

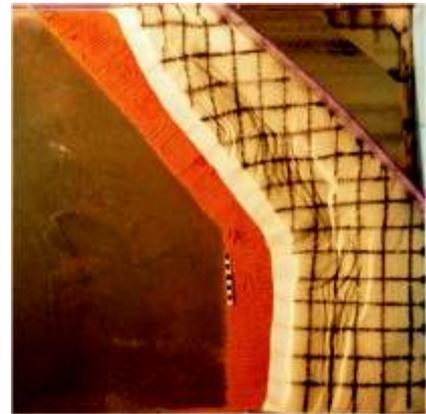
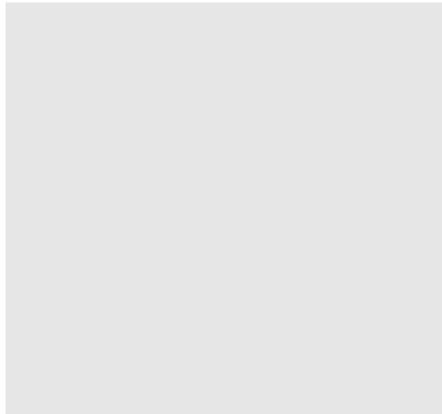
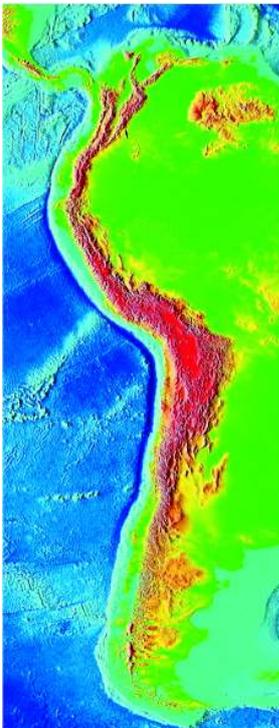
Master 2 SGT PREFALC
"CIENCIAS Y GESTIÓN DE LA TIERRA"
GEOLOGÍA, RIESGOS Y GESTIÓN DEL TERRITORIO
Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas

Pasantia de investigación 2009

**ESTILO DE DEFORMACIÓN CENOZOICA DEL
ANTEARCO DEL OROCLINO
DE LOS ANDES CENTRALES:
NUEVAS IDEAS A PARTIR DE MODELOS ANALÓGICOS**

Por

BENAVENTE ESCÓBAR, Carlos Lenin



Tutors: Audin Laurence



RESUMEN

Los Andes Centrales son el resultado de un equilibrio entre levantamiento y erosión. El borde occidental del continente sudamericano sufrió diferentes grados de acortamiento, modelando contrastes morfotectónicos como el Oroclino de los Andes Centrales. El presente trabajo muestra tres modelos analógicos que nos ayuda a comprender el desarrollo progresivo de la deformación frágil cenozoica del Antearco del Oroclino de los Andes Centrales.

La modelización se inicia con la construcción de una superficie plana que cubre un prisma de acreción estabilizado (*Dahlen, 1984*), esta superficie plana representa la sedimentación del Mioceno Medio a superior, época en la que reportan tasas de sedimentación altas debido a la variación climática (*Chong et al., 1999, Hartley, 2005 y Evenstar et al., 2005*) y al emplazamiento de las Ignimbritas Huaylillas que cubren gran parte de la topografía de los Andes Centrales. También se construyeron zonas de fricción con diferentes formas, cambiando así, los parámetros de la superficie basal de despegue.

Cada uno de los modelos analógicos presentados nos da una idea de la evolución del Antearco del Oroclino de los Andes Centrales. El modelo analógico 1 se asemeja más a la realidad por las siguientes características: 1) Por las fallas inversas curvadas que nacen desde la curvatura de la margen y que se propagan hacia el Norte y Sur, estas fallas estarían representadas por la falla activa Sama Calientes (*Audin et al., 2006 y Benavente 2008*), falla activa Camiara (*Benavente & Audin, 2009*), la falla Arica-La Yarada (*David, 2007*), falla Ausipar (*García, 2002*) y las fallas inversas transversales descritas por *González et al. (2003)* y *Almendinger et al. (2009)* entre las latitudes 19°S a 21°S; 2) Las fallas en el sector Norte (Sur del Perú) presentan un rumbo similar al Sistema de fallas Incapuquio con movimientos de tipo transcurrente sinistral; 3) En el sector Sur (Norte de Chile) se observan fallas con rumbos aproximados a N-S, la deformación en este sector es menor con respecto al sector al Norte.

Los modelos 2 y 3 son un claro ejemplo del grado de acortamiento cuando se cambian parámetros de fricción en la base de despegue. En el área de estudio, tanto la velocidad como el vector de convergencia de la losa oceánica subducida se mantienen prácticamente constantes a lo largo de todo el margen. Sin embargo la edad del fondo oceánico que subduce es mayor al nivel de la curvatura de la margen. En el modelo 3 se observa que la forma de la margen es similar a la que observamos actualmente, además de ser mayor el acortamiento.

A partir de la interpretación estructural y del cálculo de la velocidad de la deformación por vectores en la placa superior, se determino que la oblicuidad de la margen durante el Cenozoico, es un factor importante que determina la partición de esfuerzos y por consiguiente el posible basculamiento de bloques en el Antearco del Oroclino de los Andes Centrales. En el sector Sur donde la convergencia es aproximadamente ortogonal, la componente de cizalla lateral está ausente, por lo tanto no existirá mayor transporte de material paralelo a la margen. El cambio de parámetros de fricción en la superficie de despegue, genera un estilo estructural diferente, estilo que se traduce en mayor acortamiento. Esto puede ser comparable con la edad de la losa oceánica que subduce la zona de estudio, donde la losa oceánica es más antigua. Lo que contrapone la hipótesis que el factor climático sería el principal condicionante de los contrastes morfológicos.

RESUME

Les Andes Centrales résultent de l'érosion et de la surrection du domaine continental en face d'une zone de subduction active. Le bord Occidental du continent Sud Américain montre plusieurs types et quantité de raccourcissements. Cela se reflète dans l'orogénèse Andine à travers plusieurs régions morphotectoniques, avec en particulier l'influence du coude d'Arica dans l'accommodation du raccourcissement. Notre travail présente trois modèles analogiques qui nous aident à comprendre les étapes de développement et de la localisation de la déformation fragile dans la plaque continentale, pour une période correspondant au Cénozoïque (courbure de l'Orocline ou coude d'Arica déjà présente).

La modélisation analogique commence par la mise en place d'une surface plane qui recouvre un prisme d'accrétion stabilisé (Dahlen, 1984). Cette surface représente la sédimentation qui a eu lieu fin Miocène, époque correspondant à une intense activité volcanique et à des taux de sédimentations très élevés dus aux variations climatiques (Chong *et al.*, 1999, Hartley, 2005 y Evenstar *et al.*, 2005, Ignimbrites Huaylillas). Nous proposons un changement dans la nature de la plaque subduite, avec l'ajout de zones de friction de différentes formes, changeant ainsi les paramètres du contact chevauchant.

Chacun des modèles analogiques présentés nous donne une idée de l'influence des paramètres sur l'évolution de l'Avant-arc des Andes Centrales.

Le modèle analogique 1 permet de corréler des observations de terrain à plusieurs échelles de temps et montrer l'influence de la convergence oblique dans le développement et la cinématique des failles de l'avant arc:

1) La présence de failles inverses qui naissent de l'axe du coude et se propagent vers le Nord ou le Sud. Ces failles sont observées sur le terrain, actives à l'heure actuelle et inverses, Système de failles Sama Calientes (Audin *et al.*, 2006 y Benavente 2008), falla activa Camiara (Benavente & Audin, 2009), SF Arica-La Yarada (David, 2007), SF Ausipar (García, 2002) ou les failles décrites par González *et al.* (2003) y Almendinger *et al.* (2009) entre les latitudes 19°S à 21°S

2) Loin du coude vers le Nord de notre modèle (représentant toujours le Sud Pérou), les failles deviennent plus parallèles à la fosse et présentent une direction similaire au bord bloqué du modèle qui représente le système de faille Incapuquio (mouvement transcurrent sénestre). Au sud de notre modèle, donc pour la partie au Sud du coude d'Arica (qui représente le Nord du Chili), la déformation est plus classique, et se calque sur la présence du prisme recouvert en reprenant les principales structures déjà créées, N-S avec une déformation quantitativement moindre qu'au Nord du coude.

Les modèles 2 et 3 sont un exemple clair de l'importance du raccourcissement fonction de la friction sur le plan de faille de la subduction. Dans la zone d'étude, la vitesse et la direction de la convergence restent constantes le long de toute la marge. Malgré tout, dans la réalité, l'âge de la plaque océanique est plus important dans la région du coude. Le modèle 3 reproduit ainsi plus fidèlement la situation actuelle en terme de contraste d'âge et de friction dans cette région du monde et nous montre un résultat très cohérent avec la forme de la marge actuelle et un raccourcissement plus fort dans la région de l'Orocline.

À partir de l'interprétation structurale et du calcul de la vitesse de la déformation sur les vecteurs dans la plaque supérieure, nous déterminons que l'obliquité de la marge pendant le Cénozoïque est un des facteurs les plus importants qui déterminent la répartition des contraintes et par conséquent le possible basculement de blocs dans l'avant arc de l'Orocline des Andes Centrales. Dans le secteur Sud de notre modèle (au Chili) où la convergence est approximativement orthogonale, la composante cisailante est absente, par conséquent il n'existera pas de plus grand transport de matériel parallèle à la marge. Le changement de paramètres de friction dans la région interplaque, produit un style structural différent, style qui se traduit notamment dans un plus grand raccourcissement. Ceci peut être comparable avec l'âge de la plaque qui subducte la zone d'étude, où la plaque océanique est plus ancienne. Ceci s'oppose à l'hypothèse que le facteur climatique serait le principal paramètre à l'origine des contrastes morpho-structuraux observés dans le coude d'Arica.

ABSTRACT

The Central Andes are the result of a balance between uplift and erosion. The western edge of the South American continent underwent different degrees of shortening, defining morphotectonic provinces like the Central Andean Orocline. The present work shows three analogical models that help us to discuss the progressive development of the Cenozoic fragile deformation of the forearc in the Central Andes.

The modelling begins with the construction of a flat surface that covers a stabilized prism of accretion (*Dahlen, 1984*). This flat surface post prism represents the Miocene, time at which high rates of sedimentation are reported due to the climatic variation (*Chong et al., 1999, Hartley, 2005 and Evenstar et al., 2005, ie Huaylillas Ignimbrites* that cover the overall Peruvian and Chilean forearc). Moreover, zones of friction, with different forms were added on the subducting plate, changing thus the parameters of the interplate contact.

Each one of the presented analogical models gives us an idea of the evolution of the forearc in the Arica Bend (Bolivian Orocline). Analogical model 1 resembles more the reality by the following characteristics: 1) By the curved inverse faults that initiate from the curvature of the margin propagating North or South, that would represent by the active Sama Calientes fault system (*Audin et al., 2006 and Benavente 2008*), AFS Camiara (*Benavente & Audin, 2009*), the AFS Arica-La Yarada (*David, 2007*), AFS Ausipar (*García, 2002*) and the inverse faults described by *González et al. (2003) and Almendinger et al. (2009)* north of Chile. The faults in the Northern sector of our model 1 (South of Peru) present the same kinematics as Incapuquio fault system, sinistral and transcurrent (see *David PhD 2007*) 3) In the Southern sector of our model 1 (representing the North of Chile) only NS trending faults are observed and the deformation in this sector is smaller with respect to the Northern sector.

Models 2 and 3 are a clear example of the rising shortening degree when parameters of friction are changing on the subducting plane. In the studied area, velocity and direction of the vector of convergence of the oceanic plate practically stays constant along the entire margin. Nevertheless the age of the oceanic plate that subducts is much greater at the axis of the margin curvature. For model 3, the form of the margin is very similar to the actual one, and the shortening is much greater as observed in the Central part of the Andean range in the Bolivian Orocline.

From the structural interpretation and the calculation of the velocity of the deformation by vectors in the superior continental Plate, I determine that the curvature of the margin is one of the most important factors to take in account for Cenozoic times, and that it determines the partition of the deformation. And therefore the possible tilting of blocks in the forearc of the Bolivian Orocline. In the Southern sector of the model where the convergence is approximately orthogonal (corresponding to Northern Chile), the component of lateral shears is absent. And therefore greater transport of material parallel to the margin is not observed. The change of the friction parameters of the subducting plate, generates different structural style, traducing greater shortening. This can be comparable with the older age of the oceanic slab entering the subduction zone in the studied area. Interestingly, this contradicts the hypothesis that the climatic factor would be the main parameter influencing the morphologic segmentation of the Central Andes.

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), gracias a esta institución fue posible la realización de la presente tesis.

Agradezco a la Dra. Laurence Audin y Dr. Gérard Herail quienes a través de sus actividades de investigación en el IRD (Institut de Recherche pour le Développement) financiaron parte de mi estadía en Francia. A la Dra. Audin por el apoyo y sugerencias durante el desarrollo de la tesis.

Al Dr. Francois Michaud coordinador del master PREFALC, gracias por permitir el desarrollo de la tesis.

Agradezco al Dr. Joseph Martinod, Dr. Vincet Regard y a Nicolle Guerrero, profesionales del Laboratoire des Mécanismes et transferts en Géologie (LMTG) de Toulouse –Francia, por su asesoramiento en la metodología y desarrollo de los modelos analógicos.

Mis más sinceros agradecimientos a mi compañero de trabajo y amigo Luis Cerpa, por las amplias charlas, discusiones geológicas, apoyo en los trabajos de campo y durante todo el desarrollo de la tesis. Gracias Luchito.

A Giovanna Alfaro, por su valioso apoyo en la diagramación y diseño de la tesis.

A dos personas que reflejan amor, generosidad, bondad y respeto, que con su luz reflejan en mi la superación personal y profesional, mis señores padres Francisco de Goya y Eva.

Gracias Cristina por hacerme ver que cada tiempo que viene es mejor, gracias por tu amor, gracias a Dios por permitir que estemos juntos.

