HAL open science

COMPORTEMENT ACTUEL DE L'AVANT-ARC ET DE L'ARC DU COUDE DE ARICA DANS L'OROGÉNÈSE DES ANDES CENTRALES

Claire David

To cite this version:

Claire David. COMPORTEMENT ACTUEL DE L'AVANT-ARC ET DE L'ARC DU COUDE DE ARICA DANS L'OROGÉNÈSE DES ANDES CENTRALES. Géochimie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007. Français. NNT : . tel-00216117

HAL Id: tel-00216117

https://theses.hal.science/tel-00216117

Submitted on 24 Jan 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER

U.F.R. SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE

THÈSE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Discipline: Sciences de la Terre

Présentée et soutenue

par

CLAIRE DAVID

le 28 Septembre 2007

Titre:

COMPORTEMENT ACTUEL DE L'AVANT-ARC ET DE L'ARC DU COUDE DE ARICA DANS L'OROGÉNÈSE DES ANDES CENTRALES

DIRECTEURS DE THÈSE:	D. COMTE
	G. HÉRAIL
CODIRECTEUR DE THÈSE:	L. AUDIN
JURY:	J.P. AVOUAC
	J. CEMBRANO
	R. CHARRIER
	J. MARTINOD

UNIVERSIDAD DE CHILE FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

COMPORTAMIENTO ACTUAL DEL ANTE-ARCO Y DEL ARCO DEL CODO DE ARICA EN LA OROGÉNESIS DE LOS ANDES CENTRALES

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

CLAIRE DAVID

PROFESORES GUIA:
DIANA COMTE SELMAN
GÉRARD HÉRAIL
LAURENCE AUDIN

MIEMBROS DE LA COMISION:
JEAN-PHILIPPE AVOUAC
JOSEPH MARTINOD
JOSÉ CEMBRANO PERASSO
REYNALDO CHARRIER GONZALEZ

SANTIAGO CHILE
DICIEMBRE 2007

AUTEUR: *Claire DAVID*
TITRE: *Comportement actuel de l'avant-arc et de l'arc du Coude de Arica dans l'orogénèse des Andes Centrales*
DIRECTEURS DE THESE: *Diana COMTE, Gérard HERAIL*
CODIRECTEUR : *Laurence AUDIN*
LIEU ET DATE DE SOUTENANCE: *Toulouse, le 28 Septembre 2007*

RESUME en francais:

Le long de l'orocline des Andes Centrales, sous l'avant-arc, la sismicité intracontinentale se connecte à la subduction en profondeur, s'expliquant probablement par l'accumulation de contraintes générées dans la croûte par le glissement asismique de la zone de transition de l'interface de subduction en période inter-sismique. Sous la Precordillère et l'arc volcanique, la sismicité intracontinentale se distribue en essaims superficiels dont les plus grands séismes (Mw ≥ 5.0) ont lieu en général quelques mois après de grands séismes de subduction de magnitude Mw ≥ 7.5, déclenchés par le changement de contraintes dû à la période cosismique et probablement post-sismique. Sous l'avant-arc et l'arc, la distribution de la sismicité intracontinentale semble contrôlée principalement par la structure thermique de la lithosphère continentale. L'analyse d'images et les observations de terrain interprétées conjointement avec les données sismologiques montrent que la déformation de l'orocline est partitionnée dans la Précordillère et l'arc le long d'une grande zone de cisaillement parallèle à la marge dont la cinématique varie de sénestre au Sud Pérou à dextre au Nord Chili. Le partitionnement observé est attribué à l'obliquité de la convergence et à l'architecture de l'avant-arc et de l'arc volcanique alors que les variations de la déformation le long de l'orocline sont principalement attribuées à la forme de la marge.

MOTS-CLEFS:
Sismicité intra-continentale, Tectonique active, Partitionnement, Orocline, Subduction, Orogène.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE: Sciences de la Terre.

INTITULE ET ADRESSE DE L'UFR OU DU LABORATOIRE:
UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER
UFR SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
LABORATOIRE DES MECANISMES ET TRANSFERTS EN GEOLOGIE
16 AVENUE EDOUARD BELIN
31400 TOULOUSE FRANCE

RESUMEN

A lo largo del Oroclino de los Andes Centrales, la sismicidad intracontinental debajo del ante-arco se conecta a la subducción en profundidad. Se puede explicar por la acumulación de esfuerzos generados por el deslizamiento asísmico de la zona de transición (Brittle Creep Fault Zone) del interfaz de subducción en periodo inter-sísmico.

A lo largo del Oroclino de los Andes Centrales, la sismicidad intracontinental debajo de la Precordillera y del arco volcánico se distribuye en núcleos sísmicos superficiales. Los sismos mayores de estos núcleos (Mw $\geq$ 5,0) ocurren en general algunos meses después de grandes sismos de subducción de magnitud Mw $\geq$ 7,5, gatillados por el cambio en el campo de esfuerzos generado por el periodo co-sísmico y probablemente por el periodo post-sísmico.

La distribución de la sismicidad intracontinental debajo del ante-arco y del arco se encuentra controlada principalmente por la estructura térmica de la litósfera continental.

El análisis de imágenes y las observaciones de terreno interpretadas en conjunto con los datos sismológicos muestran que la deformación está particionada en el ante-arco y en el arco volcánico (límite en la Precordillera). El arco volcánico se deforma según una gran zona de cisalle paralela al margen cuya cinemática varía a lo largo del Oroclino: sinestral en el Sur del Perú, y dextral en el Norte de Chile.

El particionamiento observado se atribuye a la oblicuidad de la convergencia y a la arquitectura del ante-arco y del arco mientras que las variaciones de la deformación a lo largo de Oroclino son principalmente atribuidas a la forma del margen.

El análisis sismológico, morfológico y estructural de la deformación indica que el tensor de esfuerzos a lo largo del arco volcánico se caracteriza por un $\sigma 2$ vertical y que $\sigma 1$ y $\sigma 3$ muestran una rotación anti-horaria desde el Sur del Codo hacia el Norte. En efecto $\sigma 1$ se orienta NE-SW en el Norte de Chile, NW-SE en el extremo Sur del Perú y E-W en el Sur del Perú.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Departamento de Geología, que me otorgó la beca MECESUP del Ministerio de Educación de Chile, que me mantuvo durante cuatro años de Doctorado.
Agradezco al Departamento de Geofísica que fue mi lugar de trabajo durante toda la duración de mi tesis.
Agradezco al Laboratorio de Toulouse (LMTG), que me acogió en distintas oportunidades durante el doctorado y me otorgó un A.T.E.R. en la última fase del doctorado.

Agradezco a Diana COMTE por su apoyo a través de su proyecto FONDECYT nº 1020104 ”Subduction and active deformation processes around the Arica Bend, Central Andes (16°S - 20°S): Seismotectonic implications”.
Agradezco a Gérard HERAIL y a Laurence AUDIN quienes a través de sus actividades de investigación en el IRD (Institut de Recherche pour le Développement) financiaron las salidas de terreno y las cooperaciones internacionales.

Agradezco a Hernando TAVERA por su apoyo en la adquisición de los datos del Sur del Perú en 2003 y por su colaboración en cuanto a datos y a trabajos peruanos de difícil acceso.
Agradezco a Reynaldo CHARRIER por iniciarme a la tectónica y a la geología de los Andes y por corregir detalladamente el manuscrito.
Agradezco a Denis LEGRAND por su gran ayuda en todos los temas sismológicos y las discusiones científicas.

Agradezco a Muriel GERBAULT por iniciarme al modelamiento numérico.
Agradezco a Louis DORBATH por darme los datos sismológicos de la región de Aroma y a Catherine DORBATH por su ayuda en el procesamiento de los datos. Les agradezco por su formación.
Agradezco a Michel FROGNEUX por su ayuda instantánea con respecto a las preocupaciones electrónicas e informáticas de la adquisición de los datos sismológicos.
Agradezco a Andrés PAVEZ por su impulso en el inicio de la redacción del manuscrito.

Agradezco a Joseph MARTINOD por su apoyo en Toulouse.
Agradezco a Jean-Luc FROGER y Katherine GONZALEZ por asociarme a su trabajo de interferometría sobre los volcanes del Sur del Perú.
Agradezco a Dominique REMY por su ayuda y por conversaciones científicas muy útiles.

Agradezco finalmente a los revisores de este trabajo José Cembrano y Jean Philippe Avouac que permitieron mejorar significativamente la organización y el contenido científico del manuscrito.

Agradezco a todos los profesionales de los Departamentos de Geofísica y de Geología y en especial al Patito (Mella), a MaryRose (Maria-Rosa), a Carmen-Gloria (Becerra) y a Rodrigo (Sánchez) por su ayuda práctica y por compartir con mucho cariño mis alegrías e inquietudes.

Agradezco a todos los GEOLOCOS que no sólo me enseñaron la geología chilena, sino también su cautivante mundo extra-geológico. Agradezco en particular a Pasturi (Manuel Álvarez) por ser un excelente compañero de oficina y por su linda amistad, al Caldera (Mauricio Calderón) por su apoyo moral y su ayuda práctica en los momentos clave de mi tesis, al Luca (Rodrigo) por esa anecdótica excursión en el desierto más árido del mundo, al Patilo (Marcelo Farías) por su inagotable pasión de la geología que me enseñó mucho, al Lalo (Manuel Schilling) por hacerme descubrir el mundito del Re - Os y de la Bossa Nova y a Ana (Valdés) que representa una islita chilena en el océano francés.

Agradezco finalmente a ”ma puce” LOU y a mi JANO por acompañarme en todo, todo el tiempo, sin condición, en esta etapa profesional.

Agradezco a todos (y es realmente muchísimas personas) los que me acompañaron durante el doctorado de manera constante o esporádica según las circunstancias, les agradezco principalmente por el ENORME cariño que me tienen.

Índice general

1. Introducción **19**

2. Marco Geodinámico del Codo de Arica **27**

2.1. Marco geográfico de la zona 27

2.2. Marco tectónico y geofísico de los Andes Centrales 27

2.2.1. El alzamiento de los Andes Centrales 29

2.2.2. El engrosamiento cortical 29

2.2.3. La composición de la corteza de los Andes Centrales 33

2.2.4. El Oroclino Boliviano y las rotaciones tectónicas 35

2.3. Marco geológico y estructural del borde Oeste del Altiplano 36

2.3.1. El arco volcánico o la Cordillera Occidental 37

2.3.2. El ante-arco exterior del Norte de Chile 39

2.3.3. El ante-arco interior del Codo de Arica 40

2.4. Marco sismológico del margen del Oroclino de los Andes Centrales 49

2.4.1. Grandes terremotos históricos y actuales en el Codo de Arica 49

2.4.2. Geometría segmentada de la placa de Nazca: plano de Wadati - Benioff 50

2.5. Marco cinemático del Codo de Arica con datos GPS 53

2.5.1. Velocidades relativas y absolutas de movimientos de placas 53

2.5.2. Velocidades relativas de convergencia 54

2.5.3. Deformación intersísmica de la placa superior Sudamericana 55

3. Análisis de la Sismicidad debajo del Ante-arco y del Arco Volcánico del Oroclino de los Andes Centrales 57

3.1. Contexto sismológico general del Oroclino de los Andes Centrales 57

3.1.1. Terremotos y fallas asociadas 57

3.1.2. Ciclos sísmicos a lo largo del Oroclino 60

3.2. Datos sismológicos 64

3.2.1. Datos telesísmicos 64

3.2.2. Datos locales 64

3.2.3. Adquisición y Procesamiento de los datos locales 70

3.3. Análisis de la distribución espacial de la sismicidad del Oroclino de los Andes Centrales 79

3.3.1. Nuevos mapas de sismicidad del Oroclino 79

3.3.2. Análisis de la sismicidad de subducción del Oroclino 86

3.3.3. Análisis de la sismicidad intracontinental del Oroclino 90

3.4. Significado de la distribución espacial de la sismicidad del Oroclino de los Andes Centrales 94

3.4.1. Relación con el acoplamiento mecánico a lo largo de la interfaz de subducción en el Oroclino 94

3.4.2. Arquitectura del ante-arco y del arco del Oroclino 95

3.4.3. Estado térmico del ante-arco y del arco del Oroclino 97

3.5. Análisis y Significado de los mecanismos focales asociados a la sismicidad intracontinental 100

3.5.1. Nuevos mapas de mecanismos focales asociados a sismos intracontinentales 100

3.6. Aparente relación causal entre grandes sismos de subducción y sismicidad intracontinental 109

3.6.1. Datos históricos : grandes sismos de subducción e intracontinentales . . 109

3.6.2. Datos telesísmicos: sismicidad de subducción e intracontinental 113

3.6.3. Conclusiones 118

3.6.4. Análisis del gatillamiento de la sismicidad intracontinental por el sismo de Arequipa 120

3.6.5. Discusión 127

3.7. Conclusiones 129

4. Geometría y cinemática de las fallas activas del Ante-arco del Oroclino de los Andes Centrales 131

4.1. El sistema tectónico de la Cordillera de la Costa y la sismicidad asociada 132

4.1.1. Las fallas Atajaña y Pisagua 132

4.1.2. La falla Arica 134

4.1.3. La falla Chololo 135

4.1.4. Conclusiones 138

4.2. El sistema tectónico de la Precordillera y la sismicidad asociada 139

4.2.1. Aroma: falla activa 141

4.2.2. Sucuna: foco micro-sísmico 182

4.2.3. Belén - Copaquilla - Tignámar: sistema de fallas Neógeno no activo sísmicamente 184

4.2.4. Incapuquio: sistema tectónico antiguo sísmicamente activo 185

4.2.5. Purgatorio: falla sísmicamente activa con evidencias tectónicas 188

4.2.6. Sama - Chuschusco - Calientes 192

4.2.7. Lluclla e Iquipi: fallas sísmicamente activas 203

4.3. Conclusiones 206

5. Geometría y cinemática de las fallas activas del Arco Volcánico del Oroclino de los Andes Centrales 207

5.1. La Zona Volcánica Central 207

5.1.1. Arco volcánico y magmatismo 207

5.1.2. Sismicidad intracontinental en la ZVC 208

5.2. Metodología de trabajo 210

5.2.1. Estudio sismológico 210

5.2.2. Estudio neotectónico y geomorfológico 210

5.2.3. Estudio de interferometría 212

5.3. Región de Isluga-Visviri, Norte de Chile 215

5.3.1. Zona sísmica 1: 19,1°S
Área al Este del volcán Isluga 216

5.3.2. Zona sísmica 2: 18,5°S
Cuenca Lauca y entorno del volcán Guallatire 219

5.3.3. Zona sísmica 3: 18,0°S
Región de Visviri y entorno del volcán Lexone 224

5.3.4. Conclusiones y Discusión 227

5.4. Región del Ticsani, Extremo Sur del Perú 229

5.4.1. Zona sísmica 4: 17,5°S
Entorno de los volcanes Yucamane y Tutupaca 230

5.4.2. Zona sísmica 5: 17°S
Entorno del volcán Ticsani 232

5.4.3. Conclusiones y Discusión 239

5.5. Región del Colca, Sur del Perú 240

5.5.1. Zona sísmica 6: 16°S
Entorno del volcán Sabancaya y del cañón Colca 241

5.5.2. Zona sísmica 7: 15,75°S
Entorno de los volcanes Andahua-Valley y Coropuna 247

5.5.3. Conclusiones y Discusión 249

5.6. Tensor de esfuerzos en el arco 250

5.7. Conclusiones 252

6. Conclusiones Generales 255

6.1. La sismicidad debajo del ante-arco y del arco del Oroclino de los Andes Centrales 255

6.2. Fallas activas en el ante-arco y en el arco del Oroclino de los Andes Centrales . 257

6.3. Implicancias 259

Índice de figuras

1.1. La cadena Andina, los Andes Centrales (5°S - 35°S) y su segmento central (15°S - 28°S) en el contexto geodinámico convergente de subducción de la placa oceánica Nazca bajo la placa continental Sudamericana 20

1.2. Los Andes Centrales y la zona de estudio: ante-arco y arco del Codo de Arica . 21

1.3. Zona de estudio: ante-arco y arco del Codo de Arica. 22

1.4. Escala geológica del Cenozoico 23

2.1. Principales nombres de ciudades, volcanes y ríos del Codo de Arica 28

2.2. Mapa de la profundidad del Moho en los Andes Centrales estimada a partir de la conversión de las ondas P a S [*Yuan et˜al.*, 2002] 30

2.3. Magnitudes del acortamiento tectónico a lo largo de los Andes Centrales. Compilación de *Oncken et˜al.* [2006] 32

2.4. Evolución temporal de la deformación de la placa superior en los Andes Centrales [*Sobolev and Babeyko*, 2005]. 33

2.5. Correlación de resultados de sísmica reflección con otros datos geofísicos [*ANCORP*, 2003]. 34

2.6. Compilación de las rotaciones tectónicas dentro de los Andes Centrales [*Roperch et˜al.*, 2006] 36

2.7. Sección geológica equilibrada a 21°S [*Oncken et˜al.*, 2006] 37

2.8. Relación entre edad y longitud para el magmatismo Mesozoico y Cenozoico en los Andes Centrales [*Haschke et˜al.*, 2002]. 38

2.9. Modelo tectónico para explicar la erosión por subducción Cuaternaria al frente de Antofagasta [*von Huene and Ranero*, 2003]. 40

2.10. Unidades fisiográficas y estructuras principales del ante-arco de la región Altiplano - Puna [*Riquelme et˜al.*, 2007]. 41

2.11. Marco tectónico conocido de la Precordillera del Codo de Arica 43

2.12. Sección Este-Oeste del sistema estructural inverso a vergencia Este y Oeste que bordea el cordón alzado de Chapiquiña - Belén en la Precordillera y la Cordillera Occidental del Norte de Chile [*Charrier et˜al.*, 2005]. 44

2.13. Aspectos variados de las terrazas marinas MIS 11 (Marine Isotopic Stage 400 ka) a lo largo del litoral (México, Perú, Norte de Chile) [*Ortlieb et˜al.*, 2003] . 47

2.14. Deformación cortical a partir de datos cinemáticos neotectónicos (del mioceno al Presente) [*Mercier et˜al.*, 1992]. 49

2.15. Ruptura de los grandes sismos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 8,0 en los siglos XIX, XX y XXI [*Chlieh et˜al.*, 2004]. 51

2.16. Sismicidad de subducción de la región de Antofagasta, al Sur del Codo de Arica [*Delouis et˜al.*, 1996]. 53

2.17. Campo de velocidad cortical para los Andes Centrales al Norte de 23°S, con respecto al núcleo estable de la placa Sudamericana [*Kendrick et˜al.*, 2001]. . . 56

3.1. Escarpe de falla resultado del terremoto de Spitak en Armenia, el 7 de Diciembre 1988. 58

3.2. Los dos tipos de sismos en contexto de subducción: eventos de subducción y eventos intracontinentales 59

3.3. Terremotos de magnitud Mw ≥ 7.0 que ocurrieron en el Oroclino de los Andes Centrales desde 1976. 61

3.4. Variaciones del acoplamiento mecánico de la interfaz durante el ciclo sísmico [*Chlieh et˜al.*, 2004]. 63

3.5. Ubicación geográfica de las 13 estaciones de la red permanente RESISTE de Arica. 67

3.6. Ubicación geográfica de las 17 estaciones de la red temporal instalada en el Sur del Perú entre Enero y Marzo de 2003. 69

3.7. Ubicación geográfica de las 18 estaciones de la red temporal instalada en la región Canamá-Arequipa en el Sur del Perú en 1981 por *Grange et˜al.* [1984]. . 70

3.8. Ubicación geográfica de las 7 estaciones sismológicas permanentes del Sur del Perú perteneciendo a la red nacional peruana. 71

3.9. Diagrama de Wadati Generalizado para los eventos de Enero, Febrero, Marzo del año 2003 para el Sur del Perú y Diagrama de Wadati Generalizado para los eventos de Febrero del año 2001 para el Norte de Chile 74

3.10. Convergencia de distintos modelos de velocidad inciales realizada por VELEST a partir del conjunto de datos de Febrero 2001 del Norte de Chile. 76

3.11. Velocidad de la primera capa a partir de las curvas camino-tiempo de los tiros de la mina Toquepala. 77

3.12. Sección de la velocidad sísmica Vp y su resolución realizada al medio de la red temporal del extremo Sur del Perú, perpendicular al margen sur-peruano 77

3.13. Eventos telesísmicos de magnitud mb $\geq$ 3,0 registrados por la red mundial y relocalizados por *Engdahl et˜al.* [1998] que ocurrieron entre 1964 y 2004 en el Oroclino de los Andes Centrales. 80

3.14. Secciones ortogonales a la fosa representando los eventos telesísmicos de magnitud mb $\geq$ 3,0 que ocurrieron entre 1964 y 2004 en el Oroclino de los Andes Centrales, registrados por la red mundial y relocalizados por *Engdahl et˜al.* [1998]. 81

3.15. Eventos locales de magnitud mL $\leq$ 4,0, registrados por las redes locales temporales en 1981 y en 2003 y permanentes entre 1981-2004 y entre 1996-2003, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores. 82

3.16. Secciones ortogonales a la fosa con los eventos locales registrados por la red permanente RESISTE de Arica entre 1996 y 2003, por la red temporal de la región Tacna-Moquegua del Sur del Perú instalada en 2003, por la red temporal de la región Camaná-Arequipa del Sur del Perú instalada en 1981 y por la red nacional de Perú. 83

3.17. Manteos del plano de Wadati-Benioff estimados a partir de los eventos telesísmicos de magnitud mb $\geq$ 3,0 registrados por la red mundial y relocalizados por *Engdahl et˜al.* [1998] que ocurrieron entre 1964 y 2004 en el Oroclino de los Andes Centrales. 87

3.18. Manteos del plano de Wadati-Benioff estimados a partir de los eventos locales de magnitud mL $\leq$ 4,0, registrados por las redes locales temporales o permanentes, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores. 88

3.19. Variación del número de eventos a lo largo del plano de Wadati-Benioff observada a partir de los eventos telesísmicos de magnitud mb ≥ 3,0 registrados por la red mundial y relocalizados por *Engdahl et˜al.* [1998]. 89

3.20. Variación del número de eventos a lo largo del plano de Wadati-Benioff observada a partir de los eventos locales de magnitud mL ≤ 4,0, registrados por las redes locales temporales o permanentes, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores que ocurrieron en 1980-1981, 2003 y entre 1996 y 2003 en el Oroclino de los Andes Centrales. 90

3.21. Sismicidad intracontinental debajo del ante-arco y del arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales observada a partir de los eventos telesísmicos de magnitud mb ≥ 3,0 registrados por la red mundial y relocalizados por *Engdahl et˜al.* [1998]. 91

3.22. Sismicidad intracontinental debajo del ante-arco y del arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales observada a partir de los eventos locales de magnitud mL ≤ 4,0, registrados por las redes locales temporales o permanentes, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores. 92

3.23. (a) Comparación entre los mecanismos focales y el manteo de los planos de máximo esfuerzo de Coulomb debido a los esfuerzos intersísmicos y regionales. (b) Distribución espacial de la micro-sismicidad con respecto a la profundidad y la variación de los esfuerzos de Coulomb sobre planos orientados óptimamente calculados después de 350 años de acumulación de deformación intersísmica. [*Cattin and Avouac*, 2000] 95

3.24. Histogramas representando (1) el número de eventos intracontinentales del catálogo de *Engdahl et˜al.* [1998] en función de la profundidad y (2) el error en profundidad en km de estos eventos. 96

3.25. Isotermas calculadas por *Yáñez and Cembrano* [2004] sobrepuestas a la sismicidad intracontinental del Oroclino observada a partir de los eventos telesísmicos. 97

3.26. Isotermas calculadas por *Yáñez and Cembrano* [2004] sobrepuestas a la sismicidad intracontinental del Oroclino observada a partir de los eventos locales. . . 98

3.27. Mecanismos focales de los eventos intracontinentales de Mw ≥5.0. 101

3.28. Mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red permanente del Norte de Chile [*David et˜al.*, 2002]. 104

3.29. Ubicación en planta de las secciones presentadas a continuación donde se presentan los mecanismos focales de los eventos registrados por la red temporal del Sur del Perú 2003 [*Pérez*, 2004]. 105

3.30. Secciones a y b presentando los mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red temporal del Sur del Perú de 2003 [*Pérez*, 2004].106

3.31. Secciones c y d presentando los mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red temporal del Sur del Perú de 2003 [*Pérez*, 2004].107

3.32. Mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red PISCO [*Belmonte-Pool*, 2002]. 108

3.33. Mapa de isosistas realizado después del sismo de Calacoa o Carumas, en la Cordillera Occidental del Sur del Perú cerca del volcán Ticsani, 01 de Octubre de 2005 110

3.34. Secuencia temporal de los sismos históricos de subducción e intracontinentales 114

3.35. Secuencia temporal de los eventos telesísmicos de subducción de Mw $\geq$ 7,0 e intracontinentales de Mw $\geq$ 5,0 116

3.36. Sismos de subducción e intracontinentales que ocurrieron después del terremoto de Arequipa entre el 23 de Junio de 2001 y el 30 de Enero de 2002. 117

3.37. Sismos de subducción e intracontinentales que ocurrieron después del terremoto de Tarapacá entre el 13 de Junio de 2005 y el 1 de Diciembre de 2005. 119

3.38. Distribución temporal por periodos de la microsismicidad de subducción e intracontinental, entre 0 y 30 km de profundidad, del Norte de Chile registrada por la red permanente RESISTE de Arica entre 1996 y 2003 121

3.39. (a) Distribución en planta de los enjambres de sismicidad superficial (0 - 30 km profundidad) ocurridos al pie del arco del Norte de Chile entre 1996 y 2003. Se muestran las zonas de Aroma (19,45°S), Moquella (19,25°S), Sucuna (19,0°S), Arintica (19°S, 69°W), Chucal (18,8°S), Guallatire (18,5°S), Taapaca (18°S). (b) Histogramas representando el número de micro-sismos intracontinentales en función del tiempo. 122

3.40. Cambio del esfuerzo de Coulomb después del terremoto del 23 de Junio de 2001 en el Oroclino de los Andes Centrales, calculado para un coeficiente de fricción de $\mu = 0$ (izquierda), $\mu = 0{,}2$ (centro), $\mu = 0{,}7$ (derecha), [*Martinod et˜al.*, 2002] 126

3.41. Dibujo ilustrando la placa entrando en subducción (a), la placa continental y la falla de cizalle de ante-arco (b), la placa superior (c) y la placa en subducción (d) y las direcciones del movimiento de la placa (P), de la normal a la fosa (T) y del deslizamiento durante los terremotos (E). 128

4.1. Sismicidad cortical entre 0 y 25 km de profundidad debajo de la Cordillera de la Costa del Codo de Arica y las cuatro estructuras tectónicas estudiadas, Pisagua, Atajaña, Arica y Chololo. 133

4.2. Falla Arica N175°E / 80°E que cambia de rumbo N145°N/ 80°W y presenta una estría de 90°en la parte inferior. 134

4.3. Sismicidad intracontinental, entre 0 y 60 km de profundidad, debajo de la falla Chololo (N40°E, 90°) 135

4.4. Morfología de la falla Chololo 137

4.5. Evidencias geológicas de la falla Chololo 138

4.6. Sismicidad intracontinental entre 0 y 60 km de profundidad debajo del ante-arco del Oroclino de los Andes Centrales y en particular debajo de la Precordillera y los seis sitios estudiados: Aroma, Sucuna, Copaquilla, Incapuquio, Purgatorio y Calientes. 140

4.7. Enjambres sísmicos entre 0 y 30 km de profundidad en la Pampa de Sucuna y su distribución en profundidad según el perfil P1 orientado NNW-SSE. 182

4.8. Orientaciones preferenciales de las discontinuidades mayores del relieve cerca de los enjambres sísmicos de la Pampa de Sucuna. 183

4.9. Micro-sismicidad intracontinental entre 0 y 30 km de profundidad debajo del Sistema de Fallas Inversas de Vergencia Oeste (WVTS) del Cordón Chapiquiña - Belén. 184

4.10. Sismicidad intracontinental entre 0 y 25 km de profundidad bajo el sistema Incapuquio, y mapeo de la falla Incapuquio. 187

4.11. Evidencias morfológicas de movimientos recientes normales y dextrales en la falla Purgatorio 189

4.12. Cataclasitas y estría de un plano de la falla Purgatorio y rechazos de la falla en los valles del sitio B 190

4.13. Sismicidad intracontinental entre 0 y 60 km de profundidad bajo la falla Purgatorio y mapeo tectónico. 191

4.14. Sismicidad intracontinental entre 0 y 60 km de profundidad debajo de la falla tectónica Lluclla y mapa tectónico 204

5.1. Sismicidad intra-continental de magnitud Mw ≥ 5,0 en el arco volcánico del Codo de Arica 209

5.2. Influencia de los parámetros profundidad, deslizamiento, área de la falla sobre el interferograma calculado. 214

5.3. Región Isluga-Visviri. 215

5.4. Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 1 cercana al volcán Isluga, observadas a partir de un estudio fotosatelital. 217

5.5. Esquemas teóricos del sistema estructural de Riedel aplicado a la región de Isluga-Aroma 218

5.6. Esquemas teóricos del sistema estructural de Riedel aplicado a la región de Isluga-Aroma 218

5.7. Enjambre microsísmico en la cuenca Lauca cerca del volcán activo Guallatire y su distribución en profundidad 220

5.8. Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 2 cercana al volcán Guallatire, observadas a partir de un estudio fotosatelital. 221

5.9. Afloramiento de fallas con rechazos normales decimétricos en la cuenca Lauca - Ancuta. 222

5.10. Esquema teórico del sistema estructural de Riedel aplicado a la cuenca Lauca . 223

5.11. Distribución espacial de la microsismicidad de Visviri y en profundidad según dos secciones verticales P1 y P2 orientadas N134°E. 225

5.12. Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 3 cercana al volcán Lexone, observadas a partir de un estudio fotosatelital. 227

5.13. Zona de cizalle dextral intra-arco paralela al margen en la región Isluga-Visviri 229

5.14. Región Ticsani. 230

5.15. Enjambres microsísmicos intensos debajo de los volcanes activos Tutupaca y Yucamane en Julio 2001 231

5.16. Localizaciones de los tres eventos corticales ocurridos en los alrededores del volcán Ticsani en Agosto y Octubre de 2005. 233

5.17. Réplicas registradas por la red de tres estaciones de la UNSA entre el 6 y el 14 de Octubre y réplicas registradas por la red de cuatro estaciones del IGP entre el 12 y el 22 de Octubre de 2005 [*Tavera et˜al.*, 2006]. 234

5.18. Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 5 cercana al volcán Ticsani, observadas a partir de un estudio fotosatelital. 235

5.19. Identificación de la falla activa a 5 km del volcán Ticsani [*Tavera et˜al.*, 2006]. 236

5.20. Interferograma calculado entre el 04 de Diciembre de 2004 y el 13 de Mayo de 2006 en la región del volcán del Ticsani por *González et˜al.* [2006b]. 237

5.21. Interferogramas modelados a partir de cada uno de los planos nodales de los mecanismos focales de los tres eventos corticales de 2005. 238

5.22. Zona de cizalle sinestral intra-arco en la región Ticsani 240

5.23. Región Colca. 241

5.24. Enjambre sísmico en la zona Sabancaya - Colca 243

5.25. Fallas Pleistocenas en la región del Colca, falla Trigal y Solarpampa [*Sébrier et˜al.*, 1985] 244

5.26. Interferograma (a) calculado entre el 13 de Mayo de 2002 y 2004 en la región Sabancaya - Colca por *González et˜al.* [2006b] e Interferogramas modelados a partir del plano de falla N253°E, 44°N, -88°(b) y a partir del plano de falla N71°E, 46°S, -92°(c) en la región Sabancaya - Colca. 246

5.27. Interpretación tectónica a partir de la macrosismicidad de la zona y de las observaciones morfológicas 247

5.28. Zona de cizalle sinestral intra-arco en la región Colca 249

5.29. Tensor de esfuerzos obtenido a partir del conjunto de los mecanismos focales del arco volcánico del Codo de Arica 251

5.30. Marco cinemático general simplificado para el arco volcánico activo del Oroclino de los Andes Centrales 252

6.1. Mecanismos focales de los eventos intracontinentales de Mw ≥5.0. 256

6.2. Geometría y Cinemática de las fallas activas evidenciadas en este estudio . . . 258

6.3. Sismicidad y Cinemática de las fallas activas del ante-arco y arco del Oroclino de los Andes Centrales. 260

Índice de cuadros

3.1. Coordenadas geográficas de las 13 estaciones sismológicas de la red permanente RESISTE de Arica. 66

3.2. Coordenadas geográficas de las 17 estaciones sismológicas de la red temporal instalada en el Sur del Perú entre Enero y Marzo de 2003. 68

3.3. Sismos históricos intracontinentales superficiales del siglo XV, XVII, XVIII y XIX. 111

3.4. Sismos históricos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 7,5 en el Oroclino de los Andes Centrales desde el siglo XVI al XX 113

3.5. Datos telesísmicos que muestran la ocurrencia de grandes eventos de subducción (Mw ≥ 7,0) interplaca y de profundidad intermedia y la ocurrencia de eventos intracontinentales. 115

4.1. Características de los grandes terremotos de la región de Aroma. 141

5.1. Descripción de las tres regiones sísmicas constituidas por las siete zonas sísmicas del Codo de Arica observadas entre 1964 y 2005. 211

5.2. Características del gran terremoto de la región de Isluga, zona sísmica 1. 216

5.3. Características del gran terremoto de la región de Visviri, zona sísmica 3. . . . 224

5.4. Determinación del sistema tectónico activo de Visviri a partir de los datos telesísmicos, microsísmicos y estructurales de la zona 228

5.5. Características de los grandes terremotos de la región de Ticsani, zona sísmica 5. 232

5.6. Determinación del sistema tectónico activo de Ticsani a partir de los datos telesísmicos, microsísmicos, estructurales y del estudio interferométrico de la zona 239

5.7. Características de los grandes terremotos de la región de Sabancaya - Colca, zona sísmica 6. 242

5.8. Lista de imágenes adquiridas en swath 2 utilizadas para este estudio. 245

5.9. Determinación de la actividad de la falla Solarpampa del sistema tectónico de Sabancaya o del Colca a partir de los datos telesísmicos, estructurales y del estudio interferométrico de la zona 246

5.10. Características de los grandes terremotos de la región de Coropuna, zona sísmica 7. 247

Capítulo 1

Introducción

La cadena Andina, con sus 7.000 km de largo, bordea por el Oeste todo el continente sudamericano, alcanzando alturas cercanas a los 7.000 m (las cumbres más altas corresponden frecuentemente a estratovolcanes recientes de la Cordillera Occidental) y presentando la zona Altiplano - Puna, segunda meseta más alta del mundo (3.700 m s.n.m en promedio) después del Tibet. La génesis del orógeno Andino se debe a la convergencia de la placa oceánica Nazca con la placa continental Sudamericana, convergencia que consiste en la subducción de la primera bajo la segunda (figura 1.1). Los Andes constituyen, por lo tanto, un excelente ejemplo de orógeno no-colisional formado a lo largo de un margen activo por subducción de una placa oceánica debajo de una placa continental [*Hamilton*, 1969, *James*, 1970].

Los Andes Centrales (5°S - 35°S) y más particularmente su segmento central (15°S - 28°S) constituyen el segmento Andino más alto y más ancho de la Cordillera, donde se encuentran los volcanes activos más altos del planeta y la zona Altiplano - Puna. En este segmento, el orógeno Andino se curva fuertemente pasando de una orientación N-S al Sur de 18°S a NW al Norte de este límite, tal curvatura se llama Oroclino Boliviano [*Carey*, 1958, *Roperch and Carlier*, 1992, *Gephart*, 1994, *Randall et al.*, 1996, *Allmendinger et al.*, 1997, *Roperch et al.*, 2000]. Este segmento se caracteriza también por su intensa deformación cortical en el antepaís boliviano (zona subandina) [*Roeder*, 1988, *Baby et al.*, 1997, *Kley and Monaldi*, 1998, *McQuarrie and DeCelles*, 2001] (figura 1.1) mientras que en la zona del arco y del ante-arco, el acortamiento Neógeno es mínimo [*Lamb and Hoke*, 1997, *García*, 2001, *Riquelme et al.*, 2007].

La existencia de una corteza muy engrosada [*James*, 1971, *Schmitz*, 1994, *Wigger et al.*, 1994, *Beck et al.*, 1996] con los valores más altos conocidos en el mundo (entre 40 y 80 km, aproximadamente 70 km debajo del Altiplano) y la existencia de un manto litosférico adelgazado en algunas partes de los Andes Centrales como debajo de la Puna [*Isacks*, 1988, *Allmendinger and Gubbels*, 1996, *Whitman et al.*, 1996, *Allmendinger et al.*, 1997, *Gerbault et al.*, 2005, *Sobolev and Babeyko*, 2005, *Garzione et al.*, 2006], suponiendo un modelo isostático, pueden explicar

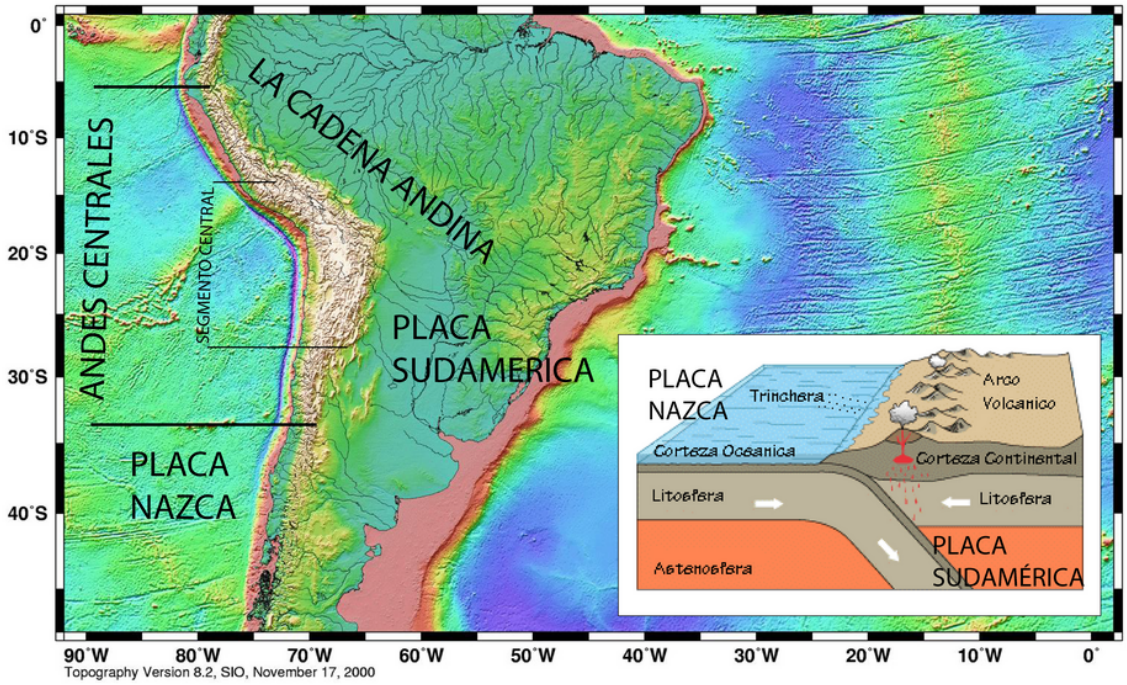


Figura 1.1: *La cadena Andina, los Andes Centrales (5°S - 35°S) y su segmento central (15°S -28°S), en el contexto geodinámico de la subducción de la placa Nazca oceánica bajo la placa continental Sudamericana. Topografía y batimetría con resolución a 2mn [Sandwell and Smith, 1997].*

que se genere un relieve tan importante.

Muchos trabajos sobre el engrosamiento cortical, la surreción del plateau y la tectónica de cuenca de antepaís han enfatizado la importancia del acortamiento tectónico horizontal [*Isacks*, 1988, *Wigger et al.*, 1994, *Allmendinger et al.*, 1997, *Baby et al.*, 1997, *Lamb and Hoke*, 1997, *McQuarrie and DeCelles*, 2001, *McQuarrie*, 2002] en la orogénesis Andina durante el Neógeno (23 - 0 Ma) que ocurre en las fajas plegadas y corridas (pliegues y cabalgamientos en duplexes) de la parte oriental del orógeno Andino (Cordillera Oriental y Sierras SubAndinas en la figura 1.2) .

Los desacuerdos de la comunidad científica sobre la magnitud y la cronología del acortamiento tectónico horizontal con estimaciones entre 50 y 500 km durante los últimos 10 a 70 Ma [*Jordan et al.*, 1983b, *Isacks*, 1988, *Sempere et al.*, 1990, *Gubbels et al.*, 1993, *Kley and Monaldi*, 1998, *McQuarrie*, 2002] muestran que no existe consenso sobre la historia de la deformación de los Andes Centrales y sobre su distribución en el tiempo y en el espacio [*Allmendinger and Gubbels*, 1996].

Como consecuencia, se han propuesto distintos mecanismos para explicar el engrosamiento cortical: magmatismo, acortamiento tectónico previo, acarreo del material de subducción (underplating), flujo dúctil, etcétera que difieren fuertemente según la época geológica y la unidad morfoestructural considerada: Oeste del Altiplano (ante-arco, Cordillera Occidental), Altiplano

y Este del Altiplano (Cordillera Oriental, zona subandina) (figura 1.2).

Si bien quedan dudas con respecto a los mecanismos y la cronología de la construcción de los Andes Centrales [*Horton*, 2005], la parte occidental parece diferir fuertemente del resto, y su contribución en el alzamiento Andino es un tema de investigación relativamente reciente (15

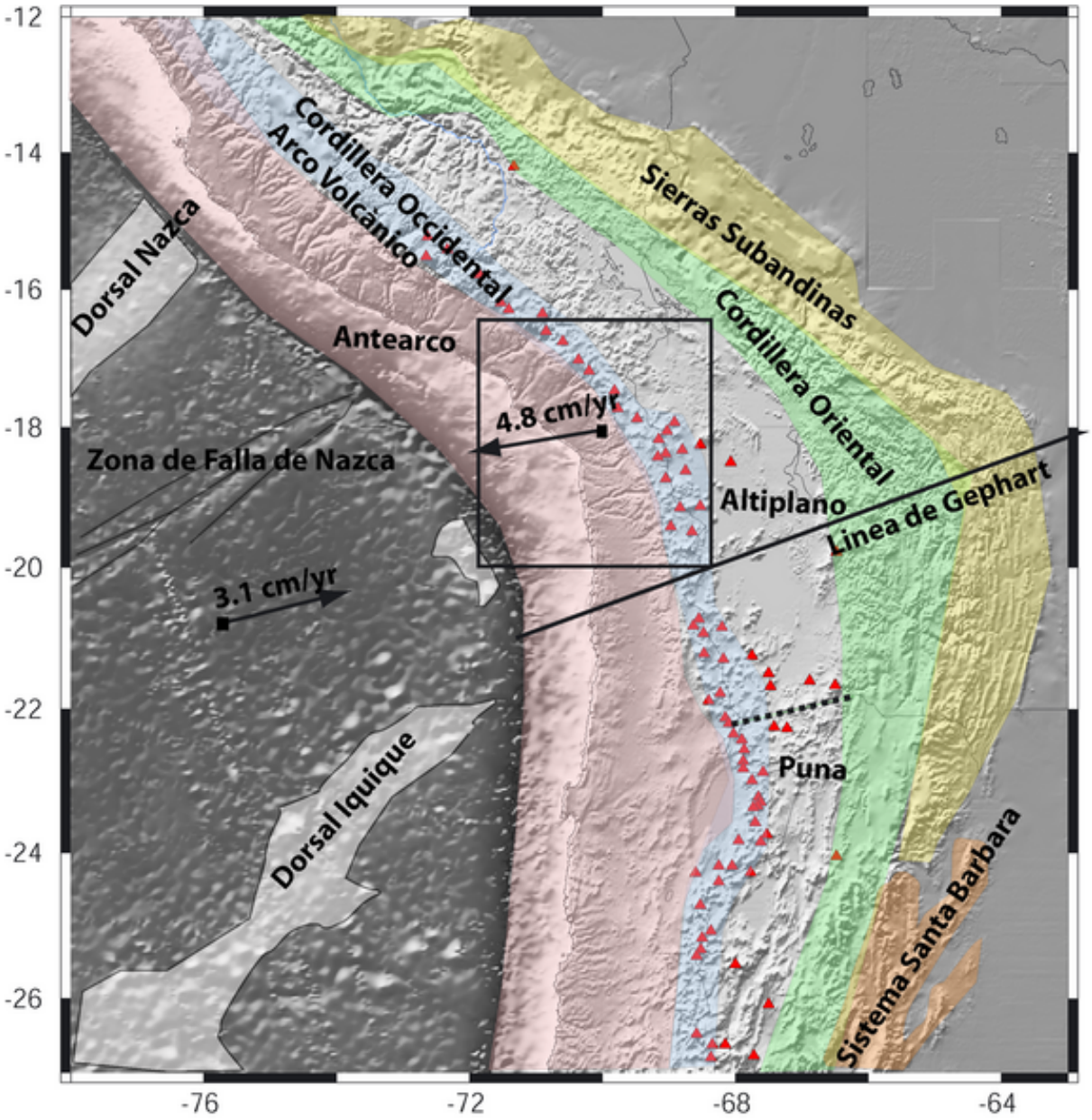


Figura 1.2: *Los Andes Centrales y la zona de estudio : ante-arco y arco del Codo de Arica (ver recuadro). Los triangulos rojos representan los volcanes del arco volcánico Holoceno. Las unidades morfoestructurales (Ante-arco, Arco, Altiplano-Puna, Cordillera Oriental y el Subandino (Santa Bárbara) son representadas por colores distintos. La línea de Gephart [1994] está representada. Las flechas corresponden al vector de velocidad absoluta de cada placa. En la placa oceánica Nazca se destacan los ridges (o dorsales asísmicas) y la zona de falla de Nazca. Topografía y batimetría con resolución a 2mn [Sandwell and Smith, 1997].*

años).

La presente tesis enfoca su estudio en la parte occidental del Altiplano, entre 17° y 20° de latitud Sur donde ocurre un fuerte cambio de azimut de los rasgos morfológicos y orogénicos (figura 1.3).

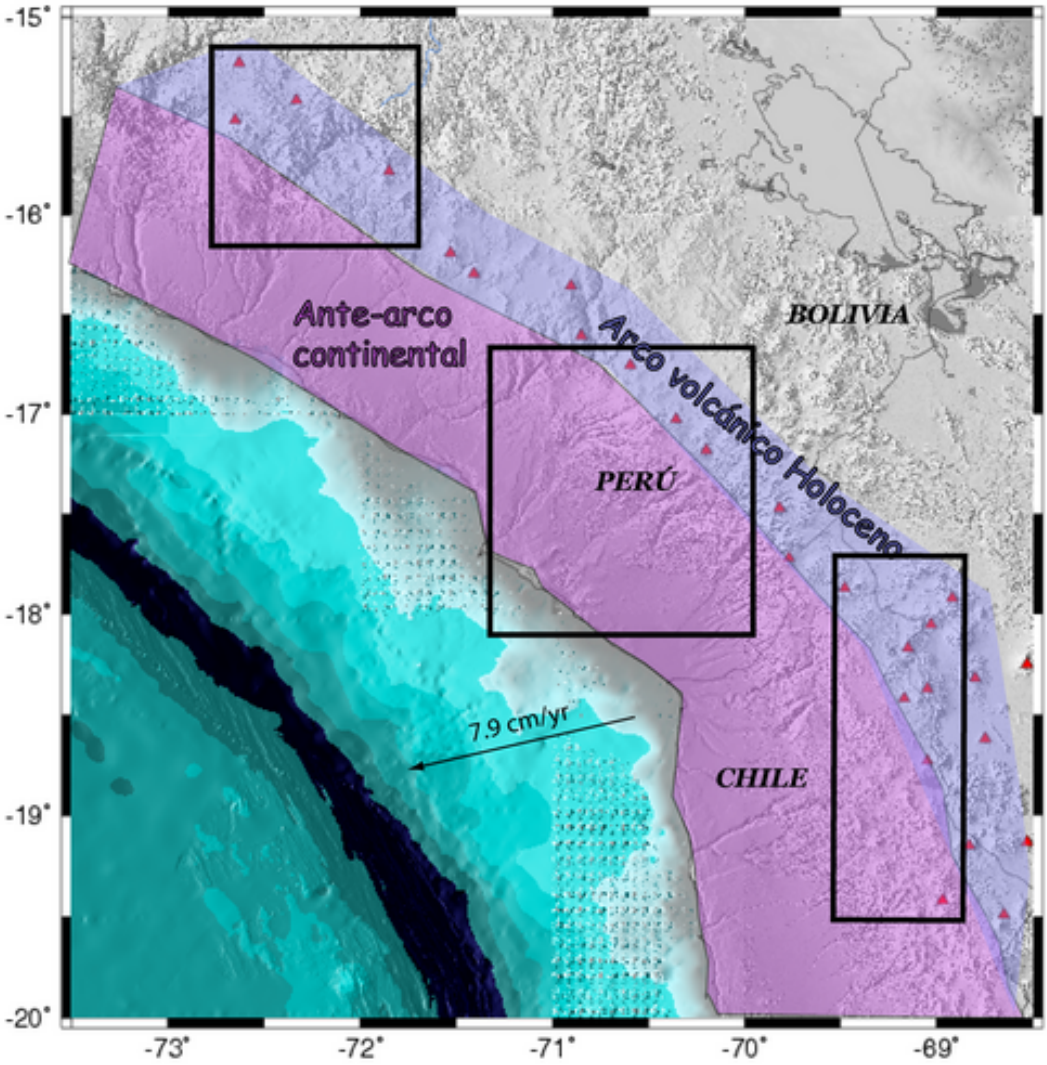


Figura 1.3: *Zona de estudio: ante-arco y arco del Codo de Arica. La zona de estudio comprende el margen activo continental de Perú y Chile. Topografía por datos SRTM (resolución 90m) y batimetría ETOPO2 interpolada con resolución a 30c.*

La zona de estudio comprende el llamado Codo de Arica que abarca el ante-arco continental (on-shore), el arco volcánico del Sur del Perú (16,5°S; 18,5°S) y del Norte de Chile (18,5°S; 20,0°S).

En el borde occidental del Altiplano los estudios estructurales, estratigráficos y paleomagnéticos indican que durante el Paleogeno (65 - 23 Ma), la evolución geológica es caracterizada por un acortamiento total poco importante y con rotaciones tectónicas significativas pero difíciles de evaluar [*Arriagada et al.*, 2000, *Roperch et al.*, 2000, 2006].

En cambio, durante el Mioceno (23 - 5,6 Ma), no se registran rotaciones tectónicas y el leve acortamiento tectónico se debe principalmente a dos sistemas estructurales compresivos de dirección NW-SE, uno con vergencia Oeste y el otro con vergencia Este, situados a lo largo de la transición entre el ante-arco y el arco (desde 18°S hasta 24°S [*Muñoz and Charrier*, 1996, *Riquelme*, 1998, *García*, 2001, *Charrier et al.*, 2002, *Pinto et al.*, 2004, *Victor et al.*, 2004, *Charrier et al.*, 2005, *Farías et al.*, 2005]) que constituyen el rasgo estructural principal del borde Oeste del Altiplano del Norte de Chile.

Este trabajo de tesis estudia, por lo tanto, cuál es la naturaleza y la cinemática de la deformación actual y reciente del ante-arco y del arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales. Determina las variaciones de la deformación a lo largo del Oroclino para entender los procesos fundamentales que explican estos estilos distintos de deformación.
Se ha elegido trabajar a la escala instantánea actual (la del sismo) y a una escala geológica de tiempo corto, Plioceno a Actual (5 - 0 Ma) (figura 1.4).

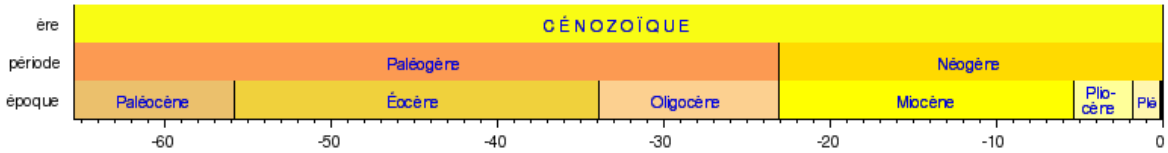


Figura 1.4: *Escala geológica del Cenozoico.*

¿ Cómo analizar en términos científicos la temática enunciada ? En este trabajo, se estudia la deformación (cinemática) y el estado de esfuerzos (dinámica) actuales del ante-arco y arco del Codo de Arica mediante el análisis de las estructuras tectónicas. Las fallas activas generan, en la mayoría de los casos, terremotos en su parte frágil, por lo tanto, se ha estudiado la sismicidad intracontinental. Participan también a la morfología del paisaje ya que son zonas de intensa deformación, independiente si son asociadas a ruptura o a cizalle dúctil, por lo tanto se ha estudiado la disposición y efectos topográficos de estas estructuras a través de imágenes satelitales y directamente en terreno. Su expresión en superficie se ha analizado a través de marcadores geomorfológicos y su cinemática se ha inferido cuando los datos lo permitieron. La actividad de las fallas genera un campo de deformación alrededor del foco activo, que puede ser identificado por interferometría de radar; en algunos casos se han usado interferogramas.

Primero se caracterizó la deformación actual del ante-arco y del arco del Codo de Arica (problemática cinemática - sismotectónica) a partir de datos sismológicos y estructurales.
Luego, se determinó a qué régimen de esfuerzos tectónicos correspondía esta deformación (problemática dinámica). Y a partir de estos resultados, se interpretó la presencia y la actividad de las fallas en términos reológicos, modelando el ante-arco de modo de entender los procesos dinámicos que producen la deformación observada.

Con el fín de determinar el comportamiento tectónico actual del ante-arco y del arco del Codo

de Arica, se ha definido un objetivo principal:

- Entender mejor el significado de las variaciones en la naturaleza y en la cinemática de la deformación actual y reciente del ante-arco y del arco del Oroclino de los Andes Centrales, lo que se ha realizado a partir de la combinación de datos sismológicos y de un mapeo estructural a escala regional y local.

Para alcanzar este objetivos, se utilizaron tres métodos:

- Localizar y caracterizar la deformación actual del ante-arco y del arco mediante datos de sismicidad intracontinental y datos estructurales
- Caracterizar los esfuerzos involucrados en el ante-arco y en el arco
- Integrar estos resultados realizando modelamiento numérico o confrontando estos resultados con estudios anteriores

Para estos métodos, se utilizaron las observaciones y herramientas siguientes:

- Datos sismológicos telesísmicos y locales de corto-periodo, para identificar las zonas sísmicamente activas y mediante su deformación instantánea, determinar qué tipo de movimiento tectónico las caracteriza.
- Datos de terreno y de percepción remota (datos satelitales) para localizar las estructuras tectónicas recientes y analizar su cinemática con los marcadores geomorfológicos apreciables en la topografía actual para caracterizar la deformación geológica a corto plazo (Holoceno - Pleistoceno - Plioceno: 0 - 1,6 - 5 Ma). Se identificó la naturaleza, la geometría y la cinemática de las estructuras a partir de los marcadores geomorfológicos y a partir de los espejos de fallas cuando éstos se observaron en depósitos recientes y actuales.
- Modelamiento numérico para comprender mejor los procesos involucrados.

Por lo tanto, esta tesis se ha dividido en cinco partes que tratan de:

1. Antecedentes acerca de la deformación de los Andes Centrales y Exposición del problema.
2. Sismicidad intracontinental del ante-arco y arco del Oroclino de los Andes Centrales.
3. Geometría y Cinemática de las fallas activas y recientes del ante-arco del Oroclino de los Andes Centrales

4. Geometría y Cinemática de las fallas activas y recientes del arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales

5. Discusiones y Conclusiones Generales

Capítulo 2

Marco Geodinámico del Codo de Arica

2.1. Marco geográfico de la zona

La figura 2.1 corresponde al mapa referencial de la zona de estudio: la región del Codo de Arica, donde se presentan los principales lugares y rasgos hidrográficos que se utilizan durante el desarrollo de esta tesis, este mapa presenta los nombres de ciudades, volcanes y ríos. Las unidades morfoestructurales han sido presentadas en el capítulo anterior.

2.2. Marco tectónico y geofísico de los Andes Centrales

A continuación se presentan los últimos resultados geológicos y geofísicos de los Andes Centrales que existen hasta el momento, de manera de incluir los resultados de la tesis en un marco geodinámico más amplio: la orogénesis de los Andes Centrales.

A pesar de su continuidad sobre más de 7.000 km de largo en el borde Oeste de la placa Sudamericana y de haberse originado únicamente por la convergencia de la placa Nazca con la Sudamericana, existen importantes diferencias en estructura y evolución a lo largo de la Cordillera de los Andes.

Puesto que existen múltiples variaciones en cuanto a topografía, tectónica, volcanismo y depósitos minerales, se definió [*Gansser*, 1973, *Jordan et al.*, 1983a] el concepto de segmentación Andina que dividen los Andes en 3 segmentos mayores : los Andes Septentrionales entre 12°N y 5°S, los Andes Centrales entre 5°S y 46°S y los Andes Australes entre 46°S y 53°S; los Andes Septentrionales y Australes tienen menos de 150 km de ancho y menos de 2.500 m de altura, mientras que los Andes Centrales alcanzan un ancho promedio de 800 km y alturas cercanas a los 7.000 m y están caracterizados por la presencia de la segunda meseta más alta del mundo

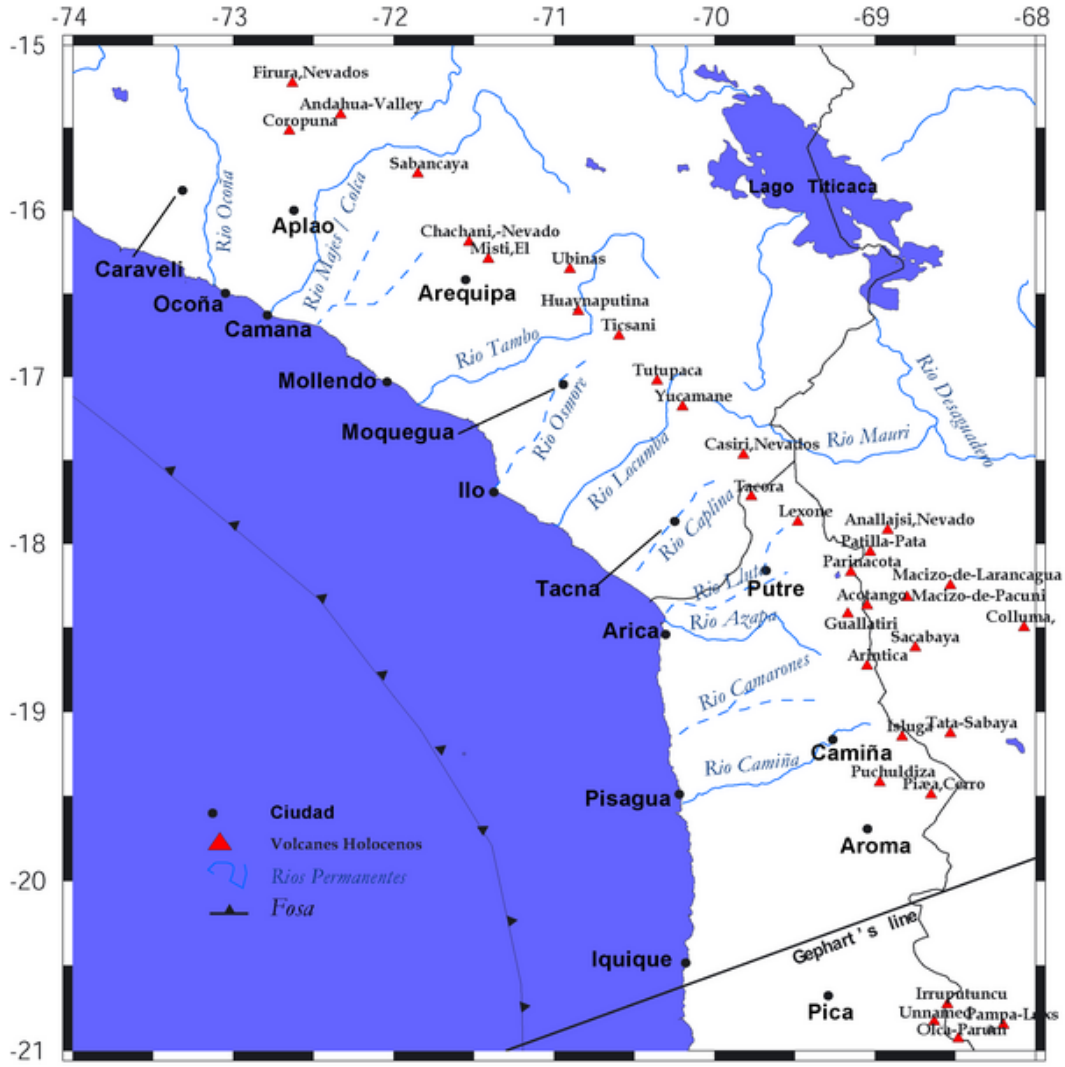


Figura 2.1: *Principales nombres de ciudades, volcanes y ríos del Codo de Arica, utilizados a lo largo de la tesis.*

(3.700 m s.n.m en promedio): la zona Altiplano - Puna.

Thorpe et al. [1981] definieron otra segmentación Andina basada en la actividad volcánica, que los divide en 3 zonas: la zona volcánica del Norte (NVZ) entre 5°N y 2°S, la zona volcánica central (CVZ) entre 15°S y 28°S y la zona volcánica del Sur (SVZ) de 35°S a 46°S.

Tassara [2005], basándose en el espesor elástico de la placa continental, propone otra separación, de cuatro segmentos: Andes del Norte entre 10°N y 3°S, Andes Centrales entre 3°S y 33,5°S, Andes del Sur entre 33,5°S y 46,5°S y Andes Australes entre 46,5°S y 56°S.

En esta tesis, la zona de estudio pertenece al segmento central de los Andes Centrales (15°S - 28°S) que se sobrepone a la zona volcánica central (CVZ) (figura 1.1); el término Andes Centrales se aplicará a este segmento.

A continuación, se presentan las características geológicas mayores de este segmento Andino y los factores causantes de estas características.

2.2.1. El alzamiento de los Andes Centrales

La observación más impresionante de los Andes Centrales es su relieve tan alto y tan ancho. ¿ Cuándo y cómo se alzaron estas rocas Andinas ? son las preguntas que se trataron de resolver.

El segmento central de los Andes Centrales es el más alto y más ancho de la Cordillera por la presencia de la zona Altiplano - Puna. Al contrario del Tibet que resulta de la colisión de dos masas continentales desde hace 50 Ma [*Tapponnier and Molnar*, 1976], la zona Altiplano - Puna fue formada por la convergencia entre la placa oceánica Nazca y la placa continental Sudamericana en un tiempo más corto : 25 Ma, con una aceleración a partir de los 10 Ma [*Allmendinger and Gubbels*, 1996, *Gregory-Wodzicki*, 2000].

Con respecto a la cronología del alzamiento Andino, se evidenció un rifting Cretácico Inferior en los Andes Centrales y una altura al nivel del mar para la zona de estudio desde el fin del Cretácico hasta principios del Paleoceno [*Sempere et al.*, 1990], lo que muestra que el alzamiento Andino es Cenozoico (65 - 0 Ma). Pero no existe consenso acerca del inicio de la surrección de los Andes Centrales, algunos proponen el Paleoceno (65 Ma), otros el Eoceno (56 Ma) y algunos incluso el Oligoceno (30 Ma) y en cuanto a la fase principal del alzamiento, muchos autores proponen que es principalmente Neógeno (23 - 0 Ma) y hasta Mioceno medio a superior (post 10 Ma), que la topografía de la alta Cordillera habría sido formada entre 26 y 6 Ma y la del Altiplano entre 10 y 7 Ma.

2.2.2. El engrosamiento cortical

La presencia de un relieve tal como los Andes Centrales se explica por el gran espesor cortical que es el rasgo más característico del Altiplano-Puna. El gran espesor cortical de los Andes comenzó a ser evidenciada por *James* [1971], luego muchos otros estudios más recientes como por ejemplo *Wigger et al.* [1994], *Beck et al.* [1996], *Zandt et al.* [1996], *Dorbath and Masson* [2000] y *Yuan et al.* [2002] definieron con precisión el espesor cortical debajo del Altiplano, de la Cordillera Oriental y del Subandino, el cual varía entre 40 y 80 km de espesor o sea 2,5 veces más que una corteza normal.

El espesor cortical debajo del Altiplano alcanza 75 km y disminuye a 50 km al Sur y al Norte del Altiplano. Estudios más precisos *Swenson et al.* [2000], *Beck and Zandt* [2002] y *Yuan et al.* [2002] pudieron entregar la profundidad promedio del Moho debajo de la Cordillera Occidental : 80 km, debajo del Altiplano : 75 km y debajo del ante-país : 45 km (figura 2.2).

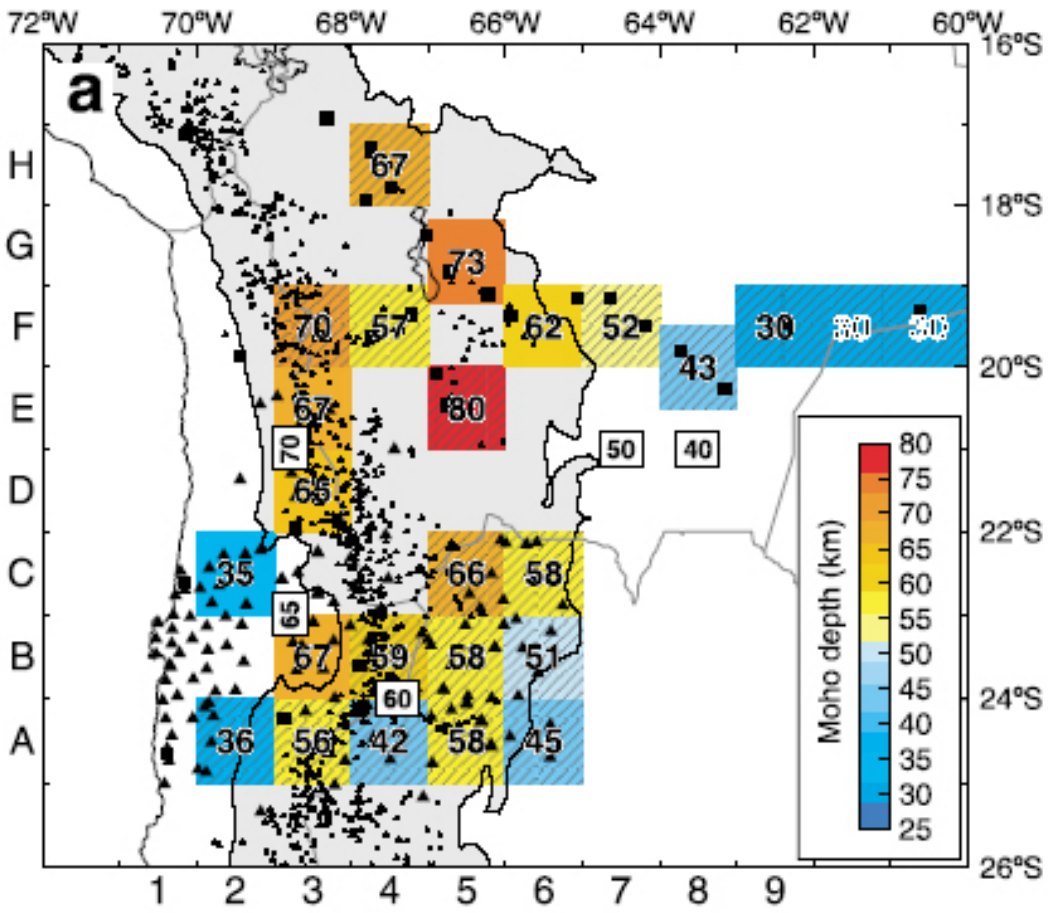


Figura 2.2: *Mapa de la profundidad del Moho en los Andes Centrales estimada a partir de la conversión de las ondas P a S en el Moho y sus múltiples [Yuan et al., 2002].*

2.2.2.1. Mecanismos que contribuyen al engrosamiento cortical

Se han propuesto distintos mecanismos para explicar el engrosamiento cortical: magmatismo, acortamiento tectónico, acarreo del material de subducción, flujo dúctil, etcétera, que difieren fuertemente según la época geológica y la unidad morfoestructural considerada: Oeste del Altiplano (ante-arco, Cordillera Occidental), Altiplano y Este del Altiplano (Cordillera Oriental, zona subandina) (figura 1.2).

No obstante, la comunidad científica admite que el acortamiento tectónico cortical al Este del Altiplano, datado como Neógeno, constituye el mecanismo principal del engrosamiento cortical debajo de los Andes: Altiplano, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas [*Allmendinger et al.*, 1983, *Roeder*, 1988, *Isacks*, 1988, *Sheffels*, 1990, *Sempere et al.*, 1990, *Baby et al.*, 1992, *Gubbels et al.*, 1993, *Kley and Monaldi*, 1998, *Lamb and Hoke*, 1997].

2.2.2.2. La deformación compresiva al Este del Altiplano

Este segmento Andino se caracteriza por su intensa deformación cortical en el antepaís boliviano (zona subandina) [*Roeder*, 1988, *Baby et al.*, 1997, *Kley and Monaldi*, 1998, *McQuarrie and DeCelles*, 2001] y en la Cordillera Oriental. De todos los Andes, el tras-arco ha sufrido el mayor acortamiento tectónico [*Kley and Monaldi*, 1998, *Kley et al.*, 1999] (figura 2.3), que alcanza en total entre 210 y 370 km [*Gubbels et al.*, 1993, *Schmitz et al.*, 1997], con cerca de 200 km en el Subandino [*Baby et al.*, 1997, *McQuarrie*, 2002] asociado a una tectónica de piel delgada, es decir, la deformación de la cobertura superficial [*Allmendinger et al.*, 1983], entre 30 y 70 km en la Cordillera Oriental [*Sheffels*, 1990, *McQuarrie and DeCelles*, 2001] y 50 km o menos en el Altiplano [*Baby et al.*, 1990].

El tras-arco presenta un acortamiento mucho menor, más al Sur, en la zona de la Puna y de las Sierras Pampeanas, como en la zona de más al Norte, alcanzando 100 km aproximadamente en total [*Coutand et al.*, 2001, *Assumpcao*, 1992, *James and Snoke*, 1994]. En estos segmentos, la tectónica de tras-arco, contrariamente a la zona Subandina del segmento central, se enraíza en el basamento (tectónica de piel gruesa) [*Allmendinger et al.*, 1983, *Jordan et al.*, 1983b, *Allmendinger and Gubbels*, 1996].

El gran acortamiento tectónico resultante de la compleja e intensa deformación asociada a los sistemas de fallas reconocidos en la vertiente oriental de la Cordillera, comparado con el reducido acortamiento determinado al Oeste del Altiplano, en la Cordillera Occidental y en la Precordillera [*García*, 2001, *García and Hérail*, 2005], ha motivado la realización de abundantes estudios estructurales [*Baby et al.*, 1990, *Sempere et al.*, 1990, *Baby et al.*, 1992, *Herail et al.*, 1996, *Baby et al.*, 1997, *McQuarrie and DeCelles*, 2001, *McQuarrie*, 2002, *McQuarrie et al.*, 2005] y sismológicos [*Chinn and Isacks*, 1983, *Suarez et al.*, 1983, *Dorbath et al.*, 1990a, 1991].

Por lo tanto, las secciones geológicas equilibradas realizadas a través del orógeno, así como los modelos de interpretación [*Isacks*, 1988, *Lamb and Hoke*, 1997], consideran solamente el acortamiento tectónico de la zona oriental del Altiplano. El acortamiento tectónico total de los Andes Centrales está por lo tanto atribuido al acortamiento tectónico horizontal [*Isacks*, 1988, *Wigger et al.*, 1994, *Allmendinger et al.*, 1997, *Lamb and Hoke*, 1997] generado durante el Neógeno (23 - 0 Ma) por las fajas plegadas y corridas (pliegues y cabalgamientos en duplexes) de la parte oriental del orógeno Andino [*McQuarrie and DeCelles*, 2001, *McQuarrie*, 2002, *Oncken et al.*, 2006] (Cordillera Oriental y Sierras Subandinas).

2.2.2.3. Factores dinámicos que controlan la formación del relieve

Yáñez and Cembrano [2004] proponen que el acoplamiento interplaca modulado por la edad

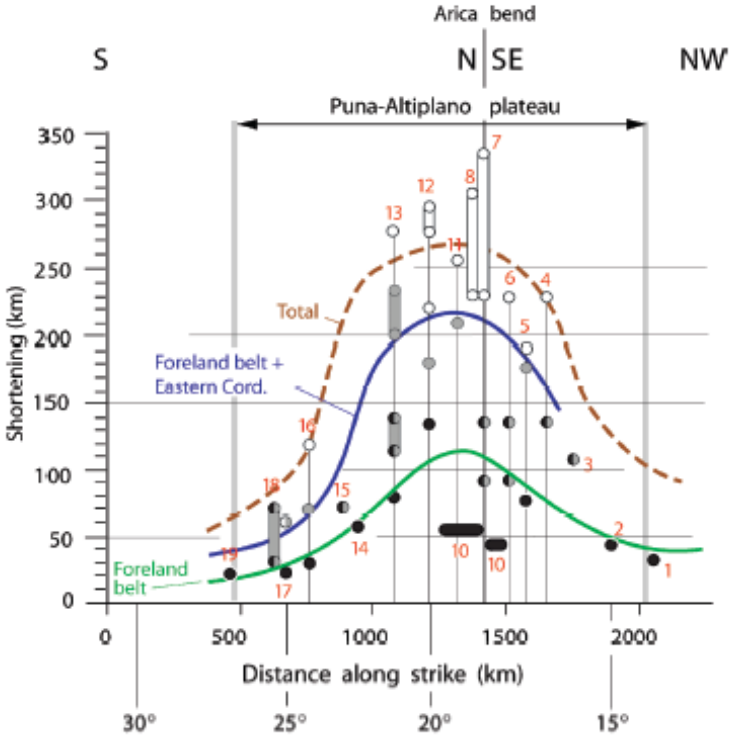


Figura 2.3: *Magnitudes del acortamiento tectónico a lo largo de los Andes Centrales - Compilación de Oncken et al. [2006]. Las líneas verticales indican transectas donde el acortamiento total ha sido realizado o compilado. Los números son las referencias bibliográficas utilizadas por Oncken et al. [2006]. Las curvas son las estimaciones promedio para las magnitudes y variaciones del acortamiento en el antepaís, la Cordillera Oriental y en el orógeno entero.*

de la placa en subducción y por la deriva absoluta hacia el Oeste de placa Sudamericana es el factor principal que controla la topografía y el acortamiento Andino.
Sobolev and Babeyko [2005] muestran que el factor dinámico mayor controlando la orogénesis Andina es la aceleración poniente de la deriva de la placa Sudamericana junto con una fricción interplaca alta (0,05°- 2,8°) y una corteza pre-engrosada (figura 2.4), pero hay otros procesos que juegan también un rol importante en el debilitamiento mecánico interno de la placa Sudamericana durante el acortamiento tectónico, como la delaminación litosférica gatillada por la transformación gabbro-eclogita en la corteza inferior continental engrosada.

La combinación adecuada temporal y espacial de los parámetros más importantes es la que genera orógenos espectaculares como los Andes Centrales, pero si estos parámetros no están combinados, el orógeno no alcanza tal desarrollo, es el caso de la zona del Sur de los Andes [*Sobolev and Babeyko*, 2005]. En la figura 2.4, 60 % de la deriva del margen Sudamericano está acomodado por el rollback de la fosa y 40 % por el acortamiento tectónico del margen. Se nota el engrosamiento intensivo en la corteza superior (amarillo y naranjo), la pérdida de corteza máfica (verde) y el adelgazamiento del manto litosférico (verde claro) durante el acortamiento

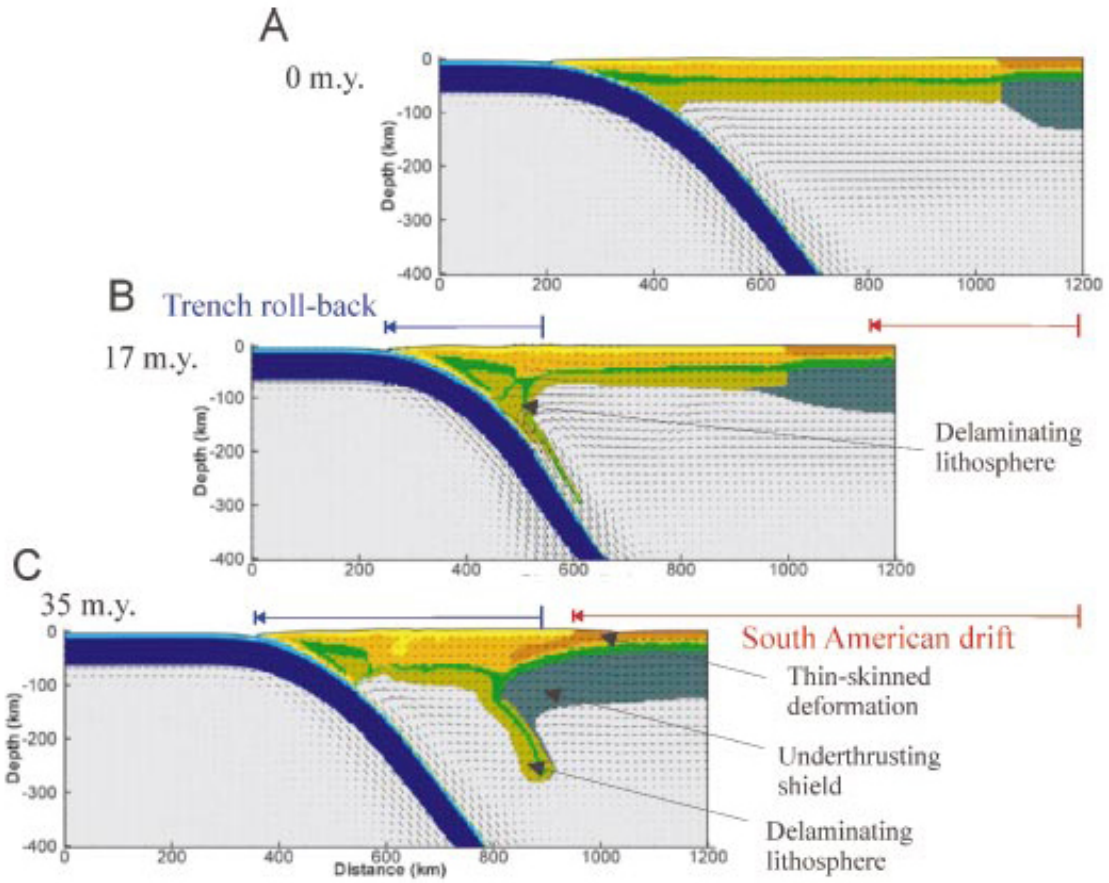


Figura 2.4: *Evolución temporal de la deformación de la placa superior en los Andes Centrales [Sobolev and Babeyko, 2005]. La posición de los perfiles a lo largo del eje horizontal es la posición verdadera en el referencial de los puntos calientes.*

tectónico.

2.2.3. La composición de la corteza de los Andes Centrales

La composición de esta corteza tan engrosada ha sido determinada como félsica intermedia [*Beck and Zandt*, 2002]y específicamente, *Tassara* [2005] caracteriza la corteza debajo del Altiplano como espesa, débil, rica en cuarzo, con una baja tasa de deformación versus flujo de calor.

Asimismo, la presencia de un flujo de calor muy alto en la superficie del Altiplano [*Springer and Förster*, 1998] y un factor de atenuación muy grande en profundidad [*Schurr et al.*, 2003] indican también una corteza félsica.

Además del engrosamiento cortical, *Beck and Zandt* [2002], *Yuan et al.* [2002] descubrieron que existe una discontinuidad en la corteza (figura 2.5), que corresponde a una capa de baja

velocidad sísmica de las ondas P y S (ALVZ: Altiplano Low Velocity Zone) entre 15 y 20 km de profundidad, que actúa mecánicamente como una zona de desacoplamiento entre una corteza superior frágil y una corteza inferior dúctil. Esta zona se caracterizaría por altas temperaturas y se explicaría por la acumulación de cuerpos magmáticos [*Babeyko et al.*, 2002] capaces de generar la gran cantidad de volcanismo eruptivo o ignimbritas que se encuentran en la zona [*Baker*, 1981, *Lahsen*, 1982, *de Silva*, 1989, *Chmielowsky et al.*, 1999]. La ALVZ es una factor importante que explica la topografía del Altiplano, como lo han modelado *Medvedev et al.* [2006].

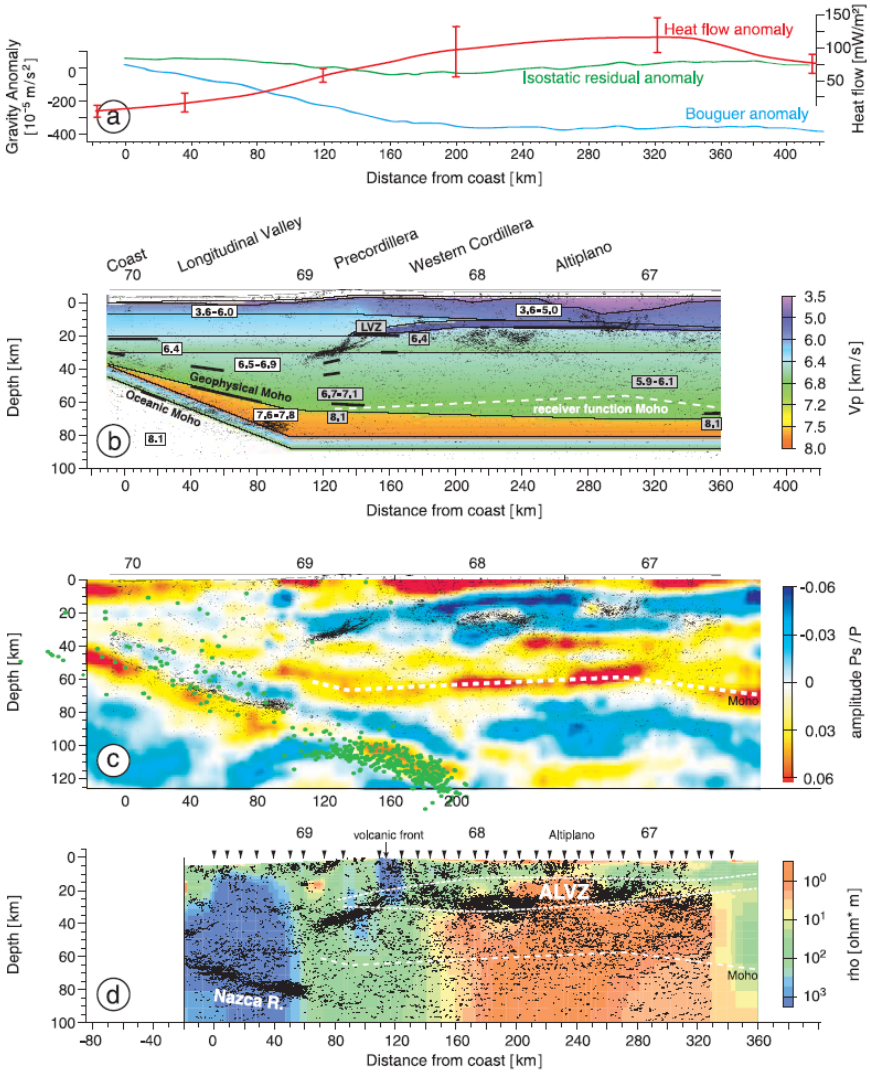


Figura 2.5: *Correlación de resultados de sísmica reflección con otros datos geofísicos [ANCORP, 2003]. (a) Datos de gravedad y flujo de calor a lo largo de la sección ANCORP. (b) Resultados de los datos de sísmica refracción. (c) Datos de funciones de recepción. Los puntos son los eventos sísmicos. (d) Modelo de resistividad eléctrica.*

2.2.4. El Oroclino Boliviano y las rotaciones tectónicas

En el segmento central de los Andes Centrales, el orógeno Andino se curva fuertemente pasando de una orientación N-S al Sur de 18°S a NW-SE al Norte de este límite, tal curvatura se llama Oroclino Boliviano [*Carey*, 1958, *Beck*, 1988, *Roperch and Carlier*, 1992, *Gephart*, 1994, *Randall et al.*, 1996, *Allmendinger et al.*, 1997, *Roperch et al.*, 2000] y corresponde a la deflección de los rasgos estructurales y morfológicos de los Andes.

En la faja plegada del Subandino, los datos paleomagnéticos en rocas Paleozoicas y Oligo-Miocenas muestran que las rotaciones tectónicas son anti-horarias (10°- 15°) en el Mioceno Superior - Plioceno [*Roperch et al.*, 2000].

En el Altiplano y Cordillera Oriental, los datos paleomagnéticos en rocas Neógenas (30 - 10 Ma) muestran que las rotaciones tectónicas son anti-horarias (5°- 30°) al Sur del plano de Gephart y horarias al Norte de éste (5°- 15°) [*Butler et al.*, 1995, *Coutand et al.*, 1999, *Roperch et al.*, 2000].

En el antearco del Sur del Perú, los datos paleomagnéticos en rocas volcánicas, intrusivas y sedimentarias Mesozoicas y Paleocenas (Eocenas - Oligocenas) muestran que las rotaciones tectónicas son anti-horarias en el Oligoceno Superior (30 - 25 Ma) y son mayores (25°- 30°) a cualquier otra [*Roperch et al.*, 2000, 2006].

En el antearco del Norte de Chile, los datos paleomagnéticos en rocas Cretácicas Superior y Paleogenas entre Antofagasta y Copiapó muestran que las rotaciones tectónicas son horarias (10°- 65°) en el Eoceno - Oligoceno, desde la Cordillera de la Costa hasta la Precordillera [*Arriagada et al.*, 2000, 2003]. En el ante-arco del Codo de Arica, los datos paleomagnéticos en rocas Neógenas muestran que no se observó ninguna rotación tectónica en el Neógeno [*Roperch et al.*, 2006] (figura 2.6).

Si bien en el Sur del Perú las rotaciones se atribuyen a una rotación global del margen con una rotación principal entre 30 y 25 Ma, en el Norte de Chile se registra un ajuste complejo de rotaciones sobre pequeños bloques en el Eoceno - Oligoceno. No se encontró ninguna rotación en el Mioceno en el ante-arco del Codo de Arica, de lo que se deduce que la curvatura oroclina es pre-Miocena.

Carey [1958] e *Isacks* [1988] propusieron unos modelos tectónicos que fueron en parte confirmados y mejorados a partir de numerosos estudios paleomagnéticos.

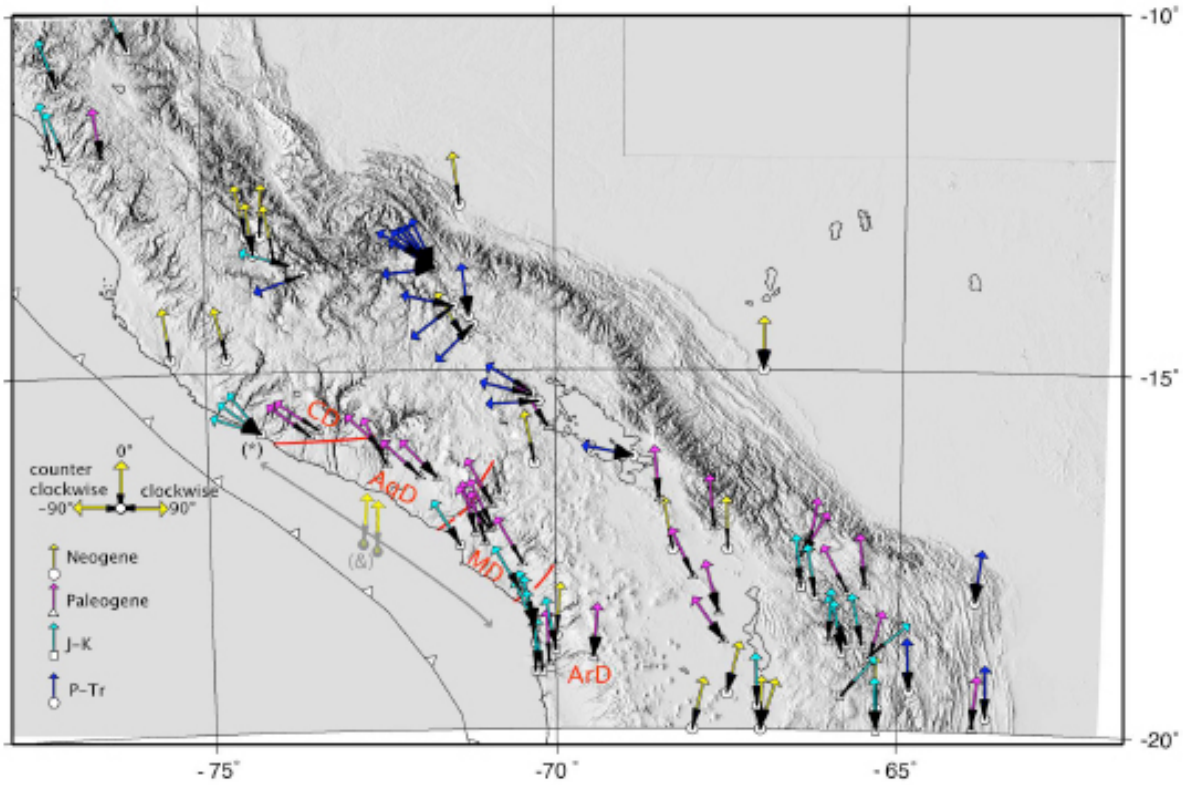


Figura 2.6: *Compilación de las rotaciones tectónicas dentro de los Andes Centrales [Roperch et al., 2006]. El color de las flechas corresponde a la edad de las rocas en las cuales se observaron las rotaciones tectónicas; J-K Jurásico-Cretácico, P-Tr Permio-Trias. La orientación de las flechas corresponde al ángulo o magnitud de la rotación tectónica.*

2.3. Marco geológico y estructural del borde Oeste del Altiplano

Si bien quedan dudas con respecto a los mecanismos y la cronología de la construcción de los Andes Centrales, la parte occidental parece diferir fuertemente del resto y su contribución en el alzamiento Andino es un tema de investigación relativamente reciente, de los últimos 15 años.

La zona occidental de los Andes presenta un fuerte cambio en su topografía, que varía entre -7.000 m en la fosa y 6.000 m en la Cordillera Occidental en menos de 300 km de distancia horizontal [*Worner et al.*, 2000b], topografía que ha sido interpretada como una flexura monoclinal de la corteza superior del ante-arco [*Isacks*, 1988], debida a un basculamiento al Oeste [*Naranjo and Paskoff*, 1985] de aproximadamente 3°de todo el ante-arco [*Lamb and Hoke*, 1997], lo que participa con un solo 10 % a la deformación total del orógeno.

No obstante, *Kley and Monaldi* [1998], mostraron que en la región del Codo de Arica, entre 17°S y 19°S, sólo 80 % de la deformación ocurre en el tras-arco por acortamiento tectónico y que, más al Sur y más al Norte del Codo, la deformación del tras-arco no explica ni siquiera el

50 % de la deformación observada.

Es necesario, por lo tanto considerar más detalladamente la participación de la zona de ante-arco en la deformación de los Andes Centrales y su contribución en el alzamiento del borde occidental del Altiplano (figura 2.7). El Oeste del Altiplano presenta también una corteza anormalmente espesa, el acortamiento tectónico es mínimo [*Rochat et al.*, 2000, *García*, 2001] y no puede ser el mecanismo responsable del engrosamiento debajo del ante-arco y del arco.

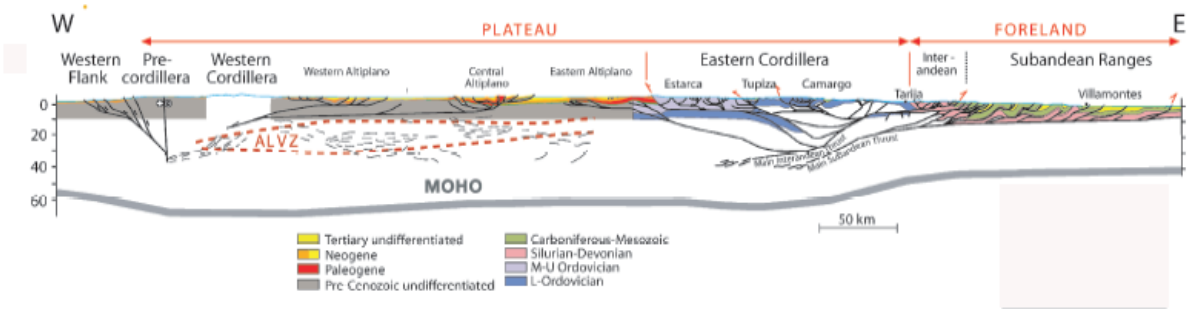


Figura 2.7: *Sección geológica equilibrada a 21°S [Oncken et al., 2006].*

2.3.1. El arco volcánico o la Cordillera Occidental

2.3.1.1. Magmatismo en el arco volcánico

El arco de los Andes Centrales está constituido por estrato-volcanes caracterizados por su alto nivel explosivo desde el Mioceno Inferior hasta el periodo actual. Los productos efusivos vertidos hacia el piedemonte Andino occidental han sido particularmente extensos, potentes flujos piroclásticos (ignimbritas) de fuentes no localizadas y de composición riodacítica se produjeron antes, y durante flujos lávicos de grandes volcanes compuestos y de naturaleza andesítica [*Baker*, 1981]. Se distinguen los dos periodos siguientes:

> En el Mioceno Inferior, entre 24 y 15 Ma específicamente, se generaron complejos ignimbríticos de gran volumen, como la llamada Zona Volcánica Altiplano - Puna (APVZ por sus iniciales en inglés) que cubre las formaciones más antiguas del ante-arco, del arco y de la zona Altiplano - Puna de la región del Salar de Atacama [*Baker*, 1981, *Lahsen*, 1982, *de Silva*, 1989]. Este gran volumen ha sido modelado recientemente por *Babeyko et al.* [2002] quien concluyó que se debería a celdas de convección dentro de la Zona de Baja Velocidad del Altiplano (ALVZ).
>
> En el Mioceno Superior hasta el periodo actual, se generaron domos con ignimbritas menores. *Schroder and Worner* [1996], *Worner et al.* [2000a] hicieron una compilación de todas las edades radiométricas de las rocas volcánicas e intrusivas de la región como

se muestra en la figura 2.8, donde se observa un desplazamiento episódico hacia el Este del arco magmático desde el Jurásico y el ensanchamiento del arco magmático después de 30 Ma.

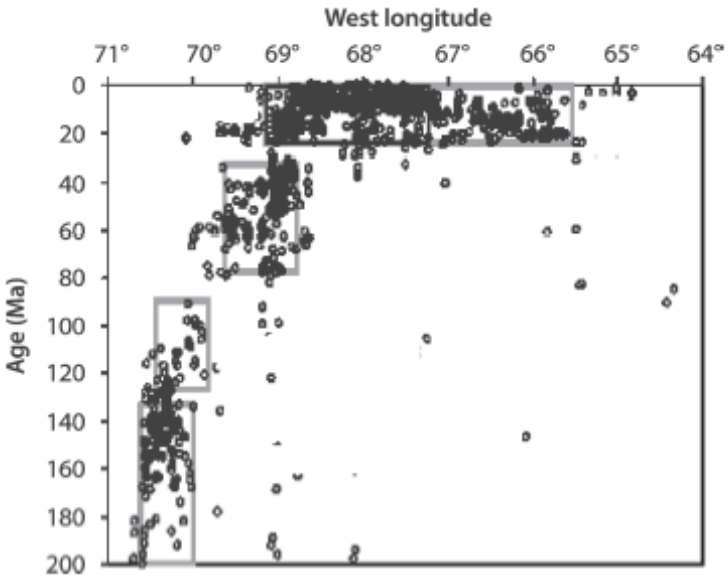


Figura 2.8: *Relación entre edad y longitud para el magmatismo Mesozoico y Cenozoico en los Andes Centrales [Haschke et al., 2002].*

En los Andes Centrales (15°S - 27°S), hay volcanismo activo a lo largo de toda la cadena, salvo en la zona de Pica entre los volcanes Isluga y Irutupuncu (19,5°S y 21°S) [*Worner et al.*, 2000a], al frente de la dorsal de Perdida [*Gephart*, 1994]. En ambos extremos del segmento central de los Andes Centrales, el volcanismo activo desaparece.

A partir de las razones isotópicas de Plomo (Pb), Estroncio (Sr) y Neodimio (Nd), *Worner et al.* [2005] separan 5 dominios a lo largo de los Andes Centrales. El dominio 3 corresponde al Codo de Arica, incluye el extremo Sur del Perú, la región de Arequipa y de Moquegua e incluye una parte del extremo Norte de Chile hasta 21°S. El dominio 4 corresponde al Norte de Chile y el dominio 5 al centro del Perú. En el dominio 3, las rocas de todas las edades muestran una misma razón de 207Pb/204Pb sobre 206Pb/204Pb, lo que muestra que el basamento es Proterozoico y máfico. Al Norte y al Sur del dominio 3 el basamento es Paleozoico más félsico. A partir de los elementos-trazas incompatibles Sr/Y - Sm/Yb - Zr/Nb, se aprecia que la asimilación de la corteza en los magmas es más profunda en el dominio 3 y más superficial en los dominios 4 y 5.

2.3.2. El ante-arco exterior del Norte de Chile

El ante-arco está constituido de dos partes: la parte exterior situada debajo del mar y la parte interior, afuera del mar. En la tesis, el ante-arco estudiado es la parte interior, pero se presentan algunas características de la parte exterior para entender mejor los procesos de deformación del ante-arco.
El ante-arco exterior es la continuación sumergida de la unidad estudiada en esta tesis, y puesto que está bajo el mar, es indispensable contar con datos de batimetría y de sísmica-reflexión para estudiar su morfología, estructuras y comportamiento.

2.3.2.1. Estructuras tectónicas

El ante-arco exterior, cerca de Antofagasta, se caracteriza por una tectónica extensional: un sistema tipo dominó de fallas normales manteando hacia el Este constituye la pendiente superior y un sistema de fallas normales manteando hacia el Oeste constituye la pendiente mediana. Estas estructuras sugieren que el ante-arco exterior no traduce el gran esfuerzo compresional del contacto interplaca en acortamiento superficial [*von Huene and Pecher*, 1999, *von Huene and Ranero*, 2003].

2.3.2.2. Erosión del margen en contexto de subducción

La erosión tectónica es un mecanismo importante de la interacción entre una placa oceánica y una placa continental que explica gran parte de la dinámica de la zona costera [*ANCORP*, 2003, *von Huene and Ranero*, 2003, *Hampel et al.*, 2004] (figura 2.9). La erosión de subducción es un tipo de erosión tectónica que explica por qué algún material de la placa superior carece en márgenes convergentes. Este tipo de erosión puede ser frontal, cuando trunca la parte frontal de la placa superior, o basal cuando erosiona la base de la placa superior por el roce de la placa que subduce.

En el ante-arco, se ha identificado dos mecanismos de erosión basal por sísmica-reflexión [*Ranero and von Huene*, 2000] : uno por subducción de monte submarino, y otro por supresión de rocas por una placa superior distendida.

Mar adentro, al Oeste de Antofagasta (24°S), *von Huene and Pecher* [1999] evidencian en la parte superior del talud, un sistema de fallas normales, paralelas a la costa, y en la parte inferior logran ver los productos de erosión de este talud (bloques corticales disociados y depósitos no consolidados). Además, debido a la ausencia de sedimentos en la fosa y de prismas de acreción, y a la presencia de horsts y grabenes en el piso oceánico, interpretan que los productos de la erosión, entrampados en los grabenes, son acarreados hasta la zona sismogénica donde la

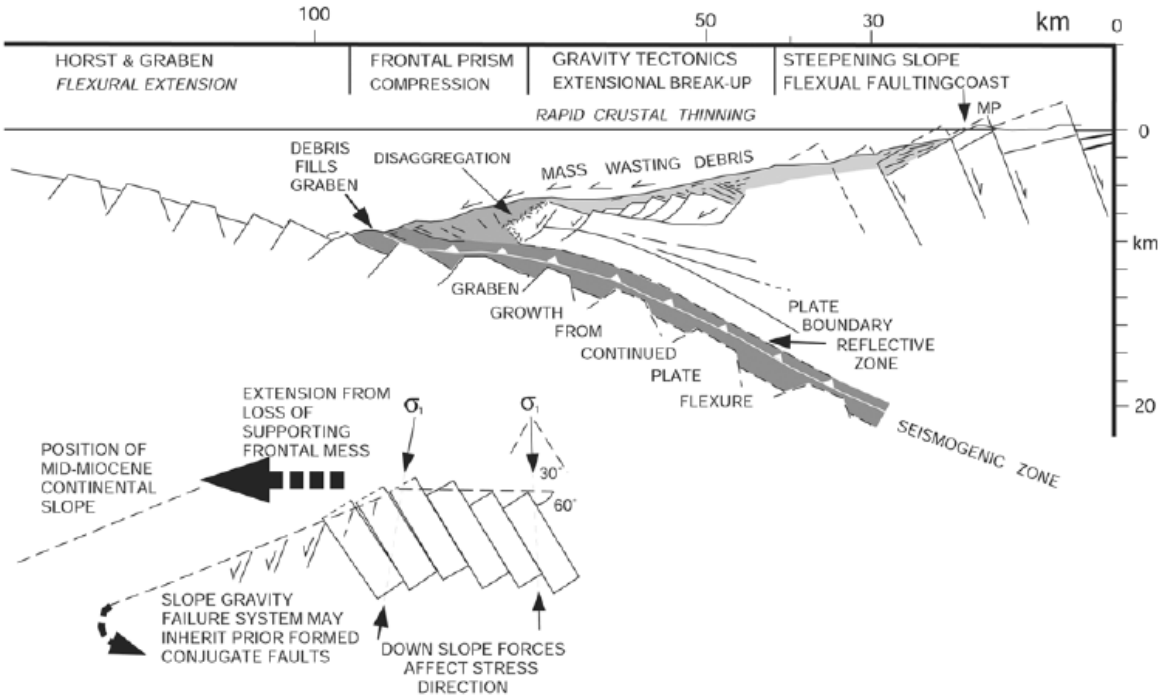


Figura 2.9: *Modelo tectónico para explicar la erosión por subducción Cuaternaria al frente de Antofagasta [von Huene and Ranero, 2003].*

acumulación de estos aportes contribuye al alzamiento de la zona y a su extensión en superficie (figura 2.9).

2.3.3. El ante-arco interior del Codo de Arica

El ante-arco interior se divide en tres unidades fisiográficas : la Cordillera Occidental (4.200 m) donde se encuentran los volcanes, la Depresión Central (1.200 m) y la Cordillera de la Costa (menos de 2.000 m), limitada por un acantilado costero que puede alcanzar 1.000 m de altura (figura 2.10). El ante-arco por su morfología simple y homogénea a lo largo del margen Sudamericano parece haber basculado durante el alzamiento del Altiplano, acomodando la surrección Andina [*Lamb and Hoke*, 1997].

2.3.3.1. Estructuras tectónicas de la Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa, de altura menor a 2.000 m y caracterizada por un alto farellón costero [*Paskoff*, 1977], se interrumpe justo en la zona del Codo de Arica en la región de estudio entre 18°S (desembocadura del río Sama, Sur del Perú) y 18°45'S (desembocadura del río Azapa, Norte de Chile).

Está compuesta principalmente de rocas Jurásicas con un cubierta discontínua de sedimentos del

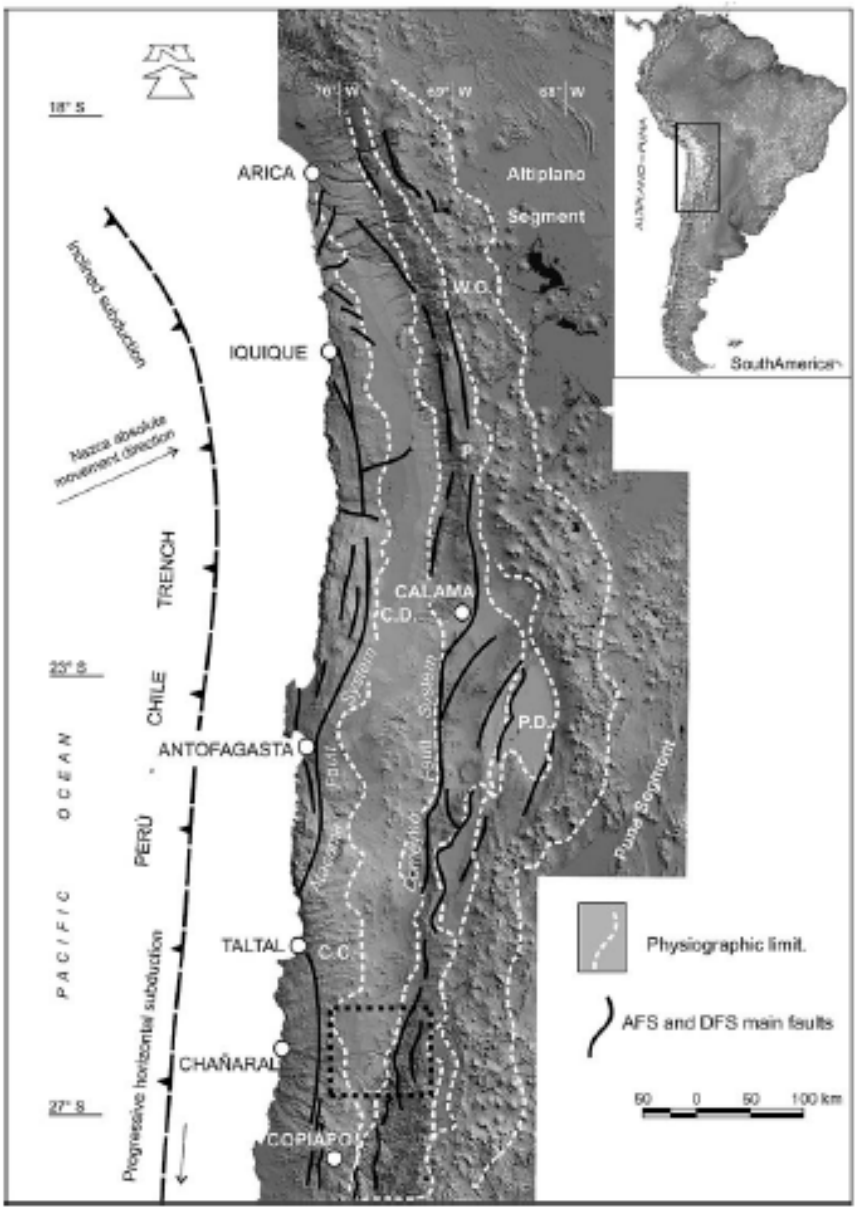


Figura 2.10: *Unidades fisiográficas y estructuras principales del ante-arco de la región Altiplano - Puna [Riquelme et al., 2007].*

Neógeno Superior. Las estructuras de la Cordillera de la Costa del margen del Sur del Perú son perpendiculares al margen mientras que a lo largo del Norte de Chile las estructuras son oblicuas (NNE-SSW) al margen, luego al Sur de 19,3°S, las estructuras se vuelven perpendiculares al margen.

En la región de Iquique, entre 19°S y 21,6°S, numerosos escarpes E-W han sido reportados y asociados a fallas inversas manteando hacia el Sur, que son probablemente del Mioceno Superior - Plioceno y que ilustran un acortamiento Norte-Sur que ha sido relacionado con la presencia de la curvatura oroclinal del Codo de Arica [*González et al.*, 2003, *Allmendinger et al.*, 2005a].

En la región de Antofagasta entre 20°S y 24°S, *González et al.* [2003] evidenciaron una extensión E-W gracias a la ocurrencia de fallas normales manteando hacia el Este a lo largo del sistema de la falla de Atacama (Salar Grande, Mejillones, Salar del Carmen), donde la presencia de fallas strike-slip dextrales en el Norte del río Loa parece evidenciar un acortamiento N-S. Estas fallas probablemente eran activas en el Mioceno y siguieron activas en el Plioceno - Pleistoceno. Los autores consideran la Cordillera de la Costa como una unidad en extensión que resultaría de la flexura de la placa superior como consecuencia de la subducción de la placa oceánica [*González et al.*, 2006a].

En la región de Chañaral (26°S - 27°S), *Riquelme et al.* [2003] muestran que la actividad tectónica reciente de la falla de Atacama consiste en acomodar el alzamiento de la Cordillera de la Costa. Desde el Neógeno, la falla de Atacama ha actuado como una barrera al transporte de los sedimentos procedentes de la Cordillera Occidental y su actividad ha controlado la evolución morfológica y deposicional del ante-arco.

2.3.3.2. Estructuras tectónicas de la Precordillera

La Precordillera corresponde al monoclinal [*Isacks*, 1988] que conecta la Depresión Central con la Cordillera Occidental y el Altiplano. En el Norte de Chile y Sur del Perú presentan el mismo gradiente topográfico de 1.000 m hasta 3.500 m, pero la diferencia de incisión de los valles da la impresión de un relieve menos abrupto en el Sur del Perú.

La Precordillera se caracteriza por estar cubierta por potentes depósitos de gravas e ignimbritas de edades comprendidas entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Superior (23 a 19 Ma) como las Formaciones Moquegua y Huaylillas o Altos de Camilaca, en el Sur de Perú, y Formaciones Azapa y Oxaya o Altos de Pica, respectivamente en el Norte de Chile. Está cubierta también por depósitos sedimentarios detríticos (como los conglomerados de las Formaciones Magollo y del Diablo (18 a 9 Ma)) que forman una peniplanicie (coalescencia de conos de pedimentos) en el Norte de Chile y Sur del Perú. Los valles fuertemente incisionados fueron rellenados por los conglomerados [*Paskoff*, 1977] de la formación Moquegua D (10 a 3 Ma) en el Sur del Perú.

Se describen a continuación las estructuras tectónicas conocidas de la Precordillera del Codo de Arica (figura 2.11).

En la Precordillera de la región de Moquegua (17°S) del Sur del Perú, el sistema de estructuras más conocido y estudiado ha sido el sistema transpresivo sinestral subvertical Incapuquio - Challaviento de rumbo NNW-SSE de edad Jurásica - Paleocena que exhumió los intrusivos del Grupo Cretácico - Paleoceno de Toquepala [*Jacay et al.*, 2002, *Sempere et al.*, 2004].

