Figs. 5.22 y 5.23).

Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Caplina	123	Falla	UTM	8034739	387562	1873	5.2




Foto 5.7: Falla inversa afectando rocas intrusivas, que muestra evidencias de reactivación reciente, ya que corta conos aluviales. Vista al este.

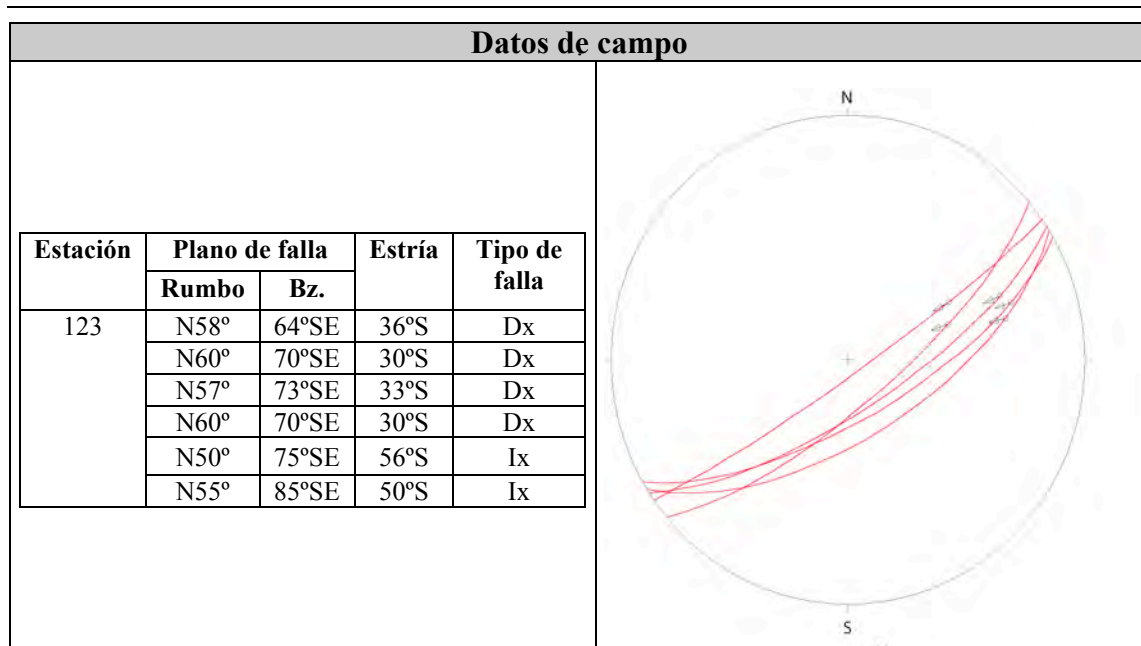


Fig. 5.22: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin

Promedio

Estación	Plano de falla		Estría	Tipo de falla
	Rumbo	Bz.		
123	N57°	61°SE	39°S	Dx

Fig. 5.23: Promedio de las medidas tomadas en campo.

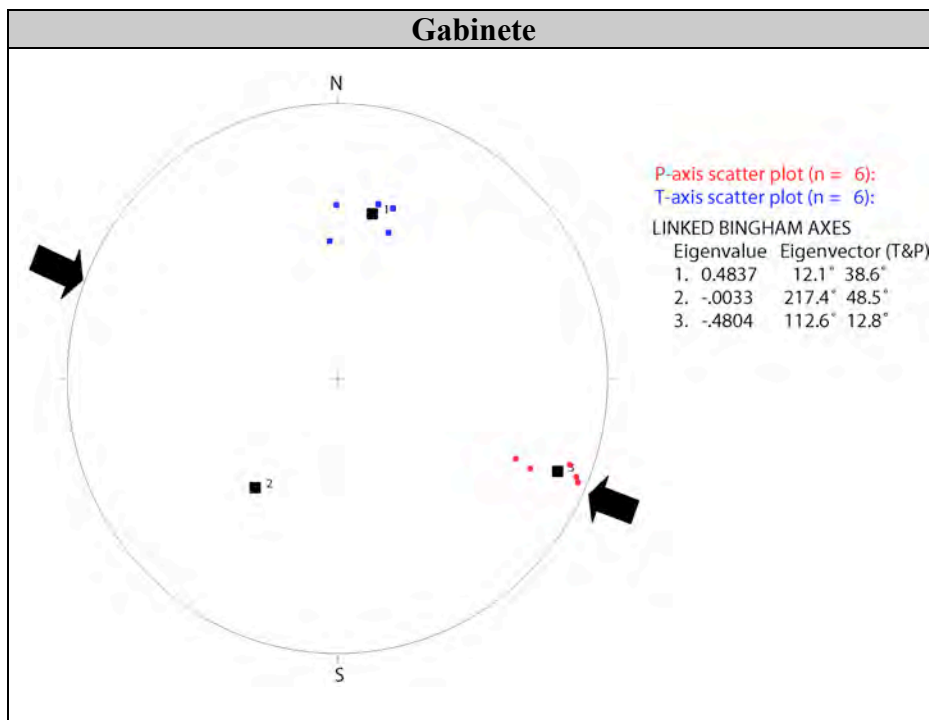


Fig. 5.24: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 123 (Fig. 5.24) indican un vector σ_3 con una dirección NO-SE, revelando una falla inversa.

B. Estación 135. En la quebrada Palca al este del cerro Tocuco y al sureste de la localidad de Pachía, un corte natural del terreno muestra una falla transcurrente

dextral afectando depósitos recientes de la terraza fluvial Tf3 (Foto 5.8 y Figs. 5.25 y 5.6)


Quebrada	Estación	Tipo de Estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Palca	135	Falla	UTM	8032802	385517	1302	5.2
							

Foto 5.8: Estrías del plano de falla aproximadamente horizontales. Vista al norte.

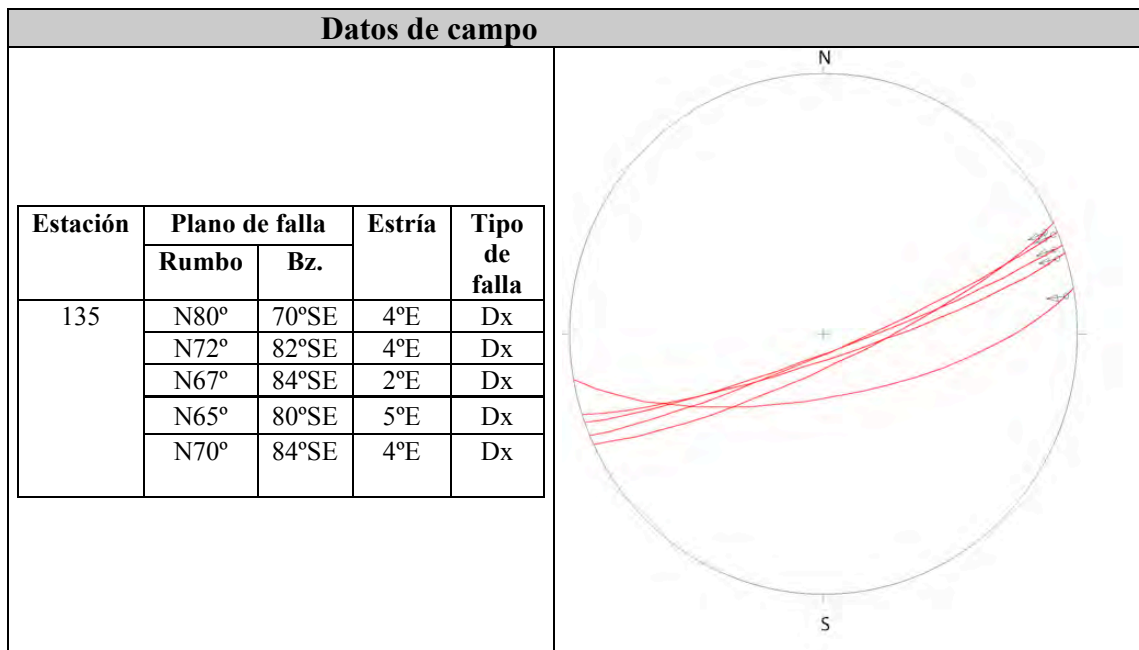


Fig. 5.25: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

Promedio

Estación	Plano de falla		Estría	Tipo de falla
	Rumbo	Bz.		
135	N71°	80°SE	4°E	Dx

Fig.5.26: Promedio de las medidas tomadas en campo.

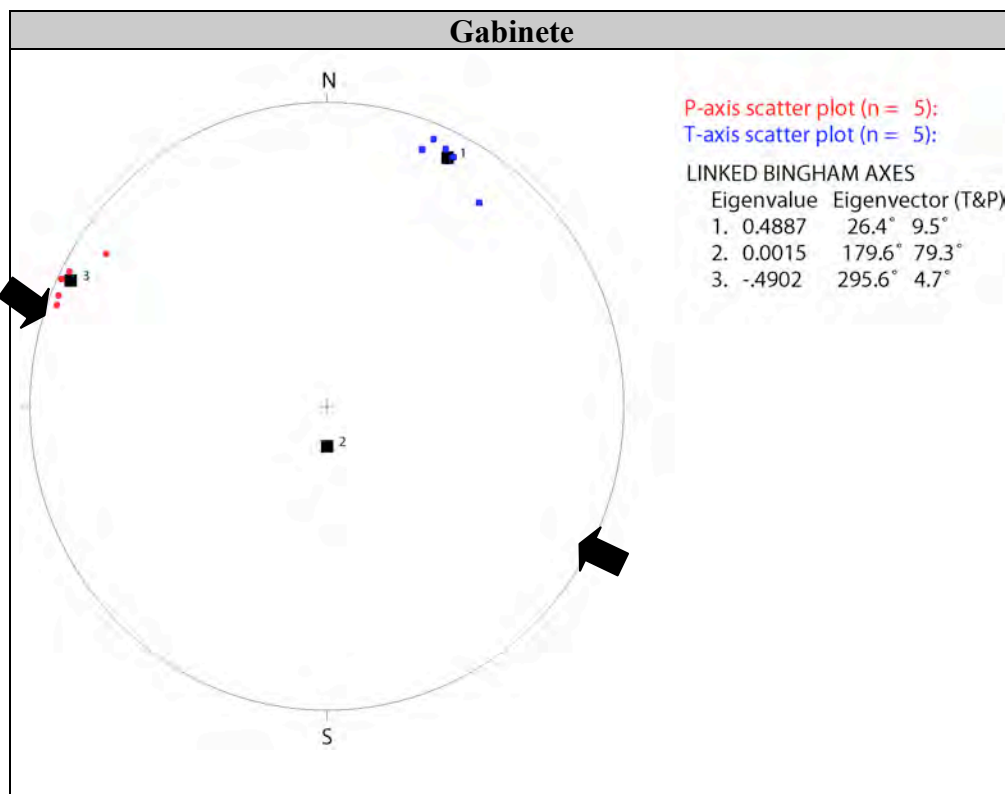


Fig. 5.27: Dirección de los ejes de esfuerzos datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 135 (Fig. 5.27) indican un vector σ_3 con una dirección NO-SE, revelando una falla transcurrente dextral inversa.

C. Estación 209. En la quebrada Chero cerca al cerro Tocuco y al sureste de la localidad de Pachía, un corte natural del terreno muestra una falla transcurrente

dextral afectando depósitos recientes de la terraza fluvial Tf3. No se encontró estrías para ser medidas (Foto 5.9 y Figs. 5.28 y 5.29).


Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Chero	209	Falla	UTM	8048799	386385	1753	5.2
							

Foto 5.9: Falla inversa afectando a la Ignimbrita Pachía y depósitos aluviales de la Tf3 en la quebrada Chero cerca al cerro Tocuco. Vista al norte.

Datos de campo														
Estación	Plano de falla		Estría	Tipo de falla										
	Rumbo	Bz.												
209	N55°	70°SE	61°N	Ix										
	N50°	68°SE	42°N	Ix										
	N55°	70°SE	46°N	Ix										
	N53°	65°SE	44°N	Ix										
	N52	68°SE	46°N	Ix										
	N50°	68°SE	40°N	Ix										
	N60°	60°SE	45°N	Ix										
	N62°	70°SE	55°N	Ix										
<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="5">Promedio</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td></td> <td colspan="4" style="background-color: black;"></td> </tr> </tbody> </table>					Promedio									
Promedio														

Fig. 5.28: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

Estación	Plano de falla		Estría	Tipo de falla
	Rumbo	Bz.		
209	N55°	65°SE	48°N	Ix

Fig. 5.29: Promedio de las medidas tomadas en campo.

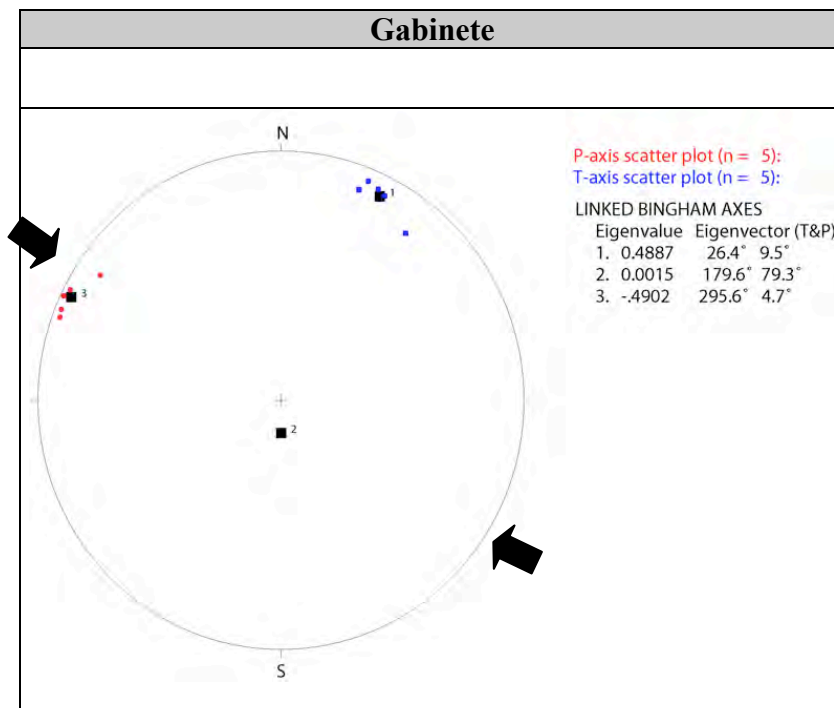


Fig. 5.30: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 135 (Fig. 5.30) indican un vector σ_3 con una dirección NO-SE que revelan una falla inversa.

5.2.3 Familia de fallas N-S

A. Estación 144. En la quebrada Caplina cerca de la localidad de Calientes, un corte natural del terreno muestra conglomerados de la terraza Tf1 afectados por una falla inversa (Foto 5.10 y Figs. 5.31 y 5.32).

Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Caplina	144	Falla	UTM	8028439	382771	850	5.2




Foto 5.10: Falla inversa afectando depósitos fluviales de la terrazas Tf3. Vista mirando al este.

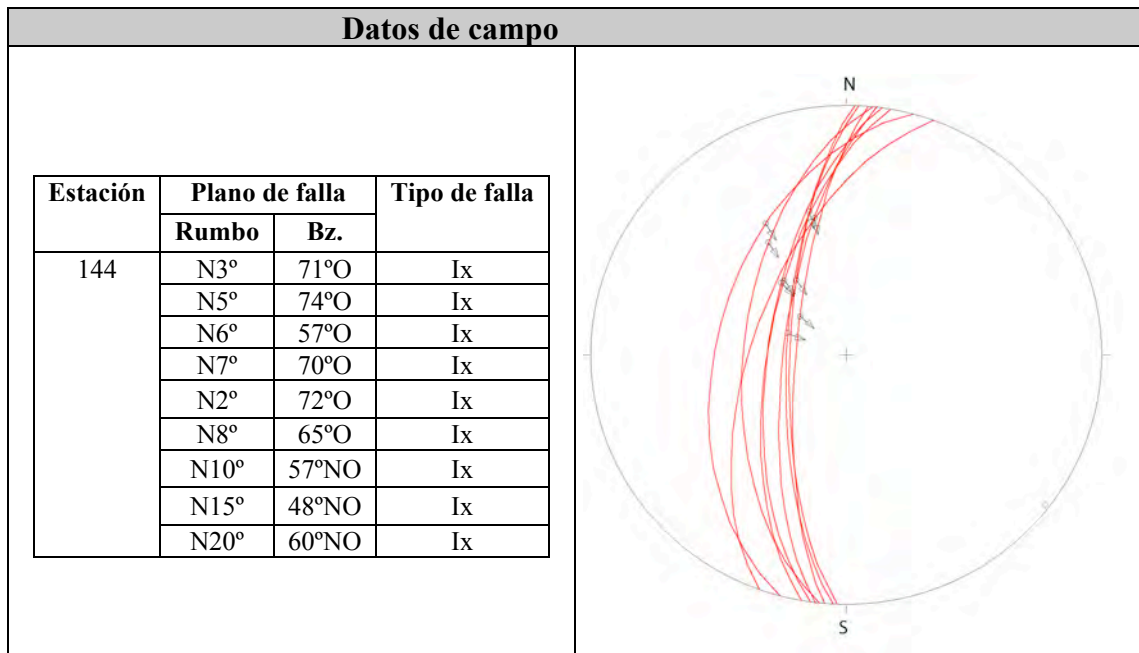


Fig. 5.31: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

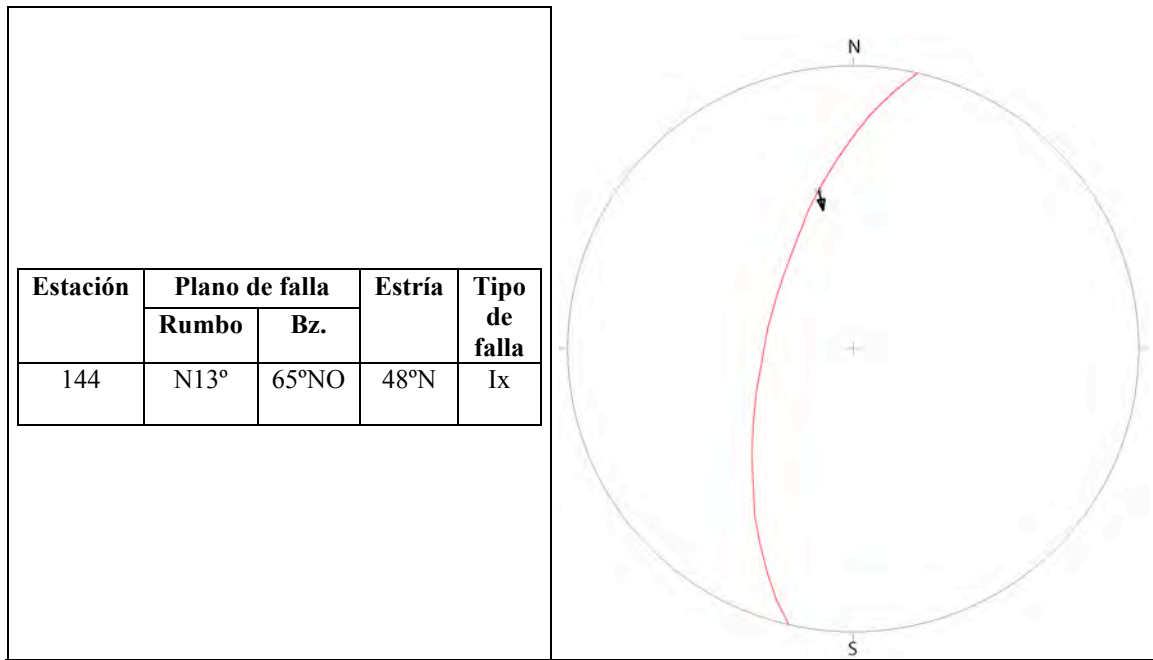


Fig. 5.32: Promedio de las medidas tomadas en campo.

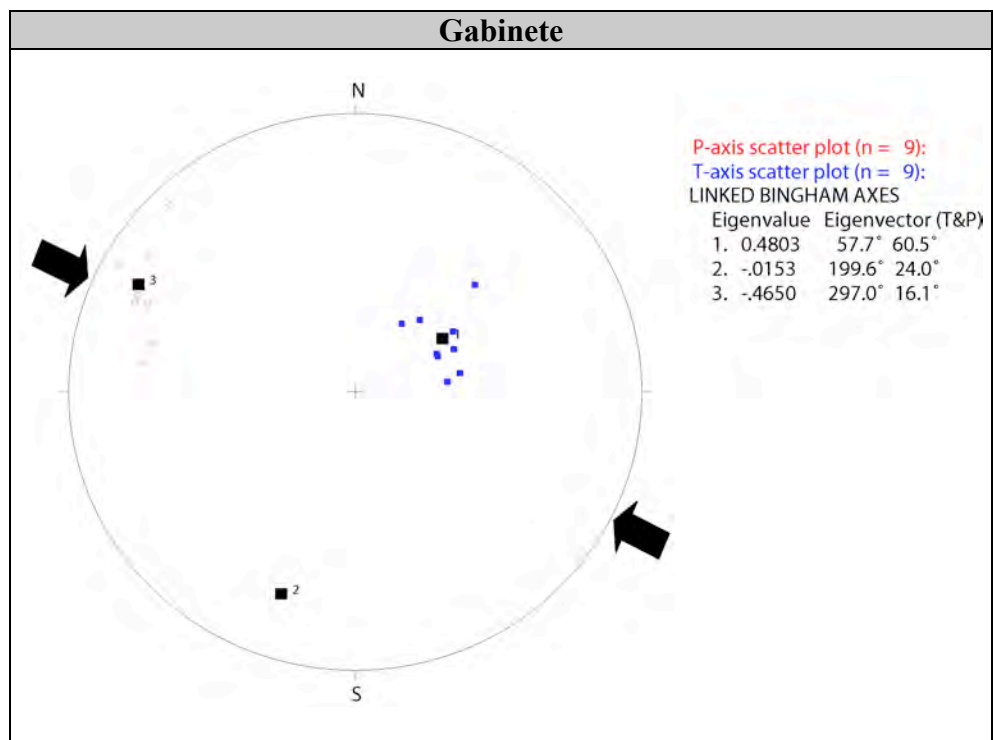


Fig. 5.33: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 144 (Fig. 5.33) indican un vector σ_3 con una dirección NO-SE, revelando una falla inversa.

B. Estación 171. En la quebrada Palca cerca a la localidad de Tres Cruces, un corte natural del terreno muestra hacia la base limolitas claras infrayaciendo a gravas de clastos subredondeado a anguloso, ambos depósitos afectados por una falla inversa (Foto 5.11 y Figs. 5.34 y 5.35).


Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Palca	171	Falla	UTM	8028349	391467	1905	5.2
							

Foto 5.11: Flexura producto de falla inversa, afectando depósitos de la terraza Tf3. Vista al norte.

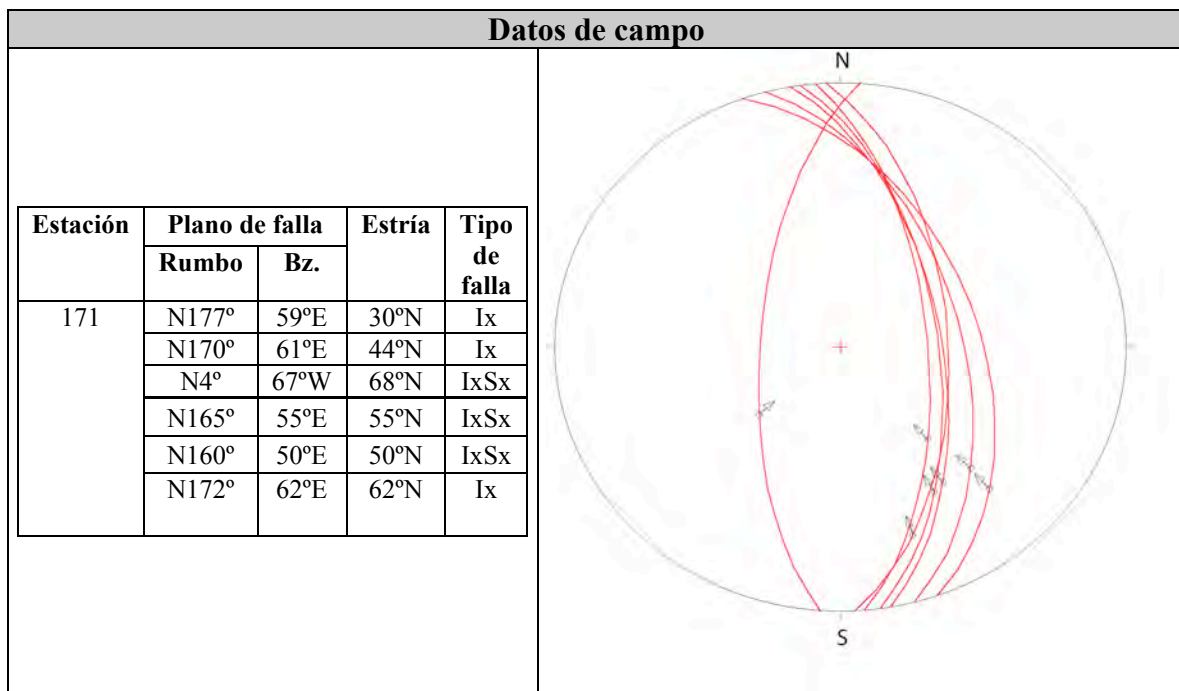


Fig. 5.34: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

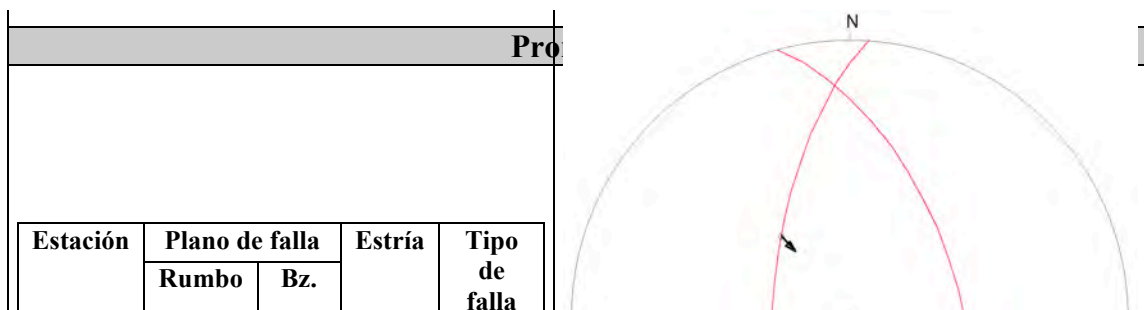


Fig.5.35: Promedio de las medidas tomadas en campo.

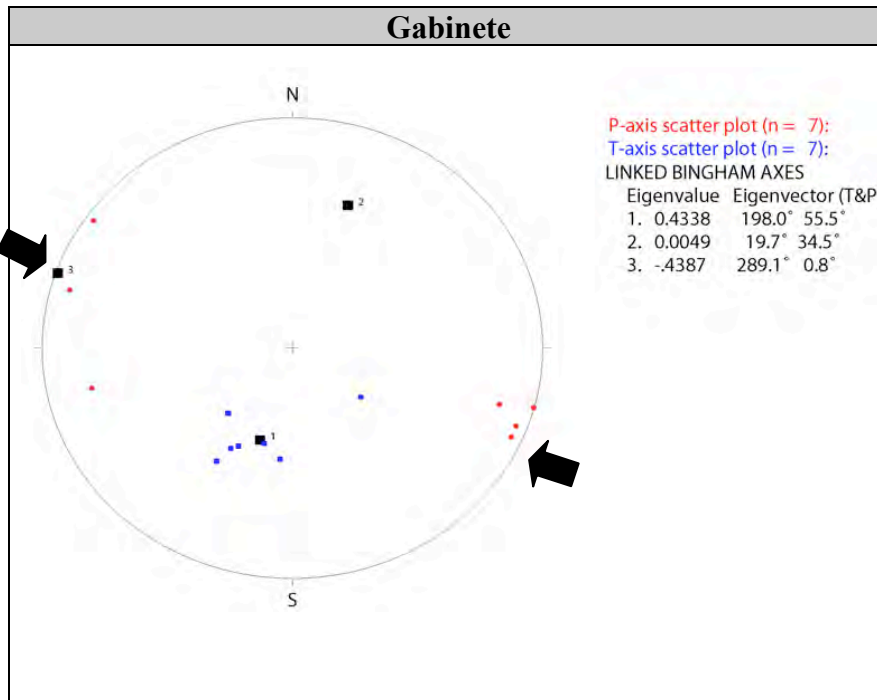


Fig. 5.36: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 171 (Fig. 5.36) indican un vector σ_3 con en una dirección NO-SE que revelan una falla inversa.