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	4
1.1. METODOLOGÍA	
2. PRESENTACIÓN DE DATOS	9
2.1. MODELO 1: ZONA DE FRICCIÓN EN LA PARTE CENTRAL DEL SECTOR NORTE	
2.2. MODELO 2: ZONA DE FRICCIÓN A LO LARGO DE TODA LA MARGEN, SECTOR NORTE Y SUR	
2.3. MODELO 3: ZONA DE FRICCIÓN AL NIVEL DE LA CURVATURA DE LA MARGEN	
2.4. INTERPRETACIÓN MODELO ANALÓGICO 1	
2.5. INTERPRETACIÓN MODELO ANALÓGICO 2	
2.6. INTERPRETACIÓN MODELO ANALÓGICO 3	
3. DISCUSIÓN	28
4. COMPARACIÓN CON LOS ANDES CENTRALES	30
5. CONCLUSIONES	31
6. REFERENCIAS	32

1. INTRODUCCIÓN

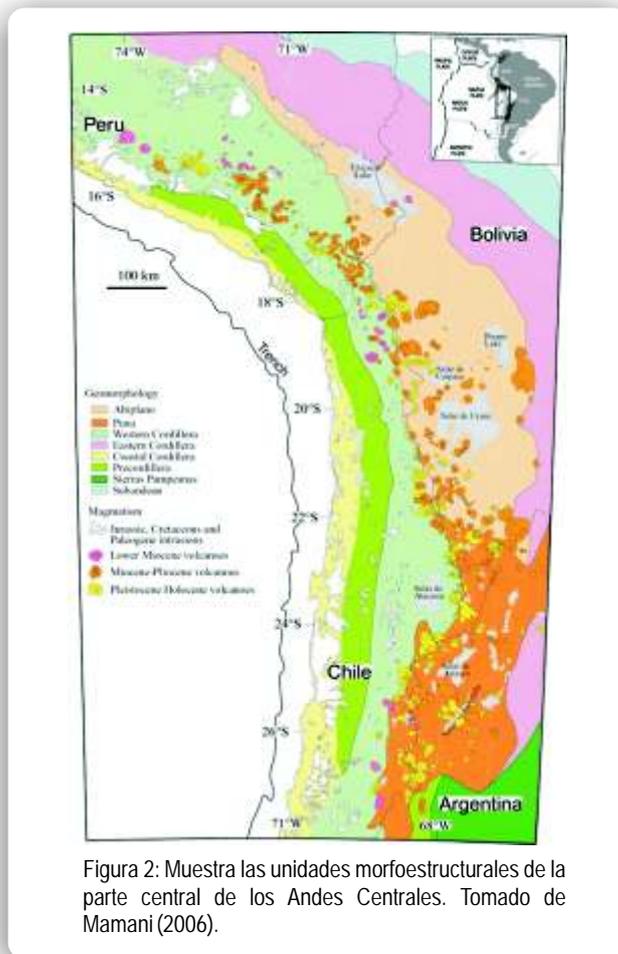
La cadena Andina es una cadena de subducción que se extiende sobre más de 9000 km sobre el borde Oeste del continente sudamericano, desde Venezuela hasta la Tierra de Fuego (Fig. 1). Esta subducción involucra dos placas oceánicas: la Placa de Nazca y la Placa Antártica. Los Andes constituyen, por lo 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).

De Norte a Sur, los Andes son divididos en tres segmentos (Gansser, 1973; Jordan et al., 1983): Andes Septentrionales (12°N – 5°S), Andes centrales (5°S – 46°S) y Andes Meridionales (46°S – 53°S). Los Andes Centrales y particularmente el sector central constituyen el segmento Andino más alto y más ancho de la Cordillera (Pose et al., 2005) (7 000 m y 800 km respectivamente), donde se encuentran los volcanes activos más altos del planeta y la zona Altiplano-Puna. En este sector el orógeno Andino cambia de orientación de N-S al Sur de 18°S a NO al Norte de este límite, a tal curvatura se le denomina Oroclino Boliviano o Oroclino de los Andes Centrales (Carey, 1958; Roperch & Carlier, 1992; Gephart, 1994; Randall et al., 1996; Allmendinger et al., 1997; Roperch et al., 2000). Este segmento se caracteriza también por una intensa deformación cortical en el Frente Orogénico (Roeder, 1988, Baby et al., 1997, Kley & Monaldi, 1998, McQuarrie & DeCelles, 2001), mientras que en la zona del arco y del antearco, el acortamiento Neógeno es mínimo en comparación con la del Frente Orogénico (Lamb & Hoke, 1997, García, 2001, Riquelme et al., 2007). Su levantamiento está relacionada a la convergencia entre la placa oceánica Nazca y la placa continental Sudamericana en 25 Ma, con una aceleración a partir de los 10 Ma (Allmendinger and Gubbels, 1996; Gregory-Wodzicki, 2000; Somoza & Ghidella, 2005).

Los Andes centrales se dividen en grandes dominios estructurales, de Oeste a Este se tiene: la Cordillera de la Costa, Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y Zona Subandina (Fig. 2).



Fig. 1: Segmentación de los Andes, el mayor volumen orogénico se ubica en el segmento central, decreciendo para hacia sus extremos Norte y Sur.



Existe consenso acerca de que el volumen variable del orógeno andino sería en función de los gradientes de acortamiento, pero no hay acuerdo acerca de los mecanismos que lo controlan. Tal como proponen *Kay et al. (1994)*, *Liu et al. (1995)*, *Allmendinger & Gubbels (1996)*, *Kley et al., (1999)*, *Chemenda et al. (2000)*, *Lamb & Davis (2003)*, *Yañez & Cembrano (2004)*, *Ramos et al. (2004)*, diversos controles geológicos, estructurales regionales estarían interviniendo simultáneamente en este complejo sistema.

Sobre la cronología del levantamiento, se evidenció un rifting durante el Cretácico superior-Paleoceno en los Andes Centrales (*Sempere et al., 1990*), lo que demuestra que el levantamiento andino es Cenozoico. Pero no existe consenso acerca del inicio de la formación de los Andes Centrales, algunos proponen en el Eoceno (56 Ma), Oligoceno (30 Ma) y en cuanto a la fase principal del levantamiento, proponen que es principalmente Neógeno (23.0 Ma) y hasta Mioceno medio a superior (post 10 Ma).

Las investigaciones se centraron mayormente en el estudio del Frente Orogénico de los Andes Centrales, siendo el antearco una zona poco estudiada pero importante para comprender la variación de rumbo de los Andes.

La región de antearco propiamente dicha se extiende aproximadamente 200 km desde la fosa de subducción hasta el arco magmático. *Macharé et al. (1986)* morfológicamente divide el antearco en 4 sectores elongados y paralelos a la fosa: 1) Talud inferior y medio, zona exento de sedimentos y limitado hacia arriba por una ruptura de pendiente llamada Umbral del Talud Superior; 2) Talud superior, de relieve más regular en el cual se emplazan una serie de cuencas externas entre 200 y 2000 m de profundidad; 3) Un alto estructural importante que separa las cuencas de antearco externas e internas, al Sur de los 14°S, este alto está representado por la Cordillera de la Costa; y 4) La Plataforma Continental, que es el lugar en que se desarrollan las cuencas internas como la cuenca Moquegua, más al Oeste se tiene el Piedemonte pacífico de los Andes.

Las características del Antearco central y meridional en cuanto a su evolución son contrastantes (*Macharé et al., 1986*). El segmento central muestra evidencias de hundimiento desde el Eoceno hasta la actualidad, siendo argumentada para el Plio-Cuaternario por. En este contexto, la Cordillera de la Costa no impide el ingreso de las transgresiones marinas el pie de la Cordillera Occidental lo que se traduce en el desarrollo continuo de las cuencas internas de carácter marino (Cuenca externa Camaná). Por debajo de los 16°S la Cordillera de la Costa constituye una barrera casi infranqueable que impide el ingreso del mar hacia la cuenca interna (Moquegua), desarrollándose esta última en un medio continental de piedemonte.

Trabajos de estratigrafía y tectónica, grafican la evolución del antearco durante el Cenozoico, así como datos paleomagnéticos en el antearco del Sur del Perú, en rocas volcánicas, intrusivas y sedimentarias mesozoicas y paleocenas muestran que las rotaciones tectónicas son antihorarias en el Oligoceno Superior (30-25 Ma) y son mayores a cualquier otra (*Roperch et al., 2000, 2006*), este podría ser argumento de mayor levantamiento en este período. En el antearco del Norte de Chile, los datos paleomagnéticos en rocas del Cretácico superior y paleocenas entre Antofagasta y Copiapó muestran que las rotaciones tectónicas son horarias en el Eoceno-Oligoceno, desde la Cordillera de la Costa hasta la Precordillera. El antearco del codo de Arica, los datos paleomagnéticos en rocas neógenas no muestran rotación tectónica en el Neógeno (*Roperch et al., 2006*).

Si bien en el sur del Perú las rotaciones se atribuyen a una rotación global de la 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 antearco del Codo de Arica, de lo que se deduce que la curvatura oroclina es pre-Miocena.

La no visible rotación en el Mioceno es incompatible con la actividad neotectónica del Sur del Perú (*Sébrier et al., 1985; Macharé & Ortlieb, 1991; Audin et al., 2006; David, 2007; Benavente, 2008; Saillard, 2008*); y parte del Norte de Chile, por consiguiente es importante determinar si las estructuras Plio-Cuaternarias son parte de reactivaciones de estructuras antiguas y si estas continúan la geodinámica de deformación de los Andes Centrales.

Para ello proponemos realizar experiencias de modelización analógica, generando una superficie plana construida sobre un prisma de acreción previamente construido y estabilizado (*Dahlen, 1984*). Esta superficie representa la sedimentación del Mioceno medio a superior, época en la que reportan tasas de sedimentación altas debido a la variación climática (*Chong et al., 1999, Hartley, 2005 y Evenstar et al., 2005*) y al emplazamiento de ignimbritas que cubren gran parte de la topografía del Sur del Perú y Norte de Chile.

Los objetivos de realizar modelizaciones analógicas son:

- a) Comprender el desarrollo progresivo post Mioceno medio-superior de las estructuras tectónicas en el antearco del Oroclino de los Andes Centrales, en función a cambios en los parámetros de fricción de la superficie de despegue.
- b) Determinar las zonas de mayor deformación en el antearco del Oroclino de los Andes Centrales e identificar los mecanismos que hace posible dicha deformación.
- c) Realizar una comparación de los modelos analógicos con la parte central de los Andes Centrales.

1.1. METODOLOGÍA

Los modelos analógicos representan herramientas importantes para el estudio del desarrollo progresivo de estructuras geológicas. En efecto, la similitud entre situaciones geológicas reales, reveladas con cortes geológicos o líneas sísmicas, y modelos analógicos correctamente planteados muestra la utilidad de estos últimos para ilustrar el desarrollo y la cinemática de los sistemas de fallas a lo largo del tiempo.

En particular son dos los grupos de estructuras de deformación frágil de la corteza los que han recibido especial atención, debido a su importancia técnica científica y económica como es la exploración de hidrocarburos: los sistemas de cabalgamientos como son los prismas de acreción, cinturones de pliegues y cabalgamientos (*Davis et al., 1983; Dahlen, 1984, 1990; Malavieille et al., 1991; Lallemand et al., 1992;*

Dominguez et al., 2000; Cobbold et al., 2001; Marques & Cobbold, 2006; Bonnet et al., 2007; y los sistemas extensionales (*McClay, 1990, Xiao & Suppe et al., 1992; McClay & Dooley, 1995; 2001; McClay et a., 2002; ; Liu et al., 1991*).

Tanto prismas de acreción como cinturones de pliegues y cabalgamientos son caracterizados por: una superficie basal de despegue debajo de la cual no hay deformación (lámina de papel indeformable o mica transparente), un acortamiento horizontal en el material situado por encima del despegue y una forma en cuña del material deformado (prisma de acreción), con un espesor que disminuye hacia su zona externa (*Davis et al., 1983*). Este tipo de cuña se puede modelizar con arena cuarzosa seca de granos bien redondeados, más pequeñas de 0,25 mm y sin cohesión, material utilizado comúnmente para simular el comportamiento de Coulomb, un comportamiento frágil e independiente de la velocidad de deformación, similar de las rocas que se forman en niveles muy superiores de la corteza (*Dahlen, 1984, 1990; Mulugeta, 1998; McClay, 1990*).

La estabilidad mecánica de estas cuñas o prismas de acreción está determinada por el ángulo que forma respecto al suelo, llamado ángulo crítico (aproximadamente 30°). Si se sigue añadiendo material a la parte frontal y superficie del prisma, seguirá creciendo, se deformará internamente de manera a acomodar el material y mantener constante el ángulo crítico. Este modelo mecánico desarrollado por *Davis et al. (1983), Dahlen (1990) y Liu et al. (1991)* proporciona una explicación coherente para la geometría y propagación de las escamas de sistemas de cabalgamientos, estos últimos se propagan secuencialmente hasta que el ángulo crítico sea alcanzado y la cuña este en equilibrio. Cabe destacar que ninguna de las ecuaciones que rigen el comportamiento mecánico de una cuña contiene factores de escala.

De igual manera la introducción de una zona de fricción (que generaremos) por debajo de un prisma estabilizado, deformará internamente hasta acomodar el material, el prisma de acreción se deformará internamente y la superficie del prisma seguirá creciendo hasta mantener constante el ángulo crítico. El presente estudio presenta tres experiencias de modelamiento analógico de los nueve realizados (*Laboratoire des Mécanismes Transferts en Géologie de Toulouse-Francia*). Los modelos se realizaron cambiando parámetros físicos, en forma secuencial. Estos modelos nos permitirán realizar una comparación con el Antearco del Oroclino de los Andes Centrales desde el Mioceno medio – superior hasta la actualidad.

La metodología es similar a los experimentos realizados por *Liu et al. (1991), Malavieille et al. (1991); Lallemand et al. (1992); Dominguez et al. (2000); Cobbold et al. (2001); Bonnet et al. (2007); Malavieille & Trullenque. (1991)* entre otros.

Los experimentos se realizaron en una caja de superficie plana y paredes transparentes de 2 cm de grosor de plástico (Fig. 3), las dimensiones de la caja son 150, 78 y 30 cm de longitud, anchura y altura respectivamente, en esta caja construimos un paralelepípedo de 2 cm de espesor, formado por capas de arena bien sorteada de distintos colores, está situada sobre una lámina intercambiable que actúa de despegue basal

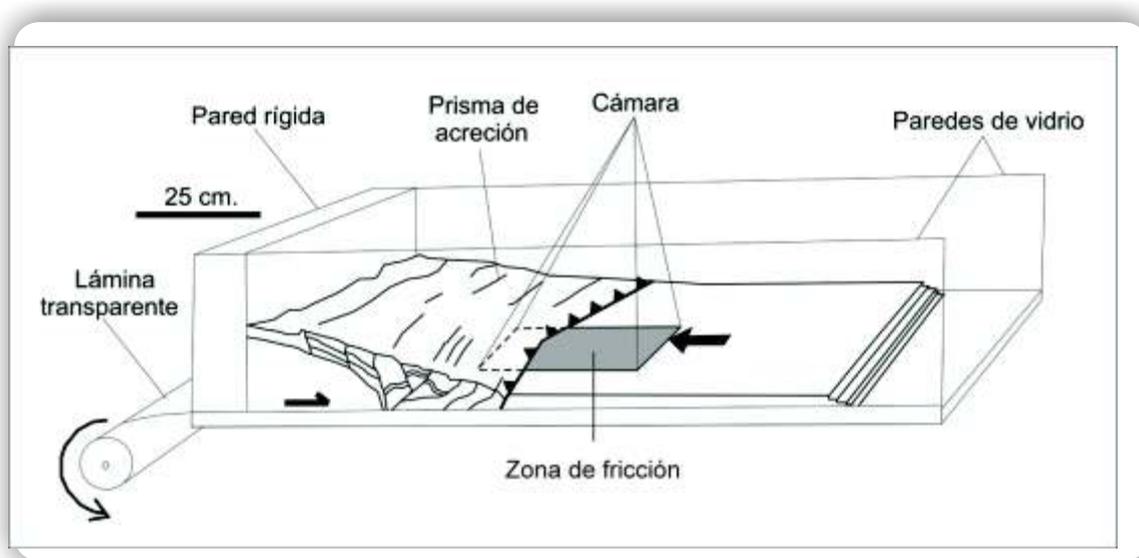


Fig. 3: Representación de la caja utilizada para realizar los modelos analógicos de arena.