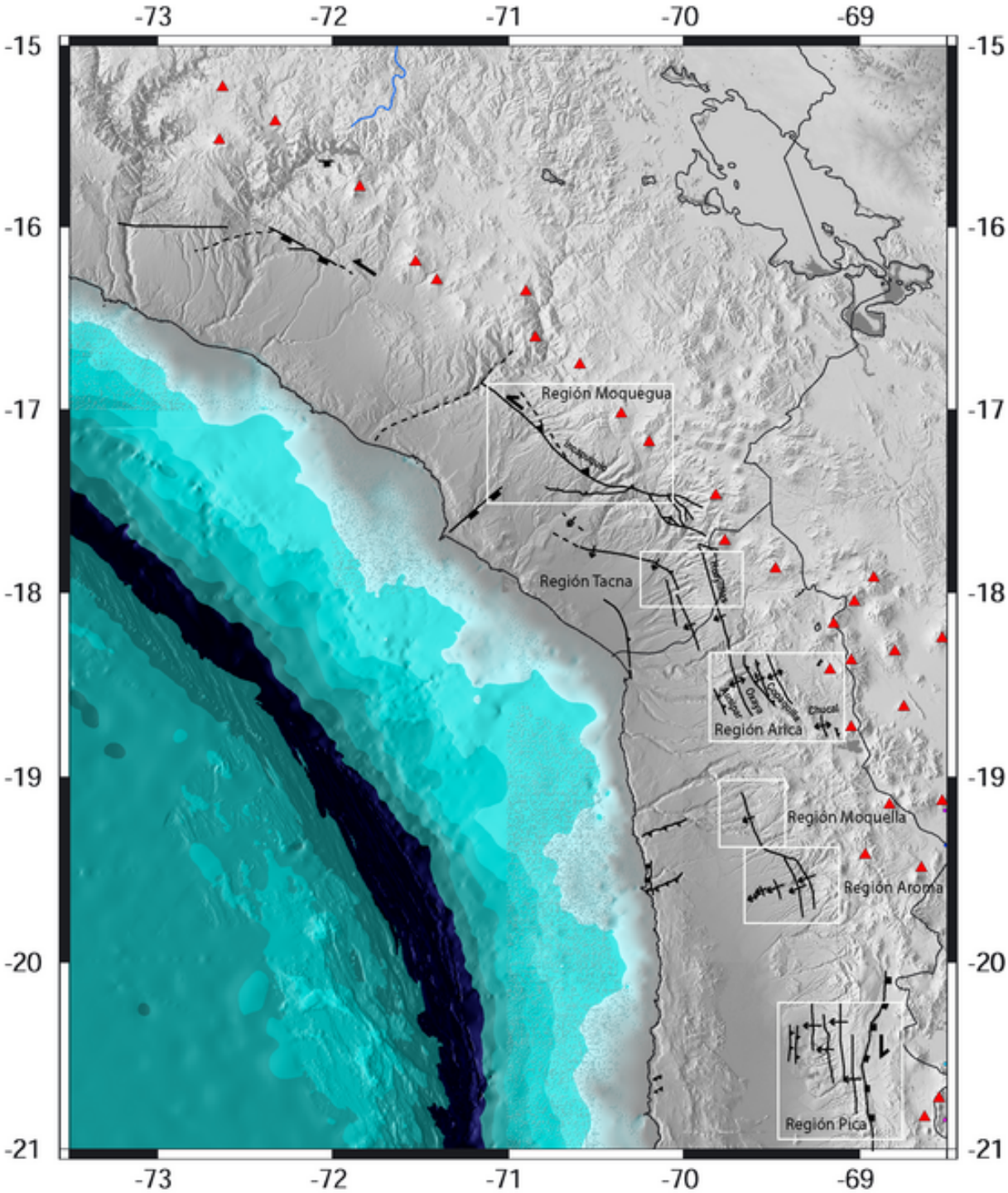


Figura 2.11: *Marco tectónico conocido de la Precordillera del Codo de Arica.*

En la Precordillera de la región de Tacna, en Perú (18°S), *Tosdal et al.* [1984] refieren la existencia de la flexura de Huaylillas, que sería la continuación hacia el Norte del Anticlinal de Oxaya del Norte de Chile. Esta flexura habría actuado contemporáneamente con la depositación de las ignimbritas de la Formación Altos de Camilaca entre 25 y 18 Ma [*Sébrier et al.*, 1985].

En la Precordillera del Norte de Chile, el denominado Sistema de Cabalgamientos de

Vergencia Oeste (WVTS por sus iniciales en inglés) constituye el rasgo tectónico mayor que bordea el Oeste del Altiplano [*Muñoz and Charrier*, 1996]. Este sistema, de edad Miocena - Pliocena, cabalga rocas Precámbricas sobre rocas Neógenas. En la latitud 18°S estas fallas afloran mientras que más al Sur, estas fallas son ciegas y, por propagación, forman flexuras en superficie. Este sistema constituye un hallazgo tectónico importante porque participa o participó en los mecanismos de alzamiento del Altiplano a juzgar por su geometría y cinemática [*Muñoz and Charrier*, 1996, *García et al.*, 1996, *García*, 2001, *Victor et al.*, 2004, *Pinto et al.*, 2004, *Farías et al.*, 2005].
Se describen a continuación de Norte a Sur, las fallas inversas y flexuras asociadas al WVTS que se distribuyen en la Precordillera del Norte de Chile.

En la región de Arica (18°S), el sistema estructural WVTS (figura 2.12) está constituido por tres zonas de fallas a vergencia Oeste, que tuvieron una propagación hacia el Oeste entre 18 Ma y menos de 2,7 Ma [*García and Hérail*, 2005], y que desde el Este a Oeste son las siguientes:

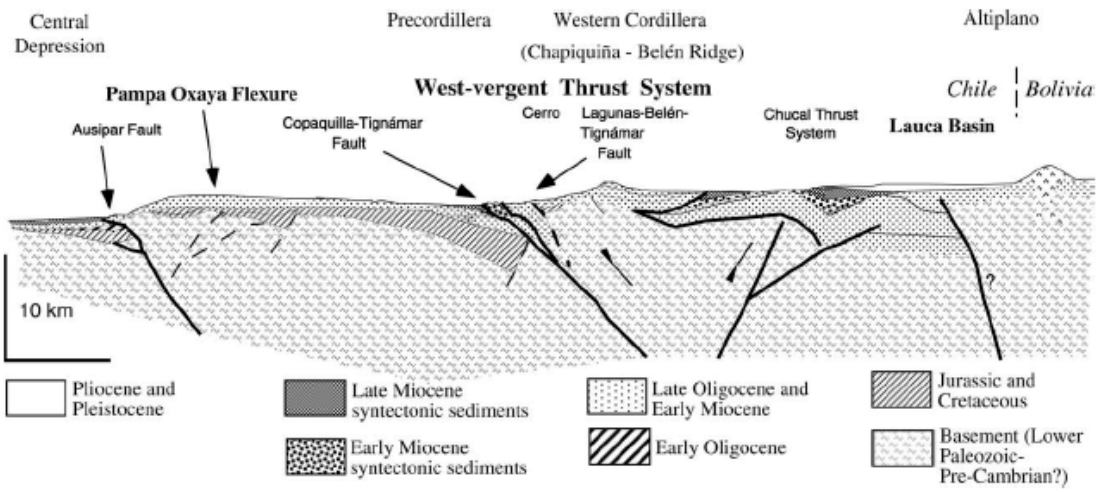


Figura 2.12: *Sección Este-Oeste del sistema estructural inverso a vergencia Este y Oeste que bordea el cordón alzado de Chapiquiña - Belén en la Precordillera y la Cordillera Occidental del Norte de Chile [Charrier et al., 2005].*

- Fallas inversas de alto ángulo Chapiquiña - Belén y Lagunas - Belén-Tignamar que se desarrollaron desde el Este hacia el Oeste en secuencia normal. La actividad de la falla Lagunas - Belén - Tignamar dio origen a la Formación Joracane y empezó alrededor de 18 Ma y terminó antes de 12 Ma aproximadamente, coincidiendo con el inicio de la depositación de la Formación Huaylas. En el Sureste, esta falla está cubierta por los depósitos volcánicos del Cerro Márquez.
- Falla inversa de alto-ángulo Copaquilla - Tignamar está asociada a la deposición sintectónica de la Formación Huaylas. De acuerdo con la edad de la Formación

Zapahuira, que subyace a los conglomerados de Huaylas, la actividad de esta falla empezó después de 11 Ma y terminó antes de la depositación de la Ignimbrite Huaylas de 2,7 Ma.

- Falla Ausipar y el anticlinal Pampa Oxaya forman el borde oriental de la Depresión Central. La falla Ausipar es una falla esencialmente ciega, expuesta en la zonas más profundas de los valles de Lluta y Azapa. El anticlinal Pampa Oxaya [*García*, 2001, *García and Hérail*, 2005], pliegue levemente asimétrico de rumbo NNW-SSE, cuya amplitud no supera los 800 m, afecta a la Formación de Oxaya (26 a 19 Ma) y que este anticlinal se habría formado alrededor de 10 a 11 Ma y sería la expresión en superficie de la propagación en profundidad de la falla Ausipar.

En esta región también se evidenció en el borde oriental de la Cordillera Occidental, un sistema de cabalgamientos y pliegues con vergencia Este, asociado con sedimentación sintectónica, denominado Sistema de Cabalgamientos de Chucal, contemporáneo al WVTS [*Riquelme*, 1998, *Charrier et al.*, 2002, 2005]. Estos dos sistemas con vergencias opuestas forman un bloque elevado de tipo pop-up, denominado Cordón de Chapiquiña - Belén.

En la Precordillera de la región de Moquella (19°15'S), *Pinto et al.* [2004] describieron también la existencia de un flexuramiento de edad Oligocena Superior - Miocena (21 a 8 Ma) cuyo eje se orienta NNW-SSE.

En la Precordillera de la región de Aroma (19°25'S - 19°45'S), *Farías et al.* [2005] observaron varias flexuras de vergencia oeste y de edad Oligocena Tardía - Miocena (26 - 9 Ma) de rumbo NNW-SSE, asociadas a estructuras de crecimiento, cuyo resalto vertical totaliza 2.100 m.

En la Precordillera de la región de Pica (20°S - 21°S), *Victor et al.* [2004] observaron estructuras compresivas Oligocenas Tardías - Miocenas (24 a 8 Ma) de rumbo N-S asociadas al WVTS y en el borde occidental del Altiplano observaron también estructuras normales, de rumbo NE-SW y de edad cuaternaria.

La prolongación en profundidad del WVTS es un tema de controversia ya que este sistema genera muy poco acortamiento tectónico en superficie. Varios investigadores como: *Muñoz and Charrier* [1996], *García* [2001], *Victor et al.* [2004], *Pinto et al.* [2004], *Farías et al.* [2005], *Tassara* [2005] la continuan hacia el Este, tomando origen a 25 km de profundidad [*Victor et al.*, 2004] y, si bien se admite que no genera la topografía del arco y del Altiplano, hay acuerdo en que la acomoda. Otras investigaciones argumentan que este sistema de flexuras y fallas inversas se deben solamente a la rotación de un bloque superior en fallamiento normal [*Worner et al.*, 2005, *Sempere and Jacay*, 2006].

En la Precordillera de la región de Antofagasta (23°S) en el Norte de Chile, el sistema de fallas de Domeyko ha tenido una historia geológica larga, ya que fue un sistema transpresivo dextral/sinestral [*Reutter et al.*, 1996, *Maksaev and Zentilli*, 1999] hasta el Oligoceno, pero después su actividad Neógena y actual ha sido mucho más moderada [*Audin et al.*, 2003, *Soto et al.*, 2005] y solamente evidencia un acortamiento leve E-W.

2.3.3.3. El alzamiento costero

A lo largo del litoral, numerosos estudios como por ejemplo *Goy et al.* [1992], *Macharé and Ortlieb* [1992], *Ortlieb et al.* [1996c,b,a, 1997], *Marquardt et al.* [2004], sobre las terrazas marinas cuaternarias y holocenas han documentado una deformación vertical a lo largo de las costas chilenas y peruanas (figura 2.13).

Estos estudios han establecido que la mayoría de las regiones costeras han sido emergentes con tasas de alzamiento variables: de 70 mm / 1.000 años hasta 740 mm / 1.000 años.

Las regiones que presentan terrazas marinas alzadas que fueron estudiadas son las siguientes:

En la región de San Juan Marcona en Perú (15°S) donde la dorsal asísmica de Nazca subduce [*Hsu et al.*, 1992, *Macharé and Ortlieb*, 1992], la tasa de alzamiento es 740 mm / 1.000 años.

En el área de Ilo (17°S) en Perú, el alzamiento regional es de 220 mm / 1.000 años desde hace por lo menos 300.000 años [*Ortlieb et al.*, 1996b].

Al Sur de 17°S en Perú, la tasa de alzamiento promedio es 100 a 150 mm / 1.000 años [*Ortlieb and Macharé*, 1990, *Macharé and Ortlieb*, 1992, *Ortlieb et al.*, 1994].

En el área de Antofagasta en Chile (23°S) [*Ortlieb et al.*, 1997], la tasa es de 220 mm / 1.000 años y bajó probablemente a 70 mm / 1.000 años en el Pleistoceno.

En el área de Caldera, Bahía inglesa en Chile (27°S) [*Marquardt et al.*, 2004], la tasa de alzamiento es de 340 mm / 1.000 años.

2.3.3.4. Régimen tectónico de la Alta Cordillera del Sur del Perú

El análisis principalmente estructural de *Mercier et al.* [1992] basado en un estudio amplio de cinemática de las fallas (figura 2.14), en una inversión numérica de los vectores de deslizamiento y en los mecanismos focales publicados, muestra que:

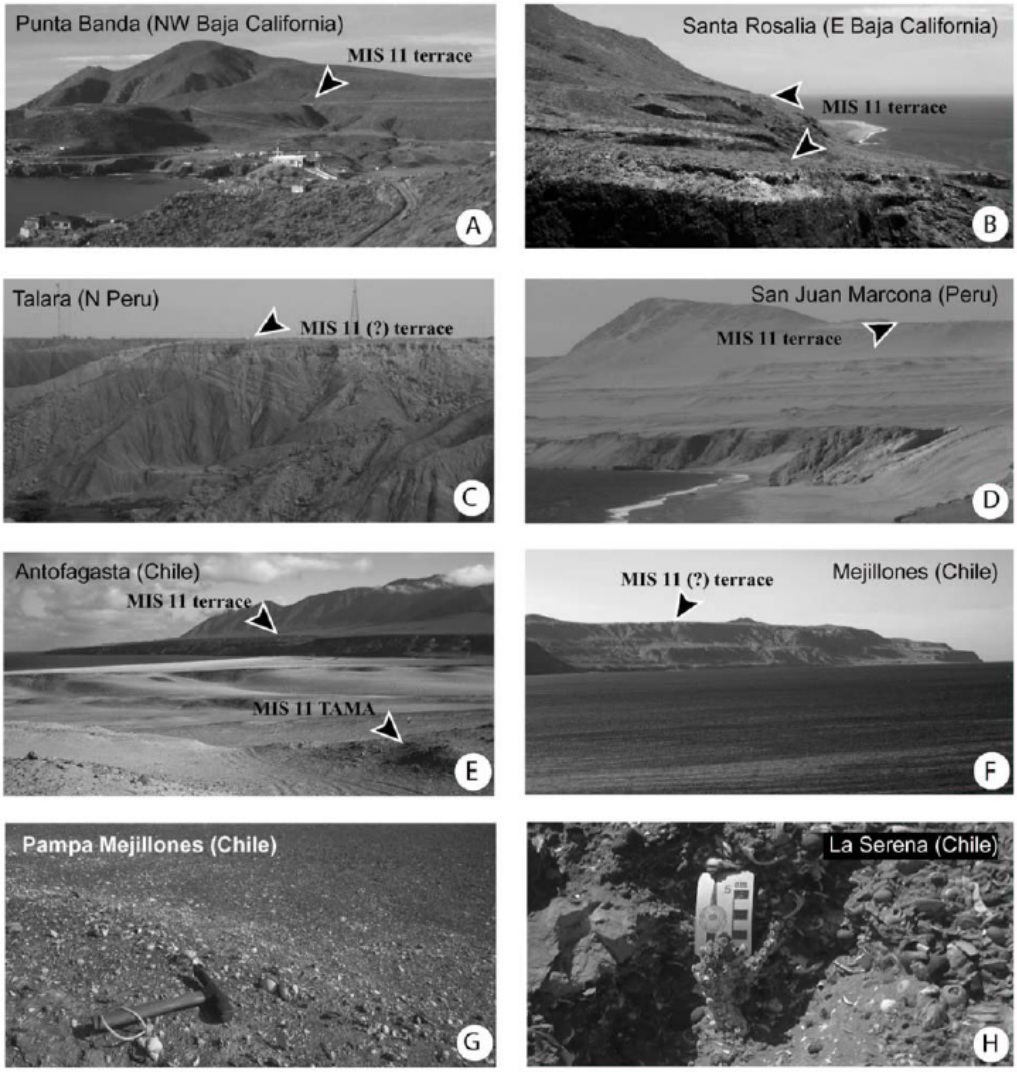


Figura 2.13: *Aspectos variados de las terrazas marinas MIS 11 (Marine Isotopic Stage 400 ka) a lo largo del litoral (México, Perú, Norte de Chile) [Ortlieb et al., 2003]. La terraza marina MIS 11 es la más ancha y la mejor preservada.*

- el antearco, así como la Alta Cordillera (Cordillera Occidental, Oriental y Altiplano) se caracterizan por una extensión N-S (σ_1 vertical, σ_3 horizontal N-S y entonces σ_2 horizontal E-W) entre Pleistoceno medio y el Presente mientras que el Subandino y la placa Sudamericana cerca del contacto se caracterizan por una compresión E-W (σ_1 horizontal E-W, σ_3 vertical). Este régimen está interpretado por el esfuerzo vertical litostático que vuelve mayor al esfuerzo horizontal de convergencia de las placas.

- durante el Plioceno Superior y el Pleistoceno Inferior, los Andes en su totalidad han estado sometidos a una compresión E-W aunque algunas fallas son compatibles con una compresión N-S [*Lavenu et al.*, 1995, *Lavenu and Cembrano*, 1999].

- durante el Pleistoceno Superior, el régimen tectónico se caracteriza por 2 direcciones principales de extensión : N-S y NE-SW [*Mercier et al.*, 1992].

Mercier et al. [1992] muestran que el piedemonte de la Cordillera Occidental del Sur del Perú (ante-arco), se caracteriza por una extensión N-S en la superficie (análisis cinemático de las fallas oblicuas u ortogonales a la línea de la costa que afectan a las terrazas marinas), pero los mecanismos focales indican que en profundidad existe compresión N-S.

En la zona entre el piedemonte y la Cordillera Occidental, el cinturón de fallas está constituido por los segmentos Incapuquio - Challaviento, Lluclla y Pampacolca los cuales son fallas de alto-ángulo que presentan movimientos sobrepuestos normales, de rumbo e inversos, pero los movimientos más recientes han sido normales.

A través de resultados sismológicos *Grange et al.* [1984] muestran que responde a un tensor cuyo σ_2 es vertical. Resultaría de la flexura del ante-arco que produce extensión arriba de la zona neutral o de la topografía de la fosa [*Sébrier et al.*, 1985].

Dalmayrac and Molnar [1981] muestran que la proximidad de fallas normales con fallas inversas [*Megard*, 1978] en el Norte del Perú (Cordillera Blanca, Altiplano) que ocurren a lo largo de los mismos acimutes se debe a la compresión que produce alzamiento en la Alta Cordillera que, a su turno crea una situación en la cual la fuerza de cuerpo gravitacional está compensada por un sistema de esfuerzos que causa fallamientos normales. *McKenzie* [1978] muestra que la mayoría de los fallamientos normales ocurren en planos paralelos a las fallas inversas y que este fenómeno se debe a un proceso que ocurre debajo de la litósfera. *Tapponnier* [1977] entre otros, considera que el fallamiento normal tiene una dirección más bien perpendicular a la de las fallas inversas.

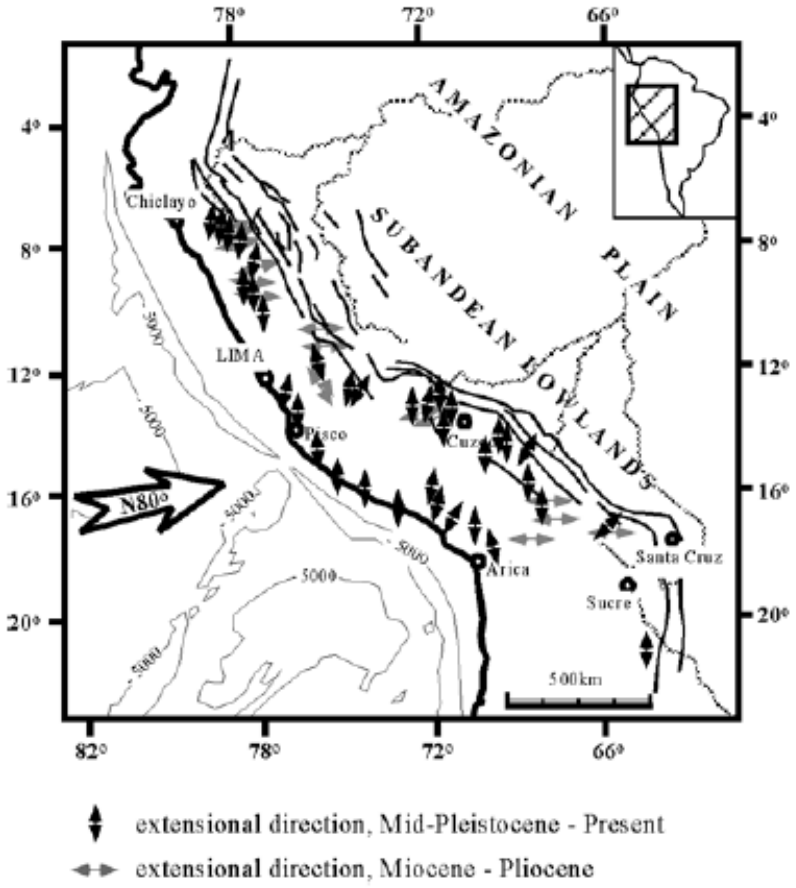


Figura 2.14: *Deformación cortical a partir de datos cinemáticos neotectónicos (del mioceno al Presente) [Mercier et al., 1992]. Las flechas grises corresponde a la deformación Miocena-Pliocena, las negras a la deformación Pliocena-Presente.*

2.4. Marco sismológico del margen del Oroclino de los Andes Centrales

2.4.1. Grandes terremotos históricos y actuales en el Codo de Arica

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 Chile como en Perú. Los mayores terremotos, de magnitud Mw ≥ 8,0, han ocurrido en el contacto sismogénico de las 2 placas (interfaz entre 10 y 60 km de profundidad aproximadamente en Chile [*Astiz and Kanamori*, 1986, *Tichelaar and Ruff*, 1991, *Comte et al.*, 1994, *Khazaradze and Klotz*, 2003] por ejemplo).

En la figura 2.15, aparecen los mayores terremotos interplaca que ocurrieron en el Codo de Arica en los siglos XIX, XX y XXI y no se ha reportado ningún gran sismo de magnitud Mw ≥ 8,0 en el Codo de Arica desde el inicio del siglo XX.

El periodo de recurrencia para grandes terremotos interplaca de magnitud Mw ≥ 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 and Pardo*, 1991].

Por lo tanto, considerando que los últimos grandes terremotos (Mw ≥ 8,0) ocurrieron en 1868 en el Sur del Perú y en 1877 en el Norte de Chile, con una magnitud estimada entre 8,5 y 9,0 respectivamente [*Lomnitz*, 1971, *Abe*, 1979, *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 más compleja ya que ocurrió un gran terremoto interplaca de magnitud Mw ≥ 8,0 en cada extremo de la brecha sísmica: el primero fue el terremoto de Antofagasta, del 30 de Julio de 1995, Mw = 8,1, al Sur de la brecha sísmica y el segundo fue el terremoto de Arequipa, del 23 de Junio de 2001, Mw = 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 et al.*, 1997]. El terremoto de Arequipa inició su ruptura a 38 km de profundidad, al Sur de Chala, y generó un tsunami local en Canamá 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 inició 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, 23 de Junio de 2001, ningún gran sismo interplaca ocurrió en el Codo de Arica, en cambio, ocurrió un sismo cortical transcurrente, el de Aroma, el 24 de Julio de 2001, Mw = 6,3 y un sismo de profundidad intermedia normal, el de Tarapacá, el 13 de Junio de 2005, Mw = 7,8.

2.4.2. Geometría segmentada de la placa de Nazca: plano de Wadati - Benioff

A partir de la distribución de los sismos de subducción entre 10 y 300 km de profundidad, *Barazangi and Isacks* [1976] demostraron que el plano de Wadati - Benioff de la placa de Nazca en subducción se divide en seis segmentos de longitud variable que poseen ángulos de subducción muy diferentes (figura 2.4.2). Tres segmentos sub-horizontales (Ecuador, Perú Norte y Central, Chile Central) alternan con tres segmentos que presentan un ángulo de subducción cerca de 30° hasta 100 km que aumenta progresivamente en profundidad hasta 50° (Sur de Chile, Norte de Chile y Norte de Perú) [*Cahill and Isacks*, 1992].

De Norte a Sur, los cuatro segmentos relacionados con la zona de estudio son los siguientes:

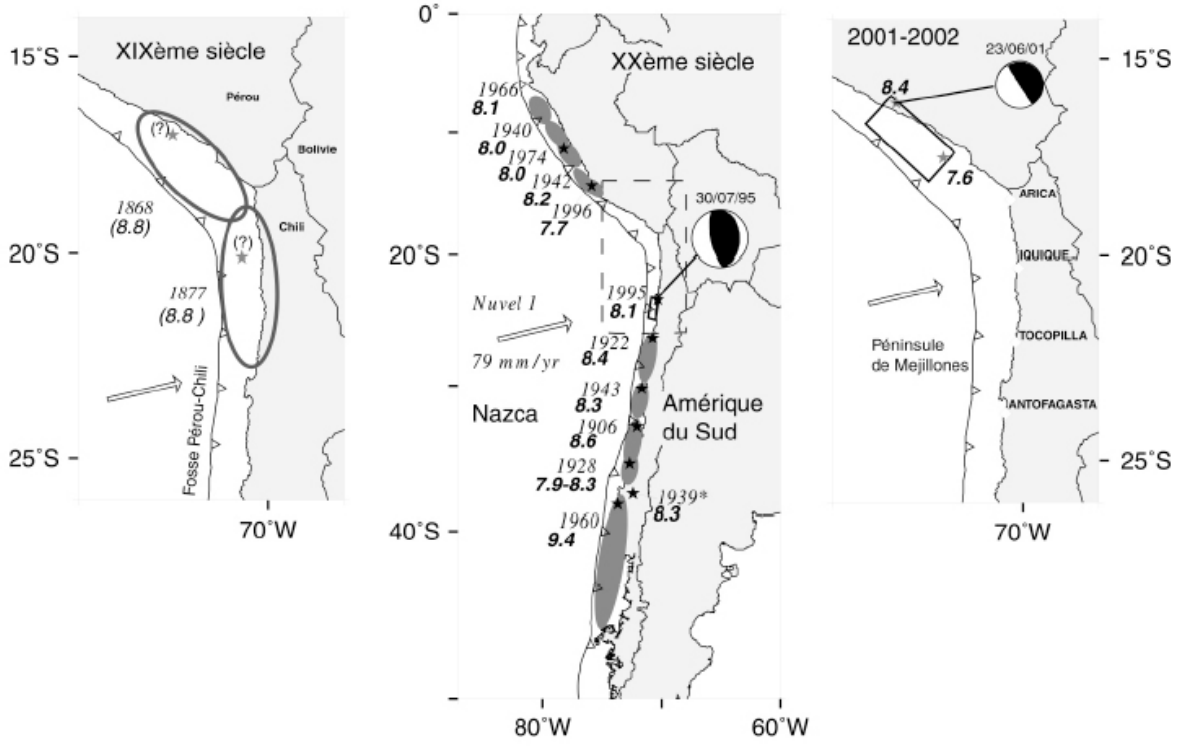


Figura 2.15: *Ruptura de los grandes sismos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 8,0 en los siglos XIX, XX y XXI. El largo de la ruptura ha sido deducido de las isocistas de intensidad VIII o de la magnitud Mw cuando ella ha sido calculada [Chlieh et al., 2004].*

1. El primero, entre 1°N y 2°S, está debajo del Ecuador, donde *Gutscher et al.* [1999a] observaron la presencia de una zona de subducción horizontal que aún no ha sido muy bien evidenciada sísmicamente.

2. El segundo, entre 2°S y 15°S, está debajo del Norte y del centro de Perú y el plano de Wadati - Benioff mantea con un ángulo de 30°aproximativamente hasta 100 km de profundidad y luego se horizontaliza [*Isacks and Molnar*, 1971, *Hasegawa and Sacks*, 1981]. Esta zona de subducción horizontal es muy amplia [*Gutscher et al.*, 1999b] y la horizontalización de la placa subductada sigue hasta 700 km más al Este de la fosa.

3. El tercero, entre 15°S y 28°S, está debajo del segmento central de los Andes Centrales, donde la placa de Nazca subduce con manteos variables hasta 600 km de profundidad, pero entre 300 y 500 km de profundidad el plano de Wadati - Benioff no se observa a pesar de que la placa sea continua [*Dorbath*, 1997].

4. El cuarto, entre 27°S y 33,5°S, está debajo de Chile Central y el plano de Wadati - Benioff presenta un ángulo de 30° aproximadamente hasta 100 km de profundidad y luego se horizontaliza [*Bevis and Isacks*, 1984, *Cahill and Isacks*, 1992, *Pardo et al.*, 2002]. Esta zona de subducción horizontal es mucho más reducida que en Perú Central y la distancia

máxima del sector de la placa horizontal a la fosa es 500 km.

En los extremos Norte y Sur del tercer segmento, la placa de Nazca se horizontaliza a 100 km de profundidad. En el Norte la horizontalización se hace de manera abrupta [*Hasegawa and Sacks*, 1981, *Grange et al.*, 1984] mientras que al Sur la transición es progresiva [*Cahill and Isacks*, 1992, *Pardo et al.*, 2002].

La geometría del plano de Wadati - Benioff debajo del margen Oeste Sudamericano junto con el relieve Andino dan en planta un aspecto de simetría bilateral. *Gephart* [1994] muestra que en los Andes Centrales tanto la topografía como la geometría del plano de Wadati - Benioff presentan una simetría con respecto a un plano vertical de dirección N72°E que pasa por la fosa al Sur de Iquique (21°S) y por la ciudad de Santa Cruz. Este eje de simetría bilateral pasa a 250 km aproximadamente al Sur de Arica.

La geometría del plano de Wadati - Benioff ha sido también objeto de mucho interés debajo del ante-arco en torno al Codo de Arica. El manteo del plano de subducción es de aproximadamente 30° en la zona de contacto sismogénico y hasta 100 km de profundidad [*Dorbath*, 1997]. Al Sur de la zona de estudio, en la región de Antofagasta, el manteo de la subducción disminuye levemente hasta 20° en la zona de contacto sismogénico [*Comte et al.*, 1994]. Este segmento de la subducción está caracterizado por:

- la presencia de la zona sísmica doble observada en Arica [*Comte et al.*, 1999] y en Antofagasta [*Comte et al.*, 1994] que corresponde a una distribución de la sismicidad de profundidad intermedia, entre 70 y 150 km, en un doble plano cuyo régimen tectónico es tensional [*Isacks and Molnar*, 1971, *Delouis et al.*, 1997], y
- la existencia de una laguna sísmica o zona asísmica, entre 300 y 500 km de profundidad a lo largo del plano de subducción, evidenciada a partir de una tomografía [*Dorbath*, 1997].

Hacia el Norte de la zona de estudio se observa también una laguna sísmica entre 120 y 200 km de profundidad [*Grange et al.*, 1984] y otra hacia el Sur, entre 150 y 210 km de profundidad [*Delouis et al.*, 1997] (figura 2.16).

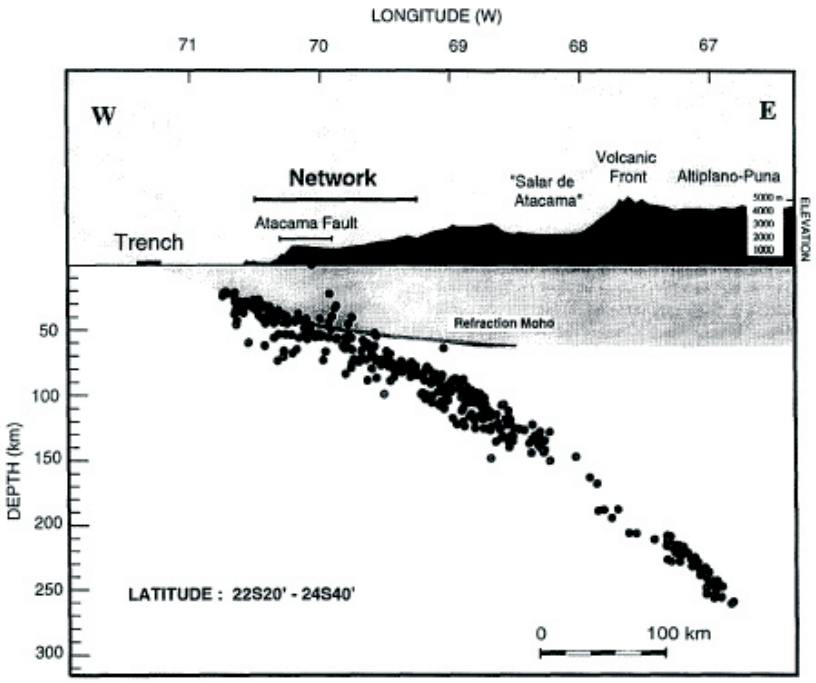


Figura 2.16: *Sismicidad de subducción de la región de Antofagasta, al Sur del Codo de Arica [Delouis et al., 1996].*

2.5. Marco cinemático del Codo de Arica con datos GPS

2.5.1. Velocidades relativas y absolutas de movimientos de placas

La velocidad relativa entre 2 placas se obtiene de modelos globales de movimientos relativos entre las placas como RM1 [*Minster et al.*, 1974], Chase [*Chase*, 1978], RM2 [*Minster and Jordan*, 1978], NUVEL-1 [*DeMets et al.*, 1990, *Argus and Gordon*, 1991] o model NUVEL-1A [*DeMets et al.*, 1994] (modelo recalibrado), los cuales han sido calculados a partir de la distribución de anomalías magnéticas del fondo oceánico creado en las dorsales medio-oceánicas, y a partir de la dirección de las fallas transformantes [*Gordon and Jurdy*, 1986, *Gripp and Gordon*, 1990].

Los modelos globales reflejan los movimientos de placa ocurridos durante varios millones de años y por lo tanto permiten calcular las velocidades de los movimientos en promedio en esta ventana de tiempo. Estos modelos permitieron reconstituir la convergencia relativa entre la placa Sudamericana y la placa Nazca [*Pardo-Casas and Molnar*, 1987, *Somoza*, 1998]. De acuerdo a NUVEL-1A, la dirección de convergencia de la placa Nazca y de la placa Sudamericana varía entre 78°E y 79°E en los Andes Centrales y la velocidad de convergencia actual es de 74 mm/año.

Desde hace una década, la estimación de los movimientos de placa, es decir, de los vectores

actuales de Euler y de las velocidades angulares de las placas, se basan en datos geodésicos espaciales (VLBI, SLR, DORIS, PRARE y estaciones GPS) [*Larson et al.*, 1997, *Norabuena et al.*, 1998, *Sillard et al.*, 1998]. Estos cálculos de posicionamientos globales por satélites (GPS) proveen una base excelente para medir el movimiento de las placas a escala de tiempo anual. Según los datos geodésicos, la dirección de convergencia de la placa de Nazca es de 77°E y la velocidad de convergencia es de 68 mm/año [*Angermann et al.*, 1999, *Klotz et al.*, 2001]. Estos resultados muestran que la tasa de convergencia de las placas Nazca y Sudamérica es un poco menor en los últimos años que el promedio de los últimos millones de años. Las discrepancias entre la magnitud de los vectores de convergencia relativa de las placas Nazca y Sudamerica determinada por uno y otro modelo se pueden explicar por la desaceleración actual de la placa Nazca [*Norabuena et al.*, 1999, *Kendrick et al.*, 2003]. Las velocidades absolutas mejor resueltas provienen del referencial de los puntos calientes fijos HS3-NUVEL1A [*Gripp and Gordon*, 2002].

2.5.2. Velocidades relativas de convergencia

La dirección de la convergencia de las placas Nazca y Sudamericana obtenida por el análisis cinemático de las anomalías magnéticas marinas ha sido bastante constante entre 40 Ma (Eoceno medio) y el periodo actual : 77°E y la velocidad de convergencia ha variado entre 60 mm/año y 150 mm/año [*Pardo-Casas and Molnar*, 1987, *Somoza*, 1998], en los periodos sigueintes:

> Entre 40 y 28,3 Ma, la tasa de convergencia Nazca/Sudamerica aumentó progresivamente de 58 mm/año a 99 mm/año y la dirección de convergencia se mantuvo constante NE-SW.
>
> Entre 28,3 y 25,8 Ma, la tasa aumentó muy rápidamente de 99 mm/año a 152 mm/año y la dirección de convergencia cambió a E-W. Estos cambios fueron atribuidos a la división de la placa Farallón en 2 placas : Nazca y Cocos y fueron correlacionados con la iniciación de la formación de los Andes Centrales modernos (fin Oligoceno - inicio Mioceno) [*Sempere et al.*, 1990].
>
> Entre 25,8 y 11 Ma, la tasa de convergencia se mantuvo alta, entre 120 mm/año y 100 mm/año, y la dirección de convergencia varió entre E-W y NE.
>
> Desde 11 Ma, la tasa de convergencia disminuye y alcanza un valor de 78 mm/año y la dirección es ENE, corresponde temporalmente a la última fase de deformación en el orógeno Andino. En este período, se reconoció una fase importante de la elevación del Altiplano y de la deformación cortical de la región Subandina.

El modelo visco-elasto-plástico de *Sobolev and Babeyko* [2005] sugiere que la aceleración Oligocena de la convergencia de las placas no sería la causa de la intensa orogénesis de los Andes

Centrales; muestran que la introducción de una tasa alta de convergencia en el modelo no cambia la tasa de acortamiento tectónico en el Subandino y la Cordillera Oriental.

Por lo tanto, la velocidad de convergencia no parece ser el factor esencial para explicar la deformación de la placa superior, el control mayor sería la velocidad absoluta de la placa superior [*Yáñez and Cembrano*, 2004].

2.5.3. Deformación intersísmica de la placa superior Sudamericana

La dirección de deformación dada por los datos GPS en un contexto elástico no da cuenta de la dirección de los esfuerzos sino de la deformación a corto plazo. Los datos geodésicos dan la deformación (acortamiento, distensión, cizalle) como los datos geológicos, pero en plazos distintos : corto plazo para el GPS y largo plazo para la geología. Pero aún los datos geodésicos no aportan mucho sobre la deformación permanente del margen, puesto que, debido al corto tiempo que tienen operando, han registrado principalmente la deformación elástica. Sin embargo *Allmendinger et al.* [2005a] han mostrado coincidencias entre la naturaleza y la tasa de la deformación geológica a largo plazo y las indicadas por datos GPS.

Los datos GPS del Codo de Arica [*Angermann et al.*, 1999, *Bevis et al.*, 1999, *Norabuena et al.*, 1999, *Bevis et al.*, 2001, *Kendrick et al.*, 2001, *Klotz et al.*, 2001, *Kendrick et al.*, 2003] reflejan el campo de velocidad de la corteza superior. Los gradientes de velocidad de Oeste a Este son bajos lo que refleja una deformación cortical interna pequeña dominada principalmente por la deformación elástica del margen en período intersísmico es decir cuando el área acoplada está bloqueada [*Kendrick et al.*, 2001] (figura 2.17).

Para los terremotos de Antofagasta y de Arequipa, los datos GPS mostraron también la deformación cosísmica con el rebote elástico [*Ruegg et al.*, 1996, 2001, *Chlieh et al.*, 2004].

En el Codo de Arica los estudios de datos GPS [*Norabuena et al.*, 1998, *Bevis et al.*, 1999, *Kendrick et al.*, 2003] muestran que la deformación de hoy día es uniforme en el ante-arco del Codo de Arica. Los vectores de velocidades son en promedio paralelos a la dirección de convergencia de la placa de Nazca y su módulo es de aproximadamente 30 mm/año (decreciendo un poco en el Sur de Perú).

Esta configuración descarta la presencia de una deformación particionada relevante y muestra que el margen Sudamericano se desplaza hacia el Este con una velocidad promedio en la dirección de convergencia de la placa de Nazca. *Klotz et al.* [2001] y *Bevis et al.* [1999] muestran que no hay particionamiento de la deformación en el ante-arco, ni en el Codo de Arica, ni en Antofagasta, ni en Arequipa, y que por lo tanto la falla de Atacama no acomoda ningún particionamiento, en cambio *Klotz et al.* [2001] muestran que sí, hay particionamiento en el

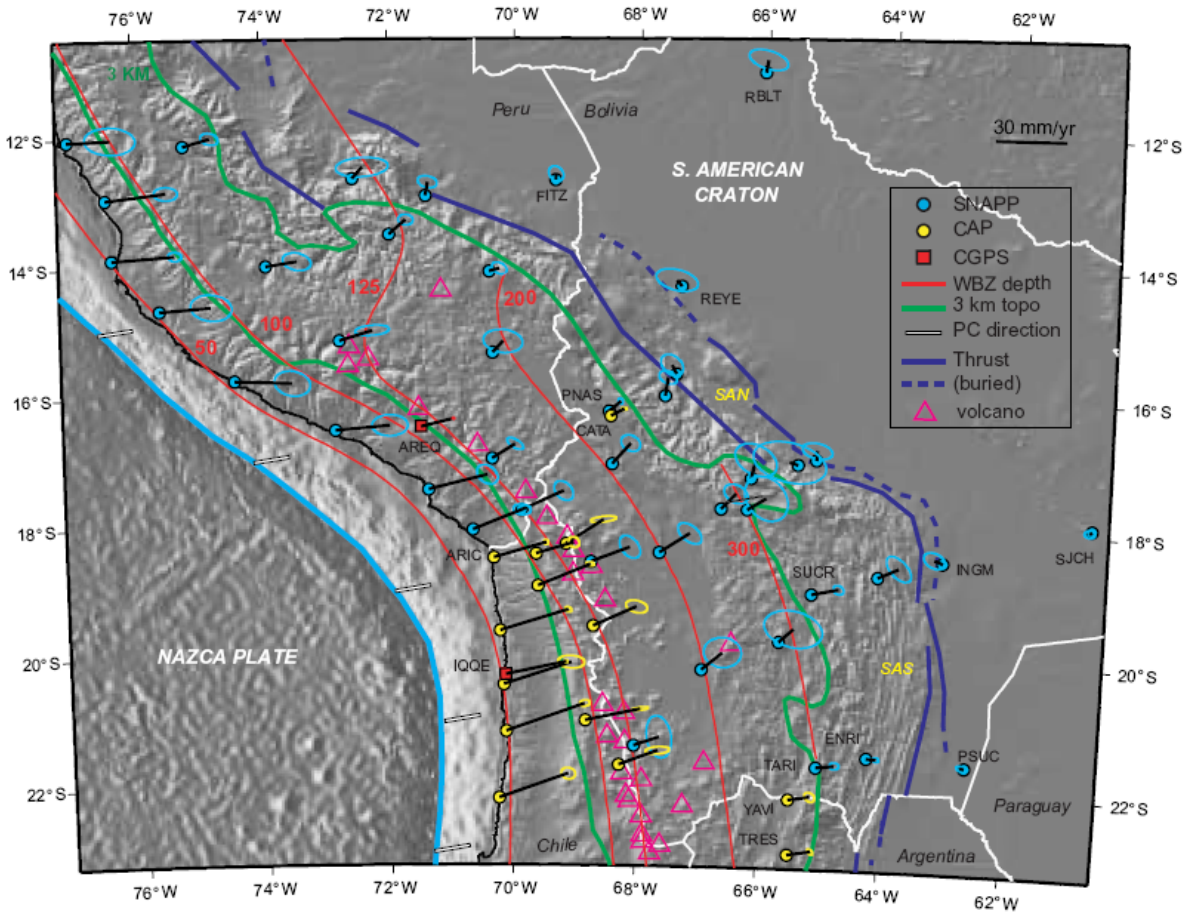


Figura 2.17: *Campo de velocidad cortical para los Andes Centrales al Norte de 23°S, con respecto al núcleo estable de la placa Sudamericana [Kendrick et al., 2001]. SNAPP [Norabuena et al., 1998] y CAP [Bevis et al., 1999, Kendrick et al., 1999] son las redes GPS instaladas desde 1993 respectivamente.*

deslizamiento.

Según *Wang* [2000] que analiza los distintos tipos de datos, el GPS refleja la deformación a corto plazo, que tiene una gran componente elástica y una pequeña componente plástica, pero no da información sobre la dirección de esfuerzos, por lo tanto puede haber particionamiento de la deformación a más largo plazo, que puede ser evidenciado por sismos corticales.

Es importante estimar si la componente de rumbo residual de la convergencia está absorbida de manera homgénea a través el margen o si está particionada en el arco magmático como ha sido observado en la mayoría de los margenes convergentes.

Capítulo 3

Análisis de la Sismicidad debajo del Ante-arco y del Arco Volcánico del Oroclino de los Andes Centrales

3.1. Contexto sismológico general del Oroclino de los Andes Centrales

3.1.1. Terremotos y fallas asociadas

Casi cada año, por lo menos un gran terremoto sacude fuertemente algún lugar de la Tierra yla mayoría de las personas conoce sus consecuencias fatales, pero no sus características principales como su profundidad, el tipo de ruptura asociado y el contexto geodinámico en el que ocurre.

Existe un tipo especial de terremotos, que ocurre a pocos kilómetros de profundidad en cualquier contexto geodinámico, y que se puede asociar directamente a una manifestación física de la ruptura en superficie con una falla, es decir un escarpe y/o un desplazamiento lateral.

Para este tipo de terremotos, el mecanismo de la fuente se vuelve tangible y supera el concepto común de la propagación de las ondas sísmicas que percibe la población. El terremoto, además de ser una liberación de energía de los esfuerzos acumulados que se manifiesta principalmente por ondas sísmicas, pasa a ser un plano de falla en el que desliza, en un intervalo de tiempo muy corto, un panel cortical o litosférico con respecto al otro.

Entre los grandes terremotos recientes a los cuales se puede asociar una ruptura en superficie, se pueden citar algunos como el terremoto de Loma Prieta (17/10/1989) Mw = 7,2 a 18 km de profundidad, en la falla San Andreas, el terremoto del Asnam (10/10/1980) Mw = 8,0 a 12 km

de profundidad, en el límite entre las placas Africa y Eurasia, el terremoto de Izmit (17/08/1999) Mw = 7,5 a 15 km de profundidad, en la falla Noranatoliana, el terremoto de Kobe (17/01/1995) Mw = 6,9 a 10 km de profundidad, en la falla Nojima. Estos grandes terremotos, entre otros, permitieron avanzar mucho en el conocimiento de la relación: terremoto - falla (figura 3.1).

Figura 3.1: *Escarpe de falla: resultado del terremoto de Spitak en Armenia, el 7 de Diciembre de 1988*

Sin embargo, a lo largo del margen continental Sudamericano, este tipo de terremotos aún no ha sido observado, ya que los mayores terremotos provienen de la placa en subducción y no están directamente asociados a una falla observable en superficie.

Por lo tanto, es necesario diferenciar claramente los dos grandes tipos de sismicidad que ocurren a lo largo del margen continental Sudamericano: la sismicidad intracontinental y la sismicidad de subducción que se caracterizan del modo siguiente (figura 3.2):

- La sismicidad intracontinental corresponde a los eventos sísmicos que ocurren dentro de la placa continental Sudamericana, tanto en la corteza como en el manto superior. En contexto de subducción, el estudio de la sismicidad intracontinental es bastante reciente, ya que este tipo de sismos es de mucho menor magnitud que los de subducción y no ocurren con tanta frecuencia.

- La sismicidad de subducción se refiere a todos los eventos que ocurren dentro de la placa oceánica Nazca en subducción o en su contacto con la placa superior. Su estudio ha sido un gran tema de investigación estos últimos 40 años ya que revela mucho de la tectónica de las placas y de los procesos profundos de la Tierra. Se distinguen cuatro tipos de sismicidad de subducción :

Figura 3.2: *Los dos tipos de sismos en contexto de subducción: eventos de subducción (estrellas naranjas) y eventos intracontinentales (estrellas rojas). Se especifican las distintas categorías de cada tipo.*

- Sismos de subducción outer-rise: ocurren dentro de la placa en subducción, delante la fosa, entre 0 y 30 km de profundidad, como consecuencia de la flexura de la placa oceánica debajo de la placa continental.

- Sismos de subducción interplaca: ocurren en el contacto entre la placa en subducción y la placa superior (contacto sismogénico), entre 10 y 60 km de profundidad aproximadamente [*Tichelaar and Ruff*, 1991, *Comte et al.*, 1994], debajo del ante-arco exterior e interior, a causa del contacto friccional interplaca. Son los eventos que liberan mayor energía sísmica y pueden alcanzar magnitudes Mw $\geq$ 8,0, como el sismo de Arequipa, Mw = 8,4, 23 Junio 2001. Estos sismos son del tipo de fallas inversas, y cuando son muy superficiales y muy grandes, pueden generar grandes tsunamis como fue el caso en 2004 en Sumatra, Mw = 9,0 o en 1960 en Valdivia, Mw = 9,6 o en 1868 y 1877 en el Oroclino de los Andes Centrales.
  No presentan una falla en superficie asociada al terremoto, pero las características de sus rupturas son muy similares a las de los grandes terremotos intracontinentales superficiales.

- Sismos de subducción de profundidad intermedia: ocurren dentro de la placa en subducción, entre 70 y 120 km de profundidad aproximadamente, debajo del ante-arco interior y arco volcánico, a causa del peso de la placa en subducción. Resultan ser muy dañinos aunque su magnitud no supere Mw = 8,0, como el sismo de Tarapacá,

Mw = 7,9, 13 Julio 2005. Están asociados a movimientos normales y no provocan tsunamis, pero los daños producidos por ellos, en las zonas cercanas al epicentro, son mayores que los daños producidos por los sismos del tipo interplaca de igual magnitud [*Astroza et al.*, 2005].

- Sismos de subducción profundos: ocurren dentro de la placa en subducción, entre 300 y 700 km de profundidad. El mecanismo que puede explicar sismos a tal profundidad está aún en discusión: no tiene relación con la reología de la placa que subduce, sino con cambios de fase mineralógica, como el sismo de 1994 en Bolivia de Mw = 8,3 [*Kanamori et al.*, 1998].

Debajo del ante-arco y del arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales, los eventos sismológicos que ocurren corresponden principalmente a sismos intracontinentales y a sismos de subducción interplaca y de profundidad intermedia. Por lo tanto, los datos sismológicos registrados, adquiridos, procesados y analizados se constituirán de estos tres tipos de eventos.

3.1.2. Ciclos sísmicos a lo largo del Oroclino

El ciclo sísmico se refiere al periodo de recurrencia de un gran terremoto. En contexto de subducción, el ciclo sísmico se refiere usualmente a los grandes terremotos del contacto sismogénico o también dicho zona sismogénica.

En el Oroclino de los Andes Centrales, el contexto sismológico es complejo: el margen se segmenta por área de ruptura de grandes terremotos y se caracteriza por segmentos donde algunas zonas sismogénicas ya rompieron y otras están a punto de romper. A lo largo del margen del Oroclino, cada segmento se caracteriza por un ciclo sísmico distinto.

En la figura 3.3 que presenta todos los eventos de magnitud Mw $\geq$ 7.0 del margen Oeste del Oroclino de los Andes Centrales desde el año 1976, las zonas que ya rompieron se ilustran en rojo mientras que las zonas a punto de romper se representan en azul.

Los dos rectángulos rojos asociados a los mecanismos focales destacados por un círculo rojo (figura 3.3), representan el área de ruptura de los dos grandes terremotos de magnitud Mw $\geq$ 8.0 que ocurrieron en el Oroclino, el terremoto de Arequipa, del 23 de Junio de 2001, Mw=8.4, en el Sur del Perú y el terremoto de Antofagasta, del 30 de Julio de 1995, Mw=8.0, en el Norte de Chile. Las dos áreas de ruptura, por un lado, materializan las fases cosísmicas de dos ciclos sísmicos en Arequipa, en 2001 y en Antofagasta en 1995, que consisten en el deslizamiento sísmico de la zona sismogénica correspondiente y por otro lado sugieren las fases post-sísmicas que corresponden al deslizamiento asísmico de la interfaz más profunda debajo de la zona sismogénica: la zona de ”creep” frágil (figura 3.4). En el caso del terremoto de Arequipa, la

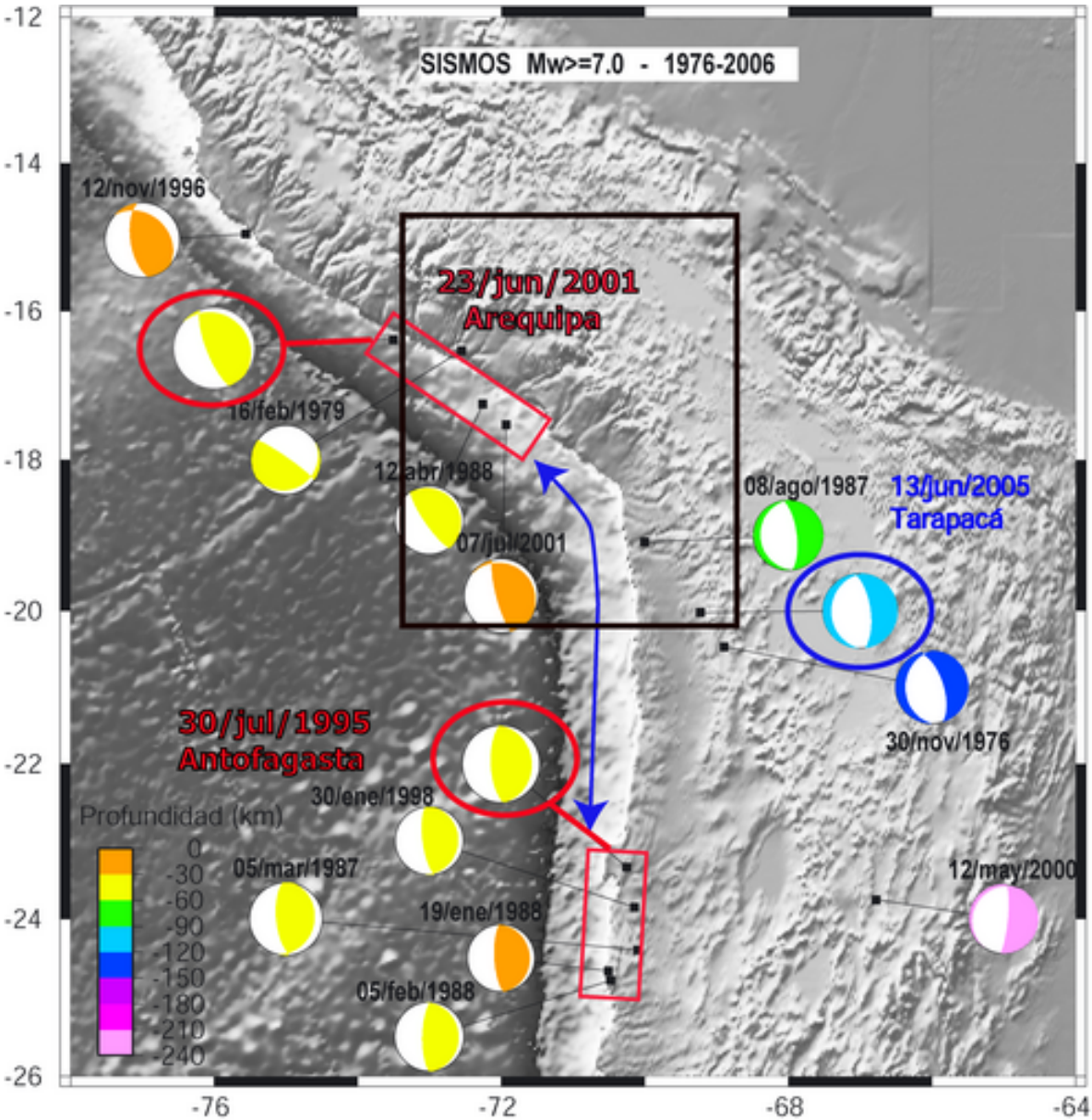


Figura 3.3: *Terremotos de magnitud Mw ≥ 7.0 que ocurrieron en el Oroclino de los Andes Centrales desde 1976. Los rectángulos rojos ilustran el área de ruptura del terremoto de Arequipa, 23 de Junio de 2001, Mw=8.4, en el Sur del Perú y de Antofagasta, 30 de Julio de 1995, Mw=8.0, en el Norte de Chile. La flecha azul representa la brecha sísmica del Oroclino desde 1868 y 1877. La zona de estudio corresponde al rectángulo negro. Los mecanismos focales destacados corresponden a los mayores terremotos Mw ≥ 8.0 del Oroclino.*

fase post-sísmica duró 2.8 años [*Perfettini et al.*, 2005].

La flecha azul (figura 3.3) de los extremos Sur del Perú y Norte de Chile representa la brecha sísmica muy conocida del Oroclino de los Andes Centrales ya que no ocurrió ningún sismo de magnitud Mw ≥ 8.0 desde 1868 y 1877 en la zona sismogénica de esta área. Esta zona se encuentra en periodo intersísmico caracterizado por el deslizamiento asísmico de la interfaz entre las dos placas en profundidad y el bloqueo total de la zona sismogénica (figura 3.4). El cálculo de periodo de recurrencia de los grandes sismos de la zona sismogénica del Oroclino sugieren que la zona de estudio se encuentra además en periodo presísmico caracterizado por el deslizamiento asísmico de la interfaz ubicada justo debajo de la zona sismogénica: la zona de ”creep” frágil.

En la zona de brecha sísmica, se observa también la ocurrencia de varios terremotos de profundidad intermedia de magnitud Mw ≥ 7.0 que ocurren dentro de la placa oceánica y se podrían relacionar con la fase presísmica de la zona sismogénica.

En la figura 3.3, la distribución de estos terremotos muestra que:

- No hubo terremotos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 7,0 desde 1976 en la llamada brecha símica del Oroclino de los Andes Centrales, entre 17,8°S y 23°S, pero justo al Norte del Codo, hubo 4 terremotos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 7,0 uno de ellos de magnitud Mw ≥ 8,0, Arequipa, 23 de Junio de 2001, y justo al Sur del Codo, hubo otros 5 terremotos interplaca de magnitud Mw ≥ 7,0, uno de los cuales de magnitud Mw ≥ 8,0 (Antofagasta, 30 de Junio de 1995).
- En la brecha sísmica del Oroclino de los Andes Centrales, hubo 3 grandes terremotos de subducción de profundidad intermedia (prof. ≥ 80 km) de magnitud Mw ≥ 7,0. La profundidad de estos terremotos aumenta hacia el Sur.
- No hubo sismos de profundidad intermedia de magnitud Mw ≥ 7,0 en los extremos de la brecha sísmica.

La ausencia de terremotos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 7,0 en la brecha sísmica del Oroclino de los Andes Centrales contrasta fuertemente con la actividad importante en el contacto interplaca de los extremos de la brecha, asimismo la actividad sísmica de subducción de profundidad intermedia en la brecha sísmica del Oroclino de los Andes Centrales contrasta con la ausencia de sismos de profundidad intermedia en los extremos de la brecha.

En la figura 3.3, se aprecia que la línea de *Gephart* [1994], eje de simetría del oroclino Boliviano, también corresponde al eje de simetría de los eventos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 7,0.

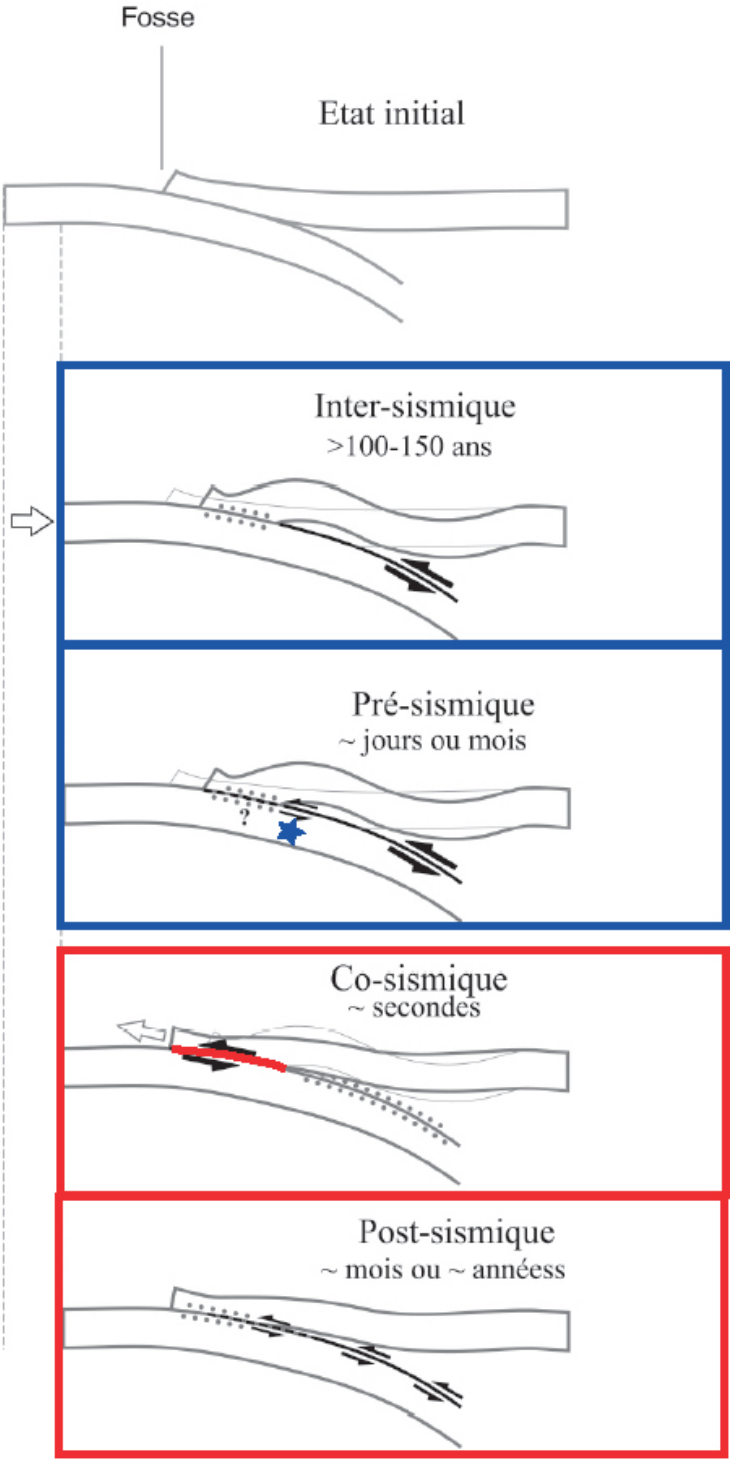


Figura 3.4: *Variaciones del acoplamiento mecánico de la interfaz durante el ciclo sísmico [Chlieh et al., 2004]. En rojo, se destaca el periodo sísmico en que ocurren grandes terremotos de magnitud Mw ≥ 8.0, en azul, en que se esperan grandes terremotos de magnitud Mw ≥ 8.0.*

3.2. Datos sismológicos

Para determinar y analizar la distribución espacial de la sismicidad del Oroclino de los Andes Centrales, se han utilizado datos telesísmicos y datos locales, de modo de trabajar con magnitudes grandes y pequeñas: macro- y micro-sismicidad respectivamente.

Ambos tipos de datos permiten describir la sismicidad de subducción y la sismicidad intracontinental. La micro-sismicidad entrega una visión detallada de la actividad sísmica en la subducción y en el continente, refleja una escala de deformación micro. La macro-sismicidad permite dar cuenta de los principales rasgos de la sismicidad y permite inferir la cinemática de los movimientos, refleja necesariamente las deformaciones de mayor amplitud compatibles con las observaciones geológicas de largo plazo.

Se detalla a continuación qué catalogos se utilizaron en este estudio y como se adquirieron y se procesaron algunos datos sismológicos locales utilizados en este trabajo.

3.2.1. Datos telesísmicos

Los datos telesímicos son los datos registrados a gran distancia, en este caso, por la red mundial WGSN (World Global Seismographic Network). Se utilizaron los hipocentros del catálogo de *Engdahl et al.* [1998] que fueron registrados entre 1964 y 2004, localizados por el organismo internacional ISC (International Seismological Centre) y relocalizados por *Engdahl et al.* [1998] [el autor solicitó referenciarse su artículo de 1998, incluso para los datos posteriores a 1998].

Estos eventos son caracterizados por una magnitud mb $\geq$ 3,0, tienen una solución hipocentral bastante confiable, con respecto a los otros eventos telesísmicos registrados, con error máximo de 20 km tanto en profundidad como en horizontal. Por lo tanto, permiten trabajar con localizaciones epicentrales suficientemente precisas, y sobretodo, profundidades suficientemente bien resueltas para el objetivo de esta tesis.

Se utilizan los hipocentros con buena determinación de profundidad DEQ, HEQ, FEQ, y BEQ, pero no los hipocentros caracterizados por profundidades de baja resolución XEQ, LEQ o ZDEQ, ZBEQ ya que la profundidad del evento es un parámetro clave que permite discriminar si pertenece a la placa Nazca o a la placa Sudamericana.

3.2.2. Datos locales

En el Oroclino de los Andes Centrales, existen redes permanentes y también se han instalado variadas redes temporales, constituidas de sismómetros de periodo corto y de acelerómetros,

por lo tanto, se cuenta con datos locales para describir la situación sísmica del Oroclino de los Andes Centrales.

Para analizar en detalle la microsismicidad del Oroclino de los Andes Centrales, se han utilizado los cuatro conjuntos de datos sismológicos locales siguientes. Los dos primeros han sido adquiridos y procesados durante esta tesis, los dos últimos son catálogos utilizzados tales cuales.

1) El primer conjunto de datos utilizado en este estudio ha sido reprocesado durante esta tesis. Previamente había sido adquirido por la Red Sismológica Telemétrica (RESISTE), red permanente de Arica, entre los años 1996 y 2003 y procesado por el Servicio Sismológico de la Universidad de Tarapacá (Arica) (figura 3.5).

2) El segundo conjunto de datos utilizado en este estudio ha sido adquirido, procesado y reprocesado en esta tesis. Proviene de una red temporal instalada entre Enero y Marzo de 2003 en la región de Tacna-Moquegua en el extremo Sur del Perú gracias al proyecto FONDECYT 1020104 ”Subduction and active deformation processes around the Arica Bend, Central Andes (16°S - 20°S): Seismotectonic implications” otoragado a D. Comte (figura 3.6). Consistió en un estudio en conjunto entre la Universidad de Chile y el Instituto Geofísico del Perú (IGP).

3) El tercer conjunto de datos utilizado en este estudio ha sido adquirido y procesado por *Grange et al.* [1984] quienes instalaron una red temporal en 1980 y en 1981 en la región de Arequipa en el Sur del Perú (figura 3.7).

4) El cuarto conjunto de datos utilizado en este estudio ha sido registrado por la Red Nacional del Perú entre 1981 y 2004 (figura 3.8) y procesado por *Tavera and Rodriguez* [1991].

3.2.2.1. Red permanente RESISTE de Arica

La red permanente RESISTE de Arica (figura 3.5 y cuadro 3.1) es una red local instalada para monitorear la brecha sísmica del Norte de Chile. Está constituida de 13 estaciones sismológicas de periodo corto (frecuencia central 1Hz), 12 de ellas corresponden a sensores verticales y la otra (CAM), a un sismómetro de tres componentes.

Están registrando en continuo desde 1996 y la señal es transmitida por radio en tiempo real al Servicio Sismológico de la Universidad de Tarapacá a través de un punto de recepción central en la Cordillera de la Costa. Entre 1996 y 2003, la red permanente RESISTE de Arica registró 22.545 eventos, dentro de los cuales hay eventos de subducción interplaca, de subducción de profundidad intermedia y eventos intracontinentales, los cuales fueron procesados y localizados para seleccionar los que se han utilizado en esta tesis.

Cuadro 3.1: *Coordenadas geográficas de las 13 estaciones sismológicas de la red permanente RESISTE de Arica. La estación CAM, ubicada en el cerro Camaraca, es el único sismómetro de 3 componentes.*

Nombre Estación	**Lugar**	**Longitud**	**Latitud**	**Altura**
VIC	Victor	18° 57,36’ S	70° 03,91’ W	1.235 m
GAR	Garza	18° 46,14’ S	69° 55,27’ W	1.530 m
CAR	Caricoya	18° 42,99’ S	69° 39,46’ W	2.880 m
CHA	Chapiquiña	18° 20,09’ S	69° 30,03’ W	4.470 m
ATA	Atajaña	19° 18,02’ S	70° 08,25’ W	1.570 m
SOT	Sotoca	19° 35,64’ S	69° 12,89’ W	3.416 m
TAR	Tarapacá	19° 54,70’ S	69° 30,08’ W	1.570 m
PUQ	Puquio	18° 14,77’ S	69° 49,09’ W	3.308 m
MIN	Miñimiñe	19° 11,87’ S	69° 41,20’ W	1.950 m
PAM	Pampa Germania	19° 52,54’ S	69° 48,92’ W	1.181 m
ZAP	Zapiga	19° 38,71’ S	69° 58,58’ W	1.260 m
POC	Poconchile	18° 27,29’ S	70° 06,48’ W	1.100 m
CAM(z,l,t)	Camaraca	18° 37,00’ S	70° 19,37’ W	915 m

De este modo, sobre los 22.545 eventos, 19.104 eventos estuvieron caracterizados por una RMS $\leq$ 0,5 y por un número de 7 fases P y S y 1 fase S por lo menos y 9.317 de ellos estuvieron caracterizados ademas por un condicionamiento C=$\frac{\lambda_1}{\lambda_4} \leq 120$ (donde λ_i son los valores propios de la matriz de Geiger), por una distancia a la estación más cercana $\leq$ 100 km y por un gap acimutal $\leq 300°$.

3.2.2.2. Red temporal Sur Perú, región Tacna-Moquegua

En el extremo Sur del Perú, en la región de Tacna - Moquegua, se instaló una red temporal durante los meses de Enero, Febrero y Marzo de 2003, constituida de 17 estaciones sismológicas de periodo corto, 16 fueron sensores de 3 componentes y una de sensor vertical (CON) (figura 3.6 y cuadro 3.2).

La red temporal registró un total de 1.762 eventos de subducción e intracontinentales localizables. De ellos, 885 sismos presentan una localización confiable, es decir, una RMS $\leq$ 0,5 y un número de 6 fases P y S y 1 fase S al menos, por lo que han sido considerados en el marco de esta tesis.

La geometría tanto de la red permanente RESISTE de Arica como de la red temporal del extremo Sur del Perú permite localizar muy bien la sismicidad de subducción de profundidad intermedia y la sismicidad intracontinental existente entre la Cordillera de la Costa y la Precor-

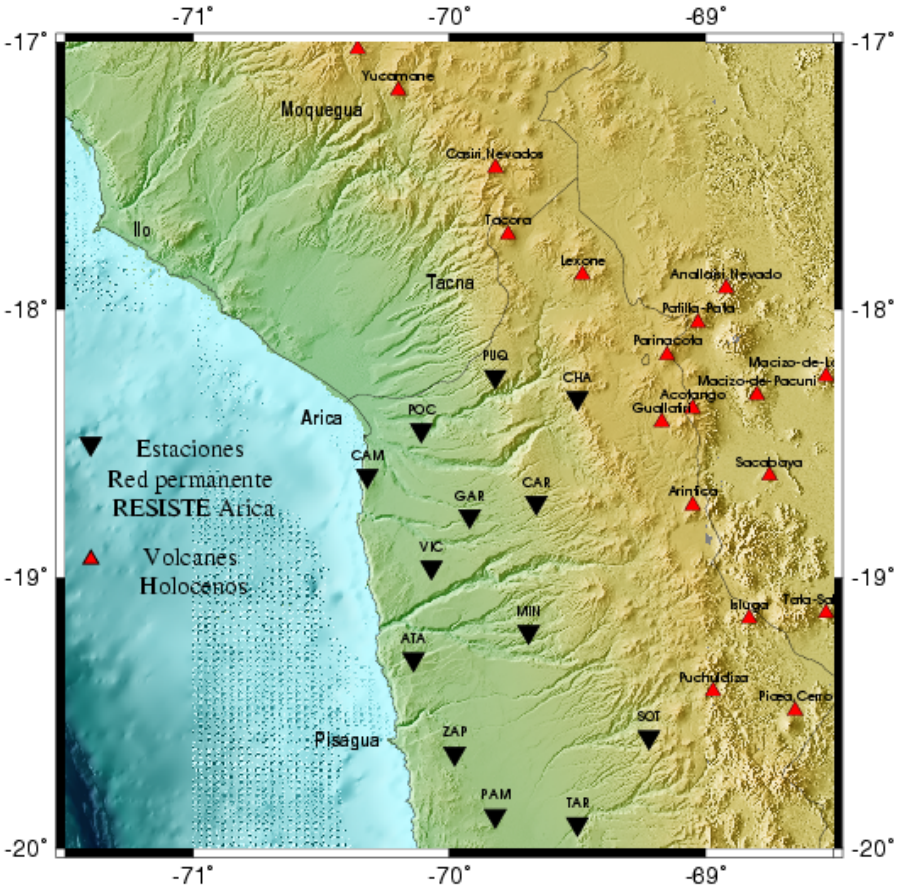


Figura 3.5: *Ubicación geográfica de las 13 estaciones de la red permanente RESISTE de Arica (triángulos invertidos negros).*

dillera, ya que ellas se encuentran debajo de la red (figuras 3.5 y 3.6), pero ambas localizan con mayores errores en latitud y en profundidad, la sismicidad de subducción interplaca superficial y la sismicidad intracontinental de la Cordillera Occidental, ya que ellas se encuentran afuera de su cobertura acimutal.

3.2.2.3. Red temporal Sur Perú, región Camaná-Arequipa

Grange et al. [1984] instalaron una red temporal en el Sur del Perú, durante 3 meses en el año 1980 y otros 3 meses en el año 1981, en la región de Arequipa, frente a Camaná donde se localizó el epicentro del sismo de Arequipa, del 23 de Junio de 2001, Mw=8.4. La red temporal de 1980, de 300 km de extensión aproximadamente, se constituye de 17 estaciones de periodo corto, la red temporal de 1981, menos extensa (200 km aproximadamente), se constituye de 18 estaciones sismológicas de periodo corto representadas en la figura 3.7. Esta figura ilustra también la distribución espacial del conjunto de datos procesado por *Grange et al.* [1984], que se utiliza en la tesis.

El estudio de la microsismicidad que realizaron se enfocó en la sismicidad de subducción de

Cuadro 3.2: *Localización de las estaciones sismológicas de la red temporal instalada en el Sur del Perú entre Enero y Marzo de 2003. Coordenadas geográficas de las 17 estaciones sismológicas de la red temporal instalada en el Sur del Perú entre Enero y Marzo de 2003.*

Nombre Estación	**Lugar**	**Longitud**	**Latitud**	**Altura**
cll	Calacala	17° 15,56’ S	70° 20,74’ W	3.650 m
cal	Calientes	17° 51,49’ S	70° 07,38’ W	1.349 m
cau	Causuri	17° 46,03’ S	69° 56,50’ W	3.160 m
con	Conostoco	17° 36,47’ S	70° 45,00’ W	654 m
gol	El Golpe	17° 57,85’ S	70° 37,52’ W	266 m
ila	Ilabaya	17° 25,14’ S	70° 30,90’ W	1.527 m
ilo	Ilo	17° 38,85’ S	71° 18,16’ W	259 m
moq	Moquegua	17° 09,86’ S	70° 54,67’ W	1.653 m
pal 1	Palquilla hasta 13/01	17° 39,39’ S	70° 04,70’ W	2.798 m
pal	Palquilla desde 13/01	17° 35,47’ S	70° 01,03’ W	3.300 m
sit	Sitajara	17° 22,53’ S	70° 07,99’ W	3.193 m
cor	Coruca	17° 39,11’ S	70° 27,49’ W	878 m
mat	Matogroso	17° 29,79’ S	70° 42,72’ W	1.004 m
puq	Puquio	17° 46,65’ S	70° 23,46’ W	922 m
qui	Quilahuani	17° 18,94’ S	70° 15,58’ W	3.272 m
tar	Tarata	17° 28,91’ S	70° 02,36’ W	3.114 m
lay	La Yarada	18° 09,01’ S	70° 28,64’ W	109 m
rin	Rinconada	17° 20,12’ S	70° 59,78’ W	1.022 m

profundidad intermedia de modo de caracterizar en detalle la horizontalización de la placa Nazca a 100 km de profundidad y en la sismicidad intracontinental del ante-arco.

No pudieron asociar la sismicidad intracontinental encontrada en su estudio a la actividad de fallas porque poco se sabía de las estructuras de la región. En la presente tesis, se han utilizado estos datos de manera de analizarlos junto a estudios geológicos que se realizaron después del estudio.

3.2.2.4. Red nacional del Perú

La red nacional permanente del Perú cuenta con 2 estaciones sismológicas en el extremo Sur del Perú región de Tacna-Moquegua, una en la mina Toquepala y la otra en el pueblo La Yarada y con 5 estaciones en el Sur del Perú en la región de Camaná-Arequipa.

Los datos registrados por esta red, entre 1981 y 2004, y localizados por *Tavera and Rodriguez*

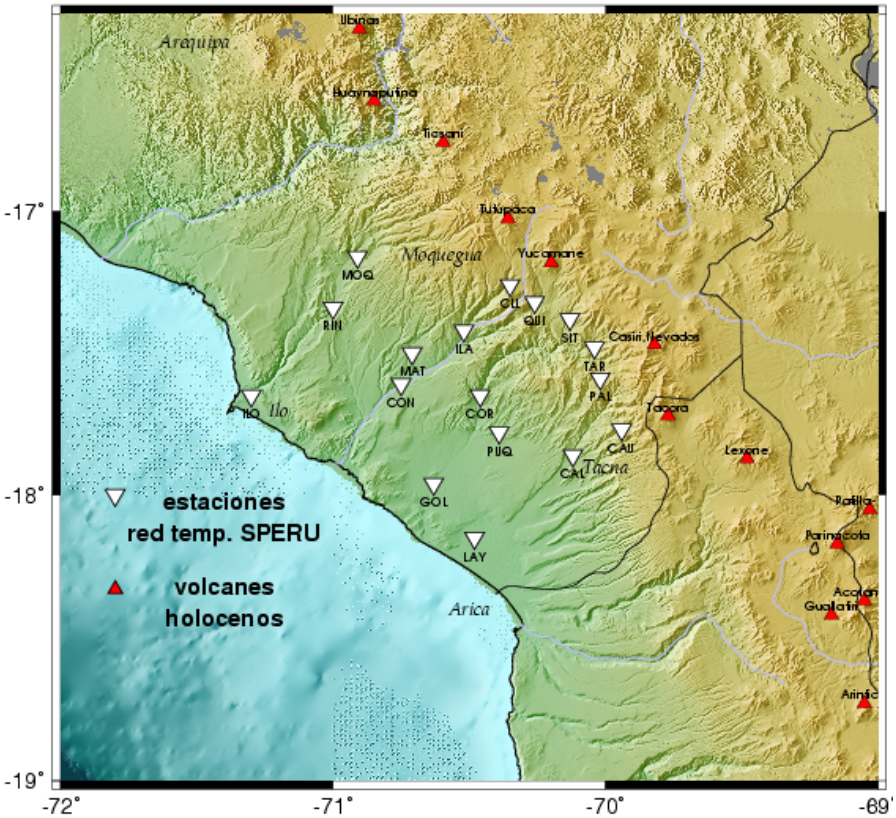


Figura 3.6: *Ubicación geográfica de las 17 estaciones de la red temporal instalada en el Sur del Perú entre Enero y Marzo de 2003 (triángulos invertidos blancos).*

[1991] son representados en este estudio. Las localizaciones de estos datos presentan un error mayor que en las de las otras redes por la densidad de estaciones menor, sin embargo estas localizaciones indican rasgos de la sismicidad de la región.

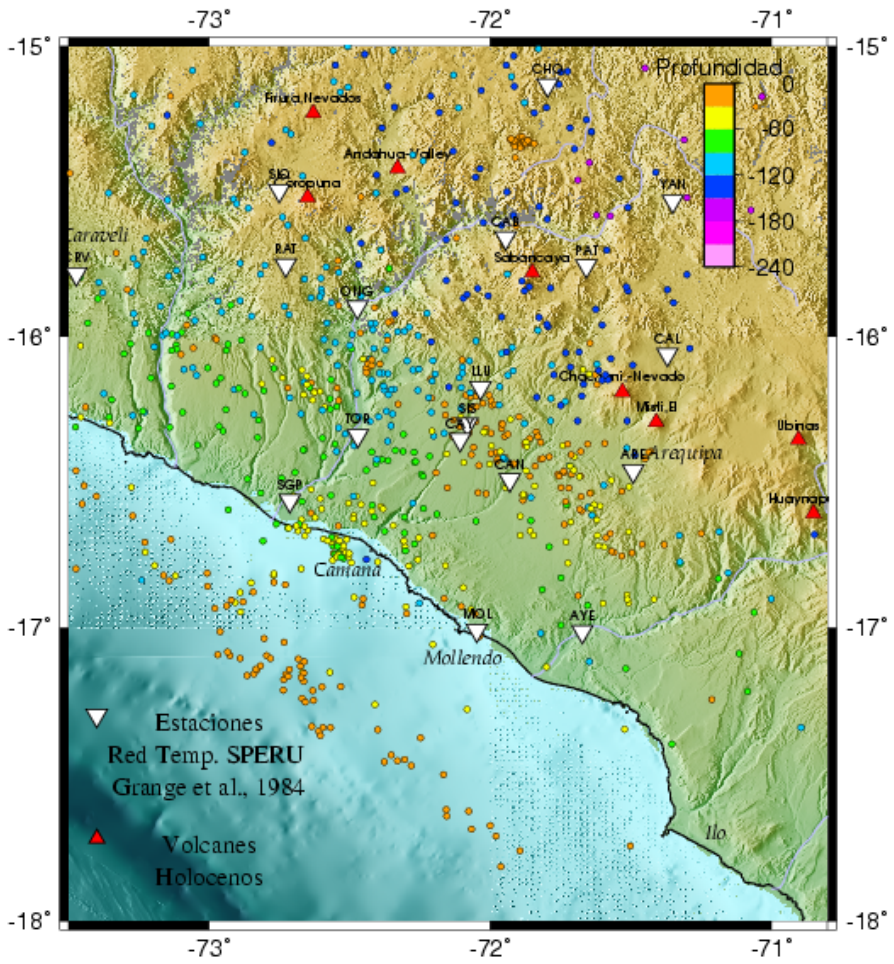


Figura 3.7: *Ubicación geográfica de las 18 estaciones de la red temporal instalada en la región Canamá-Arequipa en el Sur del Perú en 1981 por Grange et al. [1984] (triángulos invertidos blancos). Los círculos representan los sismos registrados y localizados por Grange et al. [1984], su color representa su profundidad según la escala de colores especificada.*

3.2.3. Adquisición y Procesamiento de los datos locales

En el párrafo siguiente se detalla la adquisición y el procesamiento elaborado para los datos registrados por la red permanente RESISTE de Arica y por la red temporal de la región Tacna-Moquegua del Sur del Perú.

Dentro del conjunto de datos presentado para estudiar la sismicidad intracontinental del Oroclino de los Andes Centrales, los datos locales adquiridos necesitan una relocalización de modo de cuantificar con precisión el error de localizaciones sobre los eventos intracontinentales. Se presenta a continuación la metodología empleada para los datos locales adquiridos durante esta tesis y la estimación de los errores asociados a las relocalizaciones definitivas.

Localizar significa determinar la ubicación de un evento sísmico en el espacio y en el tiempo, consiste por lo tanto resolver un sistema de varias ecuaciones, basadas en el tiempo de viaje de

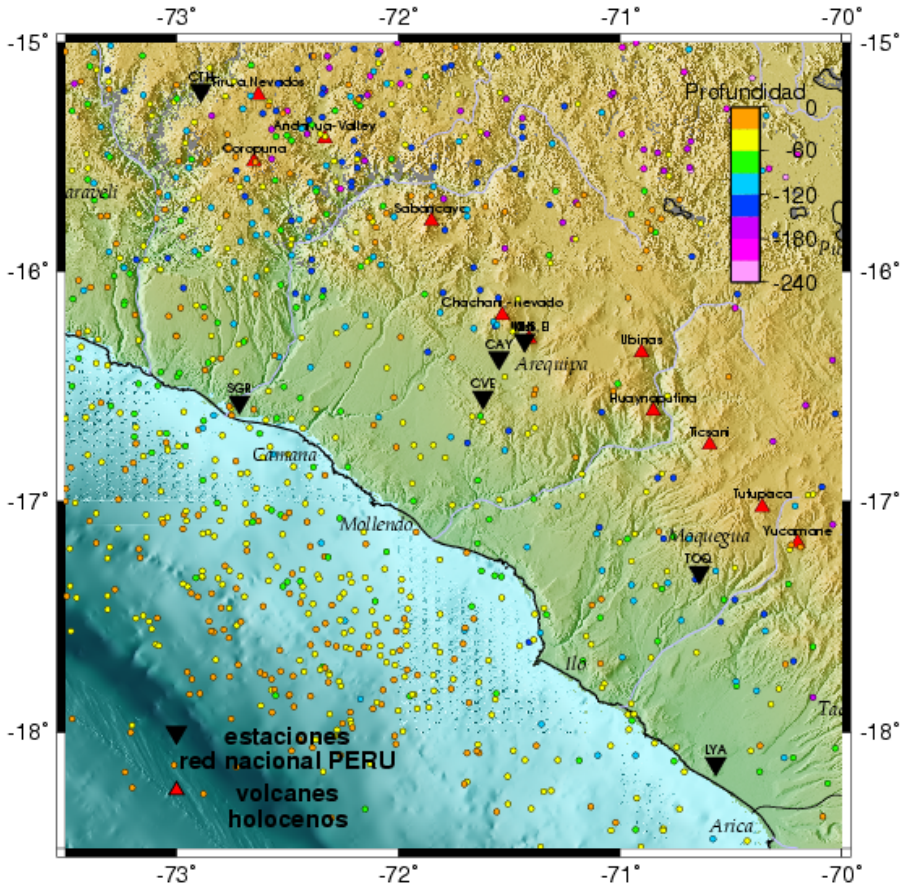


Figura 3.8: *Ubicación geográfica de las 7 estaciones sismológicas permanentes del Sur del Perú perteneciendo a la red nacional peruana (triángulos invertidos negros). Los círculos representan los sismos registrados y localizados por Tavera and Rodriguez [1991], su color representa su profundidad según la escala de colores especificada.*

las ondas hacia las estaciones, para determinar los cuatro parámetros relativos al hipocentro del evento que son: latitud, longitud, profundidad y el tiempo origen del evento, sabiendo que de todos los parámetros que conforman la solución hipocentral, la profundidad y el tiempo origen del evento son los más difíciles de determinar.

Relocalizar significa que, a partir de la localización preliminar de los eventos caracterizados por la mejor localización, se busca el mejor modelo de velocidad de la zona y así se toma en cuenta las heterogeneidades del medio, lo que permite localizar con más precisión aún cada hipocentro.

A continuación, se detalla el proceso de localización y de relocalización para los datos solamente adquiridos antes y durante la tesis, es decir de los datos locales registrados por la red permanente RESISTE de Arica adquiridos entre 1996 y 2003 y los datos locales registrados por la red temporal del extremo Sur del Perú durante el verano 2003.

No hubo necesidad de reprocesar los datos telesísmicos de *Engdahl et al.* [1998], ni los datos locales del Sur del Perú de *Grange et al.* [1984], puesto que ambos ya han sido relocalizados

por estos autores.

Respecto de los datos regionales de la red nacional del Perú, localizados por *Tavera and Rodriguez* [1991], éstos no fueron reprocesados puesto que la red nacional del Perú no es suficientemente densa para obtener una buena localización de microsismos en la zona de estudio. Por lo tanto, para los tres casos anteriores se utilizaron directamente sus resultados.

El procesamiento completo de localización y relocalización se organizó en las siguientes etapas:

1. Adquisición y almacenamiento de las formas de ondas: La base de datos en SEISAN permitió organizar todos los archivos de las formas de onda de cada evento adquiridas en terreno, de las lecturas de fase de cada evento y acceder a todos los programas sismológicos que permiten llevar a cabo un procesamiento completo de datos locales.

2. Lectura de fases (picking) : lectura de las fases P, S, ondas de volumen, lectura de las polaridades en caso de llegadas impulsivas. En el caso de la red permanente del Norte de Chile, es el Servicio Sismológico de la Univerdiad de Tarapcá (Arica) que realiza las lecturas de las llegadas de las ondas P y S y el que da una localización preliminar del evento.
   Y corrección de la lectura de las fases: cálculo del diagrama generalizado de Wadati

3. Localización de los hipocentros: se realizó a partir de los programas Hypoinverse o Hypocenter,

4. Relocalización : búsqueda del mejor modelo de velocidad en 1 dimensión y en 3 dimensiones, localización con el modelo de velocidad encontrado.

La buena localización de un evento depende de la calidad de todas estas etapas y por lo tanto de tres parámetros esenciales:

1. Distribución espacial de la red de estaciones sismológicas que lo registró. En efecto, la estabilidad numérica de la solución hipocentral depende primero de la cantidad de estaciones que detectan el evento, su diseño y la distancia entre ellas.

2. Calidad de las lecturas realizadas sobre las formas de ondas sísmicas registradas

3. Modelo de velocidad utilizado

3.2.3.1. Adquisición y Base de datos

Respecto del procesamiento de los datos, el primer trabajo realizado en equipo (con Mathilde Bordier, Sergio Contreras, Fadel Cazor, Adrián Vega, Michelle Muñoz, Mark Falvey y Denis

Legrand) consistió en elaborar una base de datos en formato SEISAN con los datos de la red permanente RESISTE de Arica y de la red temporal del extremo Sur del Perú. Este cambio de formato consistió en realizar distintos programas en lenguage PERL que permitieron pasar de la forma de onda codificada en formato GEOSTAR (formato del Instituto Geofísico de Estrasburgo) en formato SAC y luego en formato SEISAN, también permitieron generar los Sfile, archivos de lectura y procesamiento de SEISAN para luego ocupar las herramientas de SEISAN para el procesamiento completo de los datos de ambas redes.

De este modo, es posible de una sola vez, realizar la lectura de las fases de los eventos, localizarlos, realizar las lecturas de las polaridades, y el cálculo de los mecanismo focales [*Gallego*, 2004, *Pérez*, 2004, *Pinares*, 2006, *Muñoz*, 2006].

3.2.3.2. Lecturas de fases y diagramas del Método Generalizado de Wadati

Los errores en las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas de cuerpo son de carácter aleatorio, por lo que es recomendable la utilización del método Generalizado de Wadati, adecuado para verificar las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas de cuerpo. Este método permite verificar si los tiempos de llegada leídos de las ondas P y S cumplen el principio de causalidad, es decir que, puesto que la velocidad de las ondas P es mayor que la de las ondas S, se debe cumplir que $t_P \leq t_S$ y asimismo para un par de estaciones i y j debe cumplirse que si la onda P llega primero a la estación i que a la estación j, las ondas S también deberán hacerlo, es decir que si $t_{P_i} \leq t_{P_j}$ entonces $t_{S_i} \leq t_{S_j}$.

Los errores de lectura provienen a menudo de que la onda S no tiene una llegada impulsiva, por lo que no es fácil identificarla, por lo tanto, al graficar $t_{S_k} - t_{S_j}$ en función de $t_{P_k} - t_{P_j}$, los puntos que no obedecen a la simple condición $t_{S_k} - t_{S_j} \geq t_{P_k} - t_{P_j}$ indican que deben rehacerse las lecturas de fase de las estaciones j y k por lo menos. Para la red permanente RESISTE de Arica, por lo general la lectura del tiempo de llegada de la onda S es bastante imprecisa ya que los sismómetros son casi todos de componente vertical.

La relación siguiente es conocida como Método Generalizado de Wadati:

$$\frac{t_{S_k} - t_{S_j}}{t_{P_k} - t_{P_j}} = \frac{(t_0 + \frac{d_k}{V_S}) - (t_0 + \frac{d_j}{V_S})}{(t_0 + \frac{d_k}{V_P}) - (t_0 + \frac{d_j}{V_P})} = \frac{V_P}{V_S} \tag{3.1}$$

donde:

V_P y V_S son respectivamente las velocidades de las ondas P y S

t_0 es el tiempo origen

t_{P_k} y t_{S_k} son los tiempos de viaje de la onda P y S desde el foco sísmico hasta la estación k

d_k es la distancia entre hipocentro y la estación k.

El diagrama del Método Generalizado de Wadati consiste en aplicar una regresión lineal al conjunto de datos, para obtener una recta que pasa por el origen de coordenadas, cuya pendiente corresponde a la razón de velocidades $\frac{V_P}{V_S}$.

Para calcular la razón Vp/Vs promedio del conjunto de datos registrados por la red temporal del extremo Sur del Perú, se ha reducido el conjunto de datos de modo de tener solamente eventos caracterizados por unas muy buenas lecturas de fase. Por lo tanto, de los 1.762 eventos registrados, se han seleccionado los que presentan una RMS ≤ 0,6, que fueron detectados por un número de estaciones superior a 10 y que se ubican debajo de la red o en el contacto interplaca.

De este modo, se obtuvo una razón $\frac{V_P}{V_S}$ = 1,74, puesto que la recta obtenida a partir de estos datos pasa por el punto (0;0,04), y no pasa por el punto origen de coordenadas con un error mínimo de 0,04 (figura 3.9).

Para el Norte de Chile para conocer la razón $\frac{V_P}{V_S}$ se ha utilizado un conjunto de datos muy bien procesados [*Pinares*, 2006] de Febrero 2001, se obtuvo un valor de $\frac{V_P}{V_S}$ = 1,75, y el punto que pasa por x = 0 es 0,024 (figura 3.9).

Cabe hacer notar que para el Sur del Perú y el Norte del Chile, la razón $\frac{V_P}{V_S}$ promedio es muy similar.

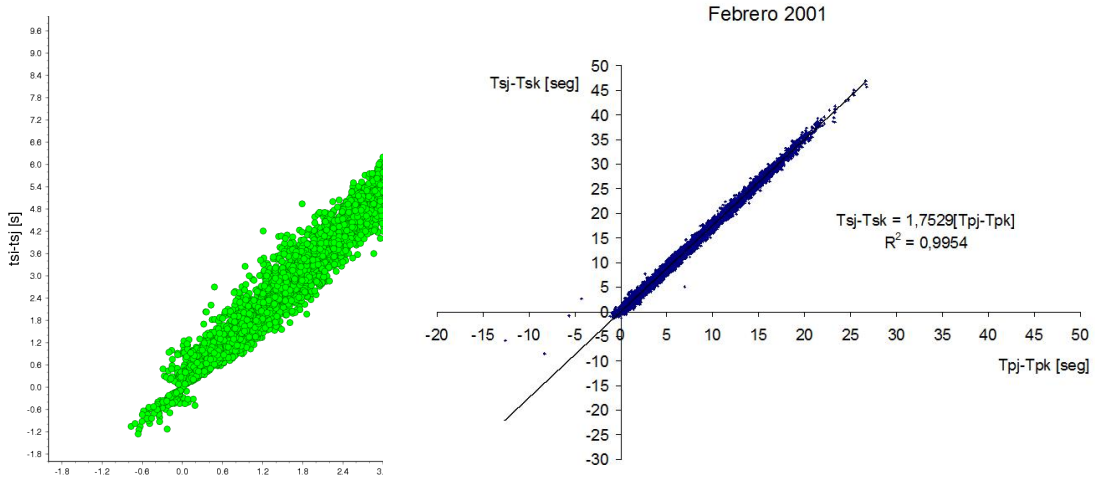


Figura 3.9: *Diagrama de Wadati Generalizado para los eventos de Enero, Febrero, Marzo del año 2003 para el Sur del Perú y Diagrama de Wadati Generalizado para los eventos de Febrero del año 2001 para el Norte de Chile.*

3.2.3.3. Localización

Los programas computacionales utilizados para la localización de sismos utilizan un método iterativo de mínimos cuadrados a partir de una solución inicial para encontrar el hipocentro de un evento.

Los eventos registrados por la red permanente del Norte de Chile fueron localizados por una versión modificada del programa HYPOINVERSE [*Klein*, 1978], que incluye un análisis (barrido) de profundidades iniciales para escoger la mejor profundidad. Los eventos registrados por la red temporal del Sur del Perú fueron localizados por el programa HYPOCENTER [*Lienert et al.*, 1991, 2005]. La diferencia fundamental entre estos dos programas es que HYPOCENTER incluye un modelo de velocidad que pueda alcanzar niveles arriba del mar y por lo tanto tomar en cuenta muy fácilmente la altura de las estaciones, lo cual es muy significativo en un país como Chile que en pocos cientos de kilometros cambia de miles de metros de altura. Sin embargo, HYPOINVERSE asigna ponderadores sobre las lecturas con muy alta RMS, lo que no hace HYPOCENTER, por lo tanto las RMS del HYPOCENTER son en general más elevadas que las de HYPOINVERSE en caso de lecturas malas, lo cual resalta más la realidad del proceso de lectura.

3.2.3.4. Relocalización

Para relocalizar, es necesario encontrar un modelo de velocidades lo más cercano posible de la realidad. En la búsqueda del modelo de velocidad, se determina el valor de las velocidades sísmicas de las ondas P y S y la profundidad de las mayores discontinuidades y en particular el Moho. En los Andes Centrales, numerosos estudios geofísicos muestran que el Moho varia fuertemente desde la costa a la Cordillera, entre 35 y 40 km de profundidad y entre 70 y 80 km de profundidad, respectivamente. En los modelos de velocidad, la profundidad del Moho tiene un impacto grande sobre la resolución hipocentral.

Para empezar, se utilizó el modelo inicial de capas planas de *Delouis et al.* [1996], referido a 5 km sobre el nivel del mar, con una profundidad del Moho a 52,75 km de profundidad y con una razón $\frac{V_P}{V_S}$ de 1,75 obtenida anteriormente.
Luego se mejoró este modelo de velocidad unidimensional a partir de un conjunto de eventos de subducción e intracontinentales de Febrero de 2001 utilizando el método inverso de VELEST [*Pinares*, 2006].

La inversión dió como mejor modelo el llamado ANCORP en la figura 3.10. Este modelo converge más rápidamente porque no tiene que ajustar la velocidad de la primera capa ya que ésta se encuentra bastante profunda con respecto a los otros modelos.

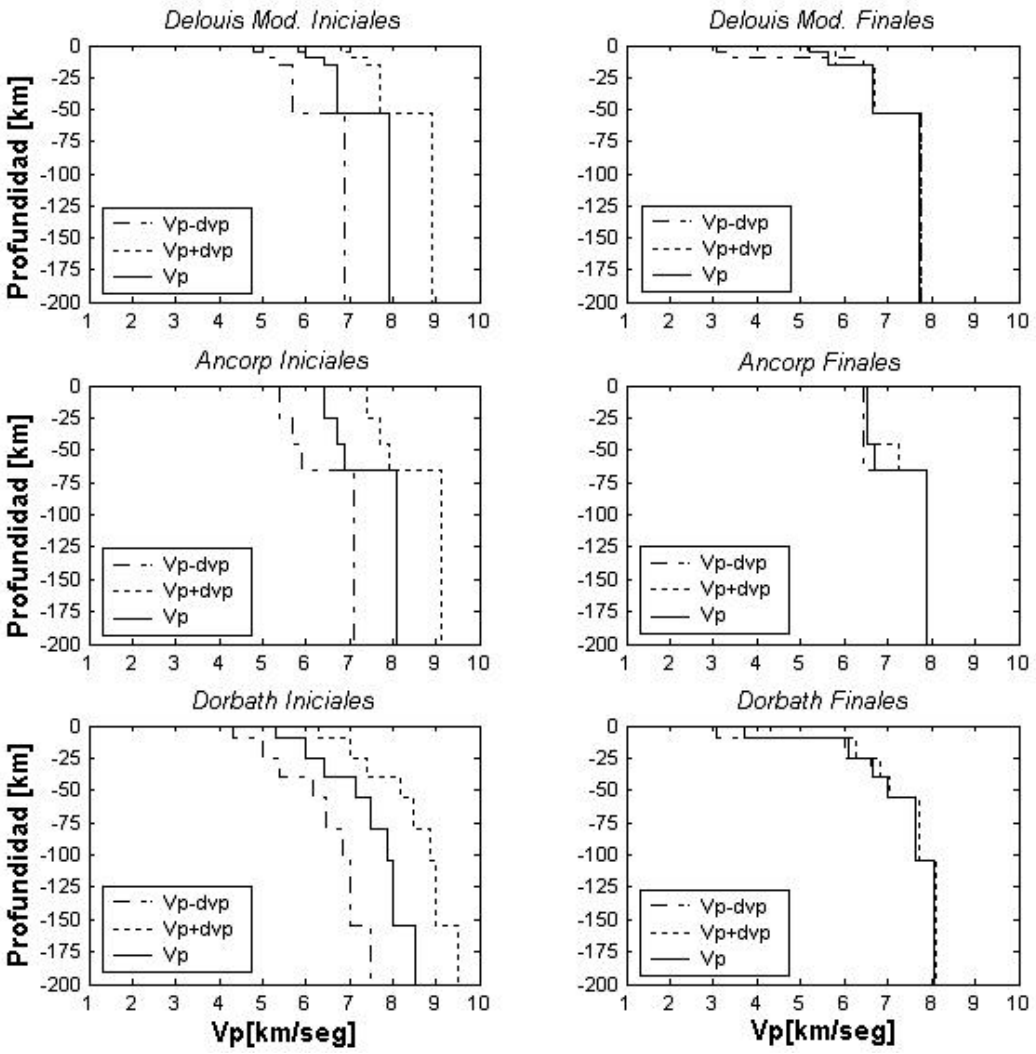


Figura 3.10: *Convergencia de distintos modelos de velocidad inciales realizada por VELEST a partir del conjunto de datos de Febrero 2001 del Norte de Chile [Pinares, 2006].*

Por lo tanto, se trató de ajustar la velocidad de la primera capa utilizando los tiros de la mina Toquepala que se registraron durante la campaña sismológica en el extremo Sur del Perú de 2003. Para ello, se calcularon las curvas camino-tiempo (figura 3.11), las cuales permitieron deducir la velocidad de la primera capa ya que las estaciones sismológicas se encontraban a una distancia máxima de 50 km alrededor de la mina.

Este modelamiento mostró que la velocidad sísmica Vp de la primera capa es 5 km/s hasta 2 km de profundidad. A 2 km de profundidad la velocidad sube abruptamente a 6 km/s y luego empieza a aumentar con un gradiente constante hasta 10 km de profundidad por lo menos.

De manera de considerar la variación del Moho debajo del ante-arco, se realizó una tomografía en el Sur del Perú y en el Norte de Chile [*Gallego*, 2004] (figura 3.12).

A partir de estos modelos, se relocalizaron los eventos seleccionados en la primera parte. En cuanto a los datos sismológicos, cabe hacer notar que las localizaciones de estos eventos intra-

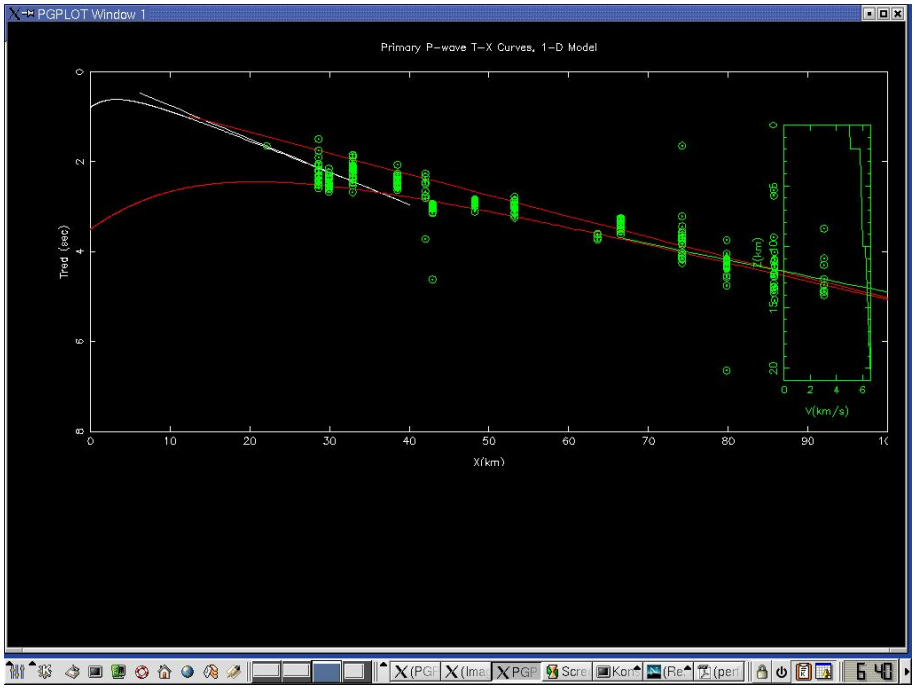


Figura 3.11: *Velocidad de la primera capa a partir de las curvas camino-tiempo de los tiros de la mina Toquepala*

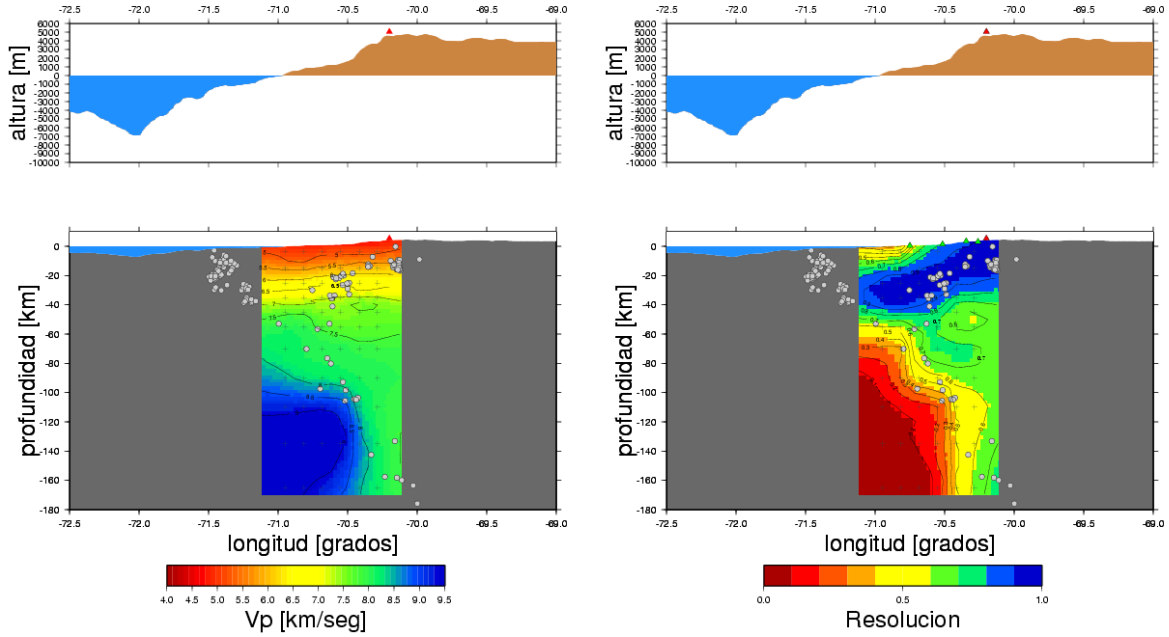


Figura 3.12: *Sección representando las variaciones de la velocidad sísmica Vp y de su resolución en profundidad y perpendicular al margen. Esta sección se realizó al medio de la red temporal del extremo Sur del Perú.*

continentales superficiales están bien constreñidas porque la distancia mínima de cada evento a la estación sismológica más cercana está entre 6 y 33 km y porque el número de estaciones que los registraron es superior a 10. De esta manera, el error horizontal obtenido por los programas numéricos es de 1 km en horizontal y 4 km en profundidad, sin embargo, se estimó en 2 km en horizontal y 8 km para considerar el error en el modelo de velocidad.

3.3. Análisis de la distribución espacial de la sismicidad del Oroclino de los Andes Centrales

A partir de los conjuntos de datos sismológicos descritos anteriormente, se generó dos mapas de sismicidad del Oroclino de los Andes Centrales.

3.3.1. Nuevos mapas de sismicidad del Oroclino

3.3.1.1. Mapa de macro-sismicidad

La figura 3.13 muestra la distribución espacial de los eventos telesísmicos de magnitud mb $\geq$ 3,0 registrados por la red mundial entre 1964 y 2004 y relocalizados por *Engdahl et al.* [1998].

Para tener una mejor visión en profundidad que el color de los eventos y estimar mejor el manteo de la placa en subducción, la ubicación de los eventos intracontinentales, se han realizado 7 secciones perpendiculares a la fosa en la zona de estudio. Estas secciones son de 50 km de ancho aproximadamente y están representadas en la figura 3.14.

La sección E1 se encuentra muy cerca de Camaná, ciudad costera peruana, frente a la cual ocurrió el sismo de Arequipa del 23 de Junio de 2001, esta sección corta el gran cañón del Colca y representa la sismicidad alrededor de los vocanes Sabancaya, Coropuna, Andahua-Valley y Firura-Nevados.

La sección E2 se encuentra cerca de Mollendo en la costa y de Arequipa en la Cordillera, se ubica al Norte del río Tambo, implica los volcanes Chachani-Nevados, el Misti, el Huaynaputina y el Ubinas los cuales están en actividad y bajo monitoreo peruano.

La sección E3 pasa por la región Tacna-Moquegua, por la ciudad costera de Ite, por el río Locumba e involucra los volcanes Tutupaca y Yucamane y más al Sur Casiri-Nevados.

La sección E4 representa la sismicidad en el Oroclino de los Andes Centrales, donde la costa presenta un cambio de acimut de aproximadamente 50°. Esta sección, mucho menos ancha que las otras, describe la sismicidad de la región de Oxaya, pasa por Arica, Putre y los volcanes activos del Norte de Chile, el Tacora, el Lexone, el Parinacota, el Patulla-Pata, y el Analla. Describe la región de Oxaya.

La sección E5 representa la sismicidad de la región de Camiña y de Aroma, pasa por Pisagua, ciudad costera, y representa los numerosos volcanes de esta región, entre ellos el Guallatire, el Isluga y el Arintica.