- **Estación 208.** En la quebrada Tocuco, quebrada adyacente a la quebrada Caplina se observa por un corte natural de terreno una falla inversa que afecta conglomerados con clastos redondeados hacia la base, suprayaciendo a este un nivel de ignimbrita y hacia el techo gravas con clastos angulosos a subredondeados (Foto 5.12 y Figs. 5.37 y 5.38).

Quebrada	Estación	Tipo de estructura	Proyección	Coordenadas		Altitud msnm	Figura
				N	E		
Tocuco	208	Falla	UTM	8048770	986374	1564	5.2



Foto 5.12: Falla inversa afectando depósitos de la terraza Tf4 de la quebrada Caplina. Vista mirando al norte.

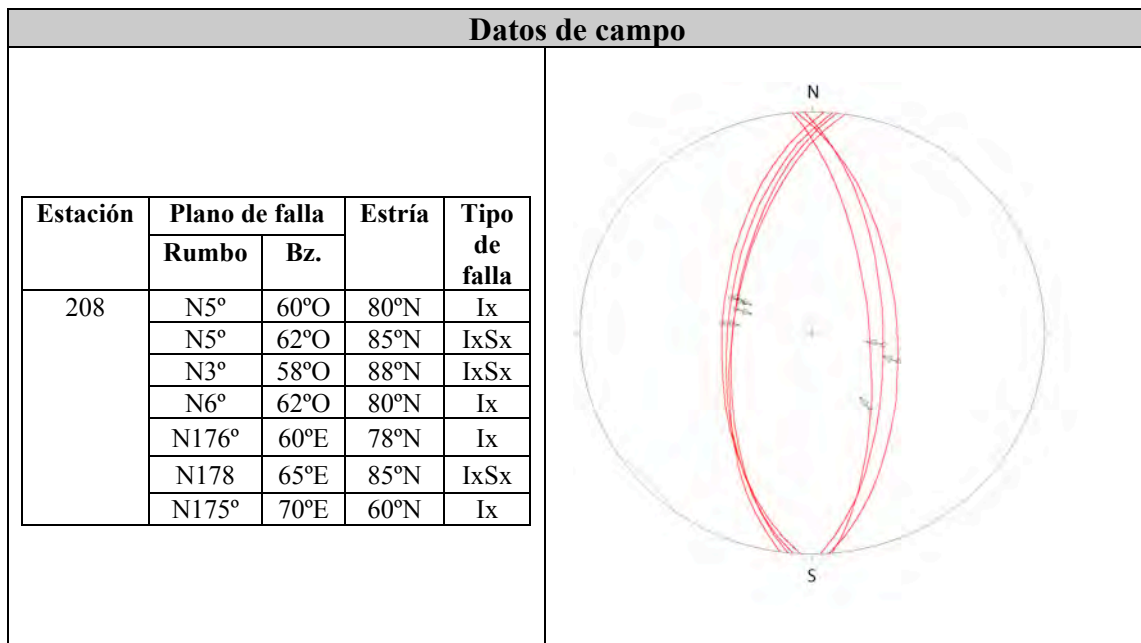


Fig. 5.37: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

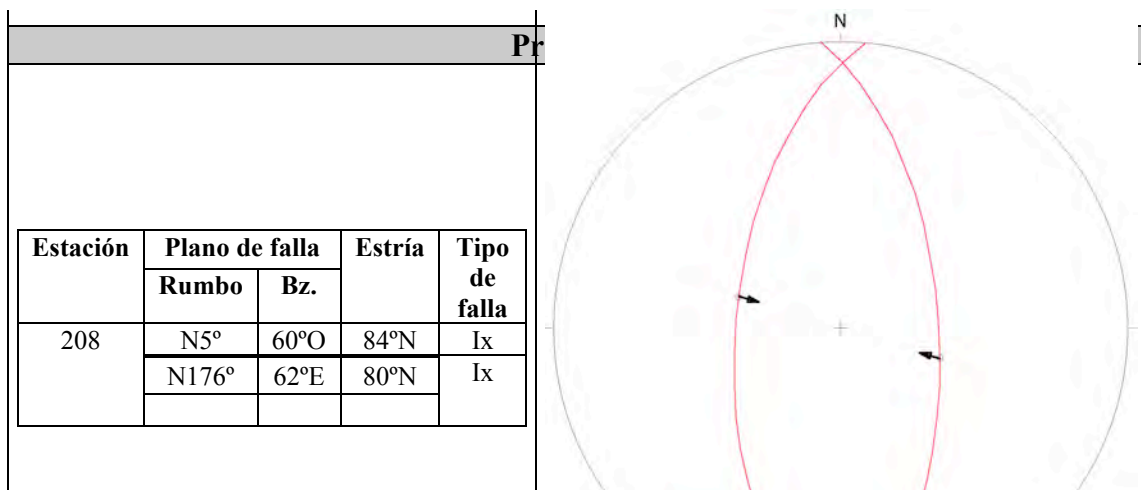


Fig. 5.38: Promedio de las medidas tomadas en campo.

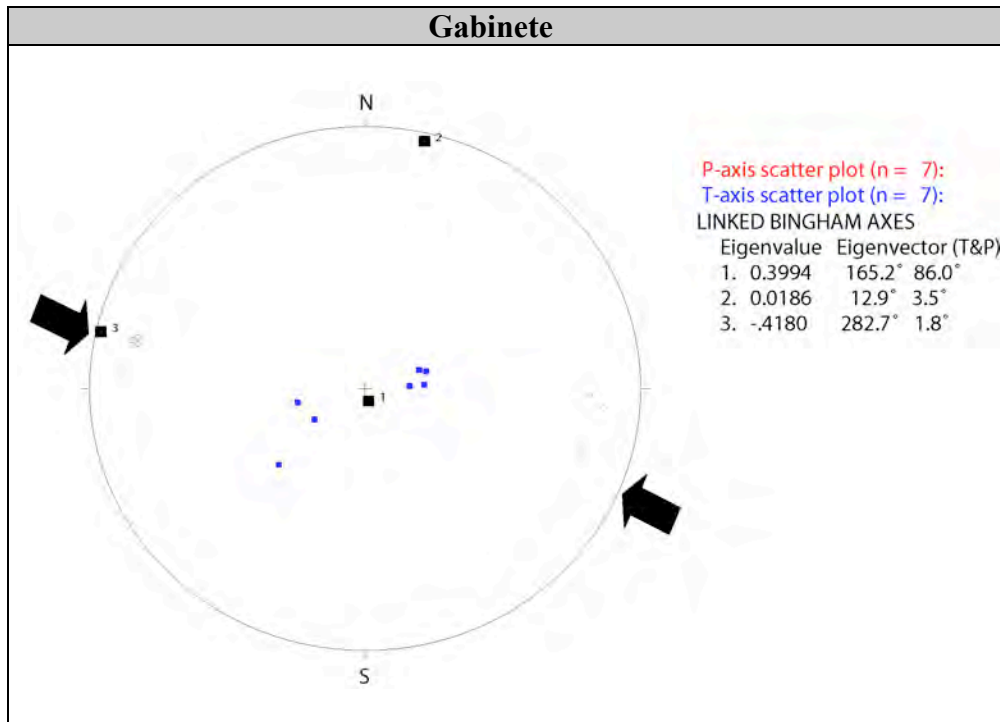


Fig. 5.39: Dirección de los ejes de esfuerzos, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Los resultados obtenidos en la estación 208 indican un vector σ_3 con en una dirección NO-SE, revelando una falla inversa.

5.3 SÍNTESIS

Las medidas de estrías realizadas en la totalidad de las estaciones, evidencian un eje de compresión que varía entre NE-SO a E-O principalmente.

Después de realizar el análisis para cada estación, se procedió a analizar en conjunto las estaciones, siendo el vector σ_3 próximo a la horizontal (Fig. 40).

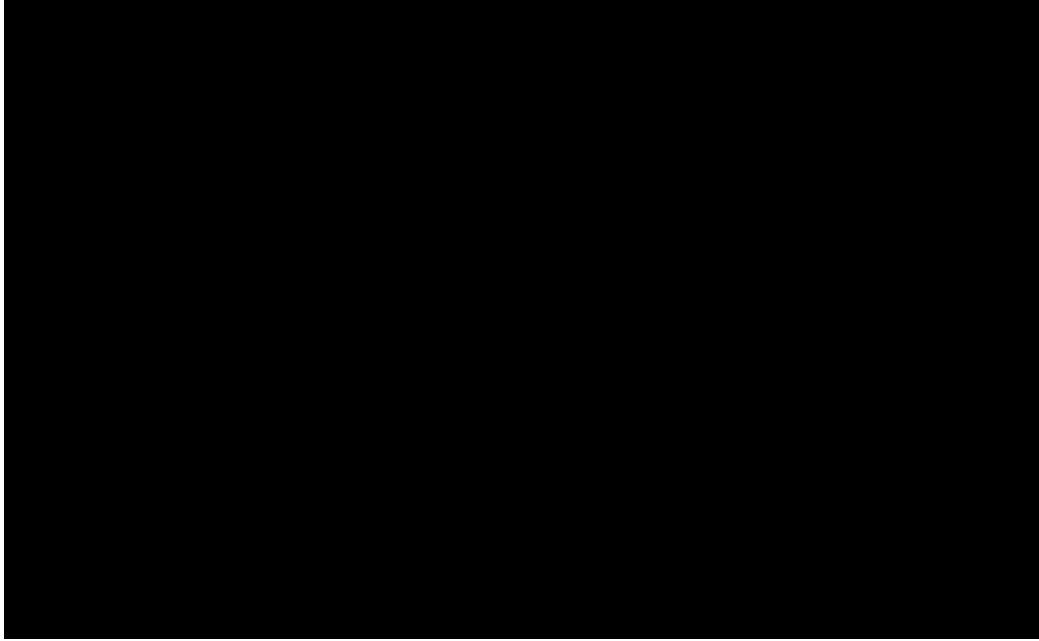


Fig. 5.40: Estereograma con todas las medidas de las estaciones donde σ_3 tiene una dirección N86°E.

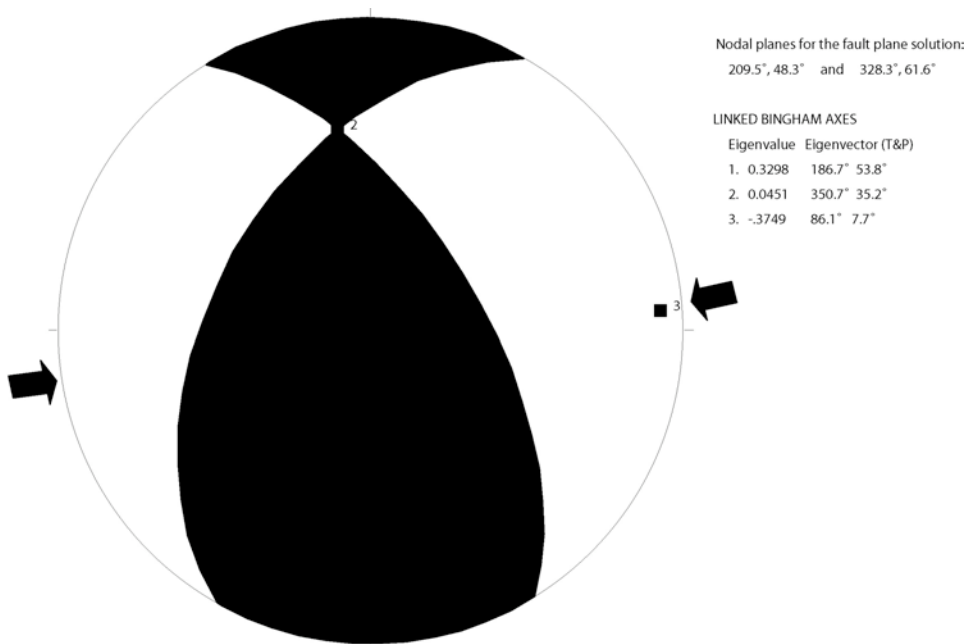


Fig. 5.41: Representación gráfica del estado de esfuerzos utilizando el método de los diedros rectos.

En conclusión el análisis de la totalidad de las estaciones microtectónicas (Fig. 5.41) nos indica que durante el Cuaternario hubo actividad tectónica compresiva. La figura 4.42 muestra el estado de esfuerzo para cada estación, utilizando el método de los diedros rectos.

CAPITULO VI EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL PLIOCENO AL ACTUAL

6.1 GENERALIDADES

En la evaluación geodinámica de la zona de estudio se debe tomar en cuenta que el aspecto cuantitativo en edades es susceptible a posteriores precisiones, en cuanto se cuente con más datos.

El estudio de la estratigrafía detallada de los depósitos Plio-cuaternarios y las estructuras que afectan el área de estudio, sugiere proponer tres eventos tectónicos compresivos, a partir del Mioceno medio-Plioceno inferior, durante este intervalo de tiempo la cadena andina toma la forma no muy diferente a la actual, continua su proceso de levantamiento (Lahaire, 1976, Lahaire, 1979, Sebrier et al., 1982, Sébrier et al., 1985, Flores et al., 2002) aumentando la pendiente del piedemonte pacífico y generando erosión, esto mas la regresión del océano (Lahaire, 1976) terminó en generar incisiones profundas casi al nivel actual. Todo este proceso produjo un desnivel en la superficie originando una terraza fluvial Tf4.

El escenario climático tuvo que ser lo suficientemente favorable como para permitir estas incisiones, que actualmente forman parte el valle de Tacna y sus quebradas anexas. Harley & Chong (2002) determinan en el norte de Chile una fase importante de incisión entre 6 Ma y 3 Ma, está relacionada a un ciclo climático húmedo que dió lugar a la gran acumulación detrítica que caracteriza el Piedemonte.

6.2 ACTIVIDAD TECTÓNICA DURANTE EL CUATERNARIO

Existen evidencias de al menos tres eventos compresivos durante el Cuaternario. En la actualidad se observa un campo de esfuerzos similar al Cuaternario para la zona de estudio, que continuación presentamos.

- Período de compresión Plioceno superior-Pleistoceno inferior
- Período de compresión Pleistoceno medio.
- Período de compresión Pleistoceno superior-Holoceno inferior.
- Tectónica actual.

6.2.1 Periodo de compresión Plioceno superior-Pleistoceno inferior

En el Plioceno superior encontramos que en el lado noreste del área de estudio y la cadena andina se halla construida con una altura no muy diferente a la actual, donde se instalo un sistema de drenaje el cual permite transportar sedimentos de la cadena montañosa occidental hacia el piedemonte.

Consecutivamente los valles son rellenados con secuencias granodecrecientes de hasta 30 metros compuestos de conglomerados con cantos subredondeados de un ambiente fluvial proximal. A continuación se emplaza la Toba Pachía (Flores et al., 2002) que podría corresponder a una gran explosión volcánica también conocida en Bolivia (ignimbrita Pérez) y Chile (ignimbrita Lauca), las cuales fueron datados en 2.7 y 2.8 Ma (Plioceno superior). Según Wörner et al. (2000) la ignimbrita Lauca-Pérez tuvo su fuente en el Altiplano boliviano.

La Toba Pachía se reconoce en gran extensión en la margen derecha del río Caplina en el sector oeste de la localidad de Pachía, se encuentra en el fondo de los valles y en concordancia a conglomerados (Foto 6.1). Tiene gran importancia como nivel guía en correlaciones estratigráficas y análisis estructural.



Foto 6.1: Toba Pachía relleno el fondo de las quebradas en concordancia con depósitos conglomeráticos (Plioceno). Vista tomada hacia el este, al noroeste de la localidad de Calientes.

Estos dos depósitos descritos se encuentran afectados por microfallas y fallas que originan flexuras en los depósitos recientes conformados por conglomerados (Foto 6.2), con desplazamientos de hasta 1 metro.



Foto 6.2: Flexura de conglomerados y limolitas. Vista tomada hacia el oeste al noroeste de la localidad de Caplina.

A partir de las medidas de estrías en estas fallas se determinó que la dirección de compresión es aproximadamente N80°E. La Toba Pachía como nivel guía nos incita proponer tentativamente una edad ubicada entre el Plioceno y el Pleistoceno antiguo.

6.2.2 Período de compresión Pleistoceno medio

Posteriormente un importante cambio en las condiciones climáticas (posiblemente relacionadas con la tectónica) se refleja en la sedimentación de conglomerados aluviales de gran espesor, viniendo por los valles principales ya constituidos. En este momento una segunda fase tectónica compresiva deforma parte de los depósitos de la terraza Tf3. El depósito de estos conglomerados continúa, luego que cesa la compresión.

A falta de dataciones en la terraza Tf3, queda impreciso establecer la edad y duración exacta de este período de compresión. Entonces se propone a título de hipótesis:

Si la terraza Tf3 se relaciona con la glaciación g_3 de los Andes (Pleistoceno antiguo-Pleistoceno medio) y al mismo tiempo existe similitud con la estratigrafía glaciaria propuesta en la Tabla "Geological Time-Table" compilada por F.W.B. Van Eysinga 3ª Ed. para Europa y Norteamérica, se puede proponer que la compresión podría estar ubicada en el Pleistoceno medio.

6.2.3 Período de compresión Pleistoceno superior-Holoceno

Luego de un tiempo de tranquilidad climática y tectónica, la sedimentación ha proseguido en la parte oeste de los valles mientras que en la parte este la erosión se ha reanudado, este proceso generó una terraza fluvial Tf2 al igual que durante este lapso y en dependencia del clima se depositaron las superficies aluviales encajonadas.

Otro cambio climático a fines del Pleistoceno origina la depositación de conglomerados con clastos de hasta 45 cm de diámetro con matriz tobácea, este cambio ligado a un período de compresión, origina pequeños flexuramientos en el techo de la terraza fluvial Tf2 y desplazamientos en taludes de escombros del Holoceno.

La edad de este período de compresión la relacionamos con el cambio de facies debido a la variación climática, esta variación de facies se determinó a partir del análisis secuencial (Cap. IV), así mismo Keefer reconoce depósitos de huaycos y aluviales en la costa del Perú, fechados al final del Pleistoceno y primera etapa del Holoceno, en su trabajo sugiere que estos depósitos pertenecen a un Fenómeno del Niño. De la misma forma Rodbell et al. (2005) en su trabajo indica que estos depósitos son característicos de las anomalías meteorológicas que caracterizan al Fenómeno del Niño.

En conclusión la tercera fase compresiva se inicia a fines del Pleistoceno superior y comienzos del Holoceno.

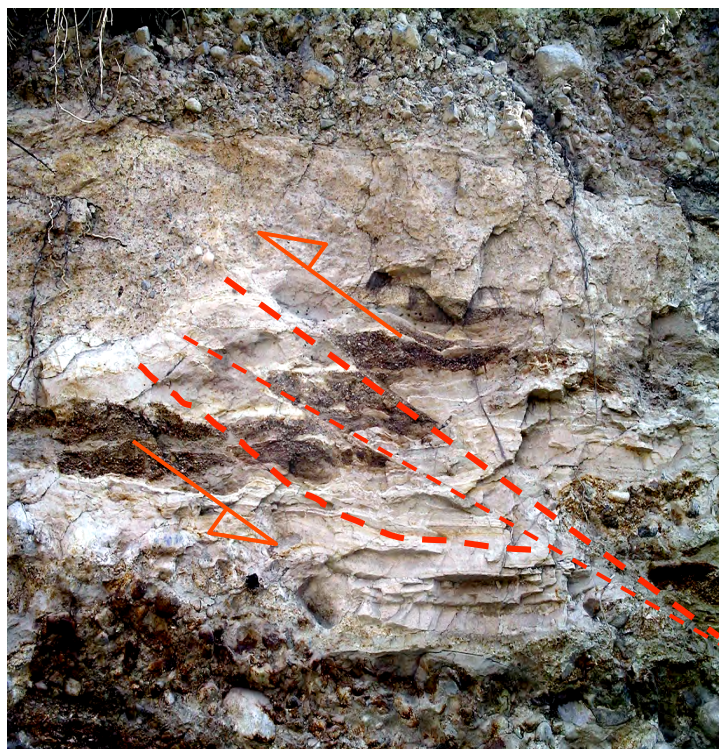


Foto 6.3: Fallas inversas afectando la terraza más actual. Vista tomada hacia el oeste cerca de los baños termales de Calientes-margen derecha del río Caplina.

6.2.4 Tectónica actual

La subducción de la placa oceánica Nazca debajo de la placa continental Sudamérica genera grandes terremotos a lo largo del margen de los Andes Centrales tanto en Perú como en Chile.

Los mayores terremotos, de magnitud M_w 8.0, han ocurrido en el contacto sismogénico de las 2 placas interfaz entre 10 y 60 km de profundidad aproximadamente (Astiz & Kanamori, 1986, Tichelaar & Ruff, 1991, Comte et al., 1994).

El periodo de recurrencia para grandes terremotos interplaca de magnitud M_w 8.0 en la zona de estudio ha sido analizado a partir de la sismicidad histórica en los últimos 500 años y ha sido estimado a cerca de 100 años (Dorbath et al., 1990b, Comte & Pardo, 1991).

Por lo tanto, considerando que los últimos grandes terremotos (M_w 8.0) ocurrieron en 1868 en el sur del Perú y en 1877 en el norte de Chile (Fig. 6.1), con una magnitud estimada entre 8.5 y 9.0 respectivamente (Kausel, 1986, Dorbath et al., 1990b), desde hace al menos 20 años, la zona de estudio está considerada como brecha sísmica con un alto potencial de ocurrencia de un gran terremoto.

Sin embargo, en los últimos diez años, la situación sismológica se volvió mas compleja ya que ocurrió un gran terremoto interplaca de magnitud M_w 8.0 en cada extremo de la brecha sísmica: el primero fue el terremoto de Antofagasta, del 30 de Julio de 1995, $M_w = 8.1$, al sur de la brecha sísmica y el segundo fue el terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001, $M_w = 8.4$, al norte de ésta. El terremoto de Antofagasta inició su ruptura a 47 km de profundidad, justo al sur de la península de Mejillones, y generó un tsunami

pequeño con olas de 2,5 m de alto (Delouis, 1997). El terremoto de Arequipa inicio su ruptura a 38 km de profundidad, al sur de Chala y generó un tsunami local en Camaná con olas de 8 m de alto (Tavera et al., 2002). La similitud de la propagación de la ruptura de estos 2 grandes terremotos es notoria: fue unilateral y de norte a sur. En el caso de Antofagasta se inicio al sur de la Península de Mejillones, en el caso de Arequipa se detuvo al norte de la península de Ilo. Luego, después del sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001, ningún gran sismo interplaca ocurrió en el Codo de Arica.

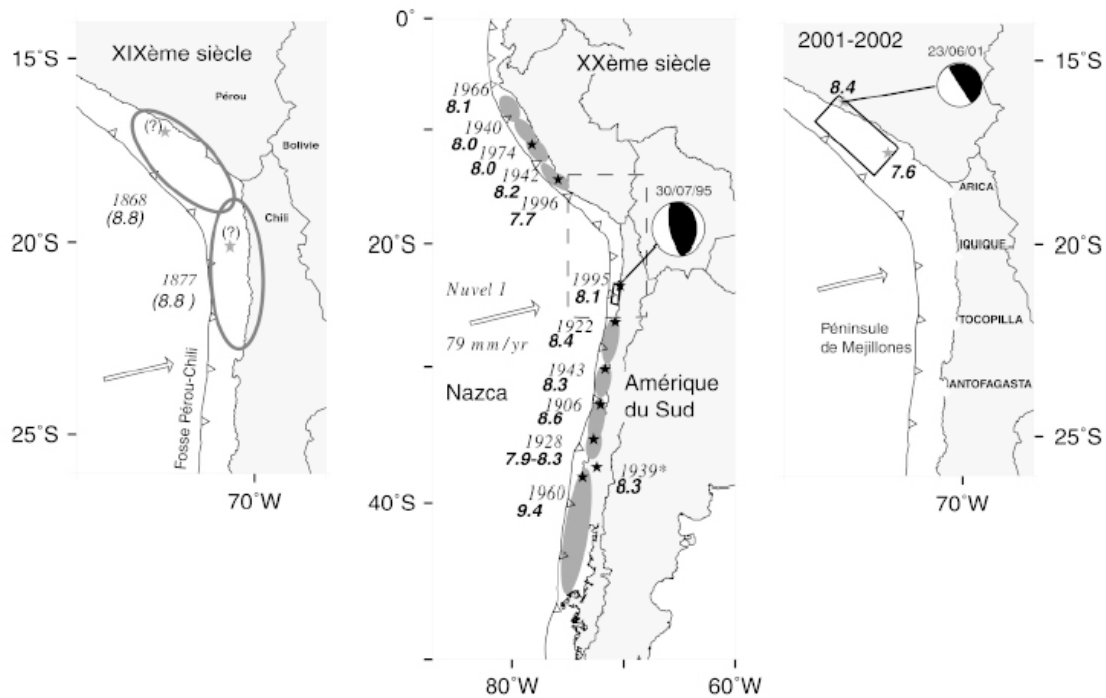


Fig. 6.1: Ruptura de los grandes sismos de subducción interplaca de magnitud Mw 8,0 en los siglos XIX, XX y XXI. El largo de la ruptura ha sido deducido de las isocistas de intensidad VIII o de la magnitud Mw cuando ella ha sido calculada (Chlieh et al., 2004).

Entonces las deformaciones contemporáneas se pueden estudiar desde dos perspectivas diferentes y complementarias:

- En el tratamiento analítico de los datos geofísicos.
- En el estudio sobre el terreno de fallas creadas a raíz de grandes sismos.

Como quiera que en la zona estudiada se han observado fallas activas, las conclusiones obtenidas parten del análisis de estas fallas.

En la actualidad esta zona soporta una fuerte actividad sísmica, ubicándose sus focos a profundidades superficiales (30 km). Tales sismos se consideran ligados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. En los últimos años se produjo sismos de magnitud considerable, como por ejemplo el sismo del 20 de noviembre del 2006, sismo que tomaremos como ejemplo para el análisis de su mecanismo focal y su relación con las fallas activas (Fig. 6.2).

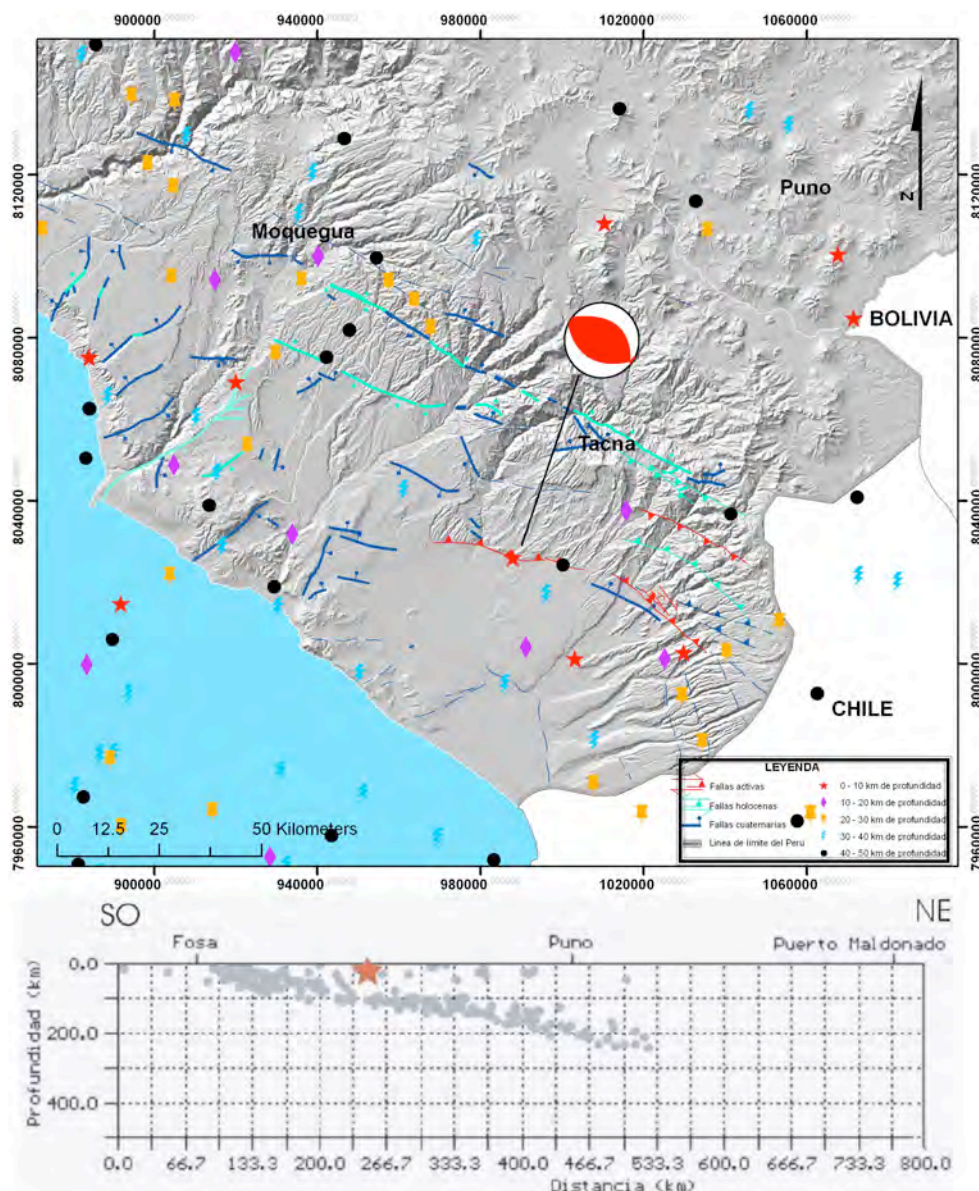


Fig. 6.2: Mapa neotectónico actualizado del sur del Perú 2007 (Macharé et al., 2007), se muestra la ubicación del epicentro del sismo cortical (5.3 ML) del 20 de noviembre del 2006 y mecanismo focal elaborado a partir de la polaridad de la onda P (Instituto Geofísico del Perú). En la parte inferior, sección vertical en dirección SO-NE indica la ubicación del hipocentro del sismo (estrella).