Esta lámina transparente que actúa como despegue basal se desliza por debajo del paralelepípedo construido de arena cada 2 cm hasta formar y quede estabilizado el prisma, luego se cubre el prisma con un nivel delgado de arena blanca hasta formar una superficie plana, superficie como se dijo anteriormente representa la sedimentación del Mioceno medio a superior, época en la que reportan tasas de sedimentación altas debido a la variación climática. Finalmente se realiza nuevamente el cuadrículado con líneas negras (cuadrados de 5 cm de lado) y se procede a introducir la zona de fricción por debajo del prisma estabilizado.

Se procede a cubrir la superficie nuevamente deformada con arena y con papel, con la finalidad de echar agua sobre el modelo para luego cortar perpendicularmente a las estructuras generadas y obtener perfiles. Esta nueva capa de arena que cubre todo el modelo es con la finalidad de conservar la huella de la deformación dejada en superficie.

Para la obtención de los vectores de la deformación se utilizó el programa Map Info 7.0, en el que se digitalizó los vértices de los cuadrados dibujados, llegando a tener una distancia X (dx) y Y (dy). Luego se escogieron fotografías tomadas de planta del modelo con intervalos de tiempo constantes (cada 8 cm) para realizar las comparaciones que sufrió el modelo en (dx) y (dy), y así obtener las direcciones y longitudes de los vectores de deformación.

Posteriormente se procedió a la interpretación de las fotografías, llegando a obtener folios con fallas, pliegues, vectores de deformación y cortes geológicos para intervalos de cada 2 cm.

2. PRESENTACIÓN DE DATOS

Se presentan tres modelos donde se generó la forma de un codo en un área de 50 cm x 78 cm (ver figuras 4, 8 y 13). La línea azul representa el tiempo inicial en sé que comenzó a construir el prisma de acreción hasta quedar estabilizado (Dahlen, 1984) (línea punteada de color rojo). Se cubrió la superficie del prisma generando una superficie plana. Luego se construyeron las zonas de fricción sobre la superficie de despegue (diferentes para cada modelo) a 2 cm de la línea punteada roja y en un área de 15 x 20 cm para el primer modelo, 20 cm y a lo largo de toda la margen para el segundo modelo y 25 x 20 cm para el tercer modelo. El espesor de la zona de fricción es de ~1.5 mm de espesor.

La introducción de la zona de fricción se realizó con desplazamiento de 2 cm.

La etapa inicial (t_i) en los tres modelos, está representada cuando el prisma de acreción se encuentra estabilizado y su superficie cubierta por un delgado nivel de arena, esto con la finalidad de observar el comportamiento de las fallas con el ingreso de la zona de fricción.

Los modelos se dividen de Norte a Sur en: sector Norte y Sur, el primero corresponde a una margen oblicua y el segundo a una margen recta, orientaciones tomadas con respecto a dirección de deslizamiento. Además llamaremos zona de transición al segmento donde la margen se curva (Fig. 4).

2.1. MODELO 1: ZONA DE FRICCIÓN EN LA PARTE CENTRAL DEL SECTOR NORTE

La zona de fricción se puso en el sector Norte con la finalidad de simular la Dorsal de Nazca, la que fue introducida deslizando la superficie de despegue 200 mm hacia el Este por debajo del prisma de acreción en (t_i) (Fig. 4).

Tomamos tiempos constantes para la explicación de los modelos. Tiempo 1 (t_1) igual a 60 mm de desplazamiento, tiempo 2 (t_2) está dado por 140 mm de desplazamiento y el tiempo 3 (t_3) igual a 200 mm de desplazamiento, todos con relación al (t_i). A continuación paso a describir cada una de estas etapas.

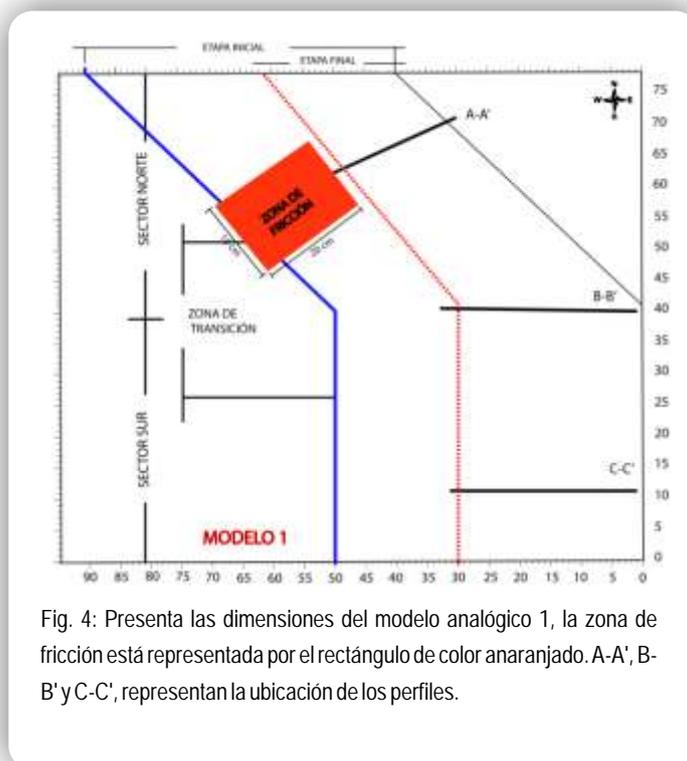


Fig. 4: Presenta las dimensiones del modelo analógico 1, la zona de fricción está representada por el rectángulo de color anaranjado. A-A', B-B' y C-C', representan la ubicación de los perfiles.

Tiempo 1 (t_1); la zona de fricción comienza a introducirse por debajo del prisma de acreción, generando aumento de la topografía en parte de la margen del sector Norte (Fig. 5A). En la zona de transición se generan fallas inversas transversales a la margen, estas fallas con componente inverso y buzamiento hacia el Norte y Sur. En el sector Sur se observan fallas inversas con buzamiento hacia el Oeste, estas fallas no generan grandes desniveles en la superficie como las fallas transversales a las márgenes descritas en el sector Norte (Fig. 5B).

En el sector Norte, los vectores muestran direcciones aproximadamente paralelas a la margen y con sentidos hacia el Sur, excepto a lado sureste donde los vectores tienen direcciones y sentidos cerca a E-O. Los vectores en la zona Norte de transición tienen una dirección perpendicular a la margen y sentido al E, hacia el Sur se observa que los vectores cambian de dirección a NO-SE y sentido al SE (Fig. 5C).

En este tiempo se puede observar que las longitudes de los vectores son mayores en el sector Norte en comparación con el sector Sur, la longitud es proporcional a la deformación.

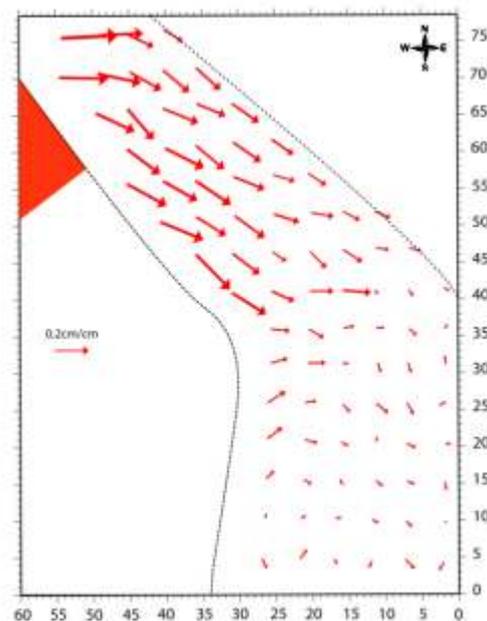
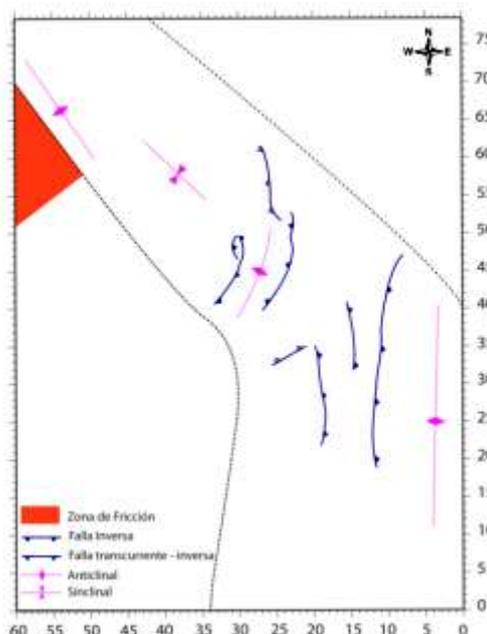


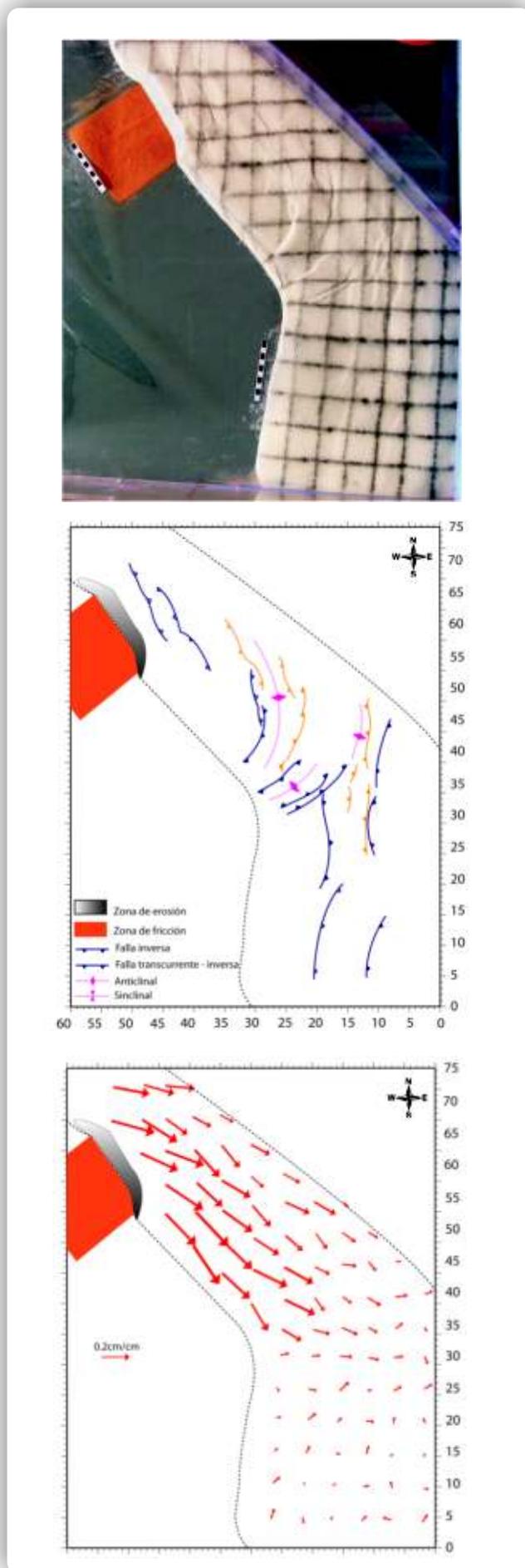
Figura 5: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_1 . La figura 5A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 5B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 5C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

Tiempo 2 (t_2); en esta etapa la zona de fricción se encuentra ~50 mm por debajo del prisma de acreción, lo cual genera aumento de la topografía y subsecuente erosión en parte de la margen del sector Norte (Fig. 6A). Al nivel de la zona de fricción se generan fallas transcurrentes sinestras con componente inversa, rumbos paralelos a la margen oblicua y buzamientos hacia el Este y Oeste. En la zona de transición del sector Norte las fallas inversas transversales a la margen se hacen más pronunciadas y curvadas, llegando a tener un rumbo paralelo a la margen con buzamientos hacia el Este y Oeste. En este segmento curvado, se generan fallas inversas transversales a la margen con buzamientos al Norte y Sur, estas estructuras se hacen menos notorias hacia el Este, donde además cambian su rumbo a N-S. Al Sur, se observan fallas inversas con buzamiento hacia el Este y al igual que en el (t_1) no generan grandes desniveles en la superficie (Fig. 6B).

En el sector Norte, los vectores indican direcciones paralelas a su margen y sentidos hacia el Sur, al sureste se observan que los vectores cambian a una dirección E-O y sentido hacia el Este. Los vectores en el sector Sur son similares a la etapa (t_1), teniendo direcciones E-O en su zona de transición y al Sur las direcciones de los vectores de deformación cambian a NO-SE (Fig. 6C).

Las longitudes de los vectores son mayores en el sector Norte en comparación con el sector Sur (ver flechas de la figura), lo que es proporcional a la velocidad de deformación.

Figura 6: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_2 . La figura 6A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 6B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 6C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.



Tiempo 3 (t_3); la zona de fricción se encuentra a ~150 mm por debajo del prisma de acreción, generando aumento en la topografía y en respuesta erosión en parte de la margen del sector Norte (Fig.7A). Las fallas transcurrentes sinestras con componente inversa, rumbos paralelos a la margen oblicua y buzamientos hacia el Este y Oeste se hacen más pronunciadas, llegándose a conectar con las fallas inversas transversales a la margen y formando estructuras curvadas y anticlinales con ejes cercanos a una dirección N-S. Las fallas inversas transversales generadas en la curvatura de la margen (zona de transición), forman mayores desniveles en la superficie, además de adoptar una componente transcurrente dextral (Fig.7B).

La dirección y sentido de los vectores esta etapa son similares a la etapa (t_2). Es notoria la disipación de la deformación en el sector Sur con respecto del sector Norte (Fig. 7C).