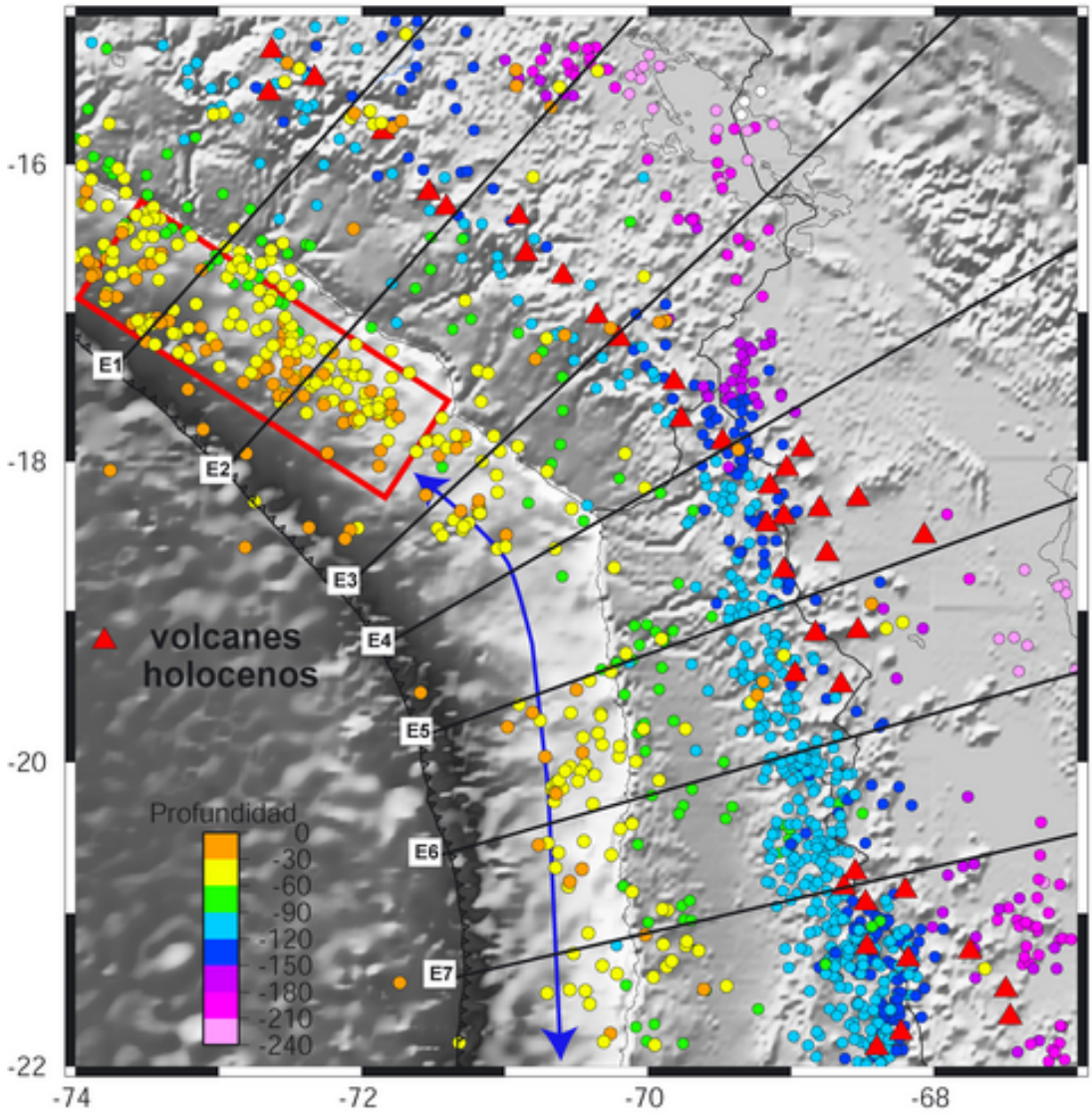


Figura 3.13: *Eventos telesísmicos de magnitud mb ≥ 3,0 que ocurrieron entre 1964 y 2004 en el Oroclino de los Andes Centrales, registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998]. El rectángulo rojo ilustra el área de ruptura del terremoto de Arequipa. La flecha azul representa la brecha sísmica del Oroclino. Las líneas negras representan la orientación de las secciones ortogonales a la fosa. La topografía y la batimetría son de Sandwell and Smith [1997] ETOPO de 2 minutos de ángulo, muestreadas a 30 segundos de ángulo.*

La sección E6 corresponde a la región de Pica caracterizada por la ausencia de volcanes activos holocenos, pasa por la ciudad costera de Iquique.

La sección E7 corresponde a la región donde vuelven a aparecer los volcanes holocenos, al Norte de la región de Antofagasta y del Salar de Atacama, involucrando a volcanes como el Irrupuntucu.

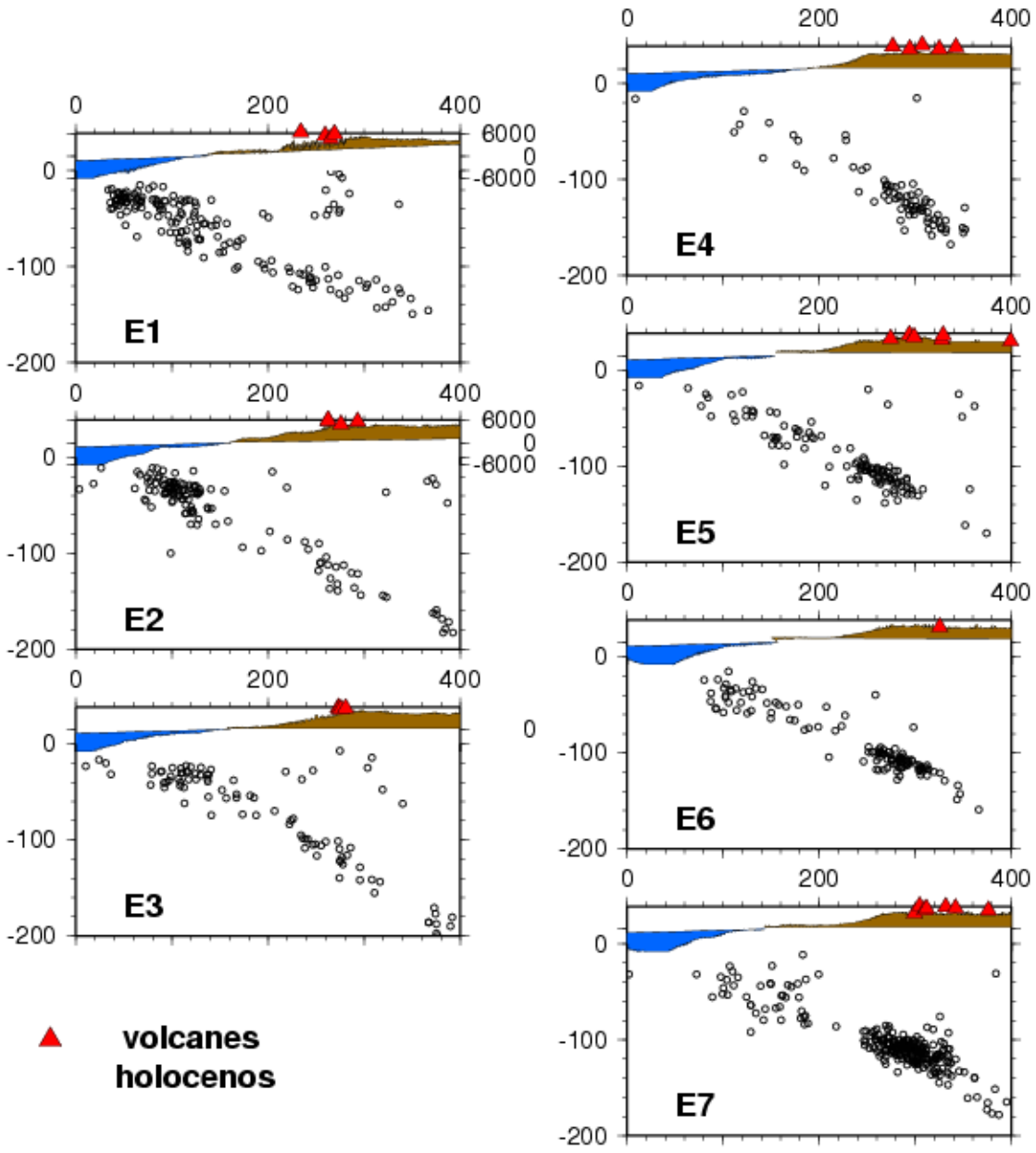


Figura 3.14: *Secciones ortogonales a la fosa con los eventos telesísmicos de magnitud mb ≥ 3,0 que ocurrieron entre 1964 y 2004 en el Oroclino de los Andes Centrales, registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998]. La exageración vertical de la topografía y de la batimetría explica que hayan 2 escalas: la escala de la izquierda que corresponde a la profundidad de los eventos graduada cada 20 km, la de la derecha, a la topografía y a la batimetría graduada cada 6 km. La ubicación geográfica de las secciones se encuentra en la figura 3.13.*

3.3.1.2. Mapa de micro-sismicidad

La figura 3.15 muestra el conjunto de todos los datos sismológicos locales de magnitud mL ≤ 4,0, registrados por las redes locales temporales y permanentes presentadas anteriormente, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores como lo fue especificado anteriormente. La

figura 3.15 específica también las redes locales y regionales que registraron estos datos.

Estos datos se adquirieron en periodos distintos:
- en 1981 en la región de Camaná-Arequipa, Sur del Perú,
- en 2003 en la región de Tacna-Moquegua, Sur del Perú
- y entre 1996 y 2003 en el Norte de Chile.

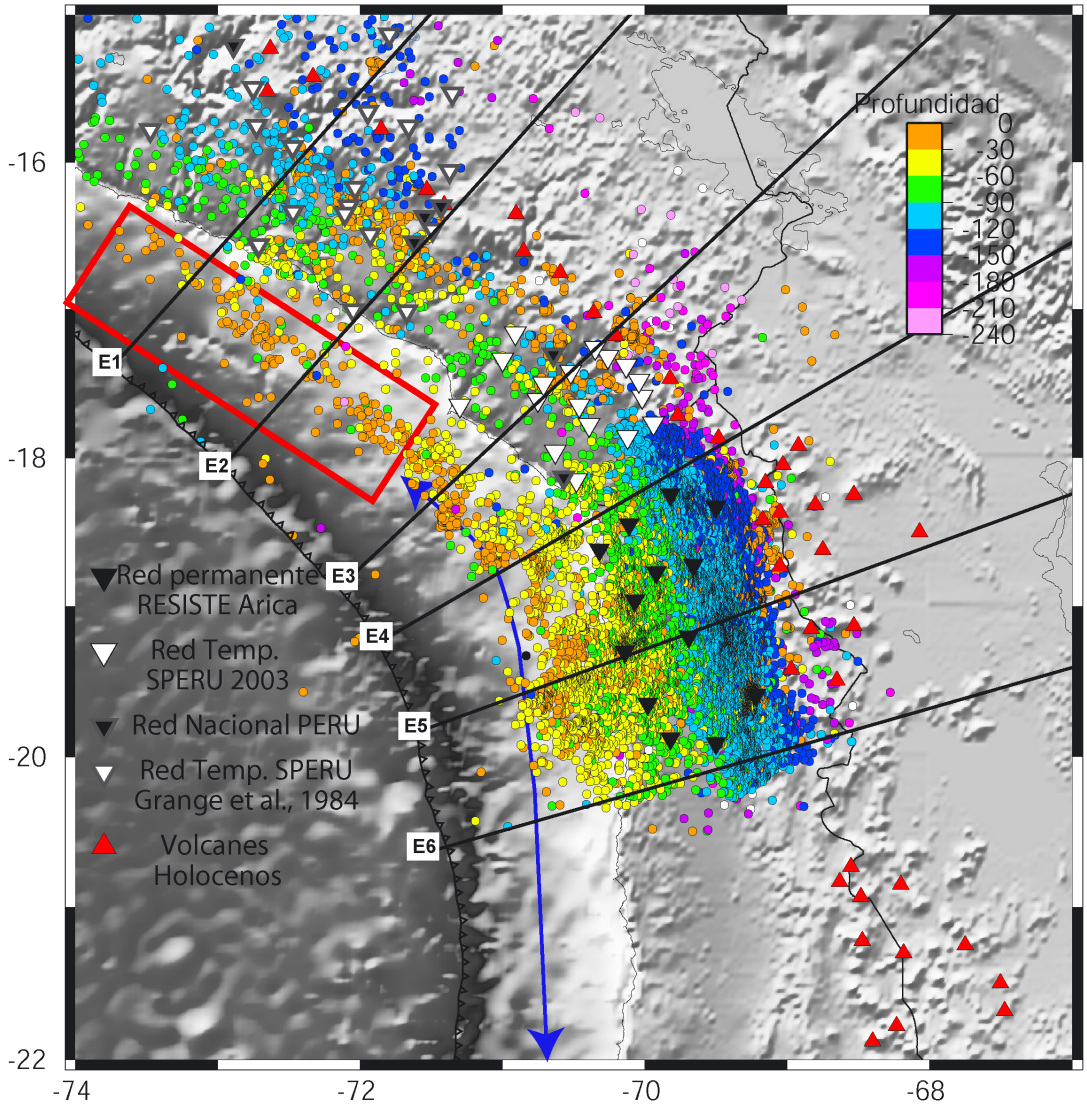


Figura 3.15: *Eventos locales de magnitud mL ≤ 4,0, registrados por las redes locales temporales en 1981 y en 2003 y por las redes permanentes entre 1981-2004 y entre 1996-2003, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores. El rectángulo rojo ilustra el área de ruptura del terremoto de Arequipa. La flecha azul representa la brecha sísmica del Oroclino. Las líneas negras representan la orientación de las secciones ortogonales a la fosa. La topografía y la batimetría son de Sandwell and Smith [1997] ETOPO de 2 minutos de ángulo, muestreadas a 30 segundos de ángulo.*

La figura 3.16 presenta las mismas secciones perpendiculares a la fosa E1, E2, E3, E4, E5, E6 que la figura 3.14. No aparece la sección E7 ya que los datos locales procesados en esta zona

están afuera de la cobertura de la red.

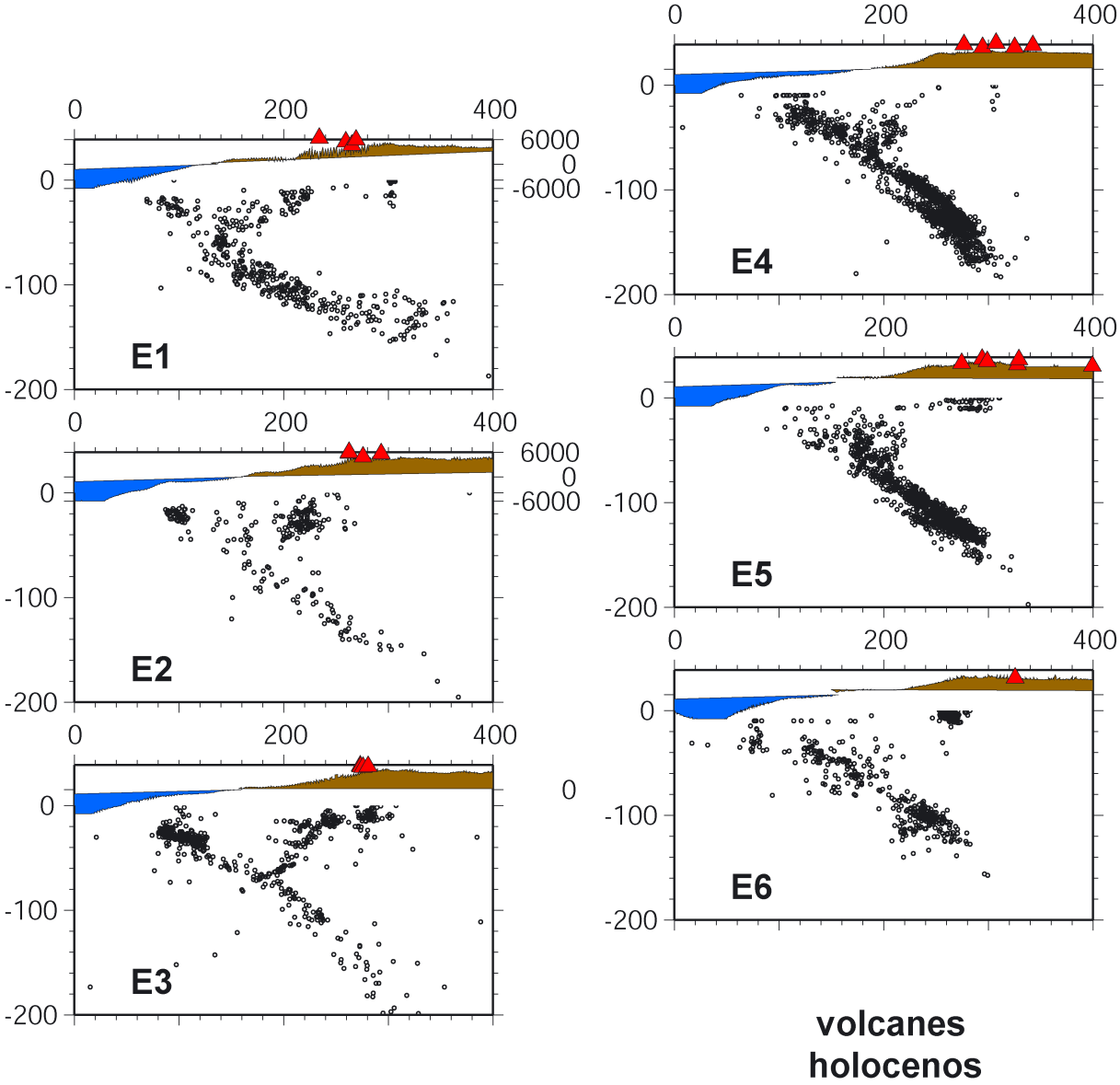


Figura 3.16: *Secciones ortogonales a la fosa con los eventos locales registrados por la red permanente RESISTE de Arica entre 1996 y 2003, por la red temporal de la región Tacna-Moquegua del Sur del Perú instalada en 2003, por la red temporal de la región Camaná-Arequipa del Sur del Perú instalada en 1981 y por la red nacional de Perú.*

La exageración vertical de la topografía y de la batimetría explica que hayan 2 escalas: la escala de la izquierda que corresponde a la profundidad de los eventos graduada cada 20 km, la de la derecha, a la topografía y a la batimetría graduada cada 6 km. La ubicación geográfica de las secciones se encuentra en la figura 3.15.

3.3.1.3. Resultados generales

Las figuras en planta 3.13 y 3.15 muestran la distribución de la macro- y micro-sismicidad del Oroclino de los Andes Centrales. El mapa de macro-sismicidad representa un conjunto de datos homogéneo mientras que el mapa de micro-sismicidad representa un conjunto de datos heterogéneo ya que fue registrado por redes distintas, cuya densidad de estaciones y tiempo de registro es diferente. Se destaca por ejemplo un mayor número de eventos en el Norte de Chile donde operó durante varios años la red permanente RESISTE de la Universidad de Tarapacá.

A pesar de la diferencia de los datos, los mapas (figuras 3.13 y 3.15) y las secciones (figuras 3.14 y 3.16) muestran los mismos rasgos de sismicidad, se describen a continuación:

La distancia horizontal entre la fosa y los eventos de subducción más superficiales aumenta al acercarse al Codo.

La distancia horizontal entre eventos de subducción más superficiales y los ubicados a 90 km de profundidad es, a grandes rasgos, constante en toda la zona del Oroclino de los Andes Centrales, lo que sugiere que el manteo de la subducción no varía significativamente entre 0 y 90 km de profundidad en toda la zona.

La distancia horizontal entre eventos de subducción ubicados entre 90 km y 200 km de profundidad varía a lo largo del Oroclino y en particular, al Norte de la latitud 16°S, los eventos de profundidad entre 90 km y 150 km se alejan fuertemente del arco volcánico sugiriendo la horizontalización de la zona de Wadati-Benioff.

El plano de Wadati-Benioff se encuentra entre 90 km de profundidad y 120 km de profundidad debajo del arco volcánico para los datos telesísmicos y entre 120 km y 150 km de profundidad para los datos locales. El rango de profundidades dado por los datos telesísmicos es considerado más correcto ya que la mayoría de los datos locales debajo del arco se encuentran afuera de la red local que los registra.

Los distintos conjuntos de datos revelan la existencia de una sismicidad intracontinental moderada entre 0 y 60 km de profundidad (color amarillo y naranjo) que ocurre en las distintas unidades morfoestructurales del Oroclino de los Andes Centrales, debajo del Altiplano, del arco volcánico, y del ante-arco, lo que se observa también en las figuras 3.14 y 3.16.

Sin embargo, se destacan rasgos en el mapa de macro-sismicidad (figura 3.13) que no se observan en el mapa de micro-sismicidad (figura 3.15) e inversamente.

En el caso de los datos telesísmicos (figuras 3.13 y 3.14) y analizando la sismicidad de subducción:

Se observan las numerosas réplicas del sismo de Arequipa (eventos de color amarillo y naranjo.

Cabe destacar la escasa sismicidad entre 0 y 90 km de profundidad en el Codo mismo.

En el caso de los datos telesísmicos (figuras 3.13 y 3.14) y analizando la sismicidad intracontinental, los eventos se concentran principalmente en el arco volcánico mientras que en el ante-arco los eventos son más escasos. En la figura 3.13, se observa que:

En el ante-arco, varios eventos intracontinentales se encuentran alrededor de las secciones E3 y E7.

Debajo de la Cordillera de la Costa, no hay eventos intracontinentales de magnitud mb $\geq$ 3,0.

Debajo de la Depresión Central, se encuentran 9 eventos intracontinentales localizados entre 10 y 60 km de profundidad.

Debajo de la Precordillera, 10 eventos intracontinentales se encuentran entre 10 y 60 km de profundidad, se ubican en mayoría en el límite oriental del ante-arco o en el borde Oeste del arco volcánico Holoceno.

En el arco volcánico, 18 eventos intracontinentales, concentrados en zonas sísmicas, el mayor conjunto de eventos ocurre cerca de las secciones E1 y E5.

En el Altiplano, varios eventos intracontinentales se encuentran alrededor de las secciones E2 y E3.

En el caso de los datos locales (figuras 3.15 y 3.16) y analizando la sismicidad de subducción:

Cabe destacar la ausencia de sismicidad entre 30 y 60 km de profundidad en una franja paralela al borde costero peruano mientras que en el Norte de Chile esta sismicidad es muy intensa.

Se observa, en las secciones de sismicidad registrada por la red permanente E4, E5, la existencia de la doble zona sísmica debajo de 100 km de profundidad, descrita por *Comte et al.* [1999] la cual no se observa ni con los datos telesísmicos, ni con los datos de redes temporales cuyo número es probablemente insuficiente.

En el caso de los datos locales (figuras 3.15 y 3.16) y analizando la sismicidad intracontinental, a contrario de los datos telesísmicos, no se observa una mayor concentración en el arco volcánico que en el ante-arco. En la figura 3.15, se observa que:

En el ante-arco, la micro-sismicidad intracontinental se distribuye principalmente debajo de la Precordillera. En el Sur del Perú, la microsismicidad se distribuye paralela al margen en el Sur del Perú, a lo largo del gran sistema tectónico de Incapuquio. En el Norte de Chile, la microsismicidad se agrupa en enjambres en el Norte de Chile, el mayor enjambre se encuentra en la región de Aroma (19,6°S), el otro en la región del volcán Mioceno de Sucuna (18,8°S).
La micro-sismicidad intracontinental ocurre en la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, pero de manera más difusa salvo en la región de Pisagua, cerca de la desembocadura de los ríos Camarones y Victor, donde la cantidad de eventos intracontinentales es importante y se confunde con una intensa sismicidad de subducción interplaca (19,6 °S).

Debajo del arco volcánico, se observan cuatro focos de microsismicidad intensa, tres en el Norte de Chile y uno en el Sur del Perú: uno se encuentra al pie del volcán activo Yucamane (17,2°S), otro se encuentra en la región de Visviri, entre el volcán activo Parinacota y el volcán activo Lexone (18°S), otro se encuentra al pie del volcán activo Guallatire (18,5°S), otro entre el volcán activo Arintica y Isluga (18,8°S).

3.3.2. Análisis de la sismicidad de subducción del Oroclino

3.3.2.1. Manteos del plano de Wadati-Benioff

Por un lado, tanto los datos telesísmicos (figura 3.17) como los datos locales (figura 3.18) muestran que no existe ningún cambio de manteo de la placa en subducción entre 20 y 80 km de profundidad a lo largo del Oroclino de los Andes Centrales (recta roja en las secciones).

A partir de la figura 3.17, se estima un manteo de la placa en subducción, entre 20 y 80 km de profundidad, de 25 °en todo el Oroclino de los Andes Centrales.

A partir de la figura 3.18, se estima un manteo de la placa en subducción, entre 20 y 80 km de profundidad, de 30 °, superior al anterior. Este manteo debe de ser sobre-estimado ya que los eventos superficiales y profundos del plano de subducción no se encuentran debajo de las redes locales, por lo tanto su localización presenta mayores errores.

Por otro lado, tanto los datos telesísmicos (figura 3.17) como los datos locales (figura 3.18) muestran una variación del manteo del plano de subducción a profundidades superiores a 80 km a lo largo del Oroclino (recta azul en las secciones).

A partir de la figura 3.17, se estima un aumento del manteo de la placa en subducción, para profundidades superiores a 80 km, de 15°a 30°, del Norte del Codo hacia el Codo mismo y se estima una disminución del manteo de la placa desde el Codo mismo hacia el Sur del Codo, de 30°a 25°.

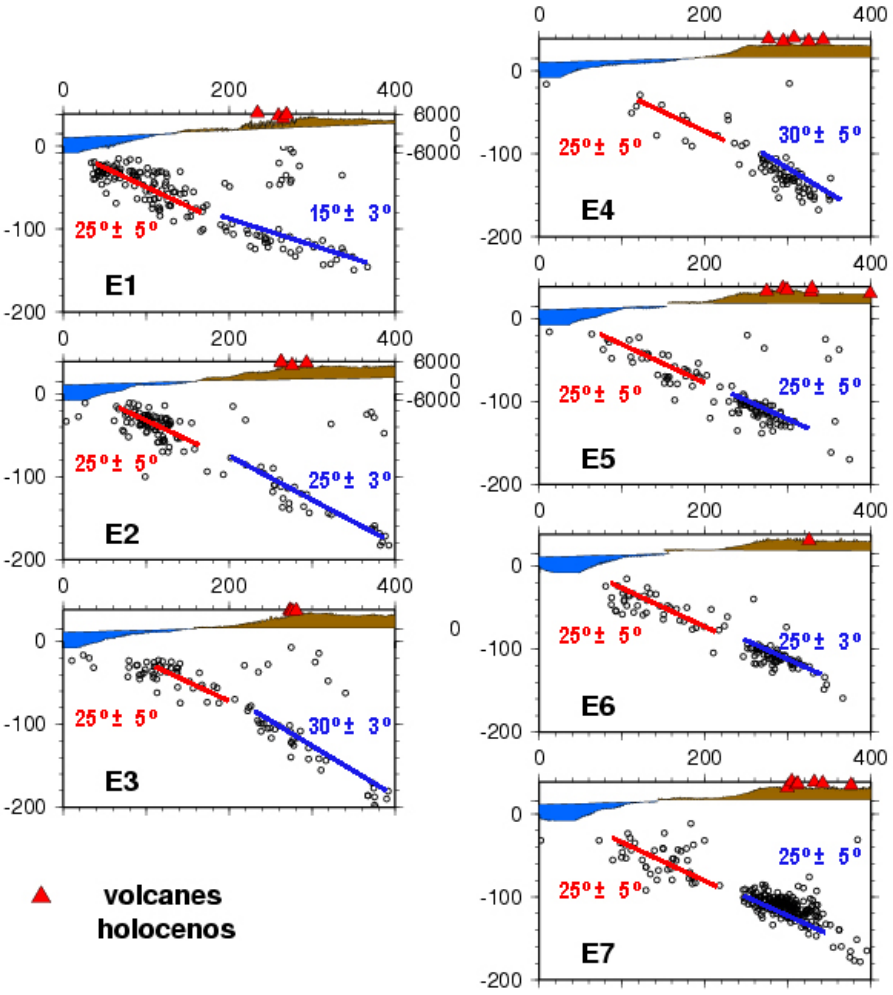


Figura 3.17: *Manteos del plano de Wadati-Benioff estimados a partir de los eventos telesísmicos de magnitud mb ≥ 3,0 registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998]. La recta roja representa el manteo promedio estimado a partir de la distribución de los eventos de 0 a 80 km de profundidad; la recta azul representa el manteo promedio estimado a partir de la distribución de los eventos de 80 a 150 km de profundidad.*

A partir de la figura 3.18, se observa un patrón bastante similar, pero los valores estimados de los manteos son mayores. Se estima un aumento del manteo de la placa en subducción, para profundidades superiores a 80 km, de 25°a 35°, del Norte del Codo hacia el Codo mismo y luego no se observa ninguna disminución del manteo hacia el Sur del Codo.

El cambio de manteo del plano de subducción ocurre a 80 km de profundidad aproximadamente en todas las secciones (figuras 3.17 y 3.18). Esta profundidad corresponde al isoterma 400°según *Yáñez and Cembrano* [2004] donde el acoplamiento de la interfaz de una falla vuelve dúctil según *Perfettini and Avouac* [2004].

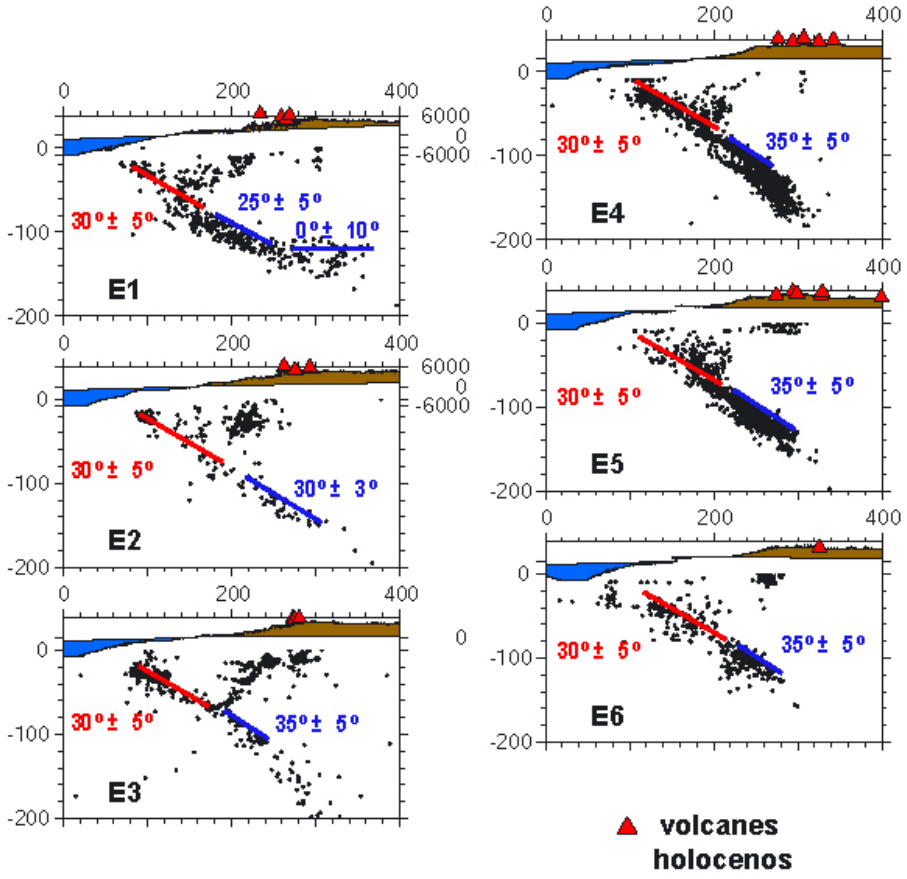


Figura 3.18: *Manteos del plano de Wadati-Benioff estimados a partir de los eventos locales de magnitud mL ≤ 4,0, registrados por las redes locales temporales o permanentes, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores. La recta roja representa el manteo promedio estimado a partir de la distribución de los eventos de 0 a 80 km de profundidad; la recta azul representa el manteo promedio estimado a partir de la distribución de los eventos de 80 a 150 km de profundidad.*

3.3.2.2. Variación de la sismicidad a lo largo del plano de subducción

Por un lado, tanto los datos telesísmicos (figura 3.19) como los datos locales (figura 3.20) muestran que, en el extremo Norte de Chile, en las secciones E4, E5, E6 y E7, la sismicidad de subducción de profundidad intermedia es intensa (círculos azules) mientras que la sismicidad de subducción de la zona sismogénica es mucho más moderada y a veces escasa (sección E4 de la figura 3.19).

Por otro lado, tanto los datos telesísmicos (figura 3.19) como los datos locales (figura 3.20) muestran que, en el extremo Sur del Perú, en las secciones E1, E2, E3 (figuras 3.19, 3.20), la sismicidad de subducción de la zona sismogénica es intensa (círculos rojos) mientras que la sismicidad de subducción de profundidad intermedia es mucho más moderada y a veces escasa (sección E2 de las figuras 3.19 y 3.20).

La intensidad de la sismicidad de subducción cambia a lo largo del plano de subducción y a lo

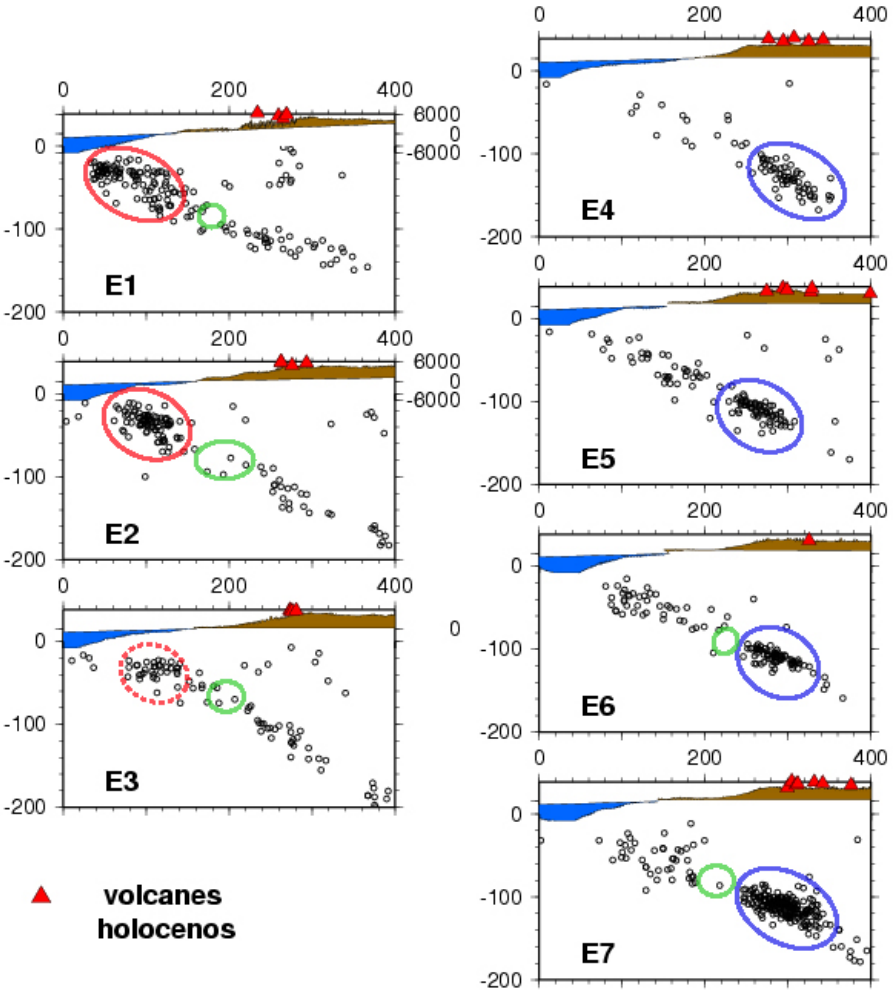


Figura 3.19: *Variación del número de eventos a lo largo del plano de Wadati-Benioff observada a partir de los eventos telesísmicos de magnitud mb ≥ 3,0 registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998]. La elipse roja muestra que la mayor cantidad de eventos se encuentra en la zona sismogénica, la elipse azul a profundidades intermedias. La elipse verde destaca la casi-ausencia de sismicidad entre 60 km y 80 km de profundidad.*

largo del Oroclino.

La intensa sismicidad de subducción de la zona sismogénica del Sur del Perú comparada a la escasa sismicidad del Norte de Chile puede reflejar la variación del ciclo sísmico a lo largo del Oroclino, en efecto en el Sur del Perú ocurrió la fase co-sísmica y post-sísmica mientras que en el Norte de Chile no.

Sin embargo, la intensa sismicidad de subducción de profundidad intermedia del Norte de Chile comparada a la escasa sismicidad del Sur del Perú no se puede explicar del mismo modo ya que ambos segmentos se caracterizan por un periodo intersísmico largo. Otro mecanismo tiene que explicar esta diferencia notoria.

Cabe hacer notar que todas las secciones de las figuras 3.19 y 3.20 muestran una ausencia

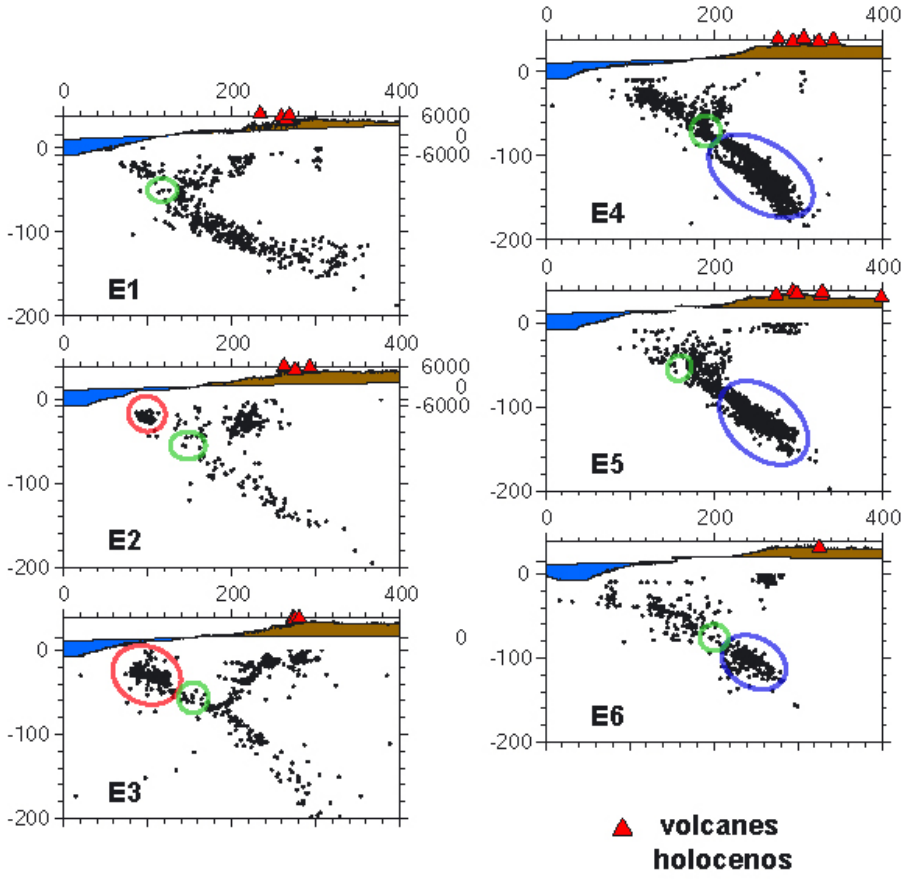


Figura 3.20: *Variación del número de eventos a lo largo del plano de Wadati-Benioff observada a partir de los eventos locales de magnitud mL ≤ 4,0, registrados por las redes locales temporales o permanentes, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores. La elipse roja muestra que la mayor cantidad de eventos se encuentra en la zona sismogénica, la elipse azul a profundidades intermedias. La elipse verde destaca la casi-ausencia de sismicidad entre 60 km y 80 km de profundidad.*

de sismicidad de subducción de profundidad intermedia entre 60 km y 80 km para la micro-sismicidad y entre 60 km y 100 km de profundidad para la macro-sismicidad (círculos verdes). A estas profundidades también ocurre el cambio de manteo del plano de subducción y los cambios de acoplamiento mecánico de la interfaz de las dos placas desde la zona sismogénica a la ”brittle creep fault zone” y desde la ”brittle creep fault zone” a la ”ductile zone”. Esta ausencia de sismicidad podría estar controlada por la presencia de la ”brittle creep fault zone”, el deslizamiento asísmico en la interfaz podría controlar el nivel de sismicidad en la placa en subducción.

3.3.3. Análisis de la sismicidad intracontinental del Oroclino

Tanto los datos telesísmicos (figura 3.21) como los datos locales (figura 3.22) revelan la existencia de una sismicidad intracontinental a lo largo de todo el Oroclino (círculos naranjos). Aunque

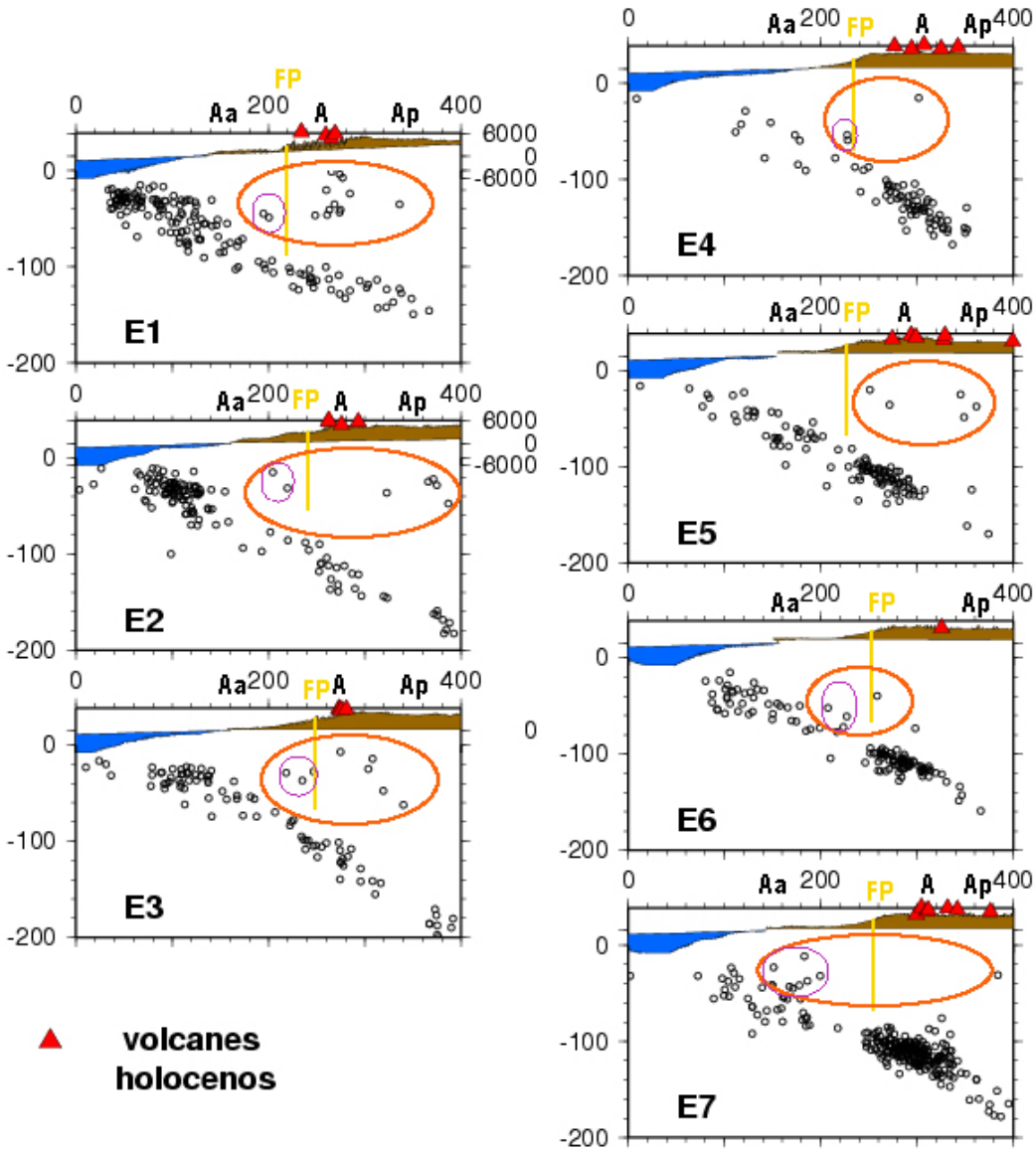


Figura 3.21: *Sismicidad intracontinental debajo del ante-arco y del arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales observada a partir de los eventos telesísmicos de magnitud mb ≥ 3,0 registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998]. La elipse naranja destaca la presencia de sismicidad intracontinental debajo de todas las unidades morfoestructurales, la elipse morada destaca la sismicidad intracontinental profunda debajo del ante-arco. La recta amarilla representa el frente precordillerano que divide el Oeste caracterizado por una sismicidad profunda y el Este caracterizado por una sismicidad superficial.*

se observa en todas las secciones, se encuentra más intensa en el Sur del Perú (E1, E2, E3) que en el Norte de Chile (E4, E5, E6, E7).

Esta sismicidad intracontinental se encuentra debajo de cada una de las unidades morfoestructurales del borde Oeste del Oroclino de los Andes Centrales: el ante-arco, el arco y el Altiplano.

Debajo del ante-arco, la sismicidad intracontinental tiene la particularidad de ocurrir superfi-

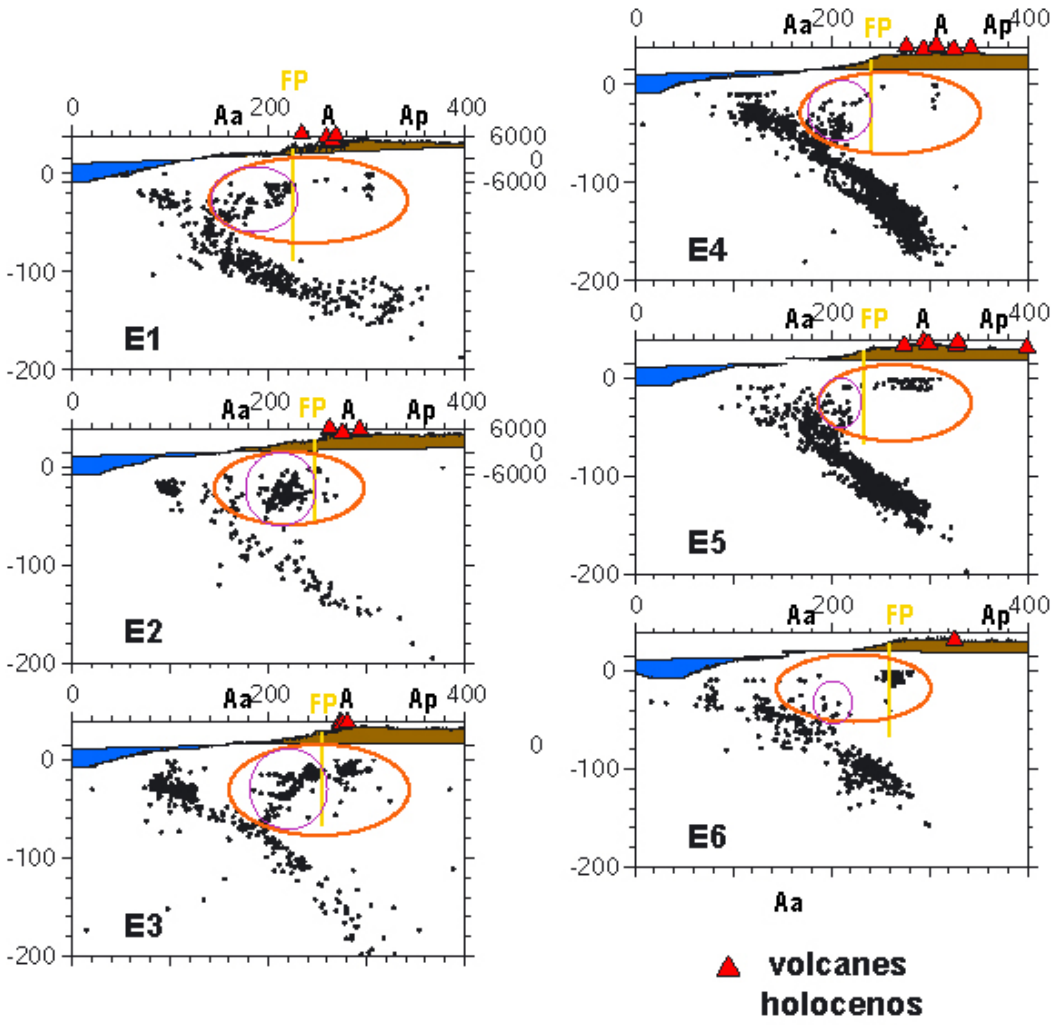


Figura 3.22: *Sismicidad intracontinental debajo del ante-arco y del arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales observada a partir de los eventos locales de magnitud mL ≤ 4,0, registrados por las redes locales temporales o permanentes, procesados en este trabajo y en trabajos anteriores. La elipse naranja destaca la presencia de sismicidad intracontinental debajo de todas las unidades morfoestructurales, la elipse morada destaca la sismicidad intracontinental profunda debajo del ante-arco. La recta amarilla representa el frente precordillerano que divide el Oeste caracterizado por una sismicidad profunda y el Este caracterizado por una sismicidad superficial.*

cialmente debajo de la Precordillera (entre 10 y 20 km de profundidad) y de profundizarse al acercarse al plano de subducción (círculos morados) es decir debajo de la Depresión Central y de la Cordillera de la Costa (hasta 60 km de profundidad).

La Precordillera parece constituir un límite en el comportamiento sísmico del ante-arco (línea amarilla: frente precordillerano). Al Oeste de la Precordillera, la sismicidad se conecta a la subducción y se localiza entre 10-20 km y 60 km de profundidad. Al Este de la Precordillera, la sismicidad se encuentra entre 0 y 40-50 km con una gran cantidad de eventos entre 0 y 8 km de profundidad.

En efecto, debajo del arco y del Altiplano, la sismicidad intracontinental se distribuye principalmente en la parte superior del arco (figura 3.22), pero puede ocurrir más profundamente como lo muestra sección E1 de la figura 3.21.

En la sección E6 aparece una sismicidad superficial debajo de la Precordillera, al pie Oeste del arco volcánico actual, que corresponde a las réplicas del evento de Aroma (24 de Julio de 2001) (como se verá en el capítulo siguiente).

La sismicidad más superficial debajo de la Precordillera, del arco y del Altiplano se relacionaría a la actividad de estructuras superficiales. Debajo del arco, la intensa actividad sísmica está relacionada al volcanismo.

Los datos sismológicos telesísmicos analizados en una ventana de tiempo de 40 años, de 1964 a 2006 y los datos locales analizados en una ventana de tiempo de 7 años de 1996 a 2003 muestran que existe una sismicidad intracontinental importante en el margen Oeste del Oroclino de los Andes Centrales.

Con respecto al arco volcánico, los datos de macrosismicidad (Mw $\geq$ 5,0) muestran que el arco del Sur del Perú es muy activo (Coropuna, Sabancaya, Ticsani) y que el arco del Norte de Chile mucho menos (Nevados de Putre). En cambio, los datos de microsismicidad registrados por redes temporales (3 meses) y permanente (7 años) ($m_L \leq 4{,}0$) muestran que a excepción de los volcanes Yucamane y Tutupaca, el arco volcánico del Sur del Perú es menos activo, que el arco chileno que presenta una microsismicidad intensa distribuida en núcleos (Visviri, Cuenca de Lauca, Arintica).

Durante la ventana temporal de observación (40 años), el ante-arco del Oroclino de los Andes Centrales se caracteriza por una macro- y micro-sismicidad menos intensa que la del arco, pero ocurrieron en el ante-arco eventos de mayor magnitud que en el arco.

El ante-arco del Oroclino de los Andes Centrales está caracterizado por una sismicidad profunda que se encuentra principalemente debajo de la Cordillera de la Costa y de la Depresión Central; la sismicidad profunda en el arco es un rasgo nuevo para los Andes Centrales.

3.4. Significado de la distribución espacial de la sismicidad del Oroclino de los Andes Centrales

3.4.1. Relación con el acoplamiento mecánico a lo largo de la interfaz de subducción en el Oroclino

La sismicidad intracontinental profunda (entre 30 km y 60 km de profundidad) ocurre debajo del ante-arco encima de la zona de subducción y parece ”conectarse” a ella.

ANCORP [2003] sugieren que la sismicidad ”intracontinental” que observan cerca del plano de subducción en Antofagasta y se parenta fuertemente a la que se observa en el Oroclino es en realidad de subducción. Es la placa en subducción que está fallada y desplazada y genera microsismicidad *Nippress and Rietbrock* [2007] observan una sismicidad intracontinental cerca del plano de subducción en Antofagasta con una geometría vertical y una distribución temporal específica: los primeros eventos ocurren cerca del plano de subducción, los últimos a la vertical. Interpretan estos resultados como un trayecto de fluidos que ascenden verticalmente debidos a la desidratación de la placa oceánica en subducción.

En nuestro caso, esta sismicidad intracontinental profunda ocurre a profundidades donde la sismicidad de subducción disminuye (figura 3.21) y donde la placa cambia de manteo (figuras 3.21 y 3.22).

Es más probable que esta sismicidad intracontinental esté controlada por el acoplamiento mecánico de la interfaz que varía a lo largo del plano de subducción.

Esta sismicidad intracontinental profunda se asemeja fuertemente a la microsismicidad analizada por *Cattin and Avouac* [2000] (figura 3.23) en el cabalgamiento principal de Himalayas (Main Himalayan Thrust). Estos autores sugieren que la microsismicidad está gatillada por el aumento de esfuerzos (stress build-up), cerca del límite inferior (downdip end) de la zona de falla bloqueada, que genera una deformación elástica (elastic straining) en la corteza adyacente a la interfaz. Este aumento de esfuerzos se produce por el deslizamiento asísmico en la interfaz que se encuentra debajo de la zona sismogénica y que se caracteriza por un comportamiento transitorio entre sismogénico y dúctil como lo explican *Perfettini and Avouac* [2004] denominándola ”Brittle Creep Fault Zone” [*Perfettini and Avouac*, 2004].

La sismicidad intracontinental se ”conecta” a la subducción a 60 km de profundidad aproximadamente. *Klotz et al.* [2001] y *Chlieh et al.* [2004] a partir de los datos GPS registrados en periodo intersísmico en el Norte de Chile muestran que la zona de falla bloqueada (Locked Fault Zone [*Simoes et al.*, 2004]) o zona sismogénica (Seismogenic Zone [*Perfettini and Avouac*, 2004]) termina a 33 km y 35 km de profundidad respectivamente.

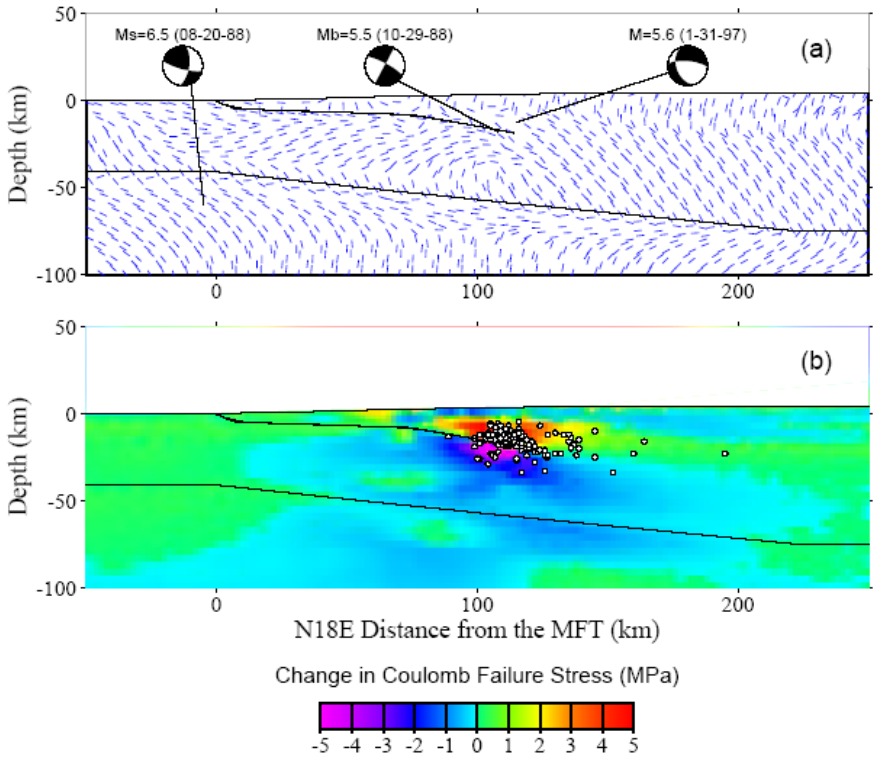


Figura 3.23: *(a) Comparación entre los mecanismos focales y el manteo de los planos de máximo esfuerzo de Coulomb debido a los esfuerzos intersísmicos y regionales. (b) Distribución espacial de la micro-sismicidad con respecto a la profundidad y la variación de los esfuerzos de Coulomb sobre planos orientados óptimamente calculados después de 350 años de acumulación de deformación intersísmica. [Cattin and Avouac, 2000].*

3.4.2. Arquitectura del ante-arco y del arco del Oroclino

Los datos telesísmicos y locales muestran que la sismicidad intracontinental del Oroclino de los Andes Centrales ocurre en un amplio rango de profundidades de 0 a 60 km aproximadamente.

Los histogramas de la figura 3.24, que ilustran la distribución en profundidad de los eventos intracontinentales, muestran que, la sismicidad intracontinental alcanza valores de profundidad muy grandes, lo que indica que no sólo la corteza superior es sísmica, pero también la corteza inferior y el manto superior.

Debajo del ante-arco, la sismicidad intracontinental se sitúa entre 10 - 20 km y 60 km de profundidad. Puesto que debajo de la costa, el Moho se situa a 40 km [*ANCORP*, 2003], los eventos intracontinentales de profundidad entre 40 y 60 km, cercanos a la subducción, residen en el manto superior.

Al analizar en detalle los histogramas (figura 3.24), se observa que debajo del ante-arco, entre 16 y 27 km de profundidad, sólo ocurrió un sismo durante los 40 años de observación y entre 40 y 48 km, también. Estos sismos podrían no encontrarse exactamente a estas profundidades.

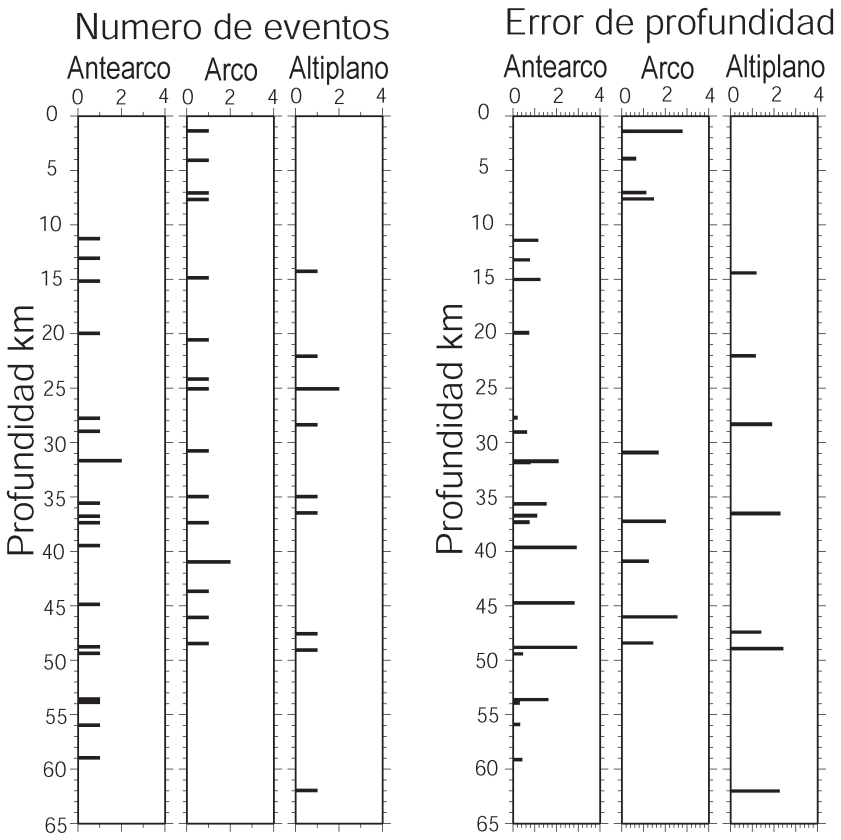


Figura 3.24: *Histogramas representando (1) el número de eventos intracontinentales del catálogo de Engdahl et al. [1998] en función de la profundidad y (2) el error en profundidad en km de estos eventos.*

Por ejemplo, el sismo de 19,9 km de profundidad (14/01/2002, Mw = 5,6, Norte de Chile) que es la mayor réplica del sismo de Aroma y cuyo error en profundidad es de 4 km, se podría considerar ubicado a 16 km de profundidad. Asimimo, el sismo de 44,7 km de profundidad (Mw = 5,3, 25/03/2002, Sur del Perú) ubicado cerca de la falla de Iquipi que presenta un error en profundidad de 14 km, se podría considerar ubicado a 30 km o a 40 km por ejemplo.

El ante-arco podría presentar una capa frágil de 0 a 16 km de profundidad aproximadamente en la corteza superior es decir debajo de la Precordillera. Entre 16 y 27 km de profundidad, se podría considerar una ausencia de macro-sismos. Los sismos que ocurren a profundidades mayores que 27 km se pueden interpretar como consecuencia del comportamiento frágil del ante-arco, ya que se encuentran más cerca de la subducción, donde el ante-arco es más frío y por lo tanto frágil (ver figuras 3.25 y 3.26).

Al analizar en detalle los histogramas (figura 3.24), se observa que, debajo del arco, la sismicidad intracontinental se sitúa entre 0 y 50 km de profundidad.

El rango entre 0 y 8 km es el rango más pequeño que contiene el mayor número de eventos. Por lo tanto, debajo del arco, la capa superior frágil podría presentar 8 km de profundidad.

Entre 8 y 20 km, sólo un sismo ocurrió durante los 40 años de observación, es el sismo cerca

del volcán Nevados de Putre (Mw = 5,2, 25/10/1998, Norte de Chile) cuya profundidad ha sido fijada en 15 km en el proceso de localización, implicando que podría variar un poco. La capa entre 8 y 20 km de profundidad podría interpretarse como dúctil y corresponder a la zona de baja velocidad observada y analizada por *Yuan et al.* [2002], *ANCORP* [2003] debajo del Altiplano (Low Velocity Zone (LVZ)).

3.4.3. Estado térmico del ante-arco y del arco del Oroclino

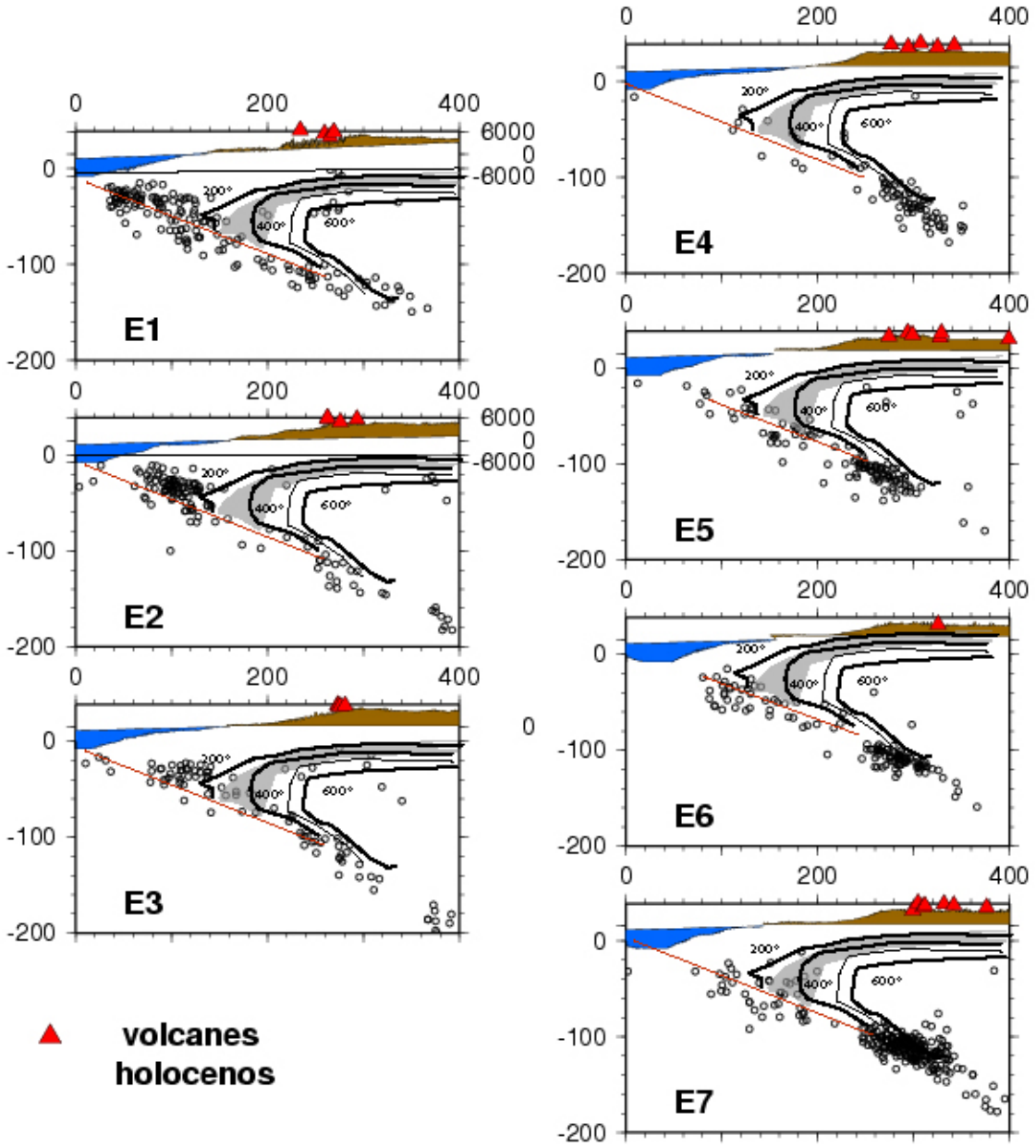


Figura 3.25: *Isotermas calculadas por Yáñez and Cembrano [2004] sobrepuestas a la sismicidad intra-continental del Oroclino observada a partir de los eventos telesísmicos. Se observa que la mayoría de la macrosismicidad ocurre entre las isotermas entre 250°C y 350 °C.*

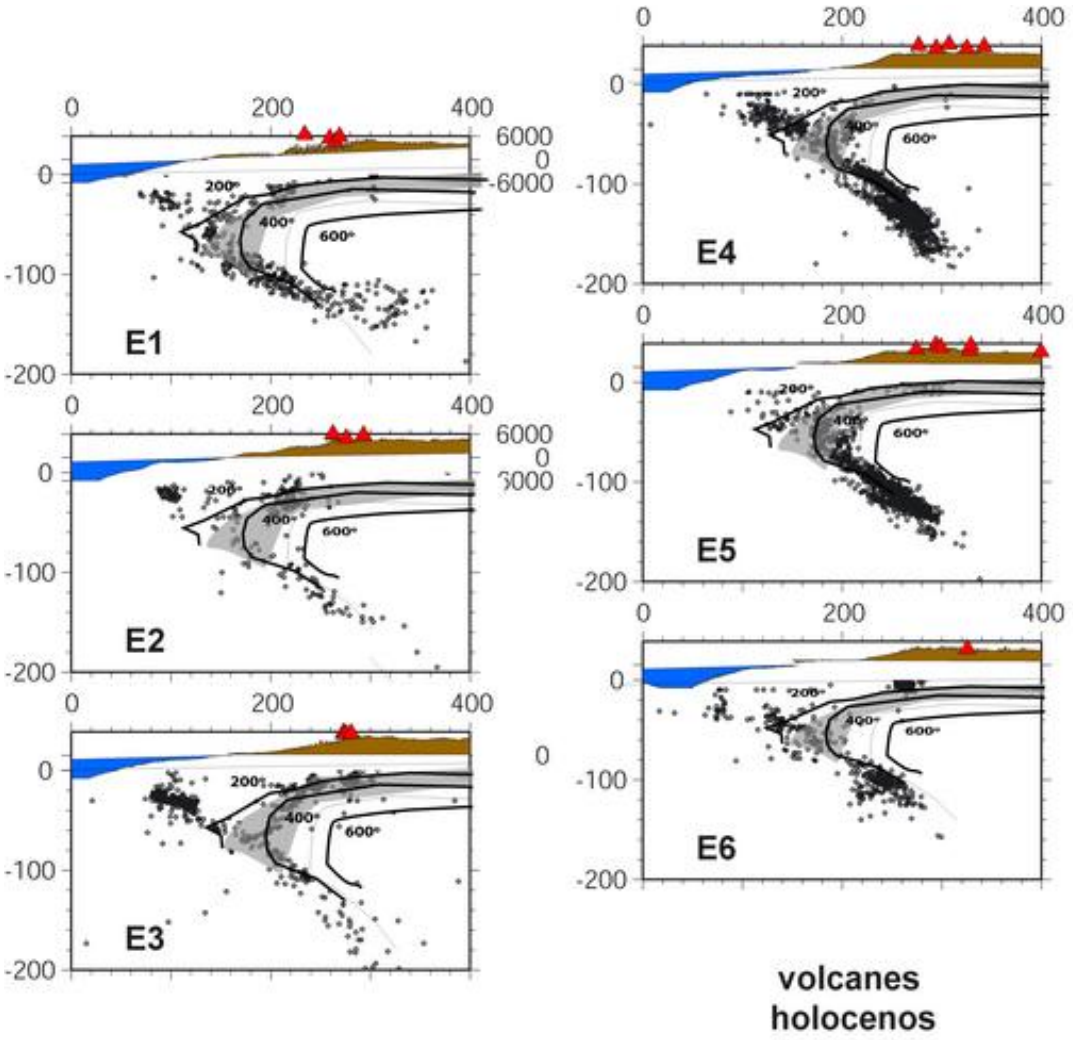


Figura 3.26: *Isotermas calculadas por Yáñez and Cembrano [2004] sobrepuestas a la sismicidad intracontinental del Oroclino observada a partir de los eventos locales. Se observa que la distribución de la microsismicidad sigue las isotermas entre 250°C y 350 °C.*

Al superponer las isotermas, calculadas por *Yáñez and Cembrano* [2004] a partir de la edad, de la velocidad y del manteo de la placa Nazca en subducción en el Norte de Chile, sobre las secciones de sismicidad (figuras 3.25 y 3.26), se evidencia que la sismicidad intracontinental del Oroclino de los Andes Centrales se desarrolla principalmente a temperaturas características de la transición frágil-semi-frágil-plástica sugiriendo que esta sismicidad está principalmente controlada por la estructura térmica del continente.

Debajo del arco sin embargo, varios eventos están localizados a temperaturas superiores a 500 °C, se podrían relacionar con cambios de fase mineralógica.

Sabiendo que la transición frágil-dúctil ocurre entre 300°C (plasticidad del quarzo) y 450°C (plasticidad del feldespato) y que la capa superior frágil del ante-arco está entre 0 y 16 km de profundidad debajo de la Precordillera y entre 27 km y 60 km cerca de la subducción, el gradiente geotérmico $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ del ante-arco se encuentra entre 7°y 25°/ km mientras que sabiendo

que la capa frágil del arco está entre 0 y 8 km de profundidad, en el arco el gradiente geotérmico es en promedio 40°/ km.

Por lo tanto, la sismicidad confirma que el gradiente geotérmico es menor en el ante-arco que en el arco, lo que indica que el ante-arco es una unidad más rígida que el arco como ya fue sugerido por *Springer* [1999].

Los datos telesísmicos muestran también que en el ante-arco ocurren sismos de magnitud mayor a los del arco. En el ante-arco, en 40 ños ocurrieron cuatro sismos de magnitud Mw $\geq$ 5.8, el mayor siendo el de Aroma de magnitud Mw = 6,4 mientras que en el arco, en 40 ños ocurrieron diez-y-ocho sismos de magnitud Mw $\geq$ 5.0, los mayores siendo de magnitud Mw = 5,3. Esta observación muestra también que el ante-arc o es más rígido que el arco y que los esfuerzos de cizalle acumulados en el ante-arco son mayores que los del arco.

La existencia de eventos intracontinentales, entre 35 y 50 km de profundidad, debajo del arco, es una observación nueva que sugiere que la corteza inferior también es sísmica. La estructura térmica muestra que las temperatura son muy altas a estas profundidades, por lo tanto el comportamiento de la corteza inferior no es frágil, esta sismicidad se podría explicar por otros procesos como por ejemplo el cambio de fase mineral.

3.5. Análisis y Significado de los mecanismos focales asociados a la sismicidad intracontinental

Se generaron también nuevos mapas de los mecanismos focales asociados a la sismicidad intracontinental del Oroclino de los Andes Centrales. Ellos permiten caracterizar la cinemática correspondiente a cada sismo intracontinental.

En el caso de los sismos de magnitud Mw $\geq$ 5.0, se han utilizado los mecanismos focales del catálogo de Harvard de 1976 a 2006 (http://harvard.seismology.edu). Los hipocentros asociados a estos mecanismos focales de 1976 a 2004 son localizados por *Engdahl et al.* [1998], los de 2005 y 2006 son localizados por el ISC (International Seismological Center).

En el caso de los sismos de magnitud Mw $\geq$ 5.0, el deslizamiento en la falla que ocurre durante el sismo alcanza algunas decenas de centímetros, este deslizamiento es suficientemente significativo para asimilarlo a un movimiento actual de la falla en la zona del hipocentro.

En el caso de los micro-sismos se han determinado los mecanismos focales con el método de la distribución de la polaridad de las ondas P (llegada impulsiva de la onda P) en la esfera focal. Se determinaron los mecanismos focales para los micro-sismos intracontinentales con solución hipocentral muy estable y los que contaban por lo menos con 6 polaridades muy claras y bien distribuidas en la esfera focal. Los sismos que cumplieron con estos requisistos no son sismos muy superficiales como se verá a continuación.

En el caso de los micro-sismos, el deslizamiento generado en la falla durante el sismo es muy pequeño (algunos centímetros máximo), es por lo tanto difícil de asimilar este deslizamiento al movimiento actual de una falla principal, se interpreta más bien como la actividad de micro-fracturas relacionadas a la actividad de la falla principal.

Los mecanismos focales de micro-sismos presentan en general una variabilidad grande, pero en algunas oportunidades las soluciones son suficentement consistentes para poder determinar una orientación de los ejes P y T.

3.5.1. Nuevos mapas de mecanismos focales asociados a sismos intracontinentales

3.5.1.1. Mapa de mecanismos focales asociados a macro-sismos

La figura 3.27 presenta todos los mecanismos focales de los sismos intracontinentales de magnitud Mw $\geq$ 5.0 del Oroclino de los Andes Centrales.

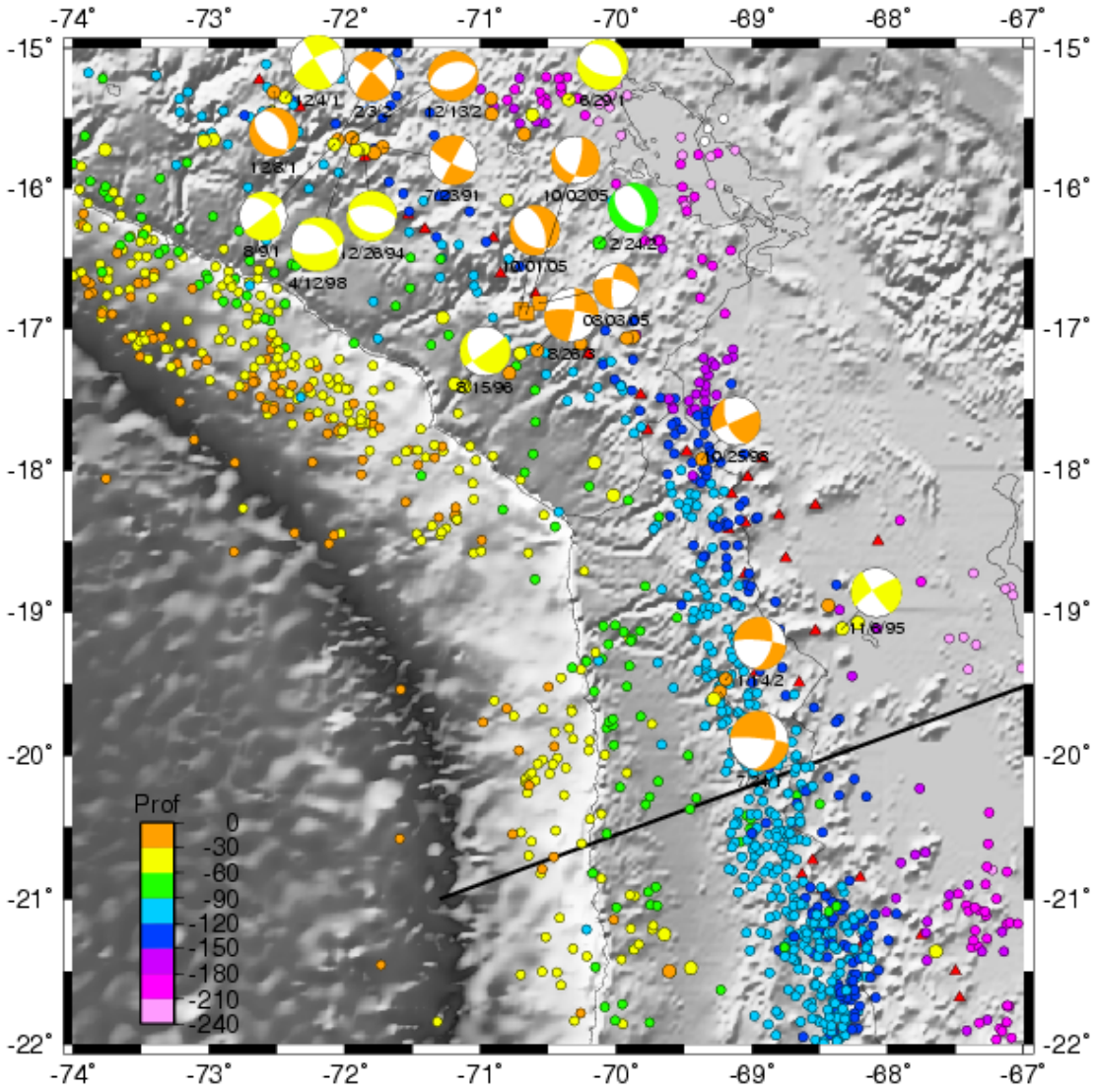


Figura 3.27: *Mecanismos focales de los eventos intracontinentales de Mw ≥5.0. Las fechas debajo de los mecanismos focales se leen mm/dd/yy. Los círculos representan los eventos telesísmicos del catálogo de Engdahl et al. [1998], los círculos de tamaño grande representan los eventos intracontinentales. Los cuadrados corresponden a los eventos telesísmicos intracontinentales no relocalizados por Engdahl et al. [1998]. El color representa la profundidad de los eventos. Los triángulos rojos representan los volcanes holocenos. La línea negra corresponde a la línea de Gephart [1994].*

Los mecanismos focales se distribuyen esencialmente a lo largo del arco volcánico (9), se observan 2 sismos intracontinentales con mecanismos focales en el Altiplano, 3 en la Precordillera del ante-arco, y 1 en la Depresión Central.

En el arco, los mecanismos focales de los eventos de magnitud Mw ≥ 5,0 se concentran especialmente debajo de los volcanes Coropuna o Firura Nevados, Sabancaya, Ticsani y Nevados de Putre.

Los únicos tres sismos de Mw ≥ 5,5 asociados a mecanismos focales, los mayores del margen

activo del Oroclino de los Andes Centrales, ocurrieron en el ante-arco y son los de Aroma (Mw = 6,4, 24 de Julio de 2001), de Chiapa (Mw = 5,6, 14 de Enero de 2002) y de Cuajone (Mw = 5,8, 05 de Marzo de 1996).

En el arco, todos los sismos asociados a mecanismos focales son de magnitud Mw $\leq$ 5,5.

La distribución espacial de los mecanismos focales muestra, por lo tanto, una mayor actividad en el arco, pero de menor magnitud a la que pudo ocurrir en el ante-arco durante la ventana de observación.

Todos los mecanismos focales del Oroclino de los Andes Centrales indican movimientos transcurrentes y normales, no se observó ningún mecanismo focal correspondiendo a movimientos inversos. Esta observación concuerda con los datos de neotectónica de *Mercier et al.* [1992], *Sébrier et al.* [1985] quienes mostraron que los Andes Altos están en extensión y no en compresión. Estos datos sugieren que la deformación actual del arco y del ante-arco no se haría en compresión.

Si bien los movimientos actuales de las fallas activas del Oroclino de los Andes Centrales parecen homogéneos a lo largo del Oroclino, es decir normales y transcurrentes, se observa que la geometría de las fallas cambia a lo largo del Oroclino ya que los planos nodales de los mecanismos focales no presentan las mismas orientaciones. Las fallas presentan una rotación de su orientación a lo largo del Oroclino.

Cabe hacer notar que todos los mecanismos focales presentan movimientos puros o transcurrentes o normales, pero no presentan la combinación de los dos. Esta observación sugiere que algunas fallas acomodan la transcurrencia y otras con otra geometría acomodan la extensión.

Los sismos intracontinentales del Oroclino, con mecanismos focales de rumbo, y con un plano nodal paralelo al margen, localizados en la Precordillera y en el arco sugieren la presencia de un sistema de fallas transcurrente intra-arco paralelo al margen.

La existencia de tal sistema había sido sugerida por *Grange et al.* [1984] y*Mering et al.* [1996] en la región de Arequipa. Los datos de esta tesis no sólo confirman que existe un sistema transcurrente intra-arco en la región de Arequipa, sino también sugieren que existe un sistema transcurrente intra-arco a lo largo de todo el Oroclino donde el frente precordillerano constituye el límite de tal sistema tectónico.

Según los mecanismos focales de rumbo con plano nodal paralelo al margen, este sistema transcurrente intra-arco es sinestral en el Sur del Perú en la región de Arequipa y dextral en el Norte de Chile.

Estas cinemáticas son compatibles con la oblicuidad de placa en subducción con respecto al margen continental, sugiriendo que la oblicuidad de la subducción produce el desarrollo de este

sistema de cizalle en el arco y en la Precordillera del Oroclino de los Andes Centrales.

Los mecanismos focales de rumbo de la región Moquegua (-17°S) presentan planos nodales que no son paralelos al margen. Puede que esta zona no acomode la oblicuidad de una manera clásica debido a la presencia de la curvatura del margen.

Los mecanismos focales normales del Sur del Perú son compatibles con la hipótesis de la presencia de un sistema intra-arco paralelo al margen. Estos mecanismos indican de manera grosera una extensión perpendicular al arco y no paralela a éste. Tal deformación ha sido sugerida ser un mecanismo importante para traer rocas metamorficas de baja temperatura, pero alta presión en niveles superficiales [*Platt*, 1993].

3.5.1.2. Secciones de mecanismos focales asociados a micro-sismos

La figura 3.28 presenta los mecanismos focales determinados para los sismos intracontinentales profundos registrados por la red permanente RESISTE de la Universidad de Tarapacá entre 1996 y 1999 [*David et al.*, 2001, 2002]. Estos sismos se encuentran en los perfiles P2 y P3 situados entre las secciones E4 y E5 de la figura 3.15.

Los mecanismos focales de estas dos secciones, determinados para eventos ubicados a 200 km de la fosa, presentan una variabilidad grande. Los movimientos asociados son principalmente inversos y normales, algunos movimientos son transcurrentes, pero se encuentran en menor cantidad.

De este conjunto de mecanismos, se observa que aproximadamente la mitad de los mecanismos focales de P2 presentan un P vertical y un T horizontal de dirección E-W, mientras que en P3, la mayoría indica un T vertical y un P horizontal y casi E-W.

No se pudo determinar una orientación preferencial de los ejes P y T y la determinación del tensor de esfuerzos realizada a partir del método de *Rivera and Cisternas* [1990] no presenta soluciones estables.

En la figura 3.29, se presenta la ubicación en planta de las secciones a, b, c, d en la región de Tacna-Moquegua del sur del Perú, donde se determinaron varios mecanismos focales [*Pérez*, 2004]. Las secciones siguientes se ordenan según : a,b,c,d.

En las secciones a y d (figuras 3.30 y 3.31), sólo un mecanismo focal ha sido determinado dentro del conjunto de micro-sismos intracontinentales de cada sección. En la sección c, 3 mecanismos focales han sido determinados debajo del ante-arco y en la sección b, 15 mecanismos focales han sido determinados debajo del ante-arco y del arco volcánico.

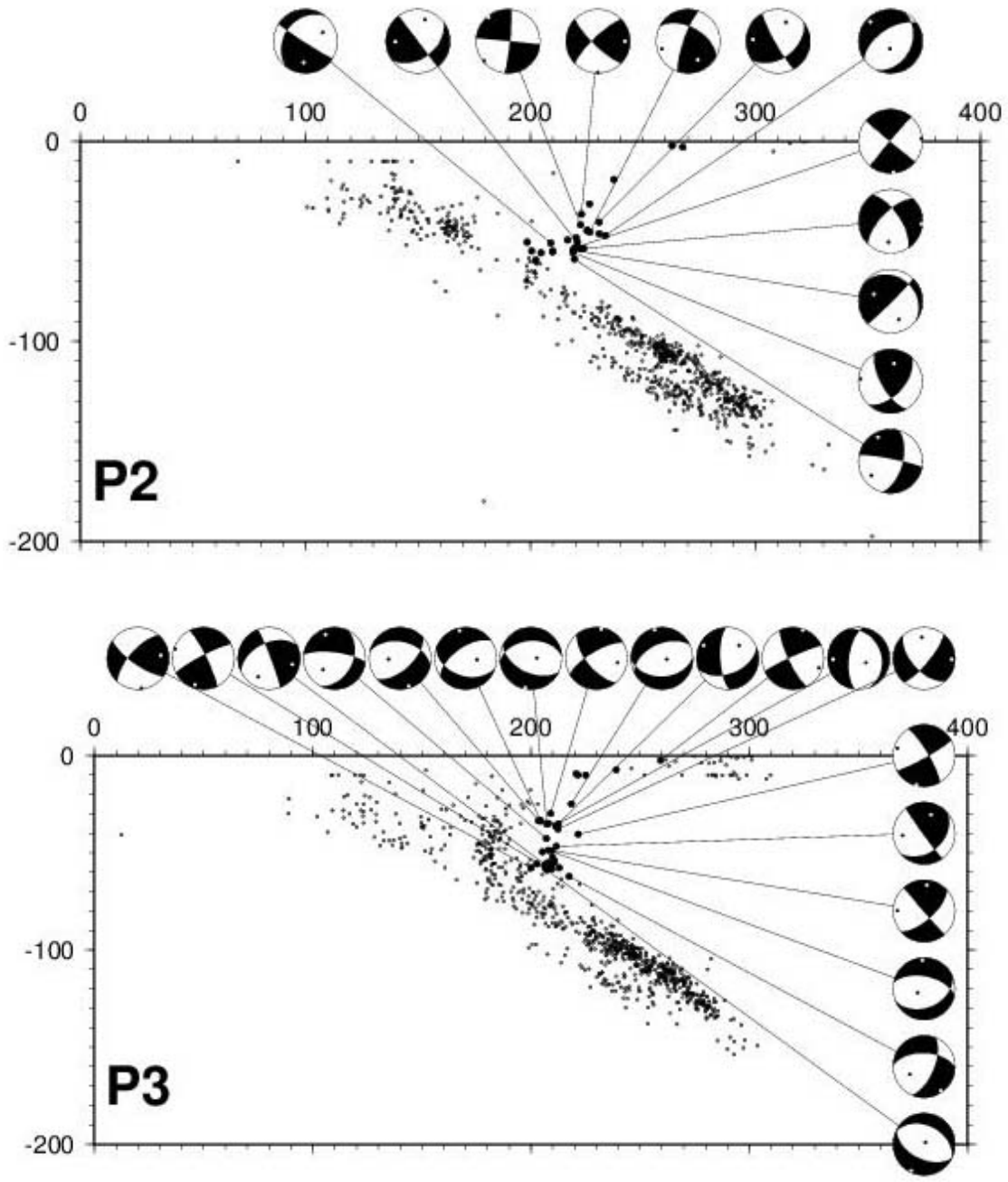


Figura 3.28: *Mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red permanente del Norte de Chile [David et al., 2002].*

En la sección a (figura 3.30), el mecanismo focal asociado a un sismo a 20 km de profundidad debajo del frente precordillerano corresponde a un movimiento normal.

En la sección b (figura 3.30), caracterizada por el mayor número de mecanismos focales, se puede observar varios tipos de mecanismos focales. Es difícil encontrar algún patrón que pueda explicar esta variedad ya que los tipos de mecanismos no presentan correlaciones directas ni con la profundidad, ni con la unidad morfoestructural debajo de las cuales se encuentran.

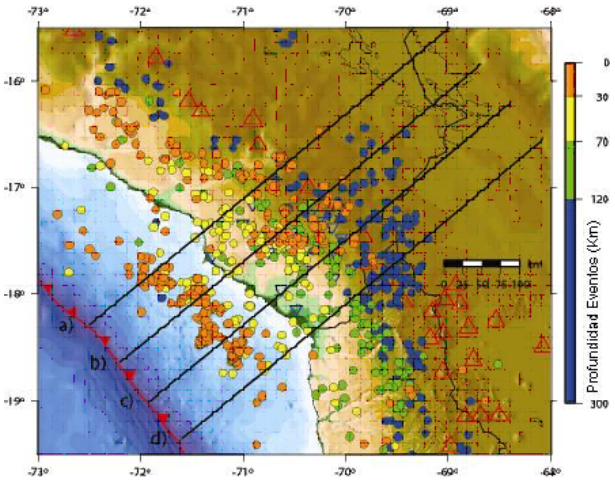


Figura 3.29: *Ubicación en planta de las secciones presentadas a continuación en las figuras 3.30 y 3.31 donde se presentan los mecanismos focales de los eventos registrados por la red temporal del Sur del Perú 2003 [Pérez, 2004].*

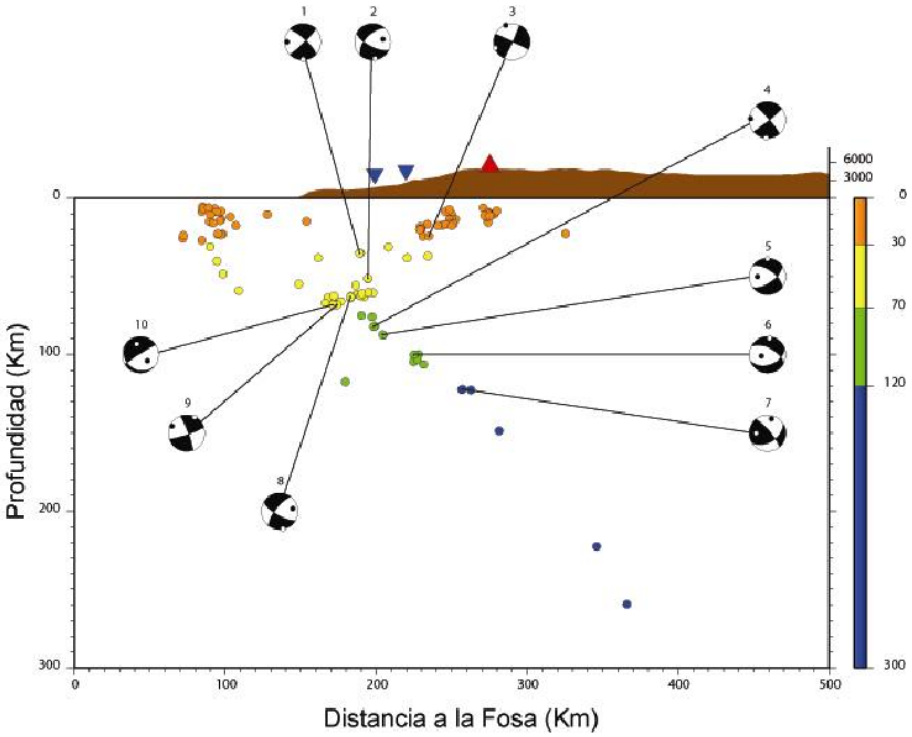
De hecho, debajo del arco volcánico, se encuentran mecanismos focales normales y transcurrentes, debajo del ante-arco se encuentran mecanismos focales de todo tipo: inversos, normales y transcurrentes.

La sección c (figura 3.31), caracterizada por 3 mecanismos focales debajo del ante-arco, presenta dos mecanismos focales inversos similares debajo de 20 km de profundidad y un mecanismo focal normal en superficie.

En la sección d (figura 3.31), se observa un mecanismo focal asociado a un sismo de 10 km de profundidad debajo del arco volcánico que corresponde a un movimiento inverso.

Como en el caso anterior del Norte de Chile, no se ha podido interpretar estos datos en términos de los ejes P y T y en términos de tensor de esfuerzos ya que la variabilidad de los datos es importante y su cantidad moderada.

Los micro-sismos representan la actividad de micro-fracturas, por lo tanto sugieren una deformación compleja.



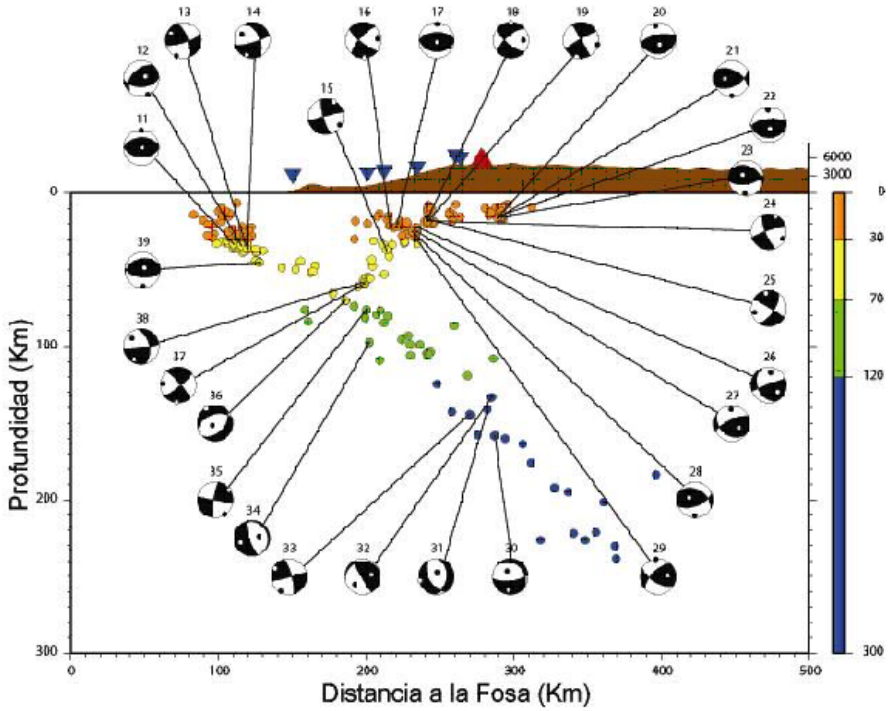


Figura 3.30: *Secciones a (arriba) y b (abajo) presentando los mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red temporal del Sur del Perú de 2003 [Pérez, 2004].*

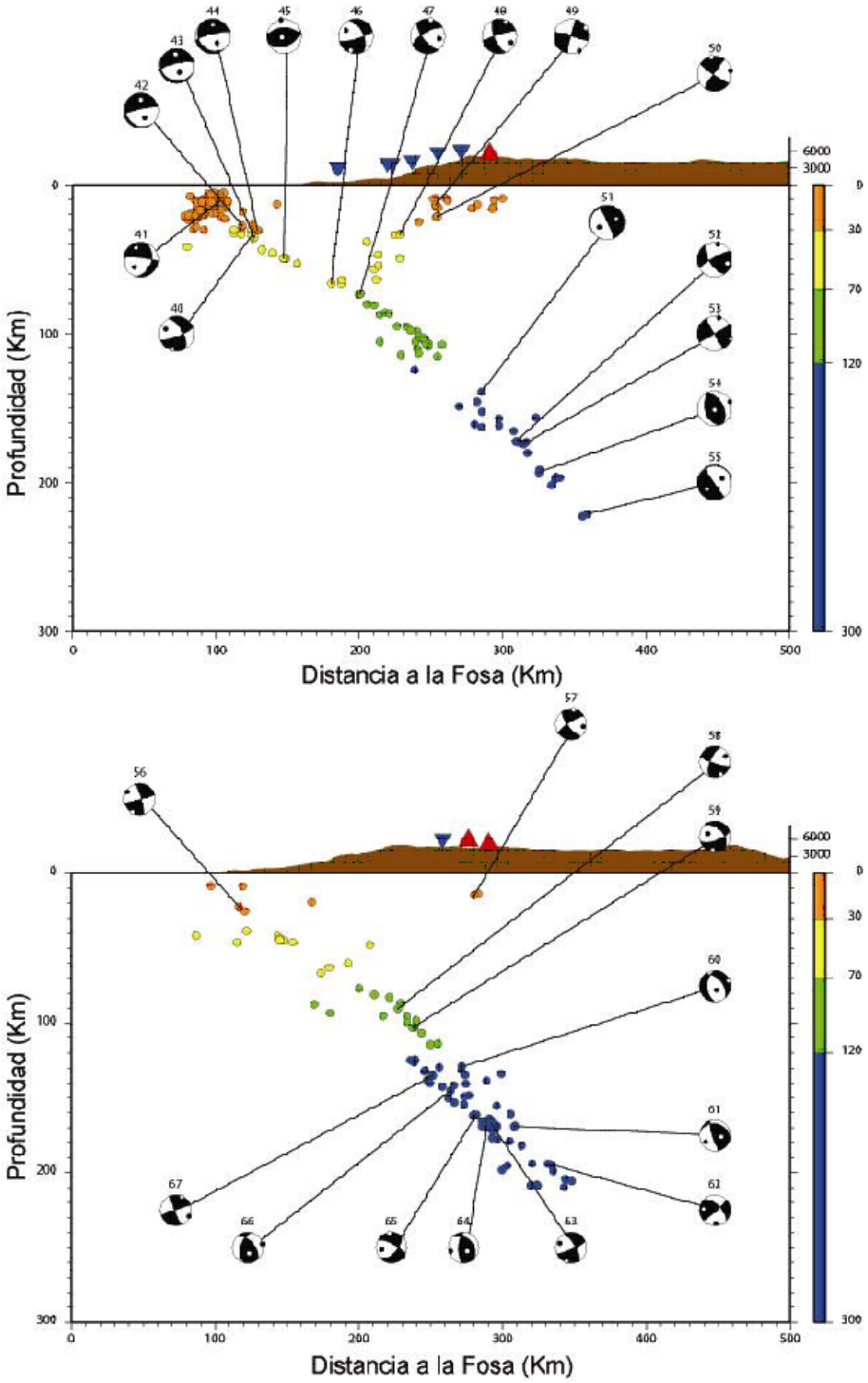


Figura 3.31: *Secciones c (arriba) y d (abajo) presentando los mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red temporal del Sur del Perú de 2003 [Pérez, 2004].*

3.5.1.3. Discusión

La existencia de tal sismicidad intracontinental no fue evidenciada con los datos de *Comte et al.* [1994], *Delouis et al.* [1996], *Comte et al.* [1999] y *Husen et al.* [1999] en las regiones de Iquique y Antofagasta.

En cambio *ANCORP* [1999, 2003] muestran la presencia de una sismicidad cortical moderada debajo de la Cordillera de la Costa y de la Depresión Central en la región de Antofagasta y *Nippress and Rietbrock* [2007] muestran la presencia de una sismicidad intracontinental profunda cerca del plano de subducción.

En Chile Central, se pudo observar una sismicidad intracontinental debajo de la cuenca de Santiago [*Pardo et al.*, 2002] revelando probablemente una estructura de alto ángulo con una cinemática vertical.

En el Sur de Chile, se observó una sismicidad muy intensa en la Península de Arauco [*Haberland et al.*, 2006] que fue relacionada con estructuras corticales inversas y de rumbo debajo del ante-arco exterior.

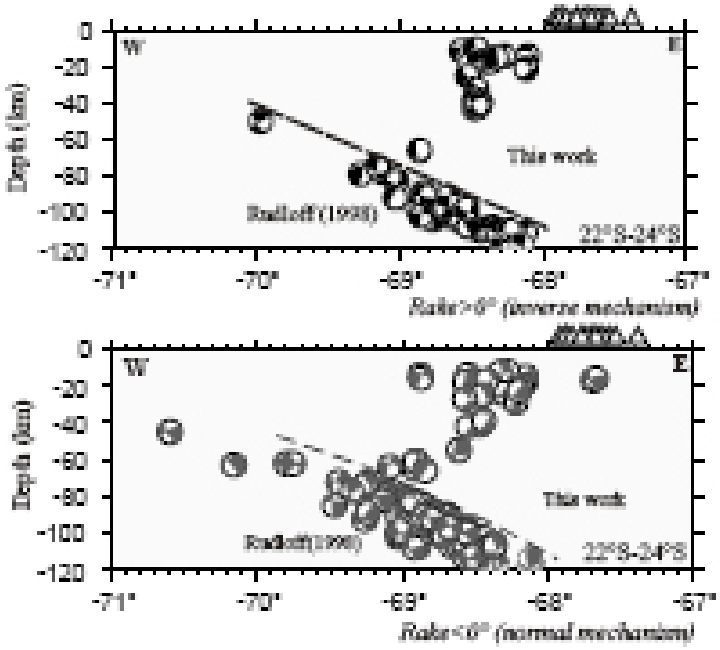


Figura 3.32: *Mecanismos focales determinados a partir de los eventos registrados por la red PISCO [Belmonte-Pool, 2002]. Se observa una distribución de la sismicidad similar a la del Oroclino. La conección con la subducción es menos clara. La variabilidad de los mecanismos focales es importante.*

Es el trabajo de *Belmonte-Pool* [2002] en la región de Antofagasta, cerca del Salar de Atacama que se asemeja mucho a este estudio. Este autor observa una sismicidad intracontinental muy similar a la que se observa en el Oroclino: una sismicidad debajo del ante-arco que se profundiza al acercarse al plano de subducción y una sismicidad más superficial al Oeste del arco volcánico (figura 3.32). Los mecanismos focales determinados en este estudio presentan también una variabilidad grande con una mayoría de mecanismos con movimientos normales e inversos con los cuales una interpretación tectónica directa no se hace obvia.

3.6. Aparente relación causal entre grandes sismos de subducción y sismicidad intracontinental

Al estudiar la sismicidad intracontinental del Oroclino de los Andes Centrales, se observó, en algunos casos, que ésta no era constante en el tiempo y que se activaba de manera notoria después de sismos de subducción grandes. Para precisar esta observación en el tiempo: ¿ cuándo se activa ?, en el espacio: ¿ dónde se activa ?, en la magnitud de los sismos, se buscó primero secuencias temporales de sismicidad de subducción con la sismicidad intracontinental del Oroclino de los Andes Centrales, a partir de tres tipos de datos sismológicos:

- datos históricos, reportados y compilados sobre terremotos desde 1513 hasta 1974,
- datos telesísmicos, registrados por la red mundial desde 1964, pero localizados con precisión desde 1976, y
- datos locales, registrados por redes temporales o permanentes desde 1996 hasta 2003.

3.6.1. Datos históricos : grandes sismos de subducción e intracontinentales

En los catálogos históricos, la información existente carece, en general, de datos precisos acerca del evento, como la magnitud, la profundidad, la localización exacta, la intensidad, la descripción de los daños (viviendas, derrumbes, ...), sin embargo, la ubicación de los lugares afectados y una descripción muy general de los daños puede dar una idea sobre el tipo de sismo ocurrido.

En efecto, como lo muestra la figura 3.33 que representa la distribución de los isosistas del evento intracontinental superficial (13 km profundidad), Mw = 5,3, del 01 de Octubre de 2005, Sur del Perú, los poblados más afectados (intensidades mayores) se concentran alrededor del epicentro y el decaimiento de las mayores intensidades es muy rápido. A continuación, la descripción de los daños, si esa es suficientemente elaborada, permitirá concluir cual es el tipo de evento responsable de los daños.

La calidad de la descripción de un sismo histórico depende por lo tanto fuertemente de la ubicación de los mayores poblados en la época del sismo, que para el caso del Oroclino de los Andes Centrales, resultan ser las ciudades de la costa: Arica, Tacna, Mollendo y Camaná y de la Sierra: Moquegua, Arequipa y Cuzco y de la descripción de los daños en los poblados menores.

En esta tesis, se ha hecho un primer catálogo histórico (cuadro 3.3) de algunos eventos intracontinentales que ocurrieron en la Precordillera y la Cordillera Occidental del Oroclino de los

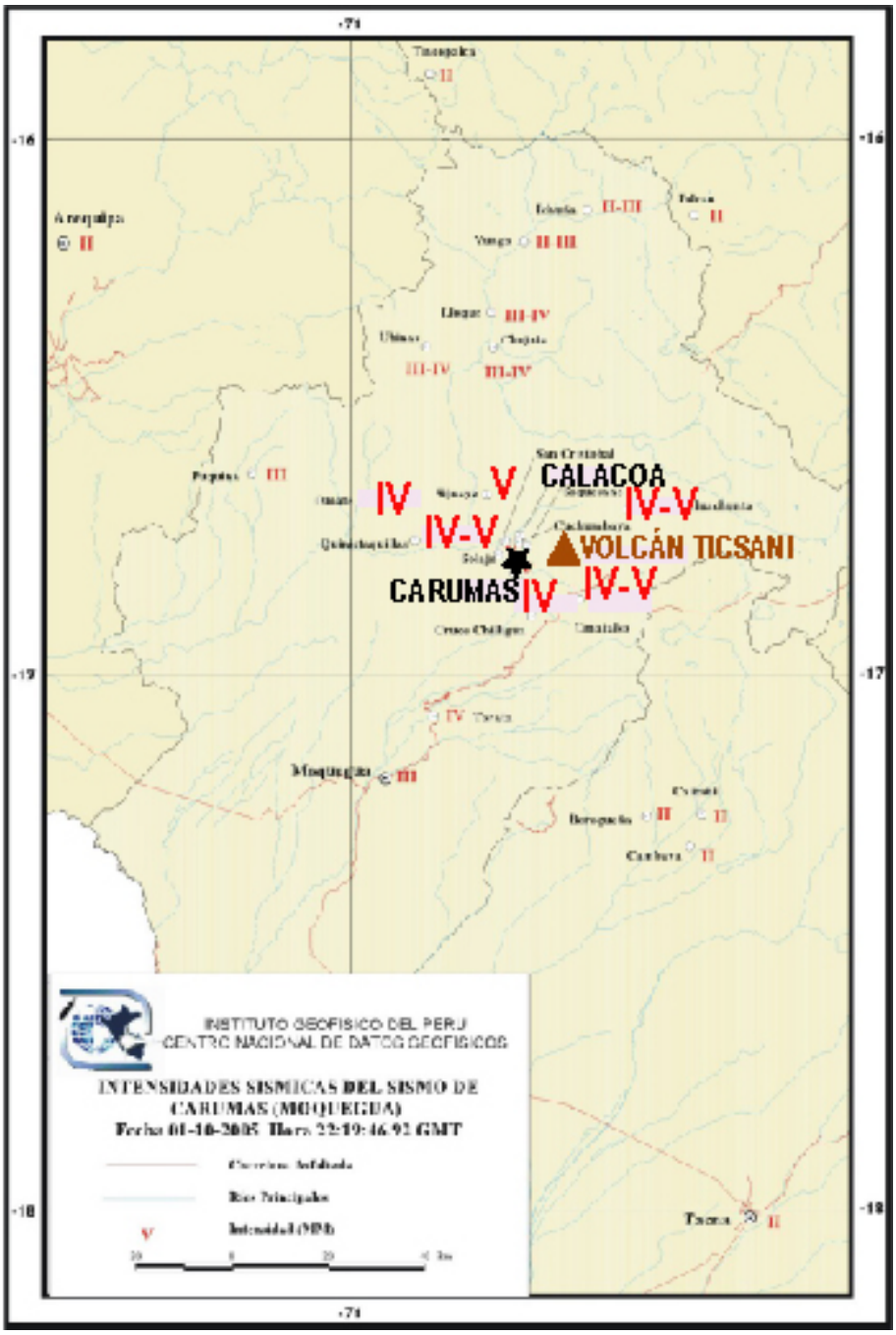


Figura 3.33: *Mapa de isosistas realizado después del sismo de Calacoa o Carumas, en la Cordillera Occidental del Sur del Perú cerca del volcán Ticsani, 01 de Octubre de 2005 [Tavera, 2006].*

Andes Centrales, considerando: (1) el Catálogo de *Silgado* [1968, 1978, 1985] hecho para el Perú que ha sido complementado en cuanto a los mayores terremotos de subducción interplaca por *Dorbath et al.* [1990b], (2) el Catálogo histórico de los grandes terremotos de Chile iniciado por *Montessus de Ballore* [1916] y complementado por *Greve* [1964], *Lomnitz* [1971], *Kelleher* [1972], *Nishenko* [1985] y *Comte and Pardo* [1991] que compilaron estudios peruanos y chilenos del Codo de Arica. Estos catálogos permitieron reconstituir la historia de los grandes terremotos a lo largo del margen sudamericano y así deducir los parámetros de su fuente, como

magnitud, localización y largo de ruptura.

El primer catálogo de los eventos históricos probablemente intracontinentales que ocurrieron en la Precordillera y la Cordillera Occidental del Oroclino de los Andes Centrales se presenta a continuación en el cuadro 3.3.

Cuadro 3.3: *Sismos históricos intracontinentales superficiales del siglo XV, XVII, XVIII y XIX, documentados por Montessus de Ballore [1916], Greve [1964], Silgado [1978], Comte and Pardo [1991], referenciados por (1),(2),(3) y (4) respectivamente.*

Fecha	**Lugar**	**Descripción de la sismicidad cortical**	**Intens.**	**Ref. biblio**
1471	Arequipa	Explosión del volcán Misti, fuerte temblor	VIII	(4)
1600.feb.19	Omate	Explosión del volcán Huaynaputina, fuerte temblor causado por la erupción y serie de temblores asociados a la explosión volcánica	VIII	(3)
1600.feb.28				
1687.oct.21	Arequipa, Sihuas, Majes	fuerte sismo	No inf.	(3)
1716.feb.06	Torata	terremoto mortal	No inf.	(3)
1725.ene.08	Arequipa	terremoto	No inf.	(3)
1768	Pica	terremoto	VIII	(1), (4)
1812.ene.03	Arequipa	temblor	No inf.	(3)
1869.nov.03	Arequipa	temblor	No inf.	(3)
1878.ene.23	Isluga	Actividad del volcán Isluga en el mismo periodo que un sismo peruano 16,3°S de subducción interplaca	No inf.	(1), (2)

La diferenciación entre los sismos intracontinentales y los sismos de subducción depende de la localización y de la extensión de las áreas afectadas ya que los sismos de subducción de gran magnitud son muy dañinos y afectan una extensa región.
En caso de sismos de subducción interplaca, los mayores daños ocurren cerca de la costa y pueden tener tsunamis asociados.
En caso de sismos de subducción de profundidad intermedia, la diferenciación es un poco más compleja ya que en ambos casos las localidades más afectadas se encuentran en el piedemonte y ninguno presenta reportes de tsunamis. Sin embargo, el área de las localidades afectadas es mucho mayor en caso de sismos de subducción de profundidad intermedia (puede alcanzar un radio de 160 km alrededor del epicentro) que en el caso de sismos intracontinentales [*Astroza et al.*, 2005]. Se han clasificado como eventos intracontinentales los que satisfacen las siguientes

condiciones:

- el área más afectada se encuentra en las localidades de la Precordillera o de la Cordillera Occidental
- el área más afectada por los daños (equivalente a intensidades de 9 y 8) se restringe a un rayo de 15 km alrededor del epicentro [*Sepúlveda and Astroza*, 2006]
- no se reportan daños en un radio de 40 a 50 km alrededor de la localidad más afectada [*Sepúlveda and Astroza*, 2006].
- no se reportan tsunamis
- la duración del sismo es inferior a 1 min
- las réplicas ocurren solamente durante algunas semanas o algunos meses.