El Instituto Geofísico del Perú calculó las intensidades sísmicas MM (Mercalli Modificada) para el sismo de 20 de noviembre del 2006 (Fig. 6.3).

6.3 ESCALA DE INTENSIDADES DE MERCALLI MODIFICADA

I.- No se advierte sino por unas pocas personas y en condiciones de perceptibilidad especialmente favorables.

II.- Se percibe sólo por algunas personas en reposo, particularmente las ubicadas en los pisos superiores de los edificios.

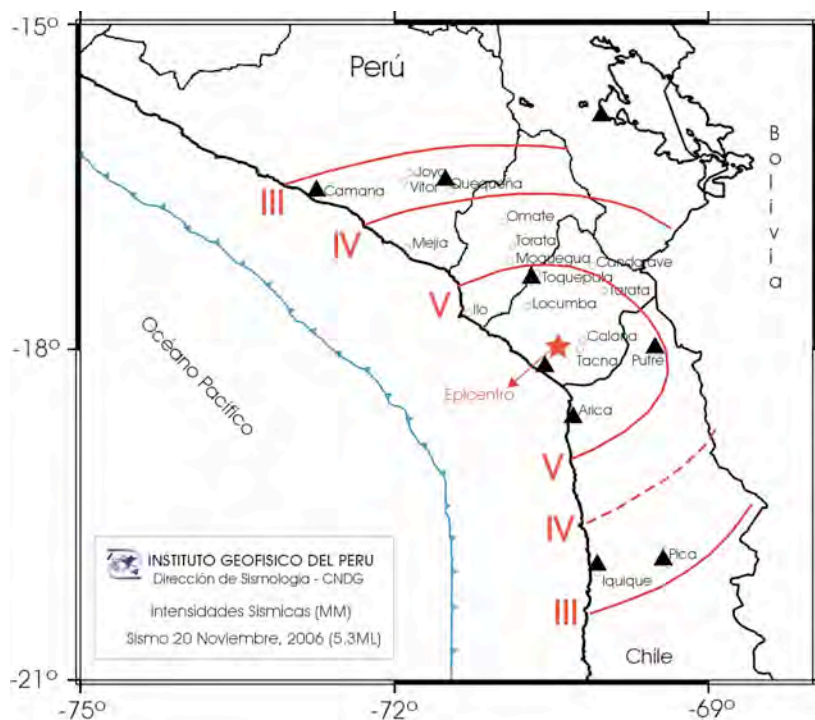


Fig. 6.3: Escala intensidades sísmicas – sismo 20 de noviembre, 2006 (5.3 ML). Tomado del Instituto Geofísico del Perú.

III.- Se percibe en los interiores de los edificios y casas. Sin embargo, muchas personas no distinguen claramente que la naturaleza del fenómeno es sísmica, por su semejanza con la vibración producida por el paso de un vehículo liviano. Es posible estimar la duración del sismo.

IV.- Los objetos colgantes oscilan visiblemente. Muchas personas lo notan en el interior de los edificios aún durante el día. En el exterior, la percepción no es tan general. Se dejan oír las vibraciones de la vajilla, puertas y ventanas. Se sienten crujir algunos tabiques de madera. La sensación percibida es semejante a la que produciría el paso de un vehículo pesado. Los automóviles detenidos se mecen.

V.- La mayoría de las personas lo perciben aún en el exterior. En los interiores, durante la noche, muchas personas despiertan. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y aún pueden derramarse. Los objetos inestables se mueven o se vuelcan. Los péndulos de los relojes alteran su ritmo o se detienen. Es posible estimar la dirección principal del movimiento sísmico.

VI.- Lo perciben todas las personas. Se atemorizan y huyen hacia el exterior. Se siente inseguridad para caminar. Se quiebran los vidrios de las ventanas, la vajilla y los objetos frágiles. Los juguetes, libros y otros objetos caen de los armarios. Los cuadros suspendidos de las murallas caen. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se producen grietas en algunos estucos. Se hace visible el movimiento de los árboles y arbustos, o bien, se les oye crujir. Se siente el tañido de las campanas pequeñas de iglesias y escuelas.

VII.- Los objetos colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse en pie. El fenómeno es percibido por los conductores de automóviles en marcha. Se

producen daños de consideración en estructuras de albañilería mal construidas o mal proyectadas. Sufren daños menores (grietas) las estructuras corrientes de albañilería bien construidas. Se dañan los muebles. Caen trozos de estuco, ladrillos, parapetos, cornisas y diversos elementos arquitectónicos. Las chimeneas débiles se quiebran al nivel de la techumbre. Se producen ondas en los lagos; el agua se enturbia. Los terraplenes y taludes de arena o grava experimentan pequeños deslizamientos o hundimientos. Se dañan los canales de hormigón para regadío. Tañen todas las campanas.

VIII.- Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y aún el derrumbe parcial en estructuras de albañilería bien construidas. En estructuras de albañilería especialmente bien proyectadas y construidas sólo se producen daños leves. Caen murallas de albañilería. Caen chimeneas en casas e industrias; caen igualmente monumentos, columnas, torres y estanques elevados. Las casas de madera se desplazan y aún se salen totalmente de sus bases. Los tabiques se desprenden. Se quiebran las ramas de los árboles. Se producen cambios en las corrientes de agua y en la temperatura de vertientes y pozos. Aparecen grietas en el suelo húmedo, especialmente en la superficie de las pendientes escarpadas.

IX.- Se produce pánico general. Las estructuras de albañilería mal proyectadas o mal construidas se destruyen. Las estructuras corrientes de albañilería bien construidas se dañan y a veces se derrumban totalmente. Las estructuras de albañilería bien proyectadas y bien construidas se dañan seriamente. Los cimientos se dañan. Las estructuras de madera son removidas de sus cimientos. Sufren daños considerables los depósitos de agua, gas, etc. Se quiebran las tuberías (cañerías) subterráneas. Aparecen grietas aún en suelos secos. En las regiones aluviales, pequeñas cantidades de lodo y arena son expelidas del suelo.

X.- Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. Se destruyen los cimientos de las estructuras de madera. Algunas estructuras de madera bien construidas, incluso puentes, se destruyen. Se producen grandes daños en represas, diques y malecones. Se producen grandes desplazamientos del terreno en los taludes. El agua de canales, ríos, lagos, etc. sale proyectada a las riberas. Cantidades apreciables de lodo y arena se desplazan horizontalmente sobre las playas y terrenos planos. Los rieles de las vías férreas quedan ligeramente deformados.

XI.- Muy pocas estructuras de albañilería quedan en pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las tuberías (cañerías subterráneas) quedan totalmente fuera de servicio.

XII.- El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.

CONCLUSIONES

El presente estudio da a conocer, por primera vez la presencia en la franja pedemontana, de estructuras formadas durante el Cuaternario que están relacionadas con un régimen tectónico compresivo.

Los resultados de dichas investigaciones permiten llegar a las siguientes conclusiones.

- Según el análisis estratigráfico principalmente de las terrazas fluviales, se deduce lo siguiente:
 - En el área de estudio se reconocieron hasta cuatro terrazas fluviales encajonadas: Tf1, Tf2, Tf3 y Tf4. Estas terrazas se pueden observar a lo largo de las quebradas Chero, Caplina y Palca.
 - La terraza Tf4 se generó con el levantamiento del continente entre 5 y 6 Ma.
 - Las terrazas Tf2 y Tf3 se generaron en el Pleistoceno reciente y Pleistoceno medio respectivamente.
 - La terraza más reciente Tf1 solo se observa en la quebrada Caplina debido a que esta tiene sus nacientes en la Cordillera Occidental, por lo tanto presenta hasta hoy afluencia de agua que generó junto con un brusco cambio en el clima el encajonamiento de esta.
- La sedimentología de los depósitos permite puntualizar lo siguiente.
 - En base a estudios espacio temporales, se han conocido la existencia de cuatro períodos de aluviación. Estos se reflejan en la formación de igual número de niveles aluviales en los conos, glacés y ueds. Estos períodos por medio de la estratigrafía relativa han sido asignados al Plio-Cuaternario, Cuaternario medio, Cuaternario superior y Holoceno respectivamente.
 - Estos períodos deben estar ligados con cambios climáticos importantes en el desierto.
 - Estas crisis gracias a la disposición entre los depósitos muestran tener relación directa con las variaciones del clima a escala regional y probablemente global. Existen trabajos en el norte de Chile los cuales podemos correlacionar, en estos determinan períodos de aluviación y crisis pluviales.
- Según el estudio de estructuras tectónicas que afectan los depósitos cuaternarios y análisis tectónico, en el área de trabajo, se llega a las siguientes conclusiones.
 - La zona de Piedemonte de Tacna se encuentra limitado por una falla inversa, esta falla de orientación N120°E, tiene su expresión en escarpes afectando depósitos del Cuaternario.

- En base al análisis tectónico proponemos la siguiente evolución geodinámica para el área de estudio. Una tectónica de compresión en el Plio-Cuaternario que se evidencia debido a que se encuentra afectando parte de los depósitos de la terraza fluvial Tf4, este proceso generó incisión en las quebradas para luego ser rellenadas, la segunda tectónica de compresión se da Pleistoceno medio y afecta depósitos de la terraza Tf3, de igual forma generó incisión pero en menor intensidad. El tercer evento tectónico compresivo fue en el Holoceno, que afecta a los depósitos de la terraza Tf2. En la actualidad esta zona soporta una fuerte actividad sísmica, ubicándose sus focos a profundidades superficiales menores a 30 km.
- La actividad tectónica compresiva en Plio-Cuaternario, Pleistoceno medio, Holoceno y en la actualidad, tienen una dirección de acortamiento que varían entre N80° a E-O, en la actualidad los mecanismos focales de los sismos nos dan de igual manera un eje de acortamiento N80°E.

RECOMENDACIONES

- Existen pocas edades de los depósitos Plio-cuaternarios, recomendamos realizar un análisis por nucleidos cosmogénicos Be^{10} y He^{10} , en las terrazas fluviales a fin de obtener su cronología.
- De acuerdo a las evidencias presentadas determinamos que las fallas tienen una actividad desde el Plioceno a la actualidad, por lo que recomiendo iniciar los estudios Paleosismológicos con la finalidad de calcular el intervalo de retorno de sismos de gran magnitud.
- Es importante dar a conocer que el departamento de Tacna es una zona con peligro sísmico latente, por consiguiente se debe de realizar proyectos de ordenamiento territorial.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABE, K. (1979) Size of the great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data., *J. Geophys. Res.*, 84, 1561–1568.

ALLMENDIGER (2001). *FaultKin for Windows v.12*. for analyzing up to 1000 fault planes at a time for non-commercial use only.

ADAMS, J., (1906). Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Lima e Ica. *Bol. Cuerpo Ing. Minas*, N°37, p.23, Perú.

AUDIN, L., DAVID, C. (2005). Geomorfología e identificación de fallas activas en el sur del Perú. XI Congreso Peruano de Geología. Lima, pp.209-211.

ASTIZ, L., AND H. KANAMORI. (1986). Interplate coupling and temporal variation of mechanisms of intermediate-depth earthquakes in Chile, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, 76, 1614–1622,

BARUA, J.)1961. Geología del cuadrángulo de Moquegua (35-u). INGEMMET, Carta Geológica Nacional. Pp. 87.

BECKINSALE, R., FERNANDEZ, S., AGAPITO, W., COBBING, M., TAYLOR, J. Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the coastal batholith of Perú. *Am. Geol.* 86. pp.117-202.

BEDOYA, C., ACOSTA, J., PINO, A., FLORES, A. (2002). Análisis de peligro de deslizamiento en la cuenca del río Callazas. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p.150.

BELLIDO, E. (1962). Geología del Cuadrángulo de Atico. Com. Carta Geol.. Nac., Vol. 1, N°2, pp.59.

BIRKELAND, P., RODWELL, W., SHORT, D. (1989). Radiocarbon dates on deglaciation, Cordillera Central, northern Peruvian Andes. *Quaternary Research*, vol. 32, n. 1, pp. 111-113.

BRUGGEN, E., NARVÁEZ, S., (1961). Geología del Cuadrángulo de Atico, Com. Carta Geol.. Nac., Vol. 1, N°2, pp. 59.

CASTRO, L., (1950). “Estudio geológico en el departamento de Tacna”, Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Marcos, pp.133.

CHLIEH, M., J. DE CHABALIER, J. RUEGG, R. ARMIJO, R. DMOWSKA, J. CAMPOS, AND K. FEIGL (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the north Chile subduction zone, from GPS and insar observations, *Geophys. J. Int.*, 158, 695–711, 2004.

COMTE, D., AND M. PARDO (1991), Reappraisal of Great Historical Earthquakes in the Northern Chile and Southern Perú Seismic Gaps, *Natural Hazards*, 4, 23–44, 1991.

COMTE, D., M. PARDO, L. DORBATH, C. DORBATH, H. HAESSLER, L. RIVERA, A. CISTERNAS, AND L. PONCE (1994), Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile, using local data, *Geophys. J. Int.*, 116, 553–561.

COTRINA, J. (2006). Estudio hidrogeológico de la Cuenca Caplina-Tacna. Tesis para optar Título - Universidad Jorge Basadre.

DAVID, C., AUDIN, L., TAVERA, H., GÉRARD, H. (2004). Sismicidad cortical y fallas recientes en el sur del Perú. XI Congreso de Peruano de Geología. Lima, pp.290-293

DELOUIS, B. (1997). The Mw=8.0 Antofagasta (Northern Chile) Earthquake of 30 July 1995: A Precursor to the end of the Large 1977 Gap, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, 87, 427–445.

DOLLFUS, O, MEGARD, F. (1965). Les formations quaternaires du bassin de Huancayo et leur Néotectonique (Andes centrales péruviennes). *Rev. Géog. Phys. Geol. Dyn.* (2), pp. 45. Paris-Francia

DORBATH, L., A. CISTERNAS, AND C. DORBATH (1990). Quantitative assessment of great earthquakes in Perú, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 80, 551–576, 1990b.

FLELSCH, J., (1921). Indicios de petróleo en capas del Calloviano-Jurásico Superior, en la Quebrada de Chichaza, etc. (Tacna). *Bol. Soc. Nac. Minería*. Pp.181-191.

FLEUTY M. J. 1964. Tectonic Slides. *Geol. Mag.* 101: 452-456.

FLORES, A., JACAY, P., ROPERCH, P., SEMPERE, P. (2002). Un evento volcánico de edad Plioceno superior en la región de Tacna: la ignimbrita Pachía. XI Congreso de Geología del Perú. Lima, pp.199-205.

FLORES, A., ACOSTA, J., BEDOYA, J., SEMPERE, T. (2005). Oligocene-Neogene tectonics and sedimentation in the forearc of southern Perú, Tacna area (17.5°-18.5°S). 6th International Symposium on Andean Geodynamics.

FRANCE, L.J., CLARK, A.H., FARRAR, E. (1984). Geochronological and petrological studies of tertiary igneous rocks. Cordillera Occidental, southernmost Perú: a preliminary report. INGEMMET, informe inédito. Pp.28

GUTIÉRREZ, M. (2001). Geomorfología climática. Ediciones Omega – Barcelona, España. Pp.639

HARLEY, A. J., CHONG., 2002. Late Plioceno age of Atacama Desert: Implication for the desertificación of western South América. *Geology* 30, p. 43-46

HOBBS B., W. MEANS & P. WILLIAMS 1981. Geología estructural. Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 518 p.

HOKE, G., ISACKS, D., JORDÁN, T., YU, J. (2004). Groundwater sapping sapping origin for the quebradas of the northern Chile. *Geology*, vol.32, n.7, pp.605-608.

INGEMMET (2000). Actualización de las hojas geológicas de Pachía (36-v) y Palca (36-x). Dirección de Geología Regional escala 1:50 000.

JENKS, W. F. (1948). *Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera Department of Junín and Lima*”, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 35 pp. 591-632.

KHAZARADZE, G., AND J. KLO.TZ. (2003) Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *J. Geophys. Res.*, 108, 1–15, 2003.

KAUSEL, E. (1979). Los terremotos de Agosto 1868 y Mayo 1877 que afectaron el Sur del Peru y Norte de Chile, *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3, 8–12, 1986.

KEEFER, D. K. (1998). 2003 a 38 000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Perú and its relation el Niño events and great earthquakes. *Paleogeography* 194:41-77

LAHAIRE, R. (1970). Cronología del Cuaternario Peruano (Reconstruida a partir de la evolución morfológica de la cuenca de Chala, durante este período). I Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo VI. Lima, 14 p.

LAHAIRE, R. (1970). Cronología del Cuaternario Peruano (Reconstruida a partir de la evolución morfológica de la cuenca de Chala, durante este período). I Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo VI. Lima, 14 p.

LAVENU A. & SOULAS, J. P. (1976). Observaciones de microfallas Plio-Cuaternarias en distensión a lo largo de la costa del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*. Tomo 52. Lima, pp.39-48.

LAHAIRE, R. (1970). Cronología del Cuaternario Peruano (Reconstruida a partir de la evolución morfológica de la cuenca de Chala, durante este período). I Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo VI. Lima, 14 p.

LAHAIRE, R. (1976). Tectonogénesis, orogénesis y volcanismo en los Andes del Sur del Perú. *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, IV, N°3-4, p. 173-198.

LOMNITZ, P. (1971). Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955, *Geol.Rundsch.*, 59, 938–960, 1971.

MACHARÉ, J., (1981). Geología del Cuaternario en la Costa del Perú central (entre los valles de Pativilca y Pisco). Tesis Universidad Nacional de Ingeniería. Pp.202.

MACHARÉ, J., (1986). Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Bol. Soc. Geol. Perú*. vol 76, pp, 45-77.

MACHARÉ, J., BENAVENTE, C., AUDIN, A., (2007). Actualización del mapa neotectónico del Perú a escala 1:2 000 000. VII Congreso Peruano de Geología. Tomo I. Lima, pp.23-28.

MEGARD, F., (1961). Desarrollo económico del departamento de Tacna; informe geológico de: 1. Laguna Aricota-Valle del río Curibaya; 2. Quebrada de Palpa-Quebrada Vilavilani; 3. Río Maure Moriscota.

MERCIER J. & P. VERGELY 2001. Tectónica. 1ra. reimpresión en español, Edit. Limusa, México, 259 p.

MIALL, A., (1996). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlín: Springer-Verlang, 1996, pp.582.

MONGE, R.; CERVANTES, J. (2002). Actualización de los cuadrángulos de Pachía (36-v) y Palca (36-x). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.

MORNER, N. (1990). Neotectonics and structural geology; general introduction. Bull. Int Quat. Ass. Neotect. Comm.13, 87.

MUIR WORD, R. Y MALLARD, D.L., (1992). When is a fault extinct? J. geol. Soc. Lond. 149:251-255.

NICOLAS A. 1987. Principios de tectónica. Editorial Masson S. A., Paris, 185 p.

OBRUCHEV, V.A. (1948). Osnovnyje certy kinetiki i plastiki in Mediterranean zones of subduction and collision. Ann. Geophys., 5B:301-319

PETERSEN, G., Y ALBERCA, A., (1954). Sobre las condiciones del agua del subsuelo en el valle de Tacna”, Min. De F. y O. P., Bol. Técnico de la empresa Petrolera Fiscal, N°2.

PINO, A., (2003). Estratigrafía y Paleogeografía del intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior en el extremo Sur del Perú (Área de Mal Paso). Tesis Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann-Tacna.

RAMSAY J. G. & M. I. HUBER 1993. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, New York, 308 p.

RODBELL, D. T., SELTZER, G. O., YOUNG, K. R., LÉON, B., ABBOTT, M. B., SILMAN, M. R., AND GOSLING, W. D., 2005, A 17,000-year history of Andean climate and vegetation change from Laguna de Chochos, Peru: Journal of Quaternary Science, v. 20, p. 703-714.

ROPERCH (2006). Counterclockwise rotation of Late Eocene – Oligocene forearc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the Central Andes. Tectonics 45. pp.66

SALINAS, E. (1985). Evolución paleogeográfica del Sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológicos se las series del departamento de métodos de

análisis sedimentológicos de las series del departamento de Tacna. Tesis Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, pp.205

SÉBRIER, M., MAROCCO R., JACQUES, J., (1979). Evolución neógena del Piedemonte Pacífico de los Andes del sur del Perú. II Congreso Geológico Chileno. Arica, pp.171-188.

SÉBRIER, M., HUAMAN, D., MACHARÉ J., BLANC, J., BONNOT, D., CABRERA, J. (1982). Observaciones acerca de neotectónica del Perú. Proyecto SISRA-GRUPO PERUANO DE NEOTECTÓNICA-Instituto Geofísico del Perú. pp110.

SÉBRIER, M., MERCIER, J., MÉGARD, L., LAUBAUCHER, F., GERARD, C., GAILHARDIS, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and state of stress in the Central Andes of South Perú. *Tectonics*, vol. 4, n 7, pp. 739-780, December 1985).

SLEMMONS, D.B. (1991). Introduction in: *The geology of North América, Decade Map Vol. 1, Neotectonics of North América*. Geological Society of América, Boulder Colorado, 1-20.

SEMPERE, T., CARLIER, G., SOLER, P., FORNARI, M., CARLOTTO, V., JACAY, J., ARISPE, O., CARDENAS, J., ROSAS, S., JIMENEZ, N. 2002. Late middle Jurassic lithospheric thinning in Perú, and its bearing on Andean age tectonics. *Tectonophysics* 345, p. 153-181

SEMPERE, T., JACAY, J., FORNARI, M., PINO, A., FLORES, A., ACOSTA, J. BEDOYA, C., ROPERCH, O. 2002. Estructura tectónica del extreme sur del Perú y sus posibles aplicaciones. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 54.

SOULAS, J.P. (1977). Las fases tectónicas del Terciario superior en el Perú corte Ayacucho-Pisco. *Bol. Soc. Geol. Perú*. Tomo 57-58. Lima, pp.59-72.

STEWART, I.S. Y HANCOCK, P.L. (1991). Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *Juor. Geol.*, 13:191-204.

TAVERA, H., E. BUFORN, I. BERNAL, Y. ANTAYHUA, AND L. VILACAPOMA, The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001, *JS*, 6, 279–283, 2002.

TICHELAAR, B., AND L. RUFF. (1991). Seismic coupling along the Chilean subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 96, 11,997–12,022, 1991.

TOSDAL, R., CLARK, A., FARRAR E., (1984). Cenozoic poliphase and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Perú. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 95, p.1318-1332.

WALLACE, R.E. (1986). En: *Studies in Geophysics Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266, pp. Overview and Recommendations.

WILSON, J. & GARCÍA W. (1962). Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Hojas 36-v y 36-x). Comisión Carta Geológica Nacional (ahora INGEMMET), Bol. 04.

WORNER, G., LEZAUN J., BECK, A., HEBER, V., LUCASEN, F., ZINNGREBE, E., ROSSLING, R., WILKE, H.G. (2000). Precambrian and Early Paleozoic evolution of the basement at Belén (norther Chile) and Cerro Uyarani. *Journal of South American Earth Science*, v.13. 717-737.

SCHLUNEGGER, F., KOBER F., SIMPSON, G., SCHNEIDER, H. (2004). Aridisation and enhanced rates of fluvial incision in the Andes of the Northern Chile. *Bol. Soc. Geol. Perú. Tomo 62. Lima*, pp.32-35.

HARLEY, A., CHONG, G. & CHARRIER, R. (1999). Late Pliocene age age of Atacama Desert: Implication for the desertication of western South America. *Geology* 30, 43-60.

PAGINAS WEB

WWW.GOOGLEEARTH.COM

RELACIÓN DE FIGURAS

Fig. 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio.

Fig. 2.1: Mapa Geomorfológico.

Fig. 2.2: Superficie Huaylillas, ubicadas en las zonas adyacentes a la localidad de Pachía, NE de Tacna. Imagen LandSat

Fig. 2.3: Sección de la unidad morfológica “Frente Montañoso”, donde se diferencia grandes incisiones, siendo la Caplina la más resaltante.

Fig. 2.4: Perfiles topográficos longitudinales a las quebradas Chero, Caplina y Palca.

Fig. 2.5: Imagen muestra la superficie Huaylillas (18 Ma), mostrando los escarpes de deslizamientos, ubicadas al NE de la localidad de Pachía. Imagen Google Herat

Fig. 2.6: Histograma del río Caplina en la que se puede observar el promedio anual en un período de 41 años. Tomado de Cotrina, 2007.

Fig. 2.7: Diagrama para la clasificación mundial de zonas de vida de Holdridge.

Fig. 4.1: Sistemas de terrazas aluviales. A: Encajonado. B: Escalonado. LM: Lecho mayor. Lm: Lecho menor. Tomado de Macharé, 1981.

Fig. 4.2: Secuencia morfogénica de encajonamiento de acumulaciones. El orden se describe en el texto. (Tomado de Macharé, 1981).

Fig. 4.3: Mapa de ubicación de columnas estratigráficas.

Fig.5.1: El piedemonte occidental esta conformado por una superficie de aplanamiento o peniplanicie elevada, una zona de colinas bajas o frente montañoso. Modelo de elevación del terreno generado mediante el programa Envi 4.2 a partir de una imagen ASTER.

Fig. 5.2: Mapa de ubicación de las estaciones, en estas se midió estrías en planos de de falla que afectan depósitos recientes, estas medidas fueron tomadas en las quebradas Chero, Caplina y Palca.

Fig.5.3: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica utilizando el programa FaultKinWin.

Fig.5.4: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig.5.5: Dirección de los ejes de esfuerzos de la estación 122, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Figura 5.6: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin. Estación 138 - quebrada Caplina.

Fig.5.7: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig.5.8: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 138, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig.5.9: Medidas tomadas en campo, proyecciones estereográficas.

Fig.5.10: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig.5.11: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 236, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig 5.12: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin. Estación 187-quebrada Palca.

Fig.5.13: Promedio de las medidas en campo.

Fig. 5.14: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 187, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.15: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin. Estación 150-Quebrada Palca.

Fig.5.16: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.17: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 150, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.18: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin. Estación 203-Quebrada Chero.

Fig.5.19: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.20: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 203, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.21: Expresión morfológica de los escarpes en el área de estudio.

Fig. 5.22: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin, Quebrada Caplina.

Fig.5.23: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.24: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 123, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.25: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin, Quebrada Palca.

Fig.5.26: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.27: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 135, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig.5.28: Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin, Quebrada Chero.

Fig.5.29: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.30: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 135, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.31: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 135, datos procesados en el programa FaultKinWin. Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin, Quebrada Caplina.

Fig.5.32: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.33: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 135, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.34: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 135, datos procesados en el programa FaultKinWin. Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin, Quebrada Palca.

Fig.5.35: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.36: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 135, datos procesados en el programa FaultKinWin. Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 171, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.37: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 208, datos procesados en el programa FaultKinWin. Medidas tomadas en campo y proyección estereográfica de estas utilizando el programa FaultKinWin, Quebrada Tocuco.

Fig.5.38: Promedio de las medidas tomadas en campo.

Fig. 5.39: Dirección de los ejes de esfuerzos en la estación 208, datos procesados en el programa FaultKinWin.

Fig. 5.40: Estereograma con todas las medidas de las estaciones donde σ_3 tiene una dirección NE-SO.

Fig. 5.41: Representación gráfica del estado de esfuerzos utilizando el método de los diedros rectos.

Fig. 5.42: Mapa estructural.

Fig. 6.1: Ruptura de los grandes sismos de subducción interplaca de magnitud Mw 8,0 en los siglos XIX, XX y XXI. El largo de la ruptura ha sido deducido de las isocistas de intensidad VIII o de la magnitud Mw cuando ella ha sido calculada [Chlieh et al., 2004].