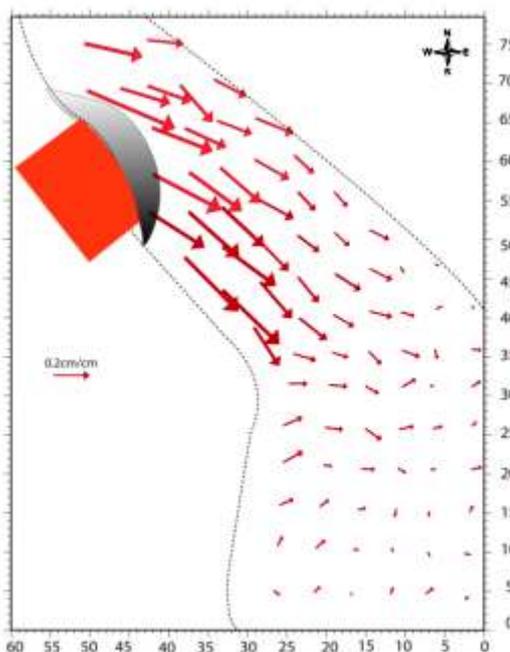
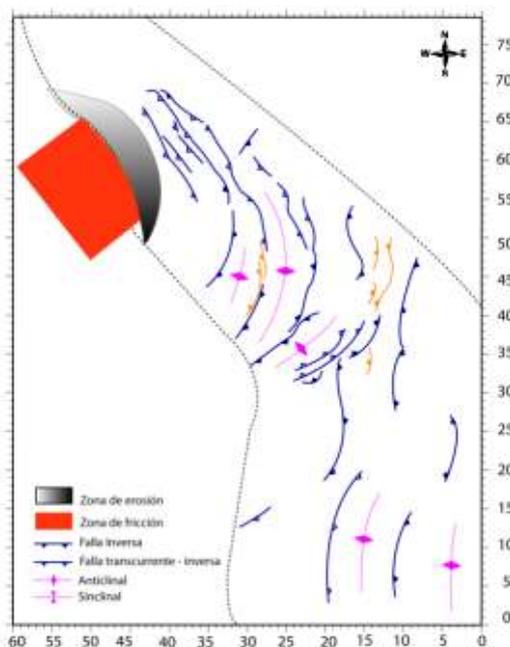
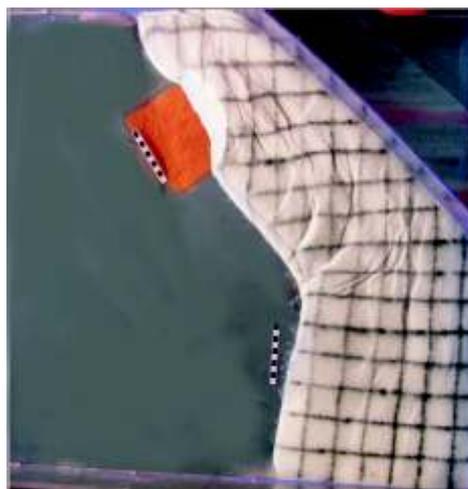
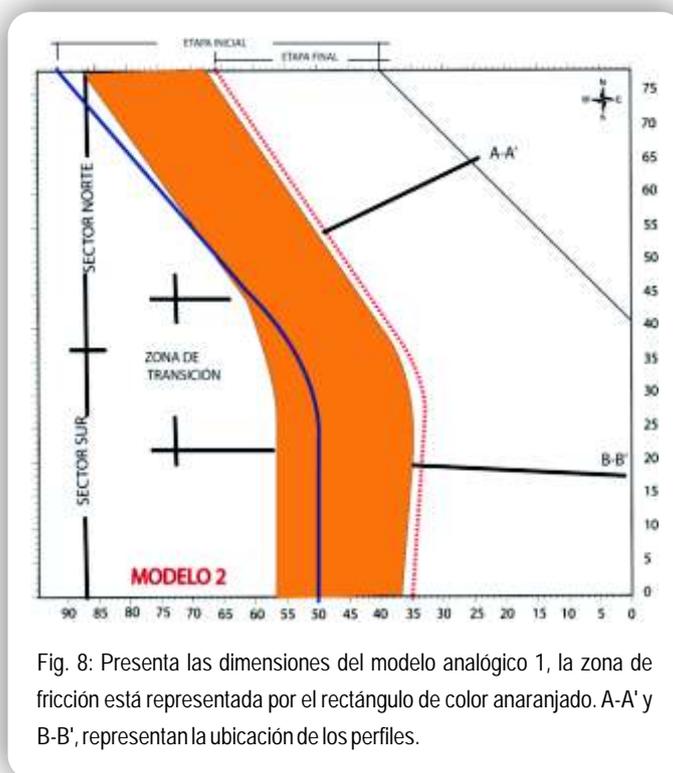


Figura 7: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_3 . La figura 7A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 7B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 7C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

2.2 MODELO 2: ZONA DE FRICCIÓN A LO LARGO DE TODA LA MARGEN, SECTOR NORTE Y SUR

La zona de fricción se construyó a lo largo de toda la margen, con la finalidad de observar cual es el tipo de deformación que se genera con el cambio de parámetros de fricción en la superficie de despegue y realizar posteriormente una comparación con los demás modelos. La zona de fricción fue introducida deslizando la superficie de despegue 320 mm hacia el Este por debajo del prisma de acreción en (t_1) (Fig. 8).

Tiempo 1 (t_1) igual a 80 mm de desplazamiento, tiempo 2 (t_2) está dado por 160 mm de desplazamiento, el tiempo 3 (t_3) igual a 240 mm de desplazamiento y el tiempo 4 (t_4) a 320 mm, todos con relación al (t_1).



Tiempo 1 (t_1); Se introdujo ~50 mm la zona de fricción por debajo del prisma de acreción a lo largo de toda la margen, generando una topografía más elevada y una subsecuente erosión en toda la margen (Fig.9A). Este incremento en la topografía no es igual en toda la margen. En la parte inferior del sector Norte la topografía se encuentra más elevada. Inicialmente se observan reactivaciones de fallas inversas transversales a la margen, resaltando estas estructuras más en el sector Sur. Finalizando esta etapa, se observa que las fallas inversas transversales se curvean llegando a tener rumbo semejante a sus márgenes (sector Norte y Sur). De igual manera se observa un anticlinal y un sinclinal. En el sector Sur, se observa una agrupación de fallas al nivel de la curvatura de la margen, se tratan de fallas inversas con buzamientos hacia el Este y Oeste, al SO de

este sector se observa un sinclinal con eje N-S, las fallas inversas que se encuentran más hacia el Este tienen una componente transcurrente sinistral (Fig.9B).

Los vectores en el sector Norte tienen rumbos paralelos a su margen (NO-SE) y sentidos al SE, habiendo un pequeña variación al nivel de la curvatura de la margen, donde los vectores cambian de dirección teniendo rumbos cerca a E-O y sentidos hacia el E. Al O del sector Sur, se observan que los vectores presentan un rumbo perpendicular a la margen y sentido al E, al E del sector se observa que los vectores presentan un dirección y sentido similar al del sector Norte (Fig.9C).

Las longitudes de los vectores son mayores en el sector Norte en comparación con el sector Sur (ver flechas de la figura), lo que indica un mayor estado de deformación en el sector Norte.

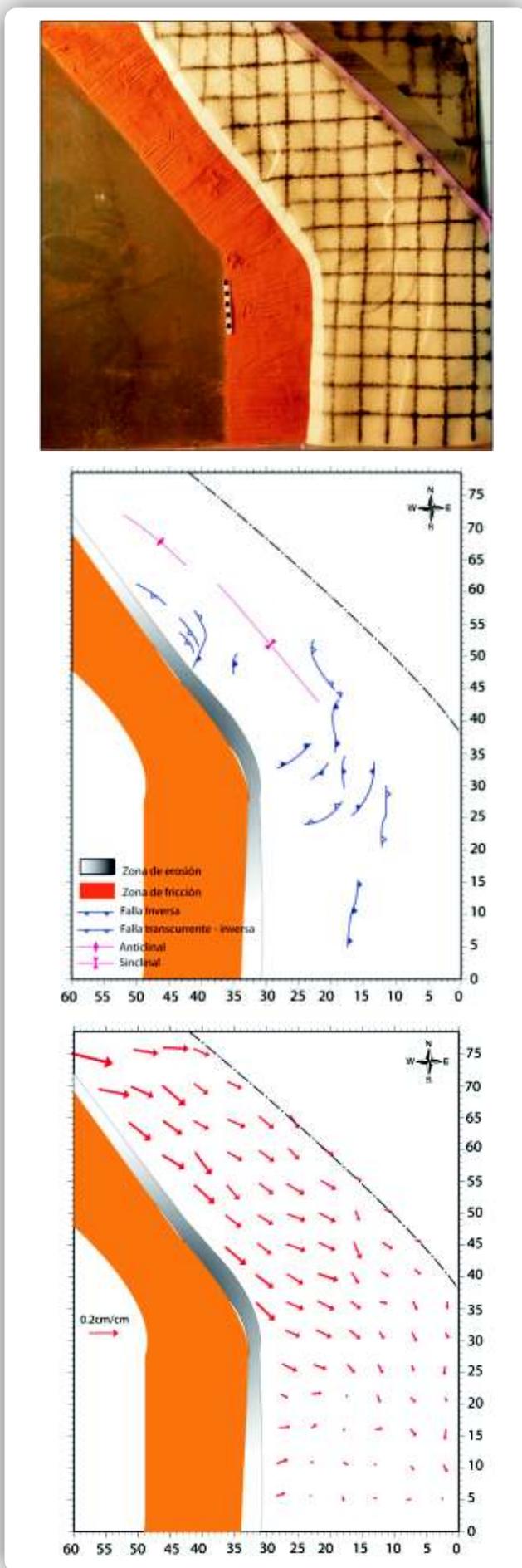


Figura 9: Muestra 3 figuras representativas del tiempo $t_{(v)}$. La figura 9A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 9B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 9C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

Tiempo 2 (t_2); las fallas inversas pre existentes con buzamiento al Este, se acentúan por el ingreso de la zona de fricción (~120 mm) por debajo del prisma (10A). Así también, la generación de fallas inversas con rumbos paralelos a las márgenes y buzamientos hacia el O, simultáneamente se observa aumento de la topografía. Este aumento variable, siendo el de mayor índice en el sector Norte y en la curvatura de la margen. Entre las fallas transversales a la margen se observan dichos cambios de topografía (10B).

La asociación de las fallas preexistentes (t_1) y las fallas generadas en esta etapa, crea una depresión en la zona de transición Norte, en el NO del sector Norte se observan dos fallas normales transversales a su margen, además, en la parte más distal a la curvatura de la margen (al Este) se observa una falla inversa de una forma cóncava con buzamiento hacia el Oeste. En el sector Norte las fallas presentan una componente transcurrente sinistral.

Los vectores en el sector Norte tienen rumbos paralelos a su margen (NO-SE), se observa que los vectores más cercanos a la margen (al Oeste) son más grandes que los vectores que se encuentran hacia el Este. Los vectores de la zona Oeste en la zona de transición cambian de dirección de NO-SE a aproximadamente E-O, en cambio los vectores de la zona Este tienen una dirección continua desde el sector Norte hasta parte del sector Sur. Los vectores de la zona Oeste del sector Sur tienen una dirección E-O con respecto a su margen, con un sentido y atenuación hacia el Este (10C).

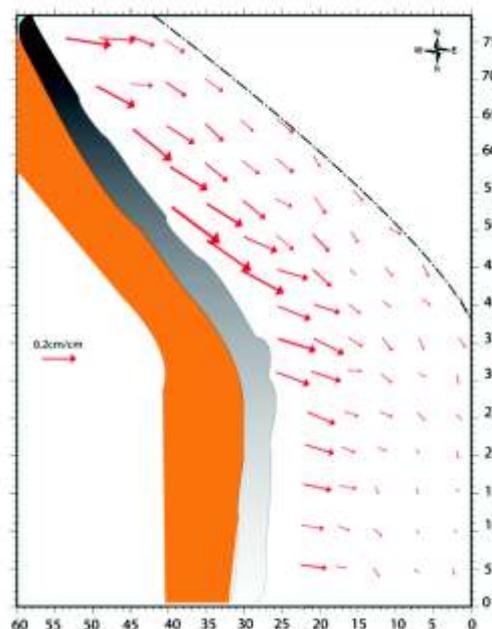
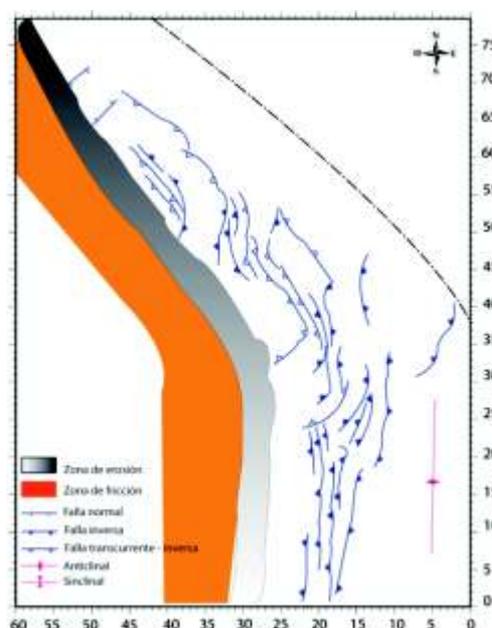


Figura 10: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_2 . La figura 10A, muestra una fotografía tomada de planta. La figura 10B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 10C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

Tiempo 3 (t_3); la zona de fricción ingresa ~180 mm por debajo del prisma de acreción, las fallas inversas con buzamiento al Este descritas en la etapa (t_2) aparentemente no se reactivan (Fig.11A). Las fallas inversas con rumbos paralelos a las márgenes y buzamiento hacia el Oeste generan la mayor deformación, generando el cierre de las depresiones (cuencas) descritas en la etapa (t_2). En la zona de transición hay una mayor asociación de fallas inversas con rumbos NO-SE, hacia el Sur la deformación se expresan en fallas inversas transversales a la margen con componente transcurrente dextral, en la parte inferior del sector Sur se generan fallas inversas aproximadamente N-S y buzamientos al Oeste (Fig.11B).

La falla inversa cóncava ubicada al Este de la curvatura de la margen se acentúa, además de generarse estructuras similares.

En este tiempo se observa que los vectores tanto del sector Norte y del Sur presentan variación en todas las direcciones. En el sector Norte los vectores varían de NO-SE a E-O cuanto más se acerque a la zona de transición y NO-SE a NE-SO respecto a su migración hacia el E. En el sector Sur, los vectores tienen una dirección E-O y sentido hacia el Este, siendo perpendiculares a la margen, hacia el Este los vectores cambian de dirección hacia el NE-SO (Fig.11C).