Por lo tanto, para determinar si uno de los eventos históricos del catálogo es intracontinental, se ha considerado aquellos en que la zona afectada fue reducida y las ciudades de la costa no fueron afectadas.

Para determinar secuencias temporales entre sismos históricos intracontinentales y de subducción, se han reportado en el cuadro 3.4 los terremotos de subducción de magnitud estimada Mw $\geq$ 7,5, asociados a tsunamis y por lo tanto considerados como interplaca en el Oroclino de los Andes Centrales.

En la figura 3.34, se muestra la succesión temporal histórica de terremotos de subducción interplaca e intracontinentales que se describe cronológicamente a continuación:

- En 1582 y 1604 ocurrieron dos grandes sismos de magnitudes M = 7,9 y M = 8,7 respectivamente, ambos de subducción interplaca, pero no se encontró ningun reporte de sismos fuertes en la Precordillera y en la Cordillera Occidental del Oroclino de los Andes Centrales, ni de actividad volcánica.
- En 1687, el 21 de Octubre, hubo un gran sismo de subducción interplaca de magnitud M = 8,0, luego del cual el mismo día se reportó otro aparentemente intracontinental ocurrido frente al epicentro del evento de subducción cerca de los pueblos de Sihuas y Majes.
- En 1715, el 22 de Agosto, ocurrió un gran sismo de subducción interplaca que dió paso a otro 6 meses depués, el 06 de Febrero de 1716, probablemente en la Precordillera cerca de los pueblos de Moquegua y Torata.
- En 1869, un sismo intracontinental ocurrió 16 meses después del mayor terremoto del siglo XIX del Oroclino de los Andes Centrales, de 1868.

Cuadro 3.4: *Sismos históricos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 7,5 en el Oroclino de los Andes Centrales desde el siglo XVI al XX asociados a la ocurrencia de tsunamis, documentados por Montessus de Ballore [1916], Greve [1964], Lomnitz [1971], Silgado [1978, 1985], Kausel [1986], Dorbath et al. [1990b], Comte and Pardo [1991] respectivamente referenciados por (1),(2),(3),(4),(5),(6),(7),(8). SP significa Sur del Perú y NCh Norte de Chile.*

Fecha	**Localización del Área de la isosista VIII**	**Mw**	**Largo de Ruptura**	**Referencia Bibliográfica**
1543	NCh 19,0°S; 70,5°W Tarapacá	7,9	100 km	SISRA, (8)
1582.ene.22	SP 16,5°S; 72,8°W Camaña	7,9	80 km	(7), (4)
1604.nov.24	SP 15,5°S; 73,0°W Acari, Arica	8,7	450 km	(7), (4)
1615.sep.16	NCh 18,25°S; 71,0°W Arica	7,9	137 km	(1), (2), (3), (8)
1687.oct.21	SP 17,0°S; 72,5°W Camaña-Arica	8,0	150 km	(7), (5)
1715.ago.22	SP 17,5°S; 71,0°W Arequipa-Arica	7,5	100 km	(7), (4)
1784.may.13	SP Camaña-Arica	8,4	300 km	(7), (4)
1833.sep.18	NCh 19,0°S; 71,0°W Ilo-Pisagua	7,5	167 km	(1), (2), (7), (8)
1868.ago.13	SP 15,5°S; 73,0°W Acari-Pisagua	8,8	480 km	(1), (3), (4), (7)
1877.may.10	NCh 21,0°S; 70,25°W Iquique	8,8	420 km	(3), (6), (8)

- En 1878, ocurrió otro sismo intracontinental después del segundo mayor terremoto del siglo XIX del Oroclino de los Andes Centrales, de 1877.

Como se ha visto, a pesar de que la información es aproximada, los datos históricos muestran que hubo eventos intracontinentales que ocurrieron después de grandes eventos de subducción interplaca desde el año 1450 hasta 1900 y muy probablemente como consecuencia de ellos. En ese periodo, de los 10 grandes sismos de subducción interplaca de magnitud Mw ≥ 7,5, hubo 5 que estuvieron seguidos, por sólo algunos meses, por eventos intracontinentales en la Precordillera y la Cordillera Occidental.

3.6.2. Datos telesísmicos: sismicidad de subducción e intracontinental

En el cuadro 3.5 y en la figura 3.35, se muestra la succesión temporal de los terremotos de subducción (interplaca y de profundidad intermedia), de magnitud Mw ≥ 7,0, identificados en la figura 3.3, con los terremotos intracontinentales, de magnitud Mw ≥ 5,0, presentados en la figura 3.27, que ocurrieron en el Oroclino de los Andes Centrales entre 1976 y 2005.

En el cuadro 3.5 y en la figura 3.35, se observa que, a partir de 1995, los sismos de subducción grandes de magnitud Mw ≥ 7,5 son seguidos de varios eventos intracontinentales que ocurren en un rango de tiempo entre un mes y un aõ y medio después del gran terremoto.

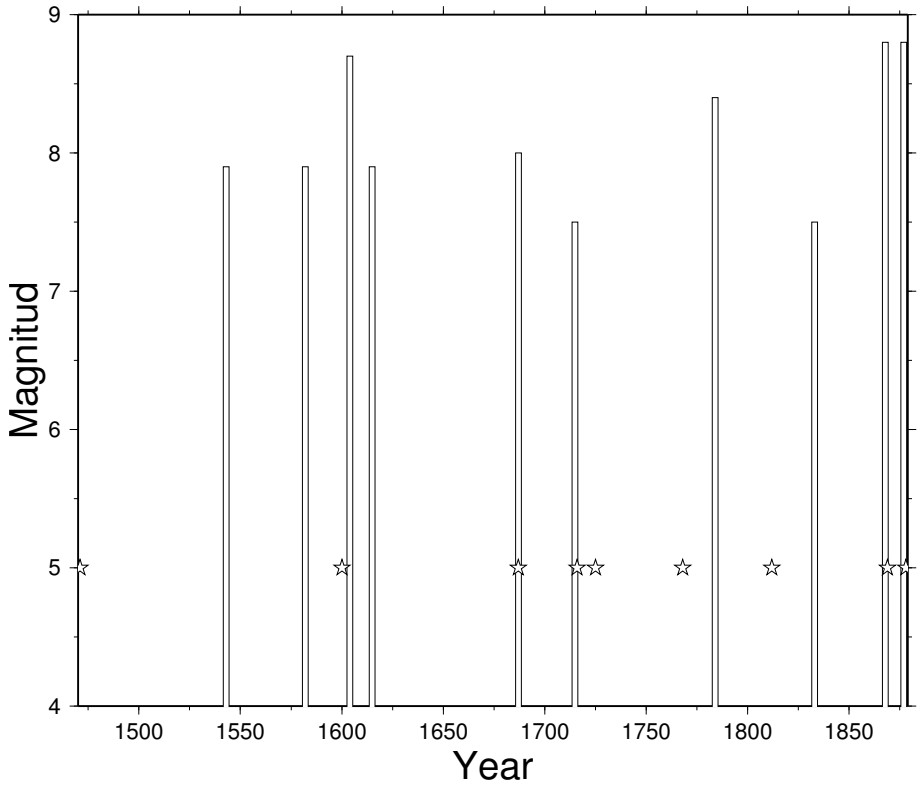


Figura 3.34: *Secuencia temporal de los sismos históricos de subducción (barras) e intracontinentales (estrellas) reportados y analizados en los cuadros 3.3 y 3.4. El diagrama representa las fechas (de 1400 a 1900) en las cuales ocurrieron los principales sismos históricos de subducción (barra) y los probables sismos intracontinentales (estrellas) del Oroclino de los Andes Centrales en función de su magnitud. La magnitud de los sismos históricos de subducción ha sido estimada a Mw ≥ 7,5 por los estudios mencionados en el cuadro 3.4 La magnitud de los sismos históricos intracontinentales fue fijada a Mw = 5,0 por la carencia de estudios como lo muestra el cuadro 3.3, pues se ha estimado que era la magnitud mínima para que se encuentren reportados.*

En efecto, después del terremoto de Antofagasta de 1995 (Mw=8,0), ocurrió 1 sismo intracontinental en el Altiplano 3 meses después.
Después del terremoto de Antofagasta de 1998 (Mw=7,5), ocurrieron 3 sismos intracontinentales, uno en el arco, otro en el Altiplano, 2 y 9 meses respectivamente.
Después del terremoto de Arequipa de 2001 (Mw=8,4), ocurrieron 7 sismos intracontinentales, dos en el ante-arco y 5 en el arco, entre un mes y un año y medio después.
Después del terremoto de Tarapacá de 2005 (Mw=7,9), ocurrieron 3 sismos intracontinentales en el arco, entre 2 y 4 meses después.

El número de eventos intracontinentales tanto como la duración de la ”crisis” de sismicidad intracontinental parece asociado a la magnitud del evento.
La ubicación de los eventos intracontinentales se relacionaría a como se hace la transferencia de esfuerzos desde la zona sismogénica de subducción hasta la corteza continental.
Sin embargo, todos los eventos intracontinentales que siguen un gran terremoto se encuentran

Cuadro 3.5: *Datos telesísmicos que muestran la ocurrencia de grandes eventos de subducción (Mw ≥ 7,0) interplaca y de profundidad intermedia y la ocurrencia de eventos intracontinentales donde Aa: ante-arco, A: arco, Ap: Altiplano, Ch: Chile y P: Perú.*

Sismos de subduccion Mw ≥ 7,0	Fecha Magnitud Lugar	30 Jul. 1995 Mw=8,0 Antofagasta	30 Ene. 1998 Mw=7,5 Antofagasta	23 Jun. 2001 Mw=8,4 Arequipa	13 Junio 2005 Mw=7,9 Tarapacá
Sismos intra-continentales posteriores	Fecha Magnitud Ubicación Después de	06 Nov. 1995 Mw=6,0 Ap Ch 99 días	12 Abr. 1998 Mw=5,8 Ap Ch 72 días	24 Jul. 2001 Mw=6,4 Aa Ch 31 días	03 Ago. 2005 Mw=4,9 A P 51 días
	Fecha Magnitud Ubicación Después de		25 Oct. 1998 Mw=5,3 A Ch 268 días	09 Ago. 2001 Mw=5,2 A P 47 días	01 Oct. 2005 Mw=5,3 A P 110 días
	Fecha Magnitud Ubicación Después de			04 Dic. 2001 Mw=5,8 A P 164 días	02 Oct. 2005 Mw=5,1 A P 111 días
	Fecha Magnitud Ubicación Después de			08 Dic. 2001 Mw=5,6 A P 168 días	
	Fecha Magnitud Ubicación Después de			14 Ene. 2002 Mw=5,6 Aa Ch 205 días	
	Fecha Magnitud Ubicación Después de			24 Feb. 2002 Mw=5,3 A P 246 días	
	Fecha Magnitud Ubicación Después de			13 Dic. 2002 Mw=5,3 A P 538 días	

al Este del frente Precordillerano, quizás porque al Oeste de la Precordillera, el ante-arco es demasiado rígido.

En la figura 3.35, se observa que, antes de 1995, los eventos de subducción de magnitud Mw ≥

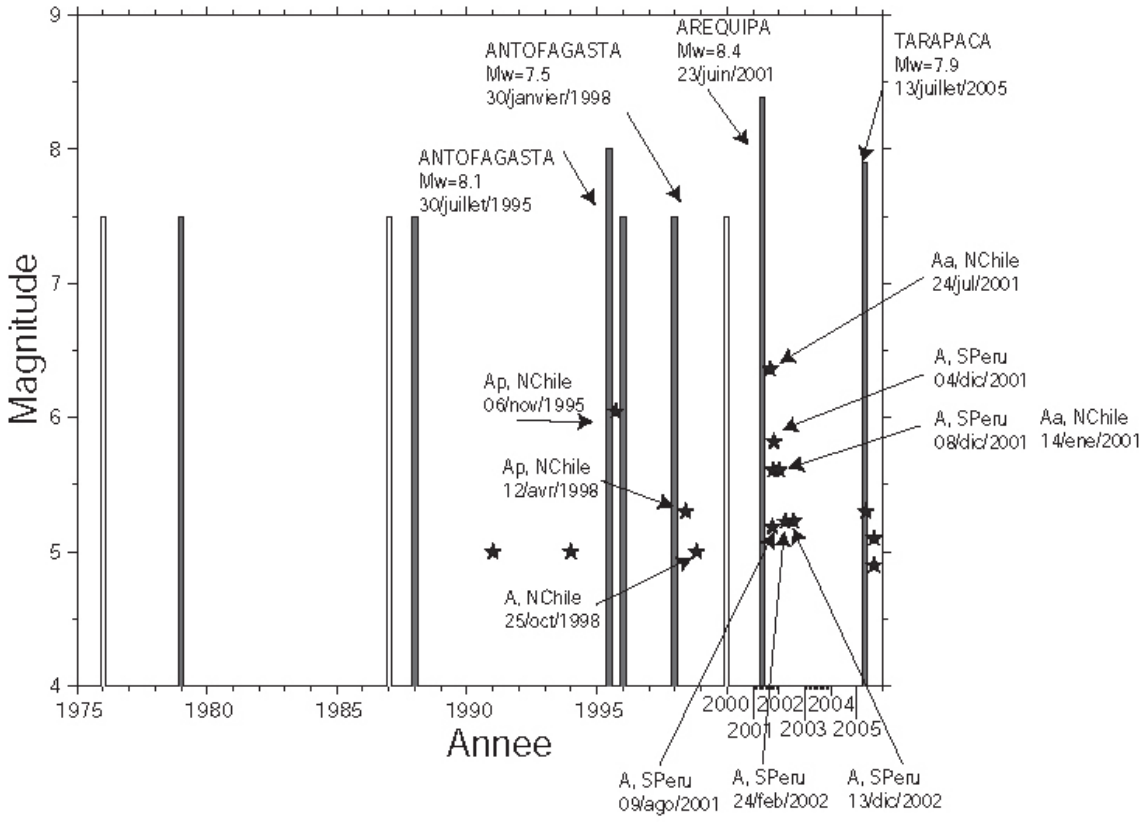


Figura 3.35: *Secuencia temporal de los eventos telesísmicos de subducción de Mw ≥ 7,0 (barras) e intracontinentales de Mw ≥ 5,0 (estrellas) reportados en el cuadro 3.5. Las barras blancas corresponden a eventos de subducción de profundidad intermedia, las barras grises, a eventos de subducción interplaca. El diagrama representa las fechas en las cuales ocurrieron los principales sismos de subducción interplaca y de profundidad intermedia (barra) y los intracontinentales (estrellas) en función de su magnitud.*

7,5 no están seguidos por eventos intracontinentales o, Puede ser que el terremoto de 1995 de magnitud Mw = 8,0 haya generado en la placa continental Sudamericana un estado de esfuerzos suficiente para favorecer la deformación intracontinental después de grandes terremotos.

A continuación, se analiza más en detalles, la secuencia temporal de los sismos intracontinentales que ocurrieron en el Oroclino de los Andes Centrales después de los dos mayores sismos de subducción del siglo XXI: el de Arequipa y el de Tarapacá.

3.6.2.1. El sismo de subducción interplaca de Arequipa, 23 de Junio de 2001, Mw = 8,4 y la actividad intracontinental posterior

El 23 de Junio de 2001, el gran sismo de subducción de Arequipa de magnitud Mw = 8,4 ocurrió mar adentro de Canamá (73,505°W; 16,385°S; 33,7 km prof.) y le siguieron numerosas réplicas que finalmente definieron un largo de ruptura de 400 km en el contacto sismogénico [*Bilek and Ruff*, 2002]. A partir de entonces se observa una actividad sísmica intracontinental importante en el ante-arco, arco y Altiplano del Oroclino de los Andes Centrales (figura 3.36)

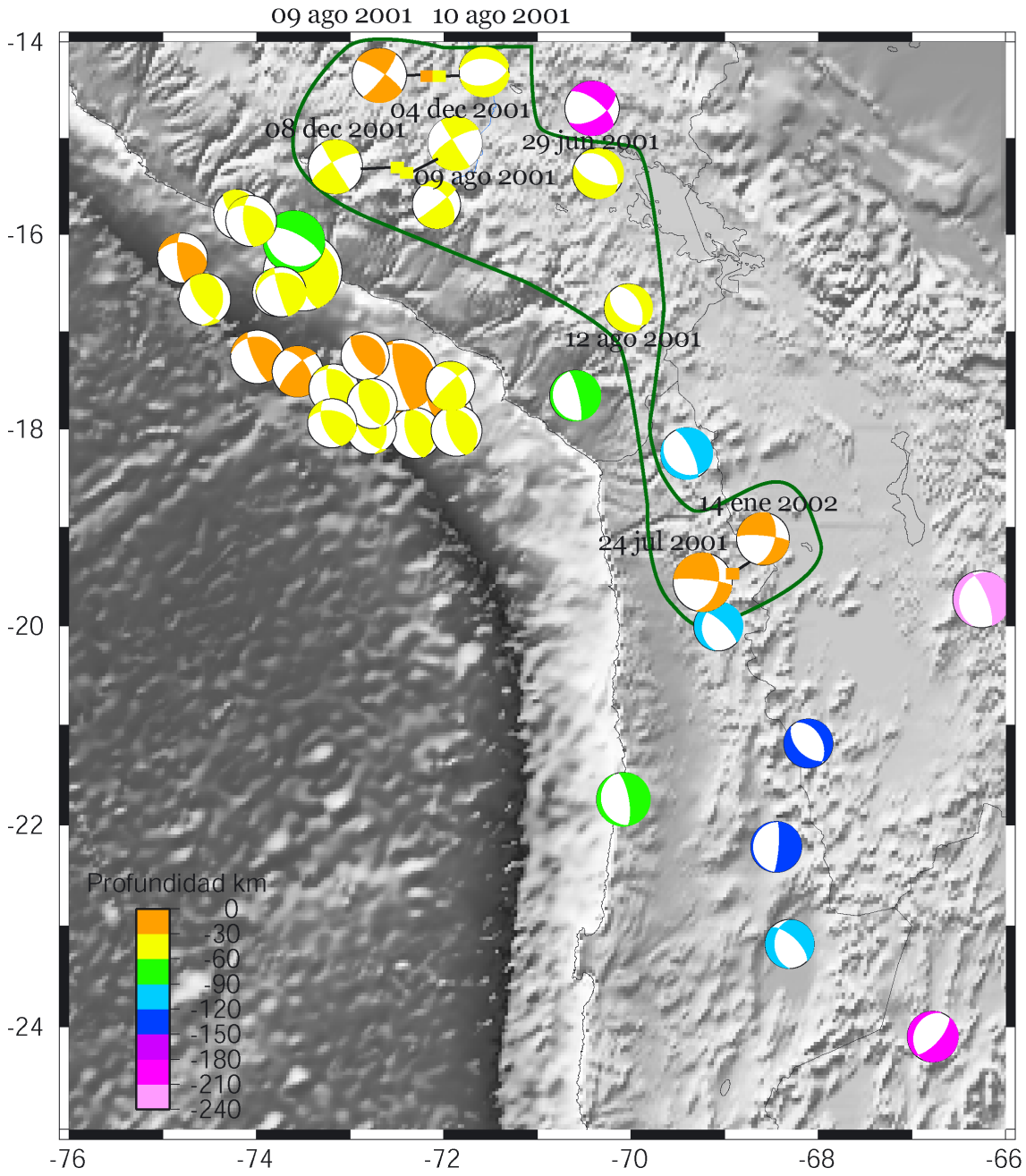


Figura 3.36: *Sismos de subducción e intracontinentales (destacados por el contorno verde) que ocurrieron después del terremoto de Arequipa entre el 23 de Junio de 2001 y el 30 de Enero de 2002. Los mecanismos focales provienen del catálogo de Harvard y las localizaciones de los eventos correspondientes provienen del catálogo de Engdahl et al. [1998].*

como lo muestran el cuadro 3.5 y la figura 3.35.

La figura 3.36 muestra la distribución espacial de todos los sismos de magnitud Mw≥5.0 que ocurrieron en el Oroclino entre el 23 de Junio de 2001, justo después del terremoto de Arequipa, y el 30 de Enero de 2002, 6 meses después del terremoto de Arequipa. Se observa que, en este periodo, no sólo ocurrieron las réplicas típicas en la zona sismogénica, sino también varios sismos de subducción de profundidad intermedia, correspondiendo a la zona de transición de-

bajo de la zona sismogénica (eventos de color verde en la figura 3.36 y de mecanismos focales normales) y varios sismos de subducción de profundidad intermedia, entre 90 km y 120 km de profundidad, en el Norte de Chile exclusivamente.

La figura 3.36 recalca (contorno verde) que varios sismos intracontinentales ocurrieron en el Oroclino de los Andes Centrales y más específicamente en el ante-arco chileno y en el arco y Altiplano peruano. El sismo de Arequipa parece haber gatillado una actividad sísmica intracontinental en el margen Oeste de todo el Oroclino de los Andes Centrales. Estos sismos intracontinentales son asociados a movimientos transcurrentes y normales. Es importante recalcar que la actividad sísmica intracontinental ocurre al Norte del eje de *Gephart* [1994] y que no se observa ninguna simetría de ningún orden.

3.6.2.2. El sismo de subducción de profundidad intermedia de Tarapacá, 13 de Junio de 2005, Mw = 7,9 y la actividad intracontinental posterior

Casi 4 años después del sismo de Arequipa, el 13 de Junio de 2005 ocurrió un gran sismo de profundidad intermedia en el Norte de Chile (69,23°W, 20,02°S, 94 km prof.) de mecanismo focal normal y de magnitud Mw = 7,9 [*Peyrat et al.*, 2006]: el sismo de Tarapacá. A partir de entonces se observa una actividad sísmica intracontinental en el arco del Oroclino de los Andes Centrales (figura 3.37) como lo muestran el cuadro 3.5 y la figura 3.35.

La figura 3.37 muestra la distribución espacial de todos los sismos de magnitud Mw≥5.0 que ocurrieron en el Oroclino entre el 13 de Junio de 2005, justo después del terremoto de Tarapacá, y el 1 de Diciembre 2005, 6 meses después del terremoto de Tarapacá. Se observa que, en este periodo, no sólo ocurrieron réplicas de subducción de profundidad intermedia (eventos de color celeste y azul en la figura 3.37 y de mecanismos focales normales) en todo el Oroclino de los Andes Centrales, sino también dos sismos intracontinentales localizados cerca del volcán Ticsani en el Sur del Perú. El sismo de Tarapacá parece haber gatillado la actividad sísmica intracontinental cerca del volcán Ticsani.

3.6.3. Conclusiones

A partir, de la revisisón y clasificación realizadas a partir de datos históricos, telesísmicos y locales, se ha podido establecer que existe una fuerte relación temporal entre grandes sismos de subducción (Mw ≥ 7,5) y grandes sismos intracontinentales (Mw ≥ 5,0).

Sobre varias centenas de años de 1450 a 1900, los datos históricos muestran que, a pesar de descripciones incompletas, después de algunos grandes terremotos reconocidos como de subducción interplaca, de magnitud Mw ≥ 7,5, hubo actividad volcánica y fuertes temblores asociados

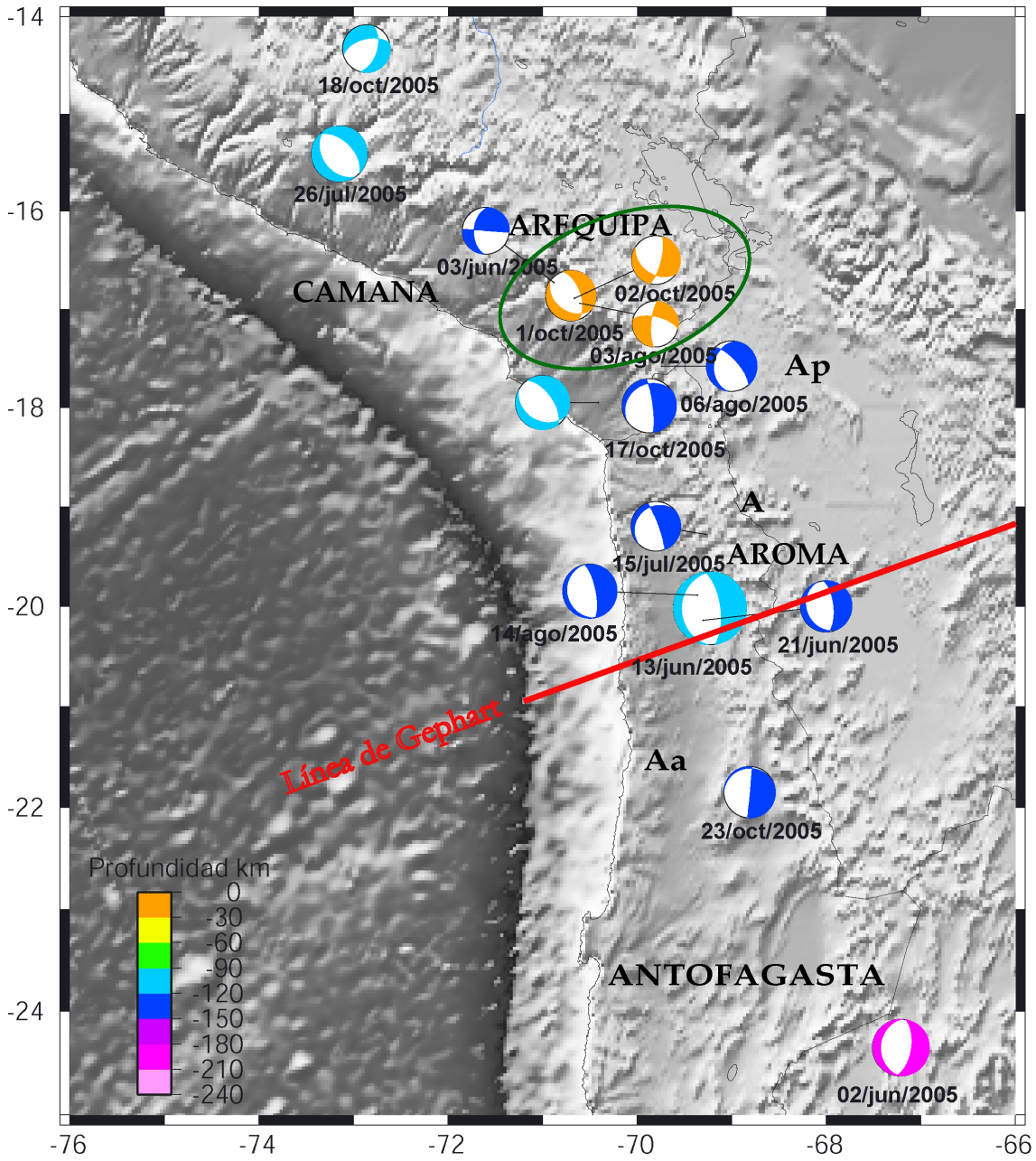


Figura 3.37: *Sismos de subducción e intracontinentales (destacados por el contorno verde) que ocurrieron después del terremoto de Tarapacá entre el 13 de Junio de 2005 y 1 de Diciembre de 2005. Los mecanismos focales provienen del catálogo de Harvard y las localizaciones de los eventos correspondientes provienen del catálogo de Engdahl et al. [1998].*

algunos meses despúes en la Cordillera Occidental vecina.

El catálogo telesísmico de treinta años, entre 1976 y 2005, muestra que, a partir de 1995, la sismicidad intracontinental de magnitud Mw≥5.0 ocurre después de grandes terremotos de subducción de magnitud Mw≥7.5 (tanto interplaca como de profundidad intermedia). Esta observación es más obvia aún para los sismos de subducción de Arequipa (sismo interplaca) y de Tarapacá (profundidad intermedia).

El catálogo telesísmico de treinta años muestra también que esta actividad intracontinental se concentra principalmente al pie occidental del arco volcánico.

3.6.4. Análisis del gatillamiento de la sismicidad intracontinental por el sismo de Arequipa

3.6.4.1. Análisis de la microsismicidad intracontinental después del sismo de Arequipa

En la figura 3.38, se observa dónde y cuándo ocurrieron los microsismos intracontinentales de profundidad entre 0 y 30 km, del Norte de Chile, registrados por la red permanente RESISTE de Arica entre 1996 y 2003.

En la figura 3.38.a, se aprecia que la microsismicidad intracontinental ocurrida entre 1996 y 2000 se distribuye en una franja de rumbo ENE desde la subducción hasta la Cordillera Occidental.

En la figura 3.38.b, se aprecia que la microsismicidad intracontinental ocurrida en 2001 se distribuye en núcleos de intensa sismicidad en la Precordillera y en la Cordillera Occidental del Norte de Chile.

En la figura 3.38.c, la microsismicidad intracontinental vuelve a la ”normalidad” es decir a la misma situación que en la 3.38.b excepto en Aroma donde las réplicas siguen ocurriendo.

La figura 3.38.d muestra que sobre los 1.944 microsismos (eventos de subducción e intracontinentales) registrados por la red permanente RESISTE de Arica entre 1996 y 2003 y localizados entre 0 y 30 km de profundidad, 733 ocurrieron entre 1996 y 2000, 948 en 2001 y 263 ocurrieron entre 2002 y 2003. Durante los 7 años de registro, en promedio, cada año ocurrieron 150 eventos intracontinentales. En el año 2001, hubo 6 veces más eventos intracontinentales que en el promedio.

Al enfocar el análisis sobre cada enjambre de microsismicidad intracontinental en la Precordillera y en la Cordillera Occidental, se observa que todos los enjambres de microsismicidad intracontinental, salvo el del Chucal, aumentaron en 2001 después del terremoto de Arequipa (figura 3.39).

En efecto, el enjambre de Taapaca, cerca de los volcanes Nevados de Putre y Lexone, está constituido esencialmente de cerca de cincuenta eventos sísmicos ocurridos en 2001. Una decena de eventos sísmicos ocurrió en 1998. Y finalmente algunos ocurrieron en 2000 y 2002.

El enjambre de Guallatire, que se distribuye en toda la cuenca Lauca, está constituido de cincuenta eventos sísmicos ocurridos en 2001. Pero al contrario del enjambre de Taapaca, exis-

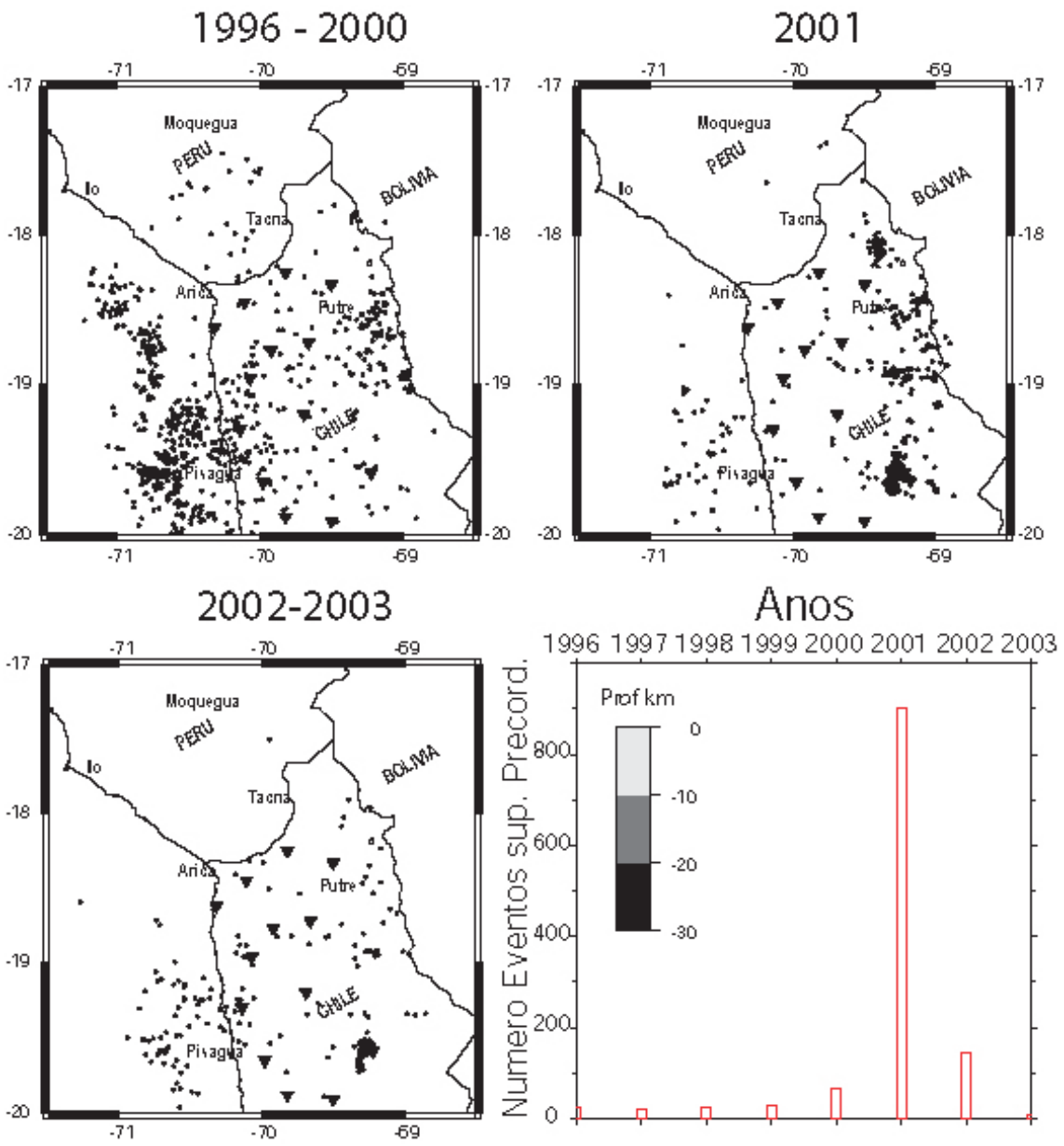


Figura 3.38: *Distribución temporal por periodos de la microsismicidad de subducción e intracontinental, entre 0 y 30 km de profundidad, del Norte de Chile registrada por la red permanente RESISTE de Arica entre 1996 y 2003. Se presenta su distribución entre 1996 y 2000, en 2001 y entre 2002 y 2003. El histograma representa el número de eventos intracontinentales ocurridos entre 0 y 30 km de profundidad cada año. Muestra un aumento considerable en 2001.*

tió una actividad contínua correspondiendo a una decena de eventos por año entre 1996 y 2003.

El enjambre de Arintica, mucho menos activo, muestra una actividad de algunos eventos por año mientras que en 2001 esta actividad aumentó una decena de eventos.

El enjambre de Chucal difiere de los otros, se caracteriza por una actividad micro-sísmica muy baja, pero contínua y un leve aumento en 2000, que no se atribuye a ningún fenómeno observado.

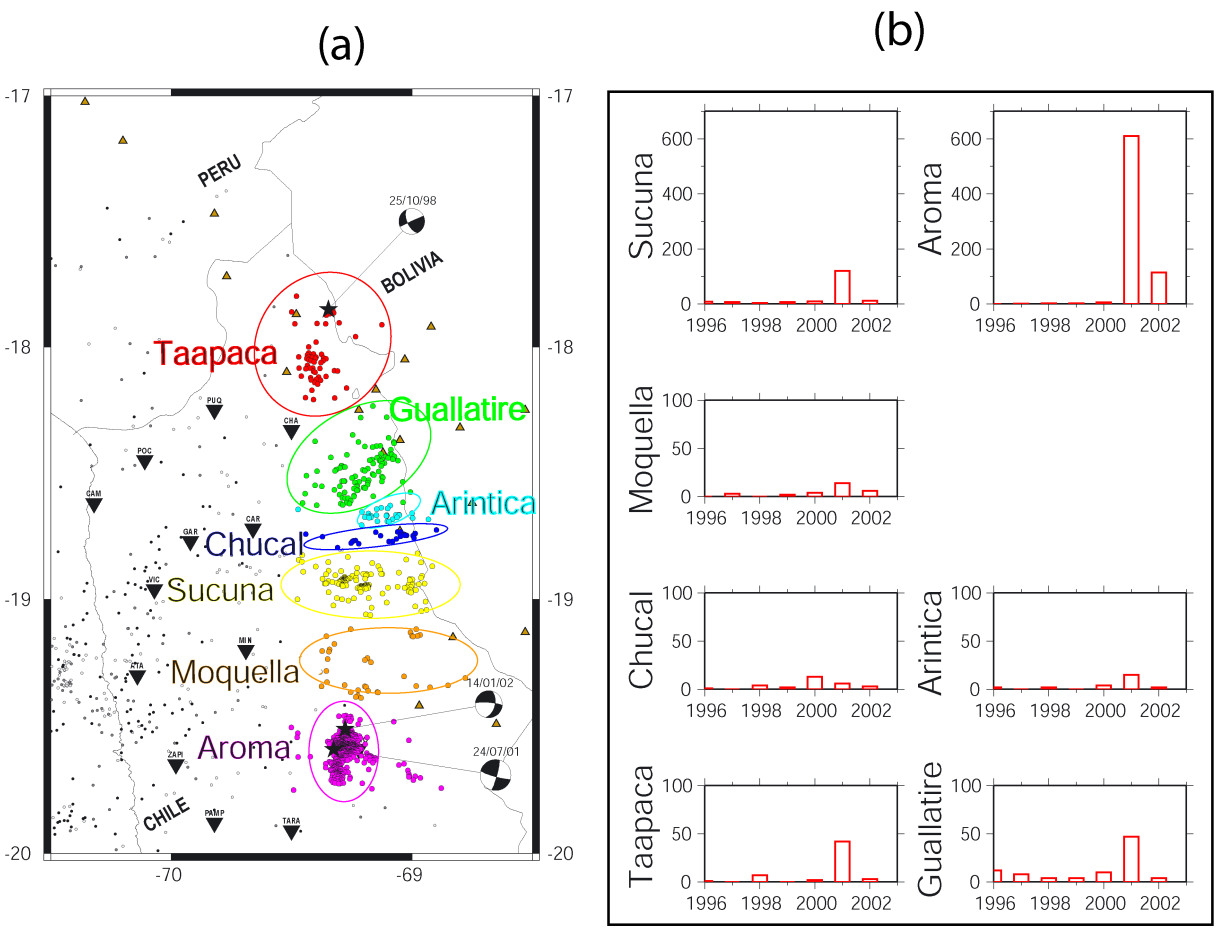


Figura 3.39: *(a) Distribución en planta de los enjambres de sismicidad superficial (0 - 30 km profundidad) ocurridos al pie del arco del Norte de Chile entre 1996 y 2003. Se muestran las zonas de Aroma (19,45°S), Moquella (19,25°S), Sucuna (19,0°S), Arintica (19°S, 69°W), Chucal (18,8°S), Guallatire (18,5°S), Taapaca (18°S). (b) Histogramas representando el número de micro-sismos intracontinentales en función del tiempo.*

El enjambre de Sucuna, por su distribución temporal se asemeja al enjambre del Guallatire a la diferencia que el nivel de sismicidad es mucho mayor, en 2001 ocurrieron cerca de cien eventos, mientras que en el año la actividad no supera los diez eventos.

El enjambre de Moquella es similar al de Arintica: se caracteriza por una actividad de algunos eventos por año mientras que en 2001 esta actividad aumentó una decena de eventos.

El enjambre de Aroma supera la actividad de todos los otros ya que en 2001 ocurrieron cerca de 600 eventos micro-sísmicos por la mayoría siendo réplicas del choque de Aroma y la actividad siguió en 2002.

La red permanente RESISTE de Arica registró también una microsismicidad importante en la Precordillera y Cordillera del Sur del Perú que no había registrado con tal intensidad antés del sismo de Arequipa.

Este análisis muestra por lo tanto que la tasa de microsismicidad en la Precordillera y en la Cordillera del Norte de Chile y del Sur del Perú ha aumentado después del sismo de Arequipa de manera muy significativa.
Esta observación se distingue de los trabajos de *Bollinger et al.* [2004] quienes muestran que la micro-sismicidad en los Himalayas se puede interpretar como producto de un aumento de la acumulación de esfuerzos en periodo intersísmico en la parte BCFZ de la zona de falla, aumento modificado por el campo de esfuerzos generado por la topografía.

3.6.4.2. Cálculo de la variación de los esfuerzos de Coulomb estáticos

A partir de los distintos tipos de datos presentados anteriormente, se evidenció una relación temporal entre sismos de subducción e intracontinentales, que podría describir la posible transferencia de esfuerzos que ocurre entre los primeros y los segundos en la Precordillera y en el arco volcánico.

Ahora bien, para afirmar si un sismo de subducción de magnitud Mw $\geq$ 7,5, induce la ocurrencia de sismos intracontinentales de magnitud Mw $\geq$ 5,0, se calculó la variación de los esfuerzos de Coulomb estáticos en la placa continental, producida por el sismo de Arequipa, del 23 de Junio de 2001, Mw = 8,4, después del cual ocurrieron varios sismos intracontinentales de magnitud Mw $\geq$ 5 en la Precordillera y el arco del Oroclino.

En efecto el cálculo de la variación del esfuerzo de Coulomb predice las reparticiones de los aumentos y disminuciones de los esfuerzos en la superficie de la litósfera y predice, por lo tanto, lugares de ruptura futura. En varios casos muy conocidos, como en la falla San Andrés en California [*Stein*, 1999, *Reasenberg and Simpson*, 1992] o en la falla Noranatoliana en Turquía [*Stein et al.*, 1997], los aumentos de esfuerzos previstos por cálculos elásticos han correspondido a zonas donde ocurrieron sismos importantes.

El cálculo de la variación de los esfuerzos de Coulomb estáticos, no predice qué plano de falla será llevado cerca de la ruptura, pero predice si la ruptura en un plano de falla dado (geometría y deslizamiento conocidos) está inhibida o inducida por la ocurrencia de ese sismo.

3.6.4.2.1. Método Para realizar este cálculo, se utilizó el método de *Okada* [1985] en un medio ideal elástico.
En este método se calcula primero el desplazamiento en cada punto del espacio, producido por un sismo (un deslizamiento) ocurrido en un plano de falla dado. Luego se deduce el tensor de deformación infinitesimal, a partir del cual se calucla el campo de esfuerzos que permite obtener la variación de los esfuerzos de Coulomb.

A continuación, se detalla este método.

El cálculo del desplazamiento en cada punto del espacio es posible gracias a la teoría de la dislocación, introducida en sismología por *Steketee* [1958], que determina el campo de desplazamiento en cualquier punto u_ι de un medio infinito, elástico, isótropo y homogéneo inducido por un deslizamiento finito Δ_{u_J} en un plano de falla de dimensión finita debido a la aplicación de una fuerza puntual F, de modo que:

$$u_\iota = \frac{1}{F} \iint_\varepsilon \Delta u_J [\lambda \delta_{\iota J} \frac{\partial u_\iota^n}{\partial \xi_n} + \mu (\frac{\partial u_\iota^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_k{}^n}{\partial \xi_j}) \nu_k d\varepsilon] \tag{3.2}$$

donde:

λ y μ son los parámetros de Lamé

$\delta_{\iota J}$ es el símbolo de Kronecker

ε la superficie del plano de falla

El desplazamiento de una partícula resulta de una traslación, rotación y deformación. La deformación difiere de la traslación y rotación porque la posición relativa de dos puntos dentro del cuerpo cambia. Suponiendo que los desplazamientos de partículas contiguas difieren solamente en una cantidad infinitesimal (la propagación de las ondas elásticas involucran solamente una deformación infinitesimal), la expresión del tensor de deformación infinitesimal se deduce, entonces, de la ecuación siguiente:

$$\epsilon_{\iota J} = \frac{1}{2} (\frac{\partial u_\iota}{\partial x_J} + \frac{\partial u_J}{\partial x_\iota}) \tag{3.3}$$

Luego, mediante la ley de Hooke (relación constitutiva de la elasticidad), se deduce el campo de esfuerzos a partir del tensor de deformación infinitesimal:

$$\sigma_{\iota J} = 2\mu \epsilon_{\iota J} + \lambda \epsilon_{kk} \delta_{\iota J} \tag{3.4}$$

donde:

λ, μ : parametros de Lamé,

E : módulo de Young en $N.m^2$, para rocas superficiales $10^{10} - 10^{11} N.m^2$,

ν : coeficiente de Poisson sin dimensión, para rocas 0,1 - 0,3.

El cálculo de la variación del esfuerzo de Coulomb obedece a la ecuación siguiente:

$$\Delta CFS = \Delta \tau_s - \mu (\Delta \sigma_n - \Delta p) \tag{3.5}$$

$$\Delta CFS \sim \Delta \tau_s - \mu \prime (\Delta \sigma_n) \tag{3.6}$$

donde:

$\Delta\tau_s$ es la variación del esfuerzo de cizalle en la dirección del deslizamiento en el plano de falla potencial.

μ es el coeficiente de fricción interno.

$\Delta\sigma_n$ y Δp son la variación en el esfuerzo normal y de la presión de poros en la falla (no son variables independientes).

Si $\Delta CFS > 0$, la ruptura en el plano de falla dado es favorecida.

Si $\Delta CFS < 0$, la ruptura en el plano de falla es inibida.

Si $\Delta CFS = 0$, no hay ningun cambio para que el plano de falla rompa.

3.6.4.2.2. Resultados La figura 3.40 muestra la variación de los esfuerzos de Coulomb estáticos, generada en la superficie de la placa superior en el Oroclino de los Andes Centrales, por el sismo de Arequipa, del 23 de Junio de 2001, Mw = 8,4, para fallas dextrales orientadas casi NS y de alto-ángulo como la de Aroma (N14°E, 53°, -169°).

La ocurrencia del terremoto de Arequipa, del 23 de Junio de 2001, Mw = 8,4, ha reducido fuertemente el campo de esfuerzos de Coulomb en la zona del ante-arco y del arco del Sur del Perú en las regiones de Tacna, Moquegua y Arequipa.

Y ha aumentado fuertemente el campo de esfuerzos de Coulomb, para fallas orientadas como la de Aroma, en dos zonas continentales del Oroclino de los Andes Centrales:

- Zona del ante-arco y del arco frente a Camaná (epicentro del sismo de Arequipa) del Sur del Perú.
- Zona del ante-arco y del arco en la región de Arica, hasta la región de Aroma (Norte de Chile).

En la zona del ante-arco y del arco frente a Camaná, el campo de esfuerzos de Coulomb aumenta fuertemente (0,2 bares) para cualquier coeficiente de fricción.

En la zona de ante-arco y del arco en la región de Aroma, el campo de esfuerzos de Coulomb aumenta moderamente (0,1 bares) solamente en caso de fricción alta (μ = 0,7). Para los otros valores de fricción (μ = 0 y μ = 0,2), el aumento permanece leve: 0,01 - 0,03 bares.

Variaciones de los esfuerzos de Coulomb entre 0,01 bares y 0,1 bares son consideradas pequeñas para gatillar un evento sísmico ya que el valor considerado como límite para gatillar sismos es estimado a 0,2 bares [*Reasenberg and Simpson*, 1992].

Podrían sin embargo ser suficientes para explicar la ocurrencia del terremoto intracontinental de Aroma ya que no se han considerado las variaciones de los esfuerzos de Coulomb dinámicos que pueden corresponder a variaciones importantes sobre todo en campo lejano [*Stein*, 1999]

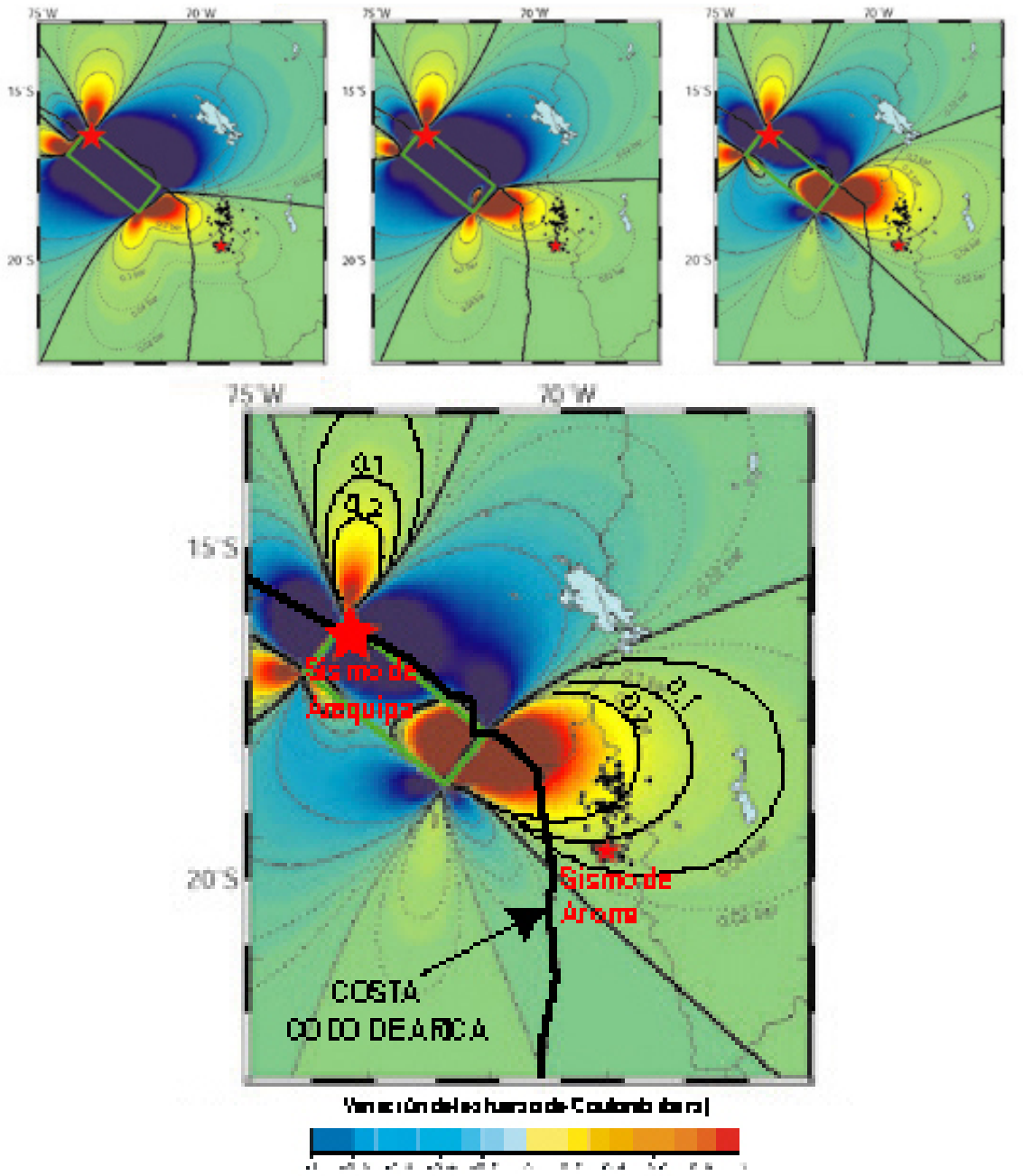


Figura 3.40: *Cambio del esfuerzo de Coulomb después del terremoto del 23 de Junio de 2001, en el Oroclino de los Andes Centrales, calculado para un coeficiente de fricción de μ = 0 (izquierda), μ = 0,2 (centro), μ = 0,7 (derecha) [Martinod et al., 2002]. Abajo se muestra un zoom de la variación del esfuerzo de Coulomb en caso de mayor fricción μ = 0,7.*

y tampoco se han considerado las variaciones de los esfuerzos de Coulomb post-sísmicos que podrían agregar una variación de los esfuerzos como lo muestran *Perfettini and Avouac* [2007] para el sismo de Landers de 1992, en otro ambiente geodinámico.

Cabe notar que un aumento en la tasa de microsismicidad ocurre en todo el borde Este del frente Prcordillerano del Oroclino y por lo tanto ocurre en zonas de aumentos (rojas) y de disminuciones (azules) de los esfuerzos de Coulomb estáticos (figura 3.40. En este ejemplo también, se nota la dificultad de observar una disminución de la tasa de microsismicidad en las zonas azules (”stress shadows”), es decir en zonas caracterizadas por disminuciones de los esfuerzos de Coulomb como lo menciona *Ma et al.* [2005].

Por lo tanto, es importante averiguar otros mecanismos que el gatillamiento por el aumento del esfuerzo de Coulomb estático, como el gatillamiento por el aumento del esfuerzo de Coulomb dinámico o por el efecto estático relacionado a las deformaciones post-sísmicas.

3.6.4.3. Perspectivas

Se propone en el fúturo hacer un análisis más detallado de las variaciones de esfuerzos de Coulomb estáticos considerando distintos planos nodales activados y no sólo él de Aroma.

Se propone aplicar esta metodología no sólo al sismo de Arequipa sino también al evento de subducción de profundidad intermedia de Tarapacá (Norte de Chile, 13 de Junio de 2005, Mw = 7,9) después del cual ocurrieron dos sismos normales y sismo de rumbo en el arco del Sur del Perú.

En última instancia, se podrá aplicar esta metodología al evento intracontinental del 06 de Noviembre de 1995 que ocurrió cerca del volcán Isluga (Norte de Chile) después del evento de subducción interplaca de Antofagasta del 30 de Julio de 1995, Mw = 8,0 y al evento intracontinental del 25 de Octubre de 1998 que ocurrió cerca del volcán Nevados de Putre (Norte de Chile) después del evento de subducción interplaca de Antofagasta del 30 de Enero de 1998, Mw = 7,5 (cuadro 3.5).

Se propone estimar las variaciones de esfuerzos de Coulomb dinámicos y las variaciones de esfuerzos de Coulomb debidas al post-sísmico y no sólo al co-sísmico.

3.6.5. Discusión

En caso de sismos de subducción interplaca en zonas de subducción oblicuas es decir en zonas de subducción donde la dirección de convergencia de las placas no es perpendicular a la fosa, *Fitch* [1972] y después *Beck* [1983] entre otros, evidenciaron un desacoplamiento de la

convergencia oblicua en un componente normal a la fosa en el plano de subducción y en un componente de cizalle en fallas transcurrentes con movimientos de rumbo en la placa superior lo que modelaron como un particionamiento de la convergencia oblicua en un deslizamiento sobre el plano de subducción perpendicular a la fosa y otro en fallas de rumbo paralelas al margen. Este resultado implica que un vector residual paralelo al margen tiene que estar acomodado en la placa superior.

McCaffrey [1992] muestra que la dirección del vector deslizamiento de los sismos (E) está casi siempre deflectada con respecto a la dirección ortogonal a la fosa hacia la dirección del vector de convergencia (P) (figura 3.41). Y esta deflección está relacionada directamente a las fuerzas de cizalle que resisten al deslizamiento en las fallas de rumbo y en el plano de subducción.

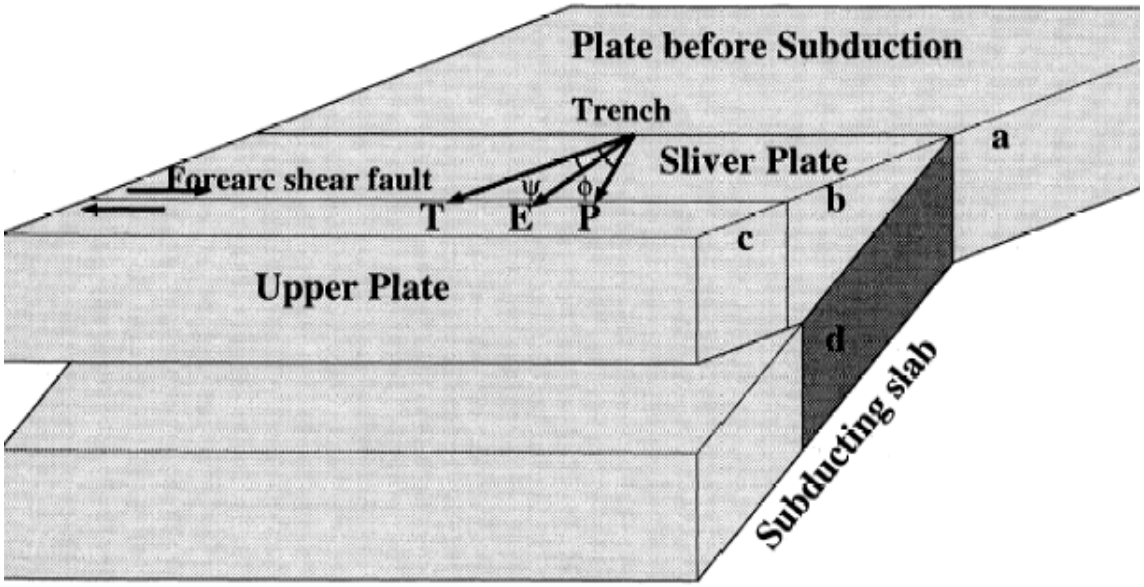


Figura 3.41: *Dibujo ilustrando la placa entrando en subducción (a), la placa continental y la falla de cizalle de ante-arco (b), la placa superior (c) y la placa en subducción (d) y las direcciones del movimiento de la placa (P), de la normal a la fosa (T) y del deslizamiento durante los terremotos (E) [Liu et al., 1995].*

Los sismos intracontinentales del Oroclino, con mecanismos focales de rumbo, y con un plano nodal paralelo al margen, localizados en la Precordillera y en el arco pueden representar estos vectores residuales.

Si esta hipótesis es real, significaría que esta componente residual de rumbo, paralela al margen, ocurre en la Precordillera y en el arco volcánico del Oroclino como se observa en los arcos volcánicos clásicos de subducción como en Sumatra [*Bellier et al.*, 1999].

Significaría también que esta componente residual de rumbo ocurre algunos meses después de un gran sismo o sea en el period post-sísmico del ciclo sísmico de los grandes sismos de subducción. Sin embargo, el lugar donde ocurren se encuentra en zonas que no rompieron, es

decir zonas en periodo intersísmico.

3.7. Conclusiones

Los nuevos mapas de sismicidad realizados en esta tesis a partir de datos telesísmicos y locales revelan:

(1) que el plano de subducción presenta un manteo constante de 25 °± 5°a lo largo del Oroclino para profundidades inferiores a 80 km. Para profundidades superiores a 80 km, el manteo varía entre 0°y 35°.

(2) que la sismicidad de subducción es muy intensa en la zona sismogénica y poco intensa a profundidades intermedias del Norte del Oroclino mientras que la sismicidad de subducción es poco intensa en la zona sismogénica y muy intensa a profundidades intermedias del Sur del Oroclino.

(3) la existencia de una sismicidad intracontinental desde el ante-arco hasta el Altiplano pasando por el arco.

(4) que la sismicidad intracontinental profunda debajo del ante-arco conectada a la subducción se relacionaría con el acoplamiento mecánico de la interfaz entre la placa en subducción y la placa continental, es decir, se explicaría por la acumulación de esfuerzos generados por el deslizamiento asísmico de la zona de transición en periodo inter-sísmico.

(4) que debajo del ante-arco, la zona de sismicidad intracontinental mantea hacia el Oeste ”conectando” el plano de subducción con la Precordillera. Su distribución parece controlada principalmente por la estructura térmica de la litósfera continental

(5) que la capa sismogénica debajo del arco alcanza 8 km de profundidad, debajo de la Precordillera, 16 km de profundidad y debajo del ante-arco, 60 km de profundidad.

(6) que la sismicidad intracontinental de magnitud Mw≥5.0 se asocia a una cinemática normal y transcurrente, pero no compresiva y que la micro-sismicidad intracontinental se asocia principalmente a cinemáticas inversas y normales y en menor medida a cinemáticas transcurrentes.

(7) que la sismicidad intracontinental de magnitud Mw≥5.0 asociada a mecanismos focales de rumbo en los cuales un plano nodal es paralelo al margen corresponde al vector residual de la oblicuidad de la convergencia acomodado en la placa superior y en particular en el arco y en la Precordillera.

(8) que la sismicidad intracontinental debajo de la Precordillera y del arco volcánico del Oroclino de Junio 2001 a Febrero 2002 habría sido gatillada por el sismo de subducción de Arequipa del 23 de Junio de 2001 (Mw=8.4), hipótesis confirmada por el cálculo de las variaciones de los esfuerzos de Coulomb inducidas por el sismo de Arequipa. De una manera general, la sismicidad intracontinental estaría correlacionada con grandes sismos de subducción.

(9) las conclusiones (7) y (8) sugieren que la componente paralela debida a la oblicuidad de la convergencia ocurriría después de grandes terremotos de subducción en la Precordillera y en el arco de zonas contiguas a las que rompieron. Esta componente paralela ocurriría de manera post-sísmica en zonas que se encuentran en periodo intersísmico, hipótesis que habría que confirmar.

(10) la conclusión (9) cuestiona la validez de la hipótesis, comúnmente hecha en el análisis de los datos geodésicos intersísmicos a lo largo de zonas de subducción, que las deformaciones anelásticas del margen son despreciables.

En base a estos resultados y a la descripción de la sismicidad intracontinental, se analizará a continuación la geometría y la cinemática de las estructuras tectónicas activas del ante-arco y del arco del Oroclino.

Capítulo 4

Geometría y cinemática de las fallas activas del Ante-arco del Oroclino de los Andes Centrales

En este capítulo, se analiza detalladamente la sismicidad intracontinental, procesada en el capítulo anterior, para observar si se encuentra asociada a la actividad de estructuras tectónicas conocidas y/o en conocimiento y para comparar la cinemática deducida de los eventos sísmicos con la cinemática dada o sugerida por los datos estructurales.

Para ello, se ha realizado un trabajo estructural y geomorfológico que busca ubicar e identificar las estructuras tectónicas, caracterizando más precisamente la cinemática de estas fallas y determinando su edad de actividad cuando ha sido posible.

Se ha analizado la sismicidad intracontinental entre 0 y 25 km de profundidad buscando relacionarla con las estructuras tectónicas de la Cordillera de la Costa y de la Precordillera por separado, ya que las estructuras tectónicas se distribuyen de manera distinta en estas dos unidades fisiográficas del ante-arco.

El ante-arco interior es una unidad morfo-estructural paralela a la fosa que se divide en tres unidades fisiográficas : la Cordillera de la Costa (1000-2000 m), la Depresión Central (1200 m) y la Precordillera (1500 - 3500 m).

En este capítulo, se analiza las estructuras tectónicas de dos de las unidades fisiográficas : la Cordillera de la Costa y la Precordillera.

4.1. El sistema tectónico de la Cordillera de la Costa y la sismicidad asociada

La Cordillera de la Costa, de altura menor a 2.000 m y caracterizada por un alto farellón costero de hasta 800 m [*Paskoff*, 1977], se interrumpe justo en la zona del Codo de Arica en la región de estudio entre 18°S (desembocadura del río Sama, Sur del Perú) y 18°45'S (desembocadura del río Azapa, Norte de Chile) y está compuesta principalmente de rocas Jurásicas con una cubierta discontinua de sedimentos del Neógeno Superior.

Las líneas negras continuas y segmentadas reportadas en las figuras 4.1 y 4.3 representan las estructuras tectónicas conocidas [*García*, 2001, *Allmendinger et al.*, 2005a, *Flores et al.*, 2005, *Sempere et al.*, 2004, *Sempere and Jacay*, 2006] y los accidentes mayores en la topografía.

Como se aprecia en la figura 4.1, las estructuras de la Cordillera de la Costa del Sur del Perú son principalmente perpendiculares al margen, y las del Norte de Chile, subperpendiculares al margen (NNE-SSW) y oblicuas.

Además, la figura 4.1 muestra que no se registraron eventos sísmicos intracontinentales superficiales grandes en la Cordillera de la Costa entre 18°S y 21°S entre 1964 y 2004, sólo han habido microsismos intracontinentales superficiales, de magnitud mb $\leq$ 2,0 y entre 0 y 25 km de profundidad, entre 1996 y 2003, pero se concentraron entre 19°S y 19,6°S debajo de las quebradas Camarones, Tiliviche y Camiña y debajo del ante-arco exterior.

Cabe notar que las fallas de la Cordillera de la Costa entre Arica y Camarones mapeadas por *García* [2001] no se asocian con sismicidad.

4.1.1. Las fallas Atajaña y Pisagua

Al Sur de 19°S, *Allmendinger et al.* [2005a] mostraron que existen múltiples escarpes E-W, NE-SW, asociados a la actividad Pliocena de fallas inversas manteando principalmente hacia el Sur como las fallas Atajaña y Pisagua y que existen fallas normales N-S que cortan estas últimas (figura 4.1).

Las fallas Atajaña y Pisagua podrían estar asociadas a una sismicidad intracontinental, entre 0 y 25 km de profundidad, ya que la distribución NE de los eventos concuerda con el acimut de las fallas. Sin embargo, esta sismicidad está localizada sistemáticamente al Norte de su traza en superficie, mientras que las fallas mantean hacia el Sur. Esta sismicidad hacia el Norte puede representar una falla inversa ciega conjugada acomodando la misma compresión N-S.

Con posterioridad al periodo estudiado, se encuentra que ocurrió un sismo intracontinental, el

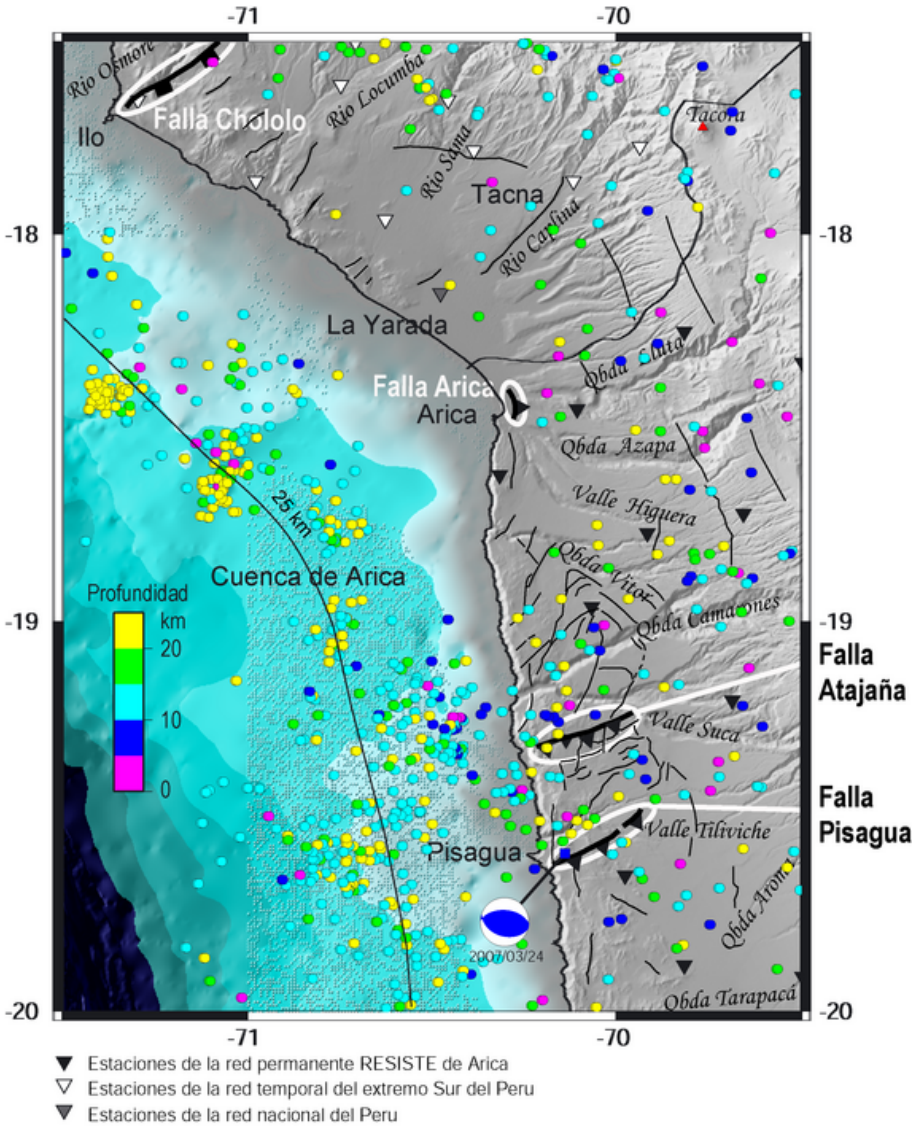


Figura 4.1: *Sismicidad cortical entre 0 y 25 km de profundidad debajo de la Cordillera de la Costa del Codo de Arica y las cuatro estructuras tectónicas estudiadas, Pisagua, Atajaña, Arica y Chololo. Las estructuras indicadas por lineas delgadas corresponden a lineamientos visibles sobre imágenes topográficas, vistas en terreno, pero no estudiadas. Las estructuras cuya cinemática es conocida ha sido especificada, con triángulos negros, la falla es inversa manteando hacia la punta del triángulo, con rectángulos negros, la falla es normal manteando del lado del rectángulo, y con flechas, las fallas son transcurrentes. La cinemática ha sido caracterizada por este estudio y tomada de Allmendinger et al. [2005a]. La microsismicidad está representada por círculos de tamaño pequeño. El mecanismo focal corresponde a un sismos de magnitud Mw = 5.8 con localización del ISC. El color de los eventos sísmicos y de los mecanismos focales representan la profundidad.*

24 de Marzo de 2007, Mw = 5,8, localizado por el NEIC a 30 km de profundidad. Dado el error de localización, puede que este sismo haya ocurrido en la falla Pisagua que mantea hacia el Sur. El mecanismo focal asociado indica un movimiento inverso, lo que concuerda con las evidencias Pliocenas de la cinemática de la falla Pisagua. Esto sugiere que esta falla sigue activa con la misma cinemática que hace algunos millones de años. Con respecto a los planos nodales, son de alto ángulo (los manteos son de 41°y de 50°) y se orientan casi E-W (los acimuts son de

107°y de 274°). El escarpe en superficie de la falla Pisagua se orienta ENE-WSW, pero la correspondencia entre los datos sismológicos de corto plazo y los datos geológicos de largo plazo es notoria.

4.1.2. La falla Arica

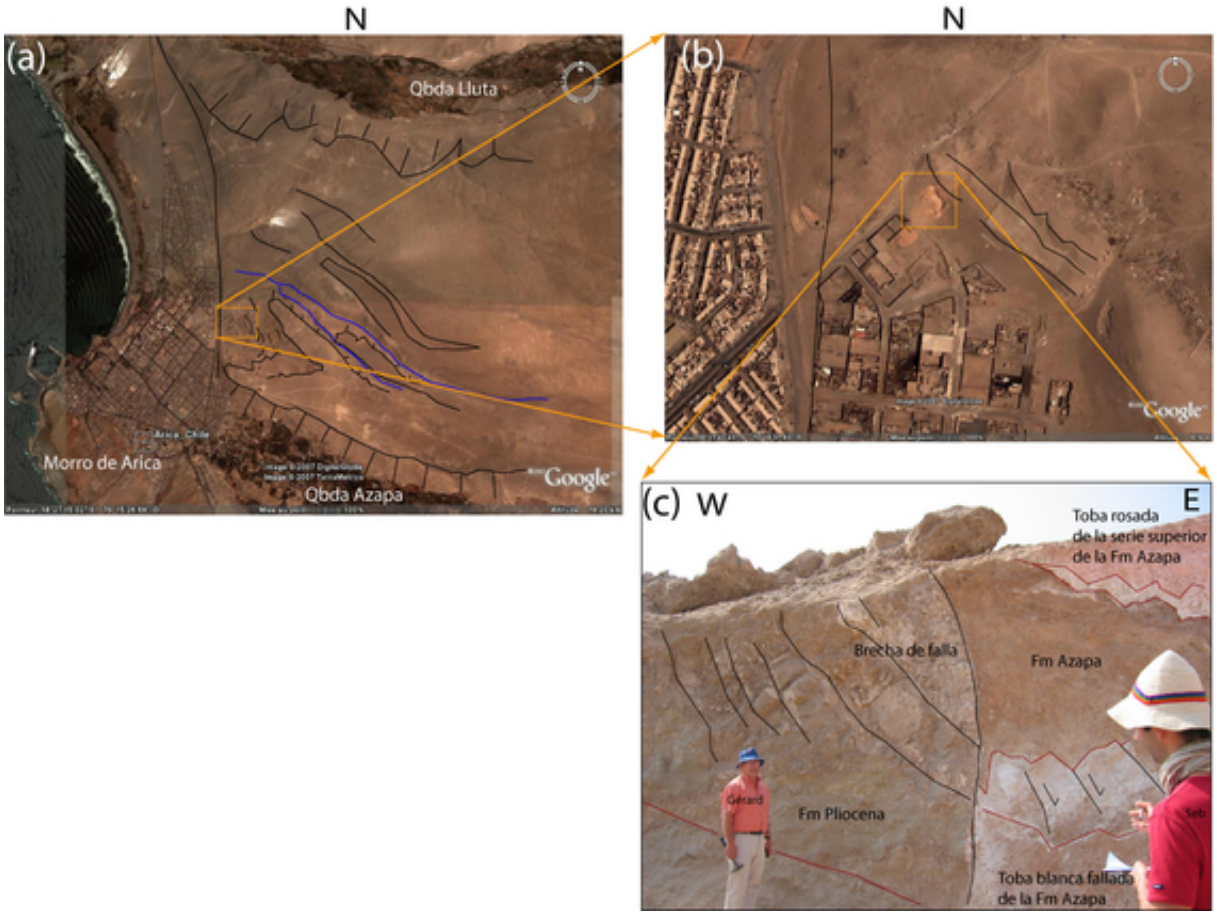


Figura 4.2: *Falla Arica N175°E/ 80°E que cambia de rumbo N145°N/ 80°W y presenta una estría de 90°en la parte inferior. (a) Foto aérea representando la ciudad de Arica y sus alrededores, Quebrada LLuta, Azapa y Morro de Arica. (b) Ubicación del afloramiento estudiado en terreno. (c) Afloramiento de la falla Arica.*

La falla Arica se encuentra a la salida de la ciudad de Arica (figuras 4.1 y 4.2); quedó expuesta como consecuencia de excavaciones recientes realizadas para la red vial y para vertederos.

Estas excavaciones develaron una falla inversa orientada 175°N (casi N-S) e inclinada 80°E (casi vertical).
Al Sur de la figura 4.2, la falla cambia de rumbo a N145°E y mantea casi verticalmente (80°W) hacia el Oeste, en este plano se encontró una estría vertical que indica que el bloque Oeste cabalga el bloque Este.
Esta falla monta la Formación Azapa (45 Ma - 23 Ma) sobre gravas y arenas fluviales con niveles de tobas interestratificadas y asociadas a los depósitos fluviales del Plioceno [*García*

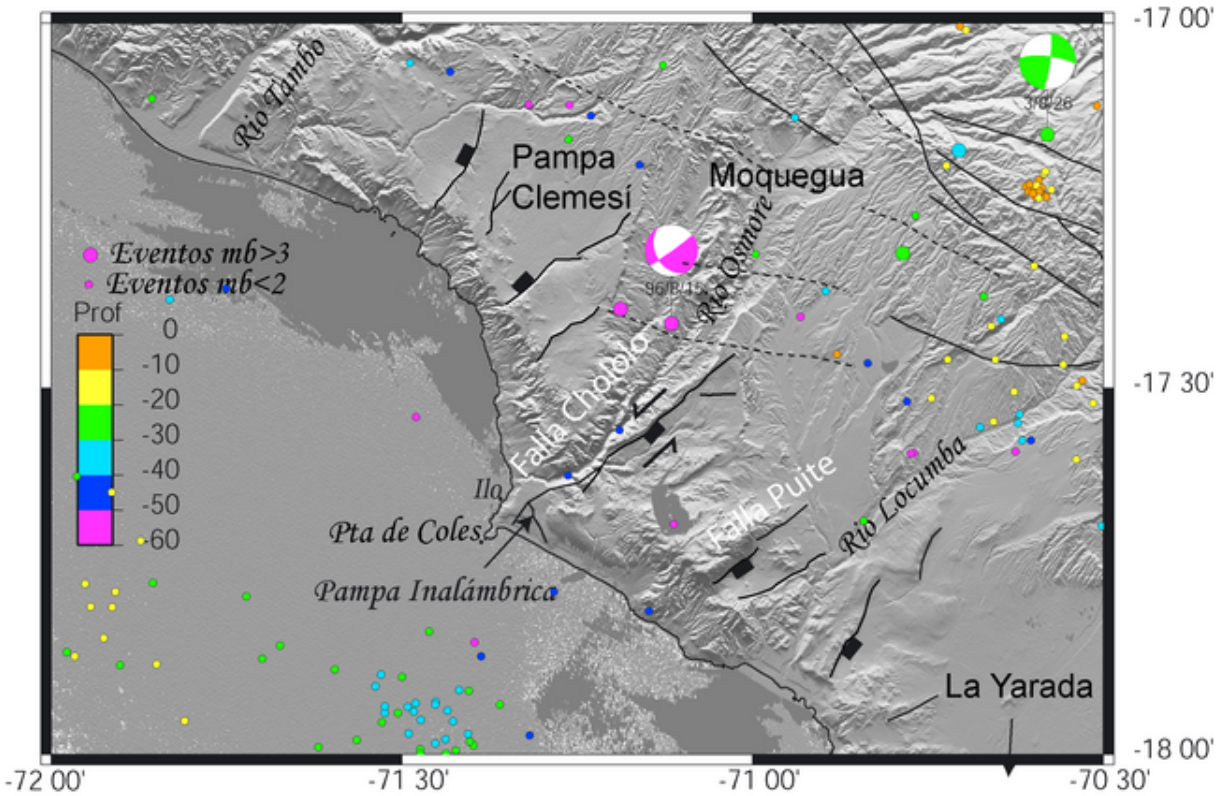


Figura 4.3: *Sismicidad intracontinental, entre 0 y 60 km de profundidad, debajo de la falla Chololo (N40°E, 90°). Los sismos registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998] están representados por círculo de tamaño grande, la microsismicidad por círculos de tamaño pequeño. El color de los eventos sísmicos y de los mecanismos focales representan la profundidad. Las estructuras cuya cinemática es conocida ha sido especificada: con rectángulos negros, la falla es normal manteando del lado del rectángulo y con flechas la falla es transcurrente.*

and Hérail, 2005]. Uno de los niveles de tobas retrabajado fue datado en este trabajo con el método Ar/Ar sobre biotitas que dió una edad plateau de 3,99 ±0,14 Ma. Este nivel de toba pertenece a un depósito sedimentario estratificado de areniscas con clastos pequeños negros que provenien del retrabajo de la Formación El Diablo y que fueron aglomerados con sal en un paleocanal fluvial. Esta falla ha sido activa en modo inverso hasta por lo menos el Plioceno.

4.1.3. La falla Chololo

En la morfología de la costa del Sur de Perú, se destaca un sistema estructural perpendicular al margen: desde La Yarada hasta la Pampa Clemesi, cuya morfología indica la existencia de un sistema de horsts y de grabenes, que caracterizan un sistema de fallas normales [*Lacan*, 2005, *Audin et al.*, 2007] (figuras 4.1 y 4.3).

Este sistema, con escarpes muy destacados de orientación NE-SW, hace sospechar la presencia de fallas activas, contemporáneas con el alzamiento de las terrazas marinas en el margen que se extiende hasta Perú Central [*Macharé and Ortlieb*, 1992, *Ortlieb et al.*, 1996c].

La falla Chololo, que pertenece a este sistema estructural de la Cordillera de la Costa, es una estructura de gran extensión, 50 km de largo aproximadamente, cuya orientación varía entre N20°E y N60°E manteando hacia el SE. Desaparece en la Precordillera a la latitud de Moquegua, pero sigue en el ante-arco externo [*Audin et al.*, 2007] (figura 4.3).

La actividad de la falla Chololo ha sido evidenciada por *UNSA-INDECI* [2001] quienes mostraron que se reactivó durante el terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001, Mw = 8,1, en la Pampa Inalámbrica donde el suelo de gravas y arenas se agrietó a lo largo de la falla y todas las construcciones edificadas sobre la falla fueron dañadas. A pesar de ello, no se pudo medir ningún desplazamiento, ni registrar ningún evento intracontinental asociado a tal actividad.

Los análisis morfológicos de la falla misma, de los abanicos aluviales y de los ríos que ella atraviesa permitieron determinar su cinemática: una componente normal y una transcurrente sinestral [*Lacan*, 2005, *Audin et al.*, 2007] presentadas también en el artículo ”Geomorphic evidences of recent tectonic activity in the forearc, Southern Peru” en el párrafo 4.2.6.1, y en la figura 4.4. La componente normal se evidencia también en la costa ya que la falla Chololo desplaza en 10 m aproximadamente, las terrazas marinas Holocenas, Pleistocenas y Pliocenas de la Punta de Coles, en las que el bloque Sur es el que baja [*Ortlieb et al.*, 1996c]. La falla Chololo es responsable de que el alzamiento de las terrazas marinas no sea el mismo al Norte que al Sur.

La falla Chololo parece haber sido una falla normal a lo largo de su historia ya que en el basamento Jurásico y en el contacto Jurásico/Moquegua B (sedimentos finos rojos de edad 45-30Ma), se midió un plano de falla N60°E manteando 45°NW con estría de 70°SW.

Sobre la formación Moquegua B, sobreyacen depósitos de abanicos aluviales mal seleccionados (figura 4.5.a), dentro de los cuales, se observan filones de calcita y fracturas rellenas por yeso, orientados en promedio N30°W y N10°E, estas observaciones son compatibles con movimientos locales extensionales (figura 4.5.c). Se observan también pequeñas fallas normales con desplazamientos decimétricos que se orientan desde 83°E a 110°E manteando hacia el Sur con alto ángulo (60°) o de N 130°E más vertical (figura 4.5.b).

En la costa del Sur del Perú, ni los datos de *Engdahl et al.* [1998] (mb ≥ 3,0), ni los datos locales registrados por la red temporal del extremo Sur del Perú, 2003, ni los datos registrados por la red nacional del Perú indican alguna actividad sísmica intracontinental superficial (figura 4.3).

Dentro de los datos sismológicos utilizados, hubo varios eventos profundos que ocurrieron en los alrededores de la expresión en superficie de la falla Chololo, uno de ellos, el del 15 de Agosto de 1996, Mw = 5,4, de 55,9 km de profundidad, presenta un mecanismo focal transcurrente con una leve componente normal cuyo plano nodal está orientado NE-SW, casi vertical, buzando levemente hacia el Sur, lo que coincide fuertemente con la geometría y la cinemática observada

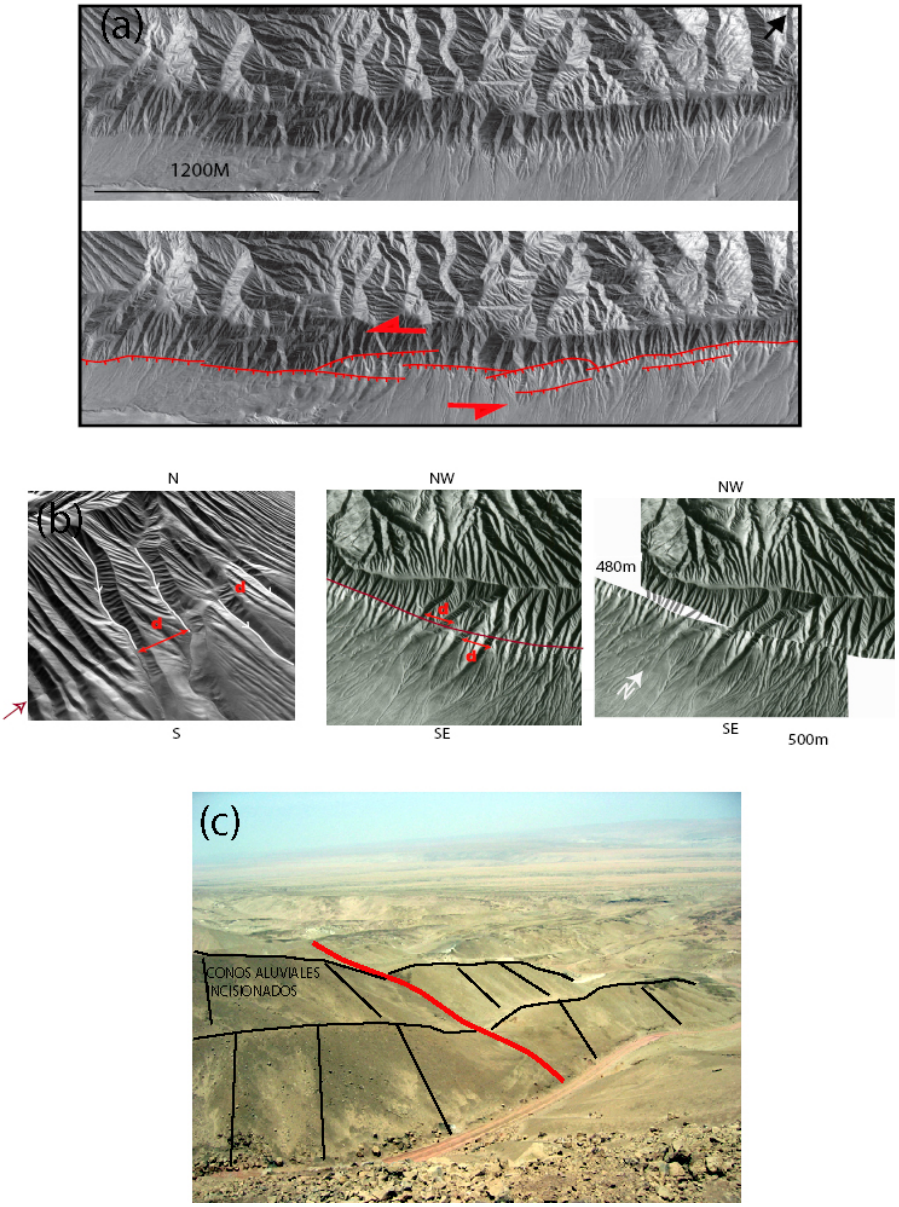


Figura 4.4: *Morfología de la falla Chololo. Foto aérea combinada con el DEM mostrando (a) la geometría de la falla en planta y las facetas triangulares características de una falla normal (b) las evidencias de desplazamientos laterales (sinestrales) de los conos aluviales [Audin et al., 2007]. (c) Foto de terreno de la traza de la falla generando un cambio brusco en los conos aluviales.*

en terreno de la falla Chololo.

La profundidad de este evento parece real ya que *Engdahl et al.* [1998] estima un error de profundidad (erz) de 1,56 km y que determinó su localización hipocentral con 48 observaciones de fase de profundidad. Si este evento profundo es intracontinental y no de subducción, podría entonces corresponder a la actividad de la falla Chololo, por lo tanto, significaría que esta falla es litosférica.

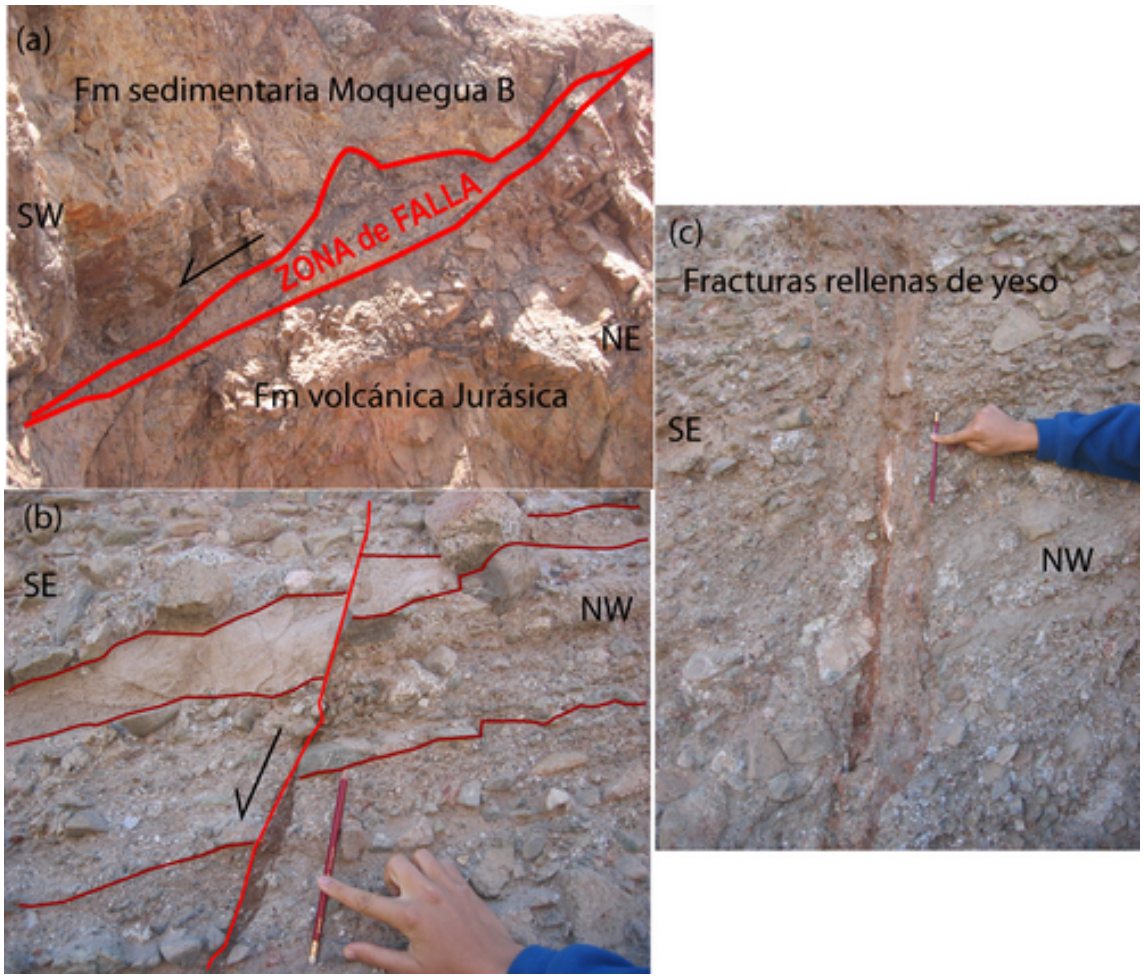


Figura 4.5: *Evidencias geológicas de la falla Chololo. (a) Zona de falla N60°E, 45°NW, 70°SW en el sistema estructural de Chololo, afectando depósitos Miocenos (Formación Moquegua B). (b) Falla normal con desplazamiento decimétrico orientada N83°E manteando con alto ángulo en los abanicos aluviales cortados por la falla Chololo (c) Filones de calcita y fracturas rellenas por yeso orientadas en promedio N30°W y N10°E en los abanicos aluviales cortados por la falla Chololo.*

4.1.4. Conclusiones

Las fallas de la Cordillera de la Costa perpendiculares al margen resultan ser inversas con vergencia al Norte, en el Norte de Chile, y normales con vergencia al SE en el Sur de Perú. Las fallas de la Cordillera de la Costa paralelas al margen resultan ser inversas con vergencia al Este como la falla Arica y como lo estipula un trabajo reciente no publicado a continuación de los trabajos de *González et al.* [2003], *Allmendinger et al.* [2005a] en el Plioceno y Pleistoceno.

4.2. El sistema tectónico de la Precordillera y la sismicidad asociada

La Pre-Cordillera es una unidad fisiográfica, ancha de 20-35 km, que constituye la transición entre la Depresión Central y la Cordillera Occidental - Altiplano. La Precordillera acomoda un importante gradiente topográfico de Oeste a Este desde más de 1.500 m hasta 3.500 m. La parte occidental de la Pre-Cordillera forma un pedimento disectado por valles profundos que pueden alcanzar 800 m de incisión. La parte oriental de la Pre-Cordillera está separada de la parte occidental por el mayor rasgo tectónico, el denominado Sistema de Cabalgamientos de Vergencia Oeste (WVTS por sus iniciales en inglés) que bordea el Oeste del Altiplano [*Muñoz and Charrier*, 1996], sistema de estructuras inversas de alto-ángulo, de flexuras y de pliegues, se caracteriza por extensas superficies manteando hacia el Oeste, disectada por numerosas quebradas fósiles profundas de 100 m solamente.

La Pre-Cordillera está cubierta por potentes depósitos de gravas e ignimbritas (Formaciones Moquegua y Huaylillas o Altos de Camilaca, en el Sur de Perú, y Formaciones Azapa y Oxaya o Altos de Pica, en el Norte de Chile), de edades comprendidas entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Superior, entre 23 y 19 Ma. La cubierta ignimbrítica es un buen nivel guía que permite seguir la deformación.

En la figura 4.6, se encuentran las estructuras tectónicas de la Precordillera que fueron estudiadas en detalle.

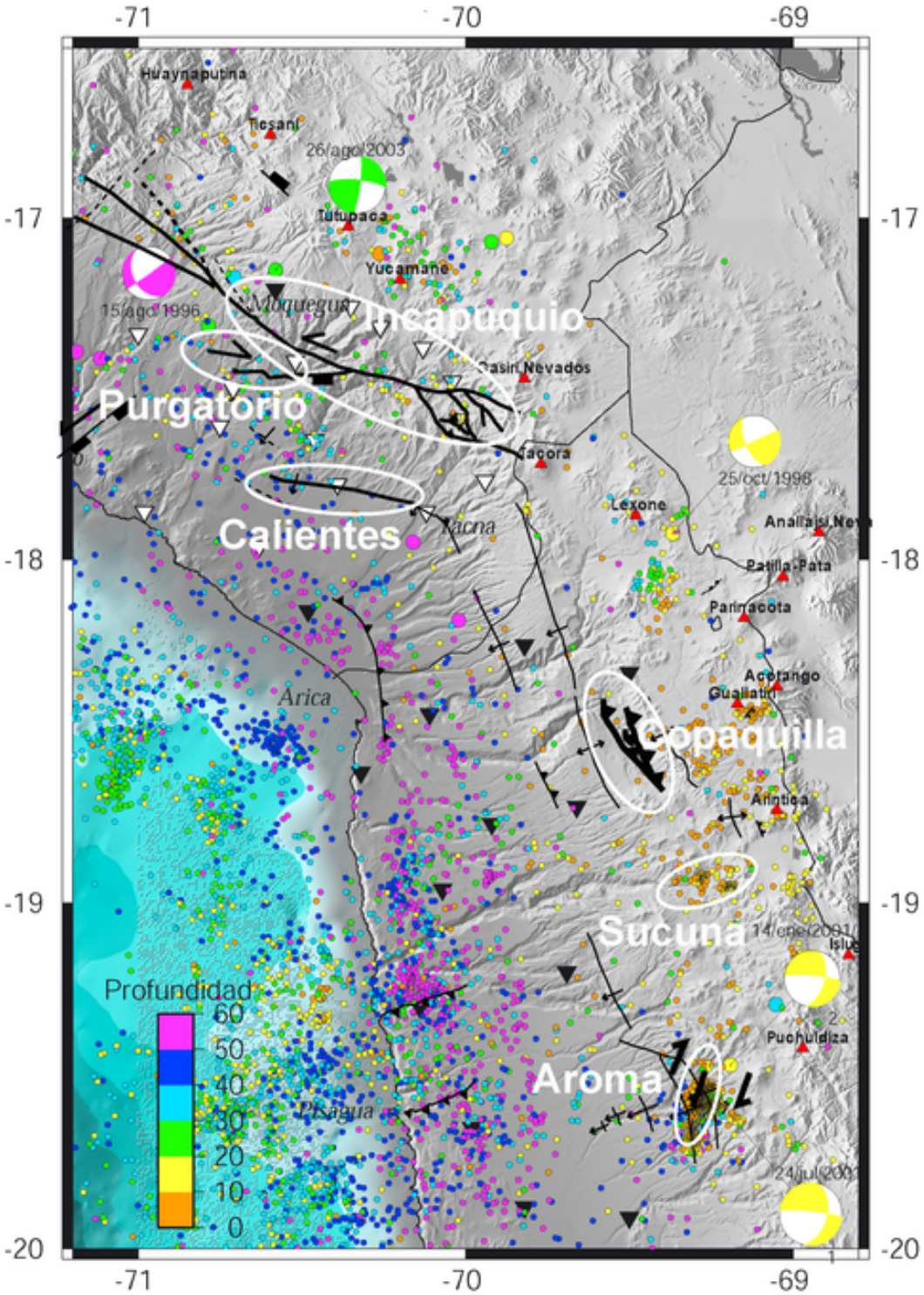


Figura 4.6: *Sismicidad intracontinental entre 0 y 60 km de profundidad debajo del ante-arco del Oroclino de los Andes Centrales y en particular debajo de la Precordillera y los seis sitios estudiados: Aroma, Sucuna, Copaquilla, Incapuquio, Purgatorio y Calientes. Las estructuras estudiadas en este capítulo están en líneas negras. Las estructuras cuya cinemática es conocida ha sido especificada de acuerdo a los trabajos de García [2001], Pinto et al. [2004], Farías et al. [2005], Muñoz and Charrier [1996], Charrier et al. [2005], Flores et al. [2005], Sempere and Jacay [2006]. Los sismos registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998] están representados por círculo de tamaño grande, la microsismicidad por círculos de tamaño pequeño. El color de los eventos sísmicos y de los mecanismos focales representan la profundidad.*

4.2.1. Aroma: falla activa

En la Precordillera del Norte de Chile, ocurrió el mayor terremoto intracontinental nunca registrado en el Codo de Arica, el de Aroma del 24 de Julio de 2001, Mw = 6,3. Este evento muy superficial, sólo 5 km de profundidad, ocurrió un mes después del terremoto de Arequipa (23 de Junio de 2001, Mw = 8,4) [*Legrand et al.*, 2007] y fue seguido de una réplica de gran magnitud Mw = 5,6, el 14 de Enero de 2002, el terremoto de Chiapa, de mayor profundidad [*David et al.*, 2007] (cuadro 4.1). Los datos telesísmicos y locales permitieron estudiar en detalle la ocurrencia

Cuadro 4.1: *Características de los grandes terremotos de magnitud Mw ≥ 5,0 de la región de Aroma, localización hipocentral y planos nodales de los mecanismos focales correspondientes.*

Aroma 19,5°S				
Fecha	Mw	Hipocentro	Mecanismo Focal HARVARD	
		[*Engdahl et al.*, 1998]	Plano Nodal 1	Plano Nodal 2
24.jul.2001	6,3	69,24°W, 19,56°S, 13 km	N14°E, 46°E, -169°	N276°E, 82°, -44°
14.ene.2002	5,6	69,19°W, 19,47°S, 20 km	N13°E, 53°E, -167°	N275°E, 80°,-37°

de tal terremoto intracontinental y de sus réplicas, como un caso de interés multi-disciplinario, tanto en sismología como en ingeniería sísmica y en tectónica, ya que poco se conoce acerca de los eventos intracontinentales grandes de Chile y Perú y los daños que generan.

Se ha enfocado la presente investigación particularmente en dos puntos: el estudio de la fuente sísmica y la distribución de las réplicas. Los resultados se presentan como publicaciones.

De esta manera, se han estudiado, primero, los procesos de ruptura ocurridos durante el sismo de Aroma con tres tipos de datos sismológicos: inversión de acelerómetros y de datos telesísmicos de la red mundial y análisis de los datos locales registradas por la red permanente RESISTE de Arica, para luego, analizar la distribución de las réplicas del terremoto de Aroma y sus implicancias tectónicas.

4.2.1.1. Source parameters of the Mw=6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile) and its aftershock sequence. Artículo publicado en el JSAES

Este artículo ha sido publicado en el Journal of South American Earth Sciences (2007), 24, 58-68 referirse a la cita de *Legrand et al.* [2007].

En este artículo, se muestra que la profundidad focal del terremoto de Aroma, según los datos telesísmicos y acelerométricos, es muy superficial: 5 ±1 km.

Con la distribución de las réplicas y los datos acelerométricos, se discriminó el plano nodal del

mecanismo focal que correspondía al plano de falla activo, que recalculado es: 14° ±10°, 53° ±15°, -163° ±15°.

Luego, se mostró que la ruptura durante el terremoto de Aroma fue bilateral, que la velocidad de ruptura fue de 2,6 km/s y que el desplazamiento cosísmico estático fue de 42 cm.

Finalmente, se realizó un análisis comparativo de la distribución espacial de las réplicas con las estructuras geológicas presentes en la región.

ELSEVIER

Journal of South American Earth Sciences 24 (2007) 58–68

Journal of
South American
Earth Sciences

www.elsevier.com/locate/jsames

Source parameters of the $M_w = 6.3$ Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence

D. Legrand [a,*], B. Delouis [b], L. Dorbath [c], C. David [a], J. Campos [a], L. Marquéz [a,d], J. Thompson [a,d], D. Comte [a]

[a] *Universidad de Chile, Departamento de Geofísica, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile*
[b] *Géosciences Azur, 250 Rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France*
[c] *EOST, 5 Rue René Descartes, 67000 Strasbourg, France*
[d] *Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile*

Received 1 December 2005; accepted 1 September 2006

Abstract

The July 24, 2001, $M_w = 6.3$ earthquake in Aroma, Chile, is one of the few moderately shallow earthquakes to occur recently in northern Chile. This study uses different seismological data (short-period, broadband, strong-motion) to locate the event and its corresponding aftershocks. In addition, it carefully constrains the focal depth using SP phase and the focal mechanism of the main-shock. Finally, a model of the strong-motion waveforms discriminates the activated fault plane among the two nodal planes. The main-shock fault plane solution obtained from the strong-motion analysis is (strike, dip, rake) = (14° ± 10°, 53° ± 15°, −163° ± 15°), which indicates a right-lateral motion on an inclined fault, in agreement with the aftershock distribution, which also indicates a fault striking N14°E and dipping about 50°E.
© 2007 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Crustal seismicity; Northern Chile; Aroma earthquake

1. Introduction

Northern Chile is characterized by the subduction of the Nazca plate beneath the South American plate with a relative velocity of about 8 cm/yr. This velocity makes it one of the fastest subductions in the world, and it generates the largest subducting earthquakes (Barazangi and Isacks, 1976). This region is considered an important seismic gap due to the occurrence of the 1868 earthquake in southern Peru and the 1877 earthquake in northern Chile. Both earthquakes were $M_w \sim 9$ (Dorbath et al., 1990). The potential for the occurrence of a large earthquake might be higher in the immediate future, ever since the June 23, 2001, Arequipa, southern Peru earthquake ($M_w = 8.4$) ruptured the northern part of the gap, reaching Ilo in Peru, and the 1995 Antofagasta, Chile, earthquake ($M_w = 8.1$) ruptured just south of the gap but left the segment intact between Ilo and Antofagasta. Most large earthquakes in southern Peru (1942 $M_w = 7.9$–8.2; 1974 $M_w = 8.0$; 1996 $M_w = 7.7$; 2001 $M_w = 8.4$) show unilateral ruptures to the SSE (Giovanni et al., 2002).

The $M_w = 8.1$ earthquake on July 30, 1995, at the southern end of the gap, has been intensively studied and may represent a precursor of the next earthquake, expected to break the segment between Ilo and Antofagasta (Campos and Madariaga, 1995; Ruegg et al., 1996; Delouis et al., 1997; Ihmlé and Ruegg, 1997; Carlo et al., 1999; Klotz et al., 1999; Sobiesiak, 2000; Pritchard et al., 2002; Chlieh et al., 2004). Many other seismological studies of the subduction have been carried out in northern Chile regarding the 1868–1877 seismic gap (Barazangi and Isacks, 1976; Nishenko, 1985; Dorbath et al., 1990; Comte and Pardo,

* Corresponding author. Fax: +56 2 696 8686.
E-mail address: denis@dgf.uchile.cl (D. Legrand).

0895-9811/$ - see front matter © 2007 Elsevier Ltd. All rights reserved.
doi:10.1016/j.jsames.2007.02.004

1991; Cahill and Isacks, 1992; Comte et al., 1994; Delouis et al., 1996; Ruegg et al., 2001). Tomographic studies also investigate northern Chile and Bolivia (Wigger et al., 1994; Dorbath and Paul, 1996; Giese et al., 1999; Patzwahal et al., 1999; Dorbath and Masson, 2000; Masson et al., 2000; ANCORP, 2003) and have improved P- and S-wave velocity structures.

This subduction zone is also characterized by a lower continental seismicity level in the forearc crust, which is less well known (David, 2001; Comte et al., 2001, 2002; Farías et al., 2005). The July 24, 2001, Aroma, northern Chile, $M_w = 6.3$ (Harvard), $M_w = 6.4$ (NEIC) earthquake is one of the few moderate ($M_w > 6.0$) events in northern Chile in many years (Fig. 1).

We use 13 short-period seismological stations, 13 teleseismic broadband stations, and 2 accelerometers (Pica, Iquique) to locate the main-shock and largest aftershocks, as well as to constrain the main-shock focal mechanism. The two strong-motion stations used herein are part of a network of 11 digital accelerometers (kinemetics Etna) installed in 2001 in the northern Chile seismic gap segment, just a few weeks before the Aroma earthquake. This network represents a joint effort of the Swiss Seismological Service (SED), of the Federal Swiss Institute of Technology, the Swiss Agency for Development and Cooperation (DEZA), and the Departments of Geophysics and Civil Engineering of the University of Chile (Tables 1 and 2).

2. Location of the main-shock and aftershocks using short-period data

We located the main-shock and aftershocks using the local, permanent 13 short-period station network and three 3-component temporary stations (Fig. 1), with a modified version of the HYPOINVERSE code (Klein, 1989). In total, 462 well-located events were obtained, with 11 P-phases and 9 S-phases, on average, and mean horizontal and vertical errors of 0.95 and 1.76 km, respectively (Fig. 2). The main-shock (large black star in Fig. 2) started at the SW edge of the aftershock sequence (dots in Fig. 2), which ended seven months later with the January 14, 2002, $M_w = 5.6$ (Harvard), $M_w = 5.8$ (NEIC) largest aftershock

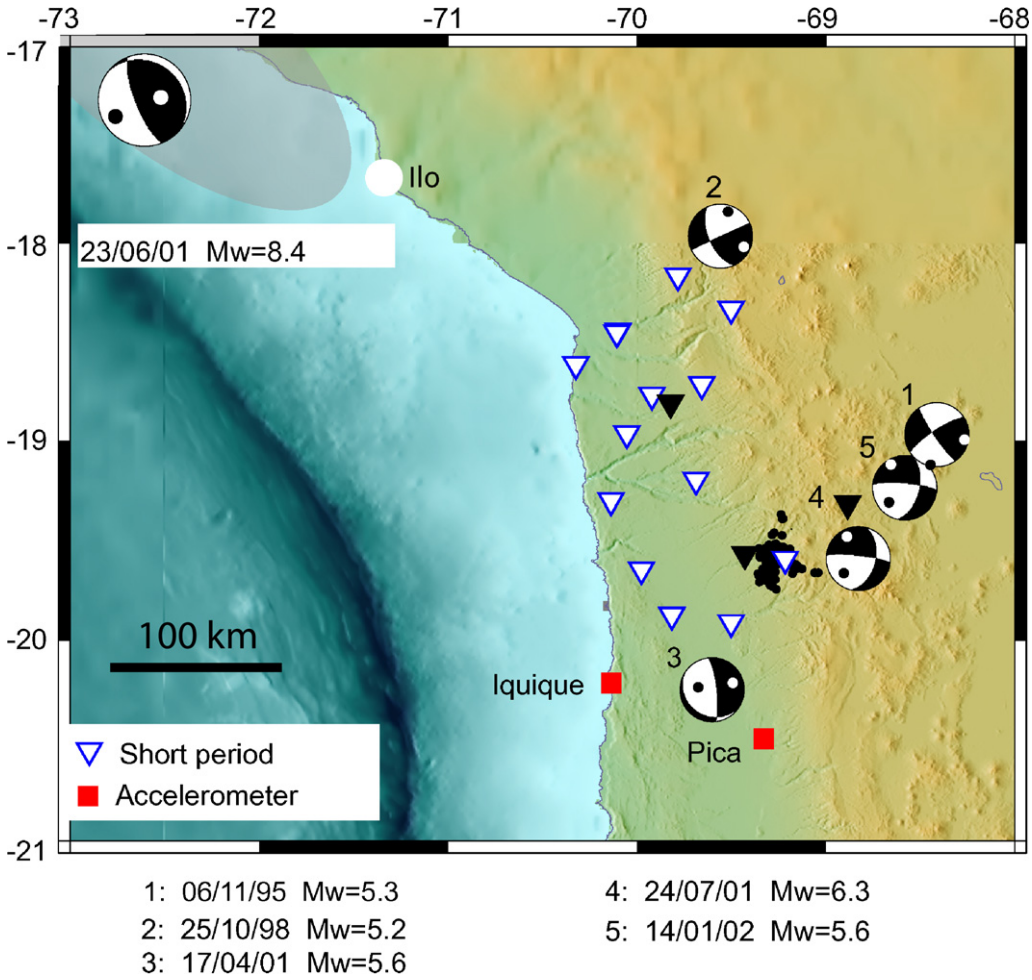


Fig. 1. Shallow earthquakes (<50 km) from January 1990–June 2005, reported by Harvard with focal mechanisms in lower hemisphere projection. Dots in focal mechanism are the P (black dot) and T (white dot) axes. Event 4 is the main-shock, and event 5 is the largest aftershock. Black dots are the epicenters of the aftershocks. Distribution of the 13 permanent short-period seismometers (open triangles), three temporal short-period three-component seismometers (black triangles), and two accelerometers (squares) used in this study.

Table 1
Source parameters of the main-shock and largest aftershock

	Harvard	NEIC	Local Short-Period Network[a]	Pica and Iquique accelerometers[a]	DGF, Universidad de Chile
Main-shock 24 July, 2001					
Hour (GMT)	05:00:16.6				5:00:02
M_w	6.3	6.4			
Lat (°)	−19.44	−19.5	−19.589	−19.589	−19.59
Long (°)	−69.18	−69.3	−69.314	−69.314	−69.066
Depth (km)	15.00	33	0.62	6	3
Focal mechanism (strike, dip, rake)	(14, 46, −169) (276, 82, −44)			(14, 53, −163)	
Largest aftershock 14 January 2002					
Hour (GMT)	15:36:32.5				15:36:20.0
M_w	5.6	5.8			
Lat (°)	−19.22	−19.4	−19.526		−19.763
Long (°)	−68.60	−69.2	−69.266		−69.135
Depth (km)	38.40	33	2.7		79
Focal mechanism (strike, dip, rake)	(13, 53, −167) (275, 80, −37)				

[a] From this study.