Fig. 6.2: Mapa Neotectónico actualizado del sur del Perú 2007 (Macharé et al., 2007), se muestra la ubicación del epicentro del sismo cortical (5.3 ML) del 20 de Noviembre del 2006 y mecanismo focal elaborado a partir de la polaridad de la onda P Instituto Geofísico del Perú. En la parte inferior, sección vertical en dirección SO-NE indicando la ubicación del hipocentro del sismo (estrella).

Fig. 6.3: Escala intensidades Sísmicas – Sismo 20 de Noviembre, 2006 (5.3 ML). Tomado del Instituto Geofísico del Perú.

RELACIÓN DE FOTOS

Foto 2.1: Frente montañoso del Piedemonte, región de Tacna. Vista hacia el este desde la carretera Pachía-Miculla.

Foto 2.2: Erosión intensa de conglomerados y de las areniscas de la formación Moquegua, dando lugar a una densa red de barrancos fuertemente encajados y separados por crestas agudas. Vista tomada hacia el sur en el valle de Sama-Tacna.

Foto 2.3: Terrazas fluviales emplazadas en la quebrada Caplina, suprayaciendo a estas se encuentra la ignimbrita Pachía.

Foto 2.4: Terrazas fluviales de la quebrada Caplina, vista tomada hacia el oeste del cerro Palanca.

Foto 3.1: Formación Gramadal que aflora en la quebrada Caplina y se encuentra ligeramente deformado. Vista tomada hacia el Sur.

Foto 3.2: Formación Huallhuani, aflora en la margen derecha del río Caplina a la altura del Cerro Mina. Vista tomada hacia el Este.

Foto 3.3: Fotografía mostrando intercalaciones de areniscas limosas pardo rojias y limolitas rojizas de la Formación Moquegua. Vista tomada hacia el Norte.

Foto 3.4: Toba Pachía, tomada al noreste del poblado Calientes.

Foto 4.1: Talud de escombros producto de la unión en la base de conos de escombros, en la quebrada del río Caplina. Foto tomada hacia el sureste.

Foto 4.2: Terrazas fluviales ubicadas en la margen izquierda del río Caplina. Foto tomada hacia el noroeste.

Foto 4.3: Base erosiva de la secuencia III, de la terrazas fluvial Tf2. Margen izquierda del río Chero-Cerro Acirume.

Foto 4.4: Conglomerados subredondeados con clastos imbricados intercalados con depósitos aluviales. Margen derecha del río Chero - Cerro Huanara.

Foto 4.5: Conglomerados de clastos angulosos matriz soportados, infrayaciendo a intercalación de areniscas de grano fino y limolitas de color marrón claro con estratificación paralela. Margen derecha del río Chero.

Foto 4.6: Conglomerados de clastos angulosos matriz soportados, infrayaciendo a conglomerados de clastos redondeados, soportados e imbricados. Margen izquierda del río Caplina a la altura del cerro Challatita.

Foto 4.7: Areniscas de grano medio con estratificación oblicua. Margen izquierda del río Caplina a la altura de la localidad de Tocuco.

Foto 4.8: Intercalación de conglomerados con clastos redondeados imbricados con estratificación paralela y conglomerados matriz soportados. Margen izquierda del río Caplina a la altura del cerro Chañal.

Foto 4.9: Secuencia granodecreciente. Margen izquierda del río Palca. A la altura de Miculla.

Foto 4.10: Parte de la secuencia I, gravas con clastos soportados subredondeados de hasta 40 cm.

Foto 4.11: Conglomerados con clastos subredondeados de hasta 50 cm de diámetro y matriz soportado. Margen derecha del río Palca a la altura de la localidad El Olivar.

Foto 5.1: Falla inversa afectando un depósito de talud de escombros (Holoceno), el desplazamiento del talud es de 60 cm aproximadamente. Vista al Norte.

Foto 5.2: Estrías en plano de falla de limonitas de la terraza fluvial Tf3. Vista al Sur.

Foto 5.3: Flexura de la parte superior de la terraza fluvial Tf2. Vista al Sur.

Foto 5.4: Falla inversa afectando conglomerados de clastos angulosos. Vista al Sur.

Foto 5.5: Falla inversa afectando conglomerados de la de la terraza fluvial Tf3. Vista al Norte.

Foto 5.6: Falla inversa afectando limonitas de la terraza fluvial Tf2. Foto mirando al Norte.

Foto 5.7: Falla inversa afectando rocas intrusivas, esta falla muestra evidencias de reactivación reciente, ya que recorta conos aluviales. Vista al Este.

Foto 5.8: Estrías del plano de falla de la estación 135, estrías aproximadamente horizontales. Vista al Norte.

Foto 5.9: Falla inversa afectando a la Ignimbrita Pachía y depósitos aluviales de la Tf3, estación 209 en la quebrada Chero a la altura del cerro Tocuco. Vista al Norte.

Foto 5.10: Falla inversa afectando depósitos fluviales de la terrazas Tf3. Foto mirando al Este.

Foto 5.11: Flexura producto de falla inversa, afectando depósitos de la Tf3. Vista al Norte.

Foto 5.12: Falla inversa afectando depósitos de la terraza Tf4 de la quebrada Caplina. Foto mirando al Norte.

Foto 6.1: Ignimbrita Pachía relleno del fondo de las quebradas en concordancia con depósitos conglomeráticos (Plioceno). Foto tomada hacia el Este, al NO de la localidad de Calientes.

Foto 6.2: Flexura de conglomerados y limolitas. Fotografía tomada hacia el Oeste al NO de la localidad de Caplina.

Foto 6.3: Fallas inversas afectando la terraza más actual. Foto tomada hacia el Oeste a la altura de los valles termales de Calientes-margen derecha del río Caplina.

RELACIÓN DE TABLAS

TABLA 1: Clasificación de facies G, S, F, para modelos aluviales, tomado de Miall (1996).

ANEXO

MARCO TEÓRICO

7.1 CONCEPTOS ASUMIDOS PARA EL ESTUDIO

A lo largo del trabajo se utilizarán conceptos concernientes al campo de estudio de las deformaciones recientes, conceptos que a lo largo de los años han sufrido cambios en función del avance del conocimiento geológico. A continuación se describen las definiciones empleadas en el desarrollo del presente trabajo de investigación.

7.1.1 NEOTECTÓNICA Y PERIODO NEOTECTÓNICO

Fue inicialmente utilizado con un sentido temporal de acotación. Fue introducido por Obruchev (1948) para describir “el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario”. Posteriormente, Slemmons (1991) modifica el intervalo temporal y define neotectónica como el “estudio de los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno”.

Durante los años noventa comenzó a considerarse el hecho de que la neotectónica no debía restringirse dentro de unos límites temporales que en algunos lugares pueden ser significativos, pero en otros no. Esta nueva visión del problema se debe a la consideración del concepto de “régimen tectónico vigente” (current tectonic regime. Wood & Mallard, 1992) definido como “régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo distinto en distintas zonas”. Mörner (1990) ya propuso que el comienzo de la fase que calificamos como neotectónica comenzaría en diferentes momentos según la zona que se trate.

Vemos que con el paso del tiempo se ha ido dando mayor importancia en la definición del concepto de neotectónica al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros, más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica más aceptada en nuestros días es aquella que la describe como estudio de procesos y estructuras que han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos-deformación que es aún activo en la actualidad (Steward & Hancock, 1994).

Tectónica activa; a lo largo de este estudio utilizaremos este término según la definición dada por Wallace (1986) quien la definió como “movimientos tectónicos que se espera ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad”. En este sentido, consideramos que una estructura o un proceso son activos cuando ha actuado dentro del período histórico y se espera que actúe en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

Falla activa; el término falla activa se ha dado a lo largo de los años varias definiciones en función de la aplicación del concepto a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, etc. Stewart & Hancock (1994) definen una falla activa como aquella que ha presentado movimientos dentro del período de tiempo abarcado por el régimen tectónico vigente (Muir Wood & Mallard, 1992), mientras que la U.S. Environmental Protection Agency (1981) considera que las fallas activas son aquellas que han sufrido

movimientos en los últimos 10 000 años (Holoceno). Por otra parte, un concepto estrechamente relacionado con el de falla activa viene definido por el término falla capaz, que la U.S Regulatory Comisión (1982) define como aquella falla que ha experimentado al menos un movimiento en los últimos 35,000 años y al menos dos en los últimos 500,000 años. Es decir, fallas activas durante el Pleistoceno.

A lo largo de este estudio utilizaremos el término falla activa para referirnos a fallas que presentan suficientes indicios de haberse formado o reactivado durante el Cuaternario ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios y/o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental.

7.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y MICROTTECTÓNICA

El siguiente texto comprende los conceptos básicos de microtectónica relacionados con la geología estructural y aquellos más usados en este trabajo.

La geología estructural, tal como lo dicen RAMSAY & HUBBER (1983), ha tenido un importante desarrollo en las dos últimas décadas debido a muchas razones, una de estas es el entendimiento de que las rocas deformadas naturalmente, presentes a escala de afloramiento (mesoescala), revelan una gran cantidad de estructuras a pequeña escala (microescala), que pueden ser relacionadas directamente con los sistemas de deformación de gran escala (macroescala).

En este sentido, la microtectónica surge como un desarrollo de la geología estructural, representando al investigador una herramienta importante para la mejor comprensión espacial de las estructuras a macroescala, y de su posible historia de deformación. Aunque es importante destacar que el hecho de ser una herramienta con características específicas de trabajo restringe su uso como punto de partida para la elaboración de modelos a macroescala (modelos geodinámicos), sirve para la confirmación de los mismos, teniendo en cuenta las características geológicas del entorno de trabajo.

7.2.1 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN

Esfuerzo; son las fuerzas que aplicadas al cuerpo o cuerpos, darán como resultado su deformación, ya sea ésta elástica, frágil o dúctil; lo cual depende de la cantidad de la fuerza (o magnitud), el tiempo, y las condiciones físicas del entorno en el cual son aplicadas estas fuerzas. Si éstas son iguales, el campo de esfuerzo en el cuerpo es homogéneo, de lo contrario, el campo de esfuerzos será heterogéneo.

Según HOBBS et al. (1981), las magnitudes de las fuerzas que actúan en las caras de un objeto para producir una deformación dada, dependen del área de estas caras; donde, cuando mayor es el objeto, mayor es la fuerza requerida para producir un cambio de la forma de este objeto. Estos autores toman como medida a la fuerza por unidad de área o esfuerzo, con lo que les resulta más fácil comparar los agentes responsables de la deformación de la misma región rocosa a medida que esta cambia progresivamente de tamaño, utilizando un cubo ideal de roca dentro de un gran volumen rocoso, véase figura 7.1.

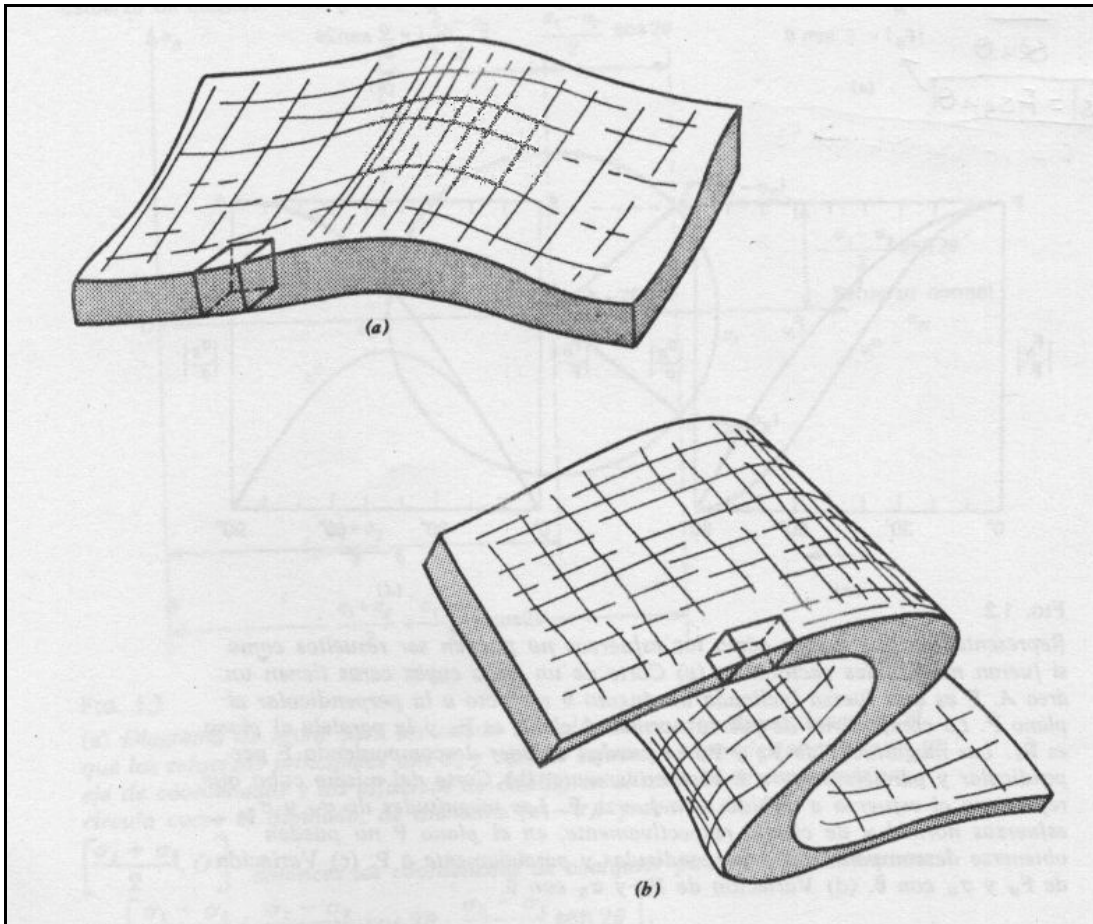


Fig. 7.1. Cubos ideales en cuerpos deformados de roca. (a) cubo presente en capa de roca en proceso de plegamiento. (b) cubo presente en capa de roca ya plegada (tomado de HOBBS et al., 1981).

Tomando el cubo ideal de roca, HOBBS et al. (1981) enuncian que la fuerza aplicada a cada una de las caras de este cubo, se puede desglosar o resolver en tres componentes ortogonales, una perpendicular a la cara (σ_{ii}) y dos paralelas a ésta (σ_{ij}), como resultado de esto se obtiene la matriz siguiente:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix}$$

Esta matriz, representada espacialmente en la figura 7.2, donde los esfuerzos perpendiculares a las caras (en los cuales los subíndices son iguales, $i = j$), son llamados esfuerzos normales; las componentes del esfuerzo que actúan paralelamente a las caras (subíndices son distintos entre sí, $i \neq j$), son llamados esfuerzos de cizalla.

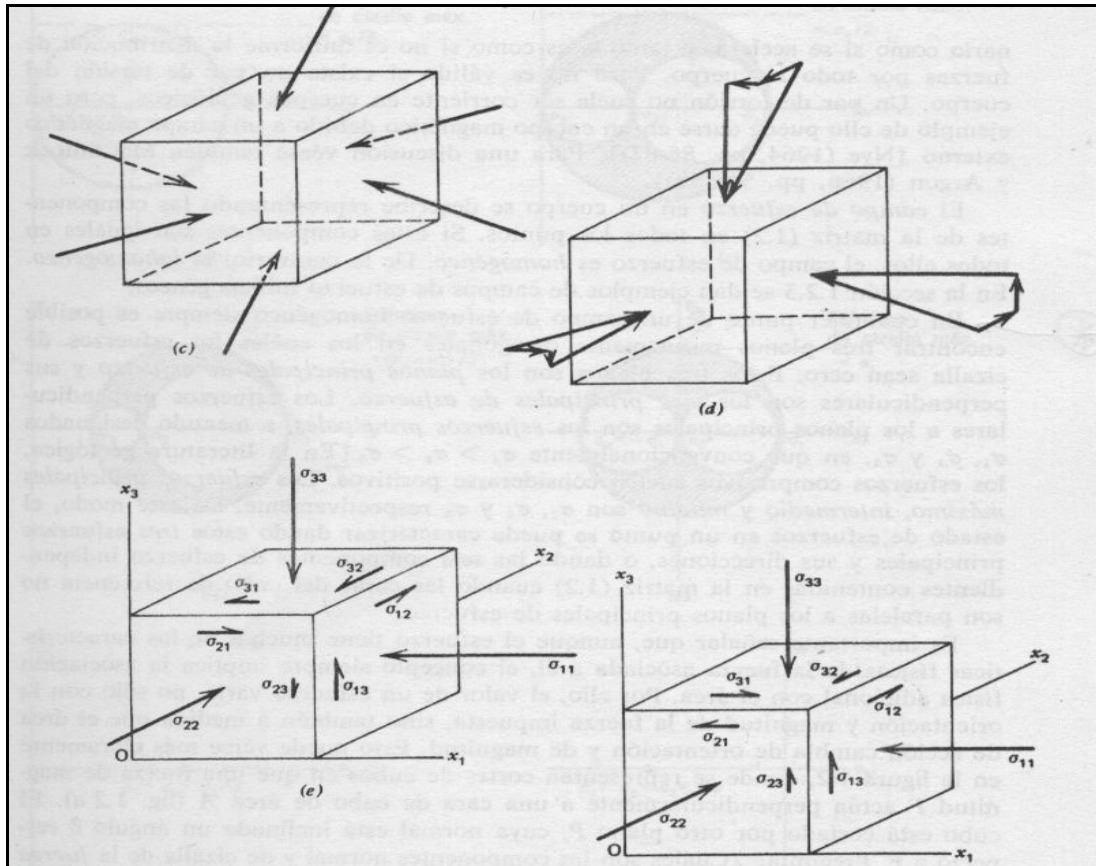


Fig. 7.2. Se indican las componentes del esfuerzo. (c) Fuerzas que actúan sobre cada cara de un cubo en proceso de deformación. (d) Sistema de esfuerzos resultantes de las fuerzas perpendiculares y paralelas a las caras del cubo. (e) Sistema de esfuerzos referido a un sistema de coordenadas X_1, X_2 y X_3 , y el mismo sistema referido a un cubo infinitesimal (tomado de HOBBS et al., 1981).

Así, como señalan HOBBS et al. (1981), el campo de esfuerzos de un cuerpo cualquiera se describe representando las componentes de la matriz mencionada (véase matriz) en todos los puntos, donde, si las componentes son iguales, el campo de esfuerzo es homogéneo en el cuerpo; de lo contrario, el campo de esfuerzos será inhomogéneo, o heterogéneo.

NICOLAS (1987) habla de estos campos o “estados de esfuerzos”, los cuales, aplicados experimentalmente en cualquier punto del espacio, se expresan matemáticamente por un tensor de seis componentes independientes, y geoméricamente por un elipsoide donde los ejes representan los tres esfuerzos normales principales: σ_1, σ_2 y σ_3 , véase figura 8.3.

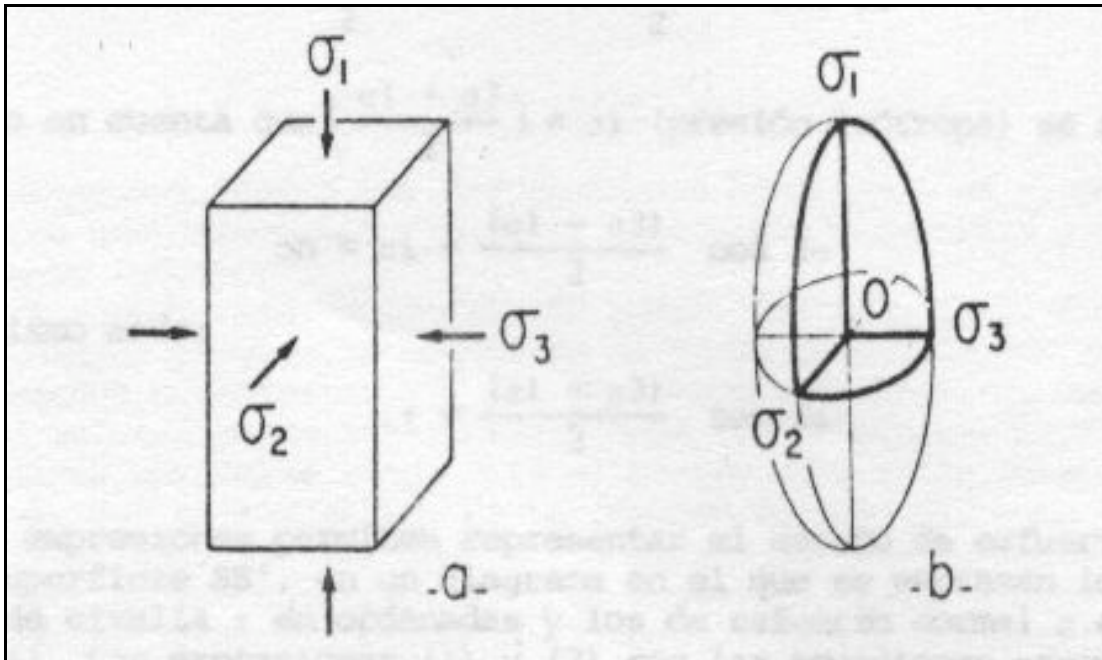


Figura 7.2 (a). Probeta experimental sometida a tres esfuerzos normales a sus caras con intensidades de: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. (b) Elipsoide de esfuerzos correspondiente a la probeta ensayada (tomado de NICOLAS, 1987).

El elipsoide de esfuerzos triaxial se denomina como poliaxial en el caso general cuando $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; cuando $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ o cuando $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, el elipsoide se denomina “de revolución” o axial, en este caso, los vectores iguales forman una circunferencia. En el caso donde los tres esfuerzos son iguales, $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, el elipsoide se convierte en una esfera y el estado de esfuerzos es de tipo hidrostático (MERCIER & VERGELY, 2001).

Relación esfuerzo-deformación

Tomando una esfera ideal, la cual puede representar el estado inicial del elipsoide, definido como elipsoide de deformación finita, NICOLAS (1987), estima experimentalmente una “deformación incremental” en incrementos sucesivos denominada deformación progresiva, para definir la deformación coaxial (deformación pura o cizalla pura), donde los ejes del elipsoide incremental permanecen paralelos durante la deformación, y coinciden en forma constante con las direcciones de los esfuerzos principales σ_3 , σ_2 y σ_1 respectivamente; por otra parte, el autor define la deformación no coaxial, cuando los ejes descritos anteriormente no son paralelos. Un ejemplo de régimen no coaxial es el cizallamiento simple, donde los ejes X y Z giran, durante la deformación progresiva, respecto de los esfuerzos σ_3 y σ_1 supuestos fijos, véase figura 8.4.

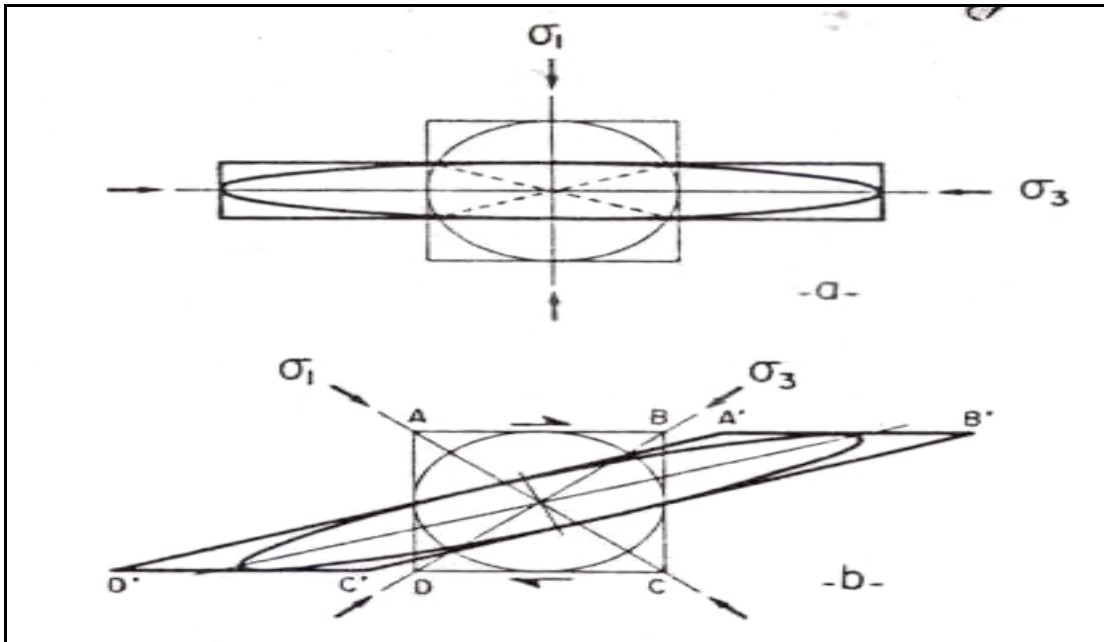


Fig. 7.4. Relaciones de esfuerzo-deformación en deformación plana. (a) Deformación coaxial (cizalla pura). (b) Deformación no coaxial (tomado de NICOLAS, 1987).

La deformación progresiva en un material dado, ya sea una roca o una probeta de laboratorio, donde se puede controlar el mayor número de variables, define un límite para el material versus el esfuerzo aplicado que se denomina “límite de elasticidad o umbral de plasticidad” (MERCIER & VERGELY, 2001), el cual, según la gráfica de esfuerzo-deformación de un cilindro experimental de roca bajo compresión uniaxial, evidencia una zona distinta para la deformación elástica de la deformación plástica. Es importante destacar que debajo de este límite, los cuerpos presentan deformación elástica más una pequeña deformación plástica, por lo tanto, si el esfuerzo aplicado cesa antes de llegar al límite elástico, el material presentará una gráfica para una nueva carga aplicada con un origen distinto y paralela a la anterior, además presentará un límite elástico a mayor carga, donde se habla de endurecimiento del material debido a la pequeña deformación plástica sumada, véase figura 7.5.

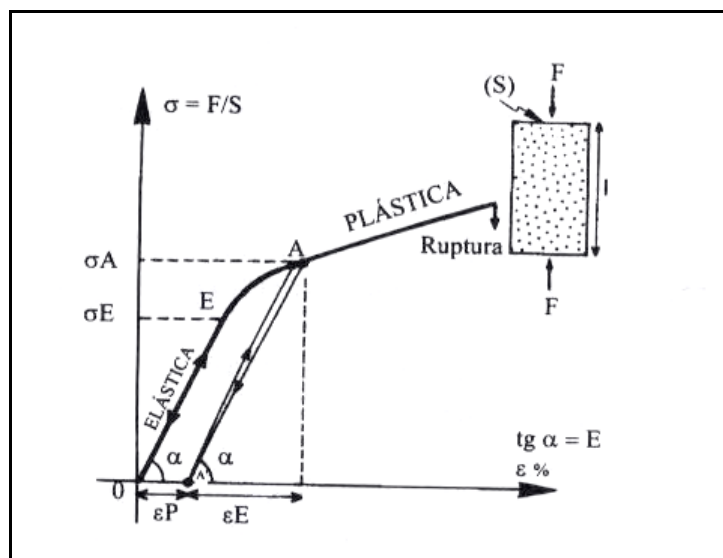


Fig 7.5 Gráfica de esfuerzo-deformación de una probeta experimental cilíndrica de roca en compresión uniaxial (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Deformación; la deformación es todo proceso que genera un cambio en la forma de un material determinado, en la geología estos materiales son las rocas. Existen muchos mecanismos de deformación que han sido reconocidos en distintos materiales, véase la tabla de la figura 7.6. Según MERCIER & VERGELY (2001), “se llama deformación de un cuerpo de forma, dimensiones y localización conocidas en el espacio, a toda operación que hace variar la forma, las dimensiones y la localización de dicho cuerpo del estado inicial al final”.

