

Tesis Doctoral

Metodología para el estudio de sistemas compresivos y de sus controles estructurales

Yagupsky, Daniel L.

2009

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Yagupsky, Daniel L.. (2009). Metodología para el estudio de sistemas compresivos y de sus controles estructurales. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Yagupsky, Daniel L.. "Metodología para el estudio de sistemas compresivos y de sus controles estructurales". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2009.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

***METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO DE SISTEMAS
COMPRESIVOS Y DE SUS CONTROLES ESTRUCTURALES***

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la
Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

Daniel L. Yagupsky

Director de tesis: **Dr. Ernesto O. Cristallini**
Consejero de estudios: **Dr. Ernesto O. Cristallini**

Buenos Aires, 2009

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	2
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	4
1.2. Introducción	4
1.2. Organización de la tesis	6
CAPÍTULO 2. CONTROLES SOBRE LA DEFORMACIÓN CORTICAL COMPRESIVA	9
2.1. Introducción	9
2.2. Modelo de cuña crítica	10
2.3. Fallas normales previas a la compresión	12
2.4. Relieve del basamento y niveles de despegue	13
Espesor sedimentario	15
Altos de basamento en el antepaís	19
Nivel de despegue basal	20
CAPÍTULO 3. CONSIDERACIONES TEÓRICAS SOBRE DEFORMACIÓN. MECÁNICA DE MEDIOS CONTINUOS	21
3.1. Introducción	21
3.2. Deformación homogénea y heterogénea	21
3.3. Abordaje cuantitativo de algunos conceptos básicos	23
Desplazamiento y deformación	23
Elipse de deformación	26
Deformación por cizalla	27
Dilatación	28
Deformación infinitesimal	28
3.4. Deformación progresiva	29
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL	32
4.1. Introducción	32
Breve reseña histórica del modelado análogo en geología	33
Modelado análogo, ventajas y limitaciones	36

Teoría de escalado	38
4.2. Experimentos	42
Propiedades físicas de los materiales	43
Montaje experimental	45
Serie 1	46
Serie 2	49
CAPÍTULO 5. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	54
5.1. <i>Particle Image Velocimetry</i> (PIV)	54
Funcionamiento	54
Aplicaciones	58
5.2. Desarrollo del módulo GEODEF 1.1: determinación y caracterización de zonas de deformación	59
Introducción	59
GEODEF 1.1	61
CAPÍTULO 6. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LOS MODELOS ANÁLOGOS	66
6.1. Serie 1: Reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales	66
a) Modelo 1_A	67
b) Modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$)	78
c) Modelo 1_C ($\alpha = 30^\circ$)	90
d) Modelo 1_D ($\alpha = 45^\circ$)	96
6.2. Serie 1: Discusión	104
Control ejercido por el hemigráben oblicuo	104
Comparación entre los modelos 1_B, 1_C y 1_D. Influencia del ángulo de oblicuidad del hemigraben ($\alpha = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ$) sobre la evolución estructural resultante	107
6.3. Serie 2: Modelado regional de la formación de una faja plegada y corrida	110
a) Modelo 2_A	111
b) Modelo 2_B	114
c) Modelo 2_C	118

CAPÍTULO 7. CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DE LOS PROTOTIPOS NATURALES	123
7.1. Introducción	123
7.2. Rasgos regionales de la faja plegada del Agrio y su prolongación sur, cuenca Neuquina	123
Evolución tectonoestratigráfica de la cuenca Neuquina	123
Faja plegada del Agrio	127
Alto de Copahue - Pino Hachado	130
7.3. Dorsal de Huincul	132
7.4. Sierra Azul. Sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe	136
Contexto geológico	136
Lineamiento El Manzano - Liu Cullín	141
7.5. Depocentro Yeguas Muertas-Nieves Negras. Sector sur de la faja plegada y corrida de Aconcagua (33° 30' – 34° LS)	147
 CAPÍTULO 8. DISCUSIÓN: COMPARACIÓN ENTRE LOS RESULTADOS EXPERIMENTALES OBTENIDOS Y LOS PROTOTIPOS NATURALES	150
8.1. Introducción	150
8.2. Salientes y entrantes estructurales. Ejemplos en la faja plegada del Agrio y su continuación sur	151
8.3. Reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales	156
Ejemplos en la Dorsal de Huincul	156
Ejemplo en la Sierra Azul (faja plegada y corrida de Malargüe)	161
Ejemplo en el depocentro Yeguas Muertas (faja plegada y corrida de Aconcagua)	163
 CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES	167
9.1. Modelado análogo	167
Adelantos metodológicos	167
Conclusiones obtenidas a partir del trabajo experimental	168
9.2. Sierra Azul	171
9.3. Integración de resultados experimentales y prototipos naturales	172
Serie 1: reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales	172
Serie 2: salientes y entrantes estructurales. Ejemplos en la faja plegada del Agrio y su continuación sur	174
9.4. Trabajo futuro	175

<i>Agradecimientos</i>	176
BIBLIOGRAFÍA	178
APÉNDICE A. GEODEF 1.1 (Código para MATLAB 7.0)	193

METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO DE SISTEMAS COMPRESIVOS Y DE SUS CONTROLES ESTRUCTURALES

Resumen

Se desarrolla en este trabajo una metodología experimental para el análisis estructural de regiones sometidas a esfuerzos compresivos, investigando la influencia que ejercen ciertos rasgos previos del material involucrado sobre su comportamiento. Se utilizan modelos análogos para contrastar hipótesis y avanzar en el entendimiento de la evolución de los procesos deformativos estudiados, ponderando la importancia de las diversas variables involucradas. Se presenta el *software* GEODEF 1.1, diseñado para lograr un monitoreo detallado en 2D de los campos de deformación que atraviesan los experimentos durante su evolución a partir de fotografías digitales sucesivas; se parte para ello de los campos vectoriales asociados, obtenidos a partir de una técnica de correlación óptica de imágenes (PIV: *Particle Image Velocimetry*). Su aplicación permite resolver pasos incrementales de deformación, identificando dónde ésta se concentra antes que sea reconocible sobre su superficie formando escarpas. Además el programa calcula y mapea las componentes de la deformación registrada: rotación, dilatación, cizalla simple, y grafica los ejes de las elipses en cada zona.

A partir de dos series de modelos análogos se reproducen y analizan procesos estructurales de dos escalas diferentes: i) la reactivación oblicua de sistemas extensionales, y ii) la generación de curvaturas en planta en fajas plegadas y corridas. De la primera serie fue posible extraer un modelo evolutivo que explica consistentemente la coexistencia de fallas parcialmente invertidas oblicuas a los esfuerzos, y nuevos corrimientos independientes del sistema extensional reactivado, así como también la formación de corrimientos fuera de secuencia. Estos resultados fueron comparados con prototipos naturales, aportando analogías útiles para inferir la arquitectura extensional pre-compresiva que condicionó la evolución estructural de cada uno de ellos y explicar su geometría. En particular, en el sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe fue posible interpretar la presencia de trenes de extensión de orientación NO-SE desarrollados durante el Jurásico. A partir de la segunda serie de experimentos, se determinó la relevancia del espesor de cobertura sedimentaria, la existencia de un nivel de despegue regional, y la presencia de un obstáculo en el antepaís, para definir la configuración regional de una faja plegada y corrida en relación

con el desarrollo de curvaturas estructurales. Se adoptó como caso testigo a la faja plegada y corrida del Agrio y su prolongación hacia el sur en la cuenca Neuquina, reproduciendo a escala su configuración pre-terciaria. Se deduce mediante este enfoque que el dominio externo de la faja del Agrio define una saliente estructural, inducida fundamentalmente por las variaciones de espesor de la cobertura mesozoica involucrada en la deformación, y que la inflexión identificada en el sector sur de la faja respondería a la interacción entre la estructuración andina y la Dorsal de Huincul.

Palabras clave: deformación, PIV, modelado análogo, reactivación oblicua, faja plegada y corrida de Malargüe, Sierra Azul, Dorsal de Huincul, faja plegada del Agrio, saliente estructural, entrante estructural.

A METHOD FOR STUDYING COMPRESSIVE SYSTEMS AND THEIR STRUCTURAL CONTROLS

Abstract

An experimental method for structurally analyzing regions subjected to compressive stresses is developed in this work, exploring the influence of some previous features of the materials involved. By means of analogue models, and using the GEODEF 1.1 software designed, the hypotheses proposed for understanding the strain processes studied may be evaluated, and the relative importance of the variables involved can be examined. The method was designed to get a 2D high-resolution strain monitoring of the deformation fields, from sequential digital photos obtained throughout the evolution of the experimental models. The corresponding displacement fields are computed by an optical image cross-correlation technique (Particle Image Velocimetry, PIV). The software designed allows establishing the pattern of incremental strain, much earlier than scarps become visible over the surface of the model. It also computes and maps the strain components dilatation, rotation, simple shear, and plots the principal axes of the strain ellipses over each sector.

Two structural processes of different scales are reproduced by two series of analogue models: i) oblique reactivation of extensional systems; and ii) formation of map-view curves in fold and thrust belts. The first one provides a progressive model

that suitably explains the coexistence of partially inverted faults oblique to the principal stress direction, and newly developed thrusts, independent of the previous extensional system, along with out-of-sequence thrusts. Comparisons of these results with a selection of natural prototypes permit inferring the pre-compressive extensional architecture that controlled their structural evolution, explaining the observed geometries. In the southern sector of the Malargüe fold and thrust belt in particular, the suggested analogies allow interpreting the presence of NW-SE oriented extensional trends formed during the Jurassic. The second series of experiments show the relevance of factors such as the thickness of the sedimentary cover being deformed, the presence of a regional detachment horizon, and the presence of foreland obstacles, for defining the regional configuration of fault and thrust belts in map-view, in connection with the inception of curved traces. The Agrio fault and thrust belt with its southern extension in the Neuquina basin was adopted as example, reproducing in scale its pre-Tertiary configuration. Following this approach, it is possible to deduce that the external domain of the Agrio fold and thrust belt defines a structural salient, developed in response to along-strike variations in predeformation Mesozoic sediment cover thickness, and that the bend identified in the southern end of the belt reflects the interaction between the westward Andean propagation and the Dorsal de Huincul.

Keywords: strain, PIV, analogue modeling, oblique reactivation, Malargüe fold and thrust belt, Sierra Azul, Dorsal de Huincul, Agrio fold and thrust belt, salient, recess.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

Los fenómenos deformativos que ocurrieron y aun ocurren en la corteza terrestre presentan comportamientos disímiles, respondiendo estas diferencias en gran medida a las heterogeneidades propias de la secuencia rocosa involucrada en dichos procesos. Así, una región que experimentó extensión y es sometida luego a esfuerzos compresivos alcanzará una arquitectura estructural particular, sensible a la geometría y disposición de las anisotropías que generaron las estructuras distensivas. De especial relevancia resulta el ángulo que desarrollan estas últimas con respecto a la dirección del esfuerzo principal máximo sobreimpuesto. Por otro lado, las variaciones reológicas de la columna de rocas deformada plantean para este mecanismo condiciones de contorno complejas, donde una capa puede funcionar como despegue estructural, mientras otra más resistente es transportada pasivamente. Además, las variaciones de espesor del material afectado, o bien la presencia de obstáculos para el transporte tectónico del mismo, pueden modificar notablemente la dinámica del sistema. Existen otras variables de importancia que no serán abordadas en esta tesis, como el gradiente geotérmico de la región deformada, la presión confinante en determinado nivel de la columna, la presencia de fluidos, y las características tectónicas de primer orden, como ser la velocidad y ángulo de convergencia, o el ángulo de subducción de la placa subducida.

Dado el gran número y complejidad de variables actuantes, y teniendo en cuenta que en la mayoría de las situaciones naturales sólo es posible acceder a una “fotografía” actual del proceso deformativo para reconstruir su evolución a partir de ella, el modelado análogo ofrece una herramienta útil para complementar la observación geológica y la información geofísica. Con esta técnica, los parámetros involucrados en cada modelo pueden ser modificados individualmente y de manera controlada por el experimentador, obteniéndose un registro muy completo de su desarrollo en el tiempo y

en el espacio. De sus resultados surgen interrogantes a los modelos puramente teóricos, o bien confieren sustento a las hipótesis planteadas para distintos casos naturales.

Esta tesis tiene dos objetivos principales: el primero de ellos es desarrollar una metodología de trabajo experimental aplicable al campo de la geología estructural que permita comprender los procesos deformativos mencionados desde un punto de vista evolutivo, ponderando la importancia de las diversas variables que influyen sobre sus resultados; para ello se utiliza como herramienta principal el modelado análogo. En función de este objetivo primario, se concentran esfuerzos en el desarrollo de un *software* (GEODEF 1.1) para el monitoreo detallado de los campos de deformación que sufren los experimentos durante su evolución, partiendo de los campos vectoriales asociados, adquiridos con el método PIV (*Particle Image Velocimetry*). Incorporando esta técnica al trabajo de laboratorio, es posible extraer más información acerca de la deformación que experimenta un modelo que la que se obtiene utilizando métodos tradicionales de observación macroscópica, enriqueciendo así la interpretación de sus resultados. La aplicación del *software* fortalece de este modo la comparación de los modelos con la información geológica disponible.

El segundo objetivo es aplicar esta metodología para investigar una selección de prototipos naturales. Esto se promueve por medio de dos pasos de sentidos opuestos: el primero consiste en evaluar la validez de las simulaciones realizadas, comparando sus resultados con casos reales bien documentados; el segundo utiliza los modelos validados en el paso previo para inferir la configuración pre-compresiva y la evolución de determinados prototipos naturales, aportando un modelo que permita interpretarlos estructuralmente.

Con los ejemplos seleccionados se abordan dos interrogantes que los trascienden: 1) cuáles son los factores que determinan la configuración regional de una faja plegada y corrida, en relación con el desarrollo de curvaturas estructurales; y 2) qué procesos estructurales ocurren a partir de la reactivación oblicua de sistemas extensionales. Dentro del primer punto se estudia la faja plegada del Agrio y su prolongación sur (cuenca Neuquina) desde un punto de vista regional, examinando su interacción con la Dorsal de Huincul, mientras que respecto al segundo punto se analizan cuatro ejemplos de reactivación oblicua de hemigrábenes: sistema Portezuelo Oeste y sistema Estancia Vieja (Dorsal de Huincul), depocentro Sierra Azul (faja plegada y corrida de Malargüe), y depocentro Yeguas Muertas (faja plegada y corrida de Aconcagua).

Entre las metas alcanzadas durante este trabajo se subrayan las siguientes: i) se estableció una metodología de trabajo para el estudio de la deformación en zonas con controles estructurales previos; ii) se obtuvo un modelo evolutivo consistente referido a la reactivación compresiva oblicua de estructuras extensionales, aplicándolo en casos naturales concretos para entender sus arquitecturas estructurales; iii) se logró modelar a escala la evolución estructural andina de la cuenca Neuquina, analizándola regionalmente con énfasis en la interacción de la cuña orogénica con la Dorsal de Huincul; iv) se desarrolló un programa para estudiar cuantitativamente la deformación progresiva en modelos análogos, a partir de fotografías sucesivas de su movimiento, implementando una técnica moderna de correlación óptica (PIV).

1.2. Organización de la tesis

La tesis está estructurada de la siguiente manera:

En el capítulo 1 se presentan los objetivos del trabajo, y se resume el contenido de los ocho siguientes capítulos.

En el capítulo 2 se describen el marco teórico y los antecedentes asociados con los factores que condicionan la dinámica estructural compresiva, examinados luego a lo largo del trabajo. Para ello se plantea en primer lugar el modelo de cuña crítica propuesto por Davis *et al.* (1983), y se presentan algunas de las variables que pueden modificar su comportamiento: presencia y disposición de fallas normales pre-compresivas, relieve del basamento estructural, niveles de despegue, espesor sedimentario y obstáculos existentes en el antepaís.

El capítulo 3 también aborda conceptos teóricos, esta vez referidos a los principios físicos y al planteamiento matemático vinculado a la deformación incremental y progresiva de medios continuos. Estos conceptos se emplean en el capítulo 5 para el desarrollo del programa GEODEF 1.1. Se plantean las ecuaciones esenciales y las aproximaciones necesarias para entender la técnica de adquisición y procesamiento de datos que aporta el *software*.

La metodología experimental del modelado análogo se describe en el capítulo 4, discutiéndose sus ventajas y limitaciones. Se desarrolla la teoría de escalado de los experimentos introducida por Hubbert en 1937. Se explica además el diseño de las dos series de modelos realizadas, y se obtienen las propiedades físicas de los materiales granulares empleados.

En el capítulo 5 se exponen los métodos de adquisición y procesamiento de datos, aplicados en el capítulo siguiente sobre las fotografías sucesivas de la evolución de los modelos análogos. Se describe el funcionamiento de la técnica PIV (*Particle Image Velocimetry*), sintetizándose el flujo de trabajo del módulo MatPIV v. 1.6.1 de MATLAB desarrollado por Sveen (2004). Se incluye una breve reseña de las recientes aplicaciones de esta técnica en la resolución de problemas geológicos.

En el apartado 5.2 del capítulo se presenta el módulo GEODEF 1.1 programado en MATLAB 7.0 para esta tesis (apéndice A). Éste permite derivar la deformación incremental y progresiva sufrida por una superficie empleando los algoritmos introducidos en el capítulo 3, partiendo de los campos de vectores desplazamiento asociados a su evolución adquiridos con el PIV. Se detalla el flujo de trabajo del GEODEF, orientado a su aplicación sobre modelos análogos. Se ejemplifica la utilización del programa para la interpretación en planta de un episodio incremental de acortamiento sobre uno de los experimentos.

En el capítulo 6 se presentan, analizan y discuten los modelos análogos realizados, divididos en dos series. En la serie 1 se modela la reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales, generándose cuatro experimentos con diferentes configuraciones extensionales iniciales. La variable principal investigada en esta serie es el ángulo de oblicuidad (α) entre un hemigraben y la dirección de acortamiento aplicada. En la serie 2 se realizan modelos de la formación a escala regional de una faja plegada y corrida, investigándose el rol que desempeñan tres factores primarios en su evolución y arreglo estructural: las variaciones laterales en el espesor de la secuencia involucrada en la deformación; la presencia de un nivel de despegue regional; y la existencia de un obstáculo en el antepaís. Se adopta como caso testigo la faja plegada y corrida del Agrio y su prolongación hacia el sur en la cuenca Neuquina, reproduciendo a escala su configuración pre-terciaria.

Las fotografías en planta de la evolución de los modelos son procesadas aplicando el PIV y el GEODEF 1.1, permitiendo realizar un análisis comparativo de los resultados y evaluar la respuesta estructural obtenida en los distintos sectores de cada experimento.

Persiguiendo el segundo objetivo de esta tesis, se introducen en el capítulo 7 las características geológicas y sobre todo estructurales de los prototipos naturales seleccionados. Éstas serán comparadas en el capítulo 8 con los resultados experimentales expuestos en el capítulo 6. Para ello se describe la evolución de la

cuenca Neuquina, y se analiza la faja plegada del Agrio y su prolongación sur, examinando su arquitectura estructural regional. Se presentan luego los cuatro ejemplos de reactivación oblicua de hemigrábenes ya mencionados: sistema Potezuelo Oeste y sistema Estancia Vieja (Dorsal de Huincul), depocentro Sierra Azul (faja plegada y corrida de Malargüe), y depocentro Yeguas Muertas (faja plegada y corrida de Aconcagua). Se concentra la atención en la descripción y discusión de sus respectivas configuraciones extensionales pre-compresivas, y en los resultados de la contracción sobreimpuesta en cada caso.

En el capítulo 8 se proponen analogías entre los modelos realizados y los prototipos naturales investigados. A partir de estas comparaciones se contrastan hipótesis y se enuncian modelos evolutivos coherentes para cada comarca.