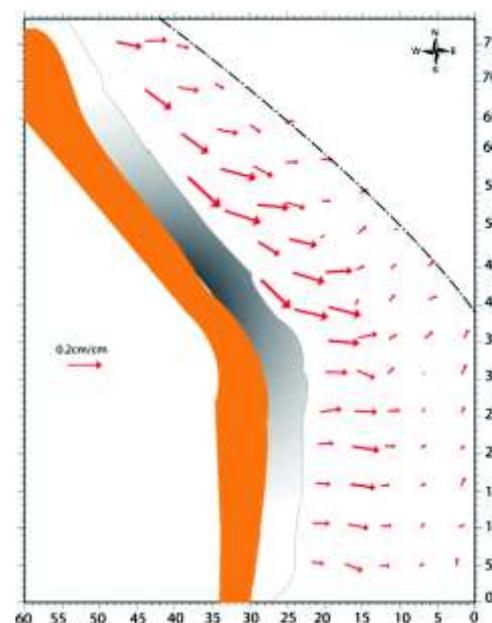
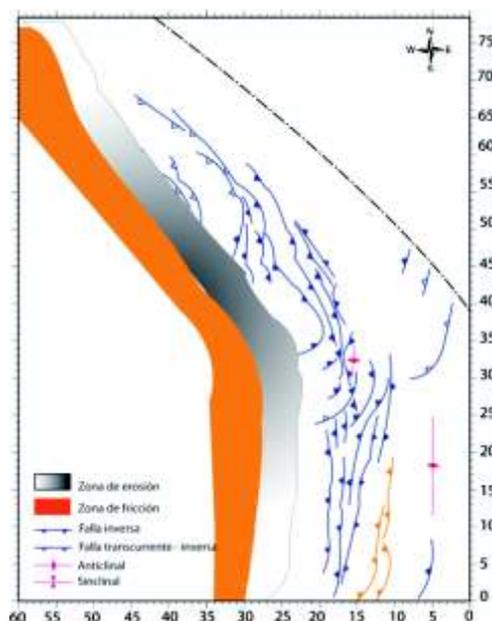
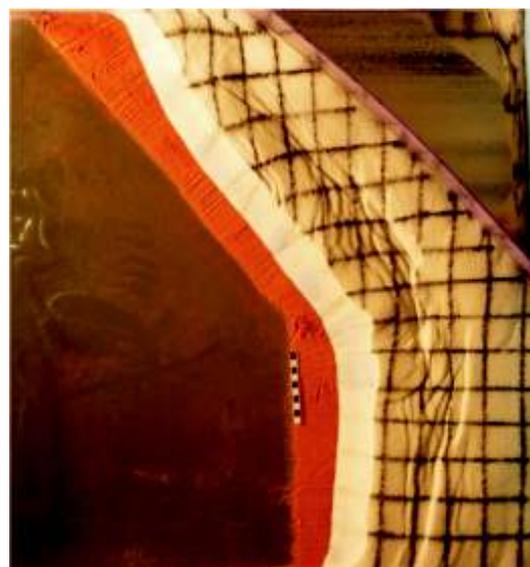


Figura 11: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_3 . La figura 11A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 11B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 11C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

Tiempo 4 (t_4); La zona de fricción ingresa en su totalidad por debajo del prisma, las fallas inversas con rumbos paralelos a las márgenes y buzamientos hacia el Oeste descritas anteriormente, siguen deformando y cerrando las cuencas, además de generar erosión en toda la margen; mientras que las fallas inversas con buzamiento hacia el Este y generadas en la etapa (t_1) y acentuadas en la etapa (t_2) no se reactivan (Fig.12A). En la zona de transición se generan anticlinales, sinclinales, asimismo más al Este se generan más fallas cóncavas con buzamientos al Oeste (Fig.12B).

Las direcciones y sentidos de los vectores son NO-SE y al SE respectivamente, a excepción de los vectores que se encuentran al nivel de la curvatura de la margen, donde tienen una dirección aproximada a E-O y sentido hacia el E (Fig.12C).

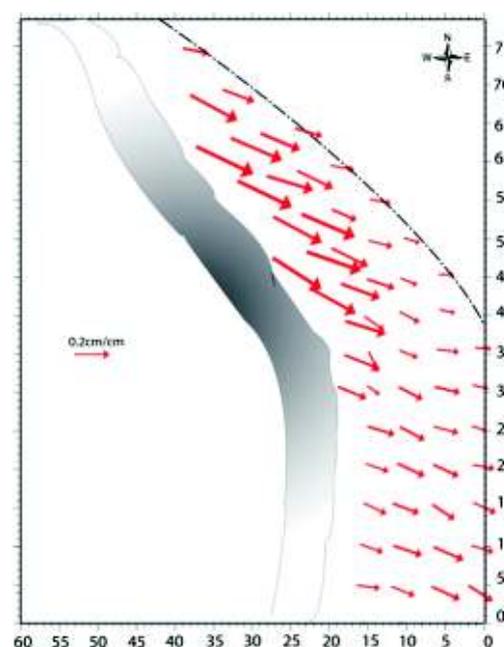
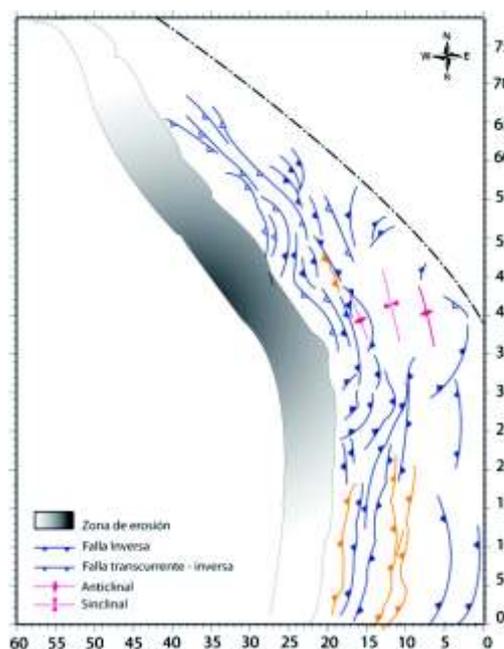
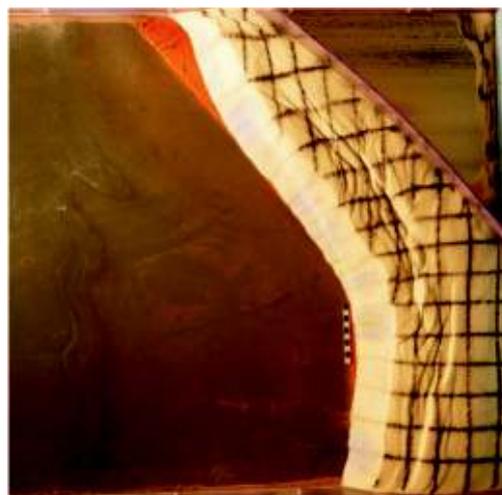


Figura 12: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_4 . La figura 12A, muestra una fotografía tomada de planta. La figura 12B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 12C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

2.3 MODELO 3: ZONA DE FRICCIÓN AL NIVEL DE LA CURVATURA DE LA MARGEN

La zona de fricción se ubico al nivel de la zona de transición (curvatura de la margen), con la finalidad de observar la deformación y propagación hacia el sector superior e inferior del modelo. Dicha zona fue introducida deslizando la superficie de despegue 300 mm hacia el Este por debajo del prisma de acreción en (t_1) (Fig.13).

Tiempo 1 (t_1) igual a 80 mm de desplazamiento, tiempo 2 (t_2) está dado por 160 mm de desplazamiento, el tiempo 3 (t_3) igual a 240 mm de desplazamiento y el tiempo 4 (t_4) a 300 mm, todos con relación al (t_1).

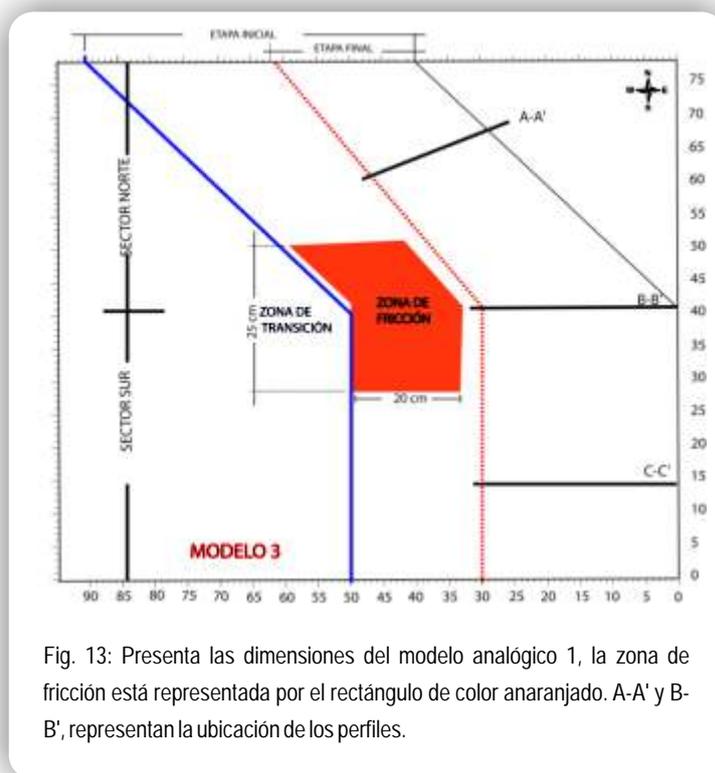


Fig. 13: Presenta las dimensiones del modelo analógico 1, la zona de fricción está representada por el rectángulo de color anaranjado. A-A' y B-B', representan la ubicación de los perfiles.

Tiempo 1 (t_1); en esta etapa la zona de fricción se introdujo 69 mm por debajo del prisma de acreción, generando aumento de la topografía y consecuente erosión en la parte afectada por la introducción de la zona de fricción (Fig. 14A). Se observa escasa deformación en la superficie, la deformación se traduce en fallas inversas con buzamiento hacia el Oeste en el sector Norte y buzamiento hacia el Este en el sector Sur, estas estructuras se observan en la zona de transición. En los dos extremos Norte y Sur del modelo no se observa deformación (Fig. 14B).

Los vectores del sector Norte indican direcciones paralelas a su margen y sentidos hacia el SE, cambiando de dirección a aproximadamente E-O en la zona de transición. En el sector Sur los vectores indican direcciones N-S y sentidos hacia el Sur (14C).

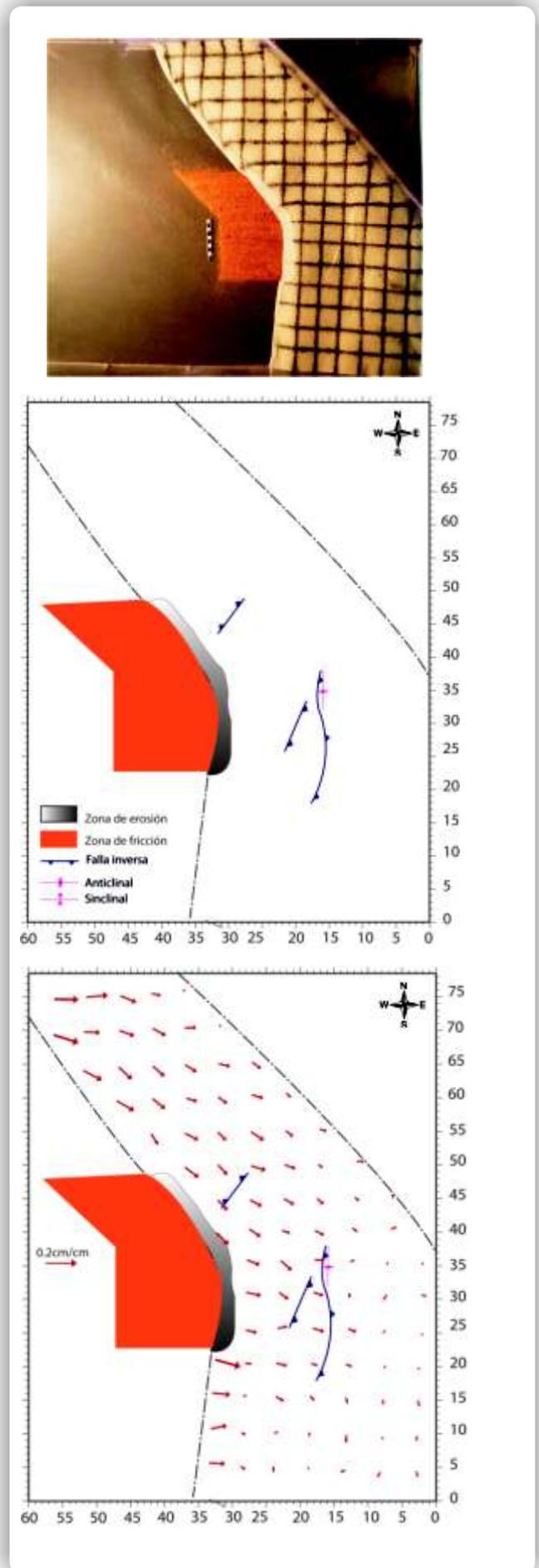


Figura 14: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_0 . La figura 14A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 14B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 14C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

Tiempo 2 (t_2); la zona de fricción se introdujo ~120 mm bajo el prisma de acreción, generando aumento de la topografía en el área donde se introduce la zona de fricción y en el flanco Sur (Sector Sur), mientras que en el sector Norte se nota un ligero hundimiento. La deformación se concentra en la parte central del modelo, resaltando fallas inversas de rumbo N-S y buzamiento al Este y Oeste, así anticlinales (Fig. 15A). Al igual que en la etapa (t_1), en el extremo Norte del modelo no se observa deformación, a diferencia del extremo Sur, donde las fallas generadas en la etapa anterior comienzan a extenderse más hacia el Sur (Fig. 15B).

Los vectores de deformación son similares a la etapa (t_1), a excepción al nivel de la curvatura donde los vectores se hacen más E-O.

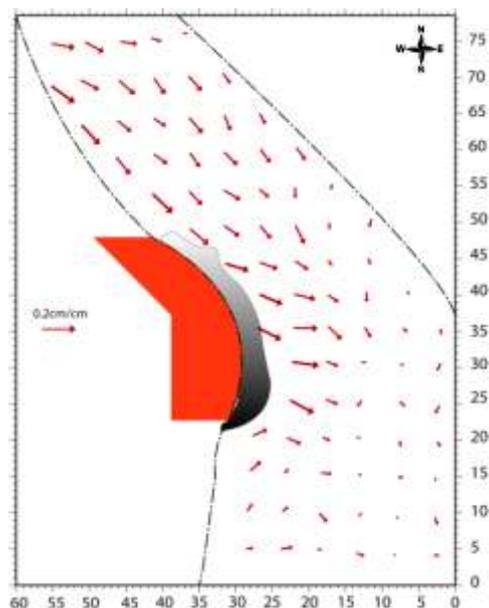
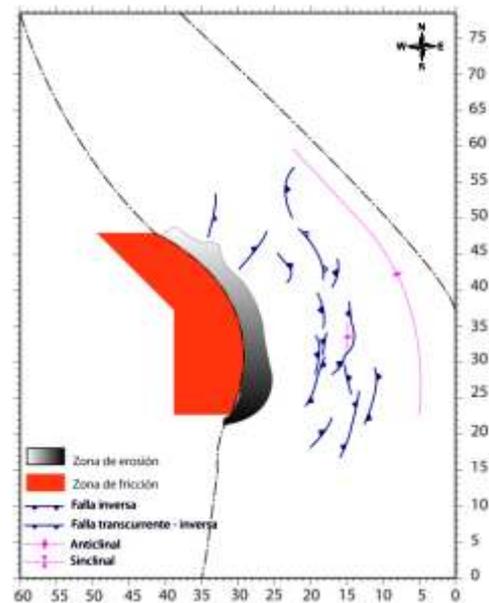


Figura 15: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_0 . La figura 15A, muestra una fotografía tomada de planta. La figura 15B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 15C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

Tiempo 3 (t_3); una vez introducida la zona de fricción ~200 mm bajo el prisma de acreción, las estructuras formadas en las etapas anteriores se acentúan más, generando cambios en la topografía, cambios que paso a describir a continuación (Fig.16A): Al norte de la zona de fricción se observa que el hundimiento se acentúa, en la zona de transición y al Sur de la zona de fricción se observa aumento de la topografía, así como también fallas inversas transversales a la margen. El anticlinal descrito en la etapa anterior se hace más prominente, además de generarse fallas inversas de forma cóncava al Este de la curvatura de la margen. En el sector Norte aparecen fallas transcurrentes sinestrales con componente inversa y rumbos NO-SE y buzamientos hacia el Oeste. Se tiene un mayor agrupamiento de fallas en el sector Sur (Fig.16B).