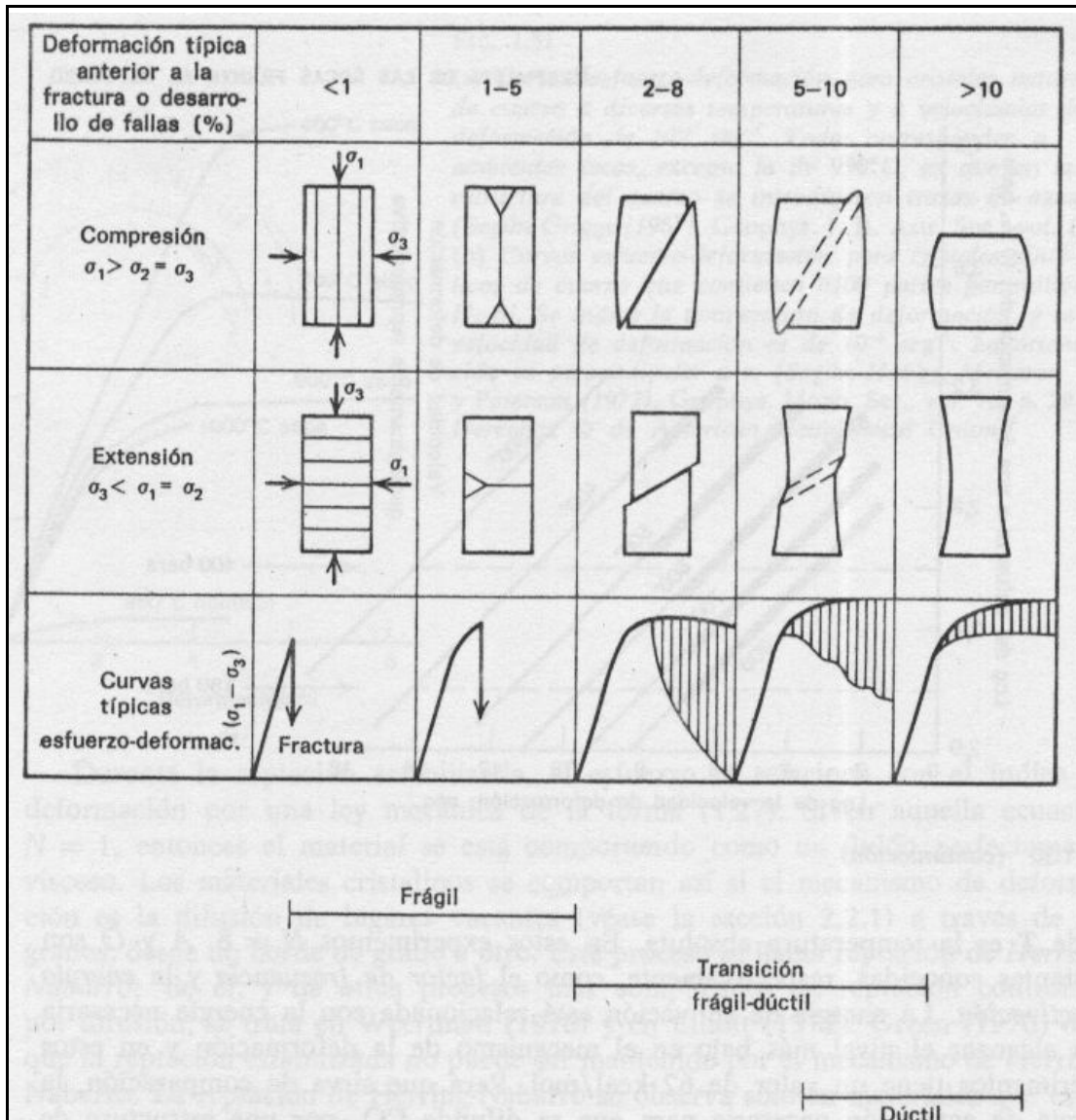


Fig. 7.6. Tabla que muestra la gama de comportamientos experimentales de cuerpos de roca sometidos a ensayos de compresión y tracción junto a las curvas esfuerzo-deformación, según GRIGGS & HANDIN (1960). (tomado de HOBBS et al., 1981).

Sin embargo, este cambio puede ser pequeño y reversible, es decir, luego de ser deformado, el material puede regresar a su forma original al remover el esfuerzo. Este tipo de deformación es denominada “deformación elástica”, ya que el cuerpo dentro del campo de esfuerzos aplicados, se deforma dentro del rango elástico. En un estado específico de esta deformación elástica, los distintos investigadores han descubierto un límite máximo, luego del cual el cuerpo se rompe; este límite es denominado límite elástico, y el campo de deformación presente luego de este es la deformación frágil,

también llamada deformación discontinua, en el caso de las rocas se ha definido el campo de deformación elástico-frágil, para diferenciar el criterio de una zona con estas condiciones de deformación de otra con condiciones de otro tipo de deformación denominado deformación dúctil, véase la figura 8.5.

Para especificar, según las características del entorno, las características del material, el esfuerzo aplicado y el tiempo de su aplicación, estas son:

- Deformación discontinua o frágil, cuando existe rotura del material en proceso de deformación al vencer el límite elástico.
- Deformación continua o dúctil, donde las rocas permanecen deformadas luego del esfuerzo aplicado sin presentar necesariamente una ruptura.
- Dentro de estas dos categorías generales y desde el punto de vista del cuerpo deformado, se han definido dos tipos de deformación adicionales.
- Deformación homogénea, según NICOLAS (1987); transforma todas las rectas posibles de inscribir en el cuerpo a deformar en nuevas rectas.
- Deformación heterogénea, donde, luego de la deformación, al menos una parte de estas líneas son transformadas en curvas.

Por lo anterior se tienen los tipos de deformación siguientes:

- Deformación discontinua.
- Deformación continua homogénea.
- Deformación continua heterogénea.

La deformación dúctil se presenta cuando las condiciones de presión y temperatura son tales que las rocas permanecen deformadas luego del esfuerzo aplicado, sin estar necesariamente fracturadas; en estas rocas se presenta lo que los geólogos denominan “flujos dúctiles” (RAMSAY & HUBER, 1983). Desde el punto de vista del cuerpo deformado, se han definido dos tipos de deformación; la deformación homogénea, la cual, según NICOLAS (1987), transforma todas las rectas posibles de inscribir en el cuerpo a deformar en nuevas rectas, y la deformación heterogénea, donde, luego de la deformación, al menos una parte de estas líneas son transformadas en curvas.

Por otra parte, se han podido definir experimentalmente los tipos de deformación presentes en la naturaleza. Estas deformaciones se ilustran en el cuadro uno (1) de la figura 8.6, donde se representan el aspecto de las fracturas, la cantidad de deformación antes de la ruptura y las curvas $e = f(\sigma)$ características.

También se pueden definir experimentalmente cuatro etapas sucesivas en el proceso de ruptura al medir la deformación lineal según las tres direcciones principales y colocando sobre un diagrama la deformación volumétrica en función de los esfuerzos aplicados; cada zona implica un comportamiento diferente, véase figura 8.7.

Zona 1: Cierre de poros y fisuras preexistentes en el material debido a la disminución en el volumen.

Zona 2: Comportamiento elástico, debido a la relación lineal entre la variación del volumen y el esfuerzo aplicado.

Zona 3: Apertura de fisuras cuando el esfuerzo llega al umbral de fisuración, debido al aumento en el volumen, o dilatancia.

Zona 4: Ruptura microscópica y pérdida de la cohesión de la muestra de ensayo debido al aumento brusco en el volumen.

Según estos y otros ensayos se ha demostrado que la ruptura macroscópica está precedida por el desarrollo de fisuras cada vez más numerosas, cuando el ensayo se aproxima cada vez más al umbral de resistencia, o donde se produce la deformación discontinua. Además, está demostrado que estas fisuras son paralelas a la dirección del esfuerzo principal.

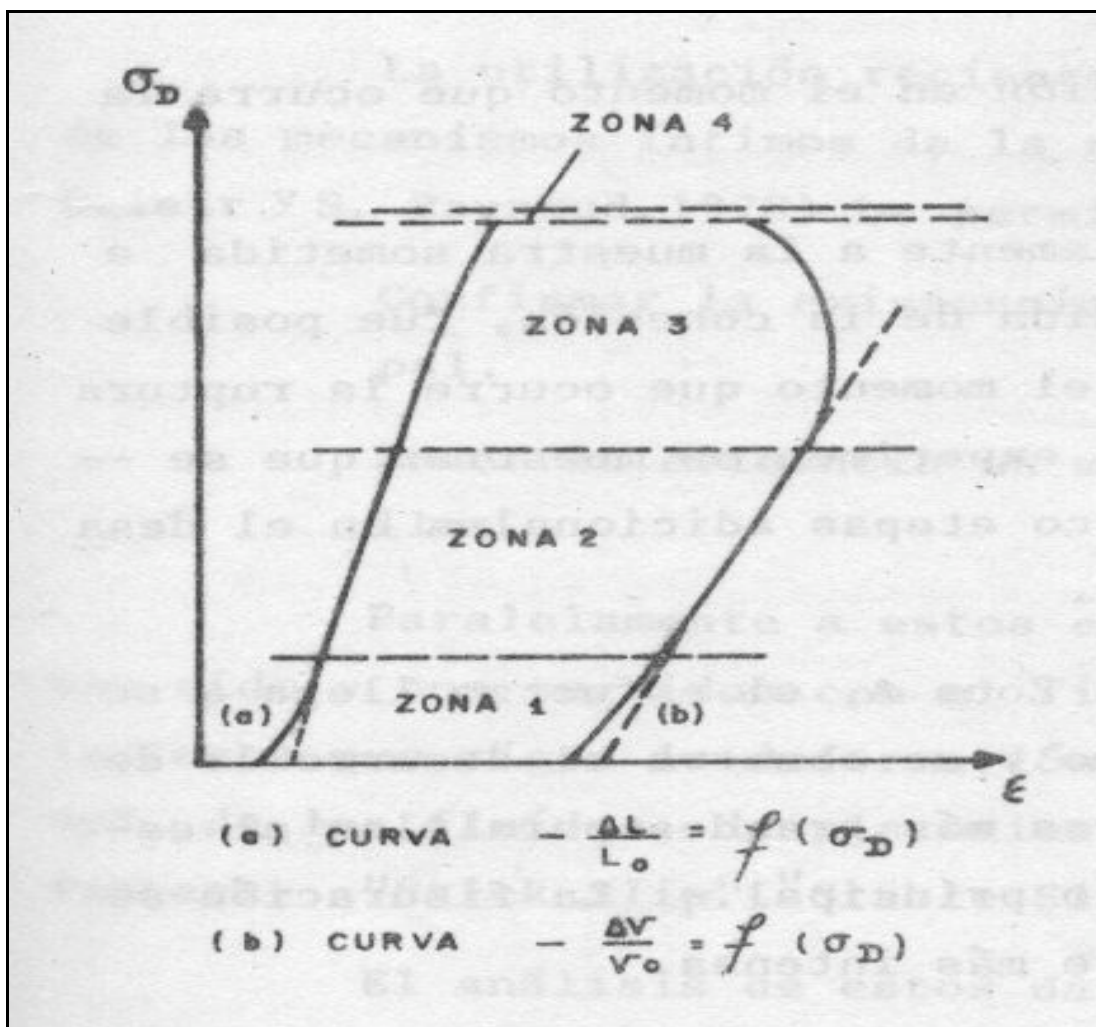


Fig. 7.7. Etapas sucesivas del proceso de ruptura en un diagrama de la deformación volumétrica en función de los esfuerzos aplicados (tomado de SUBIETA & DELAIR, 1984).

7.2.2 DEFORMACIÓN DISCONTINUA

Como se vio anteriormente, los cuerpos rocosos pueden sufrir deformación frágil (por ruptura) debido a esfuerzos tectónicos en condiciones específicas de presión y temperatura. Estas deformaciones discontinuas o por ruptura pueden ocurrirle a rocas

anteriormente deformadas, por lo que pueden superponerse deformaciones tanto de tipo continuo (deformación plástica) como de tipo discontinuo. Según MERCIER & VERGELY (2001), las deformaciones por ruptura, ocurridas de forma natural pueden dividirse en dos grupos principales:

- Las fallas y las superficies de cizallamiento.
- Las grietas y las diaclasas.

Las fallas son macroestructuras de rocas de la corteza terrestre, donde los bloques en contacto están desplazados uno respecto al otro. La escala de estas estructuras va desde centenares de kilómetros (estructuras observables en fotografías aéreas) a la del afloramiento y muestra de mano (denominadas microfallas). Según MERCIER & VERGELY (2001), suelen llamarse “superficie de cizallamiento” a las microfallas donde el desplazamiento es muy pequeño.

Un sistema de falla está compuesto por dos bloques de roca y un plano de falla, que al estar pulido por la fricción entre los distintos bloques, se denomina espejo de falla; en este plano se pueden observar con frecuencia las estrías de falla (véase la Fig. 8.8), producidas por el mismo fenómeno de fricción. Las estrías indican la dirección y sentido del movimiento o deslizamiento entre los bloques. Cuando el plano de falla está inclinado, lo cual sucede en la mayoría de los casos, el bloque situado sobre este plano se denomina techo y el situado debajo se denomina piso. El salto es la distancia vertical entre dos puntos ubicados cada uno en un bloque distinto, los cuales antes del movimiento se encontraban al mismo nivel. La pendiente de la falla (α) es el ángulo presente entre el plano de falla y el plano horizontal. Cuando el plano es vertical ($\alpha = 90^\circ$), la falla se denomina falla de rumbo, y el movimiento entre los bloques es horizontal.

Tipos de fallas; Los tipos de fallas descritos a continuación se seleccionaron siguiendo los criterios del ángulo del plano de falla con respecto a un plano horizontal, y según la dirección de movimiento (deslizamiento) entre los bloques. Es una descripción general de los conceptos básicos. Las fallas descritas pueden estar asociadas o mezcladas entre sí, véase figura 7.9.

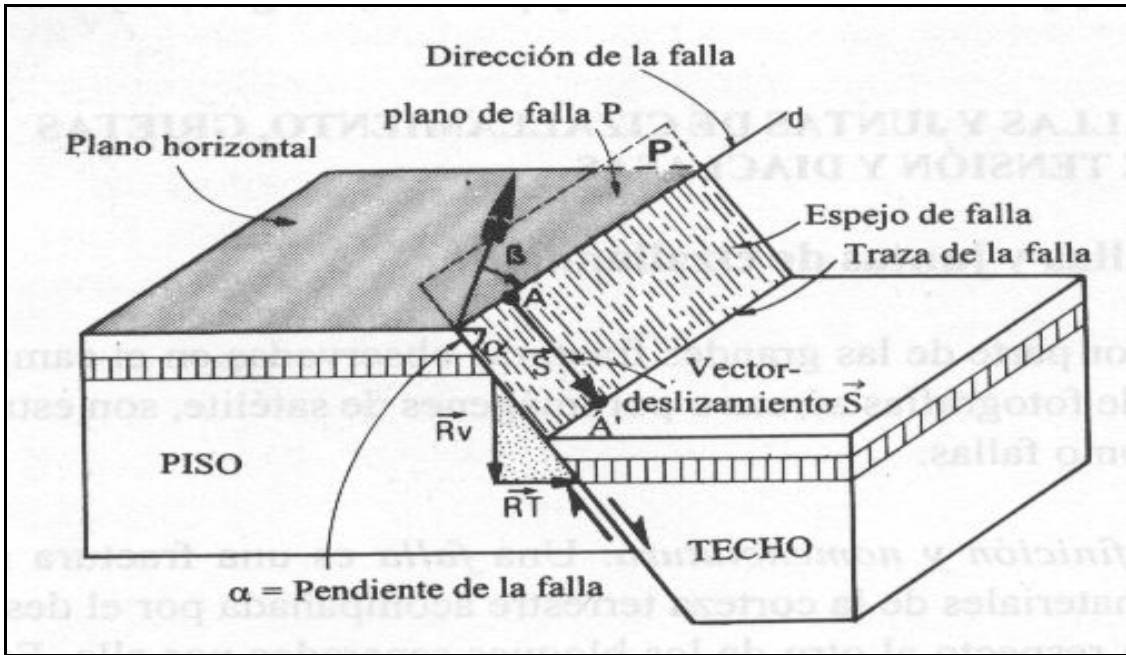


Figura 7.8. Nomenclatura de las fallas (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

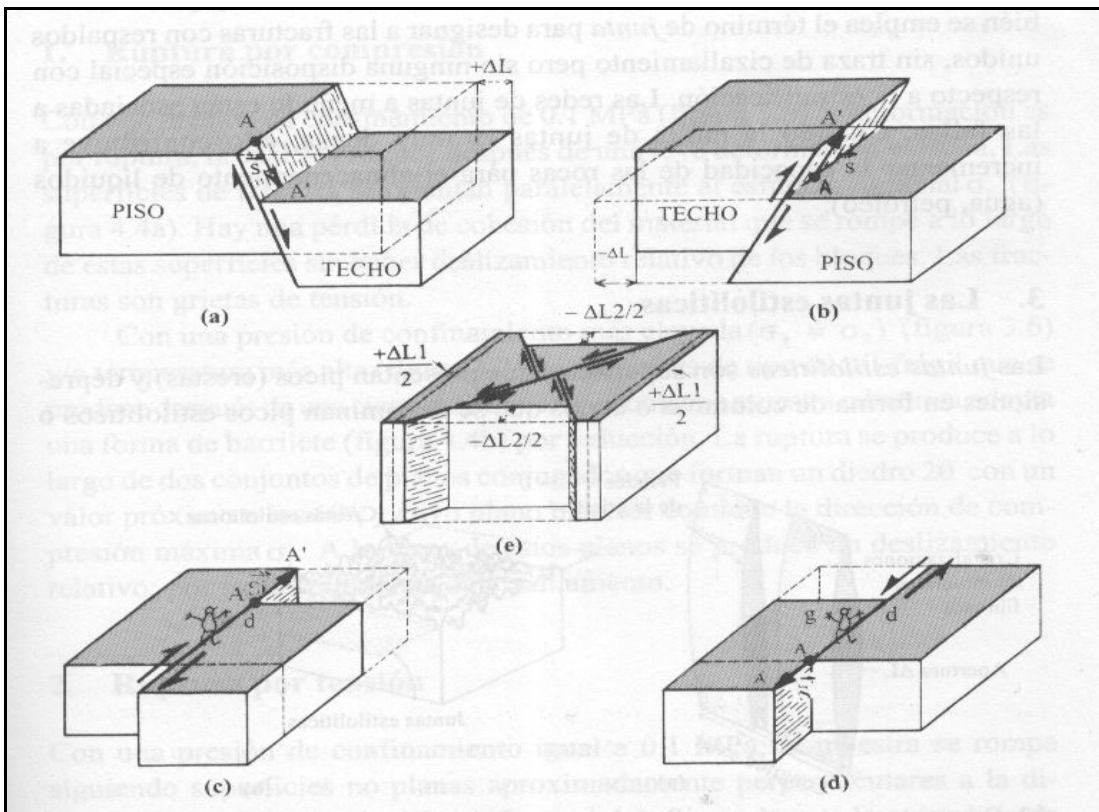


Figura 7.9. Tipos de fallas según la pendiente del plano de falla y según el deslizamiento entre los bloques en contacto (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Las Fallas Normales son las que presentan un plano de falla inclinado (subvertical) en donde el techo se desliza hacia abajo respecto al piso, produciéndose un alargamiento horizontal del material debido a la deformación. Cuando el techo se desliza hacia arriba respecto al piso, la falla es denominada Falla Inversa y a causa del movimiento se produce un acortamiento horizontal del material rocoso.

Las fallas de rumbo (donde el plano de falla es vertical) se denominan como dextrales cuando un observador, parado frente o sobre la dirección de la falla, determina que el bloque situado a su derecha se desliza hacia él; si por el contrario, el bloque situado a su izquierda se desliza hacia él, entonces la falla se denomina falla de rumbo sinistral.

Grietas de tensión; según MERCIER & VERGELY (2001), las grietas de tensión son fisuras o fracturas donde la sección de los bordes están separados en el centro y juntos en los extremos. No presentan desplazamiento entre los bordes, sino separación. Esta apertura generalmente está rellena de minerales fibrosos, cristalizados perpendicularmente a los lados. Su abertura varía generalmente del milímetro al decímetro y la longitud axial varía de los centímetros a algunas decenas de metros, véase figura 7.10.

Diaclasas; Al igual que las grietas de tensión, las diaclasas no presentan desplazamiento entre los bordes, sino apertura, sin embargo, se diferencian de las anteriores porque la separación entre los bordes es constante para el centro y los bordes. Frecuentemente suelen estar asociadas a las fallas, pudiendo o no estar rellenas de mineralizaciones y formando redes.

Juntas estilolíticas o estilolitos; según MERCIER & VERGELY (2001), estas estructuras son superficies irregulares que presentan picos y depresiones denominados “picos estilolíticos” o “estilolitas”, donde la magnitud varía desde los milímetros a pocos centímetros. Están formadas por disolución en el contacto entre los bloques debido a una compresión sufrida por presión. Se presentan abundantemente en las calizas, pero también pueden encontrarse en rocas silíceas, véase figura 7.10.

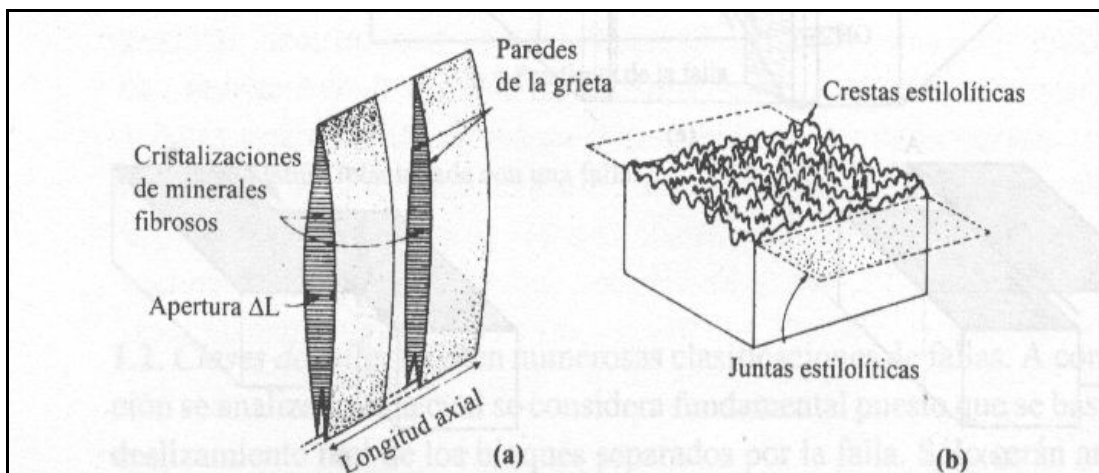


Fig. 7.10. Grietas de tensión y juntas estilolíticas (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Deformación discontinua en medios discontinuos; como se mencionó anteriormente, la deformación puede superponerse a períodos anteriores de deformación, lo cual indica que un cuerpo rocoso ya deformado puede sufrir una nueva fase de deformación, que puede ser del mismo tipo o de otro. En este caso se estudiará la deformación discontinua sobre cuerpos rocosos con fases anteriores de deformación discontinua. Los cuerpos rocosos presentes en la zona superior de la corteza continental están expuestos a deformación discontinua o por ruptura, ya que se encuentran en condiciones de presión y temperatura para la zona elástico-frágil.

Como se mencionó en el marco teórico, para MERCIER & VERGELY (2001), un cuerpo rocoso fracturado, “al ser sometido a un campo de esfuerzos, se deforma principalmente

por el deslizamiento de las fracturas preexistentes”, esto es debido a que estas fracturas son las zonas de mayor debilidad del cuerpo. Sin embargo en ensayos experimentales se ha comprobado que para un material dado en condiciones de presión y temperatura iguales, la resistencia a la ruptura de las rocas es generalmente mucho menor a la tensión que a la compresión; en estos experimentos se comprobó cualitativamente también la orientación de los planos de fractura con relación a los ejes Z y X de la deformación, véase figura 7.11.

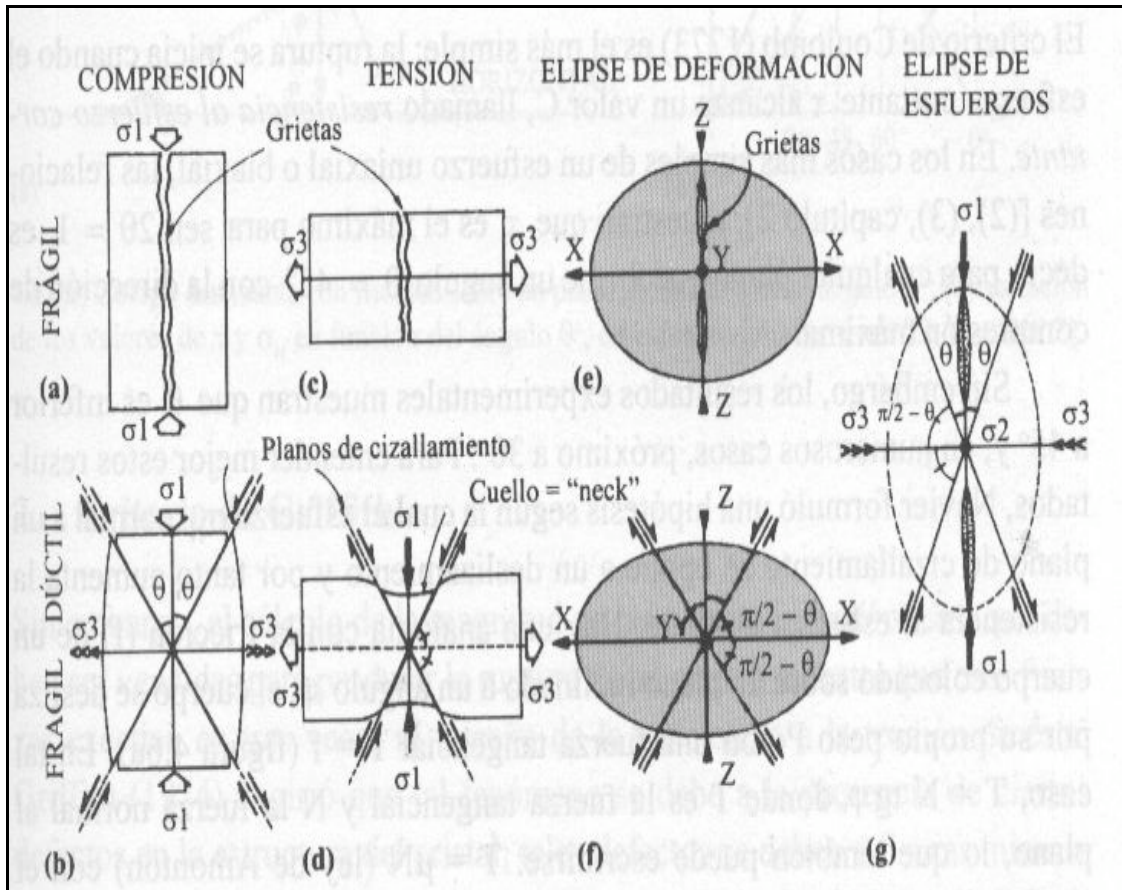


Fig. 7.11. Planos de fractura originados por compresión y tensión experimental (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Según datos geofísicos se conoce que la mayoría de los sismos conocidos son el resultado de la reactivación de fallas preexistentes en la corteza. Estos sismos generalmente poseen movimientos horizontales y verticales, indicando que son producidos en fallas oblicuas. Estas fallas se determinan por la inclinación del cabeceo (pitch) de la estría, o el ángulo de la estría con respecto a una línea horizontal del plano. En este sentido, cuando el cabeceo (pitch) es superior a 45° , la falla se denomina normal o inversa, dependiendo del movimiento de la misma; cuando el cabeceo es inferior a 45° , la falla es de rumbo dextral o de rumbo siniestral, además, se le agrega un calificativo "normal" o "inversa" según el caso; de modo que una falla de este tipo puede denominarse "falla de rumbo dextral normal" o "falla de rumbo siniestral inversa", véase figura 7.12.