Table 2
Crustal velocity models tested for strong-motion waveform modeling to illustrate the effect and requirement of shallow low-velocity layers

Model	Layer 1	Layer 2	Layer 3	Layer 4	Half-space
a					$V_p = 6.8$ $V_s = 3.7$ $\rho = 2.7$
b	$V_p = 2.60$ $V_s = 1.51$ $h = 0.5$ $\rho = 1.9$ $Q_p = 150$ $Q_s = 75$				$V_p = 6.8$ $V_s = 3.7$ $\rho = 2.7$ $Q_p = 1000$ $Q_s = 500$
c		$V_p = 4.2$ $V_s = 2.44$ $h = 1.0$ $\rho = 2.2$ $Q_p = 300$ $Q_s = 150$			$V_p = 6.8$ $V_s = 3.7$ $\rho = 2.7$ $Q_p = 1000$ $Q_s = 500$
d	$V_p = 2.60$ $V_s = 1.51$ $h = 0.5$ $\rho = 1.9$ $Q_p = 150$ $Q_s = 75$	$V_p = 4.2$ $V_s = 2.44$ $h = 1.0$ $\rho = 2.2$ $Q_p = 300$ $Q_s = 150$			$V_p = 6.8$ $V_s = 3.7$ $\rho = 2.7$ $Q_p = 1000$ $Q_s = 500$
e	$V_p = 2.60$ $V_s = 1.51$ $h = 0.5$ $\rho = 1.9$ $Q_p = 150$ $Q_s = 75$	$V_p = 4.2$ $V_s = 2.44$ $h = 1.0$ $\rho = 2.2$ $Q_p = 300$ $Q_s = 150$	$V_p = 6.6$ $V_s = 3.83$ $h = 15.0$ $\rho = 2.9$ $Q_p = 600$ $Q_s = 300$	$V_p = 7.1$ $V_s = 4.12$ $h = 33.5$ $\rho = 3.1$ $Q_p = 700$ $Q_s = 350$	$V_p = 8.00$ $V_s = 4.62$ $\rho = 3.3$ $Q_p = 1000$ $Q_s = 500$

Notes. P-wave velocity (V_p) and S-wave velocity (V_s) in km/s, density ρ in g/cm^3, and thickness of the layer h in km.

(small grey star in Fig. 2). The largest aftershock is located NNE of the main-shock at the other edge of the sequence (Fig. 2). The main-shock is located about 25 km SW of the centroid Harvard location (Fig. 1). The distribution of aftershocks during the first week indicates the length of the fault plane, which is about 16 km (Fig. 2). Assuming a spatial autosimilarity between the main-shock rupture and the spatiotemporal aftershock sequence, we can infer a bilateral rupture with a main part to the NNE (Fig. 2). Modeling of the strong-motion waveforms confirms this bilateral rupture.

3. Focal mechanism and discrimination of the activated fault plane

The activated fault plane can be distinguished according to the two nodal planes from the shallow (<2 km) aftershock distribution along-strike approximately N14°E. The dip of the fault inferred from the depth distribution of aftershocks is approximately 50° to the SE (Fig. 3), as shown by the cross-sections A–C (Figs. 2 and 3). The direction and dip of the fault are confirmed by the focal mechanism determined in this study, with particularly good agreement in the case of the strong-motion data inversion.

4. Teleseismic broadband waveform modelling

We determined a better constraint of the focal mechanism (strike, dip, rake, and focal depth) than that obtained through aftershock distribution using 13 regional broadband records at teleseismic distances (30°–90°), obtained from the IRIS and GEOSCOPE networks. Signals were deconvolved from the instrument response, integrated to obtain displacements, and equalized to a common magnification and epicentral distance. The data were filtered from 0.8 Hz (P-waves) or 0.4 Hz (SH-waves) to 0.01 Hz.

We use a grid-search approach to explore the strike, dip, and rake of the focal mechanism. For each set of strike, dip, rake, and hypocentral depth, we compute synthetic seismograms and compare them with observed seismic

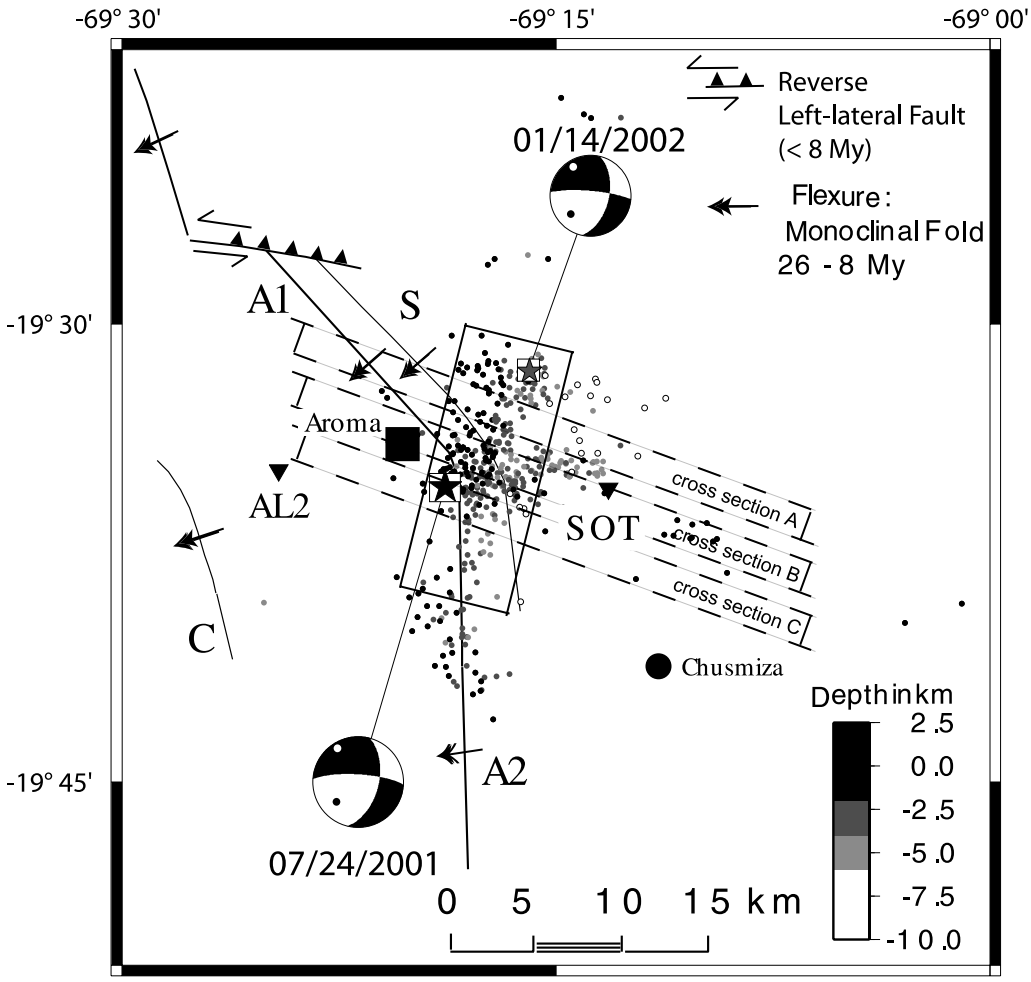


Fig. 2. The 462 aftershocks (July 2001–January 2002) located with the short-period network in Fig. 1. The $M_w = 6.3$ mainshock on July 24, 2001 (large black star) has a focal mechanism determined by inversion of strong-motion waveforms at the PICA and Iquique stations, similar to the Harvard solution (event 4 in Fig. 1). The largest ($M_w = 5.6$) aftershock on January 14, 2002 (small grey star) has a similar focal mechanism and is located about 10 km NNE of the main-shock. The rectangle is the projected fault plane of the 2001 Aroma earthquake, determined from the first week of the aftershock distribution. Location of cross-sections A–C displayed in Fig. 3 are also shown. A1 and A2 = Aroma Oligocene–Neogene flexures, C = Calacala flexure, S = Soga flexure (Farías et al., 2005). SOT and AL2 are the two local three-component temporal seismic stations. Dots on focal mechanisms use the same conventions as Fig. 1.

displacements. Synthetic teleseismic seismograms are computed using ray theory (Nabelek, 1984). The crustal velocity structure for the source area and the receiver regions appear in Tables 3 and 4, respectively. We model the P-wave on the vertical component and the S-wave on the horizontal transverse component (SH). In addition, we assume a simple point source model, whose criterion for selecting the best solutions is minimizing the normalized r.m.s. fit error between the observed and synthetic waveforms. For each combination of strike, dip, rake, and focal depth to be tested, we invert the source time function and compute the normalized waveform fit r.m.s. error, using the linearized method of Nabelek (1984).

The inversion results appear in Fig. 4, with two clearly separated minimum r.m.s. solutions (A and B in Fig. 4a). Fig. 4b shows the corresponding focal mechanisms, which are very similar. The best solution is (strike, dip, rake) = (33° ± 20°, 52° ± 20°, −142° ± 20°). The best hypocentral depth is 4 ± 2 km (Fig. 4c), which is well constrained by modeling the combined P and pP phases appropriately, such that the pP phase corresponds to the P-wave reflected at the surface above the source. The seismic moment from the inversion is $M_0 = 2.2 \times 10^{25}$ dyn cm, corresponding to $M_w = 6.2$.

5. Strong-motion waveform modeling

To constrain the source parameters, we model near-field strong-motion waveforms. We constrained the focal depth and then simultaneously determined the source parameters (including the activated fault plane) and seismic velocity structure.

5.1. P- and SP-waves to constrain the focal depth of the main shock and largest aftershock

All the short-period, 12-bit seismometers (Fig. 1) were clipped for the main-shock and largest aftershock, which

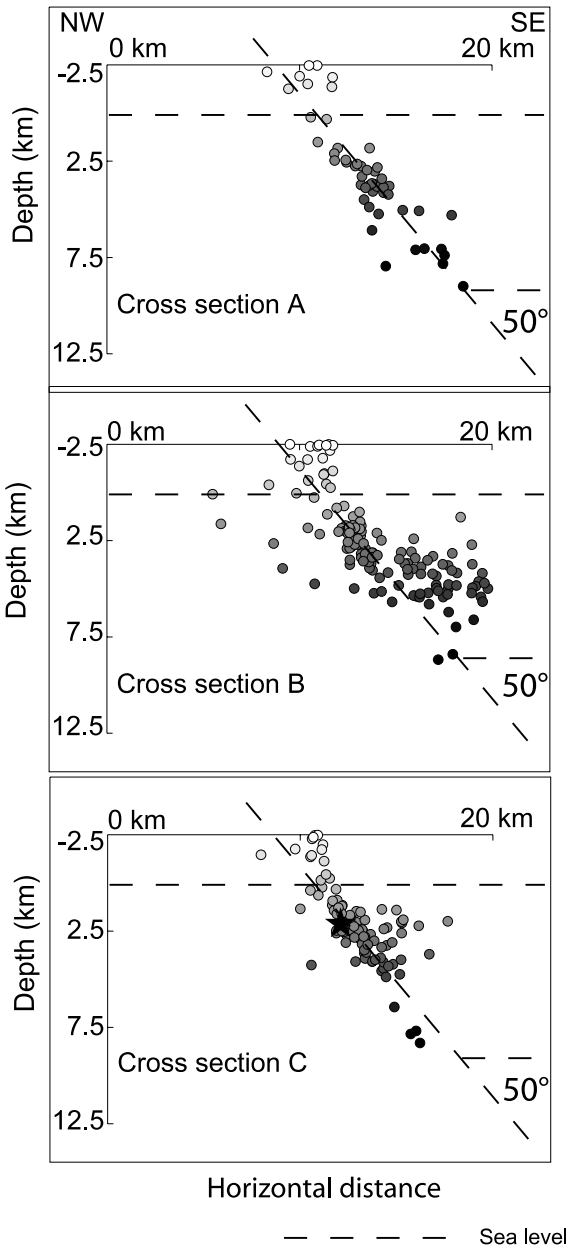


Fig. 3. Seismic cross-sections along an azimuth of 110° (see locations in Fig. 2). Dashed lines dipping 50°S–E correspond approximately to the dip of the distribution of aftershocks, delineating the active fault plane. Star in (C) corresponds to the best location from this study.

Table 3
Crustal structure at the source (same as model (e) of Table 2)

Thickness (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Density (g/cm^3)
0.5	2.6	1.5	1.9
1.0	4.2	2.42	2.2
15.0	6.6	3.81	2.9
33.5	7.1	4.1	3.1

Table 4
Crustal structure at the receiver

Thickness	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Density (g/cm^3)
30.0	6.0	3.46	2.75

makes it very difficult to constrain their focal depths from short-period arrival times. The 620 m depth found for the main-shock using 13P- and 1S-wave arrival times cannot be trusted. The centroid or focal depths given by Harvard and NEIC, 15 and 33 km, respectively, may not be accurate and are in strong disagreement with the 4 ± 2 km found through teleseismic data and near-field strong-motion. The combination or separation of P- and SP-waves on local distance seismograms varies with focal depth, so we use this property to constrain the parameter. The SP-wave is an S-wave traveling upward, converted into a refracted P-wave at the free surface. We fixed several trial focal depths for the main-shock and computed synthetics for them at the strong-motion stations. The best focal depth corresponds to the best fit of the data. The synthetic waveforms (Fig. 5), using a simple model of propagation (half-space) and simple point source, show the generation of an SP-wave at depths greater than 10 km on both horizontal and vertical components. Comparing observed and synthetics of these SP-waves from the PICA station (horizontal north component), we find a depth of 5 ± 1 km (star in Fig. 6). We also see a high-frequency S-wave arriving in the middle of the low-frequency Rayleigh wave (Fig. 5). The Rayleigh wave has a smaller amplitude for depths greater than 20 km (Fig. 5). The well-developed surface waves recorded on station PICA and IQUE confirm that this event is shallow (less than 10 km) (Figs. 7 and 8).

5.2. Discrimination of activated fault plane of the main-shock using near-field accelerograms

By inverting the coseismic displacement waveforms obtained from the Pica and Iquique accelerograms, we obtain an independent determination of the focal mechanism of the main-shock and can discriminate the activated fault plane (for details, see Legrand and Delouis, 1999). The coseismic displacements obtained by a double time-integration of the original accelerograms are affected by strong low-frequency noise. We remove this noise by subtracting a fourth-order polynomial function, preserving the near-field contribution. The static displacement has negligible amplitude at a distance of 100 km for a $M_w = 6.3$ event.

Some a priori information has been used. The source is represented by a rectangular rupture with length of 16 km and width of 11 km, deduced from aftershock distribution and independent moment magnitude estimates.

We briefly describe the inversion method that we followed (Delouis and Legrand, 1999). The fault dimension $L \times W = 16 \times 11$ km^2 and the rise time (1 s) are fixed a priori. The seven following source parameters are inverted: strike, dip, rake, rupture velocity, slip (dislocation), and relative coordinates of the hypocenter and rupture center on the fault plane. The rupture is assumed to propagate circularly with a constant rupture velocity on a

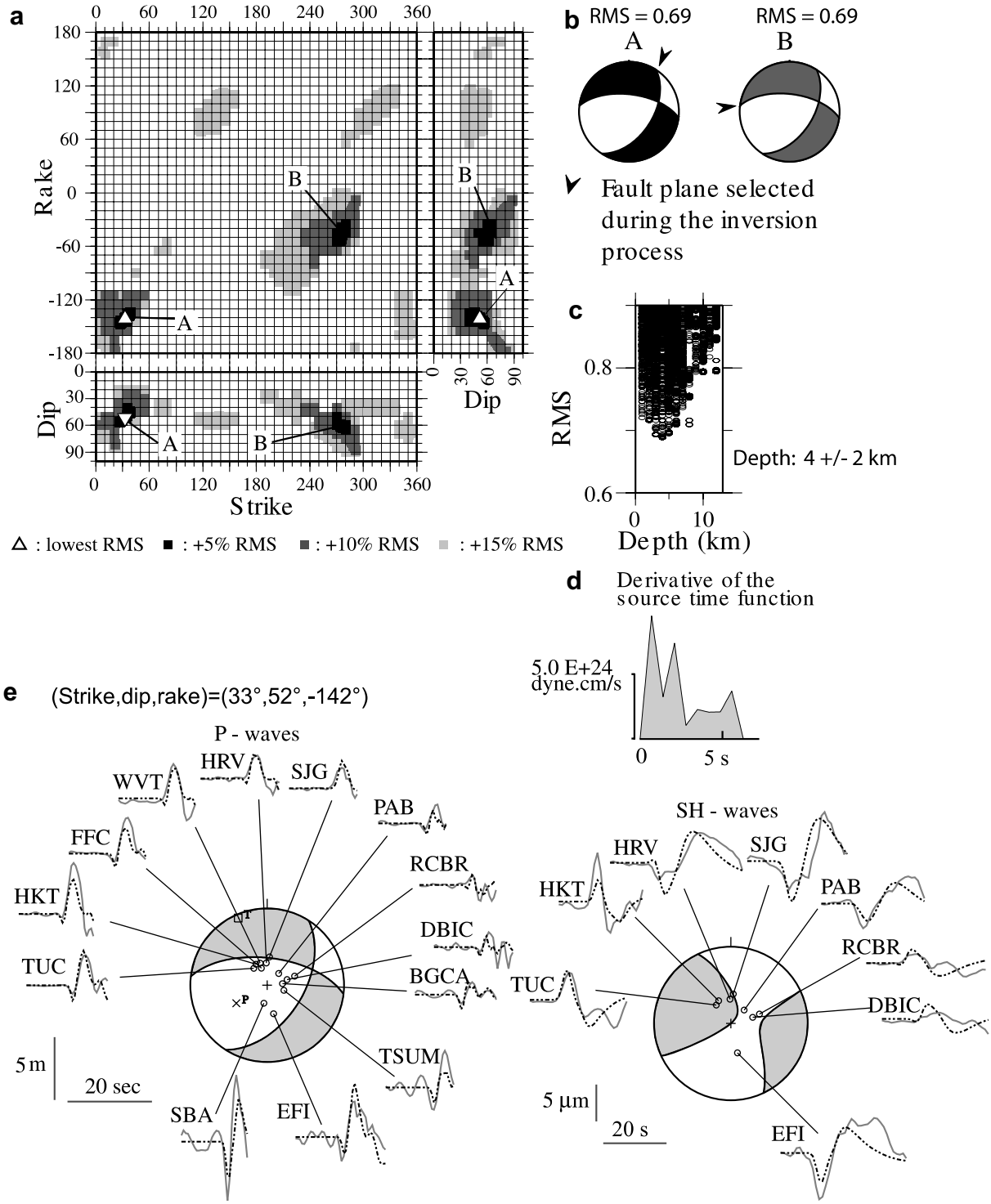


Fig. 4. Results of the point source inversion for the 2001 mainshock. (a) Solutions for the lowest r.m.s. errors in the (strike, dip), (strike, rake), and (dip, rake) planes. The best solution (white triangle) corresponds to the lowest (0.69) r.m.s. error. Solutions for which the r.m.s. error increases by less than 5%, 15%, or 25% with respect to the lowest (0.69) r.m.s. are represented in black, medium grey, and light grey, respectively. A and B are two clusters corresponding to the minimum and acceptable misfits. (b) Focal mechanisms for solutions A and B in lower hemisphere equal area projection, compressional quadrants with grey. The nodal plane found for each solution is indicated by an arrow head. (c) r.m.s. errors plotted as a function of source depth. (d) Source time function (STF) from inversion for solution A. (e) Modeling results of P and SH seismic displacement for solution A (observed and synthetic data shown by grey and dashed black lines, respectively).

rectangular fault plane. The source time function is a linear ramp defined by constant rise time τ and static displacement Δu, which is inverted to match the observed amplitudes.

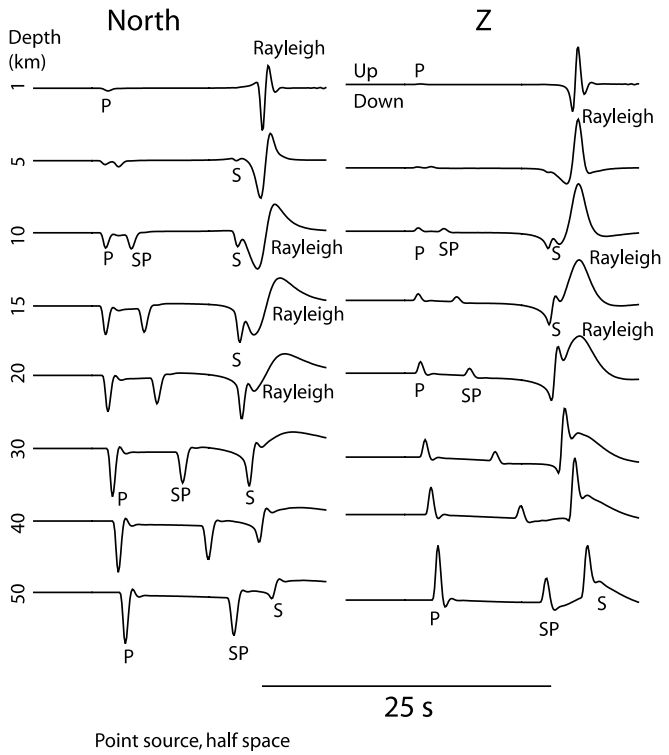


Fig. 5. Synthetic data for the north and vertical component at PICA station using different focal depths, a half-space velocity model, and a point source. Note the presence of the SP-wave, large surface waves, and small S-wave amplitudes at shallow focal depth. The SP-wave is increasingly delayed with respect to the P-wave as depth increases.

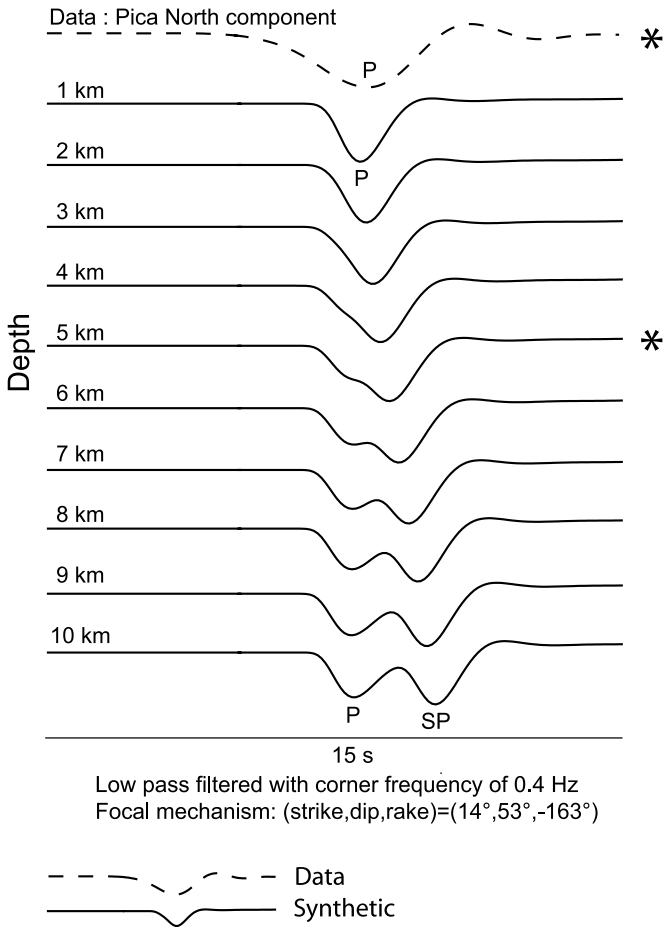


Fig. 6. Strong-motion coseismic displacement on the north component of station PICA (dashed line) for the Aroma 2001 earthquake. Synthetic waveforms computed for the best focal mechanism (14°, 53°, −163°) at the epicenter determined by the short-periods and different focal depths are shown by black solid lines. We use a lowpass filter at 0.4 Hz. P- and SP-waves are separated enough for focal depths greater than 6 km on synthetic waveforms but not in our data, showing that the event is shallow, less than 6–7 km depth. The slow onset of the observed P-wave suggests a focal depth greater than 4 km. Our preferred focal depth (star) is 5 ± 1 km.

Theoretical Green's functions are computed for the one-dimensional seismic velocity model using a discrete wavenumber method (Bouchon, 1981). An optimized (best fitting) velocity model is sought for each source station path by testing different velocities and layer thicknesses in an automatic procedure.

At regional distances (~100 km), both the source and the propagation have strong influences on waveform modeling. Our data show well-developed surface waves, so we must include layers in our crustal model. According to Farías et al. (2005), several shallow sedimentary units lie in this region. For both PICA and IQUI stations, we find that layers with relatively low-velocities must obtain better results. Fig. 7 illustrates the effect of such layers on the PICA 3-component seismic displacements. Including two upper low-velocity layers (0.5 km and 1.0 km thick) in the waveform modeling produces surface waves more consistent with the observed data. The velocity and thickness of each layer were determined during the inverse procedure and are listed in Table 2, corresponding to models (a–e) in Fig. 7a. For reference, a simple half-space model appears in Fig. 7a.

Fig. 8 summarizes the results of the inversion using the best optimized velocity model (e) in Table 2. The best solution (A) corresponds to a misfit r.m.s. error of 0.54 and a focal mechanism (strike, dip, rake) = (14° ± 10°, 53° ± 15°, −163° ± 15°), which is consistent with the aftershock distribution and thus the active fault plane. The auxiliary plane (D) has a slightly higher r.m.s. (0.62). Solutions B and C correspond to an alternative focal mechanism in which the nearly north–south nodal plane is vertical. The focal mechanisms determined from the teleseismic and strong-motion data are compatible within the range of uncertainty, but the strong-motion mechanism appears to be more sharply defined (Figs. 4 and 8). Discrimination of the active fault plane is possible if a finite source is considered but not if the source can be approximated by a point source, as is the case for wavelengths and distances much longer than the size of the source. In this study, the inversion process with strong-motion data discriminates the actual fault plane from its auxiliary plane, but this discrimination is not very sharp, (0.62 is not far from 0.54). This limited discrimination capability is not surprising; the source of a moderately sized earthquake ($M_w = 6.3$)

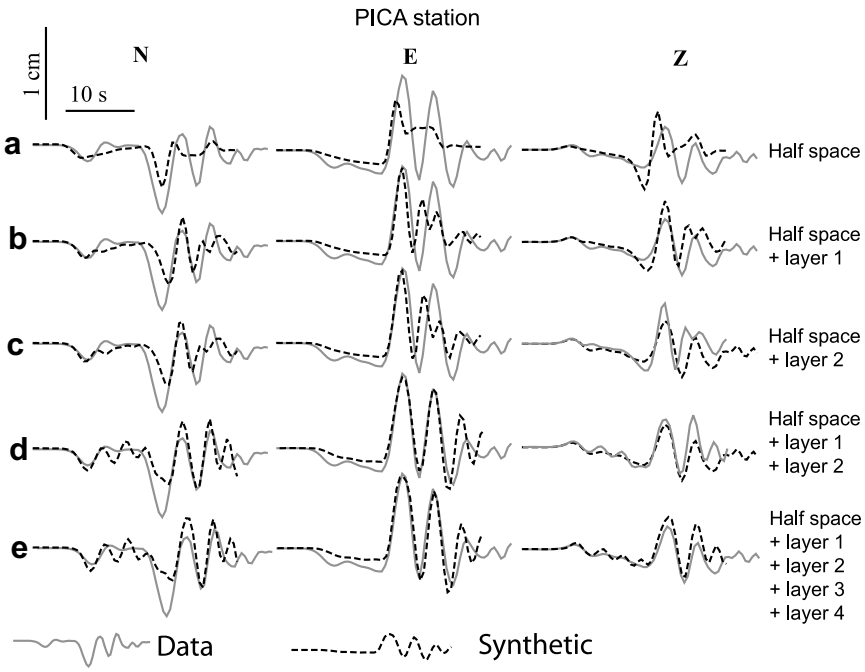


Fig. 7. Strong-motion seismic displacement waveform modeling using different seismic velocity models in Table 2 and a finite source model. The number of layers increases from top (a) to bottom (e). The final velocity model (e) is obtained from the inversion process.

recorded at a distance of approximately 100 km should not deviate much from a point source. As long as the fault length is less than 20 km (based on aftershock distribution and magnitude) and the wavelength of Rayleigh waves are around 30 km, we can assume it is a limited case of fault plane discrimination. The coseismic static displacement on the fault and rupture velocity are 42 cm and 2.6 km/s, respectively.

6. Sense of rupture

The strong-motion waveforms can be affected by the directivity effect produced by rupture propagation. We can simulate different directivity effects with our simple rectangular finite source model by propagating the rupture from different nucleation points with a constant velocity. If the nucleation point is located near the lateral edges of the fault model, unilateral ruptures are simulated, whereas updip or downdip propagation effects can be obtained with a nucleation near the top or bottom of the model. A nucleation at the center of the fault model results is a symmetric, bilateral-like rupture.

The nucleation point of the Aroma earthquake is located approximately 3 km SSW of the fault model center, at the same depth, which indicates an asymmetrical bilateral rupture, with more propagation toward the NNE (11 km) than the SSW (5 km). This configuration is confirmed by the position of the main-shock epicenter within the aftershock distribution (Fig. 2). The different types of data indicate that the largest aftershock (January 14, 2002) is located at the NNE termination of the rupture of the main-shock (Fig. 2).

7. Scalar seismic moment M_0 and moment magnitude M_w

In addition to the teleseismic estimate, we calculate the scalar seismic moment M_0 with two different methods. The first consists of using the equation $M_0 = \mu S \Delta u$, with the shear modulus $\mu = 4.10^{10}$ Pa, a rupture area $S = 16 \times 11$ km^2, and the static dislocation $\Delta u = 42$ cm, taken from the strong-motion waveform modeling.

Hence, we determine $M_0 = \mu S \Delta u = 2.5 \times 10^{25}$ dyn cm, and $M_w = (\frac{\log_{10} M_0}{1.5}) - 10.73 = 6.2$. The second method consists of using the flat part of the displacement spectrum at low frequency, called Ω_0 (flat part of Fig. 9). The corresponding scalar seismic moment is: $M_0 = 4\pi\rho c^3 r \frac{1}{\text{free surface coeff.}} \frac{1}{\text{radiation}} \Omega_0$. We calculate it for P- and S-waves (Fig. 9), with typical values for the free surface coefficients of 2 and 1.5, respectively, and a radiation pattern coefficient of 0.5 for both P- and S-waves. We find an average value of $M_0 = 3.62 \times 10^{25}$ dyn cm, which corresponds to $M_w = 6.3$. These estimations are consistent with our previous determinations. Overall, we find strong agreement between the different estimates of M_0 obtained from the strong-motion and teleseismic waveform modeling approaches, the flat part of the source spectrum, and the Harvard CMT solution.

8. Comparison of results with the regional tectonics

Farías et al. (2005) determine the trend of three Oligocene–Neogene flexures (C = Calacala, A1 and A2 = Aroma, S = Soga, Fig. 2). The Aroma flexure-trend change from N35°W (A1) to almost NS (A2) orientation (Fig. 2). The Aroma earthquake occurred concurrently

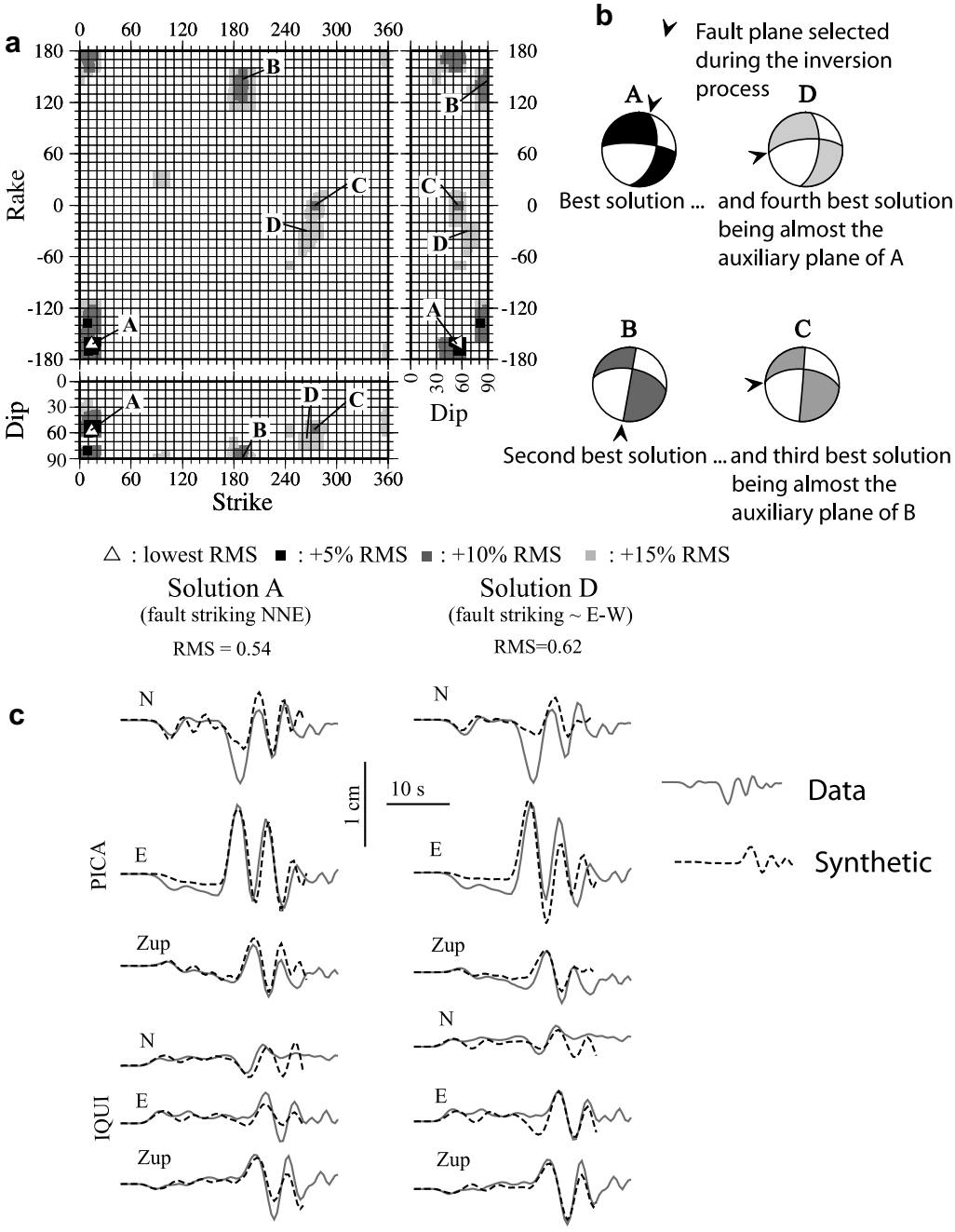


Fig. 8. Results of the strong-motion inversion using the three-component PICA and Iquique stations. (a) Fault plane solutions for the lowest r.m.s. errors projected on the (strike, dip), (strike, rake), and (dip, rake) planes. The best solution (white triangle) corresponds to the lowest (0.54) r.m.s. error with (strike, dip, rake) = (14° ± 10°, 53° ± 15°, −163° ± 15°). Solutions for which the r.m.s. error increases by less than 5%, 10%, and 15% with respect to the lowest r.m.s. are represented in black, medium grey, and light grey, respectively. Three solutions are found (A, B, C+D). (b) Lower hemisphere focal mechanisms for solutions A, B ,C, and D. The nodal plane for each solution is indicated by an arrow head. (c) Strong-motion seismic displacement modeling results for solutions A and D.

with the change in orientation of the Aroma flexure (Farías et al., 2005). Those authors also suggest that the fault associated with the Aroma earthquake controlled development of the Aroma flexure. The southern aftershock distribution is consistent with the southern A2 Aroma flexure segment (Fig. 2). However, north of the 2001 epicenter, the trend of the flexure differs considerably from the strike of the Aroma earthquake fault, inferred from waveform modeling (14°E from strong-motion data, 33°E from teleseismic data). The fault plane at the surface coincides exactly with the Aroma valley, which is very linear and runs NNE in that area.

In the western vergent thrust system of the northern Chile Precordillera, reverse faults striking mainly in a NW orientation have been active from Oligocene to Pliocene (Muñoz and Charrier, 1996; Pinto et al., 2004; Victor

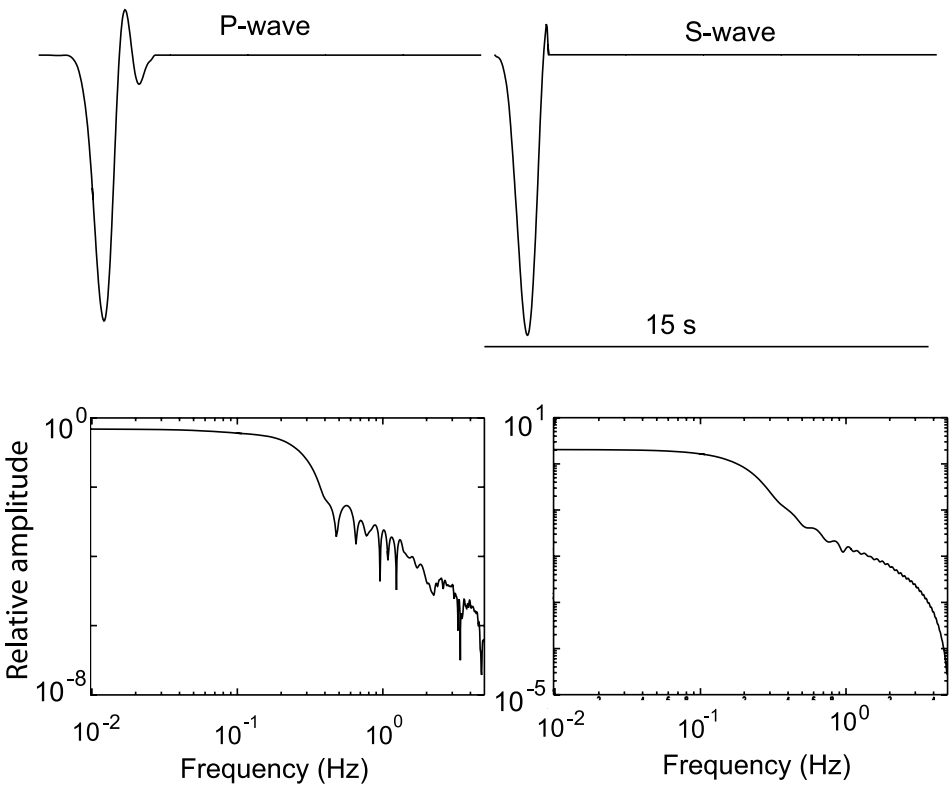


Fig. 9. Spectrum (bottom) of P- and S-wave (top) seismic displacements recorded at station PICA, padded with 0, to determine the scalar seismic moment M_0 from the flat part at low-frequency .

et al., 2004; Farías et al., 2005). Shallow strike-slip faults are very uncommon in northern Chile (Fig. 1). Our analysis of the Aroma earthquake by itself does not allow for a determination of the tectonic regime prevailing in the Cordillera western boundary of northern Chile; however, it is consistent with a horizontal maximum compressional axis close to the direction of convergence.

The July 24, 2001, Aroma, northern Chile, $M_w = 6.3$ earthquake occurred one month after the June 23, 2001, Arequipa, southern Peru, $M_w = 8.4$ earthquake, at a distance of 400 km, and accompanied an increase of seismic activity in the continental forearc. Some local seismic swarms appeared in northern Chile after the 2001 Peruvian earthquake, as observed by the Arica permanent network RESISTE (B. Glass, pers. comm.). Even if the distance from the Peruvian earthquake to these swarms, including Aroma, is hundreds of kilometers, the increase of seismicity had not been observed before, and it cannot be considered a simple coincidence, even if the relationship between the two phenomena is not fully understood nor can it be completely proved. Therefore, the stress redistribution caused by the Peruvian earthquake may have a regional effect on these swarms (Martinod et al., 2002).

9. Conclusions

The focal mechanism of the July 24, 2001, Aroma, Chile, $M_w = 6.3$ earthquake can be determined from the teleseismic and accelerometric records. The activated fault plane can be discriminated according to the two nodal planes using the aftershock and strong-motion data. The rupture plane is a dextral strike-slip fault, with a very minor normal component. The best determined fault parameters (strike, dip, rake) are ($14° \pm 10°$, $53° \pm 15°$, $-163° \pm 15°$). The absence of S to P converted-surface retracted (SP) waves and the presence of well-developed surface waves on the strong-motion records indicate a very shallow event, with a focal depth of 5 ± 1 km, consistent with the 4 ± 2 km found by our teleseismic broadband analysis. The NNE orientation of the fault plane and the bilateral rupture found using 3-component accelerograms from two stations are consistent with the aftershock distribution.

Acknowledgements

We thank the different institutions that partially supported this project: FONDECYT regular N°1030800, FONDECYT Internacional N°7030080, ECOS-CONICYT project C03U02. We thank the Swiss Seismological Service (SED) of the Federal Swiss Institute of Technology and the Swiss Agency for Development and Cooperation (DEZA) for providing the northern Chile accelerometer network. We are grateful to Patricia Alvarado and an anonymous reviewer for useful comments on the manuscript.

References

ANCORP Working Group, 2003: Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)) J. Geophys. Res. 108(B7), 2328, doi:10.1029/2002JB001771.

Barazangi, M., Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4, 686–692.

Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. Bull. Seism. Soc. Am. 71 (4), 959–971.

Cahill, T., Isacks, B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. J. Geophys. Res. 97, 17503–17529.

Campos, J., Madariaga, R., 1995. Abrupt initialisation of rupture for the $M_w = 8.1$ earthquake of July 30, 1995 in Antofagasta, Chile. EOS Trans. 46, 76.

Carlo, L., Lay, T., Ammon, C., Zhang, J., 1999. Rupture process of the 1995 Antofagasta subduction earthquake. Pageoph 154, 677–709.

Chlieh, M., de Chabalier, J.B., Ruegg, J.C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., Feigl, K., 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.

Comte, D., Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. Nat. Hazards 4, 23–44.

Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., Ponce, L., 1994. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. Geophys. J. Int. 116, 553–561.

Comte, D., Bordier, M., Boroschek, R., David, C., Martinod, J., Glass, B., Correa, E., Balmaceda, I., Dorbath, L., Haessler, H., Herail, G., Meneses, C., Frogneux, M., Cruz, A., 2001. Analysis of the 24 July 2001 shallow earthquake $M_w = 6.3$ recorded in the Northern Chile Altiplano, Eos Trans., AGU, 82 (47), Fall Meeting Suppl., Abstract S52A-0616.

Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., Hello, Y., 2002. Seismicity and stress distribution around Copiapo, Northern Chile region using off-shore and inland locally recorded data. Phys. Earth Planet. Inter. 132, 197–217.

David C., 2001. Shallow seismicity in the arc-fore-arc beneath the Chilean Altiplano, Master in Sciences, Dpt. of Geophysics Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L., Kausel, E., 1996. The Andean subduction zone between 22 and 25°S (northern Chile): precise geometry and state of stress. Tectonophysics 259, 81–100.

Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E., Cisternas, A., 1997. The $M_w = 8.0$ Antofagasta (Northern Chile) earthquake of July 30 1995: a precursor to the end of the large 1877 gap. Bull. Seism. Soc. Am. 87, 427–445.

Delouis, B., Legrand, D., 1999. Focal mechanism and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two near source seismic recordings. Bull. Seism. Soc. Am. 89 (6), 1558–1574.

Dorbath, L., Cisternas, A., Dorbath, C., 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. Bull. Seismolog. Soc. Am. 80, 551–576.

Dorbath, C., Paul, A., 1996. The Lithoscope Andean Group: tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. Phys. Earth Planet. Int. 97, 133–144.

Dorbath, C., Masson, F., 2000. Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19°30S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio. Tectonophysics 327, 213–223.

Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G., 2005. Late Cenozoic uplift of the western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (Northern Chile at 19° 30' S). Tectonics 24, TC4001.

Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M., Wigger, P., 1999. Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho discontinuity. JSAES 12, 201–220.

Giovanni, M., Beck, S., Wagner, L., 2002. The June 23, 2001, Peru earthquake and the Southern Peru subduction zone. Geophys. Res. Let. 29, 2018. doi:10.1029/2002GLO15774.

Ihmlé, P.F., Ruegg, J.C., 1997. Source tomography by simulated annealing using broad-band surface waves and geodetic data: application to the $M_w = 8.1$ Chile 1995 event. Geophys. J. Int. 131, 146–158.

Klein, F.W., 1989: HYPOINVERSE, a program for VAX computers to solve for earthquake location and magnitude. U.S. Geol. Survey Open File Report, 89-314. 6/89 version.

Klotz, J., Angermann, D., Michel, G.W., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V.H., Barrientos, S., Barriga, R., Cifuentes, O., 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995 Antofagasta $M_w = 8.0$ earthquake. Pageoph 154, 709–730.

Legrand, D., Delouis, B., 1999. Determination of the fault plane using a single near field seismic station with a finite dimension source model. Geophys. J. Int. 138, 801–808.

Martinod, J., Comte, D., David, C., Vallée, M., Hérail, G., Audin, L., Farías, M., 2002. Superficial crustal seismicity in northern Chile and the seismic cycle on the Nazca subduction zone, EGS, 26, General Assembly, Nice, France.

Masson, F., Dorbath, C., Martinez, C., Carlier, G., 2000. Local earthquake tomography of the Andes at 20°S: implications for the structure and building of the mountain range. J. South Am. Earth Sci., 3–19.

Muñoz, N., Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. J. South Am. Earth Sci. 9 (3/4), 171–181.

Nabelek, J., 1984. Determination of earthquake fault parameters from inversion of body waves, Ph.D. Thesis, M.I.T., Cambridge, Massachusetts, 361 pp.

Nishenko, S., 1985. Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal. J. Geophys. Res. 90, 3589–3615.

Patzwahal, R., Mechie, J., Schulze, A., Giese, P., 1999. Two dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. J. Geophys. Res. 104, 7293–7317.

Pinto, L., Hérail, G., Charrier, R., 2004. Syntectonic sedimentation associated with Neogene structures in the Precordillera of Moquella Zone, Tarapacá (19°15'S, northern Chile). Rev. Geol. Chile 31, 19–44.

Pritchard, M., Simons, M., Rosen, P., Hensley, S., Webb, F., 2002. Co-seismic slip from the 1995 July 30 $M_w = 8.1$ Antofagasta, Chile, earthquake constrained by InSAR and GPS observations. Geophys. J. Int. 150, 362–376.

Ruegg, J.C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Canuta, J., Duqesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J.C., Serrurier, L., 1996. The $M_w = 8.1$ Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. Geophys. Res. Lett. 23, 917–920.

Ruegg, J.C., Olcay, M., Lazo, D., 2001. Co, post and pre(?) – seismic displacements associated with the M_w 8.1 Southern Peru earthquake of 23 June 2001 from continuous GPS measurements. Seis. Res. Lett. 72, 673–678.

Sobiesiak, M., 2000. Fault plane structure of the Antofagasta, Chile earthquake of 1995. Geophys. Res. Lett. 27, 577–580.

Victor, P., Oncken, O., Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). Tectonics, 23, TC4004 10.1029/2003TC001519.

Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martinez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., Viramonte, J., 1994. Variation of the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: Reutter, K.-J. et al. (Eds.), Tectonics of the Southern Central Andes. Springer-Verlag, New York, pp. 23–48.

4.2.1.2. The Aroma earthquake : the largest crustal earthquake in the Arica Bend. Detailed study of its aftershock distribution. Evidences for dextral motions at the western border of the Altiplano. Artículo a someter a Tectonophysics

Este artículo estudia en detalle la distribución espacial y temporal de las réplicas del mayor evento intracontinental registrado del Norte de Chile: el sismo de Aroma ocurrido el 24 de Julio de 2001.

Se muestra que el plano de falla activo, dado por la distribución de las réplicas, corresponde a una falla de rumbo casi N-S, de gran ángulo, 20° ±5°, 53° ±5°, cuyos movimientos recientes han sido dextrales.

A pesar de que no se haya encontrado ninguna traza en superficie ni evidencias cinemáticas, la falla Aroma, caracterizada por la distribución de las réplicas, corresponde a una falla bien desarrollada que contiene 3 km en superficie de material de salvanda. Esta falla pertenece a un sistema de fallas N-S, que interactua con el sistema compresivo de los pliegues cenozoicos que participaron al alzamiento del Altiplano.

La actividad sísmica intracontinental de 2001 en Aroma no se debe a la actividad tectónica del WVTS, sino a otras estructuras N-S con movimientos transcurrentes.

A partir del estudio de la distribución espacial y temporal de las réplicas del terremoto de Aroma, por primera vez se pudo caracterizar la mecánica de la ruptura de los terremotos en la placa superior sudamericana y compararla con estudios sobre fallas superficiales strike-slip capaces de generar terremotos de gran magnitud.

Este estudio también permitió identificar la actividad de nuevas estructuras tectónicas.

Aftershock distribution of the Aroma earthquake: Evidence for partitioning in Northern Chile

Claire David, [a,b,*] Louis Dorbath, [c] Denis Legrand, [b] Laurence Audin, [d] Andres Pavez [b]

[a] *LMTG, Universit de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Av. E. Belin, F-31400 Toulouse France*

[b] *Depto. de Geofísica, Univ. de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.*

[c] *IRD, UMR 59, EOST, Univ. Louis Pasteur, 5,Rue René Descartes, Strasbourg, France*

[d] *IRD, UMR 59, LMTG, 16 avenue Edouard Belin, Toulouse, currently in Lima, Peru*

[e] *Centro de Estudios Espaciales, Univ. de Chile, Santiago, Chile.*

Abstract

The Aroma, Chile earthquake, July 24, 2001, Mw=6.3, is the largest shallow crustal earthquake ever recorded in the Arica Bend; it occurred one month after the large subduction thrust earthquake of Arequipa, Peru, June 23, 2001, Mw=8.4. The 462 aftershock analysis of the Aroma earthquake located by the 13-station permanent network evidences an active fault with an east-dipping fault plane striking N14°E in average and dipping about 53°E, consistent with the N14°E nodal plane of the focal mechanism which indicates a dextral motion. This analysis implicates the existence of an unknowm active fault that has acted as a dextral structure during the last earthquake rupture: the Aroma fault. The aftershock sequence ended with the largest January 14, 2002, Mw=5.6 aftershock, named the Chiapa earthquake which ruptured this active fault plane with the same focal mechanism (dextral strike-slip). The aftershock extension has stopped brutally to the North, on the Soga fault, a Neogene WNW-ESE sinestral inverse fault, suggesting this one has acted as a physical barrier. The existence of the Aroma fault, parallel to the margin, currently acomodating dextral motions, is compatible with the sense of the obliquity of the convergence and suggests the existence of partitioning in the Northern Chile Precordillera.

Key words: crustal earthquake, aftershocks, active fault, strike-slip in subduction context

1 Introduction

The Altiplano, in the Central Andes, is the second highest plateau of the world, it results from the subduction of the oceanic Nazca plate beneath the continental Southamerican plate (figure 1).
The main mechanism susceptible of building the Central Andes is crustal thickening mainly driven by tectonic shortening [*Baby et al.*, 1997, *Kley and Monaldi*, 1998, *Allmendinger et al.*, 1997, *ANCORP*, 2003] largely observed in the eastern border of the Altiplano [*Baby et al.*, 1997, *McQuarrie and DeCelles*, 2001]. The western border of the Altiplano, however, presents less structural deformation and accommodates a very small shortening.
In fact, the most important structural system of the western Altiplano border in the Arica Bend is the Neogene western vergent thrust system developed in the Precordillera [*Muñoz and Charrier*, 1996, *García*, 2001, *Victor et al.*, 2004, *Farías et al.*, 2005] and a less developed east-vergent one in the Cordillera [*Riquelme*, 1998, *Charrier et al.*, 2005] compatible with an E-W shortening. The most recent structures known in the Altiplano and on its western border is constituted of normal faults compatible with a N-S extension [*Mercier et al.*, 1992, *Sebrier et al.*, 1985].

The July 24, 2001, Aroma earthquake (Mw=6.3), which strongly damaged all the villages situated in a perimeter of 20 km of the epicenter, is the largest shallow crustal earthquake ever recorded in the overriding continental crust of the Arica Bend in the western border of the Altiplano and can give information about the current behaviour of this region.
The Neogene structural evolution of the Aroma region has been fully presented by *Farías et al.* [2005] after the occurrence of the Aroma earthquake and its complete seismic source study has been carried out by *Legrand et al.* [2007].
This work bears on the seismotectonics of the western border of the Altiplano in the Aroma region. We present a detailed study of the Aroma earthquake aftershocks, analysing the spatial and temporal distribution of the aftershock sequence, recorded by the local permanent network of Arica and two portable stations for a period of one month after the occurence of the largest crustal earthquake of northern Chile. We develop an analysis of the tectonic geomorphology, mapping the Aroma fault and making a foto-interpretation in the area from air photographs, topographic and satelital images. We combine therefore seismological and tectonic observations to identify and highlight new active structures.

* Corresponding author
Email address: `d.claire@dgf.uchile.cl,david@lmtg:obs-mip.fr` (Claire David,).

2 General Setting of the Arica Bend

2.1 Seismological Setting of the Arica Bend

Two main kinds of earthquakes occur beneath the western margin of the upper plate in a subduction geodynamic context:

(1) subduction earthquakes that occur or in the interplate contact of the two converging plates or at intermediate depth into the oceanic subducting plate

(2) and crustal earthquakes that occur in the overriding continental plate.

The Arica Bend is characterized by a 600 km long seismic gap in the subduction interplate contact beneath southern Peru and northern Chile because the last great-magnitude earthquakes (Mw≥8.0) have occurred in 1877 [*Lomnitz*, 1971, *Kausel*, 1986] and 1868 [*Silgado*, 1968, *Dorbath et al.*, 1990]. As can be observed in figure 1, two great-magnitude (Mw≥8.0) subduction interplate thrust earthquakes (10 km-60 km depth) occurred to the north and to the south of the seismic gap: the Antofagasta, Chile, July 30, 1995, Mw=8.0 and the Arequipa, Peru, June 23, 2001, Mw=8.4 earthquakes. The Antofagasta earthquake broke the southern part away from the 1877 seismic gap [*Delouis et al.*, 1997]. The Arequipa earthquake took place northwards of the extremity of the 1877 seismic gap of the Arica Bend and about 400 km northwestwards of the Aroma earthquake, breaking part of the seismic gap corresponding to the great-magnitude 1868 earthquake [*Giovanni et al.*, 2002, *Dorbath et al.*, 1990].

2.2 Geomorphological and Structural Setting of the Northern Chile forearc

The northern Chile forearc has long been recognized as a piedmont formed by huge volcano-detritic acumulations resulting from intense erosion of the Western Cordillera as a consequence of the uplift of the Andes in a favorable arid climatic context [*Naranjo and Paskoff*, 1985]. These volcano-detritic acumulations built enormous alluvial fans formed, by coalescence, large alluvial pediment affected by west-vergent flexures. Because of attenuation or end of the uplift associated with aridity of the climate, an areal erosion of the volcano-detritic acumulations formed an extense ablation piedmont. Because of its great development and good preservation, the pediplain formed in Upper Miocene is the fundamental morphologic feature of the Andean piedmont in the desert in northern Chile [*Mortimer and Saric*, 1975]. While this Neogene

landscape was forming, an important structural system of high angle thrust faults, called west-vergent thrust system, was developing in the Precordillera [*Muñoz and Charrier*, 1996, *García*, 2001, *Victor et al.*, 2004, *Farías et al.*, 2005] and a less developed east-vergent one was activated in the Cordillera [*Riquelme*, 1998, *Charrier et al.*, 2005].

The west-vergent thrust system (WVTS), the most important structural system in the northern Chilean Precordillera consists of a thrust and fold belt with a western vergency, it extends between Putre (-18.5°S) and Domeyko (-24°S) (figure 2), was formed during Late Oligocene- Early Miocene (24 Ma - 18 Ma) and is characterized by the emplacement of locally very large volumes of volcanic explosive deposits.

The dominant tectonic features of the Aroma region are the great Cenozoic thrust propagation monocline folds which accommodated a relative rapid uplift (0.1mm/yr) between 26 Ma and 8 Ma [*Farías et al.*, 2005]. The Aroma flexure is a monocline fault-propagated fold, the activity of which slowed down roughly since 16 Ma. In late Miocene times, a change from areal erosion to vertical fluvial erosion (incision) occured and rivers flowing from the Western Cordillera began excavating deep valleys.

2.3 Geological setting

In the region under study, four morpho-structural units are identified from the coast to the high range: the Coastal Cordillera, the Central Valley, or Central Depression, the Pre-Cordillera and the Altiplano. We briefly will describe the two first units and the Altiplano and the Pre-Cordillera with more details, since the Aroma seismic sequence occured within this unit. The Coastal Cordillera is a smooth range about 20 km wide and 1500-2000 m high. It is essentially composed of Jurassic to Cretaceous volcanic rocks. The Central Depression, also known in the region as Pampa de Tamarugal, is a north-south elongated basin about 40 km wide. The altitude abruptly decreases from the Coastal Range to the western edge of the Central Depression to about 1000m whereas it gently increases to the east up to about 2000 m. The Central Depression represents a forearc continental basin filled with Oligo-Miocene subhorizontal sediments and ignimbrites which form the Azapa, Oxaya and El Diablo Formations. The Altiplano is a high plateau with altitudes between 3500 and 4500m. whose western border forms the Western Cordillera crowned by the neogene to present volcanoes of the volcanic arc. The highest stratovolcanoes exceed 6000 m. The pre-Cordillera is the 20-35 km wide zone which forms the transition between the central depression and the Altiplano. Its altitude grows from west to east from less than 2000 m to more than 4000 m. The western part forms a pediment dissected by narrow canyons of which

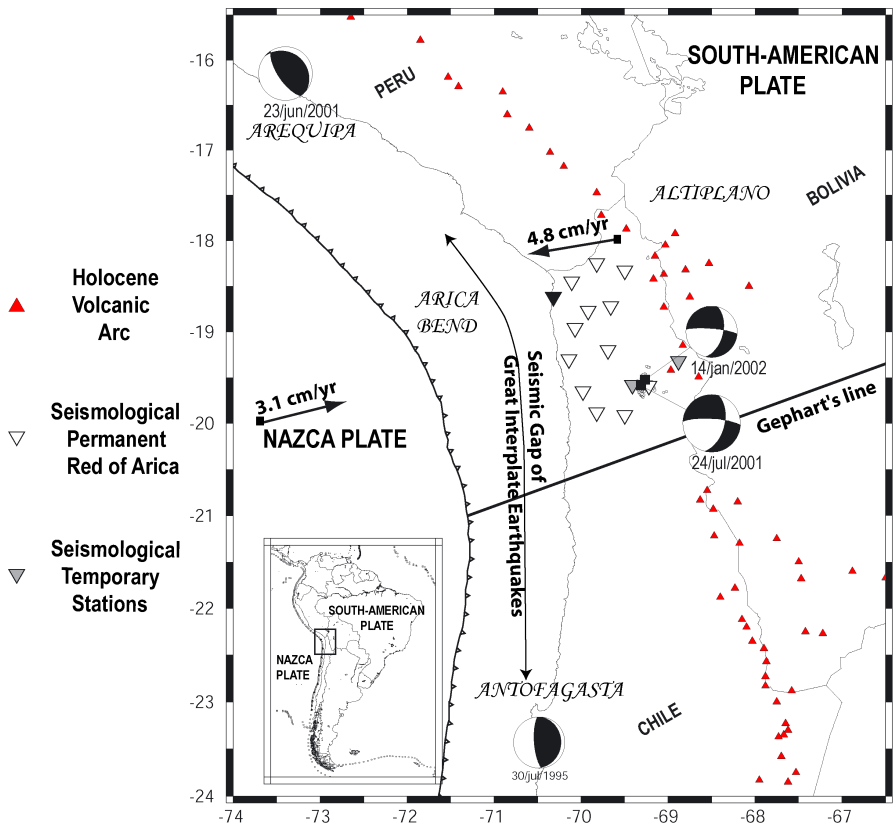


Fig. 1. **Geodynamic setting of the Arica Bend.** Main faults, greatest (Mw≥8.0) interplate subduction earthquakes of XIX and XX centuries, the interplate seismic gap of the Arica Bend and the Aroma earthquake and its aftershocks including the main one: Chiapa earthquake are represented. Inverted triangles correspond to the permanent Arica network.

some ones, like the Aroma Quebrada, reaches depth of 800 m. The eastern part is separated from the western part by a main flexure, the Aroma flexure and is characterized by large surfaces dipping to the west. These surfaces are dissected by numerous WSW-ENE fossil quebradas about 100 m deep, and large quebradas (like Aroma, Sotoca), 500 to 900 deep. The substratum is formed by different units ranging from upper Devonian and lower Carboniferous to Cretaceous. The oldest one is the Quebrada Aroma formation, 1000 to 1500 m thick, where oceanic metasediments are interbedded with phyllites and sandstones. It is unconformably covered by the Quebrada Coscaya formation, about 1200 m thick. The lower part (800 m) is composed of metric layers of sandy agglomerates and conglomerates with intercalations of oceanic sedimants. The Cenozoic formations cover the Paleozoic and Mesozoic units with an angular unconformity. The Altos de Pica formation has a maximum thickness of about 600 m to the west of the Aroma flexure. It is formed of ignimbrites, conglomerates and breccia and is dated from upper Oligocene to lower Miocene. The El Diablo formation, which constitutes the surface of the Pre-Cordillera, is more than 400 m thick at the western border of the Pre-

Cordillera. It thickness decreases to the east, only about 200 m at the Aroma flexure, and then dissapears. This formation consists of well-sedded coarse conglomerates and sandstones including evaporites, volcanic bombs and basic lavas resulting from the destruction of upper Miocene vocanoes. Its age ranges from 16 to about 9 My. The surface forms a desert pavement due to wind erosion.

3 The Aroma earthquake following the Arequipa, June 23, 2001, Per, earthquake

During the first month following the Arequipa, June 23, 2001, Mw = 8.4, Perú, earthquake, an uncommon number of micro-events were recorded by the local permanent network and were located in the upper crust of the Precordillera and Cordillera of the Arica Bend, forming clusters from southern Peru to the latitude of Pisagua, northern Chile [*Muñoz*, 2006]. This seismic activity has been 50 times greater than the background seismic activity recorded in the same area during the 7 years before the Arequipa earthquake. On average, about 20 Precordilleran shallow crustal events were recorded each year, since 1995, before the Arequipa earthquake, whereas about 900 crustal events occurred during the next four months following the Arequipa earthquake in the Precordillera (figure 2a). Focusing on year 2001 (figure 2b), a maximum of 25 crustal events occurred close to the western Cordillera during the month before the Arequipa earthquake, whereas 300 crustal earthquakes were recorded during the month following the Arequipa earthquake. This first part of the sequence culminated on July 24, 2001 with a magnitude Mw=6.3 earthquake in the Aroma region, at the southern extremity of the activated fringe (-17°S to -20°S). It is the largest crustal event ever recorded in northern Chile, the so called Aroma earthquake. This earthquake was followed by a large number of aftershocks which decreased slowly until January 2002. On January 14, 2002, another crustal event with a magnitud Mw=5.6, occurred with an epicenter close to the epicenter of the July 24, 2001 earthquake, with a similar focal mechanism. This event is called the Chiapa earthquake.

4 The Aroma earthquake and its main Chiapa aftershock

The Aroma earthquake and its main aftershock Chiapa earthquake are the largest crustal events ever recorded since 1976 in the Arica Bend. We propose to review the determinations of their parameters (localizations, focal mechanisms and seismic moments) in order to select the best solutions and interpret them in a general tectonic framework.

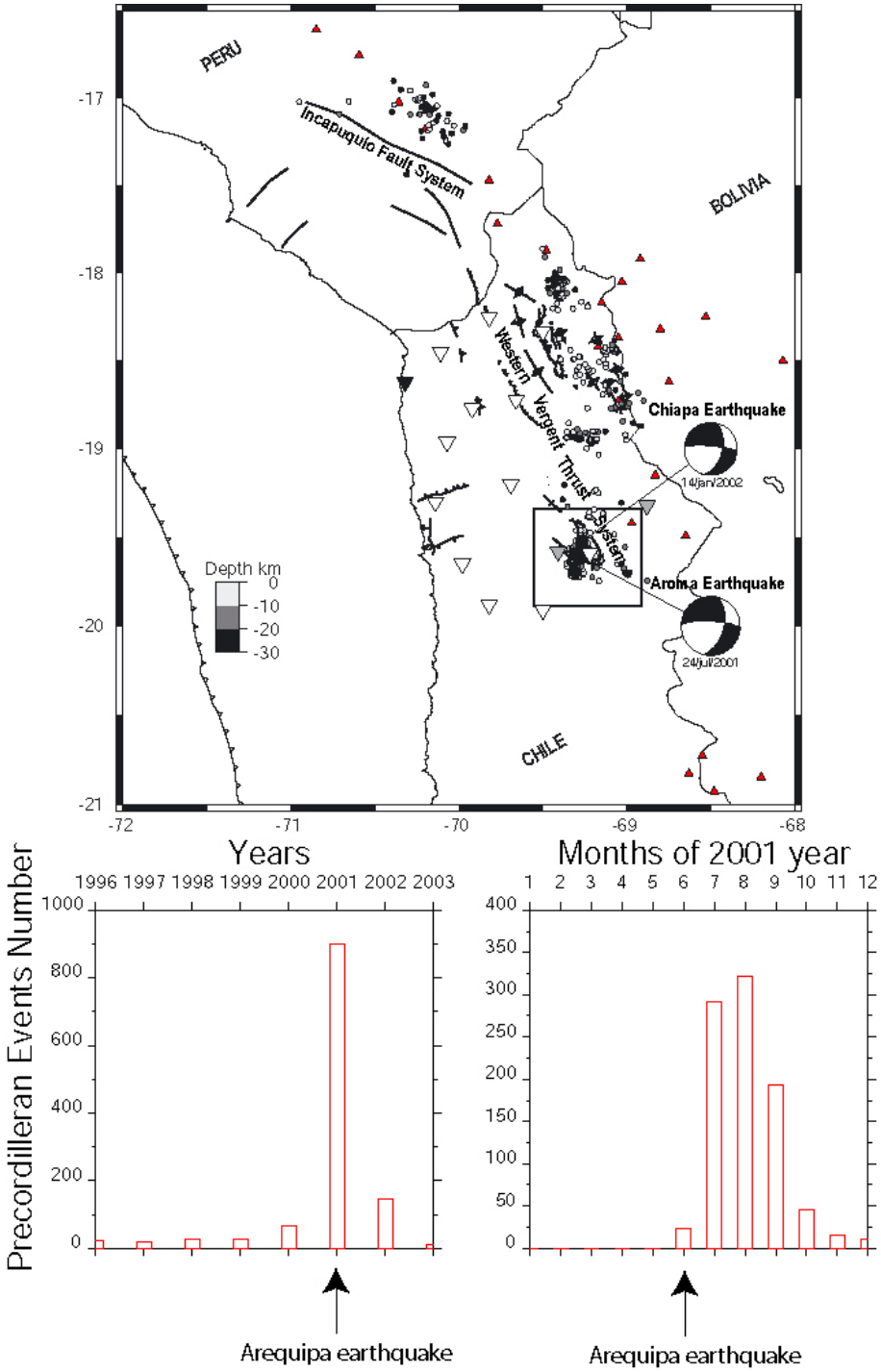


Fig. 2. **Increase of Precordilleran crustal micro-events after the Arequipa earthquake.** The map (a) represents the Precordileran and Cordilleran events occurred between June and December 2001. The histograms represent the temporal distribution of the crustal microseismicity in the Arica Bend Precordillera and Cordillera (b) between 1996-2003 and (c) in 2001, between January and December.

4.1 The Aroma earthquake, July 24, 2001, Mw = 6.3

The Aroma earthquake depth determined by NEIC and Harvard is 15 km. *Engdahl et al.* [1998] 's catalog gives a depth value of 13.2 km. A teleseismic

and local seismological study (accelerometers and short-period seismometers) [*Legrand et al.*, 2007] shows that the depth is shallower and reaches 6 km depth. In this study, the Aroma earthquake depth 3.85 km with respect to the mean altitude reference (2500 m above sea level), but the location processing has been carried out with thirteen P-phases and only one S-phase from the farthest station of the network because the other S-waves signals were saturated. We estimate then a vertical error reaching 5 km for this location. The Aroma earthquake depth is then 1.35 km below sea level ± 5 km.
Large intracontinental earthquakes typically nucleate near the base of the seismogenic zone and not from near the top because the base of the seismogenic zone is characterized by the highest shear strain energy [*Sibson*, 1982] and only ruptures that initiate in such a region are capable of propagating through the entire schizosphere [*Das and Scholz*, 1983]. The Aroma earthquake is not a large intracontinental earthquake in the sense of *Scholz* [1998].

The seismic moment given by NEIC and Harvard CMT organisms is 3.2 10**18 N.m (Mw = 6.4) and 3.6 10**18 N.m (Mw = 6.3) respectively. *Legrand et al.* [2007] calculate the seismic moment from 2 formulae and found 2.7 10**18 N.m (Mw = 6.3). These 3 values obtained by different methods are quite the same which indicates that they are reliable. It means that the main rupture size is about 190 km * km.

$$Mo = \mu \times \Delta u \times A, \tag{1}$$

Mo seismic moment, μ shear modulus, Δ u average displacement, A rupture area.
The aftershock extension (A = 250 km * km) on figure 3 is larger than the broken fault zone during the main shock. The one week aftershock extension (A = 210 km * km) on figure 51 better corresponds to the source rupture area.

NEIC and Harvard CMT organisms agree on the azimuth of a plane close to N-S, but differ on its dip and on its rake. The most complete study of source processing [*Legrand et al.*, 2007] shows that the azimuth is close to NS (14°E±5°), the dip is quite steep (53°E ±7°) and the rake indicates a strike-slip dextral faulting with a slight component of normal faulting (-163°±10°). The aftershock distribution also concurs to a fault plane trending N14°E and dipping 53°E confirming that this one is the active fault plane.

July 24, 2001	Mw (Mag.) and Mo (Nm)	Depth (km)	Strike Dip Rake (°)
NEIC	6.4 , 3.2×10^{18}	15	14°, 83°, 171°
HARVARD	6.3 , 3.6×10^{18}	15	14°, 46°, -169°
Engdahl et al. [1998]	6.3 , —	13.2	—
Legrand et al. [2007]	6.3 , 2.7×10^{18}	6.0	14°, 53°, -163°
This study	6.5 , 4.2×10^{18}	3.85	14°, 53°

Depth given by this study is with respect to 2500m above sea level (Aroma Topography).

4.2 The Chiapa earthquake, the main Aroma aftershock, January 14, 2002, Mw = 5.6

The parameters of the main Chiapa earthquake, the main Aroma aftershock, determined by different works are summarized in the Table 2. The main difficulty in the analysis of this earthquake remains in its location and in particular its depth. From teleseismic data, both NEIC, Harvard international organisms and *Engdahl et al.* [1998] located it in the Altiplano. However, this study shows that it occurs very close to the main shock. The depth values have a very wide range (from 79 km depth to 0 km depth) as shown in Table 2, but the most accurate studies show that this event is a crustal one with a shallow depth between 0 and 20 km. Unfortunately, the location processing of this event from local data has the same limitations as the Aroma earthquake since ten P-phases have been considered and only one S-phase, moreover, the low magnitude of this event (Mw = 5.6) did not allow us to carry out the source modelling from teleseismic data. That's why, we consider that the correct depth range of this earthquake is 0 - 10 km depth.

January 14, 2002	Mw and Mo (Nm)	Location (long lat °)	Depth (km)	Strike Dip Rake (°)
NEIC	5.8 , 5.6×10^{17}		79	15°, 85°, 168°
HARVARD	5.6 , 3.1×10^{17}	-69.18 -19.44	38.4	15°, 63°, -167°
Engdahl et al. [1998]	5.6 , —	-69.190 -19.469	19.9	—
This study	5.7 , $\times 10^{1}$	-69.2775 -19.5125	0.64	—

Depth given by this study is with respect to 2500m above sea level (Aroma Topography).

5 Analysis of the aftershock sequence of the Aroma earthquake

5.1 Earthquake Location processing

5.1.1 The permanent Arica network

The local permanent seismological Arica network used in this study is composed of thirteen stations: twelve short-period vertical seismometers and one 3-component short period sensor (figure 1). The data signals are continuously radio-transmitted to the Tarapaca University (Arica) with a 150Hz sampling rate, with a GPS recording time in continuous. Twelve of the stations are on the western side of the Aroma seismic sequence among them only three are on the South and the unique 3-component sensor is about 100 km far away from the events (figure 1). By chance, the SOTC2 Sotoca vertical station is to the east of the epicenters and very close to the epicenters (2-15 km). Such sensor-distribution is not a priori an optimum configuration. Hence, three additional 3-component stations were added in September 2001, two of them have been installed very close to the epicenters, which will allow us to locate better and quantify the location errors.

5.1.2 Methodology of processing

We use 462 events, including the July 24, 2001 main-shock and the January 14, 2002 main-aftershock that have been located with a modified version of Hypoinverse [*Klein*, 1978]. The velocity model used has been deduced from tomographic studies of the region [*Dorbath and Masson*, 2000] and long range profiles [*Wigger et al.*, 1994, *ANCORP*, 2003]. The location processing which allowed to obtain these 462 events has been performed according to the following steps. Only the events with clear P-waves onsets have been read. Given the importance of the SOTC2 station to constrain the locations, we didn't take into account the events not (well)-recorded on this station. Each event has been located with 12 P-wave and 9 S-wave travel times in average except the main shock and aftershock. Despite the fact that the S-wave arrival times are very useful to control the quality of final locations, their weight were systematically reduced by a factor 4 or 8 relatively to the weight of the P waves when they were read on vertical sensors.

5.1.3 Earthquake Location Quality

In order to check the quality of the locations, we performed different tests. First, several trial depths (from 1 km to 15 km) have been systematically tested and the final hypocenters were not significantly different. Secondly, we studied the influence of the two additional temporary stations on the location quality. For each event recorded by both the permanent network and the two additional temporary stations, we determined two locations: one calculated with the permanent network and the two additional stations, another calculated only with the permanent network. The

mean differences between the two locations are almost negligible in latitude (130 m northwards) but are larger in longitude (470 m westwards) and in depth (790 m towards the surface). The hypocenters only determined from body-wave onsets on the stations of the permanent network are then probably shifted by half a kilometer westwards and one kilometer towards the surface. For the whole dataset, without the two additional stations, the mean rms is 0.13 s, the mean horizontal and vertical errors are 0.95 km and 1.76 km respectively. With the two additional stations, the mean rms value and the mean horizontal and vertical errors are reduced to 0.12 s, 0.39 km and 0.72 km respectively. We can conclude that the permanent network geometry (without the two temporal stations) respect to the aftershock distribution is finally good enough to well constrain these locations.

5.2 Results

5.2.1 Fault plane in plan view and in cross-sections

On the plan view (figure 3), we show the surface projection of the aftershock sequence, the aftershock depth is characterized by its colour. The shallowest aftershock locations ($\leq$ 2 km depth, black dots on the figure 3) are distributed along two different trends N20°E (C1) and N35°W (C2). The deepest aftershock locations ($\geq$ 2 km depth, grey and white dots on the figure 3) are distributed along two very narrow zones (E1, E2).

According to the depth distribution of the aftershock sequence, four vertical cross-sections were made orthogonally to the trend of the cluster C1: N110°E. Each cross section is about 4 km wide and is juxtaposed to the next one. On each cross section (from P1 to P4), the aftershock distribution clearly defines a fault plane dipping with an average value of 54°$\pm$5°. On the P5 cross-section trending orthogonally to the cluster C2: N55°E, the aftershocks define a more vertical fault plane of 70°$\pm$5°. On the last Pf cross-section, the aftershock sequence is projected on a vertical plane parallel to the trend of the C1 cluster: N20°E.

5.2.2 Spatial Distribution of the aftershock sequence of the Aroma earthquake

We observe that the shallowest ($\leq$ 2 km depth) aftershock locations depict a 15 km elongated cloud C1 trending about N20°E $\pm$4°from 19°30' to 19°40' and a 7km long cloud C2 trending N35°W from 19°40' to 19°45'. The cloud C1 is divided into 2 parts: to the north of the Aroma main shock (southernmost grey star in figure 3), a high density of epicenters covers a 15 km wide superficial area (observable in the P1, P2, P3 cross-sections of figure 4), to the south of the Aroma earthquake, a low density of epicenters covers a 7 km wide superficial area (observable in the P4 cross-section of figure 4). The seismic cloud C2 indicates a low seismic activity belonging to another structure that trends N35°W; this orientation is parallel to the northern part of the Aroma flexure. On the cross-sections, we can observe that P1, P2 and P3 present high density seismicity from 0 km to 10 km deep, whereas P4, and P5

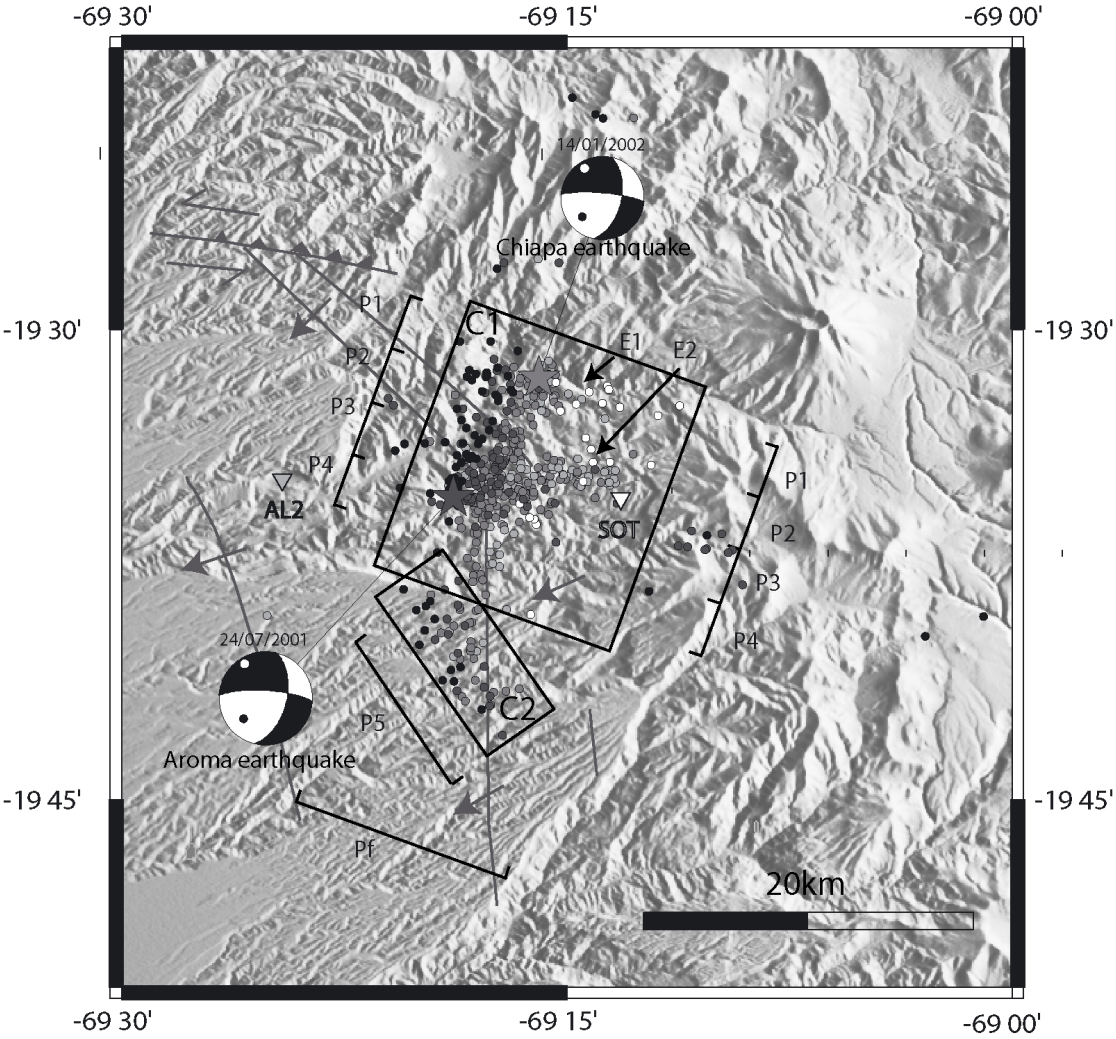


Fig. 3. **Plan view of the distribution of Aroma earthquake aftershock sequence, July 2001- January 2002.** Aftershock projection distribution on the 90 m DEM of Aroma region. Aftershock epicenter colour corresponds to the depth, darker is shallower. The solid lines refer to the 5 cross-sections P1, P2, P3, P4, Pf of figure 4. C1 and C2 correspond to cluster 1 and cluster 2 distributed along two different trends N20°E (C1) and N35°W (C2). E1 and E2 correspond to the two seismic extensions. The white triangle SOT is the vertical station of the permanent red of Arica installed close to the Sotoca village. The grey triangle AL2 is a 3-component station installed in September 2001. The structures are from *Harambour* [1990] y *Farías et al.* [2005].

present low density seismicity from 0 km to 7.5 km deep. The aftershock sequence defines two connected structures. The most seismically active one is characterized by an azimut of N20°E and a dip of 54°. The connection (P4) and the other structure trending N35°W and 70° dip are seismically less active.

The length of the fault plane C1 defined by the aftershock extension is about 15 km (measured on the map view from the shallowest aftershock epicenters 3), the width

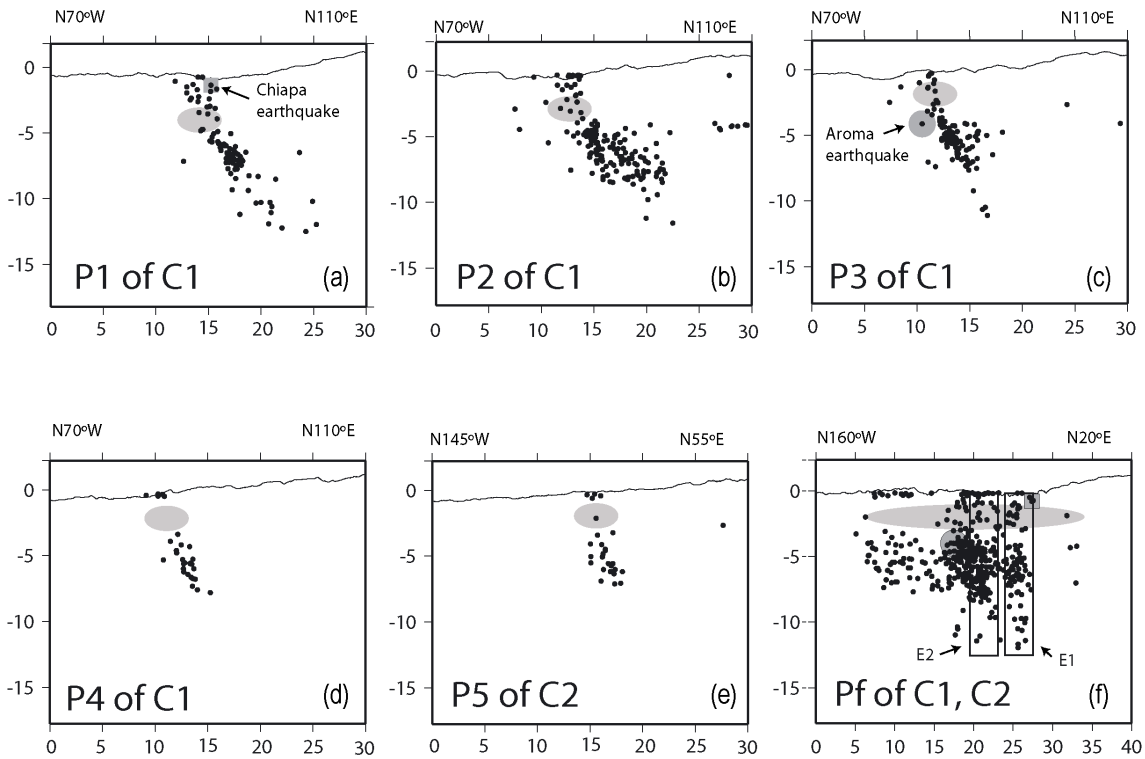


Fig. 4. **Cross sections of the distribution of the Aroma earthquake aftershock sequence July 2001- January 2002.** C1 and C2 correspond to cluster 1 and cluster 2 distributed along two different trends N20°E (C1) and N35°W (C2). The grey area at 3 km depth represents a constant seismic gap across all sections. a) P1 b) P2 c) P3 d) P4 cross sections of aftershock sequence along the N110°E direction. The black "dots" are the aftershocks, the gray ones are the main shock : circle 24/07/01, square 14/01/02. e) P5 cross section of aftershock sequence along the N55°E direction. f) Pf cross section of the aftershock sequence along the N20°E direction (the fault plane azimuth).

(distance along the largest slope of the fault measured in the cross-sections) 10 km in average, varying between 11 km (maximum value on the P1 cross-section) and 9 km (minimum value on the P4 cross-section) (figure 4).

Two seismic extensions (E1 and E2 on the figure 3), apparently orthogonal to the main direction of the northern part of the elongated cloud C1, are observed. These extensions are the projection on surface of deeper seismicity distributed along the fault plane. The deeper seismicity is not continuous on the fault plane and only occurs along two "arms" (P1 and P2 cross-sections on the figure 4 a,b). The seismic deeper extension E1, represented in P1 cross-section, corresponds to the activity of January 2002 (see Temporal Distribution). The seismic deeper extension E2, represented on the P2 cross section, presents a great density of hypocenters between 3 and 6 km depth that does not image the fault plane as well as on the other cross sections.

On all cross-sections, we can observe that aftershocks are more concentrated between

4 and 8 km depth. On P4 and P5 cross-sections, a very superficial hypocenters cluster (0 km - 1 km) is clearly separated by a 3 km gap from the deepest events (4 km - 8 km deep). On the other profiles especially on P1, very superficial events (shallower than 2 km deep), are separated from the main part of the seismic cloud by a low seismic density zone (between 0 km and 2 km deep).

In summary, the spatial aftershock distribution illustrated on figures 3 and 4 shows that :

- To the north of the Aroma earthquake, the aftershock hypocenters distribution is denser and deeper than southwards (figures 3 and 5).
- The aftershock sequence occurred along two "structures". The most seismically active one strikes N20°E and dips 53°E. The other structure presents the same trend as the Cenozoic flexures. The connection between both structures (illustrated on P4) is characterized by a very low seismicity.

These results would be compared and interpreted with the structural features observed in the Aroma region.
The spatial aftershock distribution also shows that:

- there is a low seismicity zone between 0 km and 2 km depth
- the most concentration of earthquakes is between 2 km and 5 km depth
- the maximum depth reached by the aftershocks is 12 km

These results would be compared and interpreted as the mechanics of earthquakes and faulting.

5.2.3 Temporal Distribution of the aftershock sequence of the Aroma earthquake

The spatial distribution of aftershocks is stationary during the temporal sequence. The temporal aftershock distribution presented on maps and cross-sections on figure 5 shows that the same fault areas have been ruptured during the first day, the next first week (last week of July), and the next month (August). There is no lateral evolution, nor depth evolution during the aftershock sequence. The seismic density contrast to the north and to the south of the Aroma earthquake has occurred during all the aftershock period. The aftershock epicenters are distributed in both sides of the Aroma earthquake since the first day until the last active month, this is compatible with the bilateral dynamic propagation of the rupture reported by *Legrand et al.* [2007].

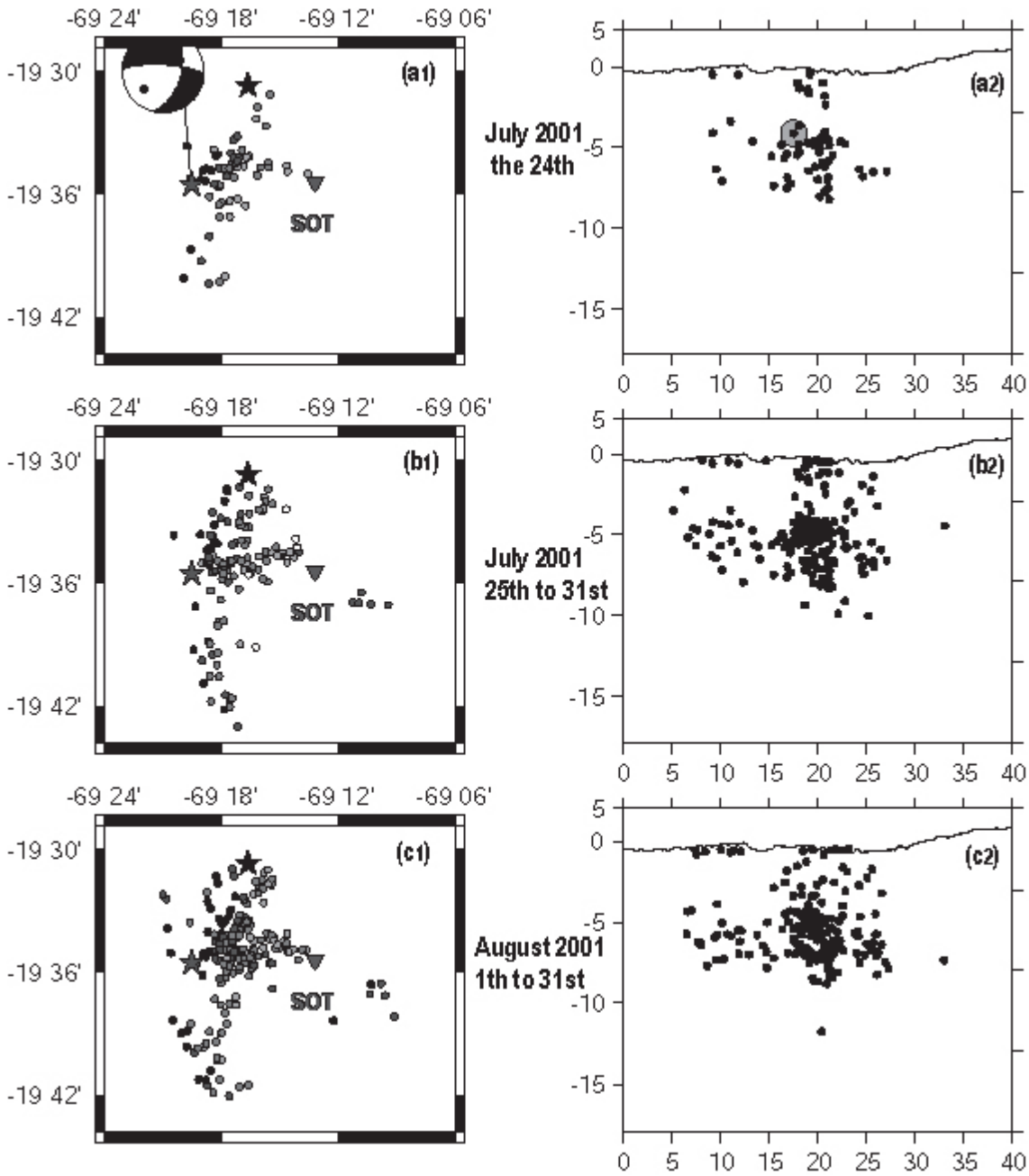


Fig. 5. **Seismic activity temporal evolution after the Aroma eartquake.** (a) Distribution of the aftershocks occurred on the 24 of July of 2001 after the Aroma earthquake, occurred at 05:36. (b) Distribution of the aftershocks occurred between the 25th and the 31st of July of 2001. (c) Distribution of the aftershocks occurred between the 1st and the 31st of August of 2001. (1) Plan views of the aftershock sequence, (2) Pf cross sections (along the Aroma fault) of the aftershock sequence.

6 Tectonic, Geological and Geomorphological analysis compared to the seismicity study

The aftershock sequence occurred along two "structures". The most seismically active one strikes N20°E and dips 53°E and has slipped with a dextral motion during

the Aroma earthquake. The other structure is parallel to the Cenozoic flexures. The connection between both structures (illustrated on P4) is characterized by a very low seismicity.
To identify these active structures, we propose a tectonic interpretation of the aftershock distribution based on satelite images, field work made in the region and the geological observations from *Farías et al.* [2005].

The most active part of the aftershock sequence concentrated in the northern part of the cloud C1 is bounded by the Aroma earthquake and also by the main Neogene structural feature of the region, which is the N30°W Aroma flexure, described by *Farías et al.* [2005]. The Aroma flexure may constitute a barrier to the propagation of the seismicity and may explain why the seismicity is less concentrated to the south of the flexure. However, the seismicity passes across the flexure suggesting that the flexure is inactive. The seismic cloud C2 corresponds to the seismic activity of another structure that trends N35°W, orientation parallel to the northern part of the Aroma flexure. The two seismic "arms", E1 and E2, which give an F shape to the aftershocks spatial distribution are localized north of structures parallel to the Aroma and Soga flexures. It is noteworthy that above these "arms", at surface, giant multirotational slides of the Sotoca lavas and ignimbrites are modelling the landscape, these landslides could be due to repetead seismic accelerations of local earthquakes.

6.1 Tectonic interpretation from satelite images

We observe that the region is characterized by the presence of two tectonic morphological systems : a system of flexures oriented at NW-SE, and a system of N-S faults. The system oriented NW-SE (N40°W - N30°W) corresponds to the compressive system described as the western vergent thrust system of Northern Chile, the other system is oriented almost N-S. Unfortunately, the focal mechanisms that have been determined from the N35W earthquake cluster that lies underneath the surface flexure present poor resolution.

6.2 The Aroma Fault

After the occurrence of Aroma and Chiapa earthquakes, no surface faulting has been observed in the region. The extensive outcrops of unconsolidated rocks and the presence of high slopes of the rivers which strongly favour large slides and rocks blocks fallings could have destroyed coseismic displacements and evidence of active markers.

The study on topographic maps, satelite images and aerial photos (figure 6) did not provide conclusive evidences of quaternary fresh scarps nor morphologic features of the Aroma fault. Observation of lateral motions evidence are dificulted by the rough relief of the region dominated by very incisioned valleys.

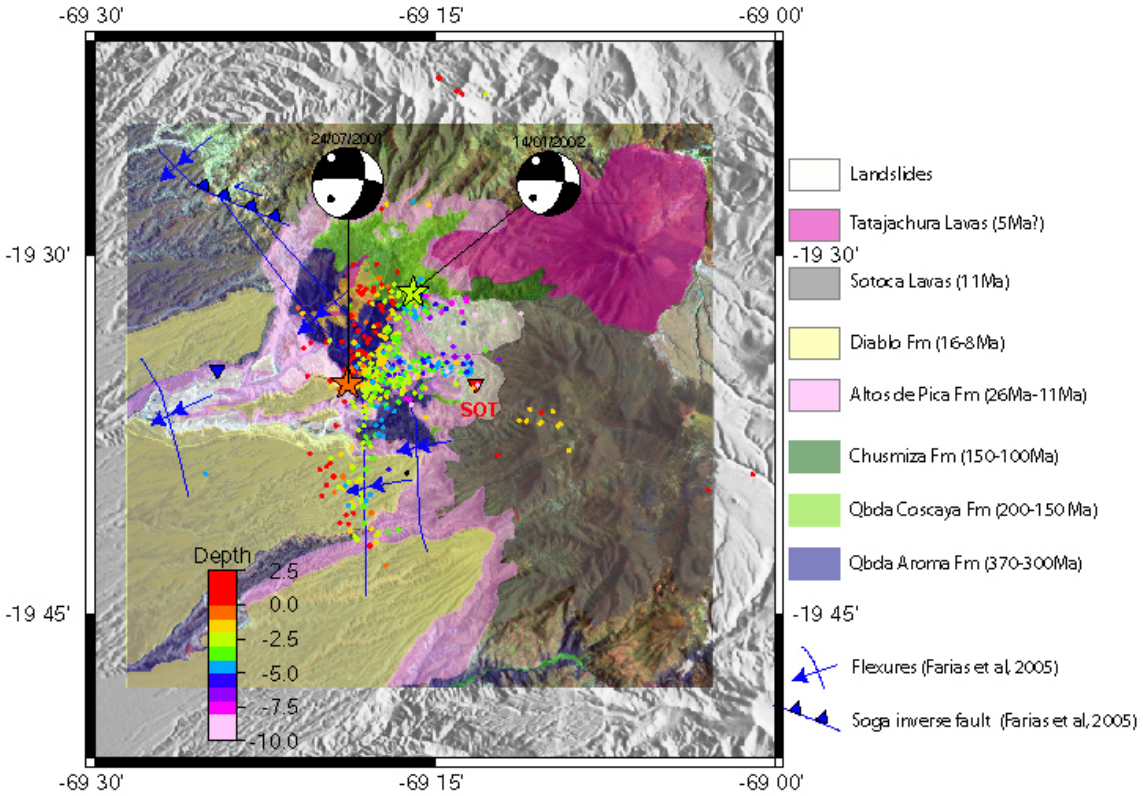


Fig. 6. **Tectonic and geological map of the Aroma region based on** *Harambour* **[1990] and** *Farías et al.* **[2005]**. Aroma and Chiapa earthquakes and aftershock sequence are specified.

However, the shallowest seismicity (between 2.5 km and 0 km, black dots) is aligned with the linear part of the Aroma Valley and both microseismicity distribution and main shock focal mechanisms are consistent with the N14°Aroma valley trending which appears to be structurally controlled by active tectonics. Aroma valley borders are oriented "en echelon" (figure 7); the borders oriented about N-S are 500 m long, the borders oriented ENE-WSW are 250 m long. These "en echelon" features might represent normal faults since the Aroma valley is a lower topographic site in the Aroma region. In such a case, the "en echelon" features are consistent with a N14°dextral strike-slip close to the Aroma valley.

The Aroma fault defined by the aftershock distribution corresponds then to the straight path of the Aroma valley to the east of the Aroma flexure and its kinematics is reflected in the Aroma valley borders.

To the west of the Aroma flexure, the Aroma fault is curving, disconecting from the Aroma valley trace and is conecting to another structure parallel to the Aroma flexure.

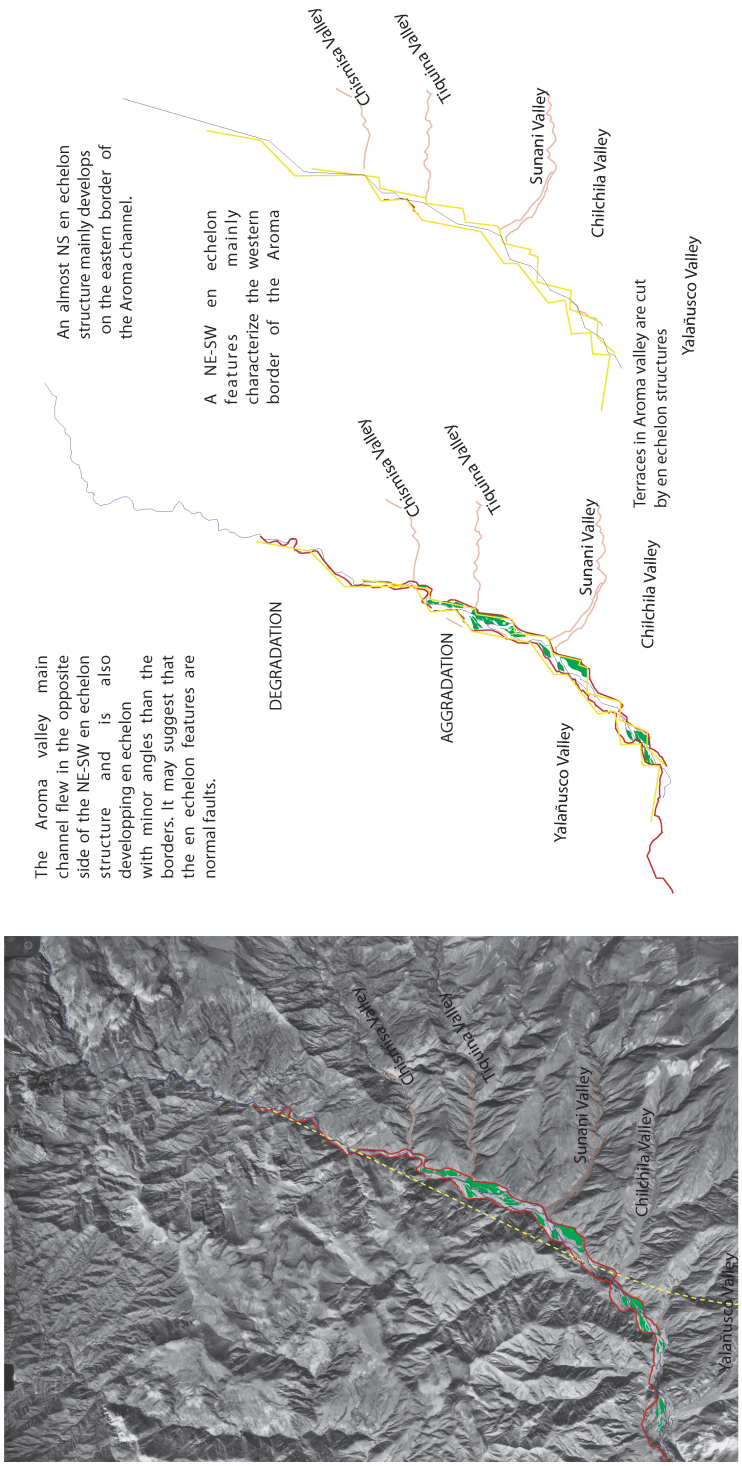


Fig. 7. **En echelon features along the Aroma valley.** Aerial foto of the Aroma valley, en echelon features (yellow-brown), Aroma channel (blue), terraces (green) are mapped.

6.3 The Soga Fault

The Neogene Soga fault is a sinestral reverse fault striking N80°E and dipping 30-40 °N [*Farías et al.*, 2005]. It displaced about 5 km to the west the Aroma and Soga

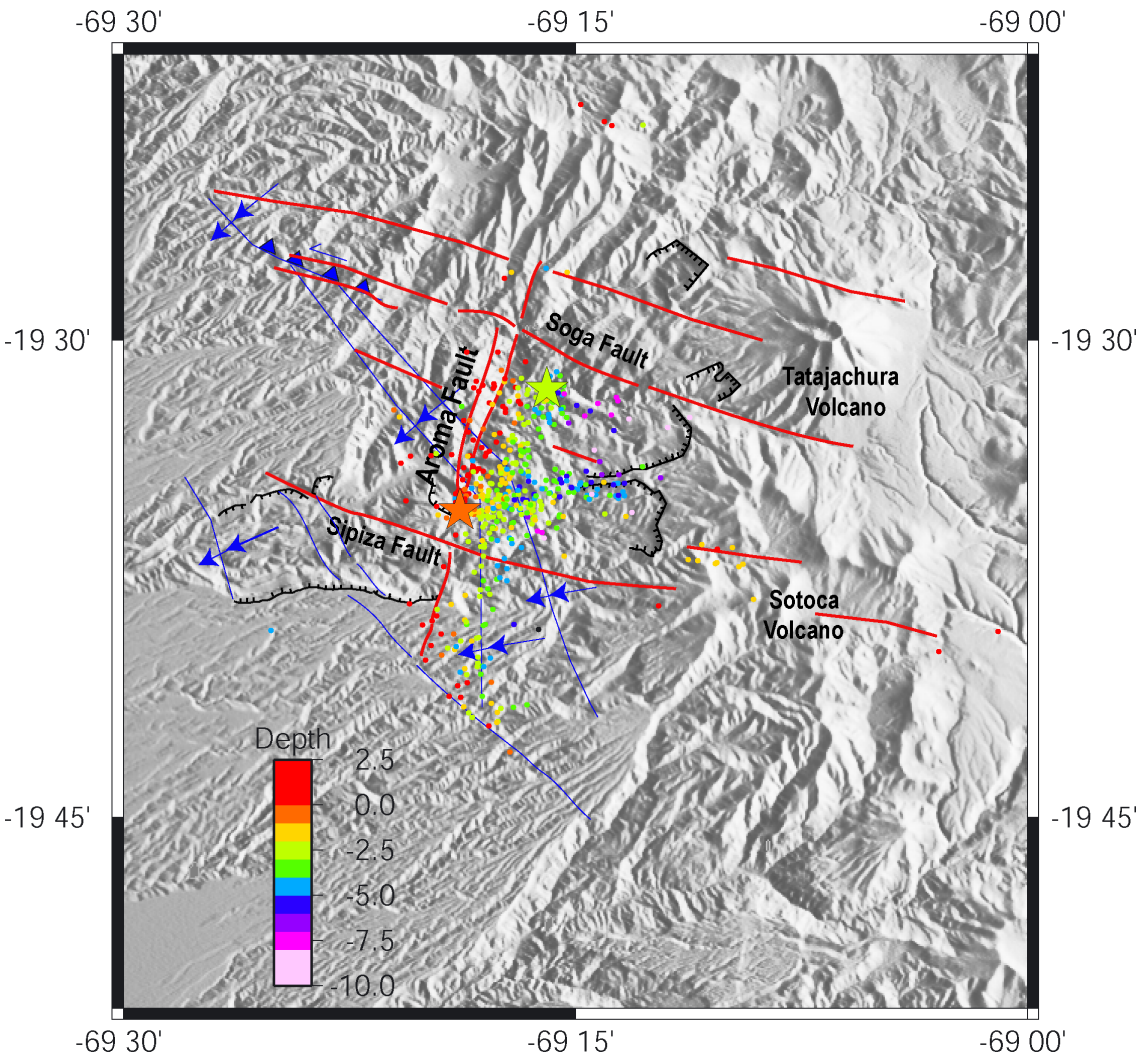


Fig. 8. **Interpretation of the Aroma fault geometry and surface trace based on satellite images and aerial fotos analysis.**Blue structures are Neogene from *Farías et al.* [2005], red ones correspond to most relevant topographic discontinuities and probable structures.

flexures.

The main aftershock of January 14, 2002 and its own aftershocks only ruptured a narrow fringe of the northern extremity of the fault plane from surface to depth (with a main concentration close to the surface) and did not pass over this limit. The focal mechanism determined by Harvard for the shock of January 14, 2002 proposes 2 nodal planes: one roughly north-south and another one east-west. The cross-sections of the January aftershock sequence presented on the figure 9 permit discriminating the fault plane: the depth distribution and the same dip as the Aroma one suggests strongly that the January 14, 2002 earthquake ruptured the same fault as the Aroma earthquake (July 24 2001) N14°E. Its narrow aspect suggests then that the January 14, 2002 meets a strong barrier which prevented from rupturing northward and concentrated the seismicity until the fault ruptured in the whole

depth of the seismogenic layer. This obstacle could be the continuation of the Soga fault [*Farías et al.*, 2005]

We evidence that the prolongation of the Soga fault bounds to the North the aftershock propagation and probably the Aroma earthquake rupture. This structure observed by *Farías et al.* [2005] strikes N80°and dips 30-40°N actuates as a barrier and the termination of the rupture. This fault also corresponds to a lithological change between Mesozoic rocks (basement) and Cenozoic rocks of the volcano slopes. The Soga fault interrupts the seismicity but does not interrupt the superficial traces.

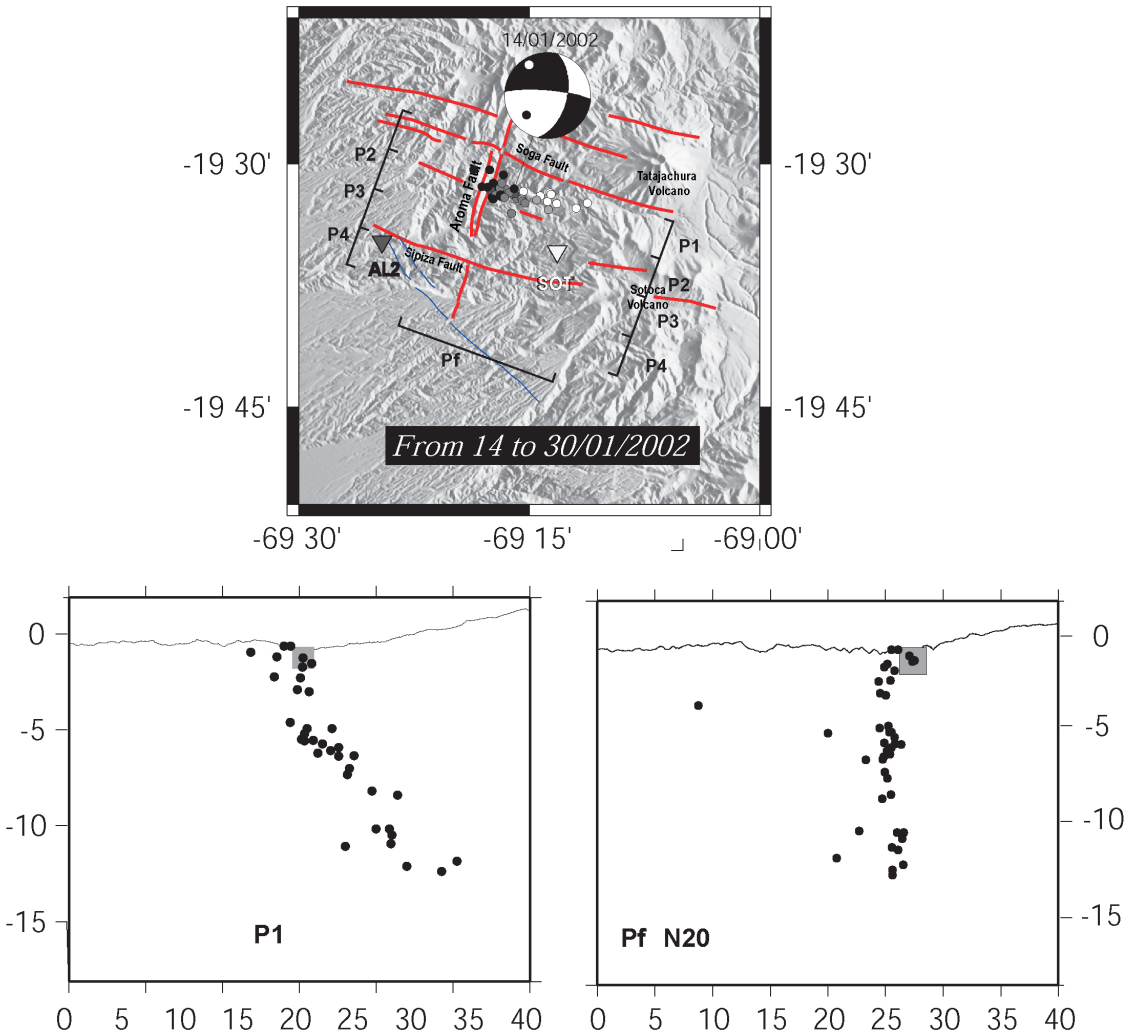


Fig. 9. **P1 and Pf cross sections of January aftershock sequence along N110°E and N20°directions respectively.** Black "dots" are aftershocks, the gray square corresponds to the 14/01/02. P2, P3, P4, P5 are not represented because no micro-earthquakes occurred at these latitudes.

There are three other zones of very few aftershocks, to the east on the side of the Sotoca Volcano, these can be associated with the fault which controlled the morphology of the volcano or to diffusion processes. To the west there are a few events

on secondary and little faults.

7 Mechanical interpretation of the aftershock distribution

The aftershock depth distribution of the Aroma sequence, illustrated on the histogram of the figure 10, is very similar to earthquake depth distribution along well-developed faults [*Marone and Sholz*, 1988]. The Aroma fault is then a well-developed fault on which considerable net slip has occured and can occur, it means it is not a new fault but a reactivated ancient fault.

Most aftershocks are concentrated between 4 km depth and 8 km depth, whereas, between 1 km depth and 3 km depth, we observe a seismic gap. The 3 km depth corresponds to the upper seismicity cutoff on well-developed faults which coincides with a transition from low seismic velocity (unconsolidated sediments) where a thick gouge layer is likely to be present to competent material [*Marone and Sholz*, 1988], also called the upper stability transition (T4) [*Scholz*, 1998] (figure 10). We also observe that there are no aftershocks deeper than 12 km depth. Such a limit corresponds, for large crustal earthquakes Mw $\geq$ 7.0, to the lower seismicity cutoff, the lower stability transition (T1) marked by the 300°isotherm (the onset of quartz plasticity) and the first appearance of mylonites [*Scholz*, 1998]. In Aroma case, this lower seismicity cutoff is consistent with the Aroma earthquke size, suggesting that the rupture has not reached the deepest part of the seismogenic layer.