Las direcciones y longitudes de los vectores son similares a las etapas anteriores y con la característica de acentuarse en la parte central una dirección y sentido E-O y E respectivamente (Fig.C).

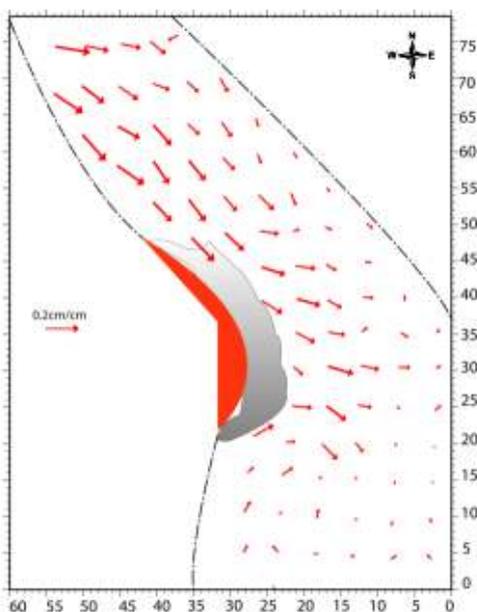
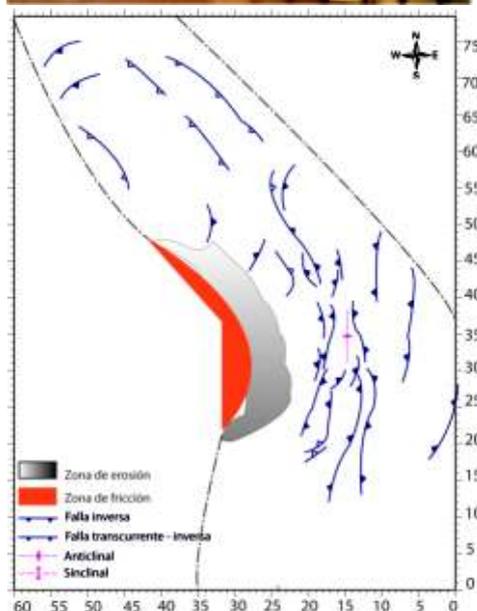


Figura 16: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_3 . La figura 16A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 16B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 16C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

Tiempo 4 (t_4); La zona de fricción es introducida en su totalidad, las estructuras tectónicas formadas en la parte central se acentúan aún más, generando aumento de la topografía en toda la margen y erosión en la zona donde se introdujo la zona de fricción (Fig.17A). En el sector Norte se forman fallas transcurrentes con componente inversa de rumbo NO-SE y buzamientos al Oeste, fallas transversales de tipo normal e inversas. Al Este de la zona de transición las fallas inversas de forma cóncava se acentúan más; en el sector Sur las fallas inversas generan mayores desniveles en la superficie (Fig.17B).

Las direcciones de los vectores en el sector Norte y parte del sector Sur es NO-SE, variando de las etapas anteriores donde en la parte central la direcciones de los vectores eran aproximadamente E-O (Fig.17C).

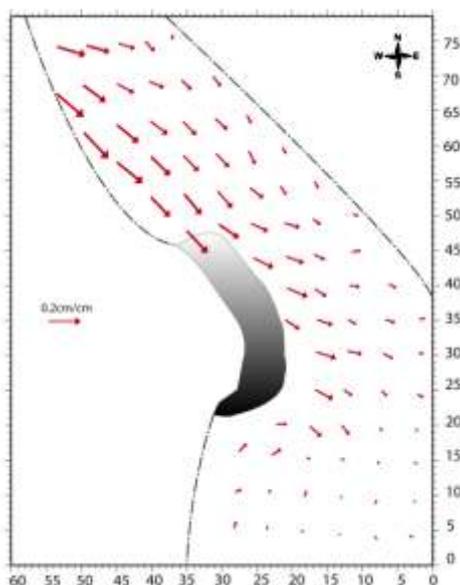
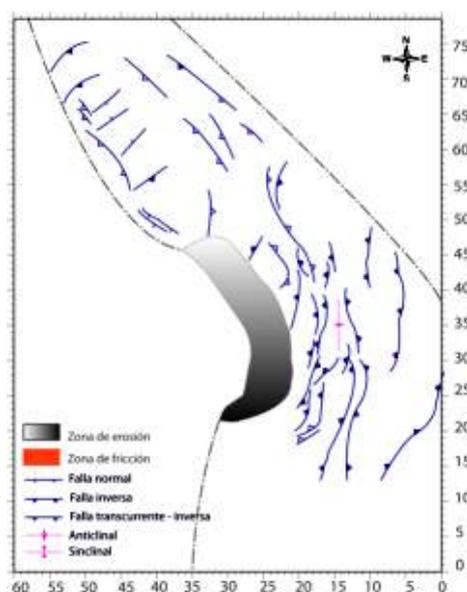


Figura 17: Muestra 3 figuras representativas del tiempo t_4 . La figura 17A, muestra una fotografía tomada de planta, La figura 17B se representa con fallas que se generan en este tiempo y la figura 17C, muestra los vectores asociados a la velocidad de deformación del área modelado. 0.2 cm/cm es la escala que representa la velocidad de deformación. El área de color anaranjado representa la zona de fricción.

2.4 INTERPRETACIÓN MODELO ANALÓGICO 1

Fallas transversales a la margen de tipo dextral inverso comienzan a generarse en la curvatura de la margen, debido a la partición de esfuerzos en una margen curvada.

Las estructuras transversales son predominantes, hasta el ingreso de la zona de fricción, a partir de ahí la deformación se traduce en fallas con rumbo paralelo a la margen del sector Norte (NO-SE), llegándose a conectar las fallas transversales y las NO-SE formando estructuras curvadas.

Las longitudes de los vectores muestran que la deformación y el acortamiento es mayor en el sector Norte debido a la oblicuidad de la margen y al ingreso de la zona de fricción.

Se puede observar fallas inversas con buzamiento hacia el Este y Oeste, siendo las últimas resultado de un control topográfico en respuesta a recuperar el nivel base del terreno al disipar la energía potencial que el relieve positivo acumulo. Entonces la topografía tiene una influencia sobre la vergencia de las fallas (Rossello, 2008). Otro factor que controla la vergencia de las fallas es el ingreso de la zona de fricción (hacia el Este), cambiando la vergencia de las fallas de Este a Oeste.

Las direcciones y sentidos de los vectores de deformación en la zona de transición indican hacia el Norte una variación en sentido antihorario y horario hacia el Sur.

A continuación presento tres perfiles del sector Norte, al nivel de la curvatura y del sector Sur. El nivel superior es utilizado para conservar la huella de la deformación en superficie.

Perfil del sector Norte, presenta un espesor mayor, se observa que el nivel superior (nivel blanco) presenta variaciones en su espesor debido a la actividad de las fallas y a la reactivación de las fallas con vergencia opuesta a la que tenía antes del ingreso de la zona de fricción (Fig.18).

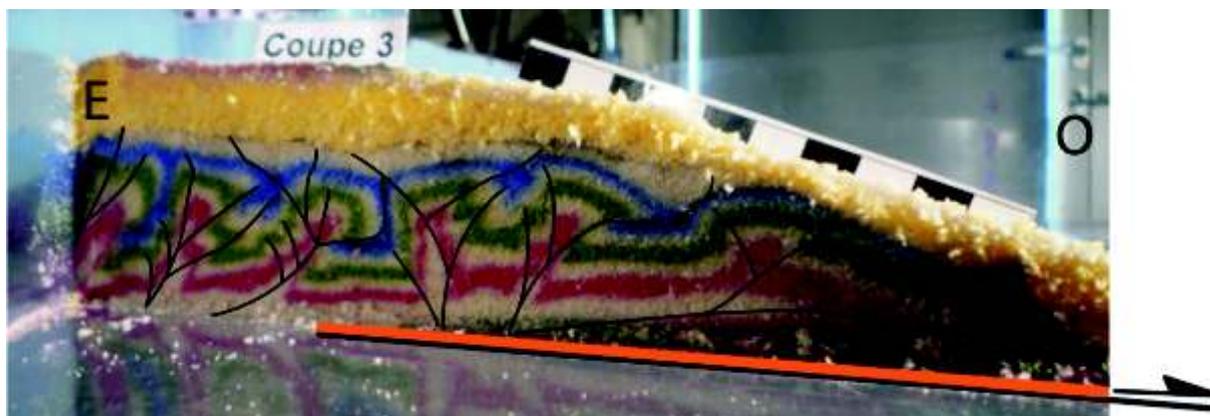


Fig. 18: Sección del sector Norte del Modelo 1, se observa en la parte inferior un nivel de color anaranjado que representa la ubicación de la zona de fricción.

Perfil al nivel de la zona de transición, muestra una topografía más pronunciada hacia el Este en comparación con el lado Oeste. El cambio topográfico es por la presencia de fallas inversas con buzamientos hacia el Este y retrocabalgamientos, mientras que en el lado Oeste la deformación está asociada mayormente a movimientos de tipo transcurrente (Fig.19).

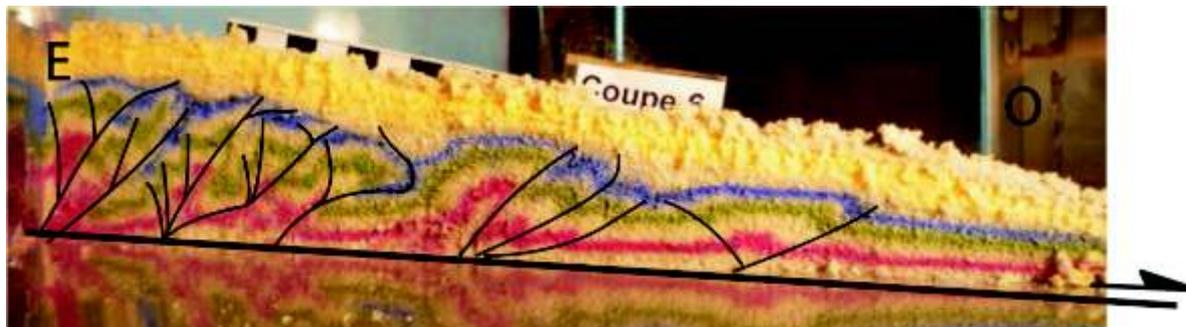


Fig. 19: Sección al nivel de la zona de transición en el sector Sur del Modelo 1.

En el corte geológico en el sector Sur, se observa que la deformación es menor en comparación al sector Norte y al nivel de la curvatura. El ingreso de la zona fricción no está asociado a la deformación de este sector, los retrocabalgamientos que se observan es producto del movimiento de la placa deslizante (Fig. 20).

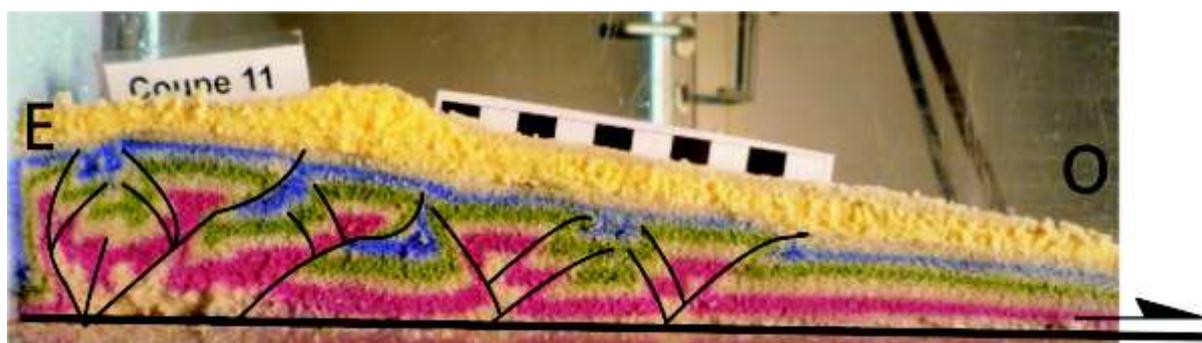


Fig. 20: Sección en el sector Sur del Modelo 1.

2.5 INTERPRETACIÓN MODELO ANALÓGICO 2

De igual forma que en el modelo 1, las fallas transversales a la margen de tipo dextral inverso comienzan a generarse en la curvatura de la margen, debido a la partición de esfuerzos en una margen curvada.

Las estructuras transversales son predominantes, hasta el ingreso de la zona de fricción, a partir de ahí la deformación se traduce en fallas con rumbo paralelo a la margen del sector Norte (NO-SE), llegándose a conectar las fallas transversales y las NO-SE formando estructuras curvadas.

Se puede observar dos sistemas de fallas bien marcadas: las fallas inversas con buzamiento al Este, situadas con rumbos paralelos a lo largo de toda la margen y las fallas inversas con buzamiento al Oeste. Las primeras constituyen un control estructural que llega a controlar la vergencia de las fallas inversas con buzamiento al Oeste. Las segundas, constituyen una respuesta de la migración de la zona de fricción hacia el Este. El juego de estos dos sistemas de fallas genera cuencas de tipo pull apart.

Toda la margen presenta levantamiento relacionado con el ingreso de la zona de fricción, el levantamiento es diferencial debido al control que presentan las fallas transversales. El sector que presenta mayor evidencia de levantamiento es el sector Norte.

Las longitudes de los vectores indican que la mayor deformación se encuentra en el sector Norte. Propongo que la oblicuidad de la margen es un control importante que determina la deformación. En el sector Sur se observa vectores de menor longitud y perpendiculares a las fallas. Por consiguiente el sector Norte presenta un régimen transcurrente con componente compresiva, a diferencia del sector Sur, donde el régimen es compresivo con un eje de acortamiento E-O.

De forma similar al modelo analógico 1, las direcciones y sentidos de los vectores de deformación en la zona de transición presentan una variación en sentido antihorario hacia el Norte, y horario hacia el Sur.

La erosión de la parte frontal del modelo está relacionada con el ingreso de la zona de fricción.

A continuación presento dos cortes geológicos del sector Norte y Sur del modelo 2.

El perfil del sector Norte, muestra al Este fallas inversas y retrocabalgamientos con buzamientos hacia el Este y Oeste respectivamente, en la parte central estructuras en flor positiva y hacia el Oeste fallas inversas con buzamiento al Este, estas últimas generan un pliegue en la parte más externa del modelo. Las fallas con buzamiento hacia el Este fueron generadas en la etapa inicial (estructuras del prisma de acreción estabilizado), reactivándose estas con buzamientos al Oeste (retrocabalgamientos) y con buzamiento vertical producto del ingreso de la zona de fricción (Fig. 21).