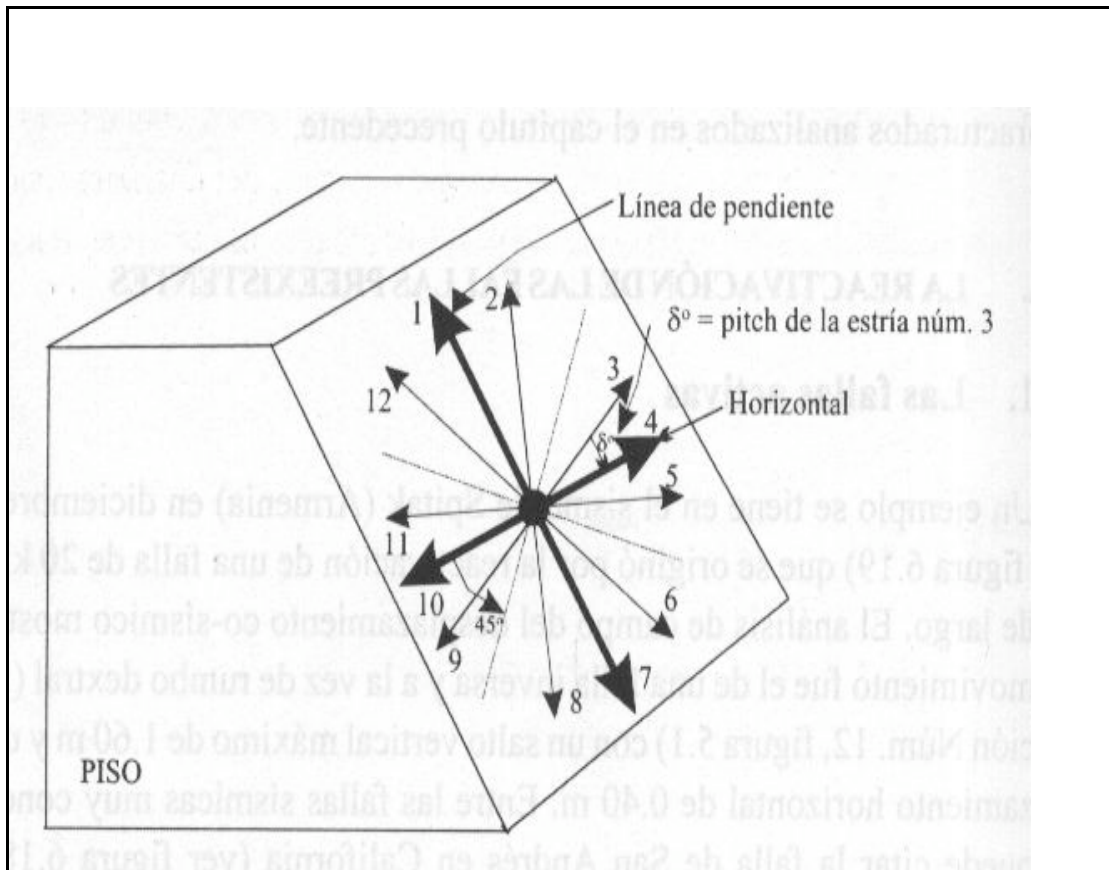


Fig. 7.12. Mecanismos de deslizamiento de un plano de falla: (1) inversa pura, (2) inversa-siniestral, (3) siniestral-inversa, (4) de rumbo siniestral, (5) siniestral-normal, (6) normal-siniestral, (7) normal pura, (8) normal-dextral, (9) dextral-normal, (10) de rumbo dextral, (11) dextral-inversa, y (12) inversa-dextral (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

MERCIER & VERGELY (2001) señalan que las fallas de rumbo sólo indican con seguridad un régimen tectónico de deslizamiento de rumbo (donde σ_2 es vertical) si y sólo si resultan de la ruptura en un medio rocoso continuo, donde existe el modelo de ANDERSON (1951), véase figura 7.13. De otro modo, si el cuerpo rocoso está previamente fracturado, las nuevas fallas de rumbo pueden presentarse por un régimen tectónico de deslizamiento de rumbo (σ_2 vertical), en un régimen tectónico compresivo (σ_3 vertical) o en un régimen tectónico de extensión (σ_1 vertical). Con esto los autores quieren decir, que la cinemática de una falla no permite definir un régimen tectónico, el cual solo puede ser determinado por el análisis de un grupo de fallas.

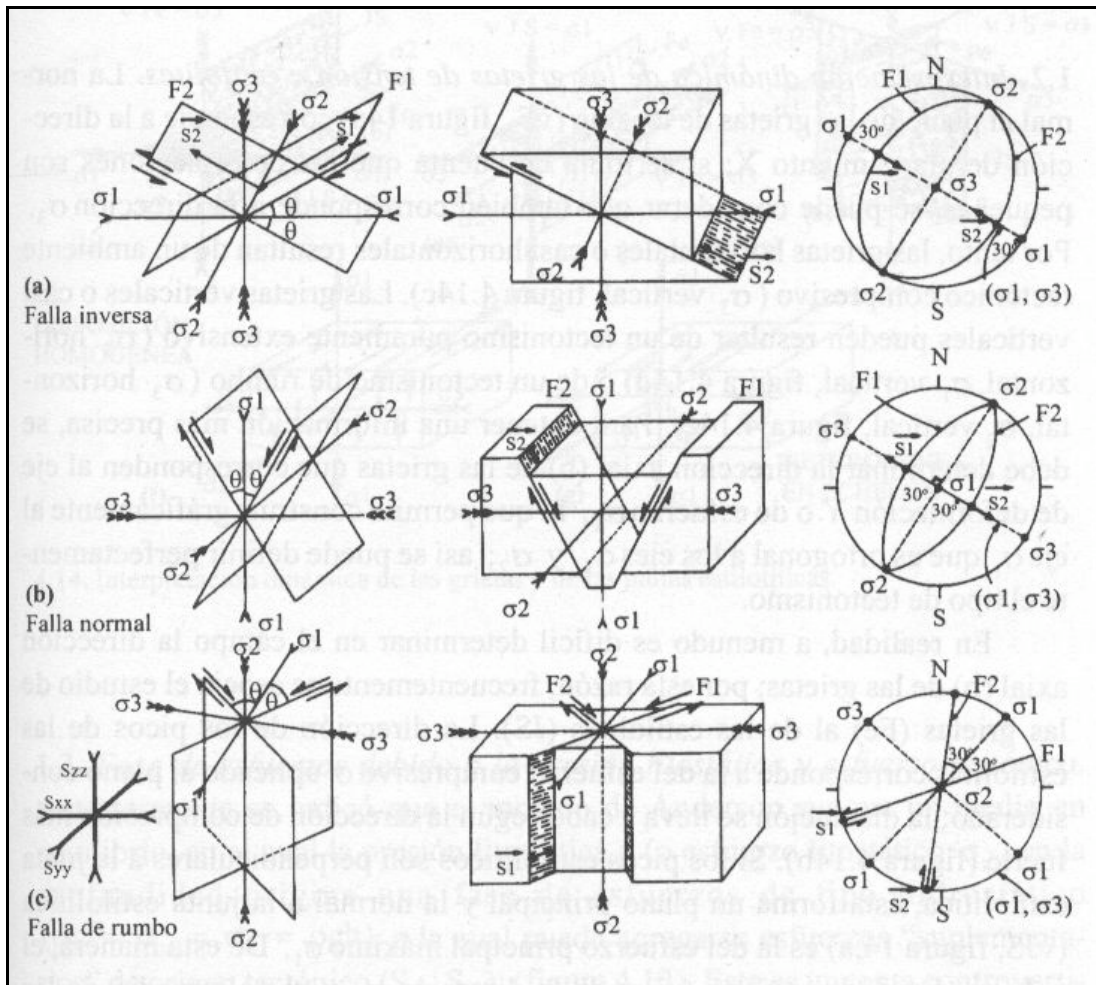


Fig. 7.13. Modelo de ANDERSON (1951) para la interpretación dinámica de las fallas (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

7.2.3 DEFORMACIÓN CONTINUA

En condiciones naturales, los cuerpos rocosos pueden sufrir deformación continua o dúctil. La deformación continua puede ser homogénea o heterogénea. El mejor ejemplo de este tipo de deformación son los pliegues, los cuales serán tratados como un capítulo aparte. En este grupo se encuentra la foliación y la esquistosidad, que son estructuras típicas de este tipo de deformación.

Las estructuras de la deformación continua homogénea, según MERCIER & VERGELY (2001), las rocas que presentan este tipo de deformación, la cual las comprime o alarga, se llaman “tectonitas”. Dentro de las tectonitas se distinguen tres (3) tipos principales: las tectonitas “S”, que poseen una estructura planar solamente (esquistosidad o foliación); las tectonitas “L”, que poseen una estructura solamente lineal (lineación) y las tectonitas “S-L”, que poseen una estructura a la vez planar y lineal; estas últimas son las estructuras más abundantes. Además de presentar estas estructuras, las rocas pueden poseer elementos internos capaces de deformarse, por lo que pueden servir de marcadores de la deformación, véase figura 7.14.

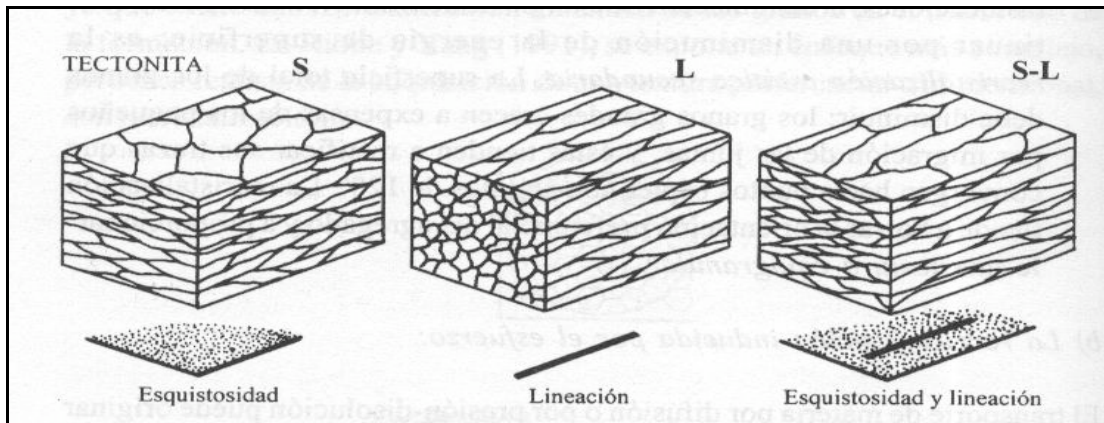


Fig. 7.14. Principales tipos de tectonitas (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Foliación; NICOLAS (1987) señala que existen estructuras penetrativas y estructuras no penetrativas que están marcadas por una estratificación o microestratificación. Este autor clasifica a la foliación como una estructura penetrativa y la separa de la esquistosidad pizarrosa porque el tamaño de los cristales de cuarzo, calcita y filosilicatos, que se distribuyen paralelamente a una superficie planar es mayor; estos granos son generalmente visibles, llegando a alcanzar varios milímetros. Además, la esquistosidad pizarrosa sólo se desarrolla en rocas ricas en filosilicatos, mientras que la foliación abarca mayor cantidad de rocas, como gneises, mármoles, cuarcitas, micaesquistos, peridotitas, etc.

Según MERCIER & VERGELY (2001), las foliaciones son estructuras planares penetrativas en el cuerpo de roca, es decir, ocupan la totalidad del cuerpo rocoso; son de origen tectónico y a través de ellas la roca se fractura preferentemente (véase figuras 8.15 y 8.16). Estos autores separan varios tipos de foliación (véase Fig. 8.15):

De tipo continuo o foliación de flujo, cuando ninguno de los planos de foliación, también denominados planos de fisilidad, son observables a través del microscopio; un ejemplo conocido de este tipo lo representa la foliación pizarrosa, la cual presenta microscópicamente laminaciones que difícilmente pueden ser observadas al microscopio.

De tipo espaciado, cuando se pueden observar en la roca, las zonas de foliación o planos de fisilidad, los cuales separan a la roca en lo que los autores denominan microlitones.

De tipo desunido según la importancia de la deformación de los microlitones. Cuando la foliación desunida no es muy importante, los autores la separan de la foliación tipo crenulación conocida también foliación con micropliegues, típica de rocas con foliación original rica en filitas.

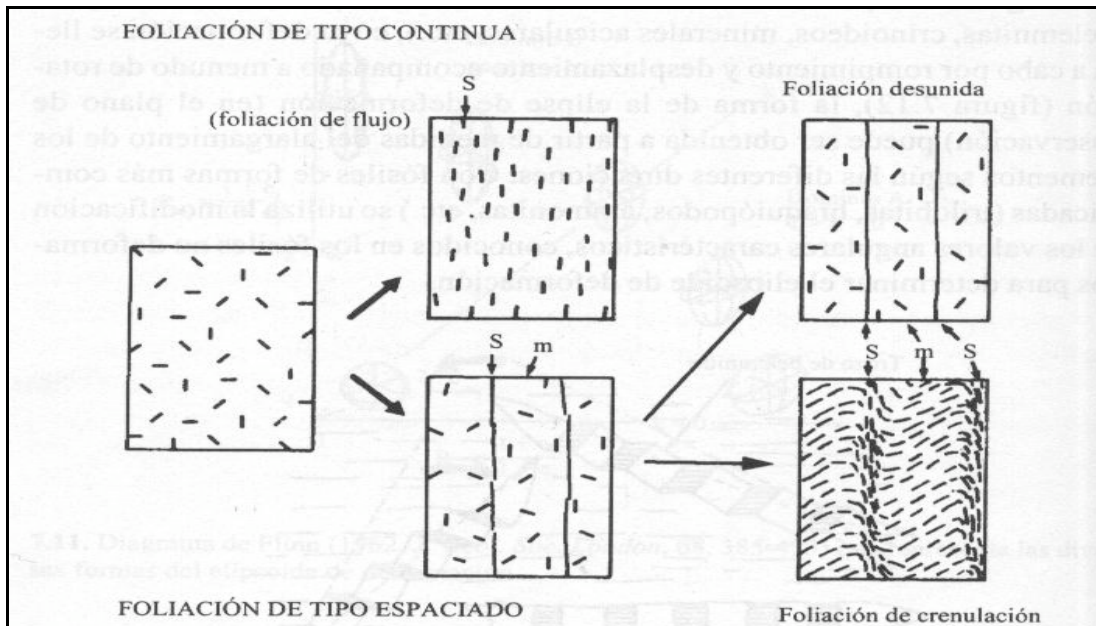


Fig. 7.15. Tipos de foliación (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

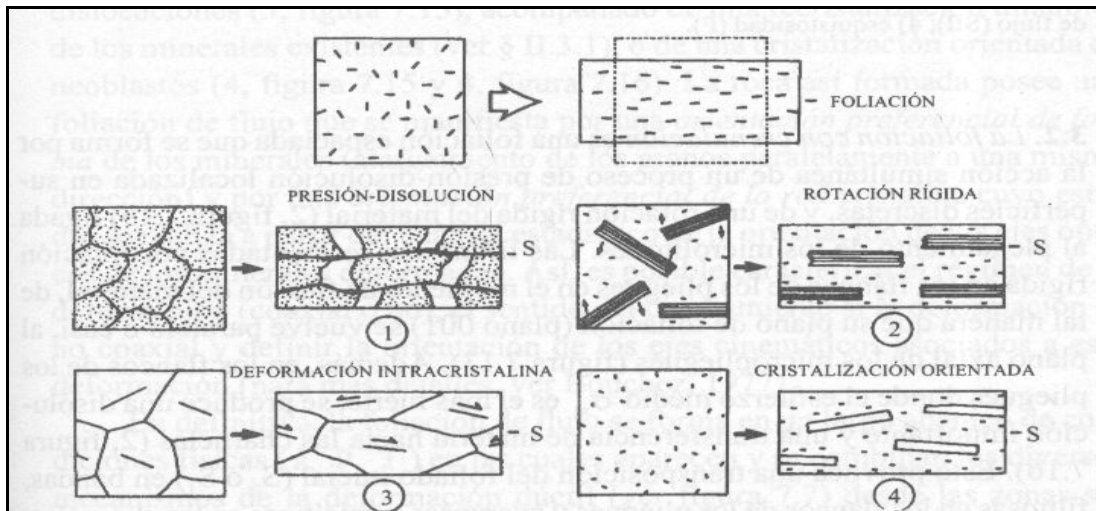


Fig. 7.16. Mecanismos que intervienen en la formación de la foliación (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Esquistosidad; Según lo expuesto en los párrafos anteriores, el término foliación es similar al término de esquistosidad, diferenciándose porque la esquistosidad presenta un contraste mineralógico entre las distintas láminas, originada por las transformaciones metamórficas que ha sufrido el cuerpo rocoso en su historia deformacional.

Otros autores como HOBBS et al. (1981), diferencian los dos conceptos según el tamaño de grano y definen como esquistosidad a la foliación en las rocas que posea un tamaño de grano suficientemente grande para poderse llamar “esquistos”. El tamaño de grano es estimado en silicatos, básicamente en función de la capacidad de ser observables a simple vista. NICOLAS (1987), no menciona la diferencia entre estos dos conceptos, por lo cual tienden a confundirse.

Lineaciones

Según MERCIER & VERGELY (2001), las lineaciones son estructuras penetrativas, paralelas entre si, visibles a escala de muestras de mano. Es de destacar que bajo este

concepto se encierra una gran cantidad de lineaciones de distinto origen, ya sea sedimentario, tectónico o magmático, en este trabajo se señalan solamente las de origen tectónico, véase figura 7.17.

Las lineaciones de intersección, son el producto de la intersección de dos superficies, como dos foliaciones.

Las lineaciones de crenulación, corresponden a un plegamiento de una superficie, como una foliación para las rocas metamórficas (foliación de crenulación), estas lineaciones corresponden a los ejes de los micropliegues.

Las lineaciones minerales, son las que se producen por el alargamiento o reorientación de minerales a causa de una fase de deformación.

Las lineaciones de alargamiento, resultan del estiramiento de elementos internos del cuerpo de roca, tal como granos, minerales, fósiles, etc.

La lineación del budinaje, resultado de una contracción regular y repetida de zonas competentes dentro de una matriz dúctil; estos niveles competentes se rompen en trozos paralelos, según zonas de ruptura, los cuales generalmente se cierran por la cristalización de distintos minerales.

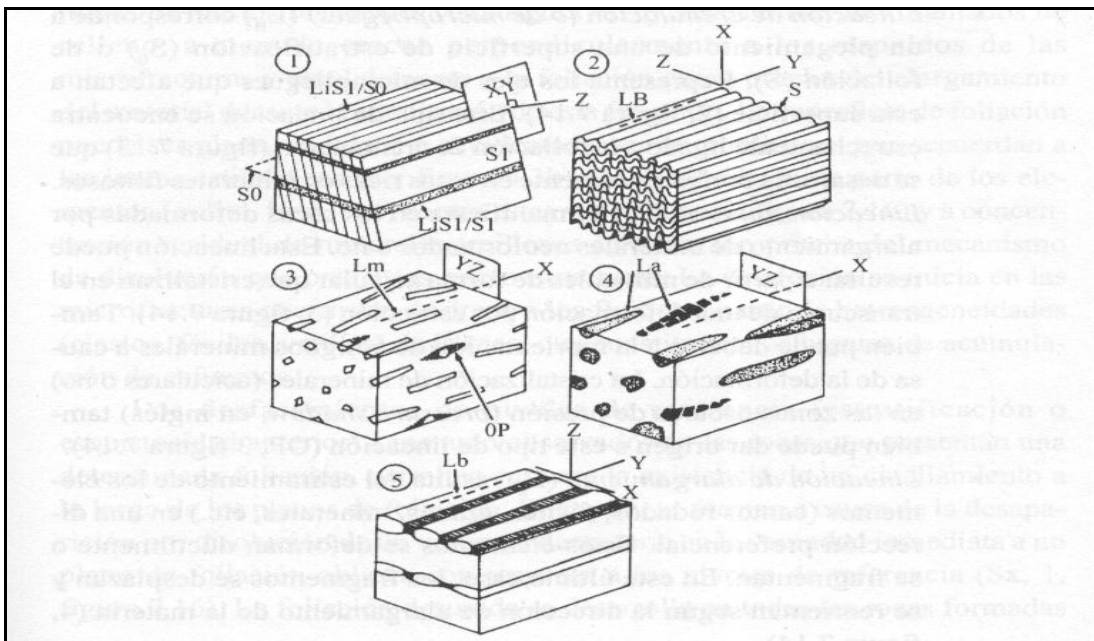


Fig. 7.17. Tipos de lineaciones: (1) de intersección (L_1); (2) de microplegamiento (L_B); (3) mineralógica (L_m), donde se observa alargamiento de minerales prismáticos o zonas de presión (OP); (4) de alargamiento (L_a), dúctil (figura gris) o frágil (figura negra); (5) de budinaje (L_b) (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Estructuras de la deformación continua heterogénea; estas estructuras son muy importantes para el análisis estructural, puesto que según MERCIER & VERGELY (2001), pueden servir para determinar el sentido de cizallamiento principal. La geometría de estas estructuras depende de la heterogeneidad del material, ligada al contraste mecánico entre los elementos y la matriz. Este es uno de los puntos de partida del análisis microtectónico, puesto que estas estructuras son utilizadas para definir los criterios de trabajo.

Las estructuras descritas a continuación dependen de la escala de observación, teniendo, según NICOLAS (1987), estructuras a escala microscópica, tales como sombras de presión y estructuras a escala de afloramiento, tales como budinajes y zonas de cizallamiento.

Estructuras de escala microscópica; según NICOLAS (1987), las estructuras más comunes encontradas a esta escala son las colas de cristalización o sombras de presión, las cristalizaciones con inclusiones espirales y los crecimientos fibrosos en microfracturas, véase figura 7.18. Estas estructuras presentan una relación de simetría con el tipo de deformación, véase figura 7.19.

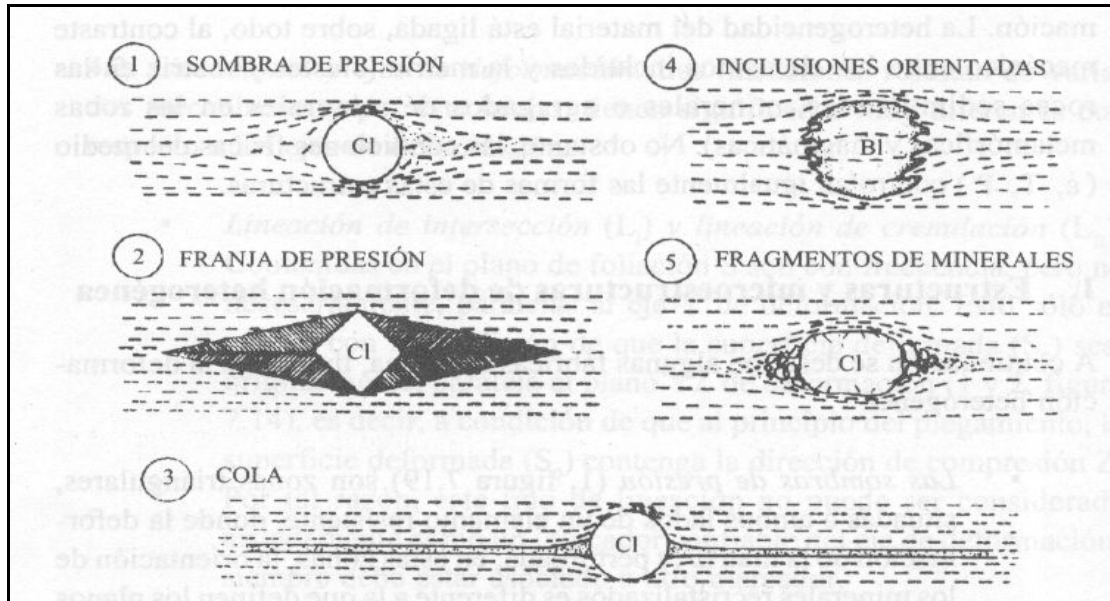


Fig. 7.18. Microestructuras de la formación heterogénea (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Las sombras de presión son estelas dobles alargadas sobre la dirección de “X” y ocasionalmente sobre la dirección de “Y”, presentes en algunos cristales de gran dureza, como pirita, granate, feldespato, situados en matrices mayormente deformables.

Estas estructuras se denominan como zonas resguardadas cuando los minerales de la estela presentan una estructura fibrosa o lamelar independiente de la esquistosidad encajante, y sombras de presión o colas de cristalización para todos los demás casos.

Los minerales presentes en rocas con gran desarrollo metamórfico contienen generalmente inclusiones que poseen una alineación específica de micropliegues o espirales; los porfidoblastos que presentan estas inclusiones con mayor frecuencia son el granate, la albita, la andalucita y la estauroлита. Estas inclusiones pueden tener una composición variable entre cuarzo, anfíbol, micas, magnetitas, etc.

Cuando la cristalización es sintectónica, los porfidoblastos presentan inclusiones en doble espiral, por el contrario, si los porfidoblastos se desarrollan después de la deformación, pueden contener inclusiones sigmoides, si la trama en la que crecen está microplegada.

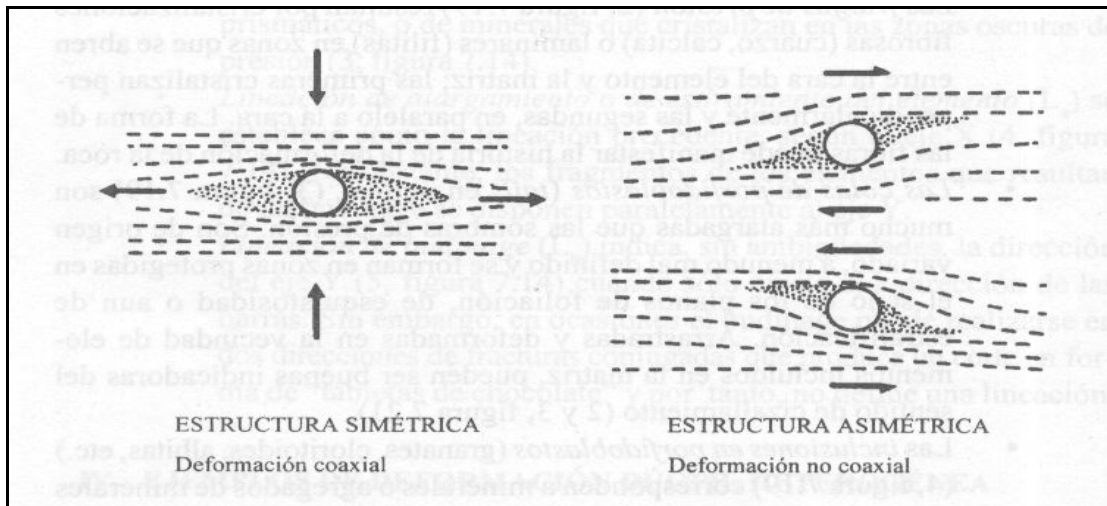


Fig. 8.19. Relaciones entre la simetría de las estructuras y el tipo de deformación (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Cuando existe precipitación mineral del fluido presente en fracturas que han permanecido abiertas por distintos factores, se producen crecimientos minerales en fibras o láminas paralelas, el cual puede crear orientaciones tanto de forma, como también de la red cristalina si la velocidad de crecimiento es anisótropa.

Estructuras a escala de afloramiento

Asociadas al cizallamiento; según MERCIER & VERGELY (2001), existen principalmente dos tipos de estructuras, las cuales relacionan la presencia de matriz en torno a un elemento, y sirven como indicadores tectónicos del sentido del cizallamiento, véase figura 8.20. Las estructuras son denominadas por los autores, como tipo σ y tipo δ , donde la forma de las letras griegas sirven de esquema para la forma de las estructuras. Además de estas dos estructuras, los autores citan un tercer tipo, que resulta de la mezcla entre las dos anteriores (σ - δ), siendo este el menos abundante.

MERCIER & VERGELY (2001), indican que existe una teoría sobre la posibilidad que la forma especial de estas estructuras está controladas por dos factores principales, uno es el grado de acoplamiento entre el objeto y la matriz y el otro es el gradiente de deformación de esfuerzo cortante a través de los planos de cizallamiento de la matriz. Así, los autores, indican que es posible separar y distinguir los indicadores estructurales correspondientes a la rotación de elementos de los indicadores correspondientes a las superficies de cizallamiento. Estos indicadores representan uno de los puntos de partida para el estudio de los criterios microtectónicos para minerales específicos descritos más adelante. Para agrupar esquemáticamente las figuras típicas de estos indicadores en función de los dos parámetros se presenta una tabla indicada en la figura 8.20. En esta tabla se muestran los tres casos de variación del gradiente de deformación por esfuerzo y las estructuras relacionadas en función del acoplamiento del elemento a la matriz.

Caso 1. Si el gradiente de deformación por esfuerzo cortante a través de los planos de cizallamiento es nulo o pequeño; entonces el cizallamiento simple de la matriz es homogéneo.

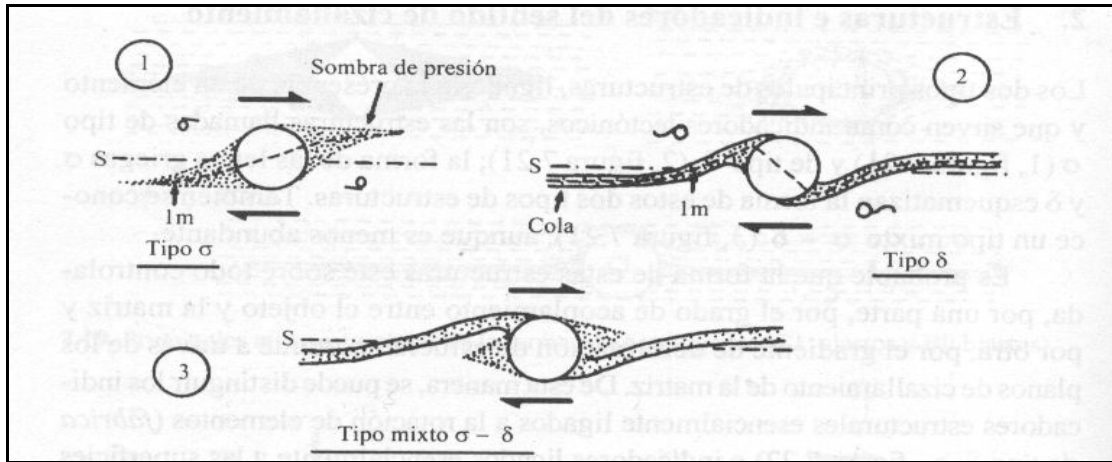


Figura 8.20. Principales indicadores del sentido de cizallamiento, según PASSCHIER & SIMPSON (1986). (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Caso 2. Si el gradiente de deformación del esfuerzo cortante a través de los planos de cizallamiento es fuerte; entonces el cizallamiento simple de la matriz es heterogéneo.