It is a conventional wisdom in seismology that the main shock rebuilds the crustal stress patterns and aftershock occurring rate climbs where the Coulomb stress increases [*Stein*, 1999]. However, based on *Chen et al.* [2006] retrospective analyses of four large earthquakes, both the locations of main shock and large aftershocks may have been already determined in advance of the occurrence of main shock. Causally speaking, the triggering mechanism of the Coulomb stress changes for aftershocks would not be necessary.
It seems clear that aftershocks are a process of relaxing stress concentrations produced by the dynamic rupture of the mainshock [*Scholz*, 2002]. Aftershocks typically begin immediately following the mainshock over the entire rupture area and its surroundings although they are commonly concentrated in locations where one might expect large stress concentrations to have been produced by the mainshock rupture [*Mendoza and Hartzell*, 1988].
Aftershocks are preferentially located in regions of low-slip (u$\leq \frac{1}{3}$umax) and of increased shear stress ($\Delta_\sigma \leq 0$) [*Woessner et al.*, 2006]. Stress drop patterns provide less information content on aftershock locations. This implies that static shear stress change of the main shock may not be the governing process for aftershock genesis.
In the Aroma fault case, the high aftershock density to the northern part of the Aroma hypocenter could correspond to regions that slipped least coseismically. It can be two asperities which have not ruptured during the dynamic rupture of the Aroma earthquake and where the shear stress had increased.

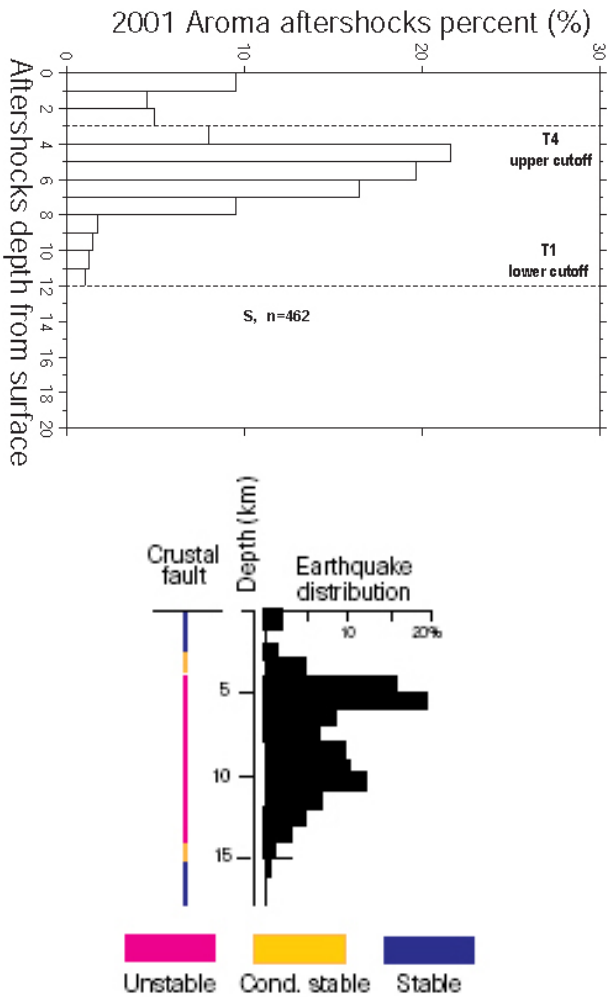


Fig. 10. **Earthquake depth distribution along the Aroma fault (a) and along well developed faults and crustal behaviour from** *Scholz* **[1998] (b).**

8 Discussion

Such a big crustal earthquake with a well-determined dextral strike-slip focal mechanism has important implications on the way by which deformation is accomodated across this convergent margin.

In fact, the direction of the earthquake slip vector at subduction zones is almost always deflected towards the orthogonal to the trench with respect to the convergence vector [*McCaffrey*, 1992] and implies that a margin parallel slip vector residual has to be somehow accomodated in the upper plate.

Consequently, the Aroma earthquake evidences the existence of slip partitioning of

the convergence vector in Northern Chile and shows that the partitioning occur in the Precordillera of Northern Chile, forearc unit of the upper plate.

Then the Andean subduction is an example of slight oblique convergence which is partitioned into a component deflected towards the normal to the plate boundary by subduction processes and a wrench component taken up by strike-slip deformation within the overriding plate.

In Sumatra subduction, the strike-slip deformation is localised on the Great sumatran dextral Fault which parallels the trench and follows apromiately the magmatic arc where major calderas are installed.

Moreover, obliquely convergent relative motion results in crustal deformation of the upper plate by a complex combination of both strike-slip and thrust deformation, which is named strain-partitioning. Two obliquely convergent plate boundaries exhibit contrasting deformational styles: Central South Island, New Zealand, a non-strain-partitioned margin where the Alpine fault accomodates both thrust and strike-slip motion and the southern Coast Ranges in California, strain-partitioned where the San Andreas fault system is composed of one or more near-vertical strike-slip faults and a spatially separated array of compressional thrust and fold structures [*Teyssier et al.*, 1995, *Braun and Beaumont*, 1995].

Considering these statements, the Aroma earthquake implications and the geometry and kinematics of the tectonic structures of the Northern Chile forearc, we can deduce that the Northern Chile margin is strain-partitioned. Indeed the forearc structural system is composed of the Aroma fault which is a current high angle strike-slip fault and a spatially separated array of compressional thrust and fold structures named the WVTS, in the Coastal Cordillera, N-S inverse faults have also been recognized, although these structural systems are not strickly parallel to the margin nor parallel between themselves.

Consequently, it is possible that shortening along the WVTS flexures, folds and thrusts is coeval with strik-slip deformation along, the Aroma fault for instance, across Northern Chile margin and both deformation is the expression of the oblique convergence.

In the Precordillera at -21°S, Pica latitude, strike-slip faults trending N-S to NNW-SSE are characterized by a dextral sense of slip, derived by offset streams and shutter ridges and normal faults trending N-S to NE-SW offset the youngest Quaternary deposits in the plateau margini [*Victor et al.*, 2004]. This kinematic system is consistent with a NW-SE extension.

This pattern is then a significative feature along the whole western border of the Altiplano suggesting that the convergence obliquity is accomodated in the upper crsut forearc along strike slip faults in the Precordillera and perhaps magmatic arc and a spatially separated thrust and fold structures.

9 Conclusions

The occurence of Aroma earthquake indicates that the northern Chile Precordillera is undergoing active deformation. The associated aftershock activity occurred along a fault striking N14°E, east-dipping 53°E with dextral lateral motion does not correspond to the reactivation of the blind thrust fault responsible for the Aroma flexure, but with the activation of a probable ancient fault whose activity was unknown until today.

The aftershock spatial distribution shows that the Aroma flexure and the Soga fault act as geometrical and physical barriers from the rupture propagation. However, these different structures could be coeval accomodating the oblique convergence across the margin.

The Aroma earthquake and its aftershock distribution reveal the existence of slip and strain partitioning in the Precordillera of Northern Chile.

10 Acknowledgments

Most of this study has been funded by a doctoral grant to C.D. from the Chilean Ministry of Education, MECESUP project to the Geology Department of the University of Chile. Financial investigation support has been provided by CONICYT (FONDECYT projects 1020104 and 1030800) and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), France. C.D aknowledges M. Farías and R. Charrier for field working on the Cenozoic evolution of the region and J. Cembrano and J.-P. Avouac for critical constructive comments.

List of Figures

1 Geodynamic setting of the Arica Bend. 5

2 Increase of Precordilleran crustal micro-events after the Arequipa earthquake. 7

3 Plan view of the distribution of Aroma earthquake aftershock sequence, July 2001- January 2002 12

4 Cross sections of the distribution of the Aroma earthquake aftershock sequence of the Aroma earthquake, July 2001- January 2002 13

5 Seismic activity temporal evolution after the Aroma earthquake 15

6 Tectonic and geological map of the Aroma region based on *Harambour* [1990] and *Farías et al.* [2005]. 17

7 En echelon features along the Aroma valley 18

8 Interpretation of the Aroma fault geometry and surface trace based on seismological data, satellite images and aerial fotos analysis. 19

9 P1 and Pf cross sections of January aftershock sequence along N110°E and N20°directions respectively 20

10 Earthquake depth distribution along the Aroma fault (a) and along well developed faults and crustal behaviour from *Scholz* [1998] (b) 22

List of Tables

References

Allmendinger, R. W., T. Jordan, S. Kay, and B. Isacks, The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *25*, 1997.

ANCORP, W. G., Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central andes (Andean Continental Research Project 1996 ANCORP96), *J. Geophys. Res.*, *108*, 2328–, 2003, doi:10.1029/2002JB001771.

Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Herail, Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc of the Central Andes, *Geology*, *25*, 883–886, 1997.

Braun, J., and C. Beaumont, Three-dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries: Implications for contrasting tectonic styles in the southern Coast Ranges, California and central South Island, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, *100*, 18,059–18,074, 1995.

Charrier, R., A. Chavez, S. Elgueta, G. Hrail, J. Flynn, D. Croft, A. Wyss, R. Riquelme, and M. Garca, Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile, *J. South Amer. Earth Sci.*, *19*, 35–54, 2005.

Chen, C., J. Rundle, H. Li, J. Holliday, D. Turcotte, and K. Tiampo, Critical point theory of earthquakes: Observation of correlated and cooperative behavior on earthquake fault systems, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, 2006, l18302.

Das, S., and C. Scholz, Why large earthquakes do not nucleate at shallow depths, *Nature*, *305*, 621–623, 1983.

Delouis, B., et al., 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, 1997.

Dorbath, C., and F. Masson, Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (1930'S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio, *Tectonophysics*, *327*, 231–223, 2000.

Dorbath, L., A. Cisternas, and C. Dorbath, Quantitative assessment of great earthquakes in Perú, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, *80*, 551–576, 1990.

Engdahl, E., R. van der Hilst, and R. Buland, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel tinme and proceduress for depth relocation, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *88*, 722–743, 1998.

Farías, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod, and G. Hérail, Late cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 1930's), *Tectonics*, *24*, –, 2005.

García, M., Evolution Oligo-Miocene de l'Altiplano Occidental (Arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica), Ph.D. thesis, Univ. I Grenoble, France, 2001, 215 p.

Giovanni, M., S. Beck, and L. Wagner, The june 23, 2001 peru earthquake and the southern peru subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 2018, 2002, doi:10.1029/2002GL015774.

Harambour, S., Geología Pre-Cenozoíca de la Cordillera de los Andes entre las Quebradas Aroma y Juan de Morales, I Region, Ph.D. thesis, Univ. Chile, Pza Ercilla, Chile, 1990, 228 p.

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

Klein, F., Hypocentral location program HYPOINVERSE, *U. S. Geological Survey Open File Rep.*, *78-694*, 113pp, 1978.

Kley, J., and C. Monaldi, Tectonic shortening and crustal thickening in the Central Andes: How good is the correlation ?, *Geology*, *26*, 723–726, 1998.

Legrand, D., B. Delouis, L. Dorbath, C. David, J.Campos, L. Marquez, J. Thompson, and D. Comte, Source parameters of the Mw=6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile) and its aftershock sequence., *J. South Amer. Earth Sci.*, p. 10.1016/j.jsames.2007.02.004, 2007.

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

Marone, C., and C. Sholz, The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, *Geophys. Res. Lett.*, *15*, 621–624, 1988.

McCaffrey, R., Oblique plate convergence, slip vectors and forearc deformation, *J. Geophys. Res.*, *97*, 8905–8915, 1992.

McQuarrie, N., and P. DeCelles, Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia, *Tectonics*, *20*, 669–692, 2001.

Mendoza, C., and S. Hartzell, Aftershock patterns and main shock faulting, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *78*, 1438–1449, 1988.

Mercier, J., M. Sebrier, A. Lavenu, J. Cabrera, O. Bellier, J. Dumont, and J. Machare, Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene, *J. Geophys. Res.*, *97*, 11,945–11,982, 1992.

Mortimer, C., and N. Saric, Cenozoic studies in northernmost chile, *Geologische Rundschau*, *64*, 395–421, 1975.

Muñoz, M., Estudio de la auto-organizacin de la sismicidad en la zona 17S a 21S / 68W a 71 W, despus del terremoto de Arequipa en Per de 2001, Mw=8.4, Ph.D. thesis, Dpto Geofsica, Univ. de Chile, Santiago de Chile, 2006.

Muñoz, N., and R. Charrier, Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile, *J. South Amer. Earth Sci.*, *9*, 171–181, 1996.

Naranjo, J., and R. Paskoff, Evolucion cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18-21S), *IV Congreso Geologico Chileno*, *5*, 149–165, 1985.

Riquelme, R., Evolución tectonosedimentaria Post-Oligocenica del borde occidental del Altiplano, entre Tignamar y el Salar de Surire, Ph.D. thesis, Univ. de Chile, Santiago, 1998.

Scholz, C., Earthquakes and friction laws, *Nature*, *391*, 37–42, 1998.

Scholz, C., *The mechanics of earthquakes and faulting*, vol. 2nd Edition, Cambridge University Press, 2002, 471p.

Sebrier, M., J. Mercier, F. Megard, G. Laubacher, and E. Carey-Gailhardie, Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of south Peru, *Tectonics*, *4*, 739–760, 1985.

Sibson, R., Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *72*, 151–163, 1982.

Silgado, E., Historia de los sismos ms notables ocurridos en el Per (1515-1960), *Boletn Bibliogrfico de Geografa y Oceanografa Americanas*, *4*, 191–241, 1968.

Stein, S., The role of stress transfert in earthquake occurrence, *Science*, *402*, 605–609, 1999.

Teyssier, C., B. Tikoff, and M. Markley, Oblique plate motion and continental tectonics, *Geology*, *23*, 447–450, 1995.

Victor, P., O. Oncken, and J. Glodny, Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21 S (northern Chile), *Tectonics*, *23*, –, 2004.

Wigger, P., M. Schmitz, M. Araneda, and M. Asch, Variation of the Crustal Structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in *Tectonics of the Southern Central Andes*, edited by K. Reutter and E. Scheuber, pp. 22–48, Springer, Berlin, 1994.

Woessner, J., D. Schorlemmer, S. Wiemer, and P. Mai, Spatial correlation of aftershock locations and on-fault main shock properties, *J. Geophys. Res.*, *111*, 2006, doi:10.1029/2005JB003961.

4.2.2. Sucuna: foco micro-sísmico

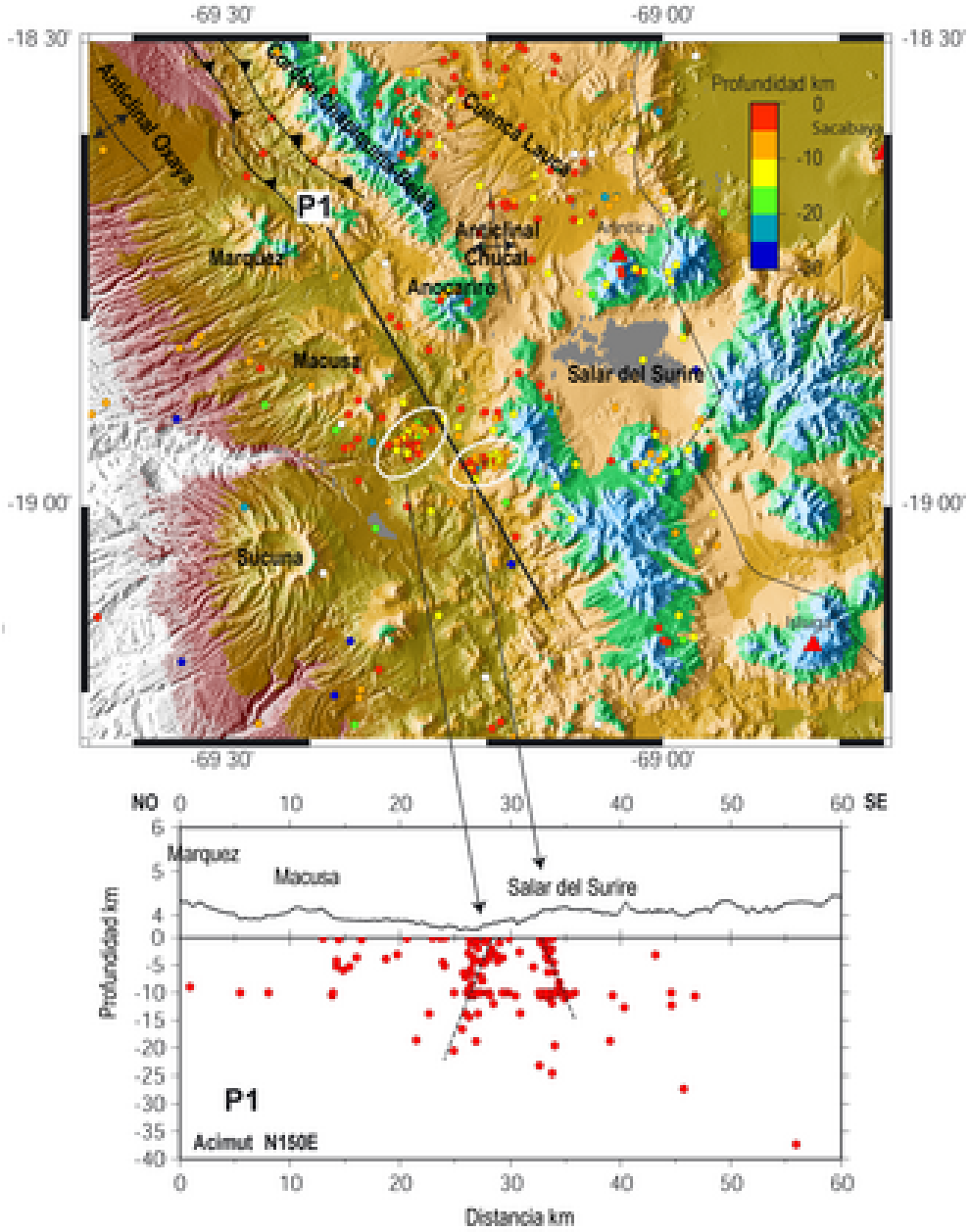


Figura 4.7: *Enjambres sísmicos entre 0 y 30 km de profundidad en la Pampa de Sucuna y su distribución en profundidad según el perfil P1 orientado NNW-SSE. El DEM tiene una resolución de 90 m, el color representa la altura. Las estructuras tectónicas representadas son de Riquelme [1998], García [2001], Pinto et al. [2004], Charrier et al. [2005].*

El enjambre de la Pampa Sucuna ocurre en un lugar bien particular, donde el alineamiento volcánico NE-SW constituido del Anocarire y del Arintica, interrumpe el cordón de Chapiquiña - Belén y donde el anticlinal de Oxaya desaparece [*García*, 2001] (figura 4.7).

Este enjambre de sismicidad que ocurrió en 2001 se constituye de dos núcleos orientados cada uno según un rumbo diferente, NE-SW para el núcleo más cercano al volcán Mioceno Macusa y E-W para el otro.

La distribución en profundidad de los microsismos, según el perfil P1 orientado NW-SE, sugiere que cada enjambre ocurre en una falla de alto ángulo con manteos opuestos. La cinemática asociada a esta sismicidad es desconocida ya que ningún mecanismo focal se pudo determinar en estos enjambres.

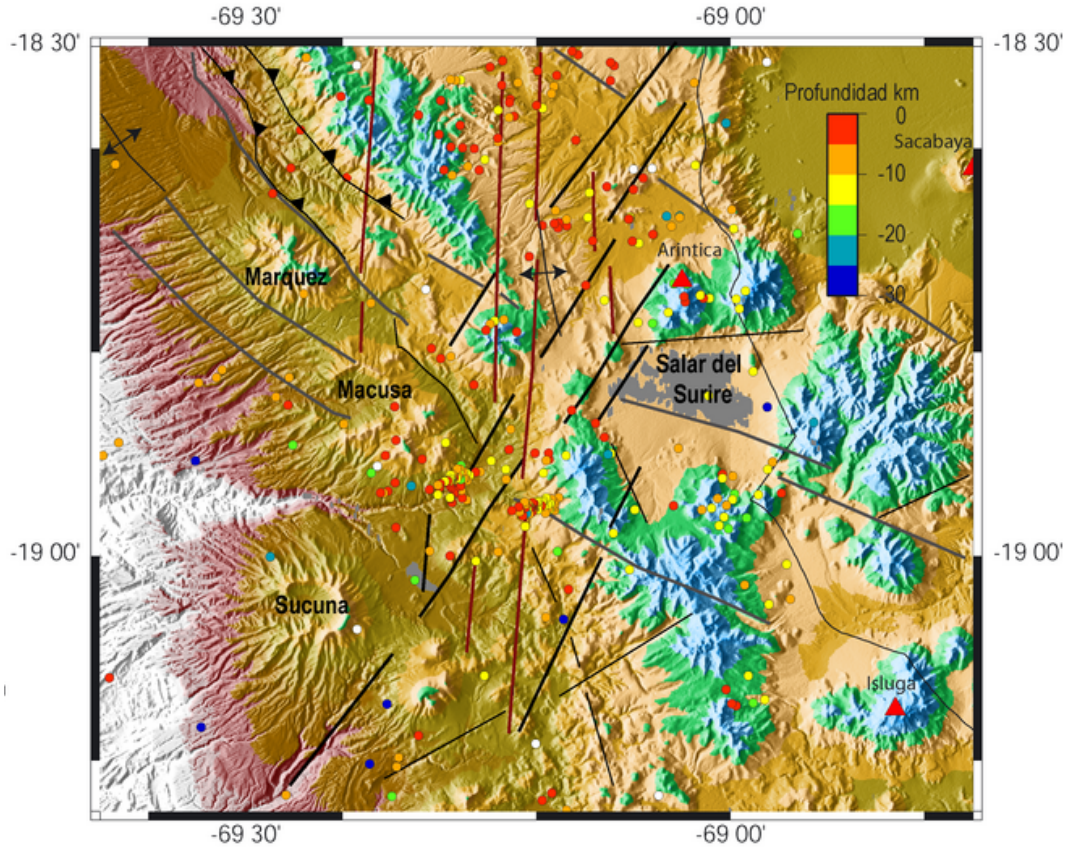


Figura 4.8: *Orientaciones preferenciales de las discontinuidades mayores del relieve cerca de los enjambres sísmicos de la Pampa de Sucuna. El DEM tiene una resolución de 90 m, el color corresponde a la altura. Las estructuras tectónicas representadas son de Riquelme [1998], García [2001], Pinto et al. [2004], Charrier et al. [2005]. El color de la micro-sismicidad corresponde a la profundidad entre 0 y 30 km.*

Al realizar una interpretación fotosatelital, se observan en la figura 4.8, tres orientaciones principales en las discontinuidades del relieve precordillerano que se describen a continuación:

- Se observan las discontinuidades asociadas al sistema estructural compresivo NNW-SSE conocido en esta zona (color cafe), constituido por el anticlinal de Chucal entre otros.
- Se observan las discontinuidades orientadas NNE-SSW (líneas negras), que corresponde a la dirección de distribución de un núcleo microsísmico.
- Se observa la dirección NW-SE (color gris) paralela al Sistema de Fallas Inversas a Vergencia Oeste de la Precordillera de Arica (WVTS) que se observa más al Norte.

Existen otras discontinuidades en el morfología de orientaciones E-W, pero son más tenues por lo que no se han remarcado en la figura 4.8.

Al analizar simultáneamente las figuras 4.7 y 4.8, se observa que los dos núcleos de microsismicidad descritos anteriormente ocurren donde las distintas discontinuidades se ”intersectan”.

Este conjunto de datos no permite definir claramente cuales son las estructuras activas y su cinemática asociada. Sin embargo, muestra que esta zona es sísmicamente activa y que se encuentran estructuras activas probablemente normales y de rumbo a especificar claramente en el fúturo.

4.2.3. Belén - Copaquilla - Tignámar: sistema de fallas Neógeno no activo sísmicamente

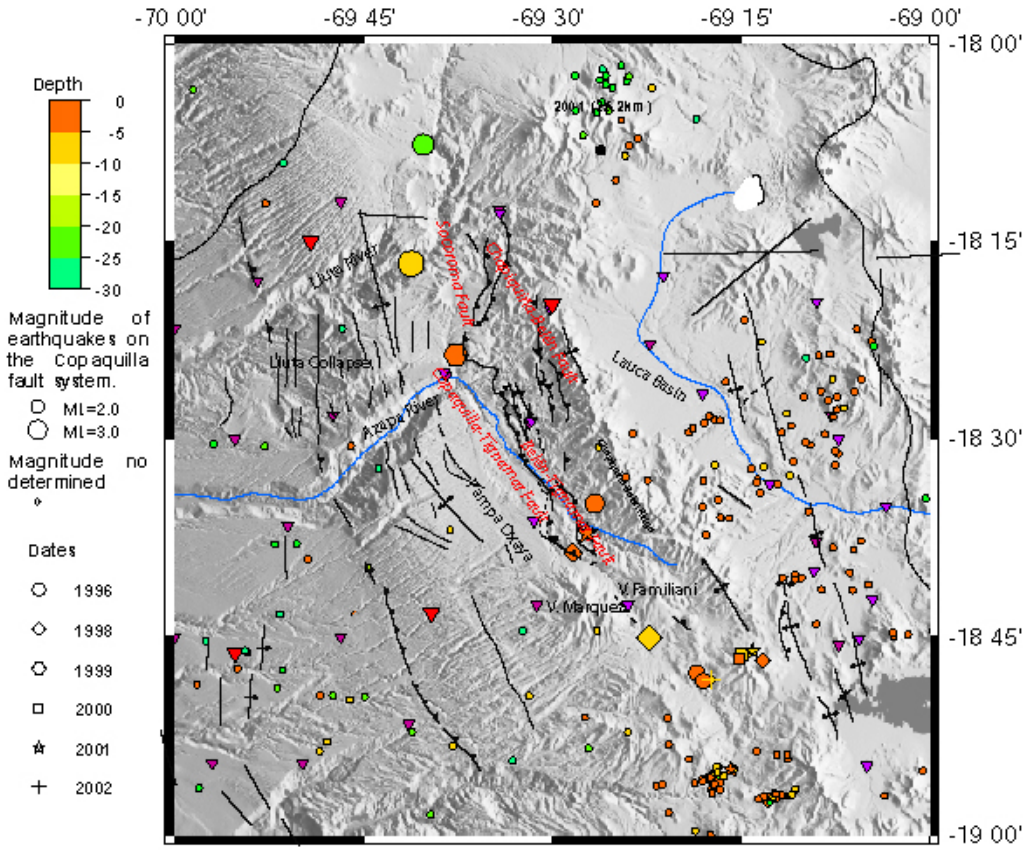


Figura 4.9: *Micro-sismicidad intracontinental entre 0 y 30 km de profundidad debajo del Sistema de Fallas Inversas de Vergencia Oeste (WVTS) del Cordón Chapiquiña - Belén, registrada por la red permanente RESISTE de Arica. Las estructuras específicadas son la falla Copaquilla-Tignamar, la falla Belén-Tignamar, la falla Chapiquiña-Belén y la falla Socoroma.*

En el Norte de Chile, entre 18,5°S y 21°S, el Sistema de Fallas Inversas de Vergencia Oeste (WVTS) [*Muñoz and Charrier*, 1996, *García et al.*, 1996, *García*, 2001] corresponde al rasgo estructural mayor de la Precordillera entre el arco volcánico y la Depresión Central según estos autores. Este sistema habría permitido el acomodo del ante-arco durante el alzamiento del Altiplano. Su descripción ha sido detallada en el capítulo 3, Marco Geodinámico del Codo de

Arica, en el párafo 2.2.3.2.

La actividad actual de este sistema es difícil a determinar ya que, ni el trabajo en terreno, ni el estudio fotogeológico, permitieron detectar evidencias claras de movimientos recientes.

Como la muestra la figura 4.9, la sismicidad cortical (entre 0 y 30 km de profundidad) que ocurre debajo del Sistema de Fallas Inversas a Vergencia Oeste de la Precordillera de Arica (WVTS) es muy escasa.

En efecto, un evento sísmico superficial (entre 0 y 10 km de profundidad) por año ocurre debajo del WVTS. No ocurrió ningún micro-sismo en 7 años debajo del Anticlinal de Oxaya y de la falla Ausipar que marcan fuertemente la topografía y que serían inactivas según su edad geológica. 4 sismos corticales ocurrieron debajo de la falla Belén-Tignamar (probablemente inactiva) y de la falla Copaquilla-Tignámar (probablemente activa).

En la figura 4.9, se observa también que en 2001 ningún sismo cortical ocurrió debajo del WVTS, se concentra preferencialmente en el arco volcánico al Este del WVTS y no describe el rumbo del sistema.

No se observa ningún enjambre sísmico, ni una distribución espacial micro-sísmica característica de una estructura tectónica. En los últimos 40 años de registro telesísmico, no se registró ningún sismo de magnitud superior a 3.0.
Se concluye que en la Precordillera del Norte de Chile, el Sistema de Fallas Inversas a Vergencia Oeste (WVTS) paralelo al margen chileno (NW-SE) presenta una escasa actividad sísmica en la ventana de tiempo observada.

Este resultado no significa que este sistema sea inactivo, sólo muestra que ha sido inactivo sísmicamente en los últimos 40 años de registro sísmico.

Por otro lado, no se han apreciado en terreno evidencias de actividad reciente, probablemente porque si es activo, su tasa de deformación es muy baja y las evidencias tenues.

Evidencias geológicas sugieren que la actividad post-Pliocena (2,7 Ma) del sistema WVTS se localiza en la falla Copaquilla - Tignamar y que esta falla podría estar activa aun cuando muy pocos eventos sísmicos han sido registrados en el periodo actual.

4.2.4. Incapuquio: sistema tectónico antiguo sísmicamente activo

En la Precordillera de la región de Moquegua (17°S) del Sur del Perú, el sistema de estructuras más conocido y estudiado ha sido el sistema transpresivo sinestral subvertical Incapuquio - Challaviento de rumbo NNW-SSE de edad Jurásica - Paleocena que exhumió los intrusivos del Grupo Cretácico - Paleoceno de Toquepala [*Jacay et al.*, 2002, *Sempere et al.*, 2004].

Este sistema sigue más al Norte con fallas reconocidas de alto-ángulo que presentan movimientos sobrepuestos normales, de rumbo y revertidos, pero con movimientos más recientes normales [*Sébrier et al.*, 1985, *Mercier et al.*, 1992].

El sistema de Incapuquio-Challaviento corresponde al rasgo tectónico mayor del Sur del Perú. Geomorfológicamente, su expresión es muy marcada en la topografía indicando que ha sido una estructura muy activa, geológicamente este sistema cabalga rocas Mesozoicas sobre Cenozóicas.

Su actividad actual es difícil a demostrar ya que, ni el trabajo en terreno, ni el estudio fotogeológico, permitieron detectar evidencias claras de movimientos recientes.

Sin embargo, el análisis detallado de la sismicidad alrededor de esta estructura muestra que un enjambre de eventos entre 0 y 15 km de profundidad se encuentra bajo la estructura principal del sistema Incapuquio con una distribución espacial que indica que la estructura es casi-vertical, con un leve manteo hacia el Norte.

En la figura 4.10 se presenta la falla Incapuquio, junto con otras estructuras conocidas de la zona y con los mecanismos focales determinados a partir de la distribución sobre la esfera focal de las polaridades de las ondas P.

De todos los eventos intracontinentales superficiales asociados a la falla Incapuquio, se determinaron tres mecanismos focales que corresponden cada uno a un enjambre sísmico localizado en la falla Incapuquio, se presentan a continuación:

> El mecanismo focal 3050232/0 corresponde a un evento que pertenece al núcleo sísmico que se encuentra sobre la falla Incapuquio en la zona de Mal-Paso donde el sistema Incapuquio desarrolla un ”push-up”, estructura rómbica y positiva en flor, caracterizada por cataclasitas y milonitas [*Pino*, 2003]. Este mecanismo focal es inverso y los planos nodales se orientan NNW-SSE con un manteo entre 30°y 60°aproximadamente.
>
> El mecanismo focal 1190307/8 corresponde a un evento del núcleo sísmico localizado sobre la falla Incapuquio cerca del pueblo Capillune. Este evento fue localizado a 8 km de profundidad y se asocia a un mecanismo focal normal con una muy leve componente de rumbo con un plano nodal vertical N-S y un plano nodal horizontal E-W.
>
> El mecanismo focal 3020732/4 corresponde a un evento de la parte occidental del sistema Incapuquio, donde se observan 3 eventos microsísmicos y un evento macrosísmico. Este mecanismo focal es de rumbo con una leve componente inversa, un plano nodal se encuentra vertical orientado NW-SE, el otro NNE-SSW manteando 30°E.

Los enjambres de sismicidad debajo de la estructura de Incapuquio indican que ha sido sísmicamente activa durante la campaña sismológica de 2003.

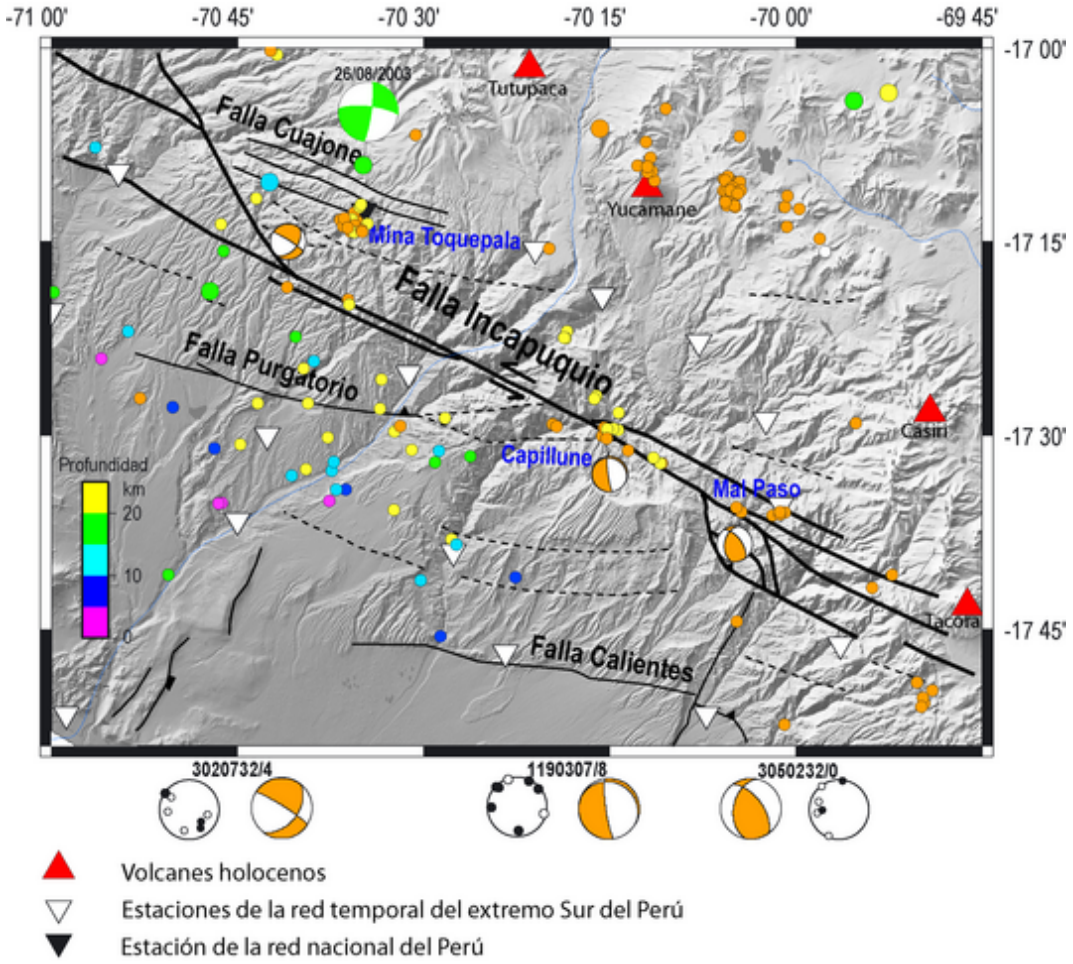


Figura 4.10: *Sismicidad intracontinental entre 0 y 25 km de profundidad bajo el sistema Incapuquio, y mapeo de la falla Incapuquio. Las fallas del sistema Incapuquio están ilustradas en negrilla. Las lineas segmentadas corresponden a lineamientos visibles en imágenes topográficas, pero no estudiadas. Los sismos registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998] están representados por círculo de tamaño grande, la microsismicidad por círculos de tamaño mediano. Los mecanismos focales grandes son determinados por Harvard a partir de las formas de ondas, los mecanismos focales pequeños son determinados en este estudio a partir de las polaridades de la llegada impulsiva de la onda P. La distribución de las polaridades dentro de la esfera focal está especificada abajo junto con los mecanismos focales asociados. Los puntos negros de la esfera focal son las polaridades en compresión de la onda P, los puntos blancos las polaridades en dilatación. El color de los eventos sísmicos y de los mecanismos focales representan la profundidad.*

Los 3 mecanismos focales determinados indican cinemáticas distintas y orientaciones de planos nodales distintas.

Por un lado, el mecanismo focal 3050232/0 indica un movimiento inverso NW-SE.
Por otro lado, el mecanismo focal 1190307/8 indica un movimiento normal N-S; no se tomó en cuenta el plano nodal horizontal ya que la falla Incapuquio es una estructura de alto ángulo.
Finalmente, el mecanismo focal 3020732/4 indica un movimiento sinestral paralelo al sistema de Incapuquio. No se tomó en cuenta el posible movimiento dextral en la dirección NNE-SSW ya que la estructura de Incapuquio se orienta NW-SE.

El movimiento sinestral paralelo al sistema de Incapuquio es consistente con los movimientos conocidos antiguos de este sistema.
El movimiento inverso NW-SE es muy compatible con la orientación de las fallas inversas de la estructura rómbica y positiva en flor caracterizada por cataclasitas y milonitas en la región de Mal-Paso [*Pino*, 2003].
El movimiento normal N-S se encuentra en una ramificación de la estructura de Incapuquio y puede asociarse a una ruptura debida a esta complejidad, por lo tanto a la presencia de una falla secundaria presente en el sistema tectónico de Incapuquio que no ha sido aún descrita.

A pesar de la variedad de soluciones, estos resultados apuntan a que la estructura principal del sistema Incapuquio es activa micro-sísmicamente y sus movimientos actuales serían sinestrales.

Estos resultados concuerdan en que la estructura principal del sistema Incapuquio es transcurrente sinestral en el periodo actual, sin embargo, la componente vertical actual no ha sido evidenciada.

El evento sísmico que ocurrió el 26 de Agosto de 2003, Mw = 5,7, al Sur del volcán Tutupaca y al Norte de la estructura principal del sistema Incapuquio es el único sismo de magnitud Mw ≥ 5,0 en la Precordillera del Sur del Perú. Se ubica a 30 km de profundidad y está bien localizado pues tiene un error inferior a 4 km. Este evento se asocia a un mecanismo focal cuyos planos nodales indican por un lado un acimut casi E-W y un manteo casi vertical (manteando muy levemente hacia el Norte) con movimiento dextral y por otro lado un acimut caso N-S y un manteo casi vertical (manteando muy levemente hacia el Este). La falla asociada a este evento no ha sido descubierta, por lo tanto, puede ser o N-S sinestral o E-W dextral.

4.2.5. Purgatorio: falla sísmicamente activa con evidencias tectónicas

El sistema Incapuquio visto anteriormente es tan importante que muchas de sus ramificaciones estructurales constituyen fallas con una expresión en superficie muy marcada, como la falla Purgatorio, que entregó las evidencias más claras de su comportamiento actual, entre las fallas analizadas en el ante-arco del Codo de Arica.

Esta falla de 50 km de largo con un rumbo WNW-ESE produce escarpes y desplazamientos muy notables en la topografía, corta las terrazas en los valles y se asocia a la flexura de estratos sedimentarios de la Formación Moquegua B Oligocena, y de estratos ignimbríticos de la Formación Huaylillas Miocena Inferior.

Un plano de falla con estrías asociado a esta falla fue encontrado por *Sébrier et al.* [1985] en los Altos de Chulibaya al Sur del río Curibaya, para el que estos autores determinaron un rumbo

de 80°E a 120°E y un manteo o de 70° hacia el Sur con indicaciones de movimientos recientes normales. Las evidencias observadas por *Sébrier et al.* [1985] muestran una historia compleja de movimiento, con movimientos laterales dextrales y movimientos verticales hacia el Norte y hacia el Sur con una tasa de deslizamiento de 0,25 mm/año para esta estructura, el más reciente sería normal.

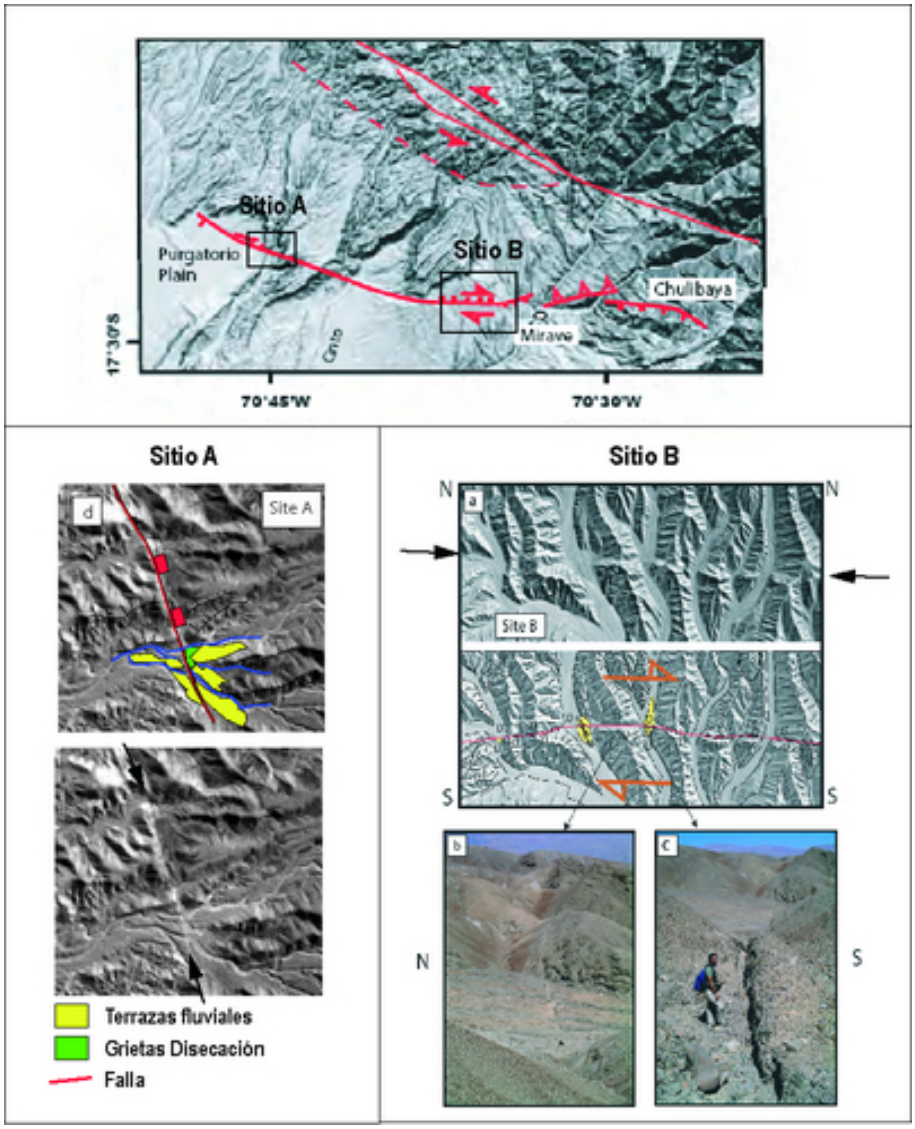


Figura 4.11: *Evidencias morfológicas de movimientos recientes normales y dextrales en la falla Purgatorio. (A) Imágen ASTER mostrando la geometría en planta de la falla Purgatorio y la ubicación de los sitios A y B. En el sitio A la falla es de rumbo N110°E manteando hacia el Norte, en el sitio B, la falla es de rumbo E-W y vertical. (B) Sitio A: Foto aérea indicando la ruptura de la falla Purgatorio en superficie y el movimiento normal inferido por las observaciones de terreno. La zona verde corresponde a la zona de grietas de disecación. (C) Sitio B: Foto aérea (a) y foto de terreno (b) indicando la ruptura de la falla Purgatorio en superficie. La foto aérea (a) muestra el desplazamiento lateral de las barras sedimentarias en los valles (color amarillo), la foto de terreno (b) el rechazo vertical. D significa Down (bloque que baja). U significa uplift, (bloque que sube). La foto de terreno (d) muestro el plano de falla donde se tomó lq estía. La línea negra y roja representa donde pasa la falla Purgatorio.*

En el sitio A de la figura 4.11, las barras sedimentarias del canal están cortadas y desplazadas. Al

Norte de la falla, se observan grietas de desicación debidas al estancamiento de las aguas atrapadas por el rechazo de la falla. Se encontró un plano de falla dentro de una trinchera realizada para la mina Toquepala, con una falla normal manteando hacia el Norte, desplazando estratos sedimentarios de 80 cm aproximadamente. Por lo tanto, en el sitio A de la falla Purgatorio, se encontraron movimientos normales, pero no se evidenciaron movimientos dextrales.

En el sitio B, el análisis detallado de las terrazas cortadas por la falla Purgatorio dentro de los valles (figuras 4.11 y 4.12) indica movimientos normales y dextrales a lo largo de un plano casi vertical, manteando levemente hacia el Norte, orientado N100°E.

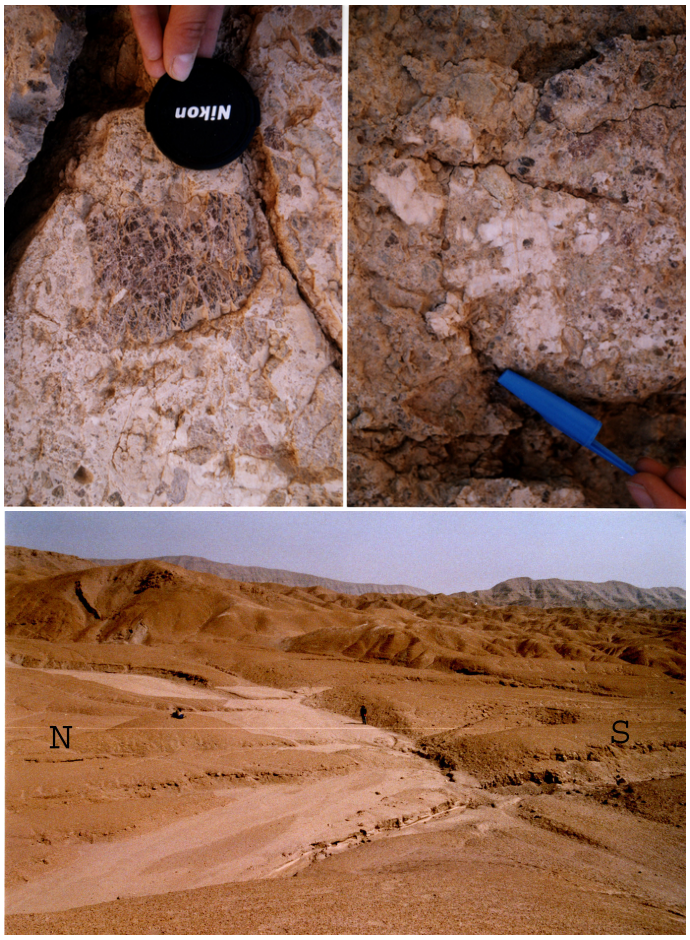


Figura 4.12: *Cataclasitas y estría de un plano de la falla Purgatorio, N100°E, 90°, 8°E y rechazos de la falla en los valles del sitio B.*

Como se aprecia en la figura 4.12 que muestra fotos de terreno del sitio B, las barras sedimentarias del canal cortadas por la falla presentan un rechazo de 50 a 100 cm, el bloque Norte se encuentra más bajo que el bloque Sur. En un plano de falla estriado, se midió un rumbo de N100°E, un manteo de 90°y una estría de 8°E, se determinó un movimiento dextral casi puro con una muy leve componente normal.

Actualmente, la estructura casi vertical de Purgatorio es sísmicamente activa, con focos ubicados principalmente entre 0 y 15 km de profundidad y que se profundizan hacia el Norte y hacia

el Sur (figura 4.13). La falla Purgatorio podría corresponder en superficie a la terminación de la sismicidad que se ”conecta” a la subducción.

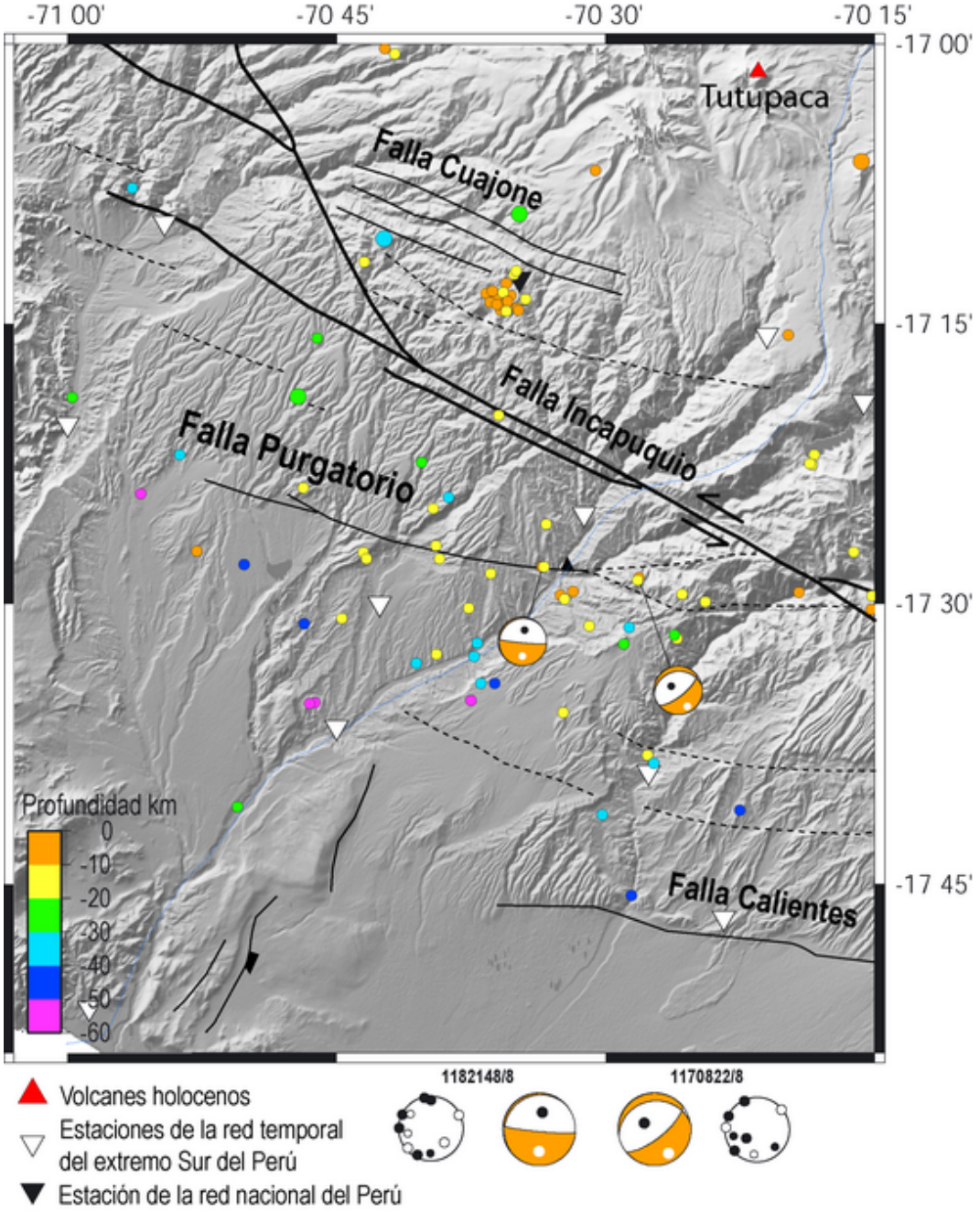


Figura 4.13: *Sismicidad intracontinental entre 0 y 60 km de profundidad bajo la falla Purgatorio y mapeo tectónico. Los sismos registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998] están representados por círculo de tamaño grande, la microsismicidad por círculos de tamaño pequeño. Los mecanismos focales grandes son determinados por Harvard a partir de las formas de ondas, los mecanismos focales pequeños son determinados en este estudio a partir de las polaridades de la llegada impulsiva de la onda P. La distribución de las polaridades dentro de la esfera focal está especificada abajo junto con los mecanismos focales asociados. Los puntos negros de la esfera focal son las polaridades en compresión de la onda P, los puntos blancos las polaridades en dilatación. El color de los eventos sísmicos y de los mecanismos focales representan la profundidad. Las estructuras indicadas por lineas segmentadas corresponden a lineamientos visibles en imágenes topográficas, vistas en terreno, pero no estudiadas.*

De todos los eventos, se determinaron dos mecanismos focales por el número excepcional de polaridades.

El mecanismo focal 1170882/8 se ubica sobre la falla vista por *Sébrier et al.* [1985] y el plano nodal más vertical concuerda con sus resultados ya que indica una falla normal pura manteando hacia el Sur.

El mecanismo focal 1182148/8 que se ubica en el sitio B, indica también un movimiento normal, pero si el plano de falla es el plano nodal más vertical, entonces el bloque Norte sube y el Sur baja. Este mecanismo focal indica movimientos normales verticales, pero no movimientos dextrales como se apreció en terreno.

Las evidencias no permiten discriminar si los últimos movimientos de la falla Purgatorio han sido dextrales, normales o ambos juntos.

Si la falla Purgatorio es dextral, dado las orientaciones de las fallas Incapuquio y Purgatorio y el hecho que tienen sentido de desplazamiento opuesto (dextral y sinestral repectivamente), estas dos fallas son o incompatibles cinemáticamente o estos movimientos ocurren a distintas edades. Si los últimos movimientos de la falla Purgatorio fuesen normales, serían compatibles con la cinemática de la falla Incapuquio. Por lo tanto si la falla Incapuquio es sinestral y la falla Purgatorio normal, estas cinemáticas junto con la geometría de las fallas son compatibles con un acortamiento E-W.

4.2.6. Sama - Chuschusco - Calientes

Este sistema también representa una ramificación del sistema estructural de Incapuquio. El sistema de Sama está asociado en el Neógeno a fallas inversas y pliegues por propagación de falla, evidencias cuaternarias muestran que este sistema inverso afecta terrazas aluviales en los ríos.

4.2.6.1. Artículo: Geomorphic evidences of recent tectonic activity : forearc, Southern Peru

Este artículo resume e ilustra las evidencias geomorfológicas encontradas respecto a la actividad de las fallas del ante-arco del Sur del Perú. Mi contribución a este trabajo se basa en mis observaciones de terreno, el estudio fotogeológico previo y posterior a los terrenos y las discusiones respecto a las observaciones e interpretaciones.

GEOMORPHIC EVIDENCES OF RECENT TECTONIC ACTIVITY IN THE FOREARC, SOUTHERN PERU

Laurence AUDIN[1], Claire DAVID[2], Sarah HALL[3], Daniel FARBER[4] and Gerard HÉRAIL[5]

[1] LMTG - UMR5563, CNRS/ IRD/ Université Toulouse 3., Casilla 18-1209, Lima 18, Peru
[2] DGF- IRD, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile
[3] Earth Sciences, UCSC, 1156 High St., Santa Cruz, CA 95064 USA
[4] Lawrence Livermore National Lab, MS L-201, PO Box 808, Livermore, CA 94551
[5] LMTG - UMR5563, CNRS/ IRD/ Université Toulouse 3., Casilla 53390, correo central, Santiago, Chile

ABSTRACT

As the Andean forearc is not concentrating as much tectonic shortening as the foreland (since Middle Miocene) and as GPS measurements can not inform on the long-term deformation but rather describe the elastic response of the Andean forearc (Nazca-South American convergence), little is known about the active deformation in the Central Andes Pacific lowlands. However, geomorphic evidences of recent tectonic activity are observed from the Coastal Cordillera to the piedmont of the Western Cordillera. In this paper we analyze this Quaternary tectonic activity in the southern Peruvian forearc, from 17°S to 18°30'S. Examination of aerial photographs and satellite data, and focused field work not only confirms that there is recent tectonic activity but also has revealed the presence of additional active structures that should be taken into account in the description of Andean deformation. In response to active tectonics, these tectonic structures affected very young terraces and Quaternary pediments in the southern Peruvian forearc. We discuss some of the strong geomorphic signatures, such as active fault traces, scarplets, sag ponds, river terraces and some major and minor landslides, which are indicative of active tectonics in this area. Mapping of fault trace geometry and identifying recent surface offsets are used to determine the key places where active tectonics can be involved in the deformation of the forearc, either through normal faulting, strike-slip faults or thrust faults. Among those major tectonic features, some are likely due to seismic crustal activity (along the ongoing Andean tectonic processes) and some to relaxation processes of the stress imposed on the outer forearc area after each major subduction earthquakes.

Keywords: *Southern Perú, forearc, active tectonics, geomorphic features.*

RESUMEN: *Evidencias geomórficas de actividad tectónica reciente en el Antearco Perú sur.*

Debido a que el antearco andino no está concentrando tanto acortamiento como el antepaís (desde el Mioceno Medio) y como las mediciones de GPS no pueden dar información de la deformación de largo plazo sino que más bien describe la respuesta elástica del anteraco andino (a la convergencia entre Nazca y Sudamérica), poco se sabe acerca de la deformación activa en las tierras bajas pacíficas de los Andes Centrales. Sin embargo, evidencias geomórficas de la actividad tectónica reciente son observadas desde la Cordillera de la Costa hasta el pidemonte de la Cordilera Occidental. En este trabajo analizaremos la actividad tectónica cuaternaria en el antearco del sur del Perú, desde los 17°S a los 18°30'S. La examinación de fotografías aéreas y datos satelitales, y trabajo de campo enfocado no sólo confirma que hay actividad tectónica reciente, sino que también ha revelado la presencia de estructuras activas adicionales que deberían tenerse en cuenta en la descripción de la deformación andina. En respuesta a la tectónica activa, estas estructuras tectónicas afectaron a terrazas muy jóvenes y a pedimentos cuaternarios en el antearco del sur del Perú. Se discuten algunas de las fuertes señales geomórficas, tales como trazas de fallas activas, escarpas, *sag ponds*, terrazas fluviales y algunos deslizamientos mayores y menores, los cuales son indicativos de la tectónica activa del área. El mapeo de la geometría de las trazas de falla y la identificación de dislocaciones en superficies recientes son usadas para determinar loslugares clave donde la tectónica activa está involucrada en la deformación del anteraco, ya sea a través de fallas normales, de desplazmiento de rumbo o corrimientos. Entre estos rasgos tectónicos mayores, algunos son aparentemente debidos a actividad sísmica cortical (como parte de los procesos andinos activos) y otros a procesos de relajación de los esfuerzos impuestos en el sector externo del antearco después de cada terremoto de subducción mayor.

Palabras clave: *Sur del Perú, antearco, tectónica activa, rasgos geomórficos.*

INTRODUCTION

The curved shape of the Central Andean orogen associated with the Bolivian Orocline exhibits a striking bilateral symmetry considering the underlying Wadati-Benioff zone and the topography (Gephart 1994). Tectonic activity and geomorphology in the forearc however vary along the margin from the northern side of the Arica Elbow in Peru to the southern side, in Chile. Emplacement of relief in the modern Central Andes occurred mostly during the Late Cenozoic (Isacks 1988, García and Hérail 2005; Von Rotz *et al.* 2005) when the shortening jumped eastward to the backarc region. The Andean orogen globally has evolved since the Mesozoic through Neogene. While northern Chile is the site of ongoing tectonic studies on active deformation processes (Muñoz and Charrier 1996, Gonzalez *et al.* 2003, Audin *et al.* 2003, Worner *et al.* 2002, Soto *et al.* 2005), the forearc in southern Peru has not been the

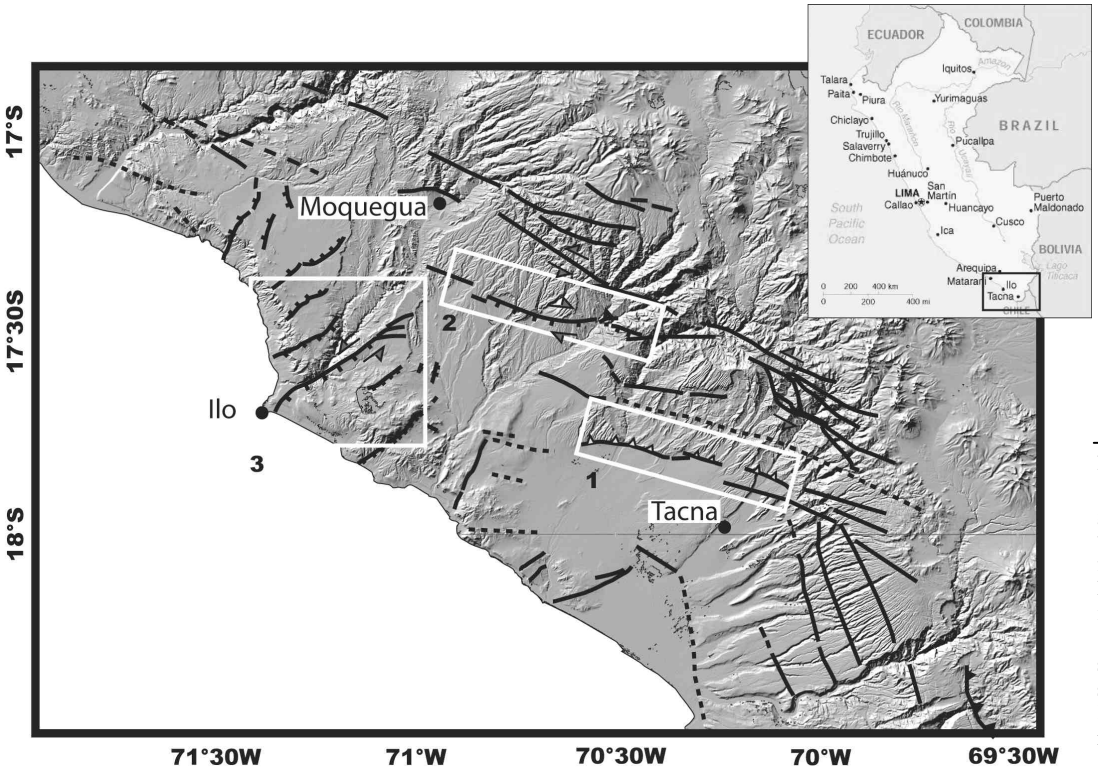


Figure 1: Mosaic of SRTM topographic images , northern part of the Bolivian Orocline, forearc of southern Peru: Large-scale morphotectonic map of the forearc in Southern Peru. Inset shows the location of studied area. Interpretation outlining main strands of Quaternary active faults.

site of neotectonic studies since the 1980's (Macharé *et al.* 1982, Sébrier *et al.* 1985, Ortlieb *et al.* 1996). The Andean forearc in southern Peru is comprised of three different morphological zones from East to West: the coastal cordillera, an NS elongated basin (the central valley) and the piedmont of the Western Cordillera. The whole region was the site of contractional, strike-slip and extensional deformation episodes from Late Miocene to Pleistocene (Sébrier *et al.* 1985, Semperé *et al.* 2002).

The Western Cordillera in the forearc of Southern Peru is constitued by a NW-SE range bounded by faults systems (one is known as the Incapuquio fault system) of which, the kinematics have not been explored (Fig. 1). The coastal cordillera is composed of by crystalline basement rocks (Cobbings *et al.* 1977) and affected by a system a normal faults trending perpendicularly to the coast (Audin et al. submitted; Fig. 1). The Coastal Cordillera is absent at the Peru/Chile border, appears 60km north of the border and runs in a NE direction, parallel to the western cordillera and the coastline, forming the western topographic boundary of the central valley. The Central Valley is a NS elongated basin that runs parallel to the Coastal Cordillera and the Western Cordillera. Miocene deformation led to a narrow, elongated basin. Deposits in the Central Valley and lowlands include multiple large alluvial fans issued from Andean Range erosion since the Eocene-Oligocene diachroneously. Much of those volcano-clastic deposits are part of the Moquegua Formation, that correspond to four major episodes of erosion (Semperé *et al.* 2004). The more recent deposits belong to the Moquegua D Formation (14-9Ma, Semperé *et al.* 2004) and Quaternary recent alluvial fans, alluvial terraces and pediments. Erosion prevailed largely since 2.7 Ma (Semperé *et al.* 2004). All the ages comes from interbedded ignimbrites and discontinuities analysis in the whole Moquegua Formation. In Chile, the development of frontal thrust developped topographic highs in the Central depression along the Western Cordillera (García and Hérail 2005) but in Peru it seems that other processes are involved in the building of the topography (Jacay *et al.* 2002).

The piedmont of the Western Cordillera in its lower parts and the central basin are exposed to low denudation due to the extremely dry climate, which has persisted for at least 5 Ma. As the arid climate allows for the preservation of geomorphologic evidence of tectonic deformation in the forearc of Southern Peru and Northern Chile, this study is based on field work and air photo analysis.

TECTONIC SETTING

The tectonic activity that produced the present relief in Central Andes is known, as a whole, to begin during the Miocene and to have accelerated during the Neogene (Dalmayrac *et al.* 1980, Sébrier *et al.* 1985), even if no detailed study focused on the tectonic structures themselves. The forearc area has maintained at least since at least the Eocene the same morphology as the present day one (Macharé and Ortlieb 1992). The piedmont makes up the eastern border of the closed desertic basin. Piedmont stratigraphy consists of weathered granite and volcanic bedrock overlain by 100 -1000m of Miocene and Pliocene basins and distal piedmont sediments that grade upward into poorly sorted gravel to alluvial-fan units of

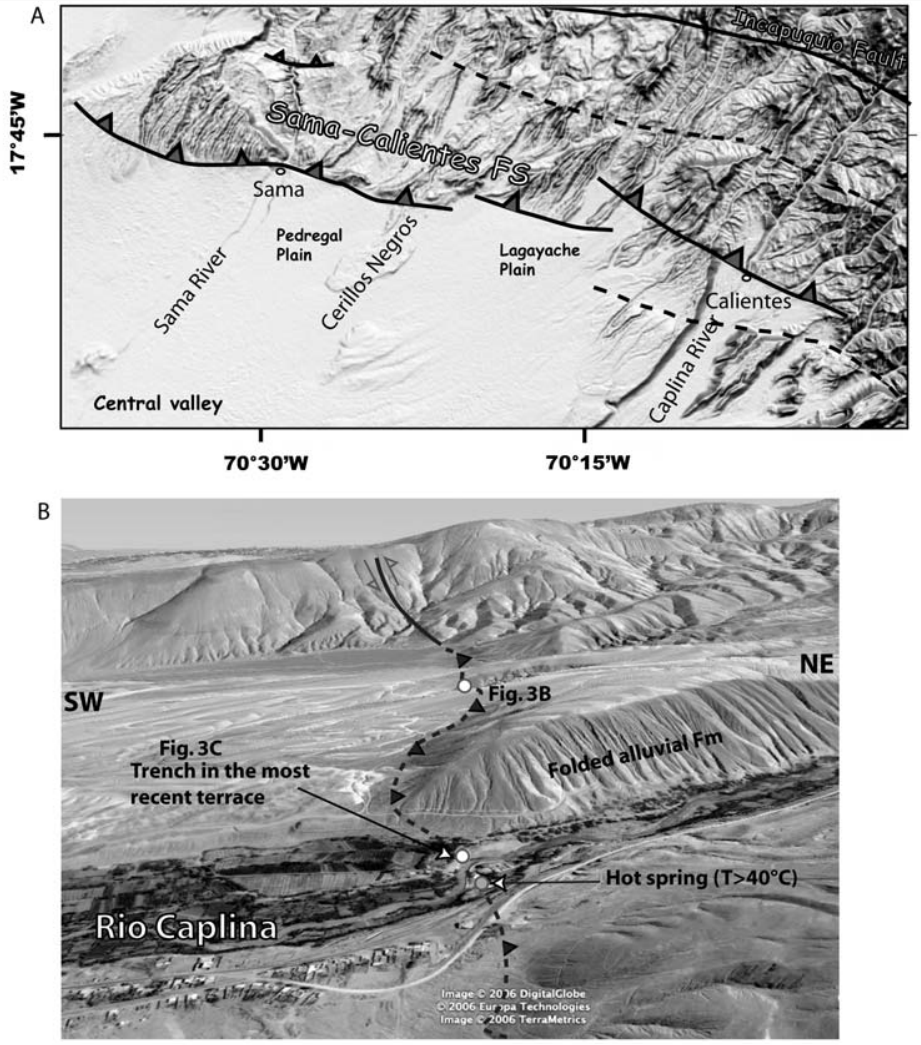


Figure 2: Shaded-relief image of 30 m spaced digital elevation model (DEM derived from SRTM data) from Sama Calientes Fault zone. Zone 1 on Fig. 1. Fault traces deduced from field and topographic surfaces traces.

Quaternary age. Structures with a northwest trend are prominent within the Incapuquio fault system (Jacay *et al.* 2002). Normal faults, fault-related folds, thrust faults with similar geometries and strike-slip structures, exist west to the major oldest Incapuquio fault set but were not studied yet. The Incapuquio fault system extends over about 200km as series of various segments and shows a complicated history, mainly with left lateral movement during the Oligocene but again nothing was known about its present day activity (Jacay *et al.* 2002). The SRTM DEM and aerial photography analysis indicates a very strong, straight and well delineated fault trace, which cuts through various relief, bedrock, and alluvial deposits. Recent studies issued from the installation of local temporal seismic network (David *et al.* 2004) indicates that crustal seismicty showing magnitude is located right on Incapuquio fault system up from Tacna and thus strongly suggest that this morphologic signature is due to ongoing tectonic activity of this old fault system. All of those observations suggest a near vertical fault reaching the surface, which is also typical of strike-slip deformation. Two type examples of fault segment associated with the Incapuquio fault system are discussed here with the Sama-Calientes fault zone and the Purgatorio fault. The coastal tectonic structures that can be observed in the morphology are trending northeast and are associated essentially with normal faulting: we will focus in this zone on the Chololo fault system.

GEOMORPHIC MARKERS OF DEFORMATION

The relationship between active faulting and the offset of recent alluvial surfaces or stream terraces has been successfully used to identifying active faults systems (Gaudemer *et al.* 1989, Jackson *et al.* 1996, Audin *et al.* 2003). This paper documents morphologic offsets and evaluates the potential tectonic activity at 3 sites (Fig. 1) where streams and terraces are developed along the piedmont of the western Cordillera or along the coastal area. Analysis of aerial photos, SRTM DEM and satellite

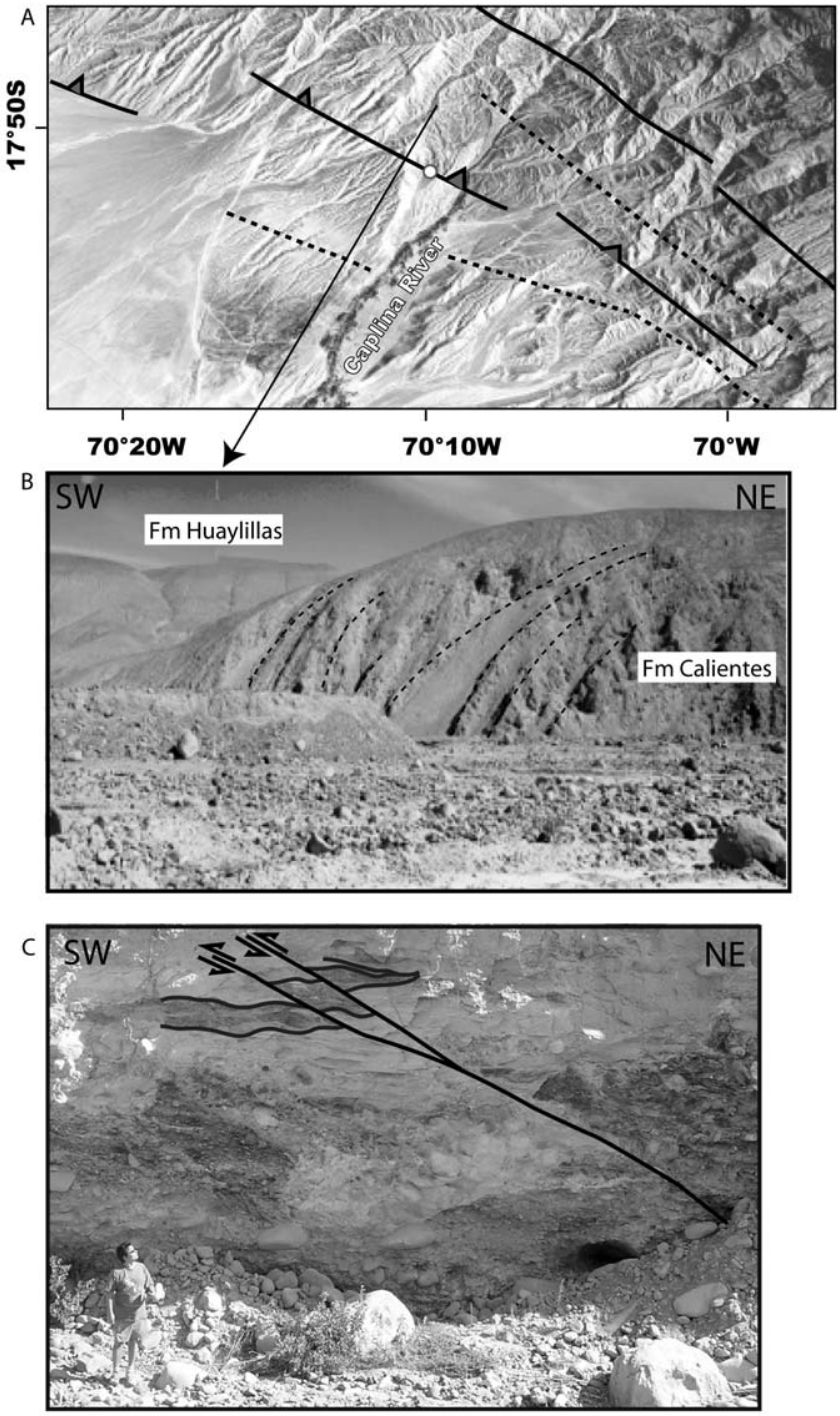


Figure 3: ASTER image and field photography of Calientes Site. See Figs. 1 and 2 for locations.

images allows us to identify the strong geomorphic expressions of these faults, which offset both Tertiary formations and Quaternary-Recent deposits.

THE SAMA CALIENTES FAULT SYSTEM

Site 1 is located near the cities of Sama and Tacna at the very southern end of Peruvian forearc (Figs. 1 and 2). The observed tectonic morphology marks the base of the hill front, near the town of Calientes, upstream from Tacna in the Caplina Valley. It cuts as well through the active flood plain of the Caplina River (Fig. 2), forming a nice emergent thrust (Figs. 2 and 3) over kilometers, also associated to major flexures in the Huaylillas Formation (25-9 Ma, Roperch *et al.* 2006). At this location, one of the last surface ruptures can be observed within the youngest river terrace near the village of Calientes and also within the Pedregal Plain (Fig. 3). Active faults are likely to cut the surface of alluvial or fluvial terraces as well as other landform, but several aspects of terraces make them useful to study active tectonics, date the deformation for example. Alluvial terraces are mostly flat, and due to the local aridity in Southern Peru, it also represents an approximate geomorphic time marker (Rockwell *et al.* 1984, Hall *et al.* in press). As the fault cuts the last well developed Caplina river terrace, then faulting is known to postdate the age of that surface. The Sama-Calientes fault zone is related to southernmost part of the Incapuquio fault systems. This fault system provides evidences of structural control on the deposition of at least Upper Cenozoic sedimentation units (Flores *et al.* 2004) and in some case show nice folding of the Calientes Formation (Fig. 3). The fault trace is about 50 km-long with various segments en-echelon disposed. However no lateral offset of the major drainage can be observed (see the alignment of Quebrada Sama) and thus the en echelon disposition must be mainly due to some segmentation of the front thrust system.

From Calientes to Sama, the rupture deviates from a north west trend to a west north west trend. The trace of the fault here follows some flexures, folds and reverse faults which offset terraces in the active drainages (dry secondary rivers) or the sediments of the Pliocene Calientes Formation (Fig. 3), Moquegua units (Oligocene to Neogene) or Huaylillas Formation (Early Miocene, Figs. 4a and b). Folding of the Calientes Formation along the fault trace indicates post Pliocene activity of the Calientes fault segment (Fig. 3). A well preserved scarp is observed along the foothill of Pedregal Plain (Fig. 4a), which dips ste-

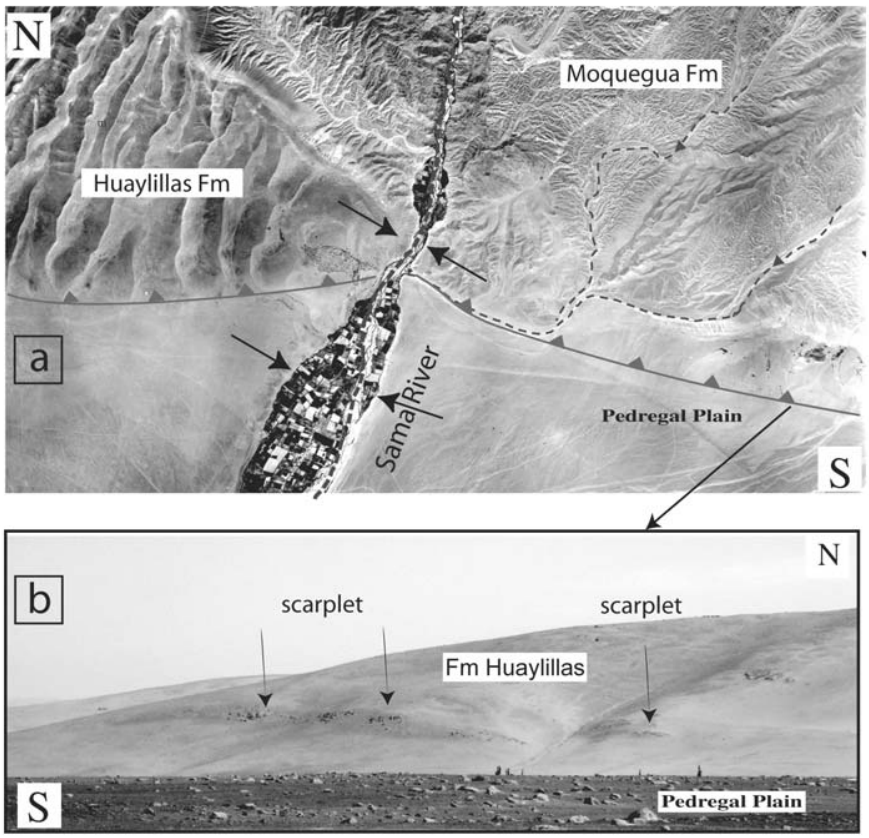


Figure 4: Aerial image. a) and field photography of Sama Area; b) with an example of the recent surface fault trace as a scarplet (b), river capture along the fault trace. The arrows show the scarp as a shadow visible along the active fault trace.

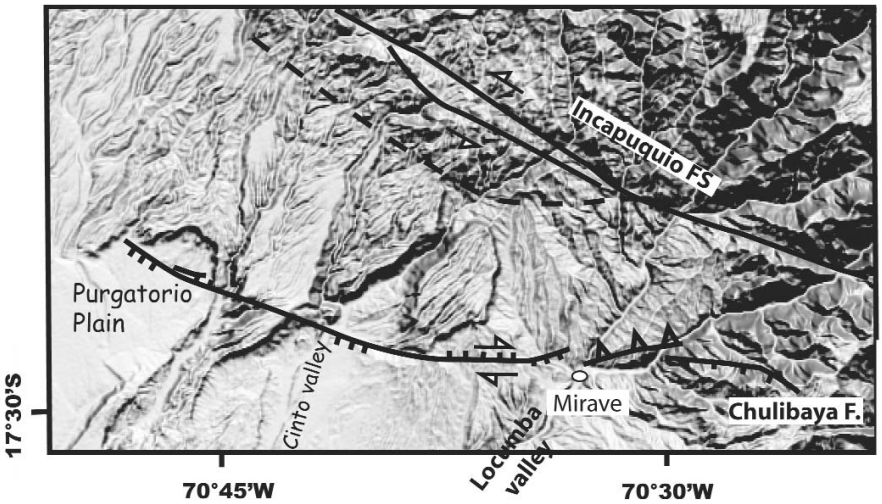


Figure 5: Shaded-relief image of 30 m spaced digital elevation model (DEM derived from SRTM data) from Purgatorio Fault zone. Zone 2 on Fig. 1.

eply to the south and affects the Huaylillas Formation. It is just barely followed through the Cerrillos Negros tongue of major rock avalanche coming from the Cerro Caquilluco giant landslide area uphill (Fig. 1). Some small landslides have occurred along the Sama fault segment east of Cerrillos Negros (Fig. 4c). The Sama river itself appears to be influenced as the associated alluvial plain is suddenly much larger to the south of the fault trace and much more incised to the north (Fig. 4a). Some dry valleys have been captured along the fault plane and mark the fault trace just east of the town of Sama (Fig. 4a). Over much of the length of the fault, the expression, in the form of recent scarps, appears and disappears from one plain to the other (Fig. 4b). When visible the scarp height is up to 1 to 2 meters. Last movement along the southern segment, the Calientes segment, occurred most probably in the last centuries as it's offsetting the active terrace of the Caplina river (Fig. 3a). A serie of colluvial wedges are observed along the fault trace itself cutting through the Holocene terrace and offsetting a serie of brown to white layers in a natural trench visible along the dry valley in Calientes town (Fig. 3c). The Sama Calientes fault is thus an emergent thrust.

THE PURGATORIO FAULT SYSTEM

Site 2 is located immediately east of the city of Moquegua, and lies at the piedmont of the western Peruvian cordillera. It is also part of the Incapuquio fault system. The fault trace can be followed as the southern rim of the relief. The eastern segment of the fault trends northwest while upon reaching the town of Mirave the rupture deviates from a northwest trend to an east-west trend. The fault is probably also associated with the previously mapped Chulibaya normal fault (Fig. 5, Sébrier *et al.* 1985) and to the emergent thrust lying west of the Purgatorio fault system, in Mirave. The Purgatorio fault system does not cut through the Locumba valley but follows it in its western end (Fig. 5). The fault trace can be identified at various scales from the Landsat satellite images and SRTM DEM, to aerial photographs and field work with outcrop scale (Figs. 5 and 6). It is most obviously observed in the discontinuous topography where the surface trace cuts the southward-flowing dry network of desert streams in Purgatorio and Cinto Plains (Fig. 5). Although the stream terraces had been documented previously by INGEMMET (1:100 000, Instituto Geológico Minero y

Metalúrgico del Perú) as Tertiary Moquegua Formation and Quaternary deposits, our work suggests the presence of various recent fluvial terraces issued from the reworking the Tertiary Moquegua Formations such as Holocene debris flows, coarse gravels and alluvial sandy-silty recent deposits (Fig. 6). Hall et al. (in press) obtain very recent ages based on cosmogenic dating of planation surfaces and alluvial terraces (from 92 1.6ka to 215 38.5ka). The Quaternary depositional terraces, rising 0.5-2m above the present stream-bed exist within the small valleys crossing the fault (Fig. 7). The EW scarp dissects the gravels and sandy terraces of the Pampa Purgatorio in its western end to Mirave and the Lower Moquegua Formation and conglomerates in its eastern end. Some sag ponds and really vertical scarps are observed along the fault trace (Figs. 6 and 7). East of Mirave some thrusting of the Toquepala Formation over the younger Moquegua Formation indicates some compression. In addition, during the 2001 subduction earthquake (Arequipa event, June 23rd, Mw = 8.4) these fault traces were associated with open cracks in the Purgatorio Plain. Ruptures were located along the pre-existing scarps that face southward and while they did not show reliable vertical offsets, they did exhibit open cracks of about 20-30 cm. The Purgatorio-Mirave fault offsets the present day surface deposits along the base of the major landslide and shows either down to the north or down to the south facing scarps about 2 meters high (Fig. 6). One of these scarps is fed by a large resurgence emerging from the talus slope at the foot of the scarp, permitting the development of vegetation in this extremely arid area. An intermittent resurgence is observed where those small trees typical of desertic environments are observed aligned with the fault trace (Site A, Fig. 6). This fault seems to show long-lived activity with diverse movements and a complicated history, from dextral strike-slip to normal faulting (down to the south and down to the north) movements. The streams and terraces in the western part of the fault system shows the more expressive dextral offset of each streams and its terraces (Site B, Fig. 7a). Some sag ponds and scarps are also observed sometimes indicating a normal dip slip recent movement (down to the north, Figs. 7b and c or to the south). But larger and older normal movements are also indicated by large vertical scarp dipping to the south, that also shows clear vertical striations. Aligned, narrow and linear valleys also mark the fault trace throughout the Cinto River that show some captured secondary streams (Figs. 6 and 7, Hall *et al.* in press). Just before Mirave village, the surface trace of the fault does not lie at the base of the range but north within the Moquegua formation, where the surface expression of the fault is narrowest and sharply defined. Offset streams are especially well preserved in this area (Fig. 7). The Purgatorio fault is thus a normal fault with a right lateral component.

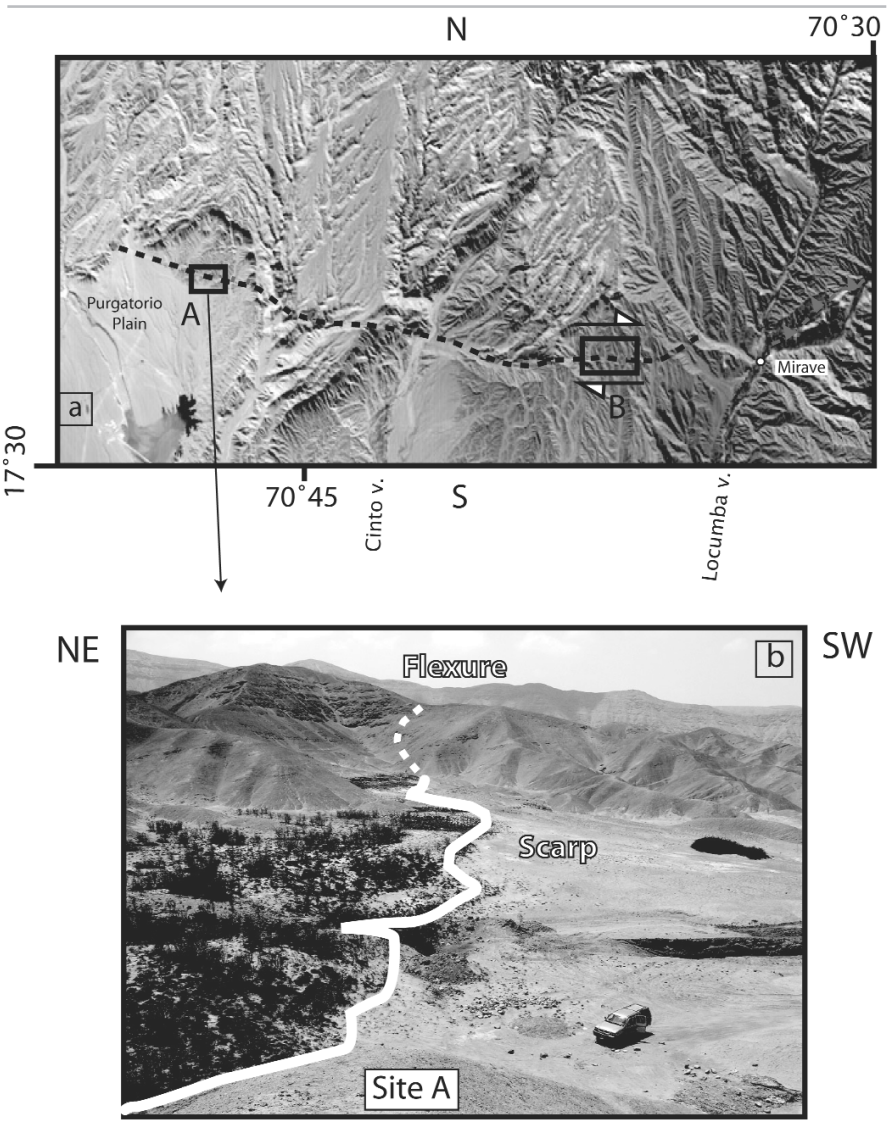


Figure 6: ASTER image and field photography of Purgatorio fault zone in Purgatorio Plain, Site A. View to northeast, along the fault trace, toward flexure zone developed into the Huaylillas Formation marked by aligned small trees and by vertical scarp.

THE CHOLOLO FAULT SYSTEM

Site 3 concerns a larger area of the Coastal Cordillera and the Ilo region. This region is characterized by large faults or fault systems that are easily observed on the SRTM DEM and Aster images (Figs. 8 and 9). This coastal area lies above the stretch of the subduction zone that has historically produced

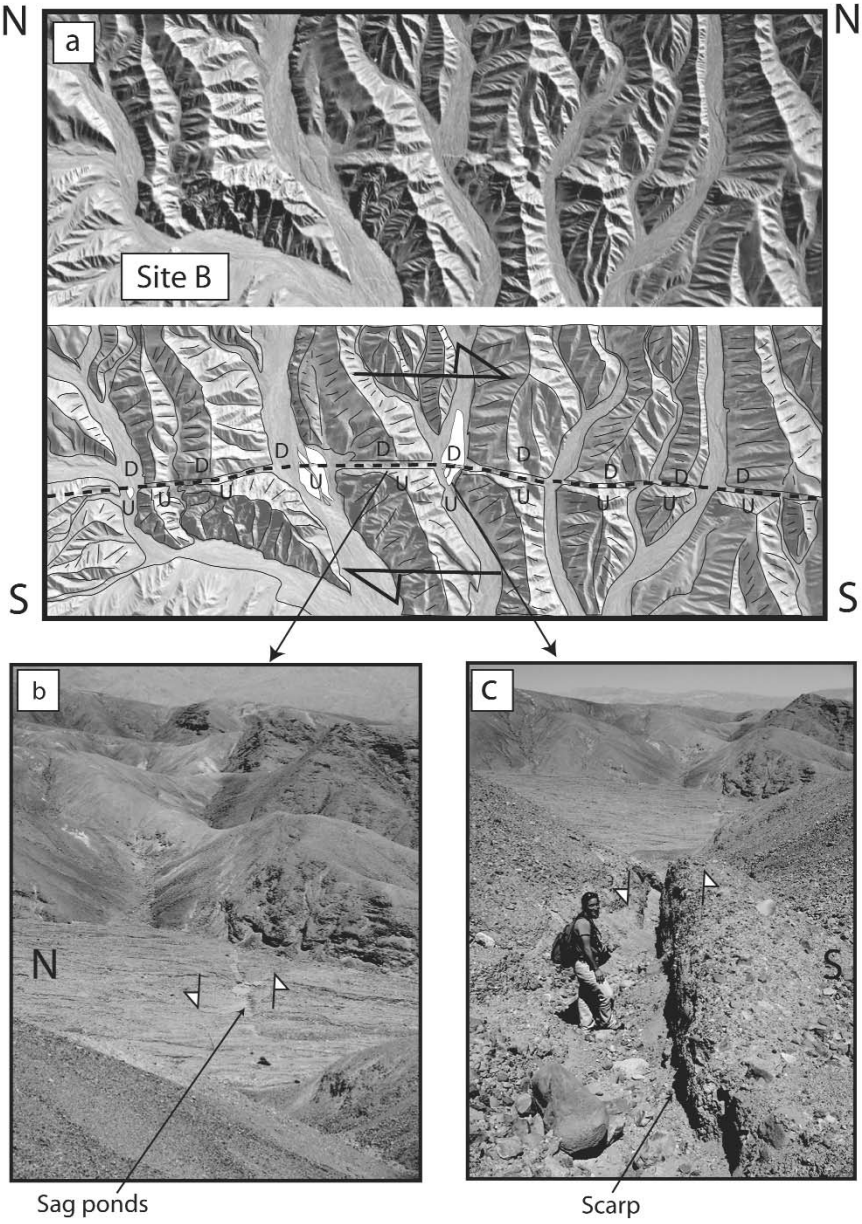


Figure 7: Map of fault traces and alluvial surfaces superimposed on aerial photography. Field photography of Purgatorio fault zone, Site B ; showing the vertical offset of Moquegua Formation and of the Quaternary alluvial fans inside the active channel (sag ponds and scarps). D: down. U: up.

major earthquakes (Mw = 8.4, June 23rd 2001 Arequipa event) and is thus the site of different deformation processes than sites 1 and 2. We will focus in this paper on the Chololo fault system that trends perpendicular to the coast from Ilo in the southeast to the valley of Moquegua river to the northwest. It consists of one main fault segment and secondary smaller sub-parallel faults. The fault strikes more or less to the northeast along a steep southeast facing wall. The Chololo fault system consists of various sub segments, the older and larger one being transtensional with major left lateral strike slip and normal movements and the smaller and lower ones showing normal movements (Fig. 10). The Chololo fault system as a whole has a surface trace of about 40 km from Punta Coles (Figs. 8 and 9) to the Panamericana to the north, eventually reaching Moquegua Valley. Some vertical offset of about 350 m is observed along the fault (Fig. 10) however, the more recent offsets along the fault show some left lateral strike slip motions of about 10 to 20 meters. The secondary segments show mainly normal offsets of 1 to 2 meters high (Fig. 11). The gentle triangular facets and the horizontal offset of the shallow gullies along the fault trace indicate some transtensional movements have occurred on this structure (Figs. 10 and 11). The top of the Cerro Chololo presents recent alluvial deposits that could be associated with the Last Moquegua sedimentary units or even more recent alluvium, , which suggest as much as 350 meters high vertical offset (Fig. 10). The normal scarps are facing to the southeast and offset either the bedrock at the piedmont or the recently active recent alluvial fans issued from the erosion of the major wall (probably due to the last historical large El Nino event). Additionally, some even more recent alluvial fans and eolian deposits are coalescing along the scarps at various sites along the fault trace. Near to the topographic profile line, offset ashes, most likely associated with the last Huaynaputina eruptions are observed along the scarp. It is typical fine grey ash (1,600 AD; de Silva and Zielinski 1998, Fig. 11). As the wind activity is really strong nowadays and that some of the last "El Niño" events are still in minds in Moquegua Valleys, it can be inferred that despite those, a really recent activity of Chololo fault system can be deduced from our observations. As in the case of the Purgatorio fault system, during the 2001 subduction earthquake the fault trace in Inalambrica Plain was underlined with open cracks. Ruptures were located along the pre-existing scarps and did not show reliable vertical offsets but rather open cracks of about 20-30 cm. Most of the houses aligned on this scarp, which corresponds to the southern horsetail termination of the Chololo fault in Punta Coles near Ilo, were destroyed during the earthquake. The Chololo fault is thus a normal fault with a left lateral component.

Numerous normal faults marks the coastal area north and south of the Chololo fault zone, which offset either the crystalline

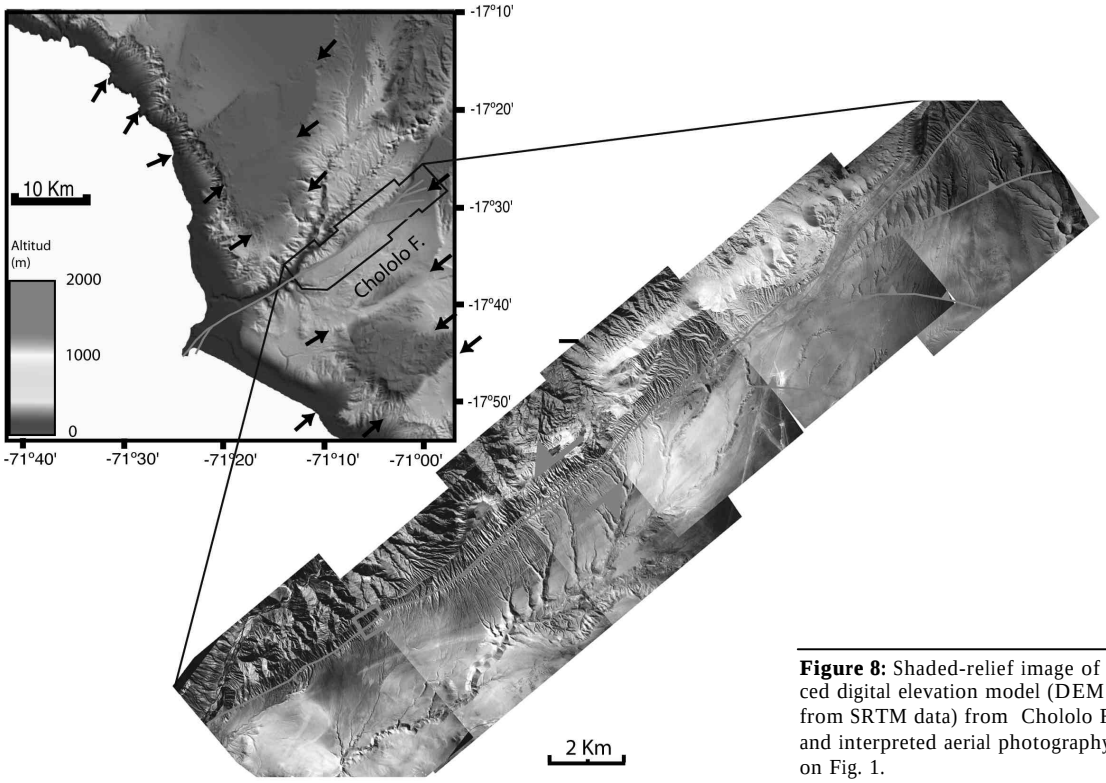


Figure 8: Shaded-relief image of 30 m spaced digital elevation model (DEM derived from SRTM data) from Cololo Fault system and interpreted aerial photography. Zone 3 on Fig. 1.

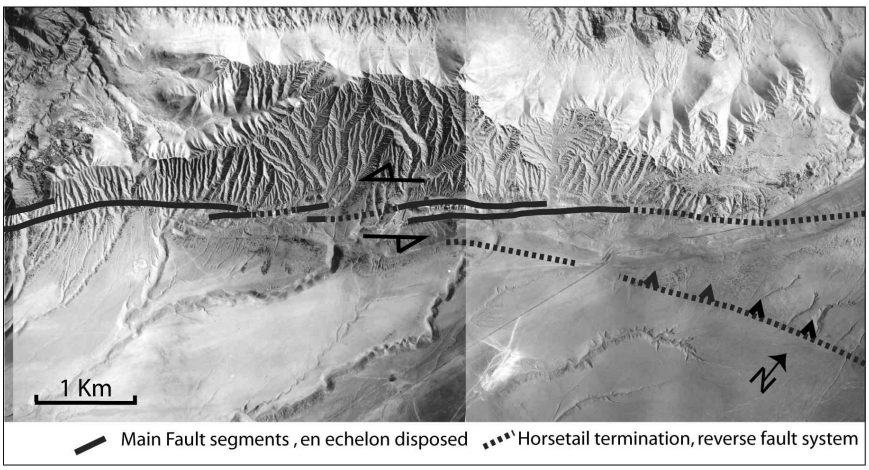


Figure 9: ASTER image and interpreted aerial photography of the central segment of the fault.

basement, the Neogene pediments or the Quaternary alluvial fans issuing from the hanging wall (Figs. 1 and 8).

DISCUSSION AND CONCLUSION

The purpose of this work is to show that prominent geomorphic markers exist along previously undescribed crustal fault systems in the forearc of southern Peru and present an abundance of evidence of recent tectonic activity. Some of these markers are robust enough to allow us to characterize the kinematics of movements along the faults, at least for the recent Quaternary period (Fig. 1). Deformation is comparatively small with the Andean uplift necessary to build the mountain range, while surface processes are a much weaker signal than the tectonic signal, with time they gently degrade traces of active tectonics possibly creating the segmented nature of the structures we observe in the forearc. We propose that despite the large degree of segmentation that is observed along the fault systems, this strongly suggest that some crustal seismic events can be expected to occur in this area of the Andean forearc. Many of these faults we have identified are capable of generating earthquakes, some small and local, others major and capable of impacting human activities. As already noted, these three fault systems show a complicated history of active surface deformation with reverse, strike-slip, and normal components on the same fault set (Fig. 1). Even if today we cannot calculate a recurrence interval, we can at least place bounds on this and we argue, that it should be less than historical times (~1000 yr). Recent studies based on cosmogenic dating show that Purgatorio fault system is cutting through. Moreover, both the piedmont of the Western Cordillera in its lower parts and the central basin experienced extremely low denudation rates, much of which is likely accommodated by mass movements trigge-

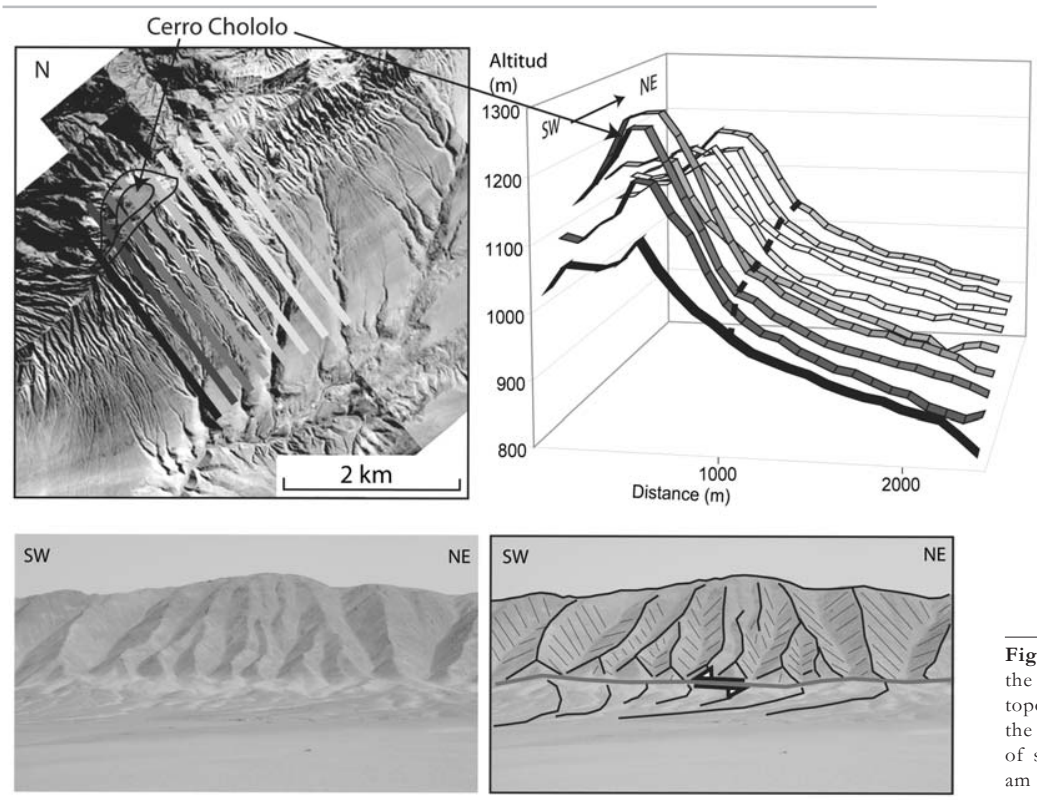


Figura 10: Aerial photography of the central segment of the fault and topographic profiles issued from the SRTM DEM. Field photography of some left lateral offset of a stream and hill set.

red by active tectonics (Fig. 1). Indeed the extremely dry climate does not participate to erosion processes due to those erosion processes.

In conclusion, the Quaternary tectonic deformation of the forearc in southern Peru, between 17-18º30'S, varies significantly along-strike from Moquegua to Tacna (Fig. 1). It is characterized by the reactivation of major older structures that formed during the previous tectonic episodes, probably during the Eocene. This region does not accommodate high tectonic displacements nor extension, despite documentation that the Neogene period corresponds to the mean surrection episode of the Andean range. The western cordillera piedmont is affected by either normal faults with lateral components or emergent thrust that belongs to the Incapuquio fault system. The coastal range is affected by a system a normal faults trending perpendicularly to the coast, which is comparable to northern Chile reverse or normal ones that are trending obliquely to the coast (Gonzalez *et al.* 2003, Allmendiger *et al.* 2005, Fig.1). These normal faults are especially frequent on the eastern border of the Central Valley and affecting the Coastal Cordillera crystalline formations. This fault set can be interpreted as progressive step faults, triggered by gravitational effects due to major subduction earthquakes (Fig. 1).

Sébrier *et al.* 1985 stated that the Pacific Lowlands were suffering NS extension since the Late Quaternary time; but we would precise this to be rather the case along the Coastal Cordillera. Indeed, either the seismic data or the geomorphic evidences of Quaternary tectonic activity indicate NS extension along the Coastal Cordillera (Fig. 1, Audin *et al.* in press).

Our morphological data suggest an interpretation that differs from the GPS measurements and models which report that no active deformation is observed in the forearc of southern Peru (Khazaradze and Klotz 2003). Although there is only one permanent GPS station; segmentation of the faults, small displacements and long recurrence times could be the origin of such observations. Paleomagnetic studies in the modern Chilean forearc have shown widespread rotations in Mesozoic-Paleogene rocks and no rotation in Neogene formations (Roperch *et al.* 2002). On the other hand, recent paleomagnetic results seem to favor an Oligocene age for the rotations in the southern Peruvian forearc, whereas rotations in northern Chile seem to be mainly Eocene or older as no rotation is recorded in Quaternary For-mations (Roperch *et al.* 2002, 2006, Von Rotz *et al.* 2005). This suggests that the timing of tectonic rotations also changes along-strike in the forearc. This may be also true for Neogene tectonic activity. We suggest that the southern Peruvian forearc presents more active tectonic structures than the northern Chilean forearc in general, but may be no difference in the deformation magnitude recorded along the reactivated structures. Another key factor of the along-strike change in tectonic morphology and activity may be the original shape of the South American margin along the Bolivian Orocline and respective obliquity to the subduction of the Nazca plate.

ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support was principally provided by IRD. This work also benefited from 'Programme Relief de la Terre' fundings.

LIST OF WORKS CITED IN THE TEXT

Allmendinger, R. W., Gonzalez G., Yu J., Hoke G. and Isacks B. 2005. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. Geological Society of America, Bulletin 117: 89-104.

Audin, L., Hérail, G,. Riquelme, R., Darrozes, J., Martinod, J. and Font, E. 2003. Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile. Journal of Quaternary Science 18(8): 681-694.

Audin, L., Lacan, P., Tavera, H. and Bondoux, F. 2006. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault system, crustal seismicity and geomorphic evidences of active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. Submitted to Tectonophysics.

Cobbing E.J., Ozard, J.M., Snelling, N.J 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. Geological Society of America, Bulletin 88(2): 241-246.

Dalmayrac, B., Laubacher, G. and Marocco, R. 1980. Géologie des Andes péruviennes, Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. ORSTOM, Travaux et Documents 122, 501 p., Paris.

David, C., Comte, D., Tavera, H., Audin, L. and Hérail, G. 2004. Crustal Seismicity and Recent Faults in Southern Peru, American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract.

De Silva, S.L and Zielinski, G.A. 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. Nature 393: 455-458.

Flores, A., Semperé, T. and Fornari, M. 2004. Síntesis actualizada de la estratigrafía del Cenozoico en el extremo sur del Perú. Extended abstract, 12° Congreso Peruano de Geología, Actas 444-447, Lima.

García, M. and Hérail, G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. Geomorphology 65: 279-300.

Gaudemer, Y., Tapponnier, P. and Turcotte, D.L. 1989. River offsets across strike-slip faults. Annae Tectonicae 3: 55-76.

Gephart J.W. 1994. Topography and subduction geometry in the Central Andes: Clues ti the mecanics of a non collisional orogen: Journal of Geophysical Research 99: 12279-12288.

Gonzalez, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A. and Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern

Chile. Journal of South American Earth Sciences 16: 321- 342.

Hall, S. R., Farber, D. L., Audin, L., Finkel, R. L. and Meriaux, A-S. 2006. Geochronology of pediment surfaces in Southern Peru: Implications for Quaternary deformation of the Andean forearc. Tectonophysics (in press).

INGEMMET 1979. Boletin de Moquegua 35-U. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú, Boletín 15-A, 1:100 000, Bellido E., 78 p.

Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, Journal of Geophysical Research 93: 3211- .

Jacay, J., Semperé, T., Husson, L. and Pino, A. 2002. Structural characteristics of the Incapuquio Fault System, southern Peru. Extended abstract, 5° International Symposium on Andean Geodynamics 319-321, Toulouse.

Jackson, J., Norris, R. and Youngson, J. 1996. The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. Journal of Structural Geolology 18: 217-234.

Khazaradze, G. and Klotz, J. 2003. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. Journal of Geophysical Research 108, doi:10.1029/2002JB001879.

Macharé, J. and Ortlieb, L. 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. Tectonophysics 205(1-3): 97-108.

Muñoz, N. and Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. Journal South American Earth Sciences 9(3-4): 171-181.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Dabrio, C. and Macharé, J. 1996. Pampa del Palo: an anomalous composite marine terrace on the uprising coast of southern Peru. Journal South American Earth Sciences 9(5-6): 367-379.

Roperch, P., Semperé T., Macedo, O., Arriagada C., Fornari, M., Tapa, C., Garcia, M. and Laj, C. 2006. Counterclockwise rotation of Late Eocene-Oligocene forearc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the Central Andes. Tectonics 25 TC3010, doi: 10.1029/2005TC001882.

Roperch, P., Fornari, M., Herail, G. and Parraguez, G. 2002. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. Journal of Geophysical Research 105: 795-820.

Rockwell, T.K., Keller, E.A., Clark, M.N. and Johnson, D.L. 1984. Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. Geological Society of America, Bulletin 95: 1466-1474.

Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G. and Carey-Gailhardis, E. 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru. Tectonics 4(7): 739-780.

Soto R., Martinod, J., Riquelme, R., Hérail G. and Audin, L. 2005. Using gemorphological markers to discriminate Neogene tectonic activity in the Precordillera of North Chilean forearc (24-25°S) Tectonophysics 411(1-4): 41-55.

Semperé T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas S. and Jiménez N. 2002. Late Permian - Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. Tectonophysics 345: 153-181.

Semperé, T., Fornari, M., Acosta, J., Flores, A., Jacay, J., Peña, D., Roperch, P. and Taipe, E. 2004. Estratigrafía, geocronología, paleogeografía y paleotectónica de los depósitos de antearco del sur del Perú. 12° Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, Sociadad Geológica del Perú.

Von Rotz R. , Schlunegger, F., Heller, F. and Villa, I. 2005. Age of relief growth in the Andes of northern Chile, Terra Nova 17(5): 462-471.

Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I. and Seyfried, H. 2002. Evolution of the West andean escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. Tectonophysics 345: 183-198.

Recibido: 30 de junio, 2006
Aceptado: 15 de noviembre, 2006

4.2.7. Lluclla e Iquipi: fallas sísmicamente activas

La falla Lluclla pertenece al sistema estructural de Incapuquio, paralelo al margen (figura 4.14), constituido de fallas de alto-ángulo que presentan movimientos sobrepuestos normales, de rumbo y revertidos [*Mercier et al.*, 1992], con movimientos más recientes normales [*Sébrier et al.*, 1985]. *Mering et al.* [1996] evidenciaron movimientos sinestrales cuaternarios más al Sur en la prolongación de la falla Lluclla que denominan Huanca.