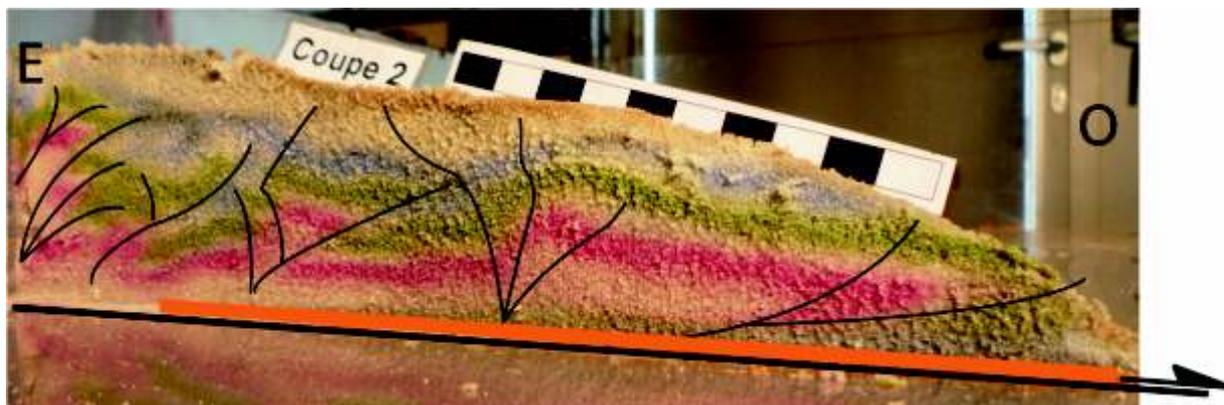


Fig. 21: Sección en el sector Norte del modelo 2, en la parte inferior un nivel de color anaranjado que representa la ubicación de la zona de fricción.

El corte geológico del sector Sur, muestra hacia el Este un contexto similar al corte geológico del sector Norte, donde las fallas inversas a profundidad presentan un ángulo hacia el Este y en superficie se vuelven fallas con buzamiento vertical y en algunos casos cambiando de buzamiento hacia el Oeste. Hacia el Oeste se observa de mejor forma retrocabalgamientos con buzamiento hacia el Este producto del ingreso de la zona de fricción. Se observa que: la zona de fricción, es un mecanismo condicionante en la vergencia de la fallas, así como lo es la topografía (Fig. 22).

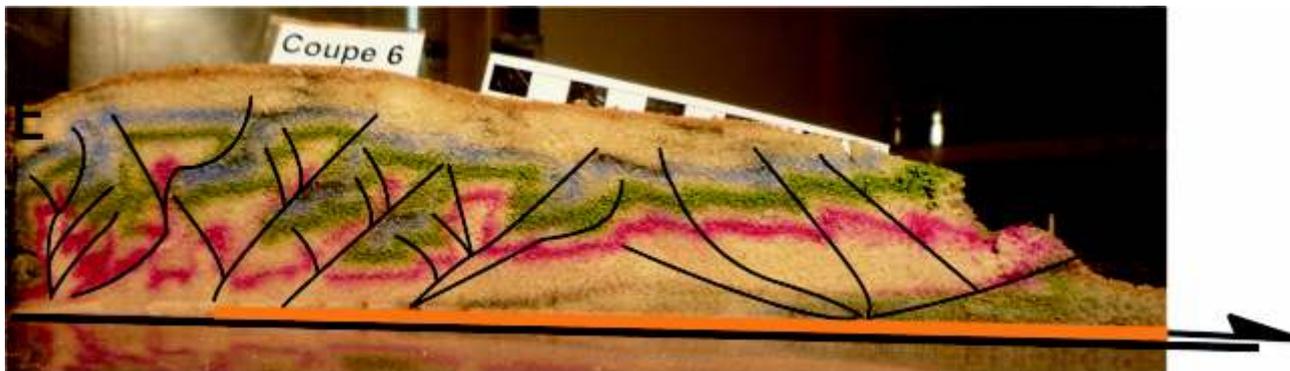


Fig. 22: Sección en el sector Sur del modelo 2, en la parte inferior un nivel de color anaranjado que representa la ubicación de la zona de fricción.

2.6 INTERPRETACIÓN MODELO ANALÓGICO 3

Las fallas transversales son menos visibles en este modelo, puede ser resultado de la escala. Pero de igual forma su origen es el mismo al explicado en el modelo 1 y 2.

La zona de fricción al nivel de la zona de transición genera, fallas transversales al Norte del flanco de la zona de fricción, mas no en el sector Sur. Esta deformación está relacionada con oblicuidad de la margen.

La margen afectada por la zona de fricción muestra levantamiento y su erosión subsecuente. En menor escala el sector Norte presenta levantamiento generando en respuesta fallas de tipo normal con rumbo transversal a la margen.

La deformación se encuentra al nivel de la zona de fricción que se introduce (Fig. 13), siendo las estructuras tectónicas más resaltantes las fallas inversas, anticlinales y sinclinales, estas estructuras se extienden hacia el sector Norte pero con menor notoriedad.

El modelo se puede dividir en dos zonas, desde el punto de vista de la deformación reflejada en superficie y de las longitudes de los vectores de deformación: en el primer caso se puede observar que la zona de transición presenta mayor acortamiento, deformación que se encuentra reflejada por desniveles notorios en comparación con el sector Norte, donde la deformación se traduce en fallas transcurrentes con componente inversa, no así generando grandes desniveles en la superficie como en la zona de transición.

Las longitudes de los vectores son proporcionales a la deformación, se observa en el sector Norte y en la zona de transición longitudes similares, la diferencia es la dirección y sentido de los vectores. En la zona de transición, donde el acortamiento es mayor, los vectores indican una dirección E-O. Hacia el sector Sur la deformación cambia exactamente a partir del flanco Sur de la zona de fricción.

Por consiguiente, es la zona de fricción el mecanismo que genera el mayor acortamiento, mientras que en el sector Norte es la oblicuidad de la margen.

De forma similar al modelo analógico 1 y 2, las direcciones y sentidos de los vectores de deformación en la zona de transición presentan un sentido antihorario al Norte y horario en el Sur.

A continuación presento tres cortes geológicos, uno del sector Norte, en la zona de transición y el último del sector Sur

El perfil del sector Norte, se ubica en un área no afectada por el ingreso de la zona de fricción. En el corte se observa una predominancia de fallas inversas con buzamiento hacia el Este y pequeños retrocabalgamientos, hacia el Este del corte la asociación de las fallas inversas es mayor. Los retrocabalgamientos tienen una relación indirecta con el ingreso de la zona de fricción (Fig. 23).

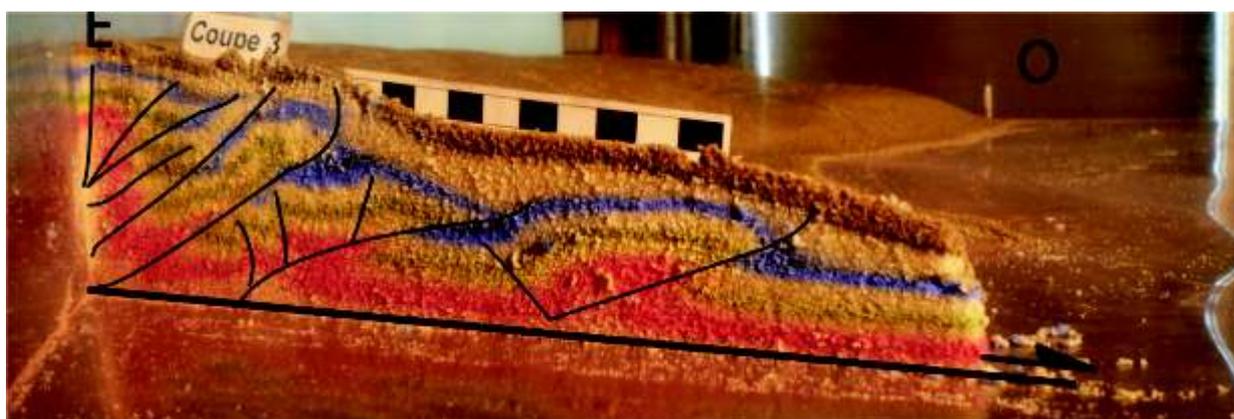


Fig. 23: Sección en el sector Norte del Modelo 3.

El perfil al nivel de la zona de El corte geológico de la zona de transición, se encuentra en el área afectada por el ingreso de la zona de fricción. Se observa que el sistema principal son las fallas inversas con buzamiento hacia el Este, luego se observa que estas fallas se verticalizan o se generan retrocabalgamientos producto del ingreso de la zona de fricción (Fig.24).



Fig. 24: Sección al nivel de la zona de transición del Modelo 3. En la parte inferior un nivel de color anaranjado que representa la ubicación de la zona de fricción.

El perfil del sector Sur, al igual que el corte del sector Norte no se encuentra afectada por la zona de fricción. Tiene una estructura similar al corte geológico anteriormente descrito, la diferencia es la escala y que las fallas inversas no se verticalizan, solo se observan retrocabalmientos que tienen relación con el desplazamiento de la superficie deslizante y relación indirecta con el ingreso de la zona de fricción (Fig.25).

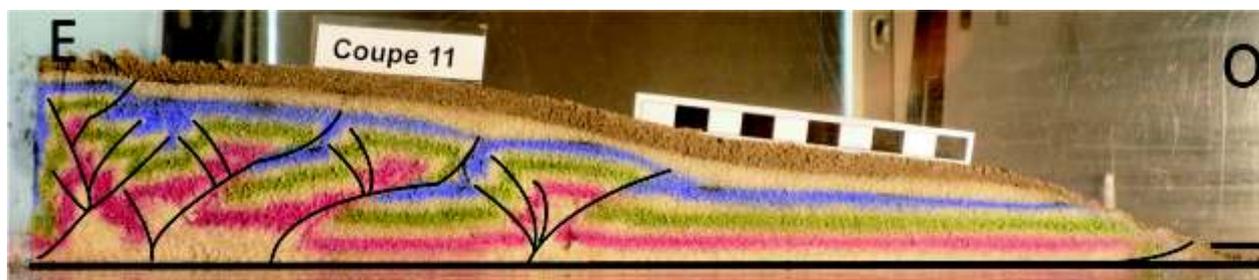


Fig. 25: Fig. 23: Sección en el sector Sur del Modelo 3.

3. DISCUSIÓN

Existen trabajos en los que modelan la deformación de prismas de acreción en diferentes zonas de subducción en el mundo (Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1984, 1990; Malavieille *et al.*, 1991; Lallemand *et al.*, 1992; Dominguez *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2001; Marques & Cobbold, 2006; Bonnet *et al.*, 2007; Malavieille & Trullenque, 2009): Presento a continuación nuevas ideas sobre deformación frágil de un prisma de acreción previamente construido (prisma estabilizado) a partir del cambio de fricción en la superficie basal de despegue, en una zona con margen similar al Oroclino de los Andes Centrales.

Con el deslizamiento de la superficie basal de despegue por debajo de una margen curvada simulamos una zona de convergencia oblicua y perpendicular (con respecto a la dirección de convergencia). Es importante mencionar que el despegue de la superficie basal utilizado en los modelos es con un ángulo plano, lo que no lo hace parecido con la realidad, pero esto no es un condicionante que imposibilite la modelización.

En los modelos 1, 2 y 3, se observan mayor deformación en el sector Norte, deformación que se traduce en estructuras curvadas por la intersección de las fallas transversales y paralelas respecto a la margen. Marques & Cobbold (2006), sugieren a partir de experiencias utilizando arena cuarzosa, miel y un nivel delgado de hematita, que las estructuras curvadas son respuesta de la rotación de bloques.

A partir de las fallas producto de la deformación frágil interpretada y vectores de deformación calculados, propongo que las fallas transversales a la margen se generan o reactivan debido a la partición de esfuerzos en una margen oblicua y perpendicular.

Las fallas paralelas a la margen presentan su mayor expresión con relación a la introducción de la zona de fricción por debajo del prisma de acreción. Por consiguiente el cambio de fricción en la superficie de despegue genera cambios en el estilo estructural y el relieve. Lui *et al.*, (1995), sugieren que los cambios del relieve podrían estar relacionados con la flotabilidad (acoplamiento) de la losa que subduce (superficie de despegue).

La Topografía resulta un factor desencadenante y determinante en la vergencia de las fallas, ya que estas estructuras tienden a transportar volúmenes rocosos aledaños a sectores topográficamente deprimidas, con la finalidad de recuperar el nivel base del terreno al disipar la energía potencial que el relieve positivo acumuló. Esto se expresa claramente tanto en el nucleamiento y evolución de fallas de origen compresional. El movimiento de estas masas rocosas hacia zonas deprimidas (cuencas) se observa claramente en la parte central del modelo 2, donde se generan fallas inversas con buzamientos hacia el Oeste con la finalidad de recuperar el nivel de la superficie, estas fallas siguen migrando hacia el Este con el ingreso de la zona de fricción, hasta que son bloqueadas por una topografía prominente, lo que produce también un cambio en la vergencia de las fallas.

La deformación se propaga hacia el Este, sin tener ningún control topográfico y sin mostrar colapsos gravitacionales, colapsos que podrían ser compensados con el acortamiento de las principales estructuras.

En los modelos 1, 2 y 3 se observa erosión basal del frente externo del prisma de acreción, debido a la erosión de la placa superior por el roce de la placa que se introduce. Esta erosión y su subsecuente desplazamiento por el plano de subducción no constituye un mecanismo que contrala el acortamiento de la placa superior, afirmación que se sustenta en la no contaminación del magmatismo con sedimentos, según análisis geoquímicos de elementos trazas Rb/Cs y Ba/La (*Mamani et al., 2009*).

Existen diversas propuestas que explican el mecanismo que controla la variación del volumen del orógeno andino, dos de las principales son la ausencia de sedimentos en la fosa de subducción y la edad de la placa que subduce.

En el primer caso, se refiere a la presencia o ausencia de sedimentos en la trinchera (*Lamb & Davis, 2003*), derivada de la erosión continental, actuaría como lubricante entre las placas en la zona de subducción, regiría el acoplamiento y como consecuencia el acortamiento alcanzado, todo esto a partir de un cambio climático en el Cenozoico. Cambio climático propuesto por *Chong et al., 1999*, *Hartley (2005)* y *Evenstar et al., (2005)*. Criterio que genera duda debido a que la Cordillera de la Costa se comporta como una barrera que controla el paso de los sedimentos erosionados de continente al océano (*Almendinger et al., 2005*), además *von Heune y Ranero (2003)* determinan una homogeneidad en los rangos de fricción entre las placas a lo largo de todo el margen, independientemente del sedimento presente en la trinchera.

La densidad del fondo oceánico subducido define el grado de flotabilidad de la litosfera oceánica que viene controlada por la densidad que es función a su edad, y por lo tanto, la longitud de penetración de ésta en el manto (*Folguera & Ramos, 2003*). Si la edad de la corteza es joven el grado de flotabilidad será alto, más aún si se encuentra engrosada por una dorsal asísmica, este engrosamiento generará levantamiento extra del sector andino por encima del rasgo, como es el caso de las terrazas marinas cuaternarias al nivel de la Dorsal de Nazca, reportadas por (*Sébrier et al., 1982; Macharé & Ortlieb, 1991; y Saillard, 2008*). Este efecto se observa en el modelo analógico 1.