Caso 3. El gradiente de deformación por esfuerzo cortante a través de los planos de cizallamiento es moderado.

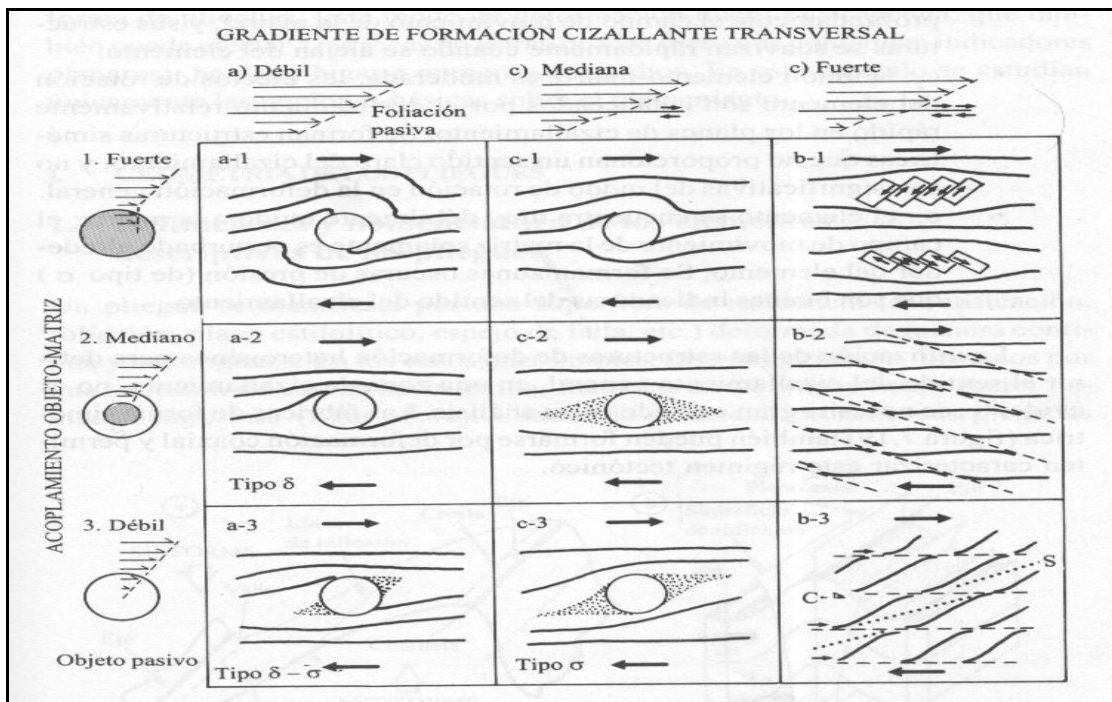


Fig. 7.21. Tabla de la forma y orientación de los indicadores cinemáticos en las zonas con deformación de cizalla (rotacional) según BJORNERUD 1989. (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Cada uno de los tres casos presentados anteriormente se dividen en tres subclases en relación a al grado de unión del elemento con la matriz, el cual puede ser fuerte, moderado o débil, como puede observarse en la figura 7.21.

7.2.4 PLIEGUES

Según MERCIER & VERGELY (2001), estas estructuras pertenecen a la deformación continua heterogénea se manifiestan por una sucesión de curvas de una superficie de referencia, la cual puede ser un espejo de falla, una foliación, entre otras. Según HOBBS et al. (1981), los pliegues se forman en condiciones de esfuerzo muy variadas, a saber: presión hidrostática, fluidos intersticiales y temperatura.

Los pliegues se denominan antiformes cuando su vértice apunta hacia arriba y sinformes cuando su vértice apunta hacia abajo. Bajo la condición de que exista una sucesión de capas rocosas que permanezca en su posición original, estos conceptos cambian a anticlinal y sinclinal, véase figura 7.22.

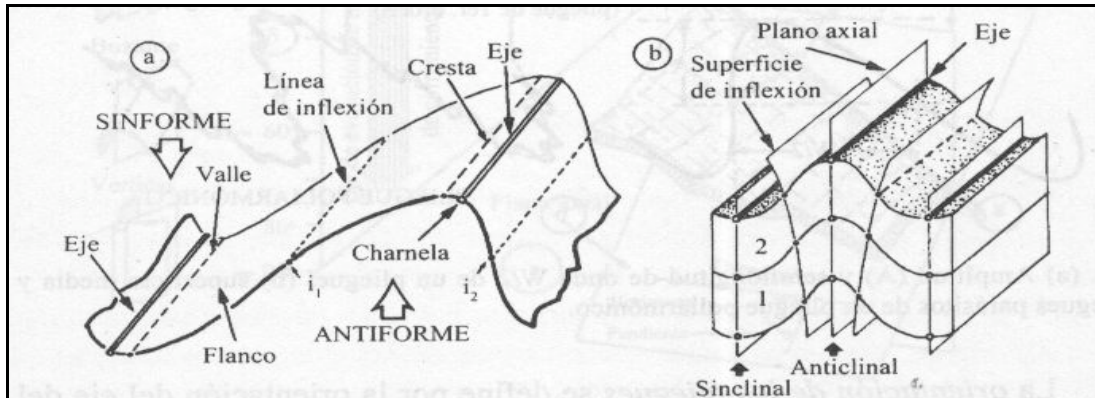


Fig. 7.22. Los pliegues se componen de los siguientes elementos, un eje del pliegue, que es la línea imaginaria trazada en el lugar de curvatura máxima de la superficie plegada; la charnela, su sección ortogonal; los flancos, que son las zonas comprendidas entre cada eje, los cuales contienen las líneas de inflexión. Las líneas de cresta y valle, son respectivamente el lugar topográfico más elevado y el más bajo de la superficie plegada. El plano axial es el lugar geométrico que contiene los ejes de pliegues superpuestos, este plano puede ser una superficie curva, por lo que es más correcto utilizar la denominación de superficie axial para definir este elemento (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

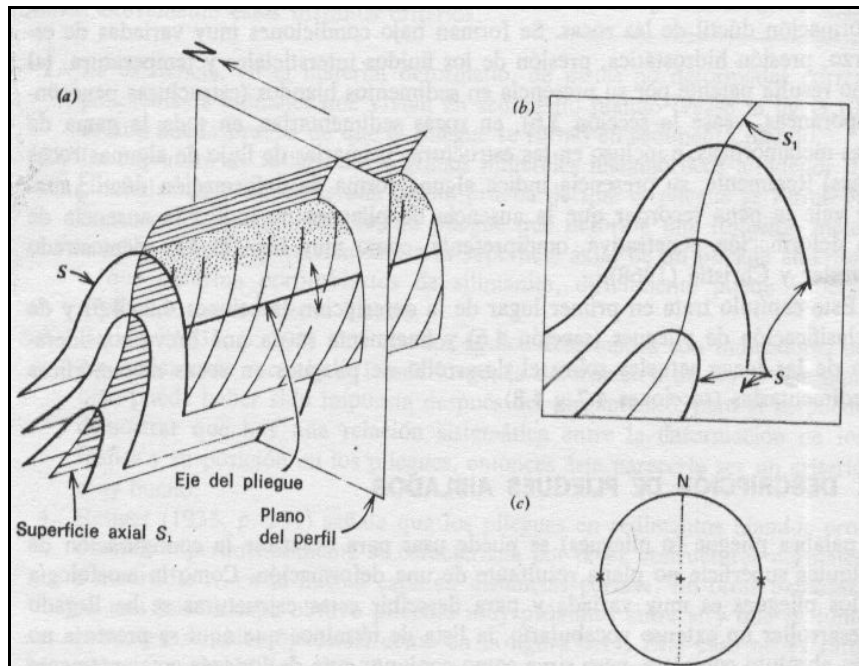


Fig. 7.23. Representación diagramática de un pliegue horizontal cilíndrico orientado. (a) esquema del pliegue, donde: (S) son las superficies plegadas y (S₁) la superficie axial. Zona de charnela punteada, y zona de flanco rayada. (b) Perfil del pliegue. (c) Proyección equiareal del pliegue (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

La superficie plegada puede poseer ondulaciones de ordenes inferiores, o incluso puede ser un orden inferior a un pliegue mayor, el cual no sea observable a escala de afloramiento, en este caso se definen los pliegues polimórficos, donde los pliegues de pequeña longitud de onda son llamados pliegues parásitos. El ángulo de abertura de un pliegue está definido por el ángulo que forman dos líneas tangentes a la superficie plegada que pasen por los puntos de inflexión (véase figura 7.25).

Los pliegues también están definidos por su longitud de onda (véase figura 7.24), su amplitud y por el buzamiento de su superficie axial, como lo indica el modelo propuso por FLEUTY (1964), (véase figura 7.26).

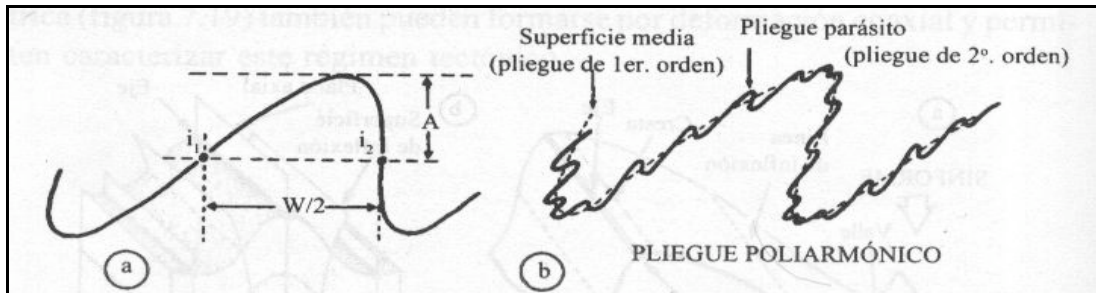


Fig. 7.24. (a) Amplitud (A) y semilongitud de onda $W/2$ de un pliegue. (b) superficie media y pliegues parásitos de un pliegue poliarmónico (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

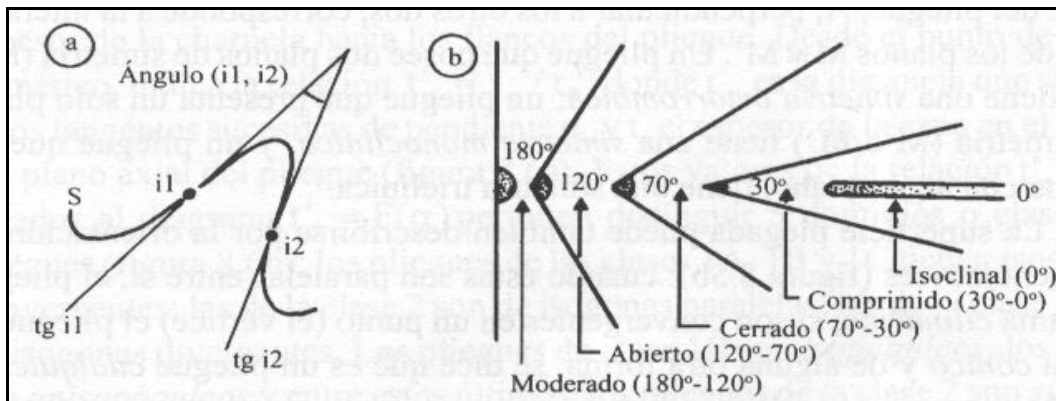


Fig. 7.25. (a) Definición del ángulo de apertura de un pliegue. (b) Términos utilizados para la descripción de los pliegues por el ángulo de apertura (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

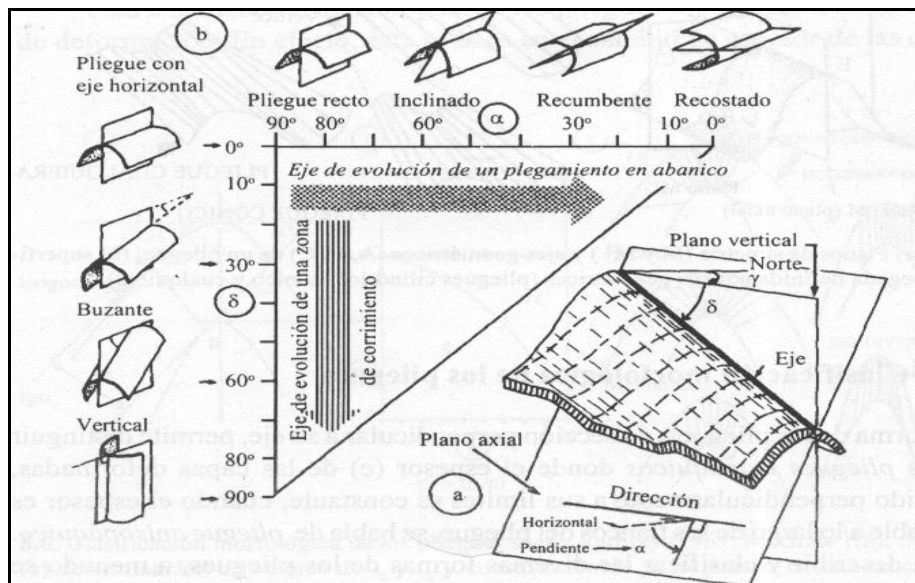


Fig. 7.26. Diagrama de Fleuty (1964) (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Clasificación de los pliegues; la clasificación más conocida es la que caracteriza la sección perpendicular al eje por el espesor de la capa plegada. Ésta fue establecida por RAMSAY (1967), véase figura 7.27; sin embargo, esta clasificación mayormente utilizada, toma como patrón a la orientación de las isógonas, que son líneas de igual pendiente de las superficies plegadas. Así mismo, en sección transversal, se ha observado que según se mantenga el espesor constante en la zona de charnela y los flancos del pliegue, este será de tipo isopáquico o isópaco, por el contrario, si el espesor no se mantiene, el pliegue será anisopáquico o anisópaco.

Se ha establecido una clasificación partiendo de las dos clasificaciones antes expuestas, esta es: pliegues isópacos, pliegues similares y pliegues anisópacos.

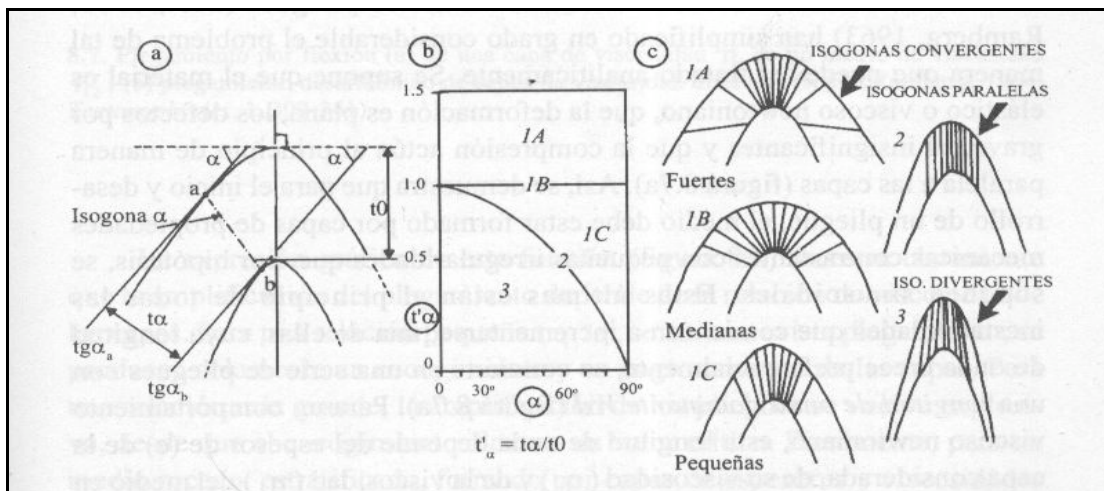


Fig. 7.27. Clasificación morfológica de los pliegues según RAMSAY (1967). (a) Construcción de la isogona α en una sección de pliegue. (b) Diagrama que define las clases de pliegues. (c) Geometría de las isógonas en los distintos pliegues (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Pliegues isópacos; dentro de este tipo de pliegues, que son los que mantienen el espesor constante se ha podido determinar experimentalmente que existen dos subclases según se deforma el cuerpo rocoso, estas son: los pliegues con deformación de charnela y los pliegues con deformación de flancos.

Estos dos tipos se han distinguido experimentalmente al tomar la sección transversal de un pliegue, agregarle marcadores circulares en secciones separadas por líneas y someterla a distintos tipos de esfuerzos.

En el caso de los pliegues con deformación de charnela, se observó que los marcadores circulares en esta zona se transformaban en elipses, permaneciendo imperturbados los marcadores ubicados en los flancos; en la zona de charnela, los marcadores más cercanos a la parte interna del pliegue o intradós, sufrían deformación por compresión, mientras que los marcadores situados en la zona externa del pliegue o extradós, sufrían deformación por extensión; entre estas dos zonas se presentó una zona muerta, en donde no hubo deformación. Esto indica la particular deformación heterogénea. Por otra parte, los indicadores lineales, los cuales habían sido trazados perpendicularmente a las superficies, se mantienen rectos, pero se reorientan de forma divergente hacia el centro de curvatura del pliegue, véase figura 8.28.

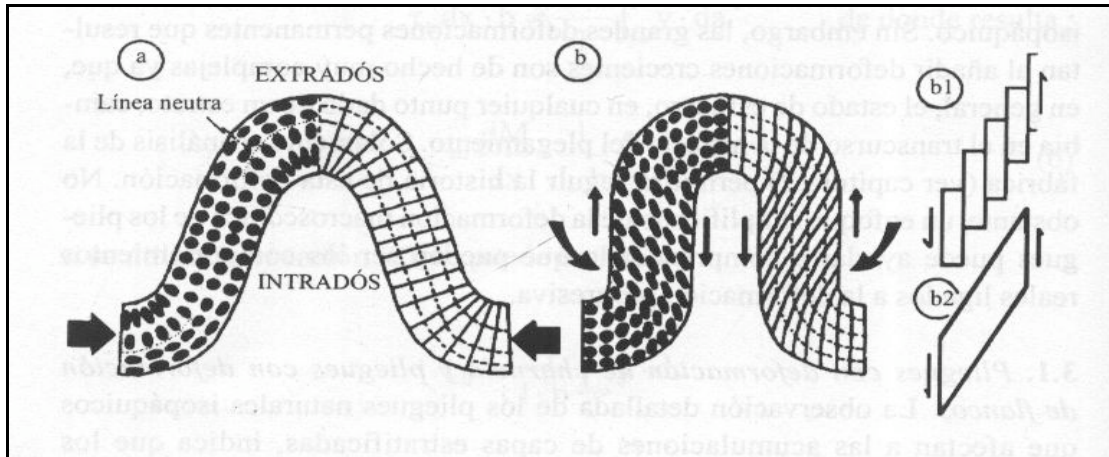


Fig. 7.28. (a) Pliegue con deformación de charnela. (b) Pliegue con deformación de flancos, (b₁) por cizallamiento discontinuo, (b₂) por cizallamiento continuo (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

En el caso de los pliegues con deformación de charnela, los marcadores circulares de la zona de charnela se mantienen imperturbados, pero a medida que se observa hacia los flancos se encuentra una deformación progresiva por esfuerzo cortante simple o cizalla paralela a estos flancos hasta los puntos de inflexión, donde el sentido de cizallamiento se invierte para cada uno de los flancos. Esta deformación de tipo cizalla se puede llevar a cabo de dos formas distintas (véase figura 7.28), de manera continua o por deslizamiento de superficies discretas, flexural flow fold o flexural slip fold, respectivamente (RAMSAY, 1967). Los indicadores lineales, que inicialmente eran rectilíneos, adquieren forma sigmoide hacia los flancos del pliegue.

Cuando la deformación vence el límite plástico del cuerpo deformado, se presenta la ruptura de los pliegues, la cual es generalmente rellena por minerales como calcita o cuarzo. En estos casos, se presentan estructuras de ruptura dependiendo de los distintos estados de esfuerzos aplicados en cada zona específica de los pliegues.

En los pliegues con deformación de charnela se presentan, en la zona del extradós, grietas de tensión y fallas normales que forman horst y grabens, perpendiculares al eje del pliegue; en la zona del intradós, como está sometida a compresión, se presentan estilolitos con picos perpendiculares al eje del pliegue, las cuales están asociadas a grietas de tensión paralelas a la superficie plegada, así mismo, se pueden presentar otros tipos de estructuras compresivas como fallas inversas y micropliegues asociados, véase figura 7.29.

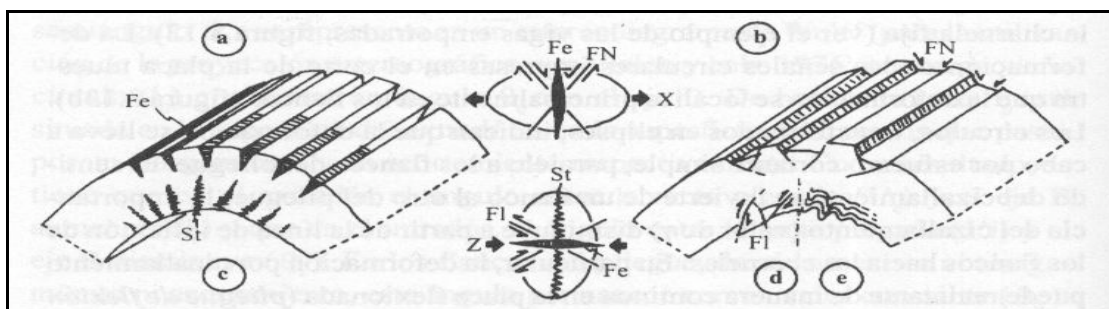


Fig. 7.29. Estructuras presentes en pliegues con deformación de charnela; (a) grietas de tensión, (b) fallas normales (F_N), estilolitos (St), fallas inversas (F_I), y (e) microplegamiento; se aprecia en el centro de la figura, los nodos de asociaciones de las diversas estructuras (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

En los pliegues con deformación en los flancos se forman estructuras de ruptura asociadas a zonas de cizallamiento, como sistema de grietas en echelon, simples o conjugadas; sistemas conjugados de tipo R y R' o cizallamientos secundarios paralelos a la superficie plegada, véase figura 8.30.

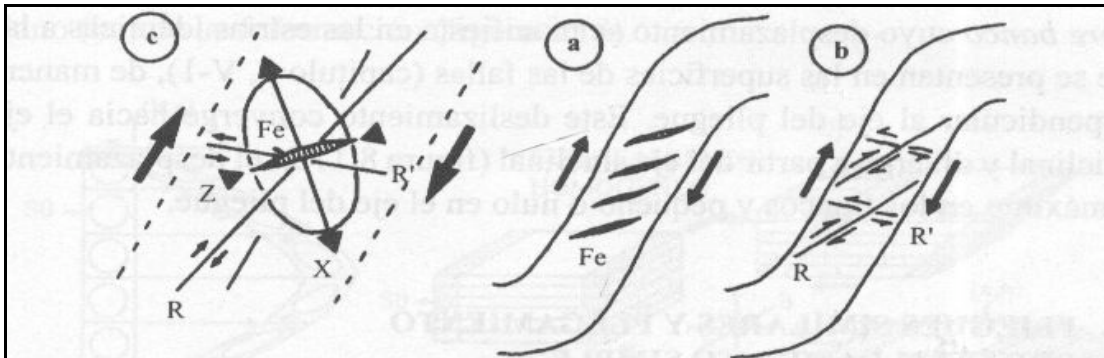


Fig. 7.30. Estructuras presentes en pliegues con deformación de charnela: (a) grietas en echelón y (b) cizallamientos de Riedel; (c) asociación de estructuras (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Pliegues similares; según MERCIER & VERGELY (2001), este tipo de pliegues son una subclasificación del tipo isópaco o clase 2, los cuales se caracterizan por poseer el mismo espesor en la capa plegada, cuando este espesor se mide paralelamente al plano axial del pliegue. En cambio cuando el espesor es medido perpendicularmente al plano axial, éste es variable, siendo mayor en la zona de charnela y disminuyendo hacia los puntos de inflexión de los flancos, véase figura 7.31.

Se generan a través de una traslación pasiva, esto indica un cizallamiento simple según superficies planas paralelas entre sí, el cual es heterogéneo en un plano perpendicular al vector de desplazamiento pero homogéneo en el plano de deslizamiento, véase figura 7.31.

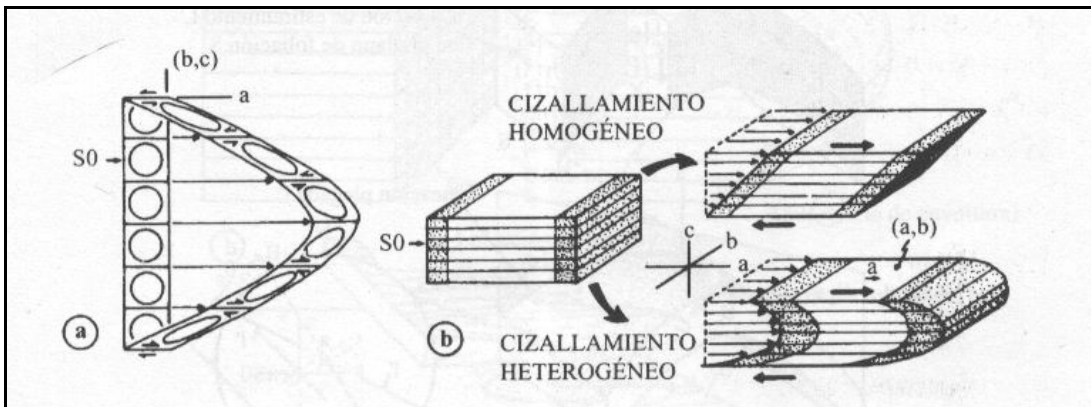


Fig. 7.31. (a) plegamiento producido por cizallamiento simple heterogéneo (a, b y c son los ejes cinemáticos de la deformación), (b) modelo de deformación (como mazo de cartas) debido al cizallamiento simple homogéneo y heterogéneo (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

También se pueden presentar los pliegues similares pero con ejes curvos por producirse cizallamiento heterogéneo en dos planos de deslizamiento (véase Fig. 7.32).

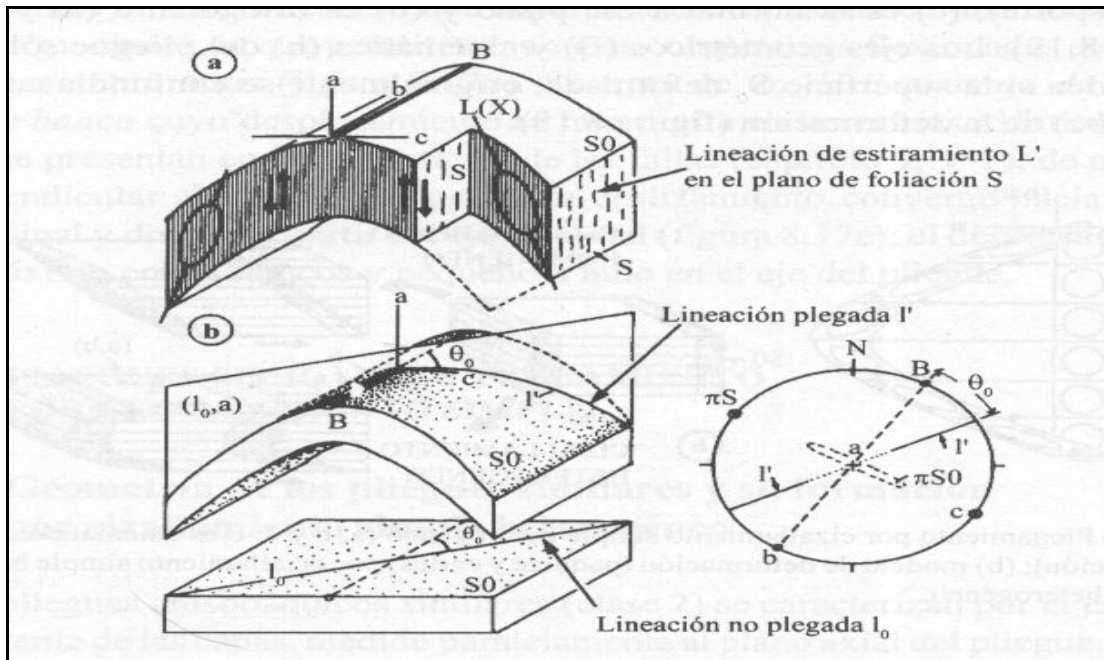


Fig. 7.32. Plegamiento producido por cizallamiento simple heterogéneo. (a) ejes a, b y c de la foliación (S), lineación de estiramiento (L') y eje (B) del plegamiento (S₀), (b) deformación de la lineación y estereograma de Wulff donde, πS_0 son los polos de la superficie S₀ y πS es el polo de la foliación S (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Pliegues anisópacos; este tipo de pliegue está asociado a la deformación por compresión (MERCIER & VERGELY, 2001). Si es homogénea no formaría pliegues, por lo que debe ser heterogénea en el plano XZ para formarlos; sin embargo, se puede producir compresión homogénea en estructuras ya plegadas, originando pliegues de clases 1C y 3, según la clasificación de RAMSAY (1967), véase figura 8.27. Si continúa el esfuerzo que originó los pliegues nombrados anteriormente y su dirección es aproximadamente perpendicular al plano axial de los pliegues, entonces la geometría de estos pliegues tiende a acercarse a la de los pliegues similares (clase 2).