La falla Iquipi segmenta el ante-arco peruano en dos dominios [*Roperch et al.*, 2006]. Es reconocida como normal y con componente dextral porque desplaza lateralmente formaciones Cretácicas [*Roperch et al.*, 2006]. La figura 4.14 presenta los datos sismológicos adquiridos por *Grange et al.* [1984] durante el corto periodo de adquisición del verano de 1981 y los mecanismos focales asociados a los eventos intracontinentales.

En la figura 4.14, se observa que los eventos sísmicos intracontinentales profundos (40 - 60 km de profundidad) cerca del plano de subducción se encuentran en la bahía entre Camaná y Mollendo. 3 mecanismos focales (263, 579 y 643) indican movimientos normales. Los planos nodales son aproximadamente NE-SW y NW-SE, paralelo y oblicuo al margen respectivamente. Un mecanismo focal (655) indica una cinemática de rumbo con planos nodales N-S y E-W, asociados a movimientos dextrales y sinestrales respectivamente.

Con respecto a la sismicidad intracontinental más superficial, se observa que, se distribuye intensamente en la Precordillera del ante-arco mientras que es casi-inexistente en el arco volcánico de la zona.

Los eventos sísmicos intracontinentales, entre 10 y 40 km de profundidad (color amarillo, verde y celeste) que se encuentran alrededor de la falla Lluclla o Huanca, se distribuyen paralelos al margen, sugiriendo una falla orientada NW-SE, manteando hacia el SW, lo que indicaría que la falla Lluclla es sísmicamente activa.

Los mecanismos focales 1060, 107, 836 y 201 que caracterizan al enjambre en la falla Lluclla, son de rumbo con planos nodales orientados N-S y E-W aproximadamente. Los planos nodales N-S son asociados a una cinemática sinestral, los planos nodales E-W a una cinemática dextral. Sólo el mecanismo focal 974 que también caracteriza al enjambre sísmico en la falla Lluclla es de rumbo y con planos nodales NW y NE. Sin embargo, al plano nodal NW, se asocia un movimiento dextral, cinemática distinta de los movimientos sinestrales cuaternarios de la falla Lluclla observados por *Mering et al.* [1996].

En las dos riberas del valle Majes/Colca, se observan unos enjambres de sismos intracontinentales (color amarillo, verde y celeste) que se distribuyen según un rumbo N-S o/y perpendicular al margen. Se denominan en este trabajo: núcleo de Aplao.
Los mecanismos focales 1127, 192, 450 y 25 que caracterizan al núcleo sísmico de Aplao son

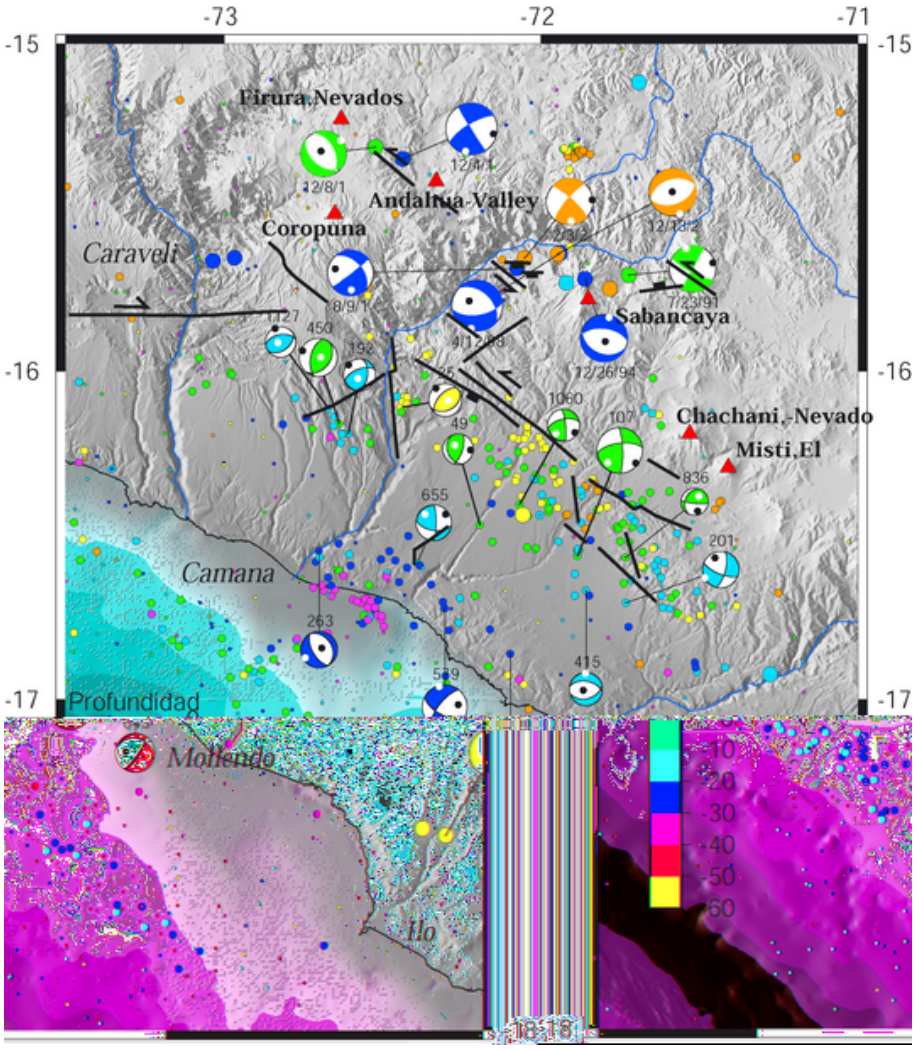


Figura 4.14: *Sismicidad intracontinental entre 0 y 60 km de profundidad debajo de la falla tectónica Lluclla y mapa tectónico. Los sismos registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998] están representados por círculo de tamaño grande, la microsismicidad por círculos de tamaño pequeño. El color de los eventos sísmicos y de los mecanismos focales representan la profundidad. Las estructuras cuya cinemática es conocida ha sido especificada, los triángulos negros indican una falla inversa manteando hacia la punta del triángulo,los rectángulos negros una falla normal manteando del lado del rectángulo y las flechas las fallas transcurrentes. La cinemática ha sido tomada de Roperch et al. [2006]. Las estructuras indicadas por lineas segmentadas corresponden a estructuras vistas en terreno, pero no estudiadas y a lineamientos visibles sobre imágenes topográficas.*

inversos con planos nodales orientados NNE-SSW y NE-SW es decir perpendiculares y oblicuos al margen.

El mecanismo focal 49, que no se asocia al núcleo sísmico de Aplao, es sin embargo muy similar a los mecanismos focales anteriores y en particular al 450.

Estos 5 mecanismos focales indican la misma orientación del eje P: paralela al margen, sugiriendo una compresión paralela al margen.

Al Sur-Oeste de los volcanes Chachani-Nevados y El Misti, ocurren los únicos sismos muy superficiales del ante-arco (color naranjo), parecen alinearse según la dirección N-S. Hacia el

Este, aparece una secuencia de sismos más profundos: amarillo, verde y celeste, alineados N-S sugiriendo junto a los sismos superficiales una estructura N-S manteando hacia el Este. En este caso, los mecanismos focales 107, 836, 201 pueden corresponder a estructuras N-S y no a la falla Lluclla, ya que los planos nodales son más concordantes con esta interpretación.

Por lo tanto, la distribución espacial de los sismos intracontinentales registrados por *Grange et al.* [1984] y la variabilidad de los mecanismos focales determinados, indica una actividad sísmica compleja, de un sistema estructural caracterizado por fallas N-S, NE-SW perpendiculares al margen y NW-SE paralelas al margen, inversas, sinestrales y dextrales respectivamente.

La micro-sismicidad observada revela la actividad de otras fallas que las asociadas a los accidentes mayores de la topografía ya estudiadas.

Los mecanismos focales de los eventos más superficiales (1127, 450, 192, 25, 49, 1060, 107, 836, 201, 974) indican un eje P promedio paralelo al margen, compatible con una compresión paralela al margen en la Precordillera del ante-arco de la región de Arequipa.

Esta compresión paralela al margen ha sido evidenciada en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile [*Allmendinger et al.*, 2005a]. En el Sur del Perú, esta compresión se manifiesta principalmente en la Precordillera. En la Cordillera de la Costa del Sur del Perú, se han reportado varias estructuras perpendiculares al margen normales [*Sébrier et al.*, 1985] y [*Sempere and Jacay*, 2006].

En la falla Iquipi, se observan varios sismos intracontinentales bastante profundos entre 20 y 40 km de profundidad, que podrían sugerir que la falla Iquipi es sísmicamente activa. Estos sismos no son asociados con mecanismos focales. La cinemática dextral de la falla Iquipi reconocida por datos de terreno es sin embargo compatible con la compresión paralela al margen inferida a partir de los mecanismos focales de los otros eventos intracontinentales m”as al Sur.

4.3. Conclusiones

En el ante-arco del Codo de Arica, las evidencias de tectónica reciente son tenues y los datos sismológicos significativos escasos. Estas observaciones concuerdan con el hecho de considerar el ante-arco como una entidad rígida [*Wigger et al.*, 1994, *Roperch et al.*, 2000, *Tassara*, 2005, *Haberland et al.*, 2006] en la cual pueden ocurrir terremotos de magnitud Mw $\geq$ 5,5, lo que genera deformaciones permanentes ubicadas en estructuras antiguas.

Además, este estudio presenta varios resultados cuya interpretación tiene que ser confirmada por estudios posteriores.

(1) En la Cordillera de la Costa del Codo de Arica, las estructuras perpendiculares al margen son inversas en el Norte de Chile y normales en el Sur del Perú, sugiriendo compresión paralela al margen en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile, y extensión paralela al margen en la Cordillera de la Costa del Sur del Perú.

(2) En la Precordillera del Codo de Arica, las evidencias de terreno de tectónica reciente son muy tenues. Sin embargo, en los sistemas tectónicos conocidos paralelos al margen (de edad Miocena y Oligocena) de la Precordillera, una actividad sísmica (que sea micro- o macro-sísmica) se ha destacado notoriamente, y en particular cerca de las fallas Lluclla, Incapuquio y de las flexuras de Aroma.
Esta sismicidad, aunque ocurra alrededor de estructuras antiguas conocidas, revela la existencia de otras estructuras (con otra geometría y otra cinemática) como la falla Aroma en el Norte de Chile y las fallas perpendiculares al margen en la región de Arequipa en el Sur del Perú.

(3) Los datos sismológicos, la geometría y la cinemática de las estructuras de la Precordillera del Codo de Arica son compatibles con una compresión paralela al margen en la Precordillera de la región de Arequipa y Aroma y un acortamiento E-W en la Precordillera de la región de Moquegua-Tacna.

(4) Las fallas Lluclla, Incapuquio y Aroma acomodan movimientos de rumbo, sinestrales para el Sur del Perú (Lluclla e Incapuquio) y dextrales en el Norte de Chile (Aroma). Estas componentes cinemáticas paralelas al margen, sugieren que la oblicuidad de la convergencia se acomoda en la Precordillera del Codo de Arica a lo largo de fallas antiguas paralelas al margen. Por lo tanto, estas fallas acomodan el particionamiento del deslizamiento debido a la oblicuidad de la convergencia.

Capítulo 5

Geometría y cinemática de las fallas activas del Arco Volcánico del Oroclino de los Andes Centrales

5.1. La Zona Volcánica Central

5.1.1. Arco volcánico y magmatismo

El arco volánico del Oroclino de los Andes Centrales pertenece a la Zona Volcánica Central [*Thorpe et al.*, 1981] que se localiza principalmente en Chile, Perú y Bolivia. La ZVC comprende 44 sistemas volcánicos activos, más de 18 centros y/o campos menores activos y por lo menos 6 centros ignimbríticos silicatados y/o sistemas de caldera activos cuaternarios grandes [*Stern*, 2004]. Dentro de los centros volcánicos más activos y más conocidos se encuentran, de Norte a Sur, el volcán Coropuna [*Vatin-Perignon et al.*, 1992], el volcán Sabancaya [*Sébrier et al.*, 1985], el Misti [*Thouret et al.*, 2001], el Huaynaputina [*Thouret et al.*, 1999, 2002], el Parinacota [*Worner et al.*, 1994, *Clavero et al.*, 2004], el Taapaca o Nevados de Putre, el Tata-Sabaya [*de Silva et al.*, 1993]. Los sistemas de caldera y centros ignimbríticos silicatados activos gigantescos no se encuentran en el Codo de Arica propiamente tal, pero al Sur de 21°S, formando el llamado APVC (Altiplano-Puna Volcanic Complex) [*de Silva*, 1989]. Los volcanes activos sobreyacen rocas volcánicas Oligocenas Superiores a Cuaternarias, incluyendo sistemas de caldera, estratovolcanes y coberturas ignimbríticas.

En la ZVC, los centros a lo largo del frente volcánico forman una cadena contínua dentro de la Cordillera Occidental, excepto entre Isluga (19°S) e Irruputuncu (21°S).

El volcanismo del arco de la Cordillera Occidental de la ZVC comprende 2 asociaciones:

- estratovolcanes andesíticos a dacíticos que muestran alto grado de contaminación cortical
- gran volumen de ignimbritas dacíticas a riodacíticas que hicieron erupción desde complejos de calderas gigantescas [*Schurr et al.*, 2003, *Zandt et al.*, 2003].

En la ZVC, las andesitas, dacitas y riolitas son las principales rocas expulsadas aunque también se encuentran basaltos andesíticos y basaltos. Su contenido geoquímico indica un proceso importante de contaminación cortical de los magmas.

El arco del Oroclino es 100 km de ancho aproximadamente y se encuentra ubicado a más de 200 km de la fosa.

Con respecto a la tectónica del arco, se ha evidenciado un acortamiento tectónico significativo antes del Neógeno. Se han reportado algunos pliegues orientados NNW-SSE [*García*, 2001], pero las evidencias de tectónica activa han sido escasas sugiriendo que la deformación tectónica del arco es muy moderada [*Worner et al.*, 2000a, *Gaupp et al.*, 1999].

5.1.2. Sismicidad intracontinental en la ZVC

Al analizar la sismicidad intracontinental bajo el arco volcánico Holoceno del Codo de Arica (figura 5.1), se observa una gran actividad, tanto debida a grandes eventos de magnitud Mw $\geq$ 5,0, como a microsismos.

17 eventos intracontinentales (0 a 50 km de profundidad) asociados a mecanismos focales, de magnitud 5,0 $\leq$ Mw $\leq$ 5,5, fueron registrados entre 1976 y 2006 y se concentran especialmente debajo de los volcanes Coropuna o Firura Nevados, Sabancaya, Ticsani y Nevados de Putre, distribuidos al Norte del eje de simetría bilateral de *Gephart* [1994]. Una intensa microsismicidad se distribuye también, alrededor de algunos volcanes del arco, agrupada en enjambres.

Esta macro- y micro-sismicidad evidencian la existencia de un cinturón sísmico intra-arco, de origen tectónico.

Todos los mecanismos focales del Oroclino de los Andes Centrales indican movimientos transcurrentes y normales, no se observó ningún mecanismo focal correspondiendo a movimientos inversos.

Los sismos intracontinentales del Oroclino, con mecanismos focales de rumbo, y con un plano nodal paralelo al margen sugieren la presencia de una zona de cizalle extensa intra-arco paralela al margen, en todo el arco volcánico del Oroclino.
Según los mecanismos focales de rumbo con plano nodal paralelo al margen, este sistema transcurrente intra-arco es sinestral en el Sur del Perú en la región de Arequipa y dextral en el Norte de Chile.

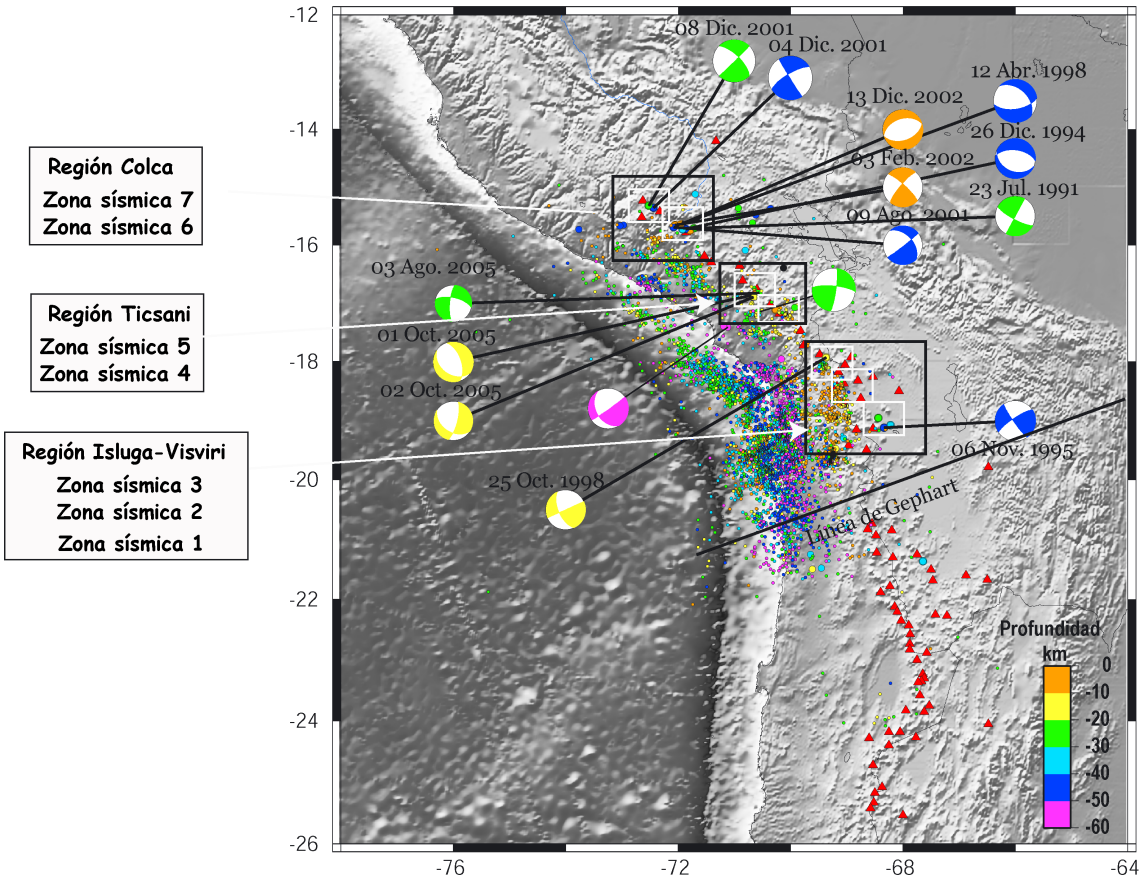


Figura 5.1: *Sismicidad intra-continental de magnitud Mw ≥ 5,0 en el arco volcánico del Codo de Arica. Los círculos son los eventos telesísmicos relocalizados por Engdahl et al. [1998], los cuadrados son los eventos debajo del Ticsani localizados por el ISC. Los mecanismos focales provienen del catálogo de Harvard. Los triángulos rojos representan los volcanes Holocenos. La topografía y la batimetría son de [Sandwell and Smith, 1997] ETOPO de 2 minutos de ángulo, remuestradas a 30 segundos de ángulo. Son especificadas las tres regiones y siete zonas sísmicas cordilleranas definidas: 1: Isluga, 2: Cuenca Lauca, 3: Visviri, 4: Tutupaca, 5: Ticsani, 6: Sabancaya-Colca, 7: Andahua-Valley-Coropuna en que ocurrieron grandes eventos intracontinentales y actividad microsísmica intensa.*

Los sismos intracontinentales del Oroclino, con mecanismos focales normales, presentan un plano nodal oblicuo al margen, compatibles con la cinemática de rumbo sugerida por los mecanismos focales transcurrentes.

Es evidente que el esquema tectónico del arco está afectado por una deformación de rumbo intra-arco paralela al margen, sinestral en el Sur del Perú y dextral en el Norte de Chile con movimientos normales oblicuos al margen en el Sur del Perú, compatibles con la cinemática de rumbo sinestral de la zona.

En la región Ticsani (-17°S), el patrón observado es distinto: los mecanismos focales transcurrentes presentan planos nodales que no son paralelos al margen, mientras que los mecanismos focales normales presentan planos nodales paralelos al margen (01 y 02 de Octubre de 2005),

sugiriendo una deformación propia a la zona de la curvatura del margen.

A partir de la distribución espacial de estos 17 eventos intracontinentales y de los enjambres microsísmicos, se pueden distinguir tres regiones sísmicamente activas en el arco del Oroclino constituidas de siete zonas sísmicas cordilleranas, a lo largo del arco volcánico (cuadro 5.1 y figura 5.1).

La región de Isluga-Visviri, Norte de Chile, está constituida de las primeras tres zonas sísmicas: 1: Isluga, 2: Lauca y 3: Visviri. Esta región se sitúa al Este del ante-arco del Norte de Chile, región Aroma-Putre, caracterizado por las estructuras tectónicas: Aroma, Sucuna, Copaquilla.
La región de Ticsani, Extremo Sur del Perú está constituida por las dos zonas sísmicas siguientes: 4: Yucamane y 5: Ticsani. Esta región se sitúa al Este del ante-arco del extremo Sur del Perú, la región de Moquegua, caracterizada por las estructuras de Incapuquio, Purgatorio, Chololo.
La región del Colca, Sur del Perú, está constituida por las dos últimas zonas sísmicas, 6: Colca y 7: Coropuna. Esta región se sitúa al Este del ante-arco del Sur del Perú, caracterizada por la estructura de Lluclla-Huanca.

5.2. Metodología de trabajo

5.2.1. Estudio sismológico

Para cada zona sísmica cordillerana, se analizó la distribución de los grandes eventos intracontinentales con sus mecanismos focales y de la microsismicidad en dichas zonas para correlacionar esta información con las estructuras principales de la zona que se identificarán y se caracterizarán a partir de estudios de imágenes satelitales, de terreno y en algunas ocasiones de datos de interferometría radar. Así, se podrá identificar cuales son las fallas activas en el arco volcánico.

5.2.2. Estudio neotectónico y geomorfológico

El estudio foto-satelital se efectuó, en todos los casos, a partir de los modelos numéricos de terreno SRTM de 90 m de resolución y de las imágenes satélitales LANDSAT de 28 m de resolución. En los mejores casos, se trabajó con imágenes satelitales ASTER de 15 m de resolución y de fotos aéreas de escala 1:70.000.

Consiste en identificar las principales discontinuidades topográficas en el relieve cordillerano, en efecto las discontinuidades bien marcadas pueden asociarse a rasgos estructurales y por lo

Cuadro 5.1: *Descripción de las tres regiones sísmicas constituidas por las siete zonas sísmicas mayores del Codo de Arica observadas entre 1964 y 2005. Se especifican las características de los mayores terremotos de las zonas sísmicas, su relocalización hipocentral Engdahl et al. [1998] y los planos nodales de los mecanismos focales correspondientes, del catálogo de Harvard.*

Zona sísmica	**Fecha**	**Mw ≥5**	**Hipocentro**			**Mecanismo focal**	
			Long. W	**Lat. S**	**Prof. km**	**Plano Nodal 1 strike, dip, rake**	**Plano Nodal 2 strike, dip, rake**
Región Isluga-Visviri, Norte de Chile							
1: 19,1°S Isluga	06.nov.1995	5,3	68,33°	19,12°	48,4	N237°E, 78°, 8°	N145°E, 82°, 167°
2: 18,5°S Lauca	no	-	-	-	-	-	-
3: 18,0°S Visviri	25.oct.1998	5,3	69,37°	17,92°	15,0	N246°E, 89°, 30°	N155°E, 60°, 179°
Región Ticsani, Extremo Sur del Perú							
4: 17,5°S Tutupaca	no	-	-	-	-	-	-
5: 17,0°S Ticsani	03.ago.2005	5,0	70,56°	16,82°	28,0	N283°E, 65°, -162°	N185°E, 74°, -25°
	01.oct.2005	5,3	70,70°	16,86°	12,0	N125°E, 37°, -121°	N341°E, 59°, -6°
	02.oct.2005	5,0	70,66°	16,89°	13,0	N123°E, 42°, -155°	N14°E, 74°, -51°
Región Colca, Sur del Perú							
6: 16,0°S Colca	23.jul.1991	5,1	71,72°	15,71°	24.2	N118°E, 77°, 0°	N208°E, 90°, -167°
	26.dic.1994	5,0	71,86°	15,72°	43,7	N111°E, 35°, -79°	N277°E, 56°, -98°
	12.abr.1998	5,3	71,94°	15,64°	41,1	N313°E, 44°, -47°	N81°E, 60°, -123°
	09.ago.2001	5,3	72,08°	15,69°	46,0	N318°E, 47°, -5°	N52°E, 86°, -137°
	03.feb.2002	5,2	72,05°	15,66°	1,4	N220°E, 78°, 169°	N312°E, 79°, 12°
	13.dic.2002	5,3	71,95°	15,64°	3,9	N253°E, 44°, -88°	N71°E, 46°, -92°
7: 15,75°S Coropuna	04.dic.2001	5,0	72,46°	15,35°	41,0	N239°E, 73°, -178°	N149°E, 88°, -17°
	08.dic.2001	5,3	72,52°	15,32°	21,0	N315°E, 68°, -2°	N45°E, 88°, -158°

tanto a la deformación tectónica local de la zona.

Al identificar las principales discontinuidades topográficas, no se dicriminó si éstas son contactos litológicos o fallas, este trabajo a partir de mapas geológicos precisos se hará en el fúturo.

Se clasificaron las principales discontinuidades topográficas según su rumbo ya que se encontró un paralelismo importante entre ellas. No se clasificaron según su tamaño, ni según su edad pero sí según su cinemática haciendo la hipótesis que las estructuras de mismo rumbo

presentan la misma cinemática.

No se pudo identificar cuales cortan cuales y por lo tanto cuales son más jovenes. En las intersecciones, las discontinuidades topográficas no se expresan. Por lo tanto, se hizo la hipótesis que estas discontinuidades son contemporáneas y relacionadas a un mismo sistema estructural complejo.

Se utilizó la morfología de los estrato-volcanes, de sus chimeneas en sus laderas y de sus conos parasitos ya que los volcanes y/o sus rasgos superficiales son indicadores de la orientación de esfuerzos tectónicos [*Nakamura*, 1977].

La dirección de la alineación de los conos sobre los estrato-volcanes corresponde a la dirección del esfuerzo maximal ya que los conos son alimentados por diques que se propagan perpendicularmente al esfuerzo mínimo [*Nakamura*, 1977]. *Tibaldi* [1995] extendió este análisis a grupos de conos situados en superficie sin conección directa con estratovolcanes. En este caso, la elongación de la base de los conos o de los crateres es un criterio para determinar las direcciones de fracturas por las cuales tiende a subir el magma y que sugieren la dirección de extensión. *Adiyaman et al.* [1998] restrigen el criterio de los conos monogénicos a conos con forma estrictamente elíptica o formando un grupo alineado con el cono más grande en el centro y los conos menores en las extremidades.

5.2.3. Estudio de interferometría

5.2.3.1. Los interferogramas

El estudio de interferometría-radar consistió en modelar de modo directo los interferogramas calculados por *González et al.* [2006b] a partir de las imágenes ENVISAT-ASAR adquiridas en la región del Colca y del Ticsani en distintos periodos.

La técnica de Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR), consiste en calcular la diferencia de los valores de fase entre dos imágenes radar adquiridas por los satélites radar sobre una misma área pero en diferentes fechas. Los valores de fase que contienen las imágenes radar están función de la distancia que recorren las ondas radar entre el satélite y el suelo. Al hacer la diferencia de dos imágenes, se obtiene una nueva imagen llamada interferograma, en la cual los cambios en la posición del suelo (ocurridas durante el periodo de tiempo cubierto por las dos imágenes) se manifiestan en el interferograma en forma de franjas. Cada franja (0-2π) equivale a 0.5λ de margen de cambio, donde λ es la longitud de la onda radar. Así, los satélites que operan en la banda C (λ = 5.6 cm.), tal como ERS y ENVISAT, ofrecen una sensibilidad a la deformación del suelo más alta que los satélites que operan en la banda L (λ =23.5 cm.) como el JERS por ejemplo. Así al multiplicar el número total de franjas observadas en el inter-

ferograma por 0.5λ, se obtiene el desplazamiento total del suelo con respecto a la posición del satélite. Los desplazamientos obtenidos por interferometría, son desplazamientos relativos, es decir desplazamientos del suelo pero en la dirección del satélite.

En los interferogramas calculados por *González et al.* [2006b], se percibe una componente troposférica residual, típica de las zonas volcánicas andinas de fuerte relieve ya que se observan franjas que se correlacionan con la topografía y podrían estar enmascarando las franjas de deformación. La componente troposférica depende del contenido en vapor de agua, de la temperatura y de la presión, varia con el relieve y genera desfases en la señal radar que no se pueden atribuir a una deformación del suelo.

Para eliminar esta componente, se creó un modelo de atmósfera, en función de la relación existente entre los valores de fase del interferograma y la altura del modelo digital de elevación. Luego, este modelo de atmósfera se sustrayó del interferograma inicial. Dado que este método se basó únicamente en la relación que existe entre la atmósfera y la altura, el modelo consideró únicamente la componente atmosférica estratificada, es decir homogénea en toda la extensión de la imagen radar. La componente heterogénea que por lo general es más local (por ejemplo la ocurrencia de pequeñas corrientes de nubes convectivas), no es removida con este método. Los interferogramas presentados pueden mostrar una componente atmosférica residual, pero muestran una buena coherencia y las franjas pueden interpretarse como deformación del suelo.

5.2.3.2. El modelamiento

A continuación, se modelan los interferogramas calculados por *González et al.* [2006b] como una dislocación. En efecto, la observación de la señal es muy localizada en el espacio y en el tiempo, sugiriendo que la deformación es debida a un sismo y no al magmatismo.

El modelamiento del interferograma consiste en calcular el desplazamiento del suelo teórico en (x,y,z) provocado por una dislocación, es decir un sismo (discontinuidad puntual de desplazamiento o discontinuidad planar rectangular caracterizada por un desplazamiento promedio en un medio elástico) y compararlos al desplazamiento del suelo dado por el interferograma. Para comparar el modelo del interferograma, se proyecta la deformación del suelo en (x,y,z) en la dirección del satélite (LOS).

El código numérico empleado utiliza las expresiones analíticas de *Okada* [1985] que permiten determinar el campo de desplazamiento en cualquier punto u_i de un medio infinito, elástico, isótropo y homogéneo inducido por un deslizamiento finito Δ_{u_j} en un plano de falla de dimen-

sión finita ε debido a la aplicación de una fuerza puntual F, es decir:

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\varepsilon} \Delta u_j [\lambda \delta_{ij} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu (\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_k{}^n}{\partial \xi_j}) \nu_k d\varepsilon] \tag{5.1}$$

En la figura 5.2 se muestra la influencia de algunos parámetros tales como la profundidad, el deslizamiento en la falla (slip) y el área de la falla sobre el modelamiento del interferograma.

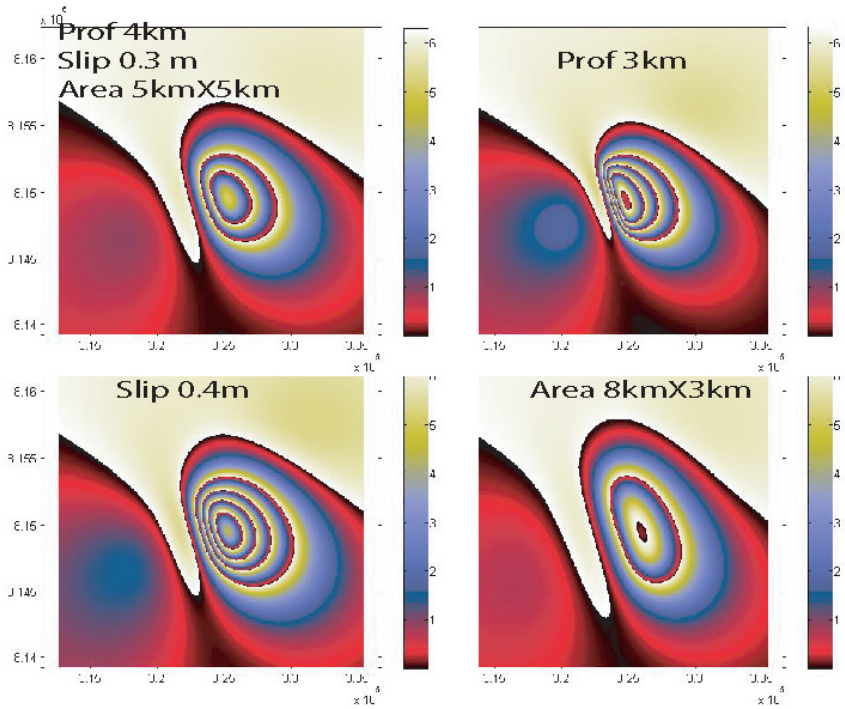


Figura 5.2: *Influencia de los parámetros profundidad, deslizamiento, área de la falla sobre el interferograma calculado.*

5.3. Región de Isluga-Visviri, Norte de Chile

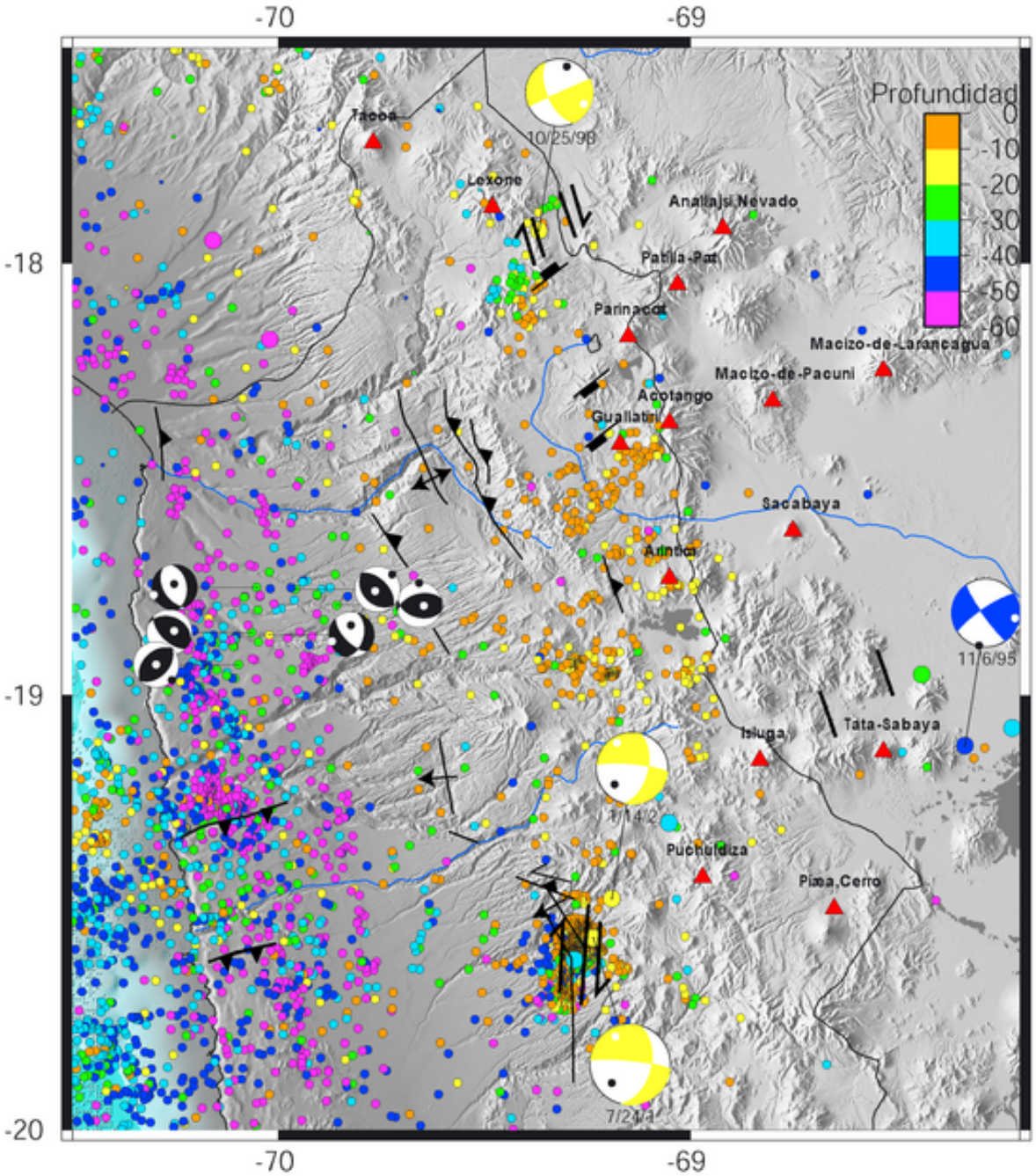


Figura 5.3: *Región Isluga-Visviri. Mecanismos focales y Estructuras del ante-arco y del arco.*

La región de Isluga-Visviri, Norte de Chile, está constituida de las primeras tres zonas sísmicas: 1: Isluga, 2: Lauca y 3: Visviri. Esta región se sitúa al Este del ante-arco del Norte de Chile, región Aroma-Putre, caracterizada por las estructuras tectónicas: Aroma, Sucuna, Copaquilla (figura 5.3).

5.3.1. Zona sísmica 1: 19,1°S Área al Este del volcán Isluga

5.3.1.1. Estudio de la macrosismicidad

La zona sísmica 1 se caracteriza por la ocurrencia de un terremoto de Mw ≥ 5,0 y dos terremotos de mb ≥ 3,0, en la transición entre la Cordillera Occidental y el Altiplano, cerca del volcán Isluga, el 06 de Noviembre de 1995, 4 meses después del terremoto de subducción interplaca de Antofagasta, del 30 de Julio de 1995, Mw = 8.0 (cuadro 5.2).

Cuadro 5.2: *Características del gran terremotosde la región de Isluga, zona sísmica 1. Se especifica la localización hipocentral del evento de magnitud Mw ≥ 5,0 y los planos nodales del mecanismo focal correspondiente.*

Zona sísmica 1: 17°S, Entorno del volcán Isluga				
Fecha	**Mw**	**Hipocentro**	**Mecanismo Focal**	
		Longitud Latitud Prof.	**Plano Nodal 1 strike, dip, rake**	**Plano Nodal 2 strike, dip, rake**
06.nov.1995	5,3	68,33°W, 19,12°S, 48,4 km	N237°E, 78°, 8°	N145°E, 82°, 167°

5.3.1.2. Estudio geomorfológico

Al realizar una interpretación fotosatelital, se observan en la figura 5.4, seis orientaciones principales en las discontinuidades topográficas del relieve cordillerano que se describen a continuación: La interpretación morfológica muestra la existencia de estructuras NW-SE en esta región que podría corresponder al plano activo donde ocurrió el mayor sismo.

- Se observan las discontinuidades asociadas al sistema estructural compresivo NNW conocido en Chucal (color cafe)
- Se observan discontinuidades orientadas casi NS (color burdeo)
- Se observan discontinuidades orientadas NNE (líneas negras) que parecen ser la continuidad del sistema al cual pertenece la falla Aroma.
- Se observan discontinuidades orientadas EW (líneas amarillas), que bordean las depresiones de la zona sugiriendo movimientos normales.
- Se observa discontinuidades orientadas NW (color gris)
- Se observan discontinuidades orientadas NE (líneas azules)

El sismo del 06 de Noviembre de 1995 Isluga ocurre en la intersección de discontinuidades NE, y NW, los planos nodales que lo caracterizan presentan direcciones NNW y ENE.

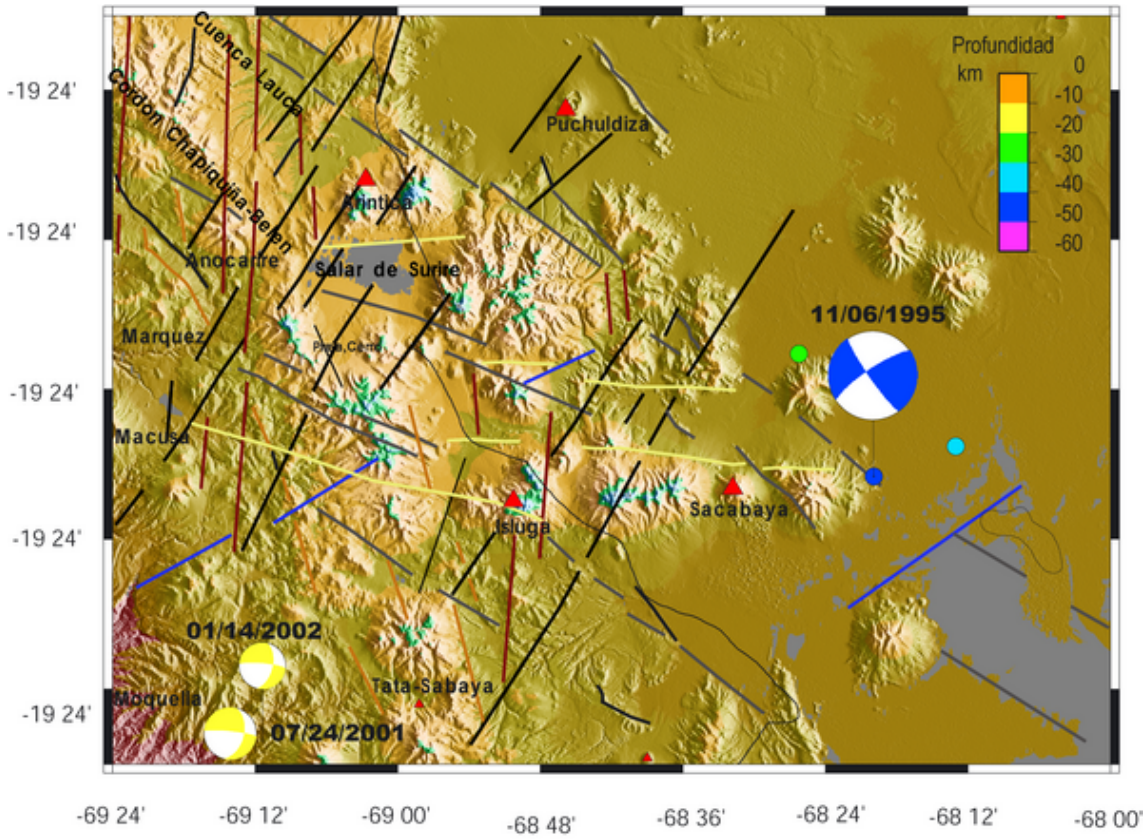


Figura 5.4: *Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 1 cercana al volcán Isluga, observadas a partir de un estudio fotosatelital.*

5.3.1.3. Interpretación tectónica

Al analizar el mecanismo focal de Isluga junto con los de Aroma, y haciendo la hipótesis que el arco se deforma según una zona de cizalle intra-arco paralela al margen, se propone los dos esquemas siguientes (figuras 5.5 y 5.6).

En el primero (figura 5.5), la zona de cizalle principal se orientaría N-S, como en la Precordillera del Norte de Chile, en la región de Aroma. En este caso, las lineas de color café corresponden al sistema principal de rumbo dextral orientado N-S, las de color negro corresponden a las estructuras de rumbo dextrales de Riedel orientadas NNE-SSW, y las de color amarillo a las estructuras de rumbo sinestrales de Riedel orientados ENE-WSW, las lineas grises NW-SE corresponden a los pliegues y las lineas de color azul NE-SW a las estructuras en extensión. En este caso, las orientaciones de los planos nodales del mecanismo focal de Isluga corresponderían a las estructuras compresivas o extensionales pero no a las de rumbo. Este esquema tectónico no es compatible con el mecanismo focal de Isluga.

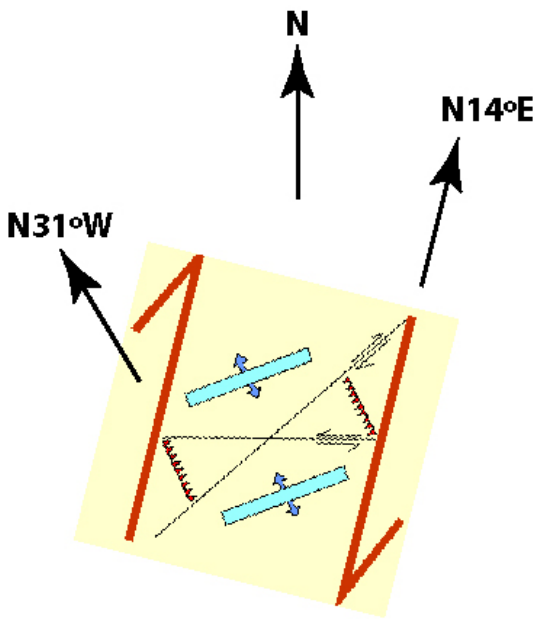


Figura 5.5: *Esquemas teóricos del sistema estructural de Riedel aplicado a la región de Isluga-Aroma*

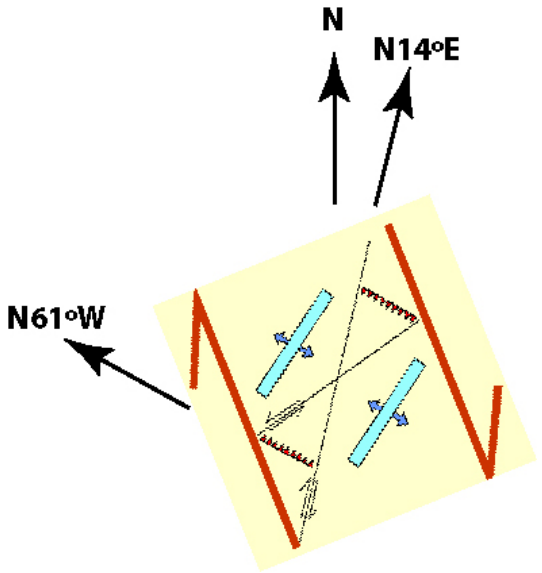


Figura 5.6: *Esquemas teóricos del sistema estructural de Riedel aplicado a la región de Isluga-Aroma*

En el segundo esquema (figura 5.6), la zona de cizalle principal se orientaría NW-SE, en el arco volcánico y sería dextral como lo indica el plano nodal NW-SE dextral del mecanismo focal del Isluga. En este caso, las lineas de color gris corresponden al sistema principal de rumbo dextral orientado NW-SE, las de color café corresponden a las estructuras de rumbo dextrales de Riedel orientadas NNE-SSW, las de color azul a las estructuras de rumbo sinestrales de Riedel orientados, las lineas amarillas corresponden a los pliegues y las lineas de color negro a las estructuras en extensión. En este esquema tectónico, las fallas activas de Aroma N-S dextral y de Isluga NW-SE dextral son compatibles. Las orientaciones preferenciales de las discontinuidades topográficas podrían asemejarse a estructuras de un sistema de cizalle de Riedel.

5.3.2. Zona sísmica 2: 18,5°S Cuenca Lauca y entorno del volcán Guallatire

5.3.2.1. Estudio de la microsismicidad

La zona sísmica 2 se caracteriza por una intensa microsismicidad registrada por la red permanente RESISTE de Arica que ocurrió principalmente en 1998 después del terremoto de Antofagasta del 30 de Enero de 1998 y en 2001 después del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001.

La microsismicidad se encuentra en la cuenca Lauca y se distribuye en 3 enjambres sísmicos: uno cerca del volcán activo Guallatire, otro bajo el anticlinal de Chucal y el volcán Arintica y el tercero al Sur del Salar de Surire, se orientan de manera preferencial según la dirección NNE (figura 5.7).

La distribución en profundidad de los microsismos, según un perfil perpendicular a la dirección NNE, sugiere que cada enjambre ocurre en una falla distinta de dirección NNE.

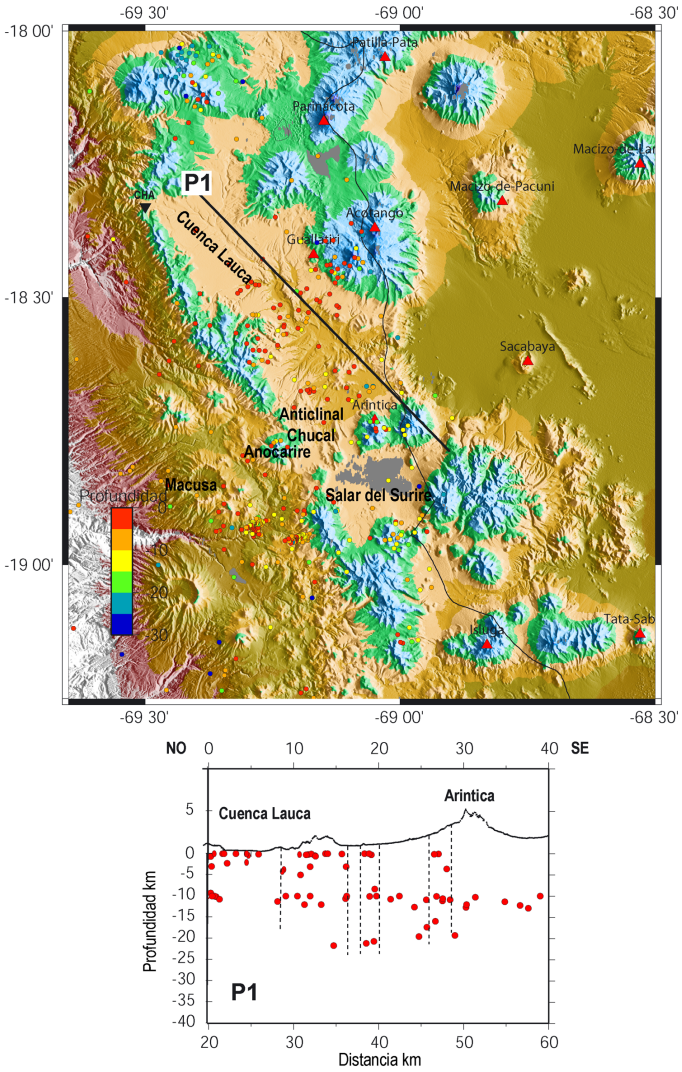


Figura 5.7: *Enjambre microsísmico en la cuenca Lauca cerca del volcán activo Guallatire y su distribución en profundidad.*

5.3.2.2. Estudio geomorfológico

La cuenca Lauca está rodeada de volcanes andesíticos y dacíticos Miocenos (OMi, Pv) y Holocenos (Hv) [*Worner et al.*, 2000b, *García*, 2001], es rellena por la Formación Lauca (PlPl) de edad entre 10 y 1 Ma aproximadamente, constituida de depósitos arcillosos, de areniscas y gravas semiconsolidadas, descansa en discordancia progresiva sobre la Formación Chucal y la Formación Macusa (OMi) [*Riquelme*, 1998, *Charrier et al.*, 2005]; su base está levemente deformada en compresión, mientras que hacia el techo las capas son horizontales como la de la ignimbrita Pérez-Lauca (Pll), datada entre aproximadamente 2 y 3 Ma [*Worner et al.*, 2000a, *García and Hérail*, 2005]..

Al realizar una interpretación fotosatelital, se observan en la figura 5.8, cinco orientaciones principales en las discontinuidades topográficas del relieve cordillerano. Los movimientos indicados corresponden a evidencias observadas en fotos aéreas de la zona que no son reportadas

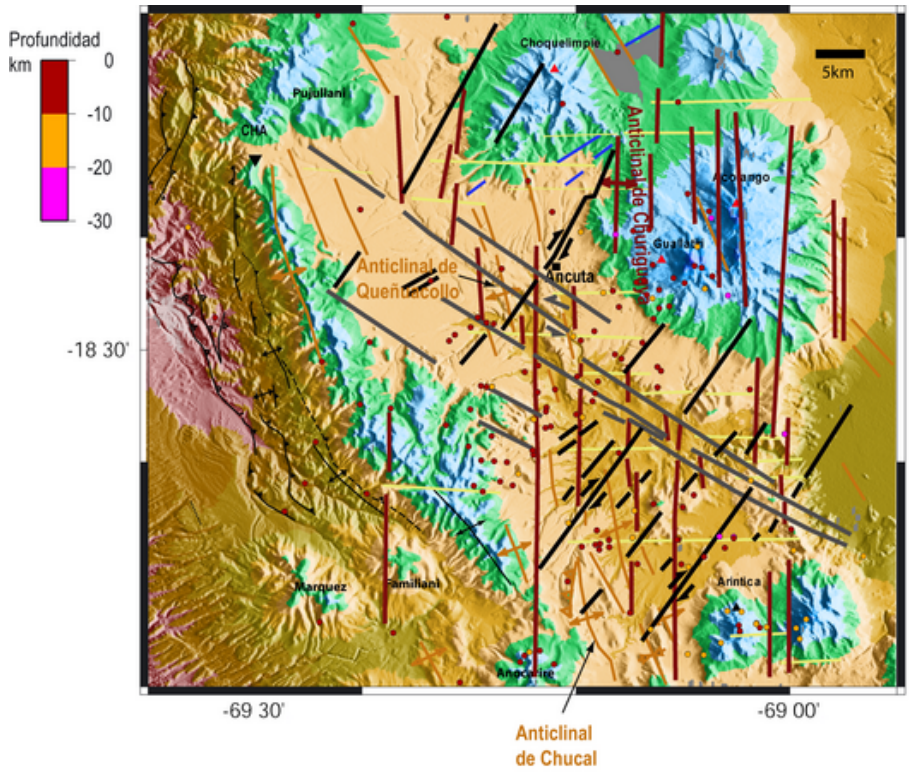


Figura 5.8: *Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 2 cercana al volcán Guallatire, observadas a partir de un estudio fotosatelital.*

en este trabajo. Se describen a continuación las cinco orientaciones:

- Se observan las discontinuidades asociadas al sistema estructural compresivo NNW conocido en esta zona (color cafe), constituido principalmente por los anticlinales Queñuacollo, Churiguaya y Chucal. Estos pliegues que afectan la Formación Oligo-Miocena parecen también afectar a depósitos aluviales y glaciares Holocenos.

- Se observan discontinuidades orientadas EW (líneas amarillas), presentes en los conos volcánicos Holocenos (Hv) y en la cuenca Lauca (PlPl). Estas discontinuidades EW se caracterizan por variaciones de altura entre el Norte y el Sur de la discontinuidad.

- Se observan discontinuidades orientadas NNE (líneas negras), en la parte central de la cuenca Lauca y en el volcán Choquelimpie (Mioceno Superior), que corresponde a la dirección de distribución de la microsismicidad, lo que sugiere la actividad de este sistema NNE, como en la región Visviri. Observaciones más detalladas evidencian desplazamientos laterales dextrales en distintas estructuras NNE.

- Se observa la dirección constante NW (color gris) que parece la estructura principal de la zona, las otras organizándose con respecto a ella. La orientación NW incluye la del río Lauca, que presenta en el centro de la cuenca Lauca, riberas que se distribuyen en ángulos rectos lo que podría asociar su curso a un control estructural.

- Se observan finalmente discontinuidades NE (líneas azules) que no fueron todas ilustradas.

5.3.2.3. Estudio estructural

En terreno, se observaron algunas evidencias de deformación reciente, cerca de Ancuta, en la Pampa Quañoco, en niveles aluviales compuestos por una sucesión de gravas, arenas y limos que sobreyacen a la toba Lauca, se observaron fallas normales de dimensión métrica, de rechazo decimétrico a pluridecimétrico, orientadas NNE (N32°E) a WNW (N75°E) que llegan hasta la superficie (figura 5.9).

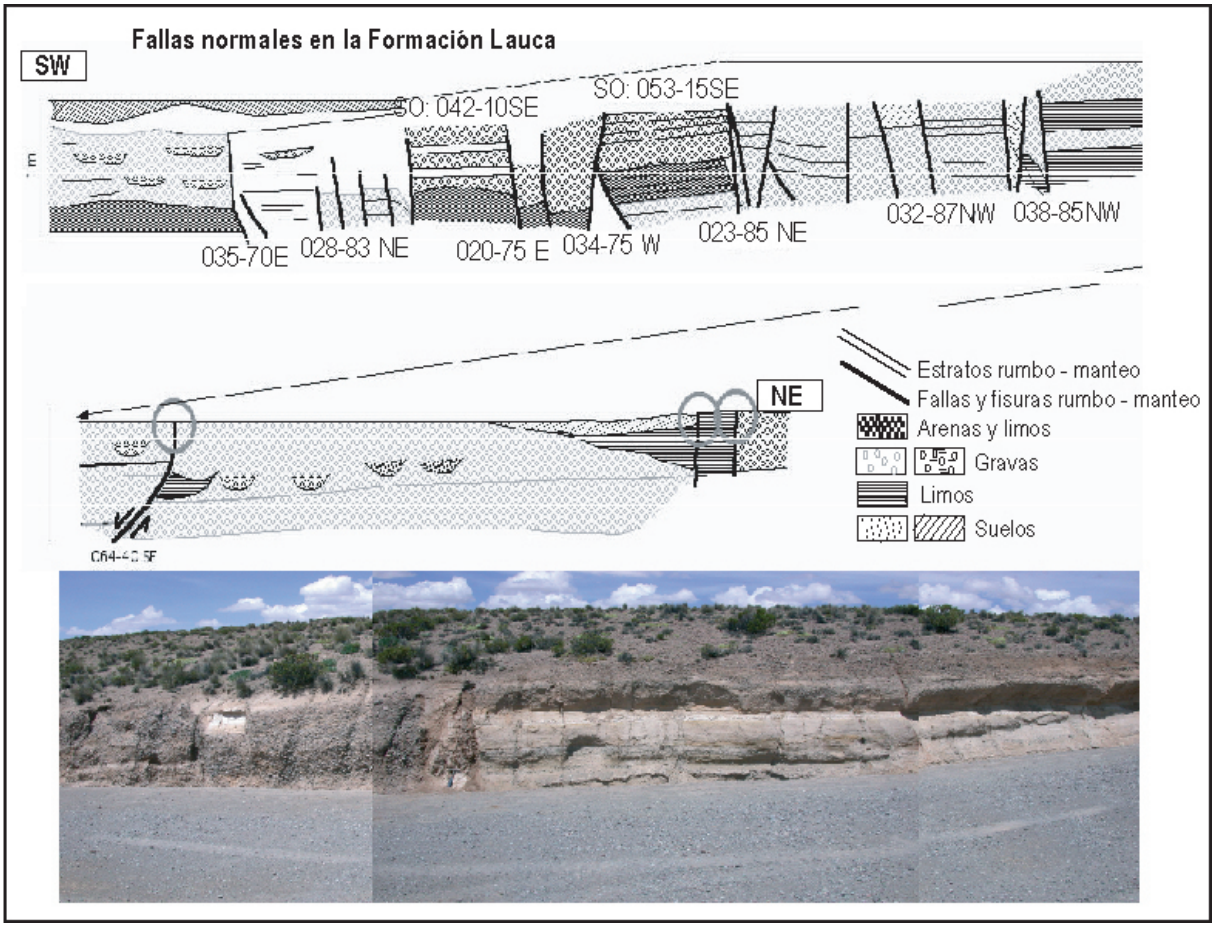


Figura 5.9: *Afloramiento de fallas normales con rechazos decimétricos en la cuenca Lauca - Ancuta.*

Estas fallas en la Pampa Quañoco corresponden en las imágenes satelitales a leves discontinuidades del relieve de distintas orientaciones. De hecho, la exposición en superficie de la ignimbrita Lauca, en la Pampa Quañoco, cerca del afloramiento estructural estudiado, está relacionada, en la mayoría de los casos, a la intersección de fallas de distintas orientaciones NE (N40E) NS y EW también se observan estructuras NW-SE (N70°W) (figura 5.9).

Por lo tanto, a escala de la Pampa, se observan las mismas direcciones de discontinuidades que

a escala de la cuenca Lauca.

5.3.2.4. Interpretación tectónica

Este conjunto de discontinuidades observadas en la cuenca Lauca, con las direcciones preferenciales NW, EW, NNE, NNW y NE, se puede explicar por la presencia de un sistema estructural de rumbo de Riedel (figura 5.10 controlado por una zona de cizalle NW sinestral que genera estructuras inversas de dirección NNW, estructuras normales casi EW y estructuras de rumbo dextrales NNE o una zona de cizalle NE dextral que genera estructuras inversas N-S, estructuras normales E-W y estructuras de rumbo dextrales NE-SW.

Haciendo la hipótesis que el arco se deforma actualmente mediante un sistema de fallas transcurrente paralelo al margen, las lineas de color café N-S corresponden a las estructuras dextrales de Riedel, las de color negro a estructuras normales NE-SW, las de color azul a estructuras sinestrales de Riedel, las de color grise a estructuras compresivas.
Si esta interpretación tectónica es cierta, significa que la microsismicidad ocurrió en estructuras sinestrales de Riedel.
Este esquema es compatible con las orientaciones de las estructuras compresivas y dextrales de la Precordillera del ante-arco del Norte de Chile.

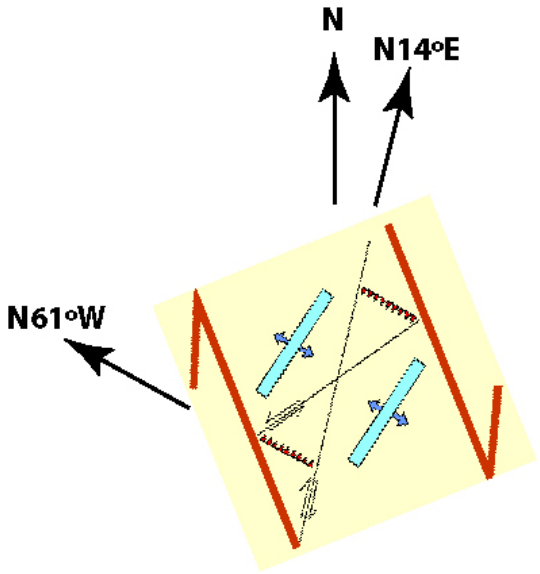


Figura 5.10: *Esquema teórico del sistema estructural de Riedel aplicado a la cuenca Lauca*

5.3.3. Zona sísmica 3: 18,0°S Región de Visviri y entorno del volcán Lexone

5.3.3.1. Estudio de la sismicidad

La zona sísmica 3 se caracteriza por la ocurrencia de un único terremoto cortical de Mw = 5,3 en la región de Visviri, región al Norte de la cuenca Lauca cerca de los volcanes activos Lexone y Nevados de Putre. Este sismo ocurrió el 25 de Octubre de 1998, 9 meses después del terremoto de subducción interplaca de Antofagasta del 30 de Enero de 1998, Mw = 7.5.

El mecanismo focal de este evento cortical es principalmente de rumbo con una leve componente inversa. Los planos nodales presentan manteos de alto ángulo (cuadro 5.3 y figura 5.11). El plano nodal orientado casi EW es vertical (N246°E, 89°, 30°) y presenta un movimiento

Cuadro 5.3: *Características del gran terremoto de la región de Visviri, zona sísmica 3.*

Zona sísmica 3: 18°S, Región de Visviri				
Fecha	**Mw**	**Hipocentro**	**Mecanismo Focal**	
		Longitud Latitud Prof.	**Plano Nodal 1**	**Plano Nodal 2**
			strike, dip, rake	**strike, dip, rake**
25.oct.1998	5,3	69,37°W, 17,92°S, 15 km [*Engdahl et al.*, 1998] 69,37°W, 17,85°S, 25 km RESISTE de Arica	N246°E, 89°, 30°	N155°E, 60°, 179°

principalmente sinestral y levemente vertical (lado Norte sube con respecto al lado Sur). El plano nodal orientado NNW es de alto-ángulo 60° (N155°E, 60°, 179°) y presenta un movimiento exclusivamente dextral.

La microsismicidad intracontinental entre 0 y 30 km de profundidad, registrada por la red local permanente de Arica y localizada en la zona de Visviri se constituye de eventos ocurridos entre 1996 y 2003, pero esencialmente de sismos ocurridos en los años 1998 y 2001. La actividad micro-sísmica de esta zona ha sido muy moderada, pero contínua durante siete años y se activó con una intensidad siete veces mayor a lo común después del terremoto de Arequipa. El enjambre microsísmico de Visviri está constituido de dos núcleos sísmicos, uno se encuentra al pie oriental de los Nevados de Putre y el otro está localizado al pie de los cerros Colpitas y en el borde Suroeste de la pampa Tacata (ver figura 5.11). Sin embargo, estos dos núcleos definen el mismo plano de falla como lo sugiere la sección de la figura 5.11.

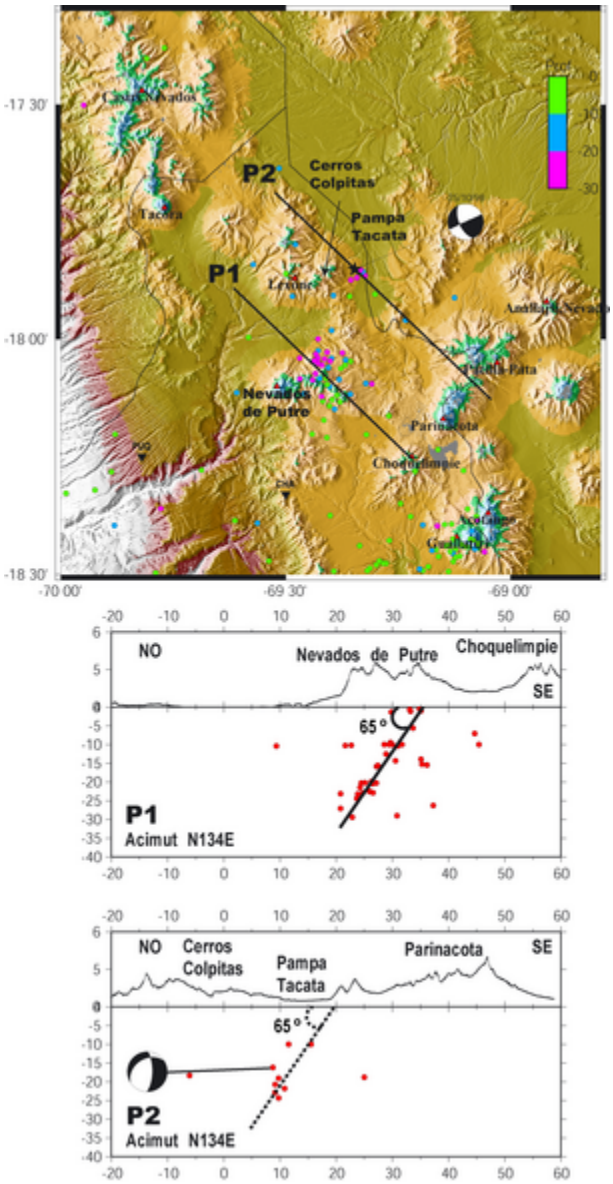


Figura 5.11: *Distribución espacial de la microsismicidad de Visviri registrada por la red permanente de Arica (CHA: estación Chapiquiña) en planta (DEM 90m) y en dos secciones verticales orientadas N134°E.*

La localización de estos hipocentros es regular ya que se encuentran concentrados fuera de la red permanente de Arica. Los tres parámetros hipocentrales (latitud, longitud y profundidad) no están muy bien constreñidos ya que la estación más cercana se encuentra a 25 km al Suroeste del núcleo los Nevados de Putre y a 50 km del núcleo de Colpitas. Se ha estimado en unos 10 km el error en profundidad y en 5 km el error horizontal de los eventos localizados. Se utilizó, no obstante, toda la información a pesar de los errores de localización horizontales y verticales ya que siguen siendo sismos superficiales corticales y que el error horizontal es el mismo para cada evento.

Los eventos del mismo rango de profundidad del núcleo sísmico localizado al Este de los Nevados de Putre se orientan según un acimut NNE. Al realizar un perfil a lo largo de un plano

perpendicular a la orientación de la sismicidad, se observa que la sismicidad se distribuye en profundidad según un plano manteando hacia el Noroeste con un ángulo de 65° aproximadamente. Este plano de actividad microsísmica no corresponde a ningún plano nodal del mecanismo focal de 1998 y sugiere la existencia de otras estructuras activas.

5.3.3.2. Estudio geomorfológico y estructural

Para completar el conjunto de datos acerca de la cinemática o deformación de esta zona, se han identificado las mayores discontinuidades por estudio foto-satelital (figura 5.11). Analizando el DEM 90m y la imagen Landsat 15m, se observan cinco direcciones preferenciales:

NW (color cafe), dirección paralela a las estructuras reportadas en la hoja geológica de Visviri [*García and Hérail*, 2005] que corresponden a anticlinales leves que afectan a los depósitos pliocénicos de la zona.

NNW (color burdeo)

NNE (color negro) paralelo a la microsismicidad

NE (color azul) paralela al alineamiento de los cuatro volcanes activos siguientes: el Choquelimpie, el Parinacota, el Patilla-Pata, y el Anallajsi-Nevado.

WNW (color gris)

Dos de estas direcciones NW y NE coinciden con los planos nodales del mecanismo focal N155°E, es decir N35°W y N246°E, es decir N66°E. En la figura 5.12, no se ilustra la dirección EW que fue observada en las tres zonas sísmicas del Perú, sin embargo, se puede apreciar en el DEM de manera tenue.

Los datos geomorfológicos sugieren la existencia de cinco orientaciones estructurales, tres de ellas parecen referirse a estructuras activas, la NW con la existencia de pliegues recientes, la NNE con la actividad microsísmica registrada y con la morfología de los volcanes, la NNW evidenciada por el gran evento de 1998. La actividad ”simultanea” de varias estructuras de dirección y cinemática distinta sugiere la existencia de un sistema transcurrente importante. Con respecto a la morfología de los estrato-volcanes, en la región de Visviri, el alineamiento de los cuatro estrato-volcanes Choquelimpie, Parinacota, Patilla-Pata y el Anallajsi-Nevado en la dirección NE así que la elongación de su base en la misma dirección sugieren fracturas de tensión orientadas NE-SW compatibles con una dirección de extensión NW-SE y por lo tanto con un sistema estructural de cizalle NNW-SSE inferido del mecanismo focal disponible.

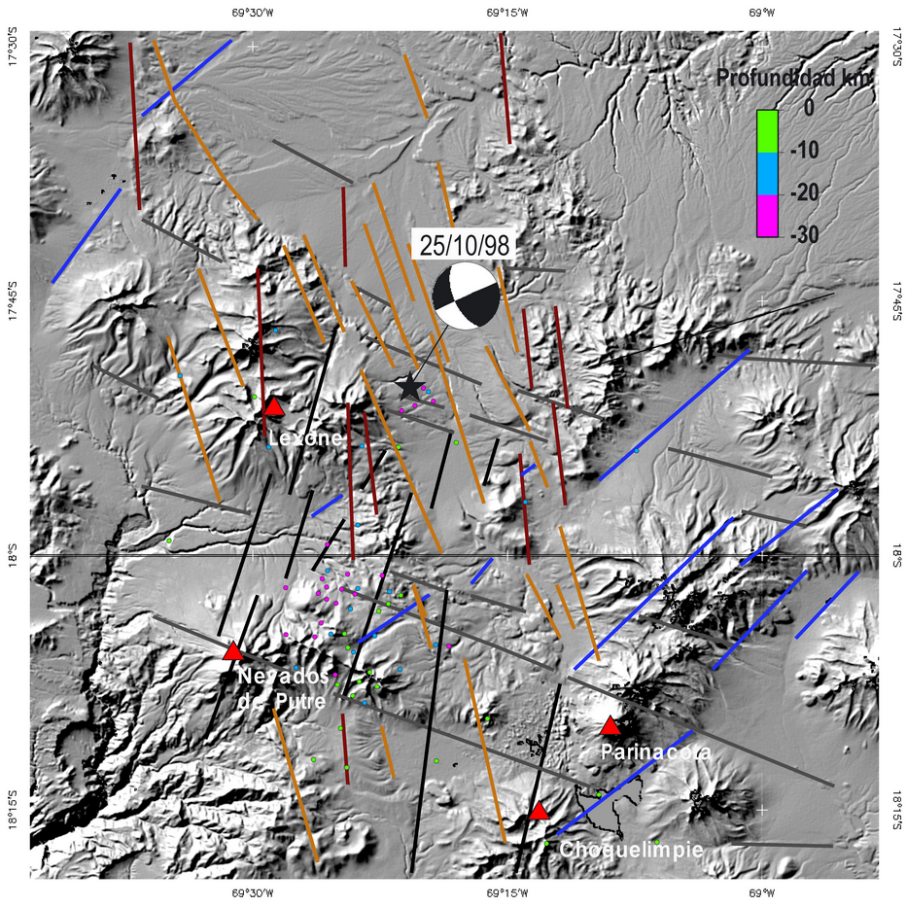


Figura 5.12: *Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 3 cercana al volcán Lexone, observadas a partir de un estudio fotosatelital.*

5.3.3.3. Interpretación sismotectónica

Se evidencia la actividad de dos estructuras distintas: fallas normales orientadas NE-SW y fallas dextrales orientadas NNW-SSE.

La geometría de los sistemas de falla principales, la elongación y alineamiento de los estrato-volcanes y el mecanismo focal disponible sugieren claramente la existencia de una extensa zona de cizalle, intra-arco, dextral en que la dirección de la extensión se orienta NW-SE, compatible con fisuras de tensión NE-Sw.

5.3.4. Conclusiones y Discusión

Los datos sismológicos, morfológicos y estructurales sugieren la existencia de una zona de cizalle intra-arco dextral paralela al margen (NNW-SSE) en el Norte de Chile, donde la dirección de extensión es NW-SE representada por fallas normales y fracturas de tensión NE-SW (figura 5.13).

Cuadro 5.4: *Determinación del sistema tectónico activo de Visviri a partir de los datos telesísmicos, microsísmicos y estructurales de la zona*

Zona sísmica 3: Visviri, 18°S		
Tipo Estudio	**Plano de Falla**	**Movimiento de la falla**
Datos telesísmicos	N246°E, 89°; N155°E, 60°S	de rumbo con leve componente inversa (30° o 179°)
Datos sísmicos locales	NNE, 65°	
Morfología Estructural	NW, NNW, NNE, NE, WNW	

Este patrón tectónico es claro en la región de Visviri, se tiene que confirmar más al Sur donde se encontraron menos evidencias.

Este sistema intra-arco dextral es consistente con el sentido de cizalle esperado en la placa superior debido a la oblicuidad de la convergencia de la placa con respecto al margen, propuesto por *McCaffrey* [1992]. Es una deformación común en zonas de convergencia oblicua en que la deformación está particionada entre el deslizamiento ortogonal a la fosa durante los terremotos de subducción interplaca y un desplazamiento paralelo al margen en la placa superior que acomoda el vector residual de la convergencia.

Los movimientos dextrales a los pies de la Cordillera Occidental de Chile son conocidos. En el borde Oeste del Altiplano, en el salar de Huasco, Pampa Alona y Pampa Caya (21°S),*Victor et al.* [2004] evidenciaron fallas normales NS, NE-SW en la Cordillera Occidental que desplazan las unidades Cuaternarias más jóvenes y evidenciaron fallas transcurrentes NS y NNW-SSE con últimos movimientos dextrales en el límite entre Precordillera y Cordillera, que sería la continuación del sistema Precordillerano de Chuquicamata [*Reutter et al.*, 1996].

Mucho más al Sur, en la falla intra-arco de rumbo de Liquiñe-Ofqui, desde el Mioceno el movimiento transcurrente conocido es dextral [*Cembrano et al.*, 2000].

En toda la Cordillera de los Andes chilenos, se acomodaría una componente dextral intra-arco debida a la leve oblicuidad de la convergencia con respecto al margen.

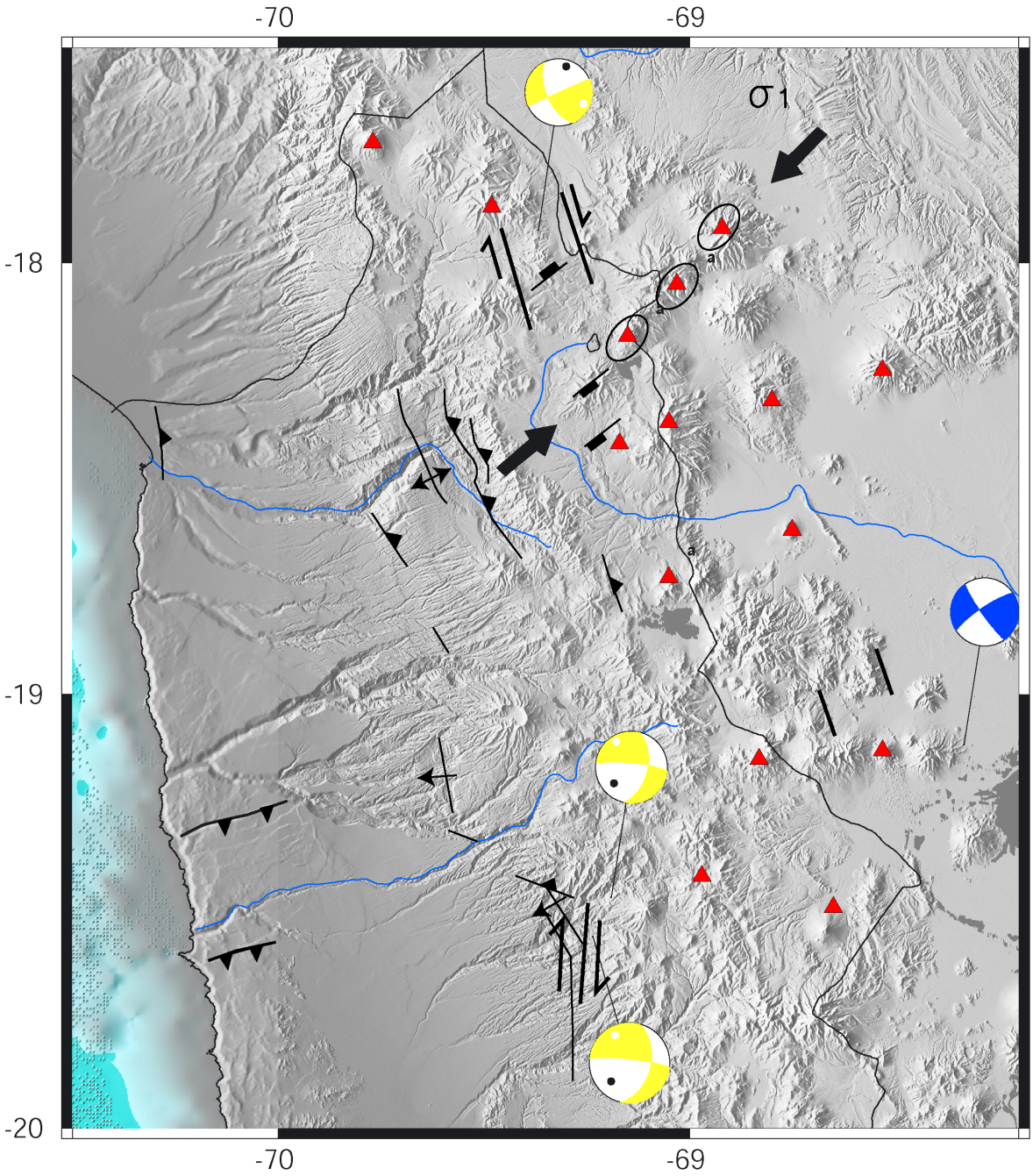


Figura 5.13: *Zona de cizalle dextral intra-arco paralela al margen en la región Isluga-Visviri. Interpretación d la deformación intra-arco a partir de los datos sismológicos, morfológicos y estructurales*

5.4. Región del Ticsani, Extremo Sur del Perú

La región de Ticsani, Extremo Sur del Perú está constituida de las zonas sísmicas: 4: Yucamane y 5: Ticsani. Esta región se sitúa al Este del ante-arco del extremo Sur del Perú, región Moquegua-Tacna, caracterizada por las estructuras tectónicas: Incapuquio, Purgatorio, Calientes, Chololo (figura 5.14).

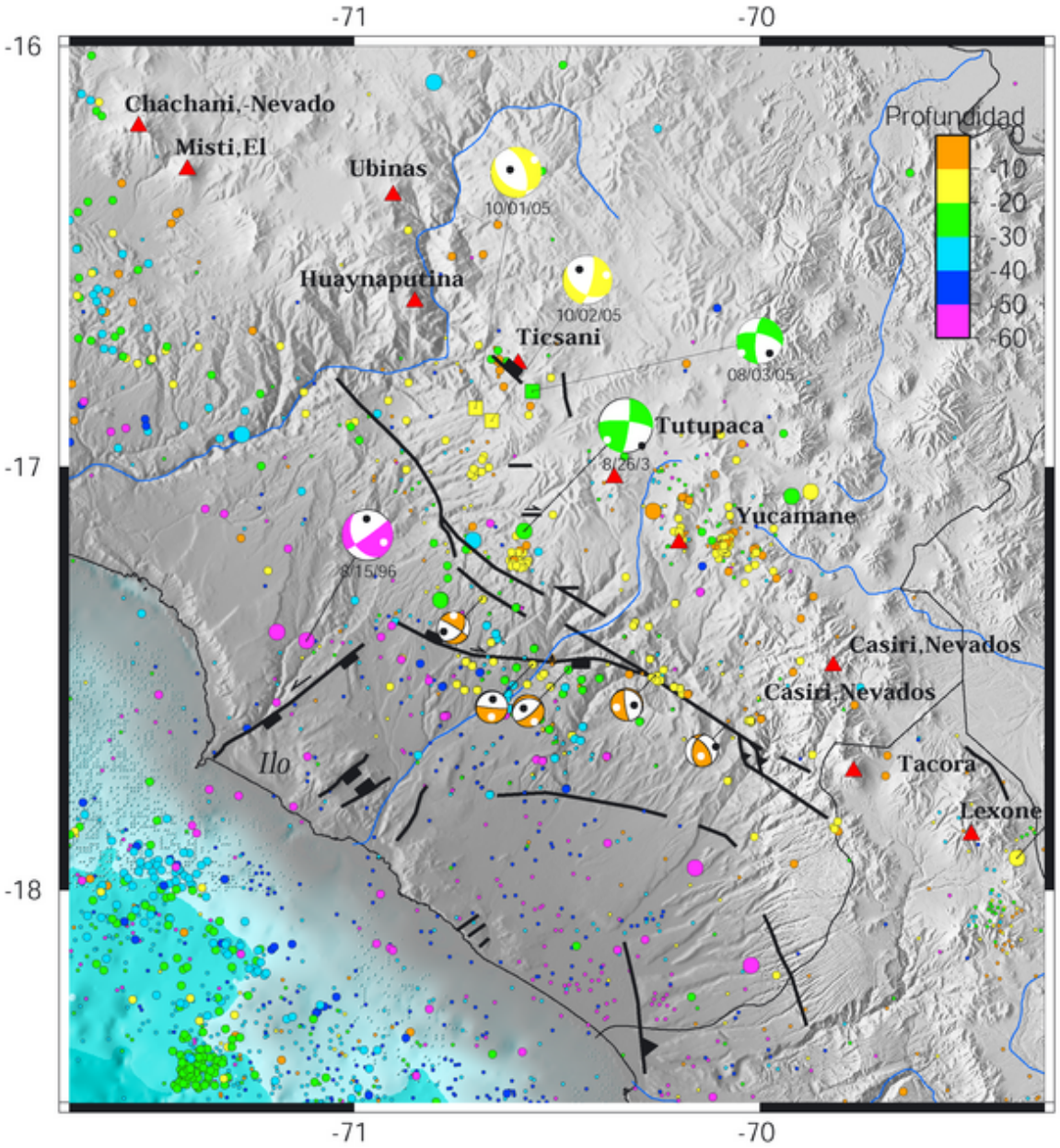


Figura 5.14: *Región Ticsani. Mecanismos focales y Estructuras del ante-arco y del arco.*

5.4.1. Zona sísmica 4: 17,5°S
Entorno de los volcanes Yucamane y Tutupaca

La zona sísmica 4 se caracteriza por una intensa microsismicidad registrada por la red permanente RESISTE de Arica ocurrida en Julio 2001 después del terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001.

La microsismicidad se distribuye en 2 enjambres sísmicos: uno entre los volcanes activos Tutupaca y Yucamane, el otro justo al Sur del volcán Yucamane (figura 5.15).

La distribución en profundidad de los microsismos, según los perfiles EW y NS, muestra una

actividad ubicada entre 0 y 10 km de profundidad sin sugerir claramente planos de falla asociados.

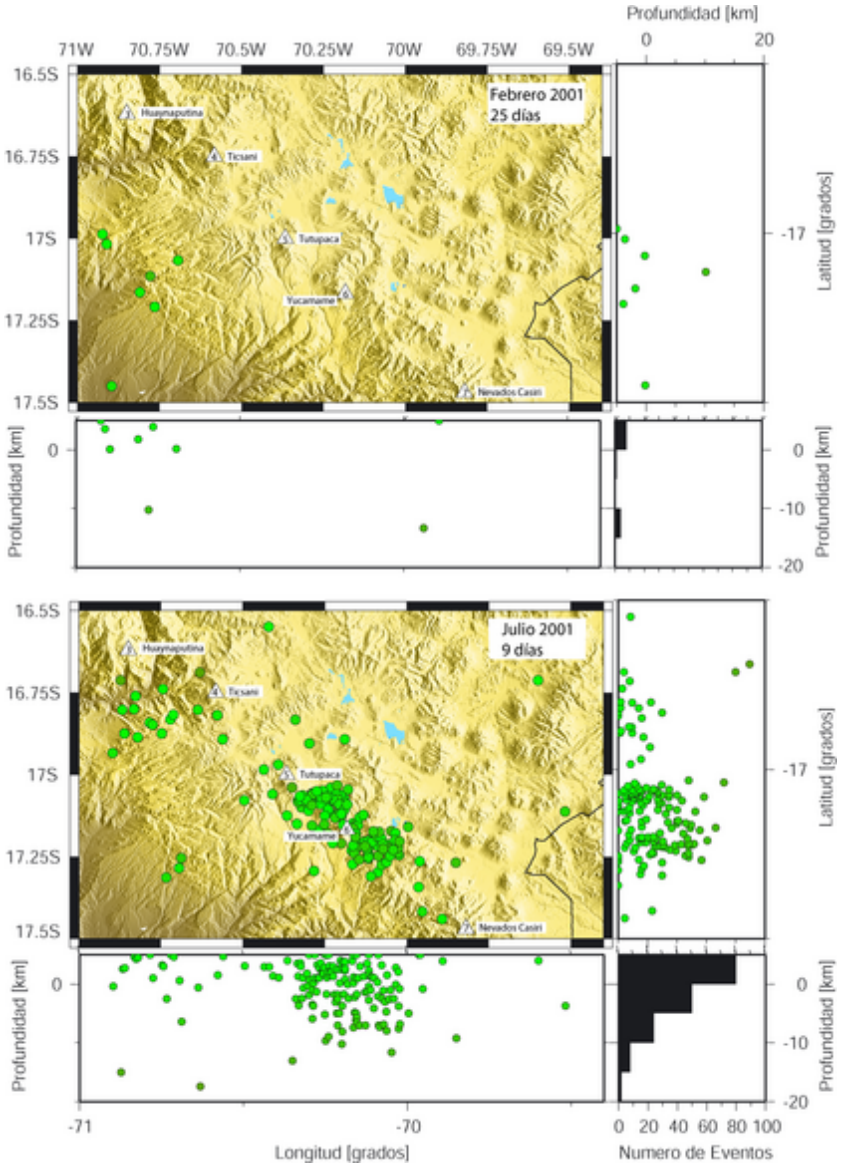


Figura 5.15: *Enjambres microsísmicos intensos debajo de los volcanes activos Tutupaca y Yucamane en Julio 2001.*

5.4.2. Zona sísmica 5: 17°S Entorno del volcán Ticsani

5.4.2.1. Estudio de la sismicidad

La zona sísmica 5 se caracteriza por la ocurrencia de tres terremotos intracontinentales, de magnitud Mw ≥ 5,0, alrededor del volcán activo Ticsani, entre Agosto y Octubre de 2005, 1 mes y 3 meses después del gran terremoto de subducción de profundidad intermedia de Tarapacá del 13 de Julio de 2005 (cuadro 5.5).

La profundidad de estos tres eventos está entre 12 y 28 km, sugiriendo que todos ocurrieron en la corteza superior. Sin embargo, no han sido relocalizados por *Engdahl et al.* [1998] y las localizaciones entregadas por los distintos organismos sismológicos nacionales e internacionales (NEIC, Harvard e IGP) difieren de cerca de 25 km en el error horizontal (figura 5.16).
Los dos eventos de Octubre de 2005, ambos normales, son muy parecidos: sus planos nodales

Cuadro 5.5: *Características de los grandes terremotos de la región de Ticsani, zona sísmica 5. Se especifica la localización hipocentral de los eventos de magnitud MW ≥ 5,0 y los planos nodales de los mecanismos focales correspondientes.*

Zona sísmica 5: 17°S, Entorno del volcán Ticsani				
Fecha	**Mw**	**Hipocentro IGP**	**Mecanismo Focal**	
		Longitud Latitud Prof.	**Plano Nodal 1**	**Plano Nodal 2**
			strike, dip, rake	**strike, dip, rake**
03.ago.2005	5,0	70,56°W, 16,82°S, 28 km	N283°E, 65°, -162°	N185°E, 74°, -25°
01.oct.2005	5,3	70,70°W, 16,86°S, 12 km	N125°E, 37°, -121°	N341°E, 59°, -6°
02.oct.2005	5,0	70,66°W, 16,89°S, 13 km	N123°E, 42°, -155°	N14°E, 74°, -51°

NW mantean hacia el Oeste mientras que sus planos nodales casi NS mantean hacia el Este. El evento cortical precursor de Agosto de 2005 se diferencia de los dos eventos posteriores porque presenta una componente transcurrente mayor y porque su plano nodal NW mantea hacia el Este y su plano nodal casi NS mantea hacia el Oeste. Los tres mecanismos focales sugieren, por lo tanto, que el sistema estructural activo está compuesto de estructuras antitéticas (mismo acimut, manteos opuestos). Estos eventos no son todos asociados a la misma falla, pero sí al mismo sistema de fallas.

Los 2 mecanismos focales normales presentan un plano nodal paralelo al margen, sugiriendo una extensión perpendicular al margen. Los 2 mecanismos focales de rumbo presentan planos nodales N-S y E-W, descartando la actividad sísmica de una zona de cizalle paralela al margen estos 40 últimos años.

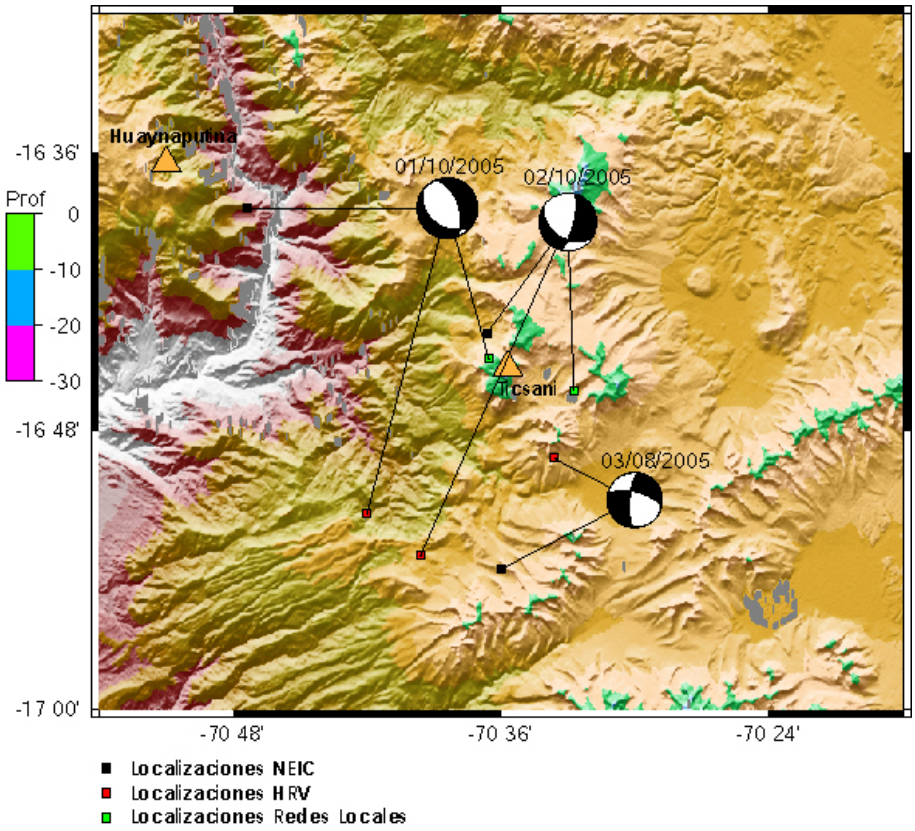


Figura 5.16: *Localizaciones de los tres eventos corticales ocurridos en los alrededores del volcán Ticsani en Agosto y Octubre de 2005. Las localizaciones provienen de los organismos internacionales NEIC y Harvard y del IGP por red regional y local.*

5.4.2.2. Réplicas de los eventos corticales del 01 y 02 de Octubre 2005

Las réplicas sísmicas de los dos eventos corticales del 01 y 02 de Octubre de 2005 fueron registradas por la red nacional peruana y por dos redes temporales instaladas algunos días después de aquellos. Las réplicas fueron localizadas por los equipos geofísicos del Instituto Geofísico del Perú (IGP) [*Tavera et al.*, 2006] y la Universidad Nacional de San Agustín (UNSA) de Arequipa. Tres estaciones fueron instaladas entre el 06 y 13 de Octubre por la UNSA y cuatro estaciones entre el 14 y 20 de Octubre por el IGP [*Tavera et al.*, 2006] como se observa en la figura 5.17. Las réplicas se encuentran al pie occidental del volcán Holoceno Ticsani y se distribuyen según un plano de falla con un acimut NW manteando con un álto-ángulo, pero es difícil de determinar si la distribución es vertical en profundidad, hacia el Este o hacia el Oeste.

5.4.2.3. Estudio geomorfológico

El volcán Ticsani se ubica entre los volcanes activos el Tutupaca más hacia el Sur y el Huaynaputina y el Ubinas hacia el Norte.

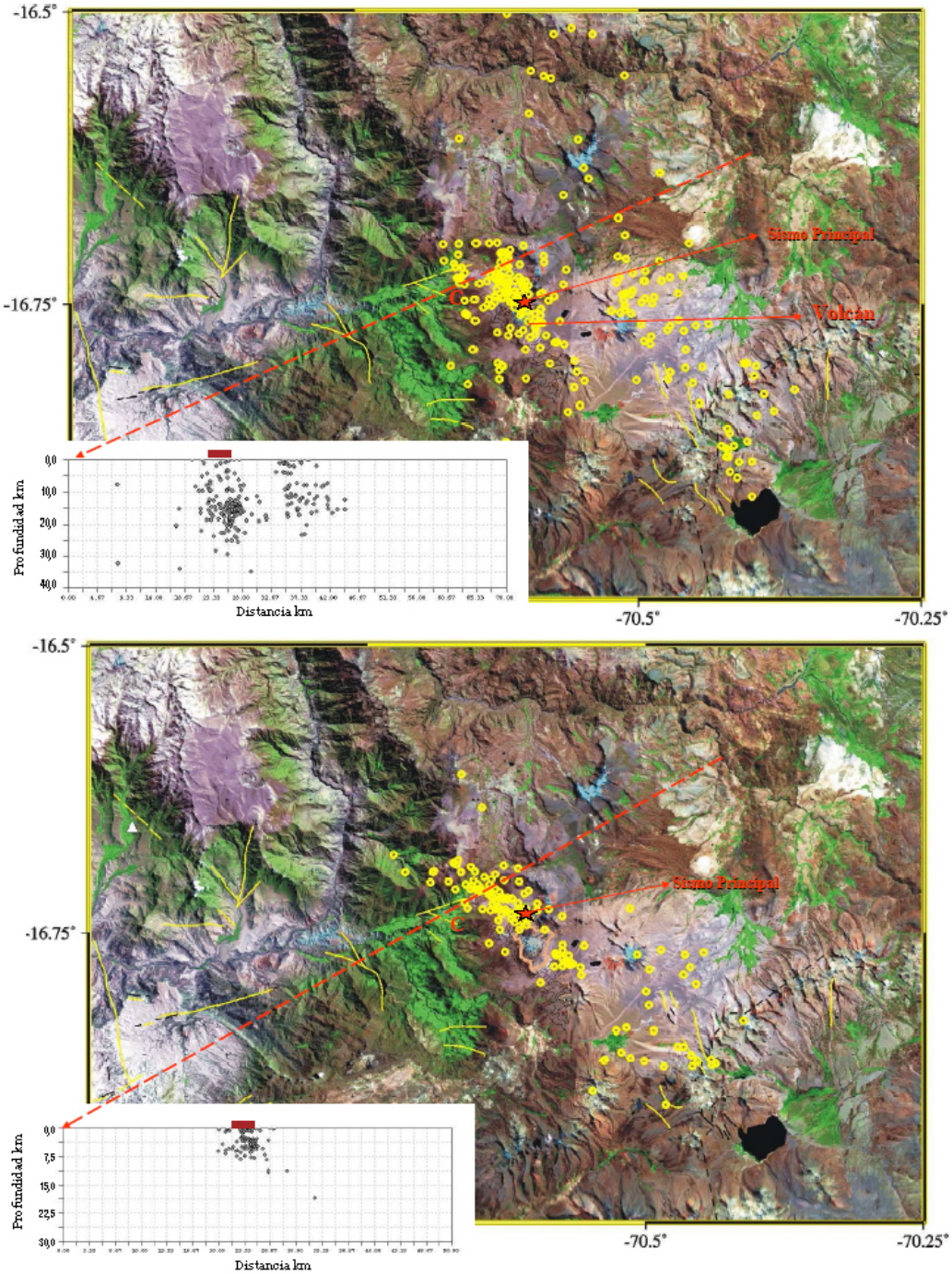


Figura 5.17: *Réplicas registradas por la red de tres estaciones de la UNSA entre el 6 y el 14 de Octubre (izquierda) y réplicas registradas por la red de cuatro estaciones del IGP entre el 12 y el 22 de Octubre - Red de estaciones temporales instaladas por los equipos peruanos después de los grandes eventos corticales de Octubre de 2005 [Tavera et al., 2006]. Los triángulos blancos son las estaciones corto-periodo de la UNSA y los triángulos azules son las estaciones banda-ancha del IGP.*

Se observan, en la figura 5.18, cuatro orientaciones preferenciales de las discontinuidades del relieve de la zona, analizadas a partir de las imágenes satelitales: NW (N140°E - N160°E), EW,

N-S (una dirección NNE y otra NNW), y se observa de manera más tenue la dirección NE que no ha sido ilustrada en la figura 5.18. Estas orientaciones ya han sido observadas en las zonas previas, a excepción de las dos orientaciones casi-NS que no habían sido diferenciadas tan claramente. La base elongada del estrato-volcán Tutupaca se orienta NNW-SSE, esta dirección

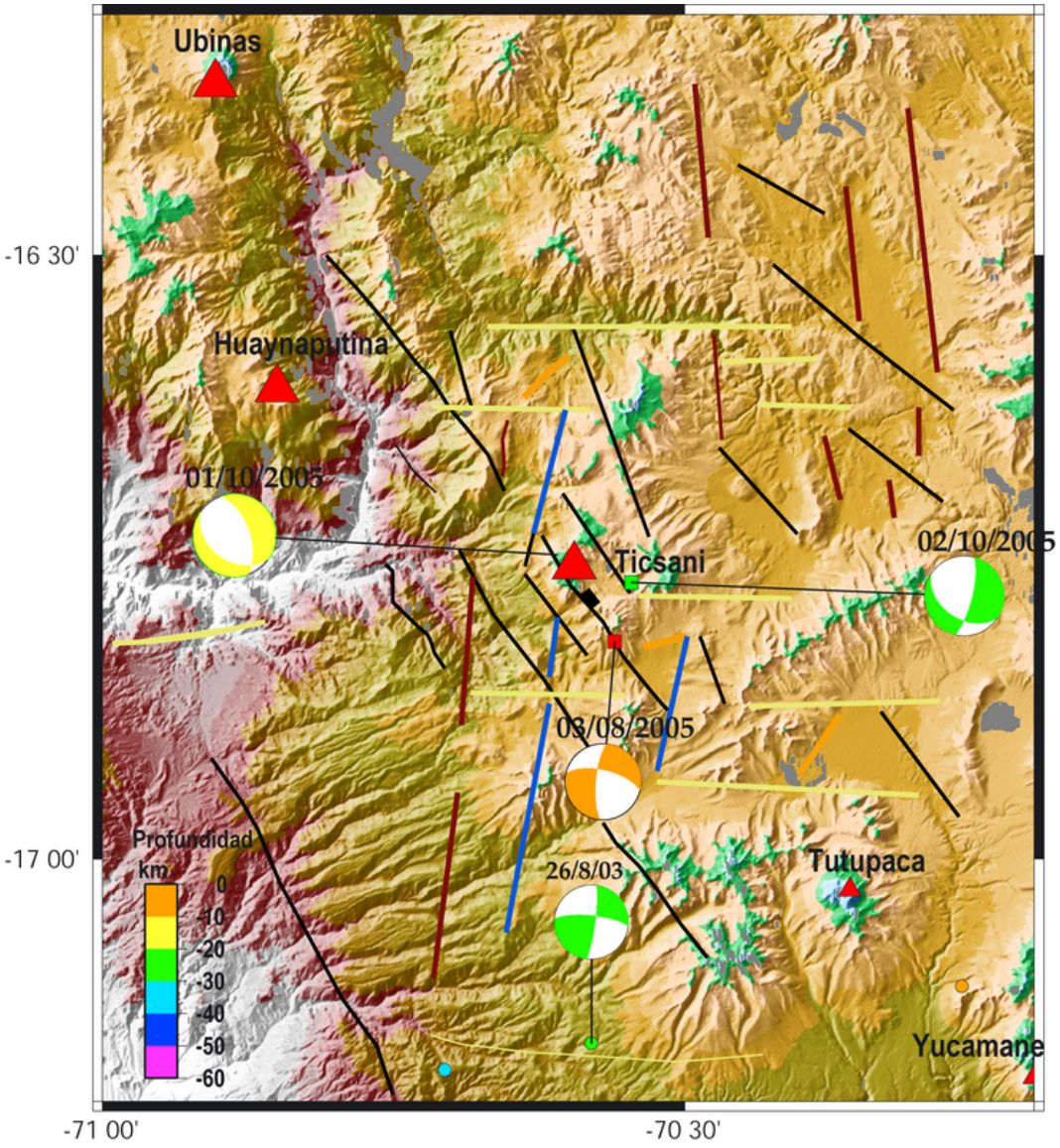


Figura 5.18: *Orientaciones preferenciales de las discontinuidades en la morfología del relieve de la zona sísmica 5 cercana al volcán Ticsani, observadas a partir de un estudio fotosatelital.*

coincide con la dirección de máximo esfuerzo dado por los mecanismos focales de la región.

El ridge muy pronunciado de orientación NE-SW que se encuentra entre el volcán Ticsani al Norte y el volcán Tutupaca al Sur podría corresponder a una estructura compresiva compatible con una dirección de máximo esfuerzo paralela al margen.

5.4.2.4. Estudio estuctural

En terreno, se identificó una falla normal (figura 5.19) caracterizada por un escarpe de unos 10 a 15 m de alto en superficie, de rumbo N155°E y con un manteo hacia el NE. Se localiza en el flanco Oeste del volcán Ticsani a 4 km al Noroeste (figura 5.19) [*Tavera et al.*, 2006] y parece prolongarse unos 4 - 5 km más hacia el SE como al NW por debajo del volcán Ticsani.

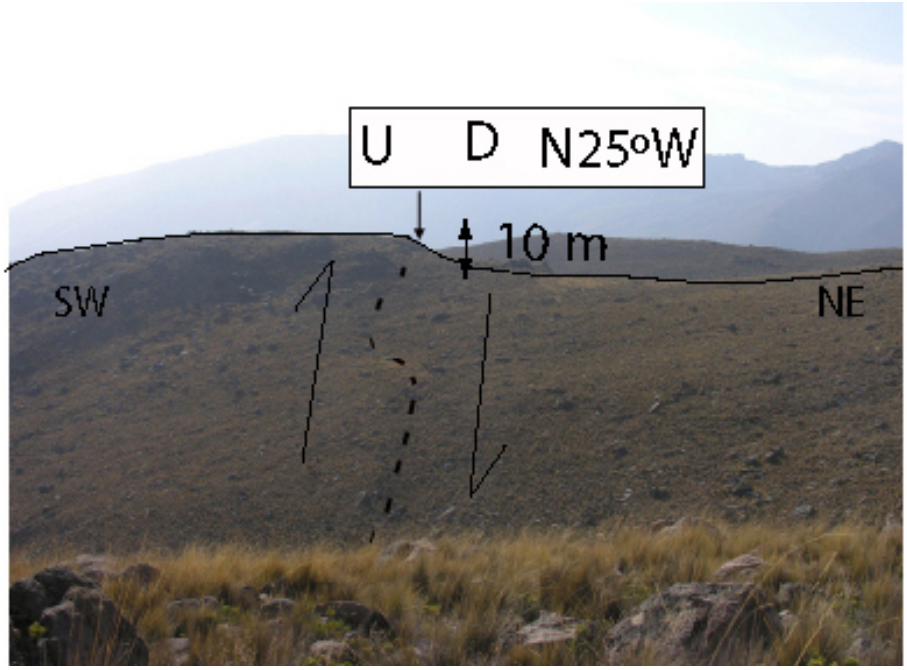


Figura 5.19: *Identificación de la falla activa a 5 km del volcán Ticsani [Tavera et al., 2006]. Escarpe asociado a la falla normal de acimut N155°E y buzando hacia el NE.*

5.4.2.5. Estudio interferométrico entre fines de 2004 e inicios de 2006

González et al. [2006b] calcularon el interferograma de la zona del Ticsani a partir de las imágenes ENVISAT-ASAR adquiridas el 04 de Diciembre de 2004 y el 13 de Mayo de 2006 (figura 5.20), en este periodo 3 eventos corticales de magnitud Mw ≥ 5,0 ocurrieron en esta zona. El interferograma muestra un patrón de franjas interferométricas más o menos elíptico, orientado en dirección NW, sobre un área de 15 x 7 km, que presenta una forma de mariposa. La máxima amplitud de esta deformación (3,7 franjas) se observa a aproximadamente 3,5 km al Oeste del domo del volcán Ticsani. La señal nítida del interferograma tiene firma de un evento tectónico muy localizado.

Como la deformación del suelo dada por el interferograma cubre un periodo largo donde ocurrieron por lo menos 3 eventos corticales de magnitud Mw ≥ 5,0, se ha modelado primero el desplazamiento del suelo a partir de cada plano nodal otorgado por los mecanismos focales Harvard de los tres eventos corticales (cuadro 5.5). Se ha fijado para los seis planos nodales, la

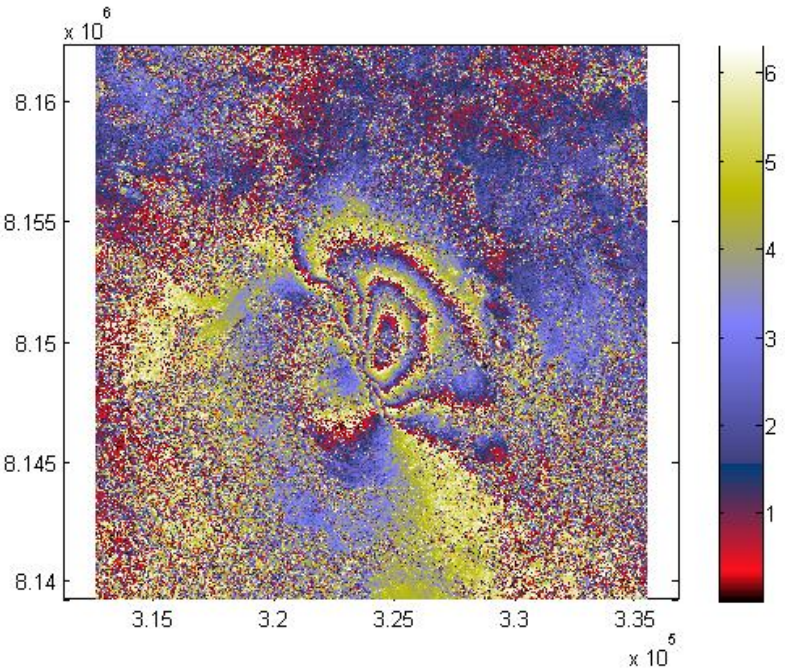


Figura 5.20: *Interferograma calculado entre el 04 de Diciembre de 2004 y el 13 de Mayo de 2006 en la región del volcán del Ticsani por González et al. [2006b].*

profundidad del foco en 4 km, el deslizamiento en la falla en 0,3 m y el área de falla como una falla cuadrada de 5 km por 5 km (figura 5.21).

En primera aproximación, el interferograma se puede modelar a partir del evento del 01 de Octubre de 2005, lo que se puede explicar por el hecho que es el mayor evento ocurrido entre las dos imágenes ENVISAT-ASAR procesadas.

Además el interferograma permite discriminar el plano de falla de los dos planos nodales del mecanismo focal del evento del 01 de Octubre de 2005: es el plano nodal (341°, 59°, -6°), por lo tanto de rumbo NNW, manteando hacia el Este y con movimientos normales con una pequeña componente sinestral.

Al modelar en particular los parámetros profundidad y deslizamiento en la falla que no son variables independientes, se encuentra que la dislocación que explica mejor el interferograma modelado corresponde a un foco sísmico somero de 4 km de profundidad y un deslizamiento de 0,3 m.

Pero el interferograma modelado a partir de una sola falla cuyas características son asociadas al evento 01 de Octubre de 2005 muestra algunas diferencias con el interferograma observado. La combinación de la actividad de dos fallas es necesaria para explicar mejor lo observado. Por lo tanto, el interferograma no corresponde a la actividad de la única falla NNW y en el fúturo se modelará a partir de dos dislocaciones.

Sin embargo, se evidenció la existencia de una nueva falla activa en el arco volcánico del Sur del

Perú que se localiza en el flanco Oeste del volcán Ticsani, tiene un rumbo de N341°E, mantea hacia el Noreste 59°y durante la crisis sísmica de 2005 ha actuado como una falla normal con una leve componente sinestral.

El estudio de interferometría-radar muestra que el sismo del 01 de Octubre de 2005 ocurrió debajo del volcán de Ticsani sobre una falla de rumbo NNW buzando hacia el NE con alto ángulo, caracterizada por movimientos normales con una leve componente sinestral (figura 5.18).