El modelo 3, muestra una importante característica desde el punto de vista de la deformación. La zona de fricción introducida en la zona de transición genera vectores asociados a la partición de deformación de una margen oblicua, vectores con direcciones paralelas a la margen y con sentidos hacia el Sur. *Marques & Cobbold (2002)*, realizando la misma experiencia pero en una margen recta, obtienen vectores que indican un patrón radial, al igual que *Dominguez et al. (1999)* obtienen un patrón similar al de *Marques & Cobbold (2002)* con la modelización de la subducción de un seamount. Por consiguiente, otra vez podemos ver la forma de la margen es un factor determinante para la deformación de la placa superior.

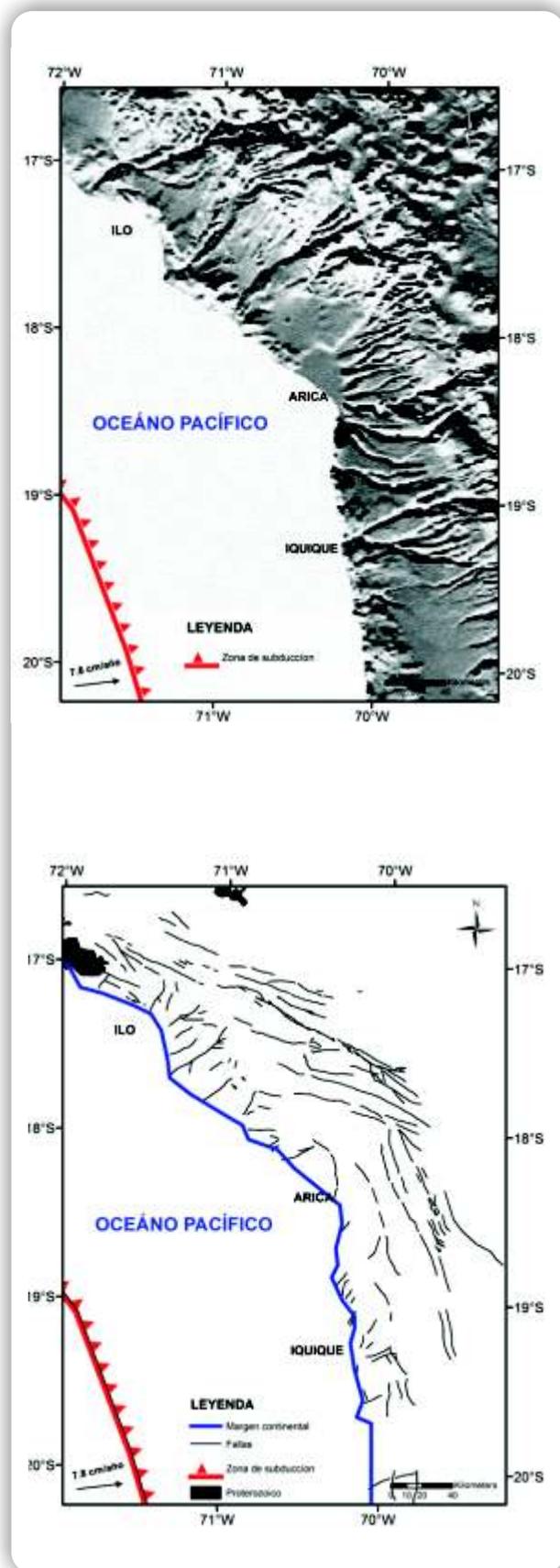
4. COMPARACIÓN CON LOS ANDES CENTRALES

Cada uno de los modelos analógicos presentados nos da una idea de la evolución del Antearco del Oroclino de los Andes Centrales. El modelo analógico 1 es el que se asemeja más a la realidad por las siguientes características: 1) Por las fallas inversas curvadas que nacen desde la curvatura de la margen y que se propagan tanto hacia el Norte como al Sur, estas fallas estarían representadas por la falla activa Sama Calientes (Audin *et al.*, 2006 y Benavente 2008), falla activa Camiara (Benavente & Audin, 2009), la falla Arica-La Yarada (David, 2007), Falla Ausipar (García, 2002) y las fallas inversas transversales descritas por González *et al.* (2003) y Almendinger *et al.* (2009) entre las latitudes 19°S a 21°S; 2) Las fallas en el sector Norte (Sur del Perú) presentan un rumbo similar a Sistema de fallas Incapuquio, estas con movimientos de tipo transcurrente sinistral; 3) En el sector Sur (Norte de Chile) se observan fallas con rumbos aproximados a N-S, la deformación en este sector es menor con respecto al sector al Norte, es por ello, que el Sur del Perú se tiene más actividad neotectónica que en el Norte de Chile.

En el modelo 3, se observan fallas normales transversales a la margen del sector Norte, fallas descritas por Audin *et al.* (2006). Estas no se observan en los otros dos modelos por efectos de escala.

Los modelos 2 y 3 son un claro ejemplo del grado de acortamiento cuando se cambian parámetros de fricción en la base de despegue. En el área de estudio, la velocidad como el vector de convergencia de la losa oceánica subducida se mantienen prácticamente constantes a lo largo de todo el margen. Sin embargo la edad del fondo oceánico que subduce es mayor al nivel de la curvatura de la margen. En el modelo 3 donde la zona de fricción se introduce al nivel de la curvatura de la margen, se observa que la forma de la margen es muy similar a la que observamos actualmente, además de ser mayor el acortamiento. El acortamiento que se disipa tanto al Norte como al Sur.

Fig. 26: En la parte superior se observa una imagen SRTM del área de estudio. En la parte inferior, la figura muestra fallas determinadas con trabajos de campo (Sur del Perú) y por compilación y fotointerpretación para el Norte de Chile. La línea de color rojo representa la zona de subducción.



5. CONCLUSIONES

- Los modelos analógicos constituyen una herramienta importante para el estudio del desarrollo progresivo de estructuras geológicas.
- A partir de la interpretación estructural y del cálculo de la velocidad de la deformación por vectores en la placa superior, determino que la oblicuidad de la margen durante el Cenozoico, es uno de los factores más importantes que determina la partición de esfuerzos y por consiguiente el posible basculamiento de bloques en el Antearco del Oroclino de los Andes Centrales. En el sector Sur donde la convergencia es aproximadamente ortogonal, la componente de cizalla lateral estará ausente, por lo tanto no existirá mayor transporte de material paralelo al margen.
- El cambio de parámetros de fricción en la superficie de despegue, genera un estilo estructural diferente, estilo que se traduce en mayor acortamiento. Esto puede ser comparable con la edad de la losa oceánica que subduce la zona de estudio, donde la losa oceánica es más antigua. Esto contrapone la hipótesis que el factor climático sería el principal condicionante de los contrastes morfológicos.
- Los tres modelos analógicos presentados son un aporte para comprender la geodinámica de la zona de estudio. El modelo 1 es el que más se asemeja a la realidad debido a las estructuras curvadas que fueron identificadas en campo y por la mayor deformación en el sector Norte, deformación que es reflejada con la actividad neotectónica en el Sur del Perú (*Macharé et al., 2008*). Los modelos 2 y 3 son similares, varían en la escala. En el modelo 3 podemos observar que la zona de fricción que se introduce al nivel de la curvatura de la margen (Oroclino) genera una forma similar a la actual, además de mayor acortamiento y disipación de la deformación tanto al Norte como al Sur, generando una forma tipo los Andes Centrales.
- La variación de direcciones y sentidos de los vectores en la zona de transición indican un sentido antihorario para la parte Norte y horario para el Sur, lo que es coherente con los datos paleomagnéticos de Roperch et al. (2007).
- La Topografía y el cambio de fricción en la superficie basal resultan unos factores desencadenantes y determinantes en la vergencia de las fallas, ya que estas estructuras tienden a transportar volúmenes rocosos aledaños a sectores topográficamente deprimidas, con la finalidad de recuperar el nivel base del terreno al disipar la energía potencial que el relieve positivo acumuló. Esto se expresa claramente tanto en el nucleamiento y evolución de fallas de origen compresional. El movimiento de estas masas rocosas hacia zonas deprimidas (cuencas) que se observa claramente en la parte central del modelo 2.

6. REFERENCIAS

- Allmendinger, R. W., T. Jordan, S. Kay, and B. Isacks, 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25.
- Allmendinger, R. W., and T. Gubbels, 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, 259, 1–14.
- Audin, L., P. Lacan, H. Tavera, and F. Bondoux, 2007. 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*.
- Audin, L., Herail, G., Riquelme, R., Darrazones J., Martinod, J., Font, E., 2003. Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile, *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE* (2003) 18(8) 681–694
- Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Herail, 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc of the Central Andes, *Geology*, 25, 883–886.
- Benavente, C., 2008. Estratigrafía y neotectónica de la zona de piedemonte del sur del Perú. Tesis Universidad Cusco. 135 p.
- Benavente C. & Audin L., 2009. Purgatorio Mirave, falla activa en la Cordillera Occidental del sur del Perú. Resumen extendido en la Convención Minera del Perú 15 p.
- Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J. 2007. Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights, *TECTONICS*, Vol. 26.
- Carey, S., 1958. A tectonic approach to continental drift, *J. Geophys. Res.*, 95, 9153–9170.
- Chemenda, A., Lallemand, S. y Bokun, A. 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modelling. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3): 5567-5581.
- Cobbold, P., Durand, S. & Mourgues, R. 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid assisted detachments, *Tectonophysics*, 334, 245-258.
- Dahlen, F. A. 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution, *J. Geophys. Res.*, 89, 10,125 – 10,133.
- David, C. 2007. Deformación actual del antearco y el arco del Oroclino de los Andes Centrales. Ph.D. thesis, Univ. de Chile.
- Davis, D. M., J. Suppe, and F. A. Dahlen 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges, *J. Geophys. Res.*, 88, 1153 – 1172.
- Dominguez, S., S.E. Lallemand, J. Malavieille, and R. von Huene, Upper plate deformations associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, 293, 207-224, 1998.
- Evenstar, L., Hartley, A.J, Rice, C.M., Stuart, F., Mather, A.E. y Chong, G. 2005. Miocene-Pliocene climate change in the Peru-Chile Desert. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended Abstracts: 258-260, Barcelona.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2001. Distribución de la deformación en los Andes australes (33°-46°S). Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial Serie D, 5: 13-18.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes., *Journal geological Society London*, 129, 93–131.
- García, M., 2001. Evolution Oligo-Miocene de l'Altiplano Occidental (Arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica), Ph.D. thesis, Univ. I Grenoble, France, 215 p.

- Gephart, G., Topography and subduction geometry in the Central Andes : Clues to the mechanics of a noncollisional orogen, *J. Geophys. Res.*, 99, 12, 279-288.
- Gregory-Wodzicki, K., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 112, 1091–1105.
- Hartley A. J. 2005. What cause Andean uplift? 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended Abstracts: 824- 827, Barcelona
- Jordan, T., B. Isacks, R. Allmendinger, J. Brewer, V. Ramos, & C. Ando. 1983a. Andean tectonics related to geometry of the subducted plates, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 341–361.
- Kay, S., Coira, B. y Viramonte, J. 1994. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicator of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99.
- Kley, J., and C. Monaldi, 1998. Tectonic shortening and crustal thickening in the Central Andes: How good is the correlation ?, *Geology*, 26, 723–726.
- Lallemand, S.E., J. Malavieille and S. Calassou, 1992. Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: Experimental modeling and marine observations, *Tectonics*, 11, 1301-1313.
- Lamb, S., and L. Hoke, 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, 16, 623–649.
- Liu, X., Mc Nally, C. y Zheng-Kang, S. 1995. Evidence for a role of the down-going slab in earthquake slip partitioning at oblique subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 100 (B8).
- Macharé, J., and L. Ortlieb, 1992. Plio Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru., *Tectonophysics*, 205, 97–108.
- Macharé, J., Sébrier, M., Huaman, D. & Mercier, J. 1986. Tectónica cenozoica de la margen continental. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol. 79, 45-77.
- Mamami, M., Wörner, G. & Sempere, T. 2009. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America*. 21p
- Malavieille, J., & Trullenque., G. 2009. Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 466 (2009) 377–394
- Malavieille, J., S. Calassou, and C. Larroque, 1993, Modelisation experimentale des relations tectonique sedimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accretion: *Compte Rendu Academie des Sciences*, v. 316, p. 1131–1137.
- McClay, K., and T. Dooley, 1995, Analog models of pull-aparts: *Geology*, v. 23, p. 711–714.
- McClay, K. R., 1990, Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems, *in* R. J. Knipe and E. H. Rutter, eds., *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: Geological Society Special Publication* 54, p. 445–453.
- McQuarrie, N., and P. DeCelles, 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia, *Tectonics*, 20, 669–692.
- Marques, F. & Cobbold, P. 2006. Effects of topography on the curvature of fold-and-thrust belts during shortening of a 2-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics* 415, 65-80.

- Marques, F.O., Cobbold, P.R., 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. *Tectonophysics* 348, 247–268.
- Pose, A., Spagnuolo, M., & Folguera., 2005. Modelo para la variación del volumen orogénico andino y acortamiento en el sector 20°-46°S, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4); 724-730 (2005).
- Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E. e Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system: Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En K.R. McClay (ed.) *Thrusts Tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 30-50.
- Randall, D., T. G., and G. J., 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile, *J. Geophys. Res.*, 101, 15,783–15,798.
- Ranero, C., and R. von Huene, 2000. Subduction erosion along the middle America convergent margin, *Nature*, 404, 748–752.
- Riquelme, R., G. H´erail, J. Martinod, R. Charrier, and J. Darrozes, 2007. Late cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26oS-28oS), *Geomorphology*, 86, 283–306.
- Roeder, D., 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of LaPaz, Bolivia), *Tectonics*, 7, 23–39.
- Roperch, P., and G. Carlier, 1992. 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.
- Roperch, P., M. Fornari, G. H´erail, & G. Parraguez, 2000. 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.
- Roperch, P., T. Semperé, O. Macedo, C. Arriagada, M. Fornari, C. Tapia, M. Garcia, & C. Lai, 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene forearc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the Central Andes, *Tectonics*, 25.
- Saillard, M. 2008. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales: Etude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili). Ph.D. thesis, Univ. Toulouse, France, 215 p.
- Sébrier, M., J. Mercier, F. Megard, G. Laubacher, and E. Carey-Gailhardie, 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of south Peru, *Tectonics*, 4, 739–760.
- Sempere, T., G. Herail, J. Oller, and M. Bonhomme, 1990. Late oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, 18, 946–949.
- Sobolev, S., and A. Babeyko 2005, What drives orogeny in the Andes?, *Geology*, 33, 617–620.
- Somoza, R. & Ghidella, M., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4); 797-809.
- Yáñez, G., and J. Cembrano, 2004. Role of viscous plate coupling in the late tertiary andean tectonics, *J. Geophys. Res.*, 109, B02,406.