La compresión perpendicular al plano axial de los pliegues similares (clase 2) tiende a volverlos isoclinales, pero manteniendo la geometría original de pliegue similar o de clase 2.

Una compresión aproximadamente perpendicular al plano axial en pliegues originalmente isópacos, genera una foliación que al principio se presenta en abanico. Con la continuidad del esfuerzo compresivo aplicado, esta foliación tiende a orientarse paralela al plano axial del pliegue (véase Fig. 7.33)).

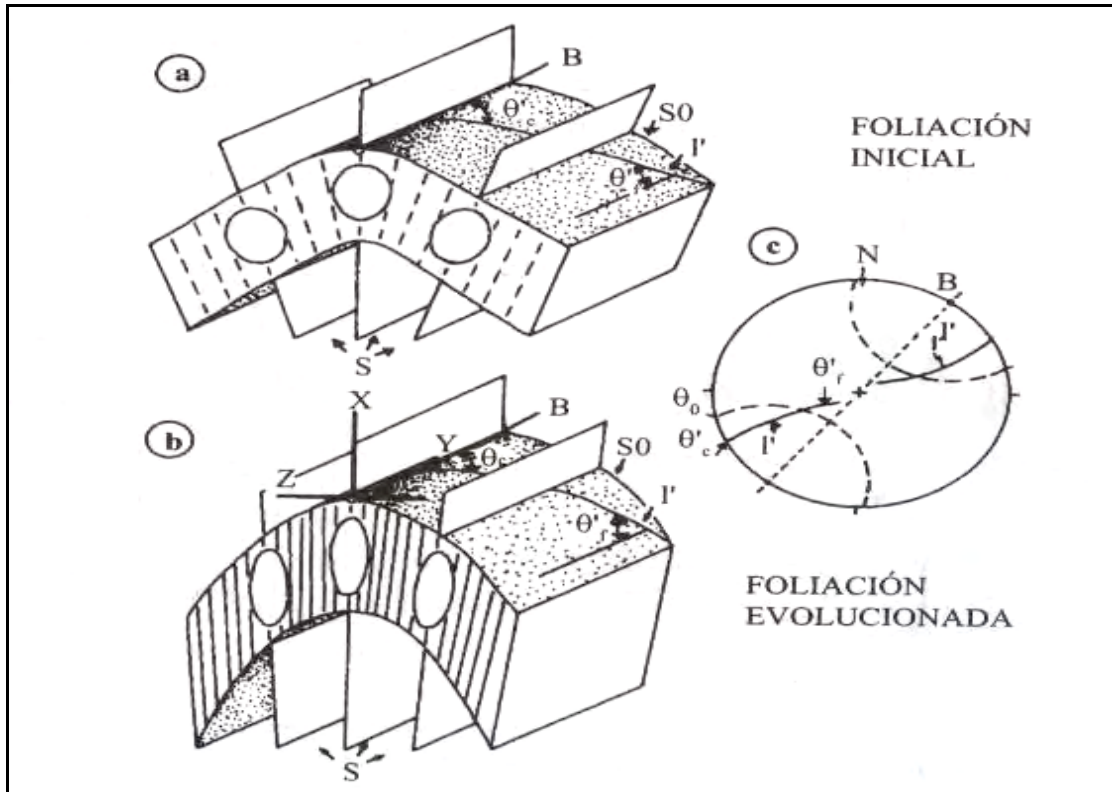


Fig. 7.33. Plegamiento producido por flexión y aplastamiento. (a) Estado inicial, (b) estado final y (c) representación en red de Wulff (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Según MERCIER & VERGELY (2001) en los pliegues generados por compresión heterogénea, que son los mayormente presentes en la naturaleza, la compresión no solamente se produce en el plano XZ, sino también en el plano XY; estos pliegues poseen generalmente ejes curvos, y su geometría se presenta irregular (Fig. 7.34).

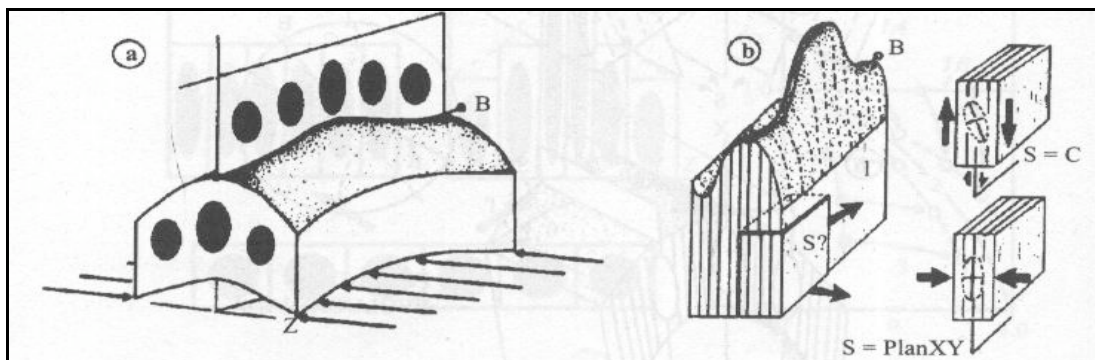


Fig. 7.34. Pliegue con eje curvo debido a un aplastamiento heterogéneo en los planos XY y XZ de la deformación; (b) distintas foliaciones (S) para un pliegue con eje curvo (tomado de MERCIER & VERGELY, 2001).

Todo lo expuesto en los capítulos anteriores representa un requisito indispensable para el estudio microtectónico, ya que toma como punto de partida la interpretación de la deformación-esfuerzo junto con sus procesos en la escala meso y microscópica; para luego ser correlacionada a los modelos macroscópicos. En este sentido, se calculan elementos microtectónicos de campo y de laboratorio para la correlación con modelos de la tectónica regional.

7.2.5 MICROTTECTÓNICA

La microtectónica es el estudio de la deformación en la escala microscópica y la escala de afloramiento, lo que agrupa a las estructuras meso y microscópicas. Otros autores la denominan como “microfábrica” o “microestructuras de deformación”.

HOBBS et al. (1981), definen el concepto de microfábrica en relación con el de fábrica, el cual “incluye la configuración espacial y geométrica de todos los componentes que constituyen la roca”. Sin embargo estos autores, señalan que las microestructuras se definen como un arreglo a pequeña escala de los elementos internos de una roca, hecho producido por un proceso de deformación.

Según MATTAUER (1976), la microtectónica propone estudiar la deformación a escala del afloramiento, de la muestra y de la lámina delgada, por lo tanto la escala de trabajo es del orden del milímetro hasta la del metro. Este autor plantea además, que en el estudio microtectónico se debe conocer o aplicar ciertos métodos en función del cambio entre las distintas escalas de observación y estudio, estos son los objetivos de la microtectónica:

- Observaciones muy detalladas a fin de comprender la deformación y todos sus mecanismos.
- Estudio y comprensión de la geometría de las estructuras.
- Determinación de las relaciones que existen entre las microestructuras y las macroestructuras.
- Las microestructuras se estudian para establecer las conexiones entre los procesos y el ambiente, puesto que estos representan una función de los procesos que se desarrollan en las rocas:

$$\text{Proceso} = \text{Fuerza} \times \text{cinemática} (P = F \times C)$$

Al comprender esta relación se pueden interpretar las microestructuras en términos de la historia de la temperatura (T), presión (σ), la presión de CO₂ y otras condiciones límite (de borde) que controlan la fuerza y la cinemática (Fig. 7.35).

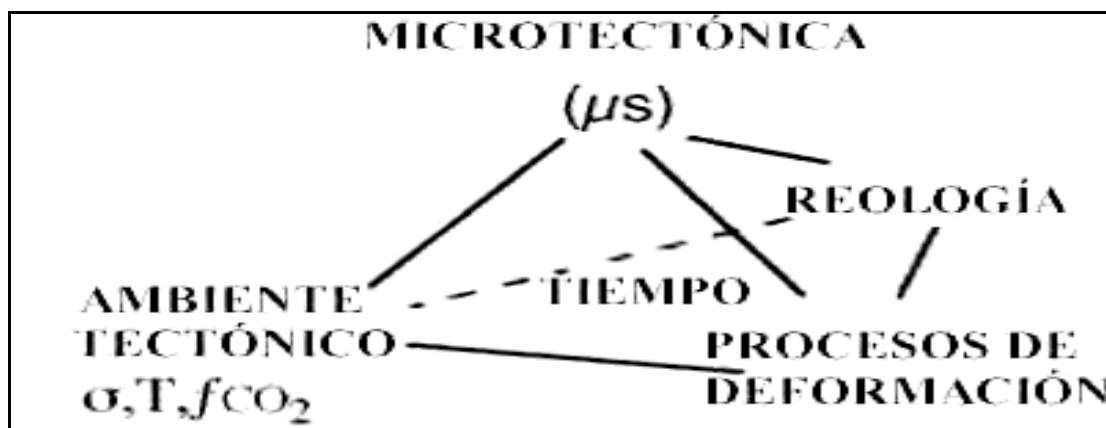


Fig. 7.35. Tomado y traducido de <http://www.earth.monash.edu.au/Teaching/mscourse/>

Debido a la gran cantidad de observaciones a tomar sobre superficies muy reducidas, es imposible cartografiar las estructuras, por lo cual, en el análisis microtectónico, se usan datos y métodos estadísticos debido a la gran cantidad de medidas efectuadas en el trabajo de campo. Según MATTAUER (1976), “la microtectónica introduce un aspecto cuantitativo en la tectónica”. Asimismo, como el estudio de las microestructuras debe estar relacionado a las macroestructuras, estas deben ser conocidas con anterioridad, es decir, para el trabajo microtectónico deben ser previamente conocidos todos los datos de la tectónica de la zona de trabajo.

Para la comprensión de la microtectónica es necesaria la definición de conceptos básicos de las deformaciones en las microestructuras, lo que unido a los conceptos generales de deformación conllevan a una comprensión general del tema.

Según HOBBS et al. (1981), existe una serie de rasgos característicos observables a través de microscopio petrográfico o de transmisión de electrones. Estos rasgos son: bordes de grano, bandas de deformación, láminas de deformación, formas de grano, inclusiones y direcciones cristalográficas preferentes. Estos autores, para estudiar la microfábrica, separan a las microestructuras de la orientación cristalográfica preferente, pues la primera trata de la forma de los granos, sus estructuras internas y la manera como se agrupan y la segunda trata específicamente de la orientación de las direcciones cristalográficas en fases específicas de la roca.

Para la comprensión de las estructuras formadas por los procesos de la deformación en las rocas se debe conocer como actúa esta en las redes cristalinas minerales, a continuación se describen los principales aspectos:

Defectos cristalinos; los cristales presentes en las rocas del planeta, presentan generalmente una historia térmica y deformacional sin importar el origen. Estos procesos naturales introducen, según HOBBS et al. (1981), una serie de defectos en las estructuras de los cristales. Estos defectos se pueden clasificar en tres grupos, los puntuales, los lineales y los planos. Los defectos puntuales son los que representan vacíos de átomos en la red cristalina. Los defectos lineales o dislocaciones son líneas que separan la región deslizada de un mineral en proceso de deformación, de la región del mineral que aún no presenta deslizamiento. Los defectos planos incluyen a los bordes de grano y subgrano, bordes de bandas de deformación, láminas de deformación, fallas de apilamiento y maclas. Los bordes de subgrano son límites relativamente planos, que están contenidos en los granos, donde la desviación respecto a la orientación de la red cristalina es pequeña, esto se observa en el microscopio como dos regiones de extinción ligeramente diferentes. Los bordes de grano son límites que separan granos de orientación de red cristalina diferente o composición química distinta. Las bandas de deformación son regiones planas de los granos que han sufrido una deformación distinta a otras partes del cristal adyacentes a las mismas. Puede ser provocado por zonas con diferente deslizamiento, característica donde se incluyen los kink, donde dos regiones adyacentes de un cristal presentan un límite abrupto.

Las fallas de apilamiento son defectos planos de una estructura cristalina donde existe un desplazamiento relativo simple de esta red.

Los bordes de macla son bordes planos en los cuales se presenta una relación de simetría para la estructura cristalina, llamada relación de macla. Esta relación de

simetría puede ser de reflexión o de rotación como en la albita, donde las estructuras situadas a cada lado del borde de macla están relacionadas entre sí por una rotación de 180° alrededor de la perpendicular a (010).

Orientaciones cristalográficas preferentes; son procesos por los cuales se produce una reorientación de las redes cristalinas de un mineral o un grupo de minerales debido a un proceso de deformación. Según HOBBS et al. (1981), existen dos mecanismos principales por los cuales se produce esta reorientación, estos son: por deslizamiento y rotación consiguiente, en condiciones de bajas temperaturas o velocidades de deformación altas y las desarrolladas por recrystalización, en condiciones opuestas.

Forma de granos; el reconocimiento de microestructuras de deformación a través de la forma de grano se fundamenta en los alineamientos preferentes de granos alargados, o una orientación preferente de límites de grano. Se miden a través del eje mayor de la elongación o por la medición sistemática de pequeños segmentos del límite de grano. Este tipo de microestructura característica permite medir también los vectores principales del esfuerzo (Fig. 7.36).

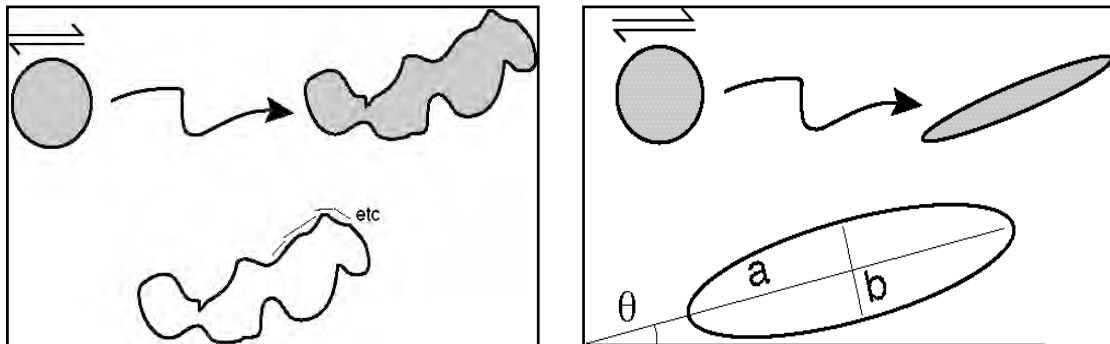


Fig. 7.36. Forma de granos según el tipo de deformación. La primera figura muestra una deformación cualquiera la cual puede calcularse infinitesimalmente; la segunda figura muestra una deformación ideal. Tomado de <http://www.earth.monash.edu.au/Teaching/mscourse/>

Inclusiones y su relación con la foliación; en la formación de un grano mineral metamórfico generalmente se presentan inclusiones, estas inclusiones facilitan la foliación en el proceso de deformación, lo que contribuye a una determinación del tiempo de crecimiento (fases tectónicas) en relación con esta deformación (Fig. 7.37).

En la fase pre-tectónica el patrón de inclusiones es aleatorio, lo que indica una foliación pobre o inexistente.

En la fase inter-tectónica se desarrolla un patrón lineal de inclusiones de acuerdo con el desarrollo de la foliación en el exterior del grano, sin embargo no existe relación lineal entre estas dos estructuras, son discontinuas.

En la fase sin-tectónica el patrón de inclusiones del grano y la foliación se hacen continuos, pero en algunos casos pueden existir diferencias angulares debidas a rotación del grano en su crecimiento.

En la fase post-tectónica las dos estructuras se hacen completamente continuas y no existe ninguna diferencia angular entre ellas.

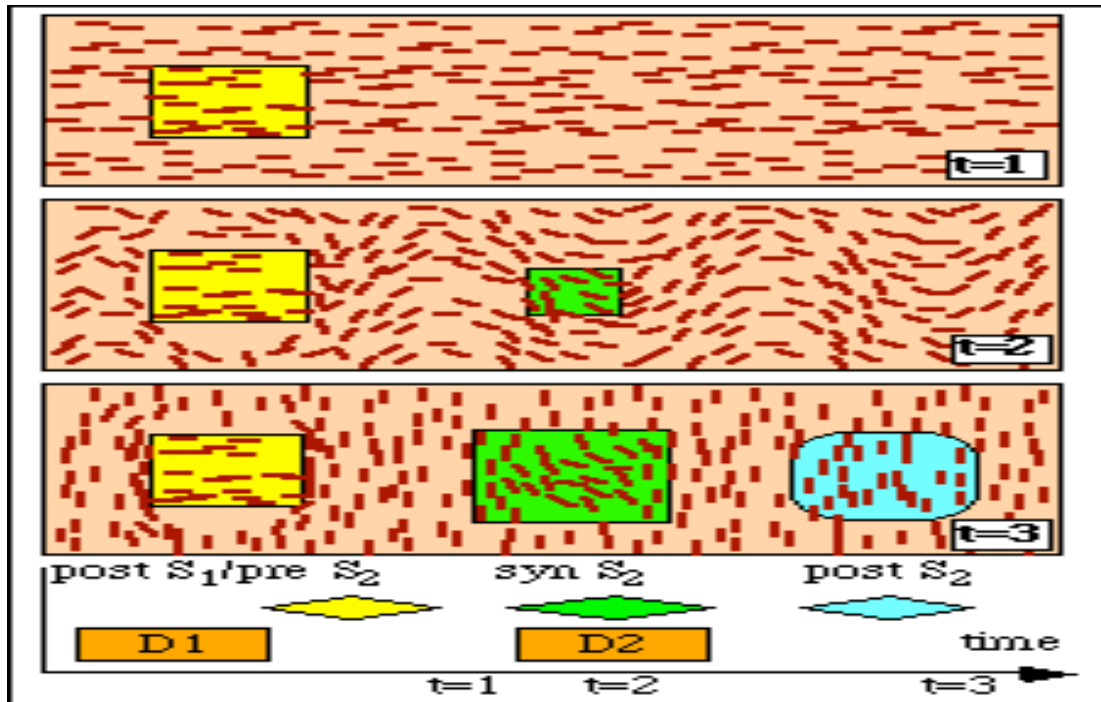


Figura 8.37. Fases tectónicas en relación con las inclusiones minerales (tomado de <http://www.earth.monash.edu.au/Teaching/mscourse/>)

Tipos de microestructuras asociadas a la deformación; para estudiar este tipo de microestructuras, se debe conocer cómo se presentan los defectos en los cristales a través de la deformación y cómo puede ser afectado este proceso por la historia térmica de la roca. Según HOBBS et al. (1981), estas estructuras son controladas por la deformación de los cristales versus la velocidad de recrystalización, dependiendo de la temperatura a la cual se produce el proceso. También se presentan en relación con la historia térmica de la roca. En este sentido, cuando un grupo de rocas han sido deformadas a temperaturas relativamente bajas o velocidades de deformación altas, presentarán granos aplanados con bandas de deformación, láminas de deformación y extinción ondulatoria común, con una alta densidad de dislocaciones revelada por el microscopio electrónico. En cambio, si la deformación se produce a temperaturas más elevadas o a velocidades más bajas, donde la difusión en estado sólido se hace importante a la escala del grano, entonces se pueden producir gran cantidad de diversos procesos, como el movimiento de dislocaciones debido al esfuerzo, movimiento de bordes de grano, crecimiento de zonas de recrystalización y hasta un crecimiento normal de grano; indicando que no se puede dar una aseveración precisa sobre la microestructura a formarse.

Microestructuras asociadas a fases frágiles y dúctiles; como las zonas de cizalla son superficies planas donde se desarrolla la deformación en forma de deslizamiento, están involucrados vectores de compresión y extensión, pudiéndose producir en gran número de escenarios bajo condiciones de presión y temperatura dadas, así, es posible encontrar microestructuras asociadas a varios tipos de rocas. En general, las rocas producidas por deformación frágil presentes en las zonas de cizalla son las siguientes:

- Brechas (cohesivas / incohesivas): >30% de fragmentos angulares.
- Cataclasitas (cohesivas / incohesivas): <30% de fragmentos angulares.

- Gouge: muy pocos fragmentos aislados en una matriz de grano fino.

Las microestructuras asociadas a las zonas de cizalla son:

- Planos de falla, fracturas producidas por la cizalla en una variedad de escalas de observación.
- Foliaciones o alineaciones de micas, donde se ubican inclusiones.
- Superficies pulidas (espejos de falla), estrías de falla.
- Estilolitos, los cuales indican acercamiento entre los bloques en contacto de falla.
- Vetas minerales.
- Milonitas, rocas producidas por deformación dúctil, las cuales pueden encontrarse en las zonas de cizalla; son de grano fino, presentan buena foliación y contienen remanentes de protolitos. Ocurren predominantemente por relativamente altos a extremos regímenes de esfuerzos de cizalla simple. Las milonitas se clasifican como:
 - 10-50% de matriz: protomilonita.
 - 50-90% de matriz: mesomilonita.
 - >90% matriz: ultramilonita.

Indicadores cinemáticos en la zona de cizalla

- Estructuras frágiles.
- Cizallas Riedel.
- Vetas, arreglos de vetas, fibras, presentes como estructuras asociadas.
- Relaciones de porfidoclastos con la matriz en cizalla rotacional.

Bandas de cizalla y foliaciones oblicuas; las bandas de cizalla son zonas pequeñas de cizalla encontradas en estructuras de cizalla mayores. Pueden lucir similares a las grandes, pero no son lo mismo. Un ejemplo de esto son los clivajes (foliaciones) por crenulación, los cuales se desarrollan normalmente por acortamiento. Así se tiene un clivaje por crenulación originado por extensión o bandas de cizalla; versus un clivaje por crenulación de origen compresivo (Fig. 7.38 y 7.39). Esto origina un tipo de estructura denominado S-C, donde: S (esquistosidad) es generalmente oblicua al límite de la zona de cizalla (LZC); C (cizallamiento), son las bandas de cizalla y C' son las bandas de cizalla oblicuas al LZC.

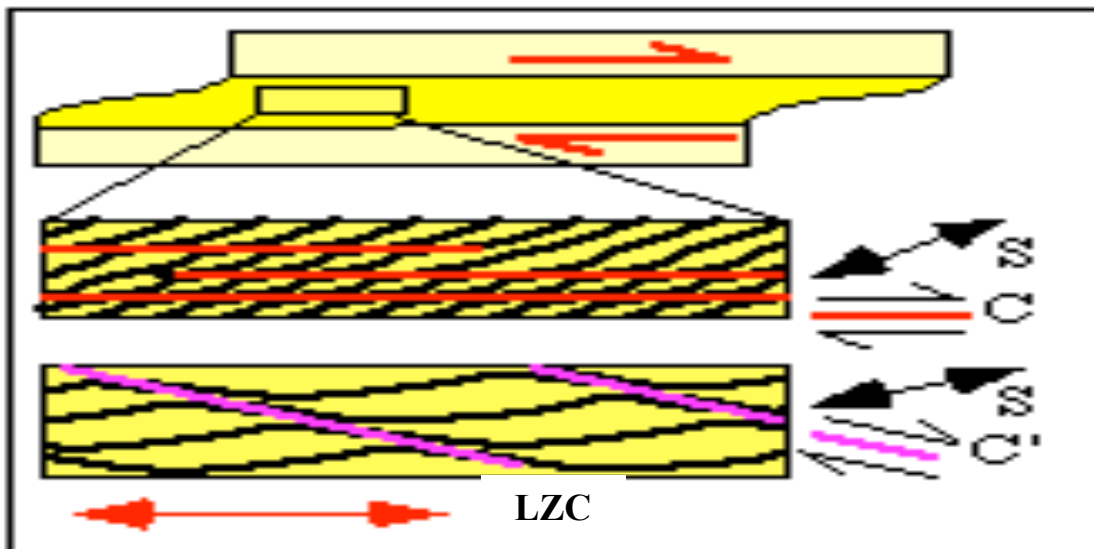


Figura 7.38. Bandas de cizalla explicadas en un esquema (tomado en internet del sitio: <http://www.earth.monash.edu.au/Teaching/mscourse/>).

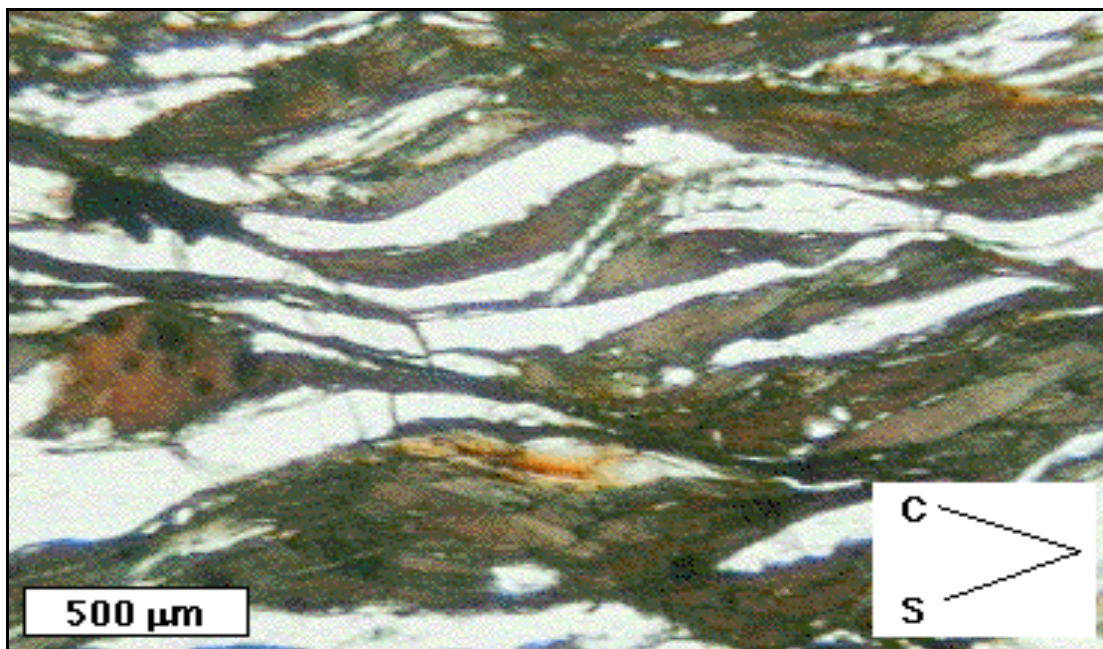


Figura 7.39. Fotomicrografía de bandas de cizalla (tomado en internet del sitio: <http://www.earth.monash.edu.au/Teaching/mscourse/>).

Sombras y márgenes de presión; sombras y márgenes de presión alrededor de objetos rígidos en relación al análisis estructural (Fig. 7.40).

- Asociados a cizalla simple.
- Asociados a cizalla pura.

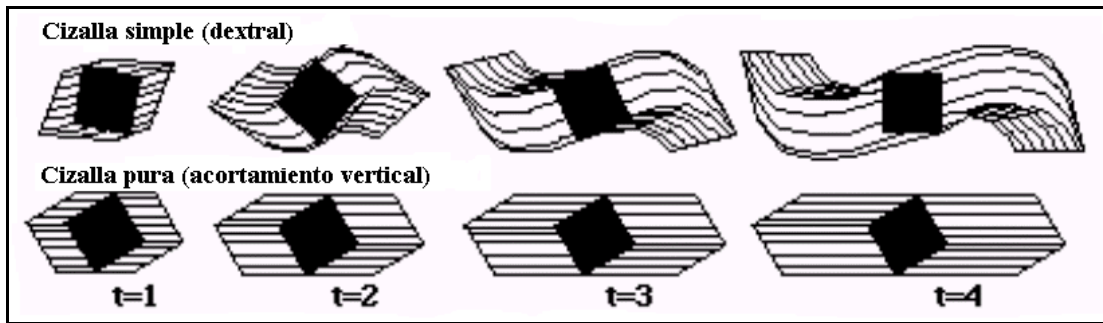


Fig. 7.40. Sombras minerales producidas por distintas deformaciones de tipo cizalla. La parte superior de la imagen presenta las estructuras debidas a cizalla simple (simple shear), la parte inferior presenta las estructuras debidas a cizalla pura (pure shear). (tomado de la Web en: <http://www.earth.monash.edu.au/Teaching/mscourse/>).