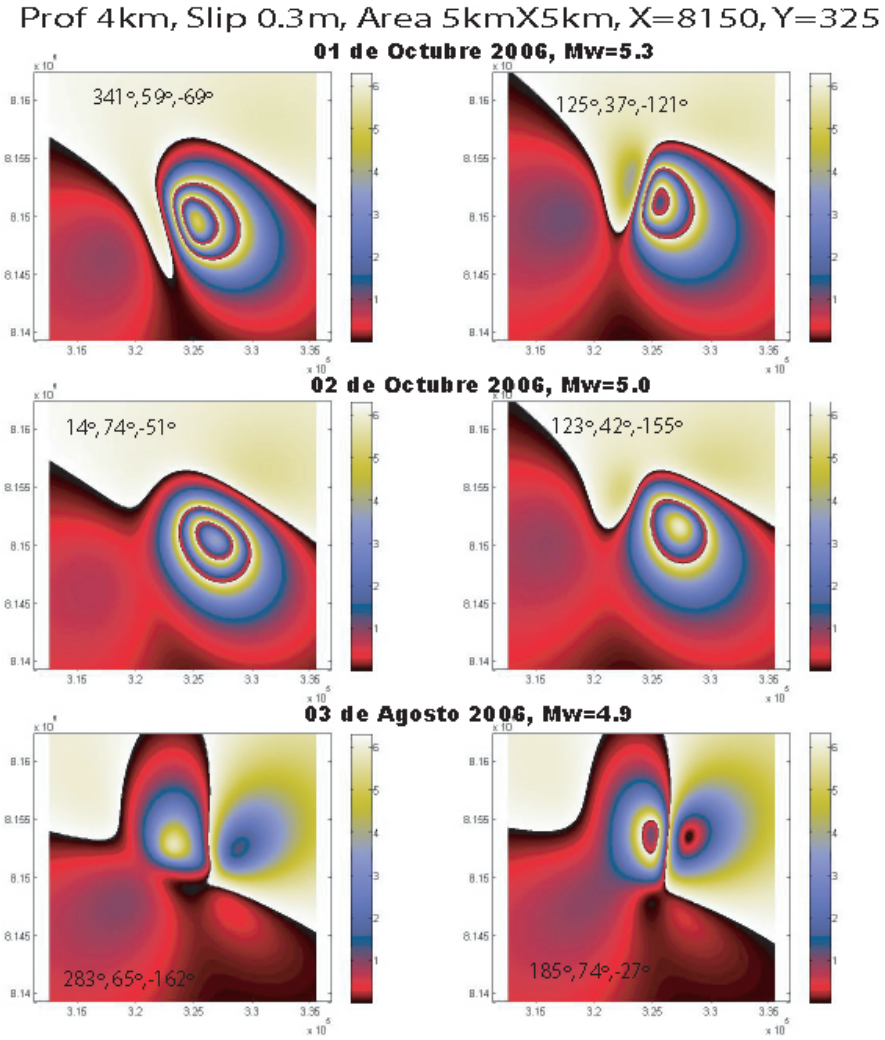


Figura 5.21: *Interferogramas modelados a partir de cada uno de los planos nodales de los mecanismos focales de los tres eventos corticales de 2005.*

5.4.2.6. Interpretación sismotectónica

Gracias a los mecanismos focales disponibles, la morfología de los estrato-volcanes y las observaciones de terreno se evidenció la actividad de dos estructuras, una NNW / NW de cinemática normal paralela al margen y otra N-S sinestral oblicua al margen.

Cuadro 5.6: *Determinación del sistema tectónico activo de Ticsani a partir de los datos telesísmicos, microsísmicos, estructurales y del estudio interferométrico de la zona*

.

Zona sísmica 5: Ticsani, 17°S		
Tipo Estudio	**Plano de Falla**	**Movimiento de la falla**
Datos telesísmicos	N19°W, 59°NE o 125°E, 37°SW	normal con componente de rumbo
Datos sísmicos locales	N30°W	
Interferometría	N19°W, 59°NE	normal con componente sinestral
Estudio fotosatelital	NNW y NW	-
Datos estructurales	N25°W, alto ángulo NE	normal

Este sistema tectónico evidencia una rotación de las direcciones principales de esfuerzos con respecto al Norte de Chile donde el máximo esfuerzo se encuentra paralelo al margen mientras que el mínimo perpendicular a éste.

La actividad de estas estructuras sugiere la existencia de una zona de cizalle sinestral N-S en que la dirección de extensión es perpendicular al margen, compatible con la fallas normales paralelas al margen. Esta zona de cizalle se caracteriza por una rotación significativa con respecto a las regiones adyacentes, supuestamente debida a la curvatura del margen en esta zona.

5.4.3. Conclusiones y Discusión

En la región Ticsani, las estructuras paralelas al margen se caracterizan por movimientos activos normales. La deformación evidenciada indica una complejidad debida a la curvatura del margen y la oblicuidad de la convergencia con respecto al margen al Norte y al Sur del Codo (figura 5.22).

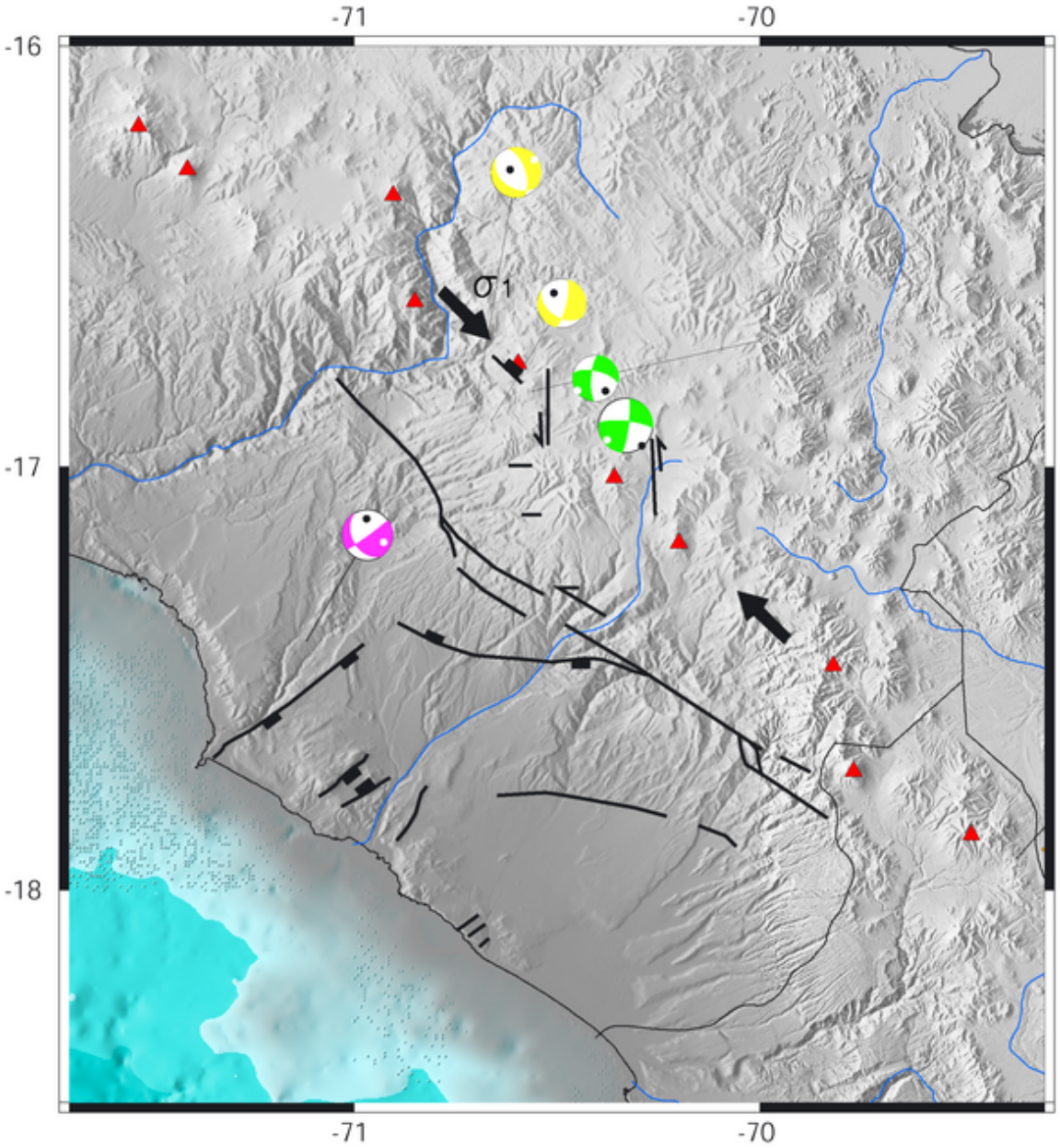


Figura 5.22: *Zona de cizalle sinestral intra-arco en la región Ticsani. Interpretación d la deformación intra-arco a partir de los datos sismológicos, morfológicos y estructurales*

5.5. Región del Colca, Sur del Perú

La región de Colca, Sur del Perú está constituida de las zonas sísmicas: 6: Colca y 7: Coropuna. Esta región se sitúa al Este del ante-arco del Sur del Perú, región Lluclla-Iquipi, caracterizada por las estructuras tectónicas: Lluclla, Huanca (figura 5.23).

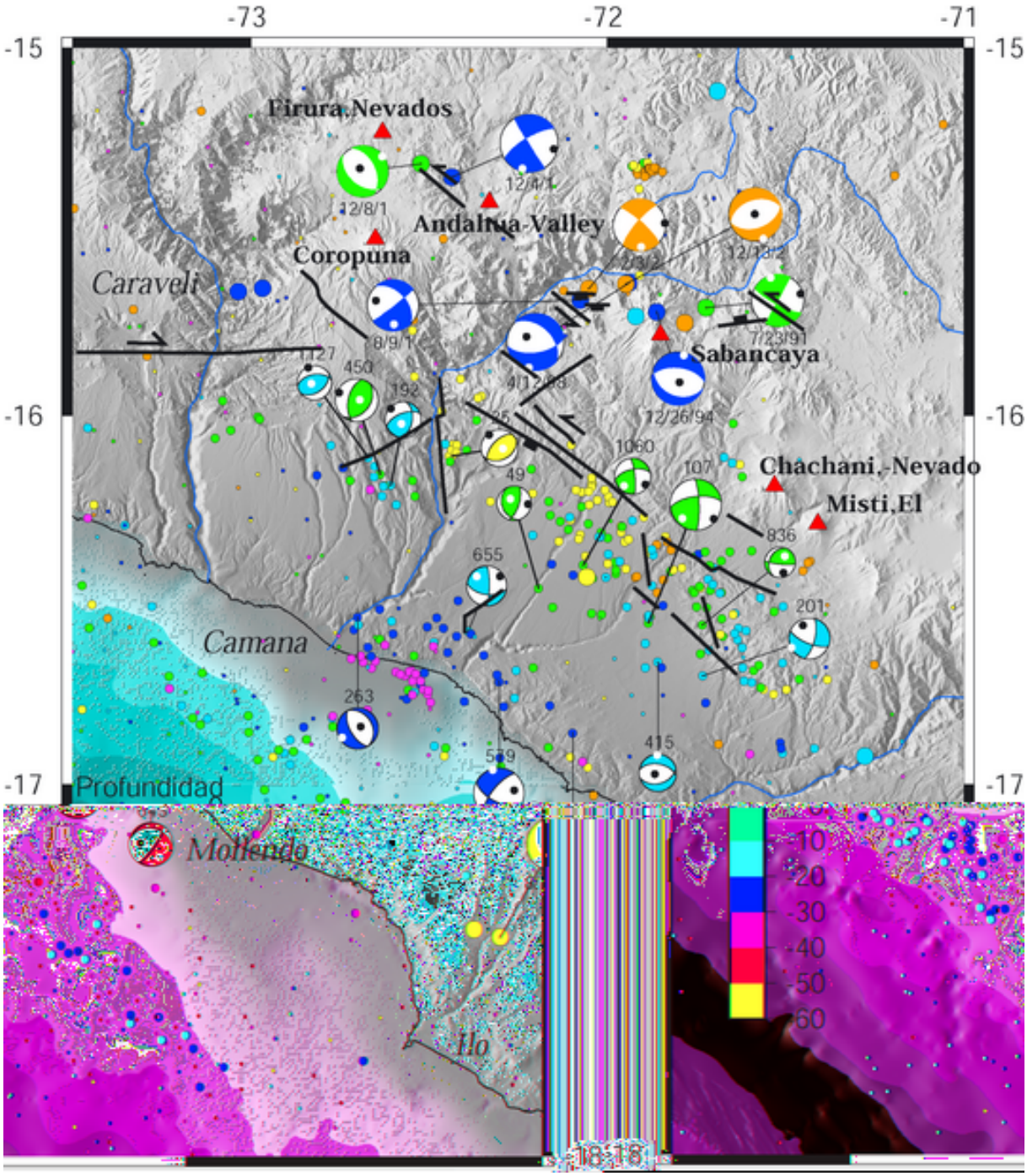


Figura 5.23: *Región Colca. Mecanismos focales y Estructuras del ante-arco y del arco.*

5.5.1. Zona sísmica 6: 16°S
Entorno del volcán Sabancaya y del cañón Colca

5.5.1.1. Estudio sísmico

La zona sísmica 6 es la más sísmica en términos de número de eventos de magnitud Mw ≥ 5,0. Es la única zona donde se produjeron seis sismos intracontinentales, en los años 1991, 1994, 1998, 2001 y 2002 (Febrero y Diciembre) alrededor de los volcanes Sabancaya y Hualca-

Hualca.

La profundidad de estos seis eventos se encuentra en un amplio rango, entre 1,4 y 46 km, sugiriendo que todos ocurrieron en la corteza ya que el Moho es superior a 60 km de profundidad debajo del arco. Pero tres eventos ocurren a profundidades grandes, probablemente en la corteza inferior considerando el error asociado a la localización hipocentral.

Los eventos de 1994, 1998 y Dic. 2002 son muy parecidos con planos nodales aproximadamente orientados EW y movimientos casi normales. En cambio, los eventos de 1991, 2001 y Feb. 2002 presentan planos nodales NW y NE y una componente de rumbo mucho más importante ((figura 5.24 y cuadro 5.7).

Por lo tanto, estos seis eventos describen un sistema de fallas en el que se distinguen tres orientaciones de fallas y dos tipos de movimientos: normales y de rumbo.

Cuadro 5.7: ***Características de los grandes terremotos de la región de Colca, zona sísmica 6. Se especifica la localización hipocentral de los eventos de magnitud Mw ≥ 5,0 y los planos nodales de los mecanismos focales correspondientes.***

Zona sísmica 6: 16°S, Entorno del volcán Sabancaya y del cañón Colca				
Fecha	**Mw**	**Hipocentro**	**Mecanismo Focal**	
		[*Engdahl et al.*, 1998]	**Plano Nodal 1**	**Plano Nodal 2**
		Longitud Latitud Prof.	**strike, dip, rake**	**strike, dip, rake**
23.jul.1991	5,1	71,72°W, 15,71°S, 24,2 km	N118°E, 77°, 0°	N208°E, 90°, -167°
26.dic.1994	5,0	71,86°W, 15,72°S, 43,7 km	N111°E, 35°, -79°	N277°E, 56°, -98°
12.abr.1998	5,3	71,94°W, 15,64°S, 41,1 km	N313°E, 44°, -47°	N81°E, 60°, -123°
09.ago.2001	5,3	72,08°W, 15,69°S, 46,0 km	N318°E, 47°, -5°	N52°E, 86°, -137°
03.feb.2002	5,2	72,05°W, 15,66°S, 1,4 km	N220°E, 78°, 169°	N312°E, 79°, 12°
13.dic.2002	5,3	71,95°W, 15,64°S, 3,9 km	N253°E, 44°, -88°	N71°E, 46°, -92°

5.5.1.2. Estudio estructural y geomorfológico

La Región de Sabancaya - Colca presenta un régimen tectónico complejo representado principalmente por las fallas Huanca y Ichupampa orientadas en dirección NW-SE [*Huaman*, 1985, *Mering et al.*, 1996], y las fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa-1 orientadas en dirección EW [*Sébrier et al.*, 1985] y manteando hacia el Sur.

La actividad reciente de las fallas de orientación EW se observa mediante el desplazamiento de terrenos Pleistocenos como lo muestra la figura 5.25. Estas observaciones estructurales concuerdan totalmente con los mecanismos de ruptura que indican los mecanismos focales de los

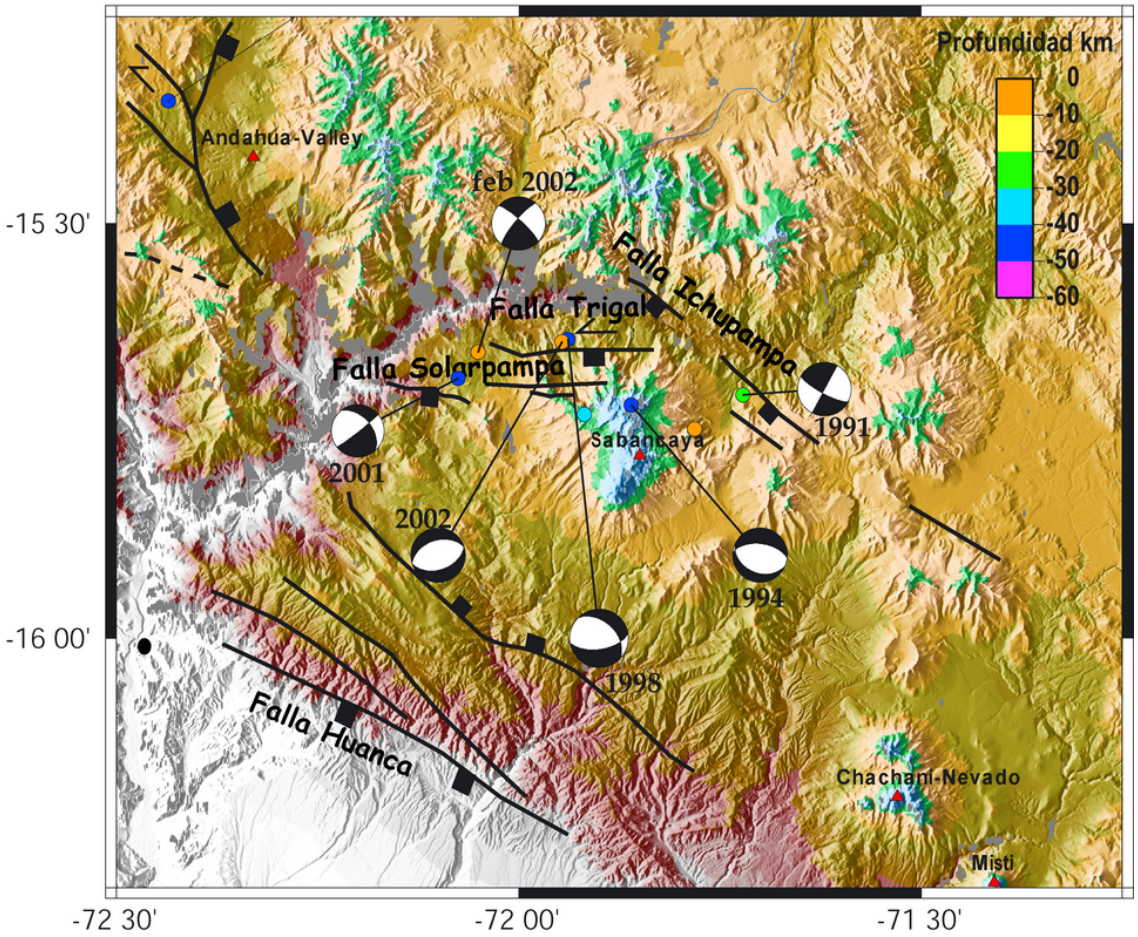


Figura 5.24: *Enjambre sísmico en la zona Sabancaya - Colca.*

sismos cercanos a esta falla.

Según los estudios estructurales previos y la localización de los sismos (figura 5.24), se puede concluir que el sismo de 1991 ocurrió en la falla Ichupampa, que los sismos de 1998 y Dic. 2002 ocurrieron en la falla Trigal.

Según los mecanismos focales y los estudios de terreno, se puede concluir que la falla Ichupampa de dirección NW es sinestral y que la falla Trigal de dirección EW es normal.

En consecuencia, tanto la falla Ichupampa de dirección NW como la falla Trigal de dirección EW son activas, pero su cinemática es distinta. Los últimos movimientos de la falla Ichupampa de dirección NW son sinestrales como en la falla de Andahua-Valley de dirección NW.

El estudio fotosatelital permite identificar las mismas cuatro orientaciones principales que en la zona de los volcanes Andahua-Valley y Coropuna, es decir NW, NS, NE y EW.

A partir del resultado anterior y de la interpretación morfológica, se pueden asociar los otros tres eventos a algunas de estas estructuras. El sismo de 1991 que tiene su epicentro en el volcán Hualca-Hualca ocurre sobre una falla EW que es la continuidad de la falla Solarpampa-1 es-

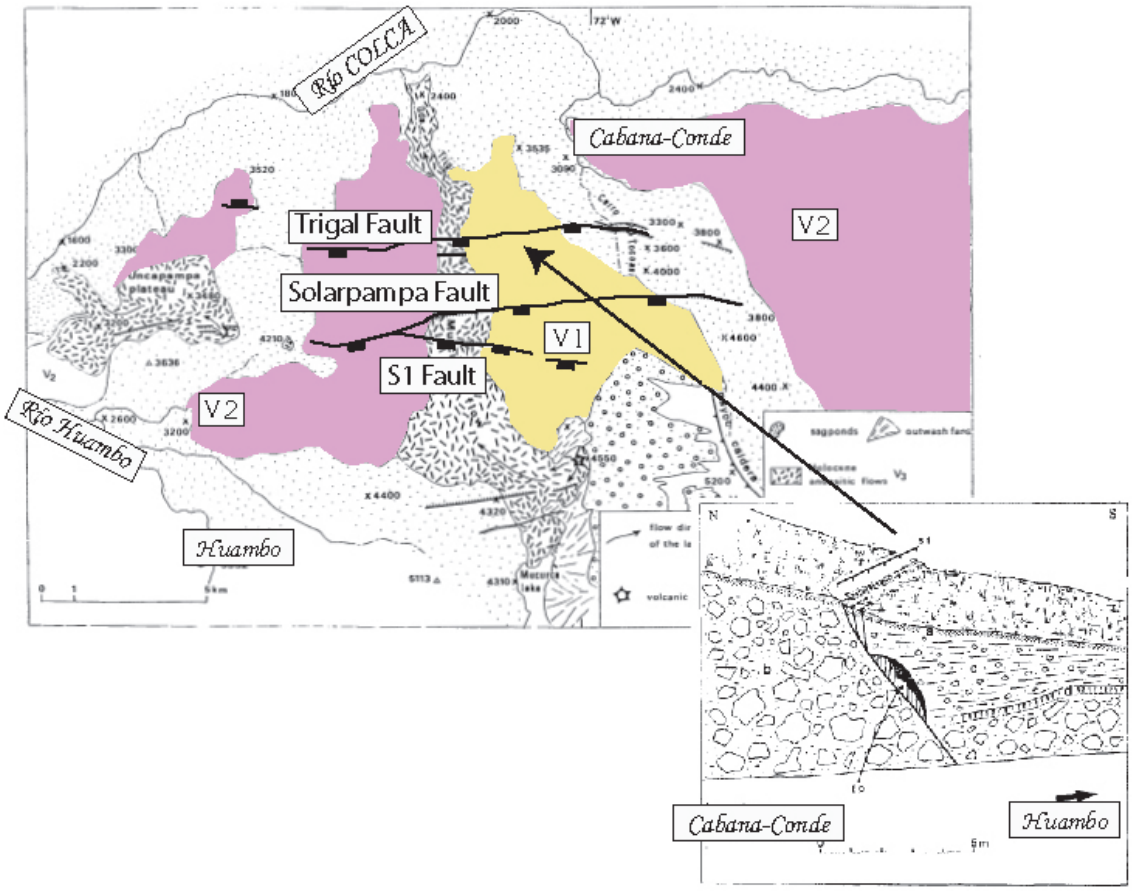


Figura 5.25: *Fallas Pleistocenas en la región del Colca, falla Trigal y Solarpampa [Sébrier et al., 1985].*

tudiada por *Sébrier et al.* [1985] y los sismos de 2001 y Feb. 2002 de mecanismos focales de rumbo ocurren en en dos fallas distintas, ambas de dirección NW.

Sin embargo, los sismos de 1994 (Solarpampa-1), 1998 (Trigal) y 2001 (Uncapampa) son sismos profundos (40 km de profundidad aproximadamente), al asociarlos a fallas observables en superficie, se inferiría que estas fallas son de dimensión cortical y que la deformación es frágil a estas profundidades.

5.5.1.3. Estudio interferométrico entre 2002 y 2004

González et al. [2006b] calcularon el interferograma de la zona de Sabancaya a partir de las imágenes ENVISAT-ASAR adquiridas el 04 de Mayo de 2002 y el 05 Enero de 2005 (figura 5.26), periodo en el cual ocurrió el evento de Diciembre 2002 muy superficial y de magnitud Mw $\geq$ 5,0.

Estas cuatro imágenes (track/frame: 454/3930), fueron adquiridas durante paso descendente en swath 2 (órbitas: 04015, 08023, 14035, 15037, ángulo de incidencia 23°) y cubre un periodo de aproximadamente 4 años (entre Diciembre de 2002 y Enero de 2005). La tabla 1 muestra las

fechas de adquisición.

Cuadro 5.8: ***Lista de imágenes adquiridas en swath 2 utilizadas para este estudio.***

Track	**Frame**	**Órbita**	**Paso Asc./Desc.**	**Fecha de adquisición**
454	3930	04015	Descendente	06/12/02
454	3930	08023	Descendente	12/09/03
454	3930	14035	Descendente	05/11/04
454	3930	15037	Descendente	14/01/05

En el interferograma superior de la figura 5.26, se observaron franjas concéntricas más o menos circulares sobre una planicie ubicada al Oeste del volcán Hualca Hualca que corresponden a una señal de 9 x 13 km de dimensión aproximadamente. Los valores de fase aumentan hacia el interior de la anomalía, lo que se entiende como el aumento de la distancia entre el suelo y el satélite. Esta variación en la distancia puede interpretarse como una subsidencia del suelo que es mayor en la parte interna con respecto al borde exterior del área de deformación [*González et al.*, 2006b]. El área mayor de subsidencia está limitada hacia el Norte por la falla Solarpampa (F-S); la zona pequeña de subsidencia esta delimitada entre las fallas Solarpampa y Solarpampa 1 (F-S y F-S1).

El modelamiento directo de este interferograma muestra que la falla Solarpampa se activó durante el sismo de Diciembre 2002 a profundidades superficiales.
Los cuatro tipos de datos: sismológicos, morfológicos, estructurales e interferométricos concuerdan que la falla Solarpampa de dirección E-W, de manteo hacia el Sur con movimientos normales es activa (cuadro 5.9).

5.5.1.4. Interpretación sismotectónica

A partir del estudio sísmico, morfológico, estructural y de interferometría-radar, se evidencia un sistema estructural importante constituido de cuatro orientaciones preferenciales NW, EW, NS y NE, dos de ellas son sísmicamente activas NW-SE y E-W con movimientos diferentes: sinestrales para las estructuras NW-SE y normales para las estructuras E-W.

Estos datos evidencian la existencia de una zona de cizalle extensa intra-arco paralela al margen (NW-SE) sinestral en que la dirección de extensión es N-S compatible con fallas normales y fracturas de tensión E-W.

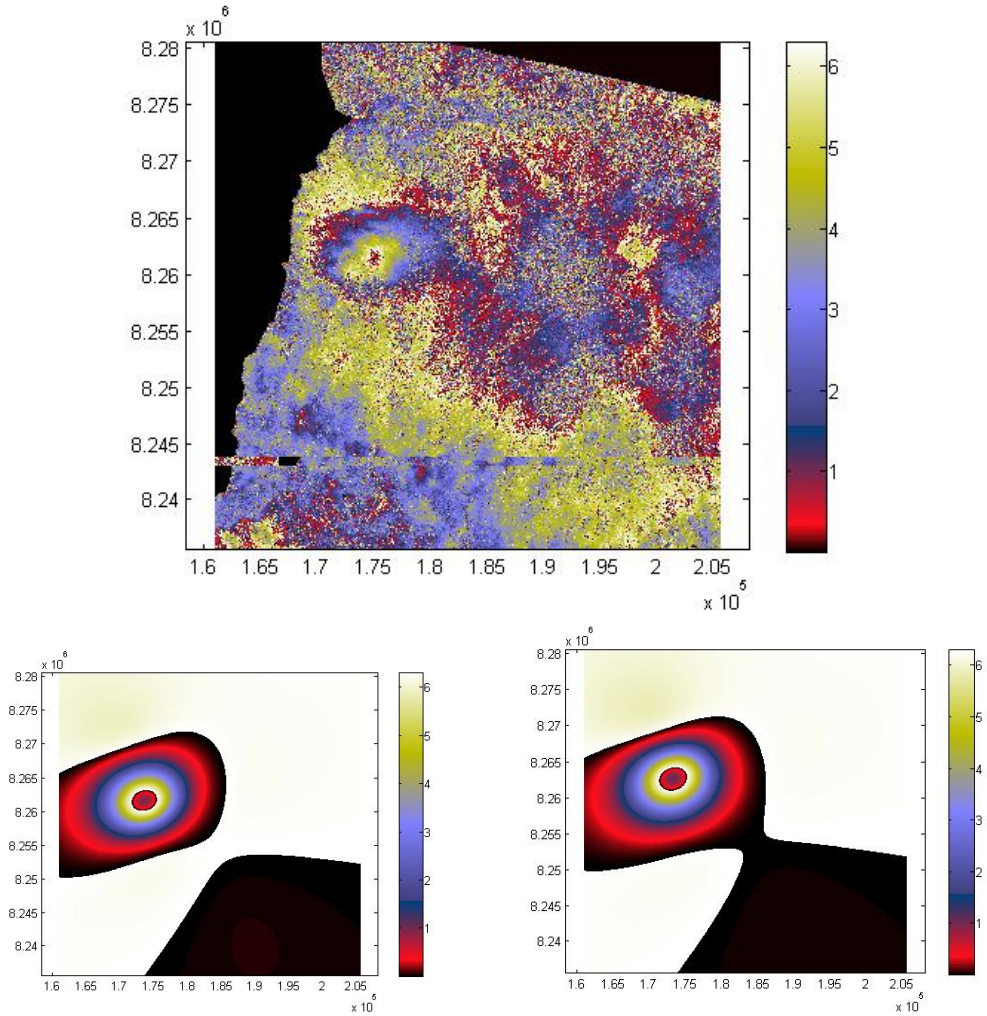


Figura 5.26: *Interferograma calculado entre el 13 de Mayo 2002 y 2004 en la zona del volcán Holoceno Sabancaya por González et al. [2006b] e Interferogramas modelados a partir del plano de falla (N253°E, 44°N, -88°) a la izquierda y a partir del plano de falla (N71°E, 46°S, -92°) a la derecha en la región del volcán activo Sabancaya.*

Cuadro 5.9: *Determinación del sistema tectónico activo de Sabancaya o del Colca a partir de los datos telesísmicos, estructurales y del estudio interferométrico de la zona.*

Zona sísmica 2: Colca, 16°S		
Tipo Estudio	**Plano de Falla**	**Movimiento de la falla**
Datos telesísmicos	N73°E, 44°N o N71°E, 46°S	normal (-88° o -92°)
Interferometría	N71°E, 46°S	movimiento normal sin componente de rumbo
Datos estructurales	N82°E, 60°S	normal con pequeña componente sinestral

5.5.2. Zona sísmica 7: 15,75°S Entorno de los volcanes Andahua-Valley y Coropuna

5.5.2.1. Estudio sísmico

La zona sísmica 7 se caracteriza por la ocurrencia de dos terremotos intracontinentales de magnitud Mw ≥ 5.0, cerca de los volcanes Andahua-Valley y Coropuna, en Diciembre 2001, 6 meses después del gran terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 (cuadro 5.10 y figura 5.27).

La profundidad de estos dos eventos es distinta, uno ocurre a 21 km de profundidad, el otro a 41 km de profundidad.

Cuadro 5.10: *Características de los grandes terremotos de la región de Coropuna, zona sísmica 7. Se especifica la localización hipocentral de los eventos de magnitud Mw ≥ 5,0 y los planos nodales de los mecanismos focales correspondientes.*

Zona sísmica 7: 15,75°S, Entorno de los volcanes Andahua-Valley y Coropuna				
Fecha	**Mw**	**Hipocentro**	**Mecanismo Focal**	
		[*Engdahl et al.*, 1998]	**Pl. Nodal 1**	**Pl. Nodal 2**
			strike, dip, rake	**strike, dip, rake**
04.dic.2001	5,0	72,46°W, 15,35°S, 41 km	N149°E, 88°, -17°	N239°E, 73°, -178°
08.dic.2001	5,3	72,52°W, 15,32°S, 21 km	N315°E, 68°, -2°	N45°E, 88°, -158°

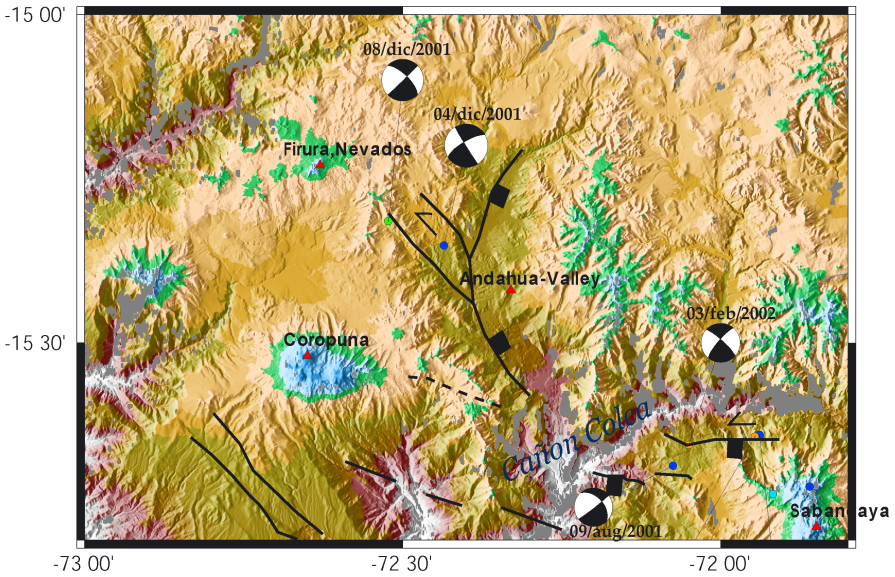


Figura 5.27: *Interpretación tectónica a partir de la macrosismicidad de la zona y de las observaciones morfológicas.*

A diferencia de la región de Aroma, la región de Coropuna está frente al hipocentro del terremoto de subducción del 23 de Junio de 2001 de Arequipa.

Los mecanismos focales de los dos eventos de Diciembre 2001 son idénticos, presentan dos planos nodales NW (N30°W y N45°W) y NE (N41°E y N45°E) y un movimiento de rumbo con una leve componente normal, lo que indica que estos dos sismos ocurrieron en fallas del mismo tipo.

Cabe hacer notar que el plano nodal NE es casi vertical en ambos casos, pero el plano nodal NW presenta direcciones de buzamientos distintos (cuadro 5.10 y figura 5.27).

5.5.2.2. Estudio geomorfológico

El estudio fotosatelital permite identificar cuatro orientaciones principales en las discontinuidades topográficas del relieve cordillerano en la zona de los volcanes Andahua-Valley y Coropuna, que se describen a continuación.

- orientación NW paralelas al margen y al sistema Incapuquio conocido.
- orientación NS se observan principalmente al Norte del cañon de Colca
- orientación NE
- orientación EW

Cerca de los epicentros de los eventos sísmicos, se observa una discontinuidad circular pasando de una orientación NW a NS y luego a NE que se caracteriza por un valle bastante ancho en el cual se distribuye una sucesión de volcanes pequeños basálticos Holocenos.

Al Oeste de este valle que se asemeja a un graben, varias estructuras NW se ramifican, y en una de ellas ocurrieron los dos sismos de Diciembre 2001.

La dirección NW de la estructura permite inferir que los planos de falla activos son los de dirección NW y que, por lo tanto, el sistema estructural NW de esta zona es sinestral.

La base elongada en dirección E-W del estrato-volcán Coropuna sugiere que el eje de compresión máxima sea E-W lo que es compatible con los mecanismos focales disponibles en la zona.

El patrón tectónico sinestral es también conocido en la Precordillera en el sistema de fallas Incapuquio, en el arco había sido observado localmente [*Sébrier et al.*, 1985]. La componente normal en estructuras paralelas al margen había sido también mostrada en depósitos Pliocenos y Holocenos en el Altiplano [*Lavenu and Mercier*, 1991] y en la Cordillera Occidental [*Mercier et al.*, 1992].

5.5.3. Conclusiones y Discusión

Los datos sismológicos, morfológicos y estructurales (figura 5.23) sugieren la existencia de una zona de cizalle sinestral paralela al margen (NW-SE) en el Sur del Perú, donde la dirección de extensión es N-S representada por fallas normales y fracturas de tensión E-W (figura 5.28).

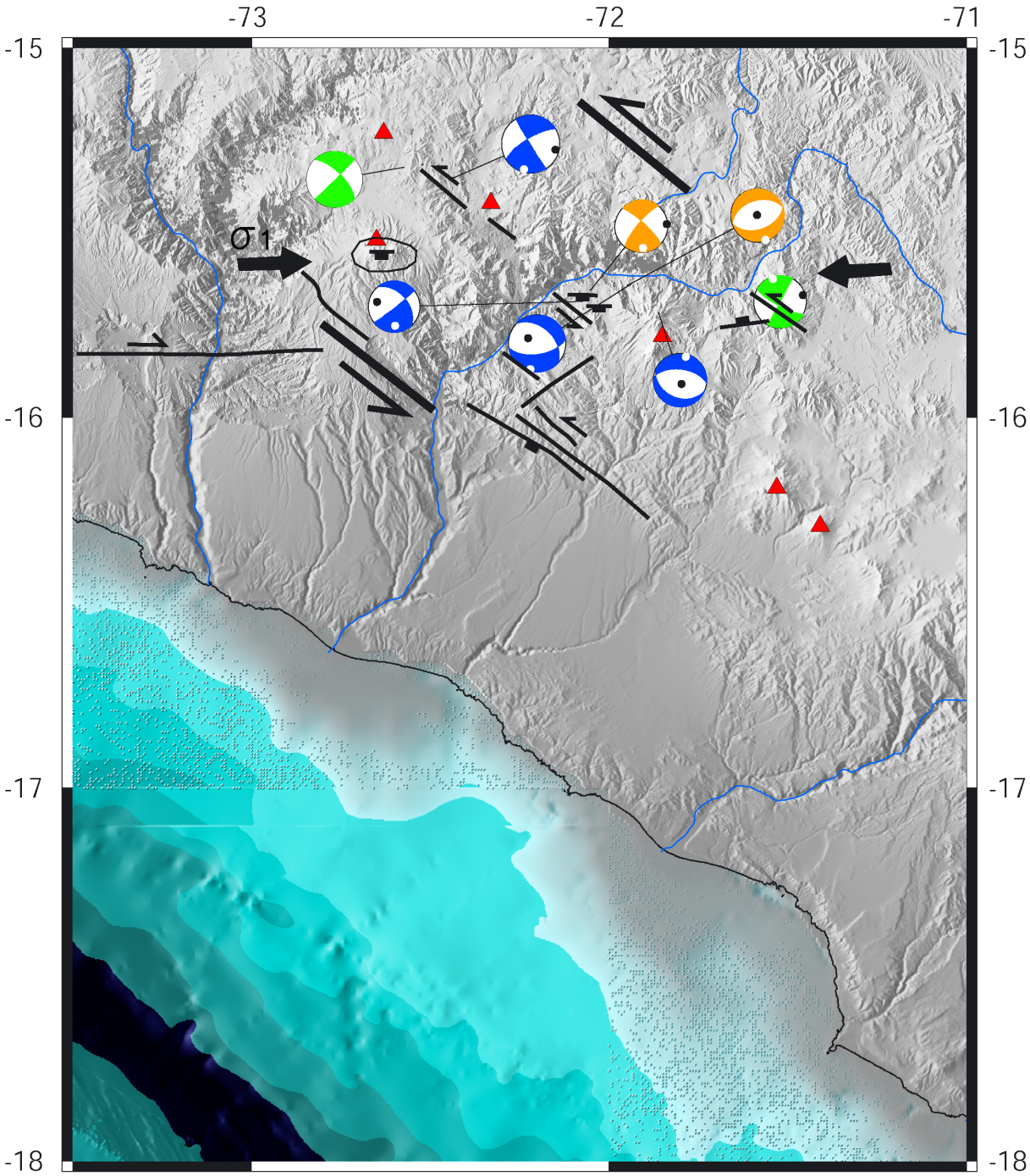


Figura 5.28: *Zona de cizalle sinestral intra-arco en la región Colca. Interpretación d la deformación intra-arco a partir de los datos sismológicos, morfológicos y estructurales*

5.6. Tensor de esfuerzos en el arco

Aunque los mecanismos focales del cinturón sísmico del arco volcánico responden a patrones de deformación distintos y por lo tanto a tensores de esfuerzos distintos, se trató de encontrar un solo tensor de esfuerzos que podría explicar la ocurrencia de todos los eventos intracontinentales del cinturón de arco.

Se utilizaron los mecanismos focales de las siguientes regiones:

> La parte más al Norte del Codo de Arica comprende dos enjambres de macrosismicidad cortical muy cercanos; la zona de Andahua-Valley - Coropuna y de Sabancaya - Colca, caracterizados en total por 9 mecanismos focales (4-5 mecanismos focales normales y 5-4 de rumbo).
>
> La parte central del cinturón sísmico del arco comprende un enjambre de macrosismicidad: la zona de Ticsani, caracterizado por solamente 3 mecanismos focales.
>
> La parte Sur del cinturón sísmico del arco, en el Norte de Chile comprende dos zonas macrosísmicas: zona de Visviri y de Isluga, los dos mecanismos focales son de rumbo y muy similares en cuanto a acimut, manteo y deslizamiento.

Para ello, se utilizó el método de inversión de *Rivera and Cisternas* [1990] con el que se calcularon los cincuenta mejores tensores de esfuerzos capaces de explicar el número máximo de planos nodales a partir de la población de mecanismos focales descrita anteriormente.

Este conjunto de datos define un sistema de ecuaciones equilibrado que permite obtener una solución confiable. Por lo tanto, se pudo determinar un tensor de esfuerzos capaz de explicar todo tipo de movimiento en patrones de deformación distinto.

Al explorar el espacio de las soluciones, se determinaron cincuenta tensores con una verosimilitud alta: score $\geq 0{,}7$ (figura 5.29) y con un rango reducido de valores R: $3 \leq R \leq 8$, indicando un régimen extensivo ya que $R \geq 1$.

El mejor tensor caracterizado por la verosimilitud (score) de 0,7499 se ilustra en la figura 5.29 y muestra que el máximo esfuerzo $\sigma 1$ es vertical, que el mínimo esfuerzo $\sigma 3$ es horizontal y NNW y que el esfuerzo intermedio $\sigma 2$ es horizontal y ENE orientado en la dirección de convergencia de las placas.

El hecho que $\sigma 1$ esté vertical indica que el arco volcánico está sometido a un régimen principalmente extensivo al considerar los últimos movimientos de las fallas activas.

El hecho que $\sigma 3$ esté casi NS indica que esta extensión es paralela al orógeno y no perpendicular a éste. Por lo tanto, bajo tal régimen, las fallas activas normales se orientan preferentemente EW

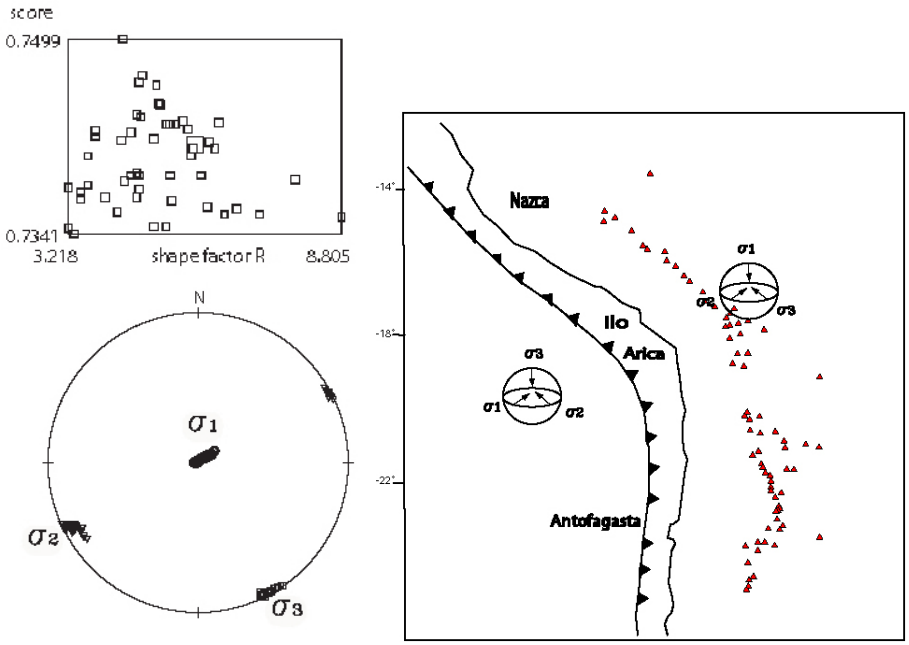


Figura 5.29: *Tensor de esfuerzos obtenido a partir del conjunto de los mecanismos focales del arco volcánico del Codo de Arica*

en el arco volcánico.

Este resultado había sido obtenido a partir de un análisis cinemático de las fallas en el Altiplano, en la Cordillera Occidental y en su piedemonte Pacífico [*Sébrier et al.*, 1985, *Mercier et al.*, 1992]. En este estudio, se confirma tal régimen para el periodo actual y en el arco volcánico.

Indica también que los Andes Centrales no colapsan como lo había propuesto *Zandt et al.* [2003], y que se estarían manteniendo escapándose hacia el Norte y el Sur.

Estos resultados contradicen otros trabajos como el de *McQuarrie et al.* [2005] que muestra acortamiento resultando de un régimen compresivo en el arco volcánico y sobre todo en la parte oriental de éste, asemejando la deformación del borde occidental del Atliplano a la del borde oriental. En este estudio, se muestra que el borde occidental del Altiplano presenta una deformación muy distinta en la cual los movimientos normales y de rumbo son predominantes sobre los compresivos.

El cálculo del tensor de esfuerzos según un procedimiento sismológico y según un procedimiento estructural muestran que el arco volcánico no se encuentra sometido a una compresión.

5.7. Conclusiones

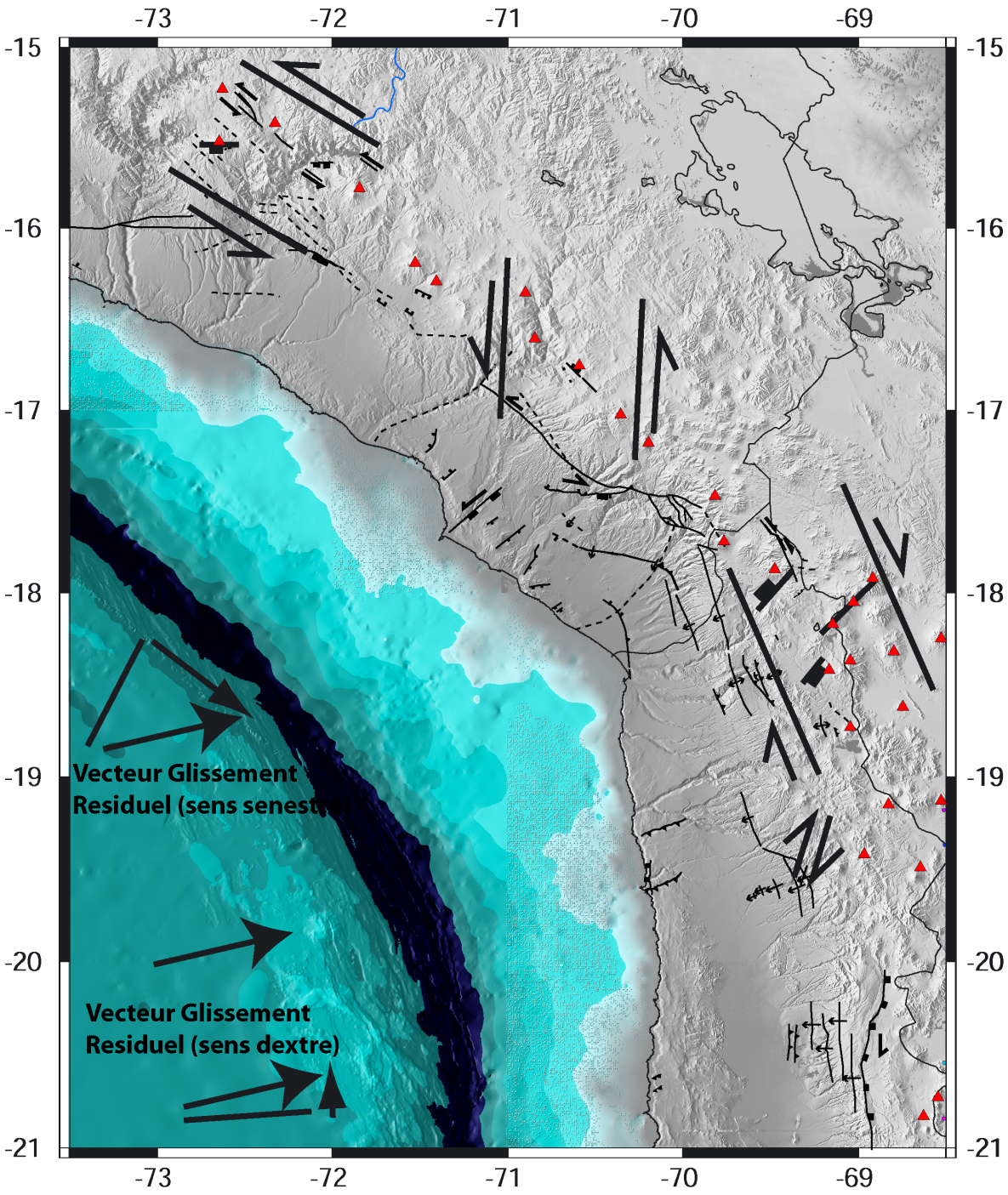


Figura 5.30: *Marco cinemático general simplificado para el arco volcánico activo del Oroclino de los Andes Centrales*

(1) El arco volcánico del Codo de Arica es sísmicamente activo: han ocurrido grandes terremotos de magnitud Mw ≤ 5,5 y la microsismicidad ha sido intensa, en varias zonas del arco suficientemente contiguas para definir un cinturón sísmico de arco.

(2) Las estructuras tectónicas del arco tienen una gran extensión, cerca de 100 km, se

observan como grandes discontinuidades que cortan la topografía y los volcanes activos, indicando estructuras subverticales o de alto ángulo.

(3) A partir de las sietes zonas sísmicas, se evidenciaron tres regiones sísmicas en el arco volcánico entre las cuales el patrón de deformación varía. La región del arco volcánico del Sur del Perú se caracteriza por una deformación sinestral paralela al margen, la región del arco volcánico del Codo mismo se caracteriza por una rotación de esta deformación debida a la curvatura del margen y la región del arco volcánico del Norte de Chile se caracteriza por un cizalle dextral paralelo al margen.

(4) El estudio evidencia una segmentación de la deformación del arco volcánico a escala regional en la geometría y cinemática de las estructuras con respecto al Codo (figura 5.30).

(5) Los datos sismológicos, morfológicos y estructurales sugieren la existencia de una zona de cizalle sinestral paralela al margen (NW-SE) en el Sur del Perú, donde la dirección de extensión es N-S representada por fallas normales y fracturas de tensión E-W.

(6) Los datos sismológicos, morfológicos y estructurales sugieren la existencia de una zona de cizalle dextral paralela al margen (NNW-SSE) en el Norte de Chile, donde la dirección de extensión es NW-SE representada por fallas normales y fracturas de tensión NE-SW.

(7) Y en el Codo mismo, los datos sismológicos, morfológicos y estructurales sugieren la existencia de una zona de cizalle sinestral N-S, donde la dirección de extensión es perpendicular al margen NE-SW representada por fallas normales y fracturas de tensión paralelas al margen.

(8) El análisis sismológico, morfológico y estructural de la deformación indica que el tensor de esfuerzos a lo largo del arco volcánico se caracteriza por un $\sigma 2$ vertical y que $\sigma 1$ y $\sigma 3$ muestran una rotación anti-horaria desde el Sur del Codo hacia el Norte. En efecto $\sigma 1$ se orienta NE-SW en el Norte de Chile, NW-SE en el extremo Sur del Perú y E-W en el Sur del Perú.

(9) La variación de la deformación a lo largo del arco del Oroclino es consistente con el sentido de cizalle esperado desde el cambio de sentido de la oblicuidad de la convergencia de la placa con respecto al margen al Norte y al Sur del Codo [*McCaffrey*, 1992].

,

Capítulo 6

Conclusiones Generales

6.1. La sismicidad debajo del ante-arco y del arco del Orocli-no de los Andes Centrales

Los datos sismológicos de la zona de estudio sobre una ventana de tiempo de 40 años muestran que el manteo así como la intensidad sísmica del plano de subducción son distintos para profundidades superiores a 60 - 80 km con respecto a profundidades inferiores a este rango. Se produce un quiebre a estas profundidades probablemente relacionado con el acoplamiento mecánico de la interfaz de subducción.

Estos datos sismológicos muestran también que existe una sismicidad intracontinental significativa en el margen Oeste del Codo de Arica.

La micro-sismicidad intracontinental profunda debajo del ante-arco conectada a la subducción se puede explicar por la acumulación de esfuerzos generados por el deslizamiento asísmico de la zona de transición (Brittle Creep Fault Zone) en periodo inter-sísmico.
La distribución de la sismicidad intracontinental debajo del ante-arco se encuentra controlada principalmente por la estructura térmica de la litósfera continental.
Y muestra que la capa sismogénica debajo del arco alcanza 8 km de profundidad, debajo de la Precordillera 16 km de profundidad y debajo del ante-arco, 60 km de profundidad.

El ante-arco del Codo de Arica está caracterizado por una microsismicidad y macrosismicidad menos intensa que la del arco, pero con de eventos de mayor magnitud que los del arco.
Los comportamientos sísmicos distintos muestran que estas dos unidades morfoestructurales tienen un comportamiento reológico distinto.

La macro-sismicidad intracontinental de magnitud Mw≥5.0 se asocia a una cinemática normal y transcurrente, pero no compresiva que ocurre en la Precordillera y en el arco volcánico (figura

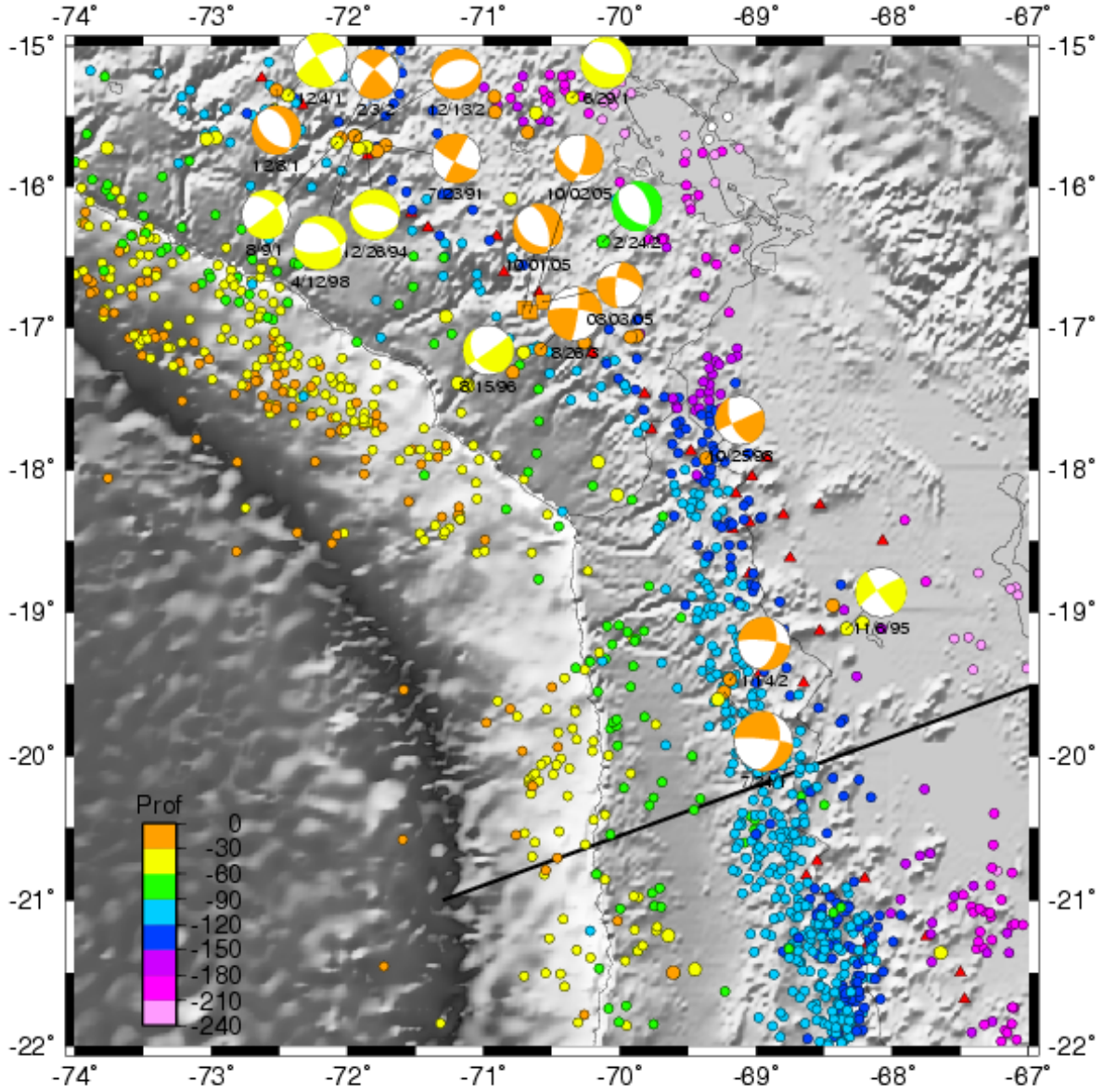


Figura 6.1: *Mecanismos focales de los eventos intracontinentales de Mw ≥5.0. Las fechas debajo de los mecanismos focales se leen mm/dd/yy. Los círculos representan los eventos telesísmicos del catálogo de Engdahl et al. [1998], los círculos de tamaño grande representan los eventos intracontinentales. Los cuadrados corresponden a los eventos telesísmicos intracontinentales no relocalizados por Engdahl et al. [1998]. El color representa la profundidad de los eventos. Los triángulos rojos representan los volcanes holocenos. La línea negra corresponde a la línea de Gephart [1994].*

6.1.
Los eventos asociados a mecanismos focales de rumbo en los cuales un plano nodal es paralelo al margen puede corresponder al vector residual de la oblicuidad de la convergencia acomodado en la placa superior y en particular en el arco y en la Precordillera.

A partir, de la revisisón y clasificación realizadas a partir de datos históricos, telesísmicos y locales, se ha podido establecer que existe una fuerte relación temporal entre grandes sismos de subducción (Mw $\geq$ 7,5) y grandes sismos intracontinentales (Mw $\geq$ 5,0).
De una manera general, la sismicidad intracontinental podría estar gatillada por los grandes sismos de subducción. sugiriendo que la componente de convergencia paralela al margen debida a la oblicuidad de ésa ocurriría después de grandes terremotos de subducción en la Precordillera y en el arco de zonas contiguas a las que rompieron. Esta componente paralela ocurriría de manera post-sísmica en zonas que se encuentran en periodo intersísmico.

6.2. Fallas activas en el ante-arco y en el arco del Oroclino de los Andes Centrales

Se evidenció la existencia de nuevas fallas activas en el ante-arco y en el arco volcánico del Oroclino de los Andes Centrales (figura 6.2).

En la Cordillera de la Costa del Codo de Arica, las estructuras perpendiculares al margen son inversas en el Norte de Chile y normales en el Sur del Perú, sugiriendo compresión paralela al margen en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile, y extensión paralela al margen en la Cordillera de la Costa del Sur del Perú.

En la Precordillera del ante-arco del Codo de Arica, la micro-sismicidad se distribuye de manera homogénea paralela al margen a lo largo del sistema tectónico de Incapuquio en el Sur del Perú, mientrás que en el Norte de Chile, la micro-sismicidad se concentra en núcleos bien focalizados (Aroma y Sucuna).
Se pudo evidenciar cuatro fallas activas con movimientos recientes y/o actuales de rumbo y/o normales en la Precordillera: la falla Incapuquio (de dirección NW), la falla Purgatorio (de dirección casi E-W), la falla Cuajone (de dirección EW) y la falla Aroma (de dirección NNE). La primera es una falla sinestral, las tres últimas fallas dextrales.

Con respecto al arco volcánico, se evidenciaron nuevas estructuras de rumbo paralelas al margen y normales oblicuas al margen en el Sur del Perú y en el Norte de Chile. Las estructuras normales son una consecuencia de segundo-orden de la cinemática de rumbo de primer-orden de la región del arco volcánico.
La geometría y la cinemática de las fallas activas evidencian la existencia de una zona de cizalle

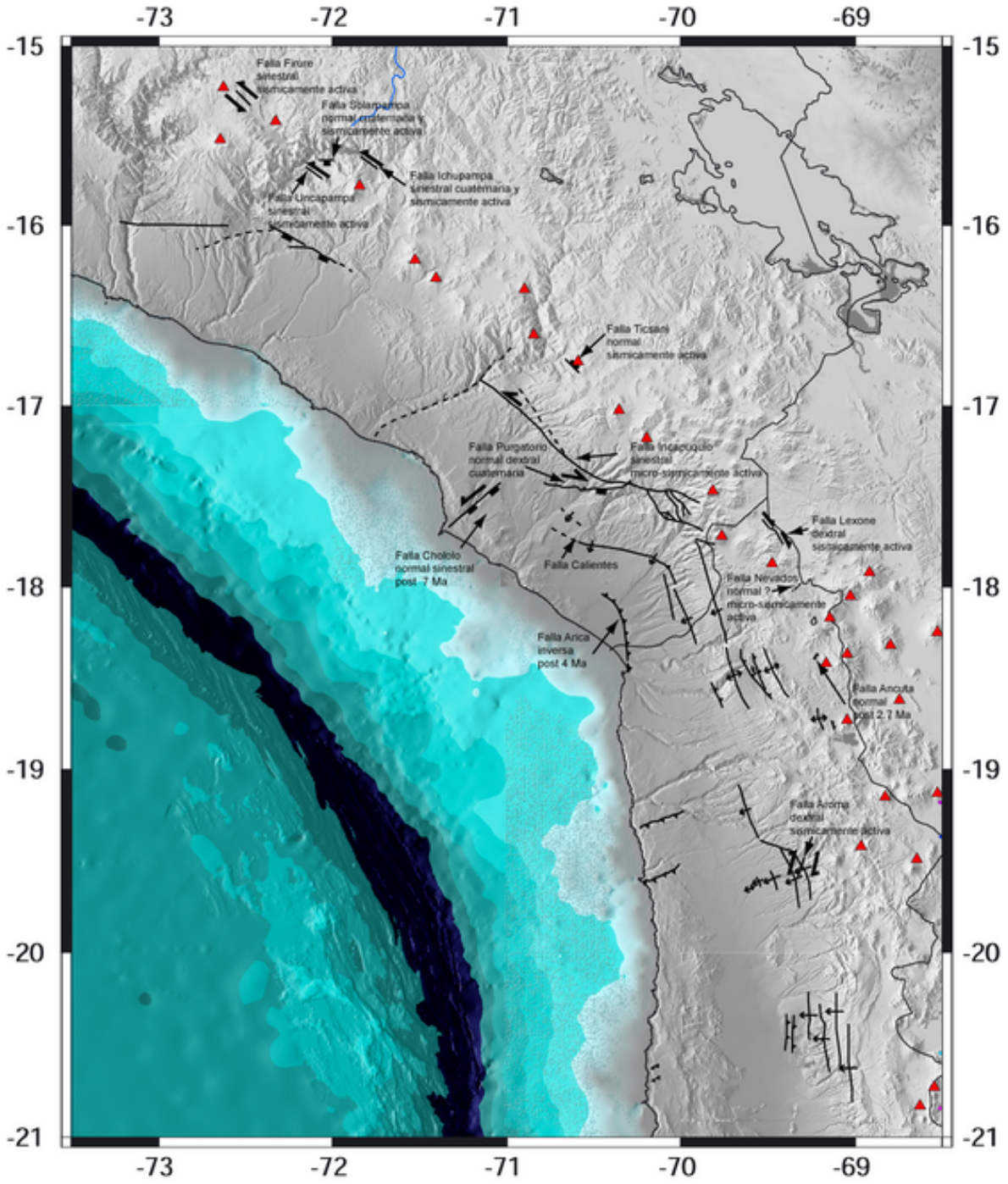


Figura 6.2: *Geometría y Cinemática de las fallas activas evidenciadas en este estudio.*

intra-arco, paralela al margen, sinestral en el Sur del Perú y dextral en el Norte de Chile.
Esta zona de cizalle intra-arco se extiende hasta la Precordillera que constituye un límite en la deformación del margen Oeste del Altiplano. Y se interpreta como el particionamiento del deslizamiento debido a la oblicuidad de la convergencia: el vector residual del deslizamiento paralelo al margen se traslada en el arco y en la Precordillera.
La variación del sentido de cizalle es consistente con el cambio de sentido de la oblicuidad de la convergencia de la placa con respecto al margen al Norte y al Sur del Codo [*McCaffrey*, 1992].
En la región de Moquegua, el patrón de deformación es complejo acomodando probablemente la variación de la deformación al Norte y al Sur.
El análisis sismológico, morfológico y estructural de la deformación indica que el tensor de esfuerzos a lo largo del arco volcánico se caracteriza por un $\sigma 2$ vertical y que $\sigma 1$ y $\sigma 3$ muestran una rotación anti-horaria desde el Sur del Codo hacia el Norte. En efecto $\sigma 1$ se orienta NE-SW en el Norte de Chile, NW-SE en el extremo Sur del Perú y E-W en el Sur del Perú.

Se evidencia una segmentación de la deformación del ante-arco y del arco volcánico a escala regional en la geometría y en la cinemática de las estructuras con respecto al Codo mismo (figura 6.3).

6.3. Implicancias

El patrón de deformación, evidenciado en este estudio, y dominado por una cinemática de rumbo implica que hayan rotaciones tectónicas actuales en el ante-arco y arco del Oroclino de los Andes Centrales, lo que fue sugerido por *Allmendinger et al.* [2005b] a partir de los datos geodésicos. Sin embargo, los datos paleomagnéticos indican que no hayan rotaciones tectónicas después del Mioceno Medio. Podría ser que las rotaciones tectónicas actuales se encuentren dentro del rango de errores de los resultados paleomagnéticos [*Roperch et al.*, 2006].

El patrón de deformación actual caracterizado por movimientos transcurrentes y normales y la cinemática compresiva característica del Mioceno pueden ser consistentes con un particionamiento de la deformación en el ante-arco y en el arco volcánico.

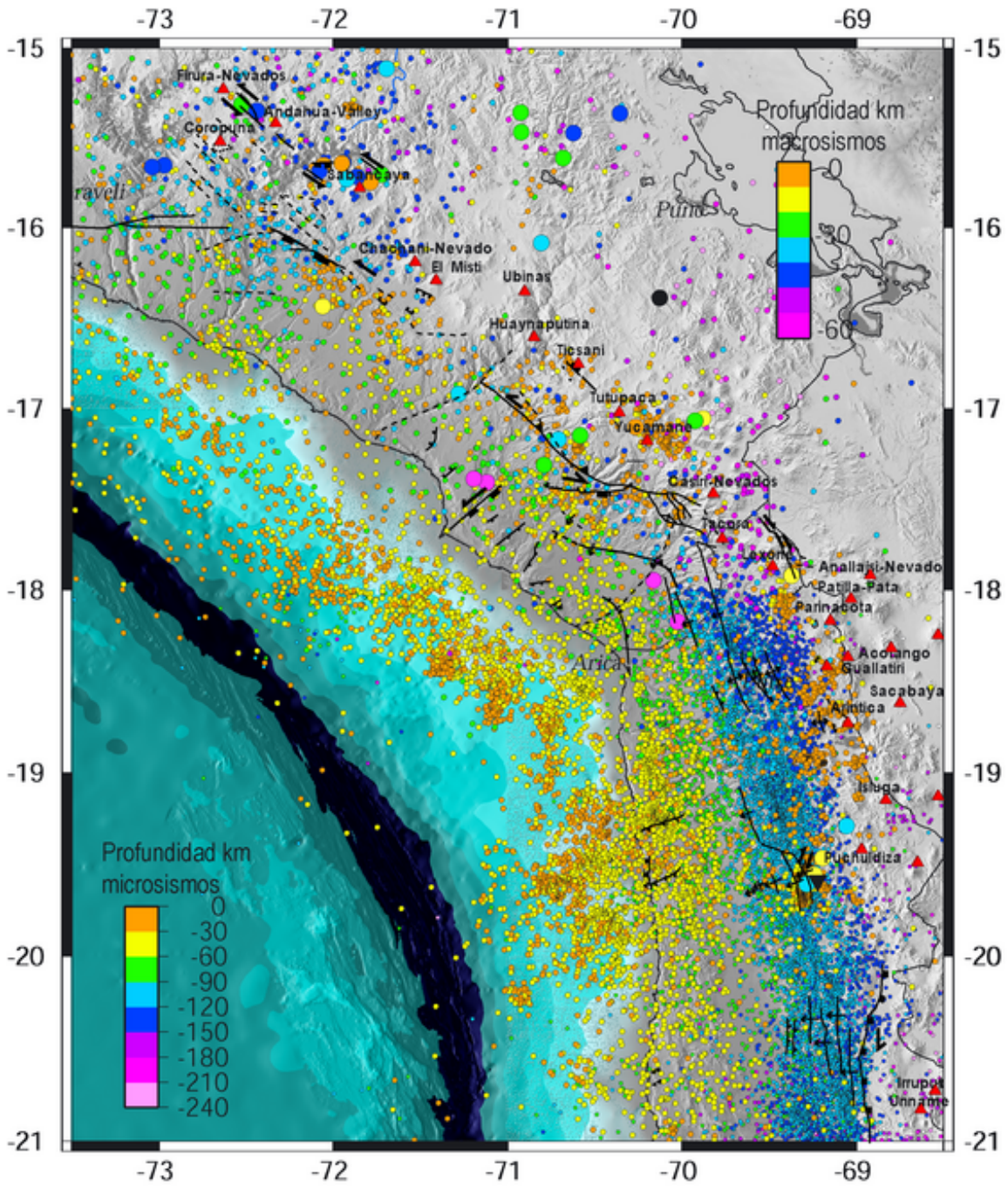


Figura 6.3: *Sismicidad y Cinemática de las fallas activas del ante-arco y arco del Oroclino de los Andes Centrales. Los círculos de tamaño grande son los sismos registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998], los de tamaño chico son los sismos registrados por las redes locales presentadas en este estudio.*

Bibliografía

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

Adiyaman, O., J. Chorowicz, and O. Köse, Relationships between volcanic patterns and neotectonics in Eastern Anatolia from analysis of satellite images and DEM, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, *85*, 17–32, 1998.

Allmendinger, R. W., and T. Gubbels, Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, *259*, 1–14, 1996.

Allmendinger, R. W., V. Ramos, T. Jordan, M. Palma, and B. Isacks, Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina, *Tectonics*, *2*, 1–16, 1983.

Allmendinger, R. W., T. Jordan, S. Kay, and B. Isacks, The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *25*, 1997.

Allmendinger, R. W., G. González, J. Yu, G. Hoke, and I. Bryan, Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *117*, 89–104, 2005a.

Allmendinger, R. W., R. Smalley, M. Bevis, H. Caprio, and B. Brooks, Bending the bolivian orocline in real time, *Geology*, *33*, 905–908, 2005b.

ANCORP, W. G., Seismic reflection image revealing offset of Andean subduction-zone earthquake locations into oceanic mantle, *Nature*, *397*, 341–344, 1999.

ANCORP, W. G., Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central andes (Andean Continental Research Project 1996 ANCORP96), *J. Geophys. Res.*, *108*, 2328–, 2003, doi:10.1029/2002JB001771.

Angermann, D., J. Klotz, and C. Reigbe, Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector, *Earth Planetary Sci. Letters*, *171*, 329–334, 1999.

Argus, D., and R. Gordon, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, *18*, 2039–2042, 1991.

Arriagada, C., P. Roperch, and C. Mpodozis, Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22º45'-23º30'S), *Tectonophysics*, *326*, 153–171, 2000.

Arriagada, C., P. Roperch, C. Mpodozis, G. Dupont-Nivet, P. Cobbold, A. Chauvin, and J. Cortés, Paleogene clockwise rotations in the forearc of the central Andes, Antofagasta region, northern Chile, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2003, doi:101029/2001JB001598.

Assumpcao, M., The regional intraplate stress field in South America, *J. Geophys. Res.*, *97*, 11,889–11,903, 1992.

Astiz, L., and H. Kanamori, Interplate coupling and temporal variation of mechanisms of intermediate-depth earthquakes in Chile, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *76*, 1614–1622, 1986.

Astroza, M., M. Sandoval, and E. Kausel, Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia, *ACHISINA*, *01–05*, 2005.

Audin, L., G. Herail, R. Riquelme, J. Darrozes, J. Martinod, and E. Font, Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile, *Journal of Quaternary Science*, *18*, 681–694, 2003.

Audin, L., P. Lacan, H. Tavera, and F. Bondoux, Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault system and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru, *Tectonophysics*, *submitted*, –, 2007.

Babeyko, A., S. Sobolev, R. Trumbull, O. Oncken, and L. Lavier, Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano - Puna plateau., *Earth Planetary Sci. Letters*, *199*, 373–388, 2002.

Baby, P., T. Sempere, J. Oller, L. Barrios, G. Hérail, and R. Marocco, Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le Sud de l'Altiplano Bolivien, *C. Royal Acad. Sci.*, *2*, 341–347, 1990.

Baby, P., G. Hérail, R. Salinas, and T. Sempere, Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern bolivian subandean zone, *Tectonics*, *11*, 523–536, 1992.

Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Herail, Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc of the Central Andes, *Geology*, *25*, 883–886, 1997.

Baker, M., The nature and distribution of upper cenozoic ignimbrite centres in the Central Andes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *11*, 293–315, 1981.

Barazangi, M., and B. Isacks, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America, *Geology*, *4*, 686–692, 1976.

Beck, M., On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction, *Tectonophysics*, *93*, 1–11, 1983.

Beck, M., Analysis of late jurassic-recent paleomagnetic data from active plate margins of south america, *J. South Amer. Earth Sci.*, *1*, 39–52, 1988.

Beck, S., and G. Zandt, The nature of orogenic crust in the central Andes, *J. Geophys. Res.*, *107*, 2230, 2002, doi:10.1029/2000JB000124.

Beck, S., G. Zandt, S. Myers, T. Wallace, R. Silver, and L. Drake, Crustal thickness variations in the central Andes, *Geology*, *24*, 407–410, 1996.

Bellier, O., H. Bellon, S. Sutanto, and R. Maury, K ar age of the ranau tuffs: implications for the ranau caldera emplacement and slip-partitioning in sumatra (indonesia), *Tectonophysics*, *312*, 347–359, 1999.

Belmonte-Pool, A., Krustale Seismizität Struktur und Rheologie der Oberplatte zwischen der Präkordillere und dem magmatischen Bogen in Nordchile (22°s-24°s), Ph.D. thesis, Freie Universitat de Berlin, Berlin, 2002, 285 p.

Bevis, M., and B. Isacks, Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones, *J. Geophys. Res.*, *89*, 6153–6170, 1984.

Bevis, M., E. Kendrick, R. Smalley, T. Herring, J. Godoy, and F. Galban, Crustal motion north and south of the Arica deflection : Comparing recent geodetic results from the Central Andes, *Geol. Geophys. Geochem.*, *1*, 1999.

Bevis, M., E. Kendrick, R. Smalley, B. Brooks, and R. Allmendingerban, On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity filed, *Geol. Geophys. Geochem.*, *2*, 2001, 10.129/2001GC000198.

Bilek, S., and L. Ruff, Analysis of the 23 june 2001 mw=8.4 peru underthrusting earthquake and its aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 1960, 2002, doi:10.1029/2002GL015543.

Bollinger, L., J.-P. Avouac, R. Cattin, and M. Pandey, Stress buildup in the himalaya, *J. Geophys. Res.*, *109*, 10.1029/2003JB002,911, 2004.

Butler, R., D. Richards, T. Sempere, and L. Marshall, Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia, *Geology*, *23*, 799–802, 1995.

Cahill, T., and B. Isacks, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, *97*, 17,503–17,529, 1992.

Carey, S., A tectonic approach to continental drift, *J. Geophys. Res.*, *95*, 9153–9170, 1958.

Cattin, R., and J. Avouac, Modelling of mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *J. Geophys. Res.*, *105*, 13,389–13,407, 2000.

Cembrano, J., E. Schermer, A. Lavenu, and A. Sanhueza, Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe Ofqui fault zone: southern Chilean Andes, *Tectonophysics*, *319*, 129–149, 2000.

Charrier, R., O. Baeza, S. Elgueta, J. Flynn, P. Gans, S. Kay, N. Muñoz, A. Wyss, and E. Zurita, Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33º-36ºS.L), *J. South Amer. Earth Sci.*, *15*, 117–139, 2002.

Charrier, R., A. Chavez, S. Elgueta, G. Hérail, J. Flynn, D. Croft, A. Wyss, R. Riquelme, and M. García, Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile, *J. South Amer. Earth Sci.*, *19*, 35–54, 2005.

Chase, C., Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world, *Earth Planetary Sci. Letters*, *37*, 355–368, 1978.

Chinn, D., and B. Isacks, Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western south America and in the New Hebrides island arc, *Tectonics*, *2*, 529–563, 1983.

Chlieh, M., J. de Chabalier, J. Ruegg, R. Armijo, R. Dmowska, J. Campos, and K. FeiGL, 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.

Chmielowsky, J., G. Zandt, and C. Haberland, The Central Andean Altiplano Puna Magma Body, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 783–786, 1999.

Clavero, J., R. Sparks, E. Polanco, and S. Pringle, Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, Northern Chile, *RGCh*, *31*, 317–347, 2004.

Comte, D., and M. Pardo, 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, Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile, using local data, *Geophys. J. Int.*, *116*, 553–561, 1994.

Comte, D., L. Dorbath, M. Pardo, T. Monfret, H. Haessler, L. Rivera, M. Frogneux, B. Glass, and C. Meneses, A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1965–1968, 1999.

Coutand, I., M. Diraison, P. Cobbold, D. Gapais, E. Rossello, and M. Miller, Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S), *J. South Amer. Earth Sci.*, *12*, 1–15, 1999.

Coutand, I., P. Cobbold, M. de Urreiztieta, P. Gautier, A. Chuvin, D. Gapais, E. Rossello, and O. Gamundi, Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina, *Tectonics*, *20*, 210–234, 2001.

Dalmayrac, B., and P. Molnar, Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth Planetary Sci. Letters*, *55*, 473–481, 1981.

David, C., J. Martinod, D. Comte, H. Haessler, and L. Dorbath, Intracontinental seismicity and neogene deformation of the andean forearc in the region of arica (18,5ºs-19,5ºs), in *International Simposium of Andean Geodynamics*, pp. –, Toulouse, France, 2002.

David, C., L. Dorbath, D. Legrand, L. Audin, and A. Pavez, Aftershock distribution of the aroma earthquake: Evidence for partitioning in northern Chile, *to submit Tectonophysics*, 2007.

David, C., et al., Arc-foreac boundary seismicity beneath the altiplano, in *European Geophysic Sciences*, pp. –, Nice, France, 2001.

de Silva, S., Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes, *Geology*, *17*, 1102–1106, 1989.

de Silva, S., J. Davidson, I. Croudace, and A. Escobar, Volcanological and petrological evolution of volcan tata sabaya, s.w., bolivia., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *55*, 305–335, 1993.

Delouis, B., A. Cisternas, L. Dorbath, L. Rivera, and E. Kausel, The Andean subduction zone 22 and 25ºS (northern Chile): precise geometry and state of stress, *Tectonophysics*, *259*, 81–100, 1996.

Delouis, B., et al., 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, 1997.

DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *101*, 425–478, 1990.

DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Effects of recent revisions to the magnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 2191–2194, 1994.

Dorbath, C., Mapping the continuity of the Nazca Plate through its aseismic part in the Arica Elbow (Central Andes), *Phys. Earth Planet. Inter.*, *101*, 163–173, 1997.

Dorbath, C., and F. Masson, Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19°30'S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio, *Tectonophysics*, *327*, 231–223, 2000.

Dorbath, C., L. Dorbath, A. Cisternas, J. Deverchere, and M. Sebrier, Seismicity of the Huancayo Basin (central Peru) and the Huaytapallana Fault, *J. South Amer. Earth Sci.*, *3*, 21–29, 1990a.

Dorbath, L., A. Cisternas, and C. Dorbath, Quantitative assessment of great earthquakes in Perú, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, *80*, 551–576, 1990b.

Dorbath, L., C. Dorbath, E. Jimenez, and L. Rivera, Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Peru, *J. South Amer. Earth Sci.*, *4*, 13–24, 1991.

Engdahl, E., R. van der Hilst, and R. Buland, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel tinme and proceduress for depth relocation, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *88*, 722–743, 1998.

Farías, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod, and G. Hérail, Late cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30's), *Tectonics*, *24*, –, 2005.

Fitch, T., Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast asia and western pacific, *J. Geophys. Res.*, *77*, 4432–4460, 1972.

Flores, A., J. Acosta, and C. Bedoya, Oligocene-Neogene tectonics and sedimentation in the forearc of southern Peru, Tacna area (17.5°-18.5°s), *VI ISAG*, 2005.

Gallego, A., Tomografía de ondas de cuerpo en el extremo Sur de Perú, Codo de Arica, 16.5°-18.5° y 69.5°-72°w, Ph.D. thesis, Dpto Geofísica, Univ. de Chile, Santiago de Chile, 2004.

Gansser, A., Facts and theories on the Andes., *Journal geological Society London*, *129*, 93–131, 1973.

García, M., Evolution Oligo-Miocene de l'Altiplano Occidental (Arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica), Ph.D. thesis, Univ. I Grenoble, France, 2001, 215 p.

García, M., and G. Hérail, Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile, *Geomorphology*, *65*, 279–300, 2005.

García, M., G. Hérail, and R. Charrier, The cenozoic forearc evolution in Northern Chile: the border of the Altiplano of Belén (Chile)., in *III International Symposium on Andean Geodynamics*, pp. 359–362, Saint Malo, France, 1996.

Garzione, C., P. Molnar, J. Libarkin, and B. MacFadden, Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, *Earth Planetary Sci. Letters*, *241*, 543–556, 2006.

Gaupp, R., A. Kött, and G. Wörner, Paleoclimatic implications of Mio-Pliocene sedimentation in the high-altitude intra-arc Lauca Basin of northern Chile, *Palaegeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, *151*, 79–100, 1999.

Gephart, G., Topography and subduction geometry in the Central Andes : Clues to the mechanics of a noncollisional orogen, *J. Geophys. Res.*, *99*, 12,279–12,288, 1994.

Gerbault, M., J. Martinod, and G. Hérail, Possible orogeny-parallel lower crustal flow and thickening in the Central Andes, *Tectonophysics*, *399*, 59–72, 2005.

González, G., J. Cembrano, D. Carrizo, A. Macci, and H. Schneider, The link between forearc tectonics and Pliocene Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile, *J. South Amer. Earth Sci.*, *16*, 321–342, 2003.

González, G., T. Dunai, D. Carrizo, and R. Allmendinger, Young displacements on the Atacama fault system, northern Chile from field observations and cosmogenic 21Ne concentrations, *Tectonics*, *25*, TC3006, 2006a, doi:10.1029/2005TC001846.

González, K., J. Froger, M. Rivera, and L. Audin, Deformación co-sísmica producida por el sismo Mb=5.4 del 01 de Octubre de 2005 (Carumas-Moquegua) detectada por interferometría RADAR-INSAR, *Congreso Geológico Peruano*, 2006b.

Gordon, R., and D. Jurdy, Cenozoic global plate motions, *J. Geophys. Res.*, *91*, 12,389–12,406, 1986.

Goy, J., J. Machare, L. Ortlieb, and C. Zazo, Quaternary shorelines in southern Peru: a record of global sea-level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay, *Quaternary International*, *15*, 99–112, 1992.

Grange, F., P. Cunningham, D. Hatzfeld, S. Roecker, P. Molnar, A. Rodriguez, G. Suarez, and L. Ocala, Tectonic implications of the micro-earthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Peru, *J. Geophys. Res.*, *89*, 6139–6152, 1984.

Gregory-Wodzicki, K., Uplift history of the Central and Northern Andes: A review, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *112*, 1091–1105, 2000.

Greve, F., Historia de la sismología en chile, Ph.D. thesis, Dpto de Geofísica y Geodesia U. Chile, 1964.

Gripp, A., and R. Gordon, Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1A Global plate motion model, *Geophys. Res. Lett.*, *17*, 1109–1112, 1990.

Gripp, A., and R. Gordon, Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, *150*, 321–361, 2002.

Gubbels, T., B. Isacks, and E. Farrar, High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes, *Geology*, *21*, 695–698, 1993.

Gutscher, M., J. Malavieille, S. Lallemand, and J.-Y. Collot, Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth Planetary Sci. Letters*, *168*, 255–270, 1999a.

Gutscher, M., J.-L. Olivet, D. Aslanian, J. Eissen, and R. Maury, The lost Inca Plateau: cause of flat subduction beneath Peru ?, *Earth Planetary Sci. Letters*, *171*, 335–341, 1999b.

Haberland, R., A. Rietbrock, D. Lange, K. Bataille, and S. Hofmann, Interaction between forearc and oceanic plate at the south-central Chilean margin as seen in local seismic data, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, 10.1029/2006GL028,189, 2006.

Hamilton, W., The volcanic central Andes: A modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America, *Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull.*, *65*, 175–184, 1969.

Hampel, A., N. Kukowski, J. Bialas, C. Huebscher, and R. Heinbockel, Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in southern Peru, *J. Geophys. Res.*, *109*, B02,101, 2004, doi:10.1029/2003JB002593.

Haschke, M., W. Siebel, A. Gunther, and E. Scheuber, Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in North Chile (21°S-26°S), *J. Geophys. Res.*, *107*, 2002, doi:10.1029/2001JB000328.

Hasegawa, A., and I. Sacks, Subduction of the Nazca Plate beneath Peru as determined by seismic observations, *J. Geophys. Res.*, *86*, 4971–4980, 1981.

Herail, G., J. Oller, P. Baby, P. Bonhomme, and P. Soler, Strike-slip faulting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline, *Tectonophysics*, *259*, 201–212, 1996.

Horton, B., Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia, *Tectonics*, *24*, 2005, doi:10.1029/2003TC001619.

Hsu, J., E. Leonard, and J. Wehmiller, Aminostratigraphy of peruvian and chilean Quaternary marine terraces, *Quaternary Science Reviews*, *8*, 255–13,286, 1992.

Huaman, R., Evolution tectonique cénozoique et néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud Pérou), Ph.D. thesis, Paris XI Orsay, 1985.

Husen, S., E. Kissling, E. Flueh, and G. Asch, Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network, *Geophys. J. Int.*, *138*, 687–701, 1999.

Isacks, B., Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, *93*, 3211–3231, 1988.

Isacks, B., and P. Molnar, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes, *Review of Geophysics*, *9*, 103–174, 1971.

Jacay, J., T. Sempere, and L. Husson, Structural characteristics of the Incapuquio fault system, southern Peru, *V ISAG*, pp. 319–321, 2002.

James, D., Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *82*, 3325–3346, 1970.

James, D., Andean Crustal and Upper Mantle Structure, *J. Geophys. Res.*, *76*, 3246–3271, 1971.

James, D., and J. Snoke, Structure and tectonics in the region of flat subduction beneath central Peru: Crust and uppermost mantle, *J. Geophys. Res.*, *99*, 6899–6912, 1994.

Jordan, T., B. Isacks, R. Allmendinger, J. Brewer, V. Ramos, and C. Ando, Andean tectonics related to geometry of the subducted plates, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *94*, 341–361, 1983a.

Jordan, T., B. Isacks, V. Ramos, and R. Allmendinger, Mountain Building in the Central Andes, *Episodes*, -, 20–26, 1983b.

Kanamori, H., D. Anderson, and T. Heaton, Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake, *Science*, *279*, 839–841, 1998.

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

Kelleher, J., Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, *77*, 2087–2103, 1972.

Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, O. Cifuentes, and F. Galban, Current rates of convergence across the Central Andes: Estimates from continuous GPS observations, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 541–544, 1999.

Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, and B. Brooks, An integrated crustal velocity field for the central Andes, *Geol. Geophys. Geochem.*, *2*, 2001, 10.1029/2001GC000191.

Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. Vargas, E. Lauria, and L. Fortes, The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *J. South Amer. Earth Sci.*, *16*, 125–131, 2003.

Khazaradze, G., and J. Klotz, Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *J. Geophys. Res.*, *108*, 1–15, 2003, doi:10.1029/2002JB001879.

Klein, F., Hypocentral location program HYPOINVERSE, *U. S. Geological Survey Open File Rep.*, *78-694*, 113pp, 1978.

Kley, J., and C. Monaldi, Tectonic shortening and crustal thickening in the Central Andes: How good is the correlation ?, *Geology*, *26*, 723–726, 1998.

Kley, J., M. C., and S. J., Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences., *Tectonophysics*, *301*, 75–94, 1999.

Klotz, J., G. Khazaradze, D. Angermann, C. Reigber, R. Perdomo, and O. Cifuentes, Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes, *Earth Planetary Sci. Letters*, *193*, 437–446, 2001.

Lacan, P., Etude géomorphologique et tectonique de la faille de Chololo dans le Sud Pérou, Ph.D. thesis, Univ. Paul Sabatier III, Toulouse, 2005, 28 p.

Lahsen, A., Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile, *Earth Science Reviews*, *18*, 285–302, 1982.

Lamb, S., and L. Hoke, Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, *16*, 623–649, 1997.

Larson, K., J. Freymueller, and S. Philipsen, Global plate velocities from the global positioning system, *J. Geophys. Res.*, *102*, 9961–9981, 1997.

Lavenu, A., and J. Cembrano, Compressional- and transpressional-stress pattern for pliocene and quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (andes of central and southern chile), *J. Struct. Geol.*, *21*, 1669–1691, 1999.

Lavenu, A., and J. Mercier, Evolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'Actuel. un effet de forces de gravité et des forces aux limites, *Géodynamique*, *6*, 21–55, 1991.

Lavenu, A., C. Noblet, and T. Winter, Neogene ongoing tectonics in the southern ecuadorian andes: analysis of the evolution of the stress field, *J. Struct. Geol.*, *17*, 47–58, 1995.

Legrand, D., B. Delouis, L. Dorbath, C. David, J.Campos, L. Marquez, J. Thompson, and D. Comte, Source parameters of the Mw=6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile) and its aftershock sequence., *J. South Amer. Earth Sci.*, p. 10.1016/j.jsames.2007.02.004, 2007.

Lienert, B., E. Berg, and L.Frazer, Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *76*, 771–783, 1991.

Lienert, B., E. Berg, and L.Frazer, A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seism. Res. Lett.*, *66*, 26–36, 2005.

Liu, X., K. McNally, and Z.-K. Shen, Evidence for a role of the downgoing slab in earthquake slip partitioning at oblique subduction zones, *J. Geophys. Res.*, *100*, 15,351–15,372, 1995.

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

Ma, K.-F., C.-H. Chan, and R. Stein, Response of seismicity to coulomb stress triggers and shadows of the 1999 mw=7.6 chi-chi, taiwan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, *110*, 2005, doi:10.1029/2004JB003389.

Macharé, J., and L. Ortlieb, Plio Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru., *Tectonophysics*, *205*, 97–108, 1992.

Maksaev, V., and M. Zentilli, Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis, *Explor. Min. Geol.*, *8*, 65–89, 1999.

Marquardt, C., A. Lavenu, L. Ortlieb, E. Godoy, and D. Comte, Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S), *Tectonophysics*, *394*, 193–219, 2004.

Martinod, J., D. Comte, C. David, M. Vallée, G. Hérail, L. Audin, and M. Farías, Superficial crustal seismicity in Northern Chile and the seismic cycle on the Nazca subduction zone, in *Fall Meeting*, EGS, Nice, 2002.

McCaffrey, R., Oblique plate convergence, slip vectors and forearc deformation, *J. Geophys. Res.*, *97*, 8905–8915, 1992.

McKenzie, D., Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *55*, 217–254, 1978.

McQuarrie, N., The kinematic history of the Central Andean fold-thrust belt, Bolivia: implications for building a high plateau., *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *114*, 950–963, 2002.

McQuarrie, N., and P. DeCelles, Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia, *Tectonics*, *20*, 669–692, 2001.

McQuarrie, N., B. Horton, G. Zandt, S. Beck, and P. DeCelles, Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia and the origin of the Central Andean plateau, *Tectonophysics*, *399*, 15–38, 2005.

Medvedev, S., Y. Podladchikov, M. Handy, and E. Scheuber, *Controls on the Deformation of the Central and Southern Andes (10-35°S): Insight from Thin-Sheet Numerical Modeling*, chap. The Andes - active subduction orogeny., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York ed., Frontiers in Earth Science Series, Vol 1, 2006.

Megard, F., Etude géologique des Andes du Pérou Central, *Mem. ORSTOM*, *86*, 310pp, 1978.

Mercier, J., M. Sebrier, A. Lavenu, J. Cabrera, O. Bellier, J. Dumont, and J. Machare, Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene, *J. Geophys. Res.*, *97*, 11,945–11,982, 1992.

Mering, C., D. Huaman-Rodrigo, J. Chorowicz, B. Deffontaines, and R. Guillande, New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images, *Tectonophysics*, *259*, 153–169, 1996.

Minster, J., and T. Jordan, Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, *83*, 5331–5354, 1978.

Minster, J., T. Jordan, P. Molnar, and E. Haines, Numerical modeling of instantaneous plate tectonics, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, *36*, 541–576, 1974.

Montessus de Ballore, F., Historia sísmica de los Andes Meridionales, Ph.D. thesis, Univ. of Chile, Santiago de Chile, 1916.

Muñoz, M., Estudio de la auto-organización de la sismicidad en la zona 17°S a 21°S / 68°W a 71° W, después del terremoto de Arequipa en Perú de 2001, Mw=8.4, Ph.D. thesis, Dpto Geofísica, Univ. de Chile, Santiago de Chile, 2006.

Muñoz, N., and R. Charrier, Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile, *J. South Amer. Earth Sci.*, *9*, 171–181, 1996.

Nakamura, K., Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - Principle and proposal, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, *2*, 1–16, 1977.

Naranjo, J., and R. Paskoff, Evolucion cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S), *IV Congreso Geologico Chileno*, *5*, 149–165, 1985.

Nippress, S., and A. Rietbrock, Seismogenic zone high permeability in the central andes inferred from relocations of micro-earthquakes, *Earth Planetary Sci. Letters*, p. 10.1016/j.epsl.2007.08.032, 2007.

Nishenko, S., Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the chilean and southern peruvian margins of south america: a quantitative reappraisal, *J. Geophys. Res.*, *90*, 3589–3615, 1985.

Norabuena, E., L. Leffler, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, S. Sacks, L. Ocola, and M. Elis, Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes, *Science*, *279*, 358–362, 1998.

Norabuena, E., T. Dixon, S. Stein, and C. Harrison, Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 3405–3408, 1999.

Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *75*, 1135–1154, 1985.

Oncken, O., D. Hindle, J. Kley, K. Elger, P. Victor, and K. Schemmann, Deformation of the Central Andean Upper Plate System - Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models, in *The Andes - Active Subduction Orogeny*, edited by O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H. Gotze, V. Ramos, M. Strecker, and P. Wigger, pp. 1–28, Springer-Verlag, 2006.

Ortlieb, L., and J. Macharé, Geocronologia y morfoestratigrafia de terrazas marinas del pleistoceno superior: caso de San Juan Marcona, Peru, *Bol. Soc. Geol. Peru*, *81*, 87–106, 1990.

Ortlieb, L., J. Macharé, J. L. Goy, and C. Zazo, Secuencia de terrazas marinas cuaternarias en la región de Chala, Perú central: interpretación morfoestratigráfica y neotectónica, *VIII Congreso Peruano de Geología (Lima)*, -, 242–246, 1994.

Ortlieb, L., S. Barrientos, and N. Guzmán., Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case, *Quat. Sci. Rev.*, *15*, 949–960, 1996a.

Ortlieb, L., C. Zazo, J. L. Goy, J. Dabrio, and J. Macharé, Pampa del Palo: an anomalous composite marine terrace in the uprising coast of southern Peru, *J. South Amer. Earth Sci.*, *9*, 367–379, 1996b.

Ortlieb, L., C. Zazo, J. L. Goy, C. Hillaire-Marcel, B. Ghaleb, and L. Cournoyer, Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky, *Quat. Sci. Rev.*, *15*, 819–831, 1996c.

Ortlieb, L., N. Guzmán, C. Marquardt, and G. Vargas., El cuaternario marino del norte de Chile: revisiones cronológicas e identificación posible de depósitos de 400 ka, *VII Congreso Geológico de Chile, V1*, 371–375, 1997.

Ortlieb, L., N. Guzmán, and C. Marquardt, A Longer-Lasting and Warmer Interglacial Episode During Isotopic Stage 11: Marine Terrace Evidence in Tropical Western Americas, in *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question*, GM137, AGU, 2003, 10.1029/137GM12.

Pardo, M., D. Comte, and T. Monfret, Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *J. South Amer. Earth Sci.*, *15*, 11–22, 2002.

Pardo-Casas, F., and P. Molnar, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, *6*, 233–248, 1987.

Paskoff, R., Quaternary of Chile: the state of research, *Quaternary Research*, *8*, 2–31, 1977.

Perfettini, H., and J.-P. Avouac, Postseismic relaxation driven by brittle creep : a possible mechanism to reconcile geodetic measurement and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, taiwan, *J. Geophys. Res.*, *109*, 10.1029/2003JB002,488, 2004.

Perfettini, H., and J.-P. Avouac, Modelling afterslip and aftershocks following the 1992 landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, *112*, 10.1029/2006JB004,399, 2007.

Perfettini, H., J.-P. Avouac, and J.-C. Ruegg, Geodetic displacements and aftershocks following the 2001 mw=8.4 peru earthquake: Implications for the mechanics of the earthquake cycle along subduction zones, *J. Geophys. Res.*, *110*, 10.1029/2004JB003,522, 2005.

Peyrat, S., et al., Tarapacá intermediate-depth earthquake (mw 7.7, 2005, northern chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, 10.1029/2006GL027,710, 2006.

Pinares, P., Estudio de la distribución espacial y temporal de la sismicidad en el norte de Chile, Ph.D. thesis, Dpto Geofísica, Univ. de Chile, Santiago de Chile, 2006.

Pino, A., Estratigrafía y Paleogeografía del intervalo Paleozoico superior - Cretacéo inferior en el extremo Sur del Perú- (Area Mal-Paso Palca), Ph.D. thesis, Univ. Jorge Basadre Grohmanm, Tacna, 2003, 166 p.

Pinto, L., G. Herail, and R. Charrier, Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras Neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella 19º15S, norte de Chile, *Rev. Geol. Chile*, *31*, 19–44, 2004.

Platt, J.-P., Mechanics of oblique convergence, *J. Geophys. Res.*, *98*, 16,239–16,256, 1993.

Pérez, J., Distribución de los esfuerzos en el extremo Sur de Perú, Codo de Arica. 16.5º-18.5ºS y 69.5º-72ºW, Ph.D. thesis, Dpto Geofísica, Univ. de Chile, Santiago de Chile, 2004.

Randall, D., T. G., and G. J., Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile, *J. Geophys. Res.*, *101*, 15,783–15,798, 1996.

Ranero, C., and R. von Huene, Subduction erosion along the middle america convergent margin, *Nature*, *404*, 748–752, 2000.

Reasenberg, P., and R. Simpson, Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake., *Science*, *255*, 1687–1690, 1992.

Reutter, K.-J., E. Scheuber, and G. Chong, The precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: Evidence for reversals along arc parallel strike-slip faults, *Tectonophysics*, *259*, 213–228, 1996.

Riquelme, R., Evolución tectonosedimentaria Post-Oligocenica del borde occidental del Altiplano, entre Tignamar y el Salar de Surire, Ph.D. thesis, Univ. de Chile, Santiago, 1998.

Riquelme, R., J. Martinod, G. Hérail, J. Darrozes, and R. Charrier, A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama), *Tectonophysics*, *361*, 255–275, 2003.

Riquelme, R., G. Hérail, J. Martinod, R. Charrier, and J. Darrozes, Late cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S-28°S), *Geomorphology*, *86*, 283–306, 2007.

Rivera, L., and A. Cisternas, Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seis. Sci. Amer.*, *80*, 600–614, 1990.

Rochat, P., G. Hérail, P. Baby, and G. Mascle, Bilan crustal et contrôles de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'altiplano, *C. Royal Acad. Sci.*, pp. –, 2000.

Roeder, D., Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of LaPaz, Bolivia), *Tectonics*, *7*, 23–39, 1988, 1.

Roperch, P., and G. Carlier, Paleomagnetism of mesozoic rocks from the central Andes of southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, *97*, 17,233–17,249, 1992.

Roperch, P., M. Fornari, G. Hérail, and G. Parraguez, Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary, *J. Geophys. Res.*, *105*, 795–820, 2000.

Roperch, P., T. Sempéré, O. Macedo, C. Arriagada, M. Fornari, C. Tapia, M. Garcia, and C. Lai, Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene forearc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the Central Andes, *Tectonics*, *25*, 2006, doi:10.1029/2005TC001882.

Ruegg, J., J. Campos, R. Armijo, S. Barrientos, P. Briole, and R. T. et al., The Mw=8.1 Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995: First Results from teleseismic and geodetic data, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 917–920, 1996.

Ruegg, J., M. Olcay, and D. Lazo, Co-,Post- and Pre(?)-seismic Displacements Associated with the Mw 8.4 Southern Peru Earthquake of 23 June 2001 from Continuous GPS Measurements, *srl*, *72*, 673–678, 2001.

Sandwell, D., and W. Smith, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, *102*, 10,039–10,054, 1997.

Schmitz, M., A balanced model of the Southern Central Andes, *Tectonics*, *13*, 484–492, 1994.

Schmitz, M., W. Heinsohn, and F. Schilling, Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21°-23°), *Tectonophysics*, *270*, 313–326, 1997.

Schroder, W., and G. Worner, Widespread cenozoic ignimbrites in N-Chile, W-Bolivia and S-Peru (17°-20°S/71°-68°E): Stratigraphy, extension, correlation and origin, *III ISAG*, pp. 17–19, 1996.

Schurr, B., G. Asch, A. Rietbrock, R. Trumbull, and C. Haberland, Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography, *Earth Planetary Sci. Letters*, *205*, 105–119, 2003.

Sempere, T., and J. Jacay, Estructura tectónica del Sur del Perú (ante-arco, arco y altiplano suroccidental), *XIII Congreso Peruano de Geología*, 2006.

Sempere, T., G. Herail, J. Oller, and M. Bonhomme, Late oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, *18*, 946–949, 1990.

Sempere, T., et al., Sistemas transcurrentes de escala litosferica en el sur del Perú, *Publicación especial Sociedad Geológica del Perú*, *5*, 105–110, 2004.

Sepúlveda, S., and M. Astroza, The crustal earthquake of Las Melosas, Mw =6.9, 1958, *in press*, 2006.

Sheffels, B., Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes, *Geology*, *18*, 812–815, 1990.

Silgado, E., Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1960), *Boletín Bibliográfico de Geografía y Oceanografía Americanas*, *4*, 191–241, 1968.

Silgado, E., Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1974), *Inst. Geol. Min. Lima*, p. 131pp, 1978.

Silgado, E., Terremotos destructivos en América del Sur (1530-1894), *Proyecto SISRA, CERESIS*, *10*, 328pp, 1985.

Sillard, P., Z. Altamimi, and C. Boucher, The ITRF96 realization and its associated velocity field, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3223–3226, 1998.

Simoes, M., J.-P. Avouac, R. Cattin, and P. Henry, The sumatra subduction zone: A case for a locked fault zone extending into the mantle, *J. Geophys. Res.*, *109*, 10.1029/2003JB002,958, 2004.

Sobolev, S., and A. Babeyko, What drives orogeny in the Andes?, *Geology*, *33*, 617–620, 2005, doi.org/10.1130/G21557.1.

Somoza, R., Updated Nazca (Farallon) and South America relative motions during the last 40 my: implications for mountain building in the Central Andean region, *J. South Amer. Earth Sci.*, *11*, 211–215, 1998.

Soto, R., J. Martinod, R. Riquelme, G. Herail, and L. Audin, Using geomorphological markers to discriminate recent tectonic activity in the Precordillera of Northern Chilean forearc, *Tectonophysics*, *411*, 41–55, 2005.

Springer, M., Interpretation of heat-flow density in the Central Andes, *Tectonophysics*, *306*, 377–395, 1999.

Springer, M., and A. Förster, Heat-flow density across the Central Andean subduction zone, *Tectonophysics*, *291*, 123–139, 1998.

Stein, S., The role of stress transfert in earthquake occurrence, *Science*, *402*, 605–609, 1999.

Stein, S., A. Barka, and J. Dieterich, Progressive failure on the north anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, *128*, 594–604, 1997.

Steketee, S., On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium, *Can. J. Phys.*, *36*, 192–205, 1958.

Stern, C., Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting, *Revista Geológica de Chile*, *31*, 161–206, 2004.

Suarez, G., P. Molnar, and B. Burchfiel, Seismicity, fault plane solutions, depth faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia, *J. Geophys. Res.*, *88*, 10,403–10,428, 1983.

Swenson, J., S. Beck, and G. Zandt, Crustal structure of the Altiplano from broadband regional waveform modeling : Implications for the composition of thick continental crust, *J. Geophys. Res.*, *105*, 607–621, 2000.

Sébrier, M., J. Mercier, F. Megard, G. Laubacher, and E. Carey-Gailhardie, Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of south Peru, *Tectonics*, *4*, 739–760, 1985.

Tapponnier, P., Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinconnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *7*, 437–460, 1977.

Tapponnier, P., and P. Molnar, Slip line field theory and large scale continental tectonics, *Nature*, *264*, 319–324, 1976.

Tassara, A., Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S), *Tectonophysics*, *399*, 39–57, 2005.

Tavera, H., Crisis sísmica de Octubre del 2005 en el Area del volcán Ticsani: Actividad Tectónica o Volcánica?, *II Foro Internacional: Los Peligros Volcánicos en el Sur del Perú*, 2006.

Tavera, H., and L. Rodriguez, Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Peru Central, *Revista Brasileira de Geofísica*, *9*, 141–159, 1991.

Tavera, H., E. Buforn, I. Bernal, Y. Antayhua, and L. Vilacapoma, The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001, *JS*, *6*, 279–283, 2002.

Tavera, H., et al., Características sismotectónicas del sismo del 1 de Octubre de 2005 y de su serie de réplicas, in *Crisis sísmica de Calacoa (Moquegua) Octubre, 2005. Informe técnico multi-institucional*, edited by M. Rivera, H. Tavera, V. Aguilar, J. Medina, and F. Lazares, pp. 12–24, IGP, 2006.

Thorpe, R. S., P. Francis, and R. Harmon, Andean andesites and crustal growth, *Phil Trans R. Soc. Lond.*, *A301*, 305–320, 1981.

Thouret, J., J. Dávila, and J. Eissen, Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina, AD1600, southern Peru, *Geology*, *27*, 435–438, 1999.

Thouret, J., A. Finizola, M. Fornari, A. Legeley-Padovanni, J. Suni, and M. Frechen, Geology of el misti volcano near the city of arequipa, peru, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *113*, 1593–1610, 2001.

Thouret, J., E. Juvigné, A. Gourgaud, A., P. Boivin, and J. Dávila, Reconstruction of the AD1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, *115*, 529–570, 2002.

Tibaldi, A., Morphology of pyroclastic cones and tectonics, *J. Geophys. Res.*, *100*, 24,521–24,535, 1995.

Tichelaar, B., and L. Ruff, Seismic coupling along the Chilean subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *96*, 11,997–12,022, 1991.

Tosdal, R., A. Clark, and E. Farrar, Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *95*, 1318–1332, 1984.

UNSA-INDECI, C., Evaluación de peligros de la ciudad de Ilo, *Informe Proyecto PER98/018*, 2001.

Vatin-Perignon, N., R. Oliver, P. Goemans, F. Keller, L. Briqueu, and G. Salas, Geodynamic interpretations of plate subduction in the northernmost part of the Central Volcanic Zone from the geochemical evolution and quantification of the crustal contamination of the Nevado Solimana volcano, southern Peru., *Tectonophysics*, *205*, 329–355, 1992.

Victor, P., O. Oncken, and J. Glodny, Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21 S (northern Chile), *Tectonics*, *23*, –, 2004.

von Huene, R., and I. Pecher, Vertical tectonics and the origins of BSRs along the Peru margin, *Earth Planetary Sci. Letters*, *166*, 47–55, 1999.

von Huene, R., and C. Ranero, Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antogasta, Chile, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2079, doi:1029/2001JB001,569, 2003.

Wang, K., Stress-strain 'paradox', plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones, *Tectonophysics*, *319*, 321–338, 2000.

Whitman, D., B. Isacks, and S. Mahlburg Kay, Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics, *Tectonophysics*, *259*, 29–40, 1996.

Wigger, P., M. Schmitz, M. Araneda, and M. Asch, Variation of the Crustal Structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in *Tectonics of the Southern Central Andes*, edited by K. Reutter and E. Scheuber, pp. 22–48, Springer, Berlin, 1994.

Worner, G., S. Moorbath, J. Entenmann, R. Harmon, J. Davidson, and L. Lopez-Escobar, Large geochemical variations along the andean arc of northern chile (17.5º-22º)., in *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin*, edited by K. Reutter, E. Scheuber, and P. Wigger, pp. 77–91, Springer-Verlag Berlin, 1994.

Worner, G., K. Hammerschmidt, F. Henjes-Kunst, J. Lezaun, and H. Wilke, Geochronology (40Ar/39Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°S-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes, *Rev. Geol. Chile*, *27*, 205–240, 2000a.

Worner, G., H. Seyfried, I. Kohler, and D. Uhlig, Uplift and Sedimentation on the Western Andean Escarpment at the Arica Bend (Northern Chile), *Geol Rundsch*, *84*, 770–780, 2000b.

Worner, G., M. Mamani, G. Hartmann, and K. Simon, Regional patterns in arc magma composition in the Andean Central Volcanic Zone (13°s-28°s), *VI ISAG*, pp. 809–812, 2005.

Yuan, X., S. Sobolev, and R. Kind, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications, *Earth Planetary Sci. Letters*, *199*, 389–402, 2002.

Yáñez, G., and J. Cembrano, Role of viscous plate coupling in the late tertiary andean tectonics, *J. Geophys. Res.*, *109*, B02,406, 2004, doi:10.1029/2003JB002705.

Zandt, G., S. B. S. Ruppert, C. Ammons, and D. Rock, Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constrains from broadband regional seismic waveforms., *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 1159–1162, 1996.

Zandt, G., M. Leidig, J. Chmielowski, D. Baumont, and X. Yuan, Seismic Detection and Characterization of the Altiplano-Puna Magma Body, Central Andes, *Pure Appl. Geophys.*, *160*, 789–807, 2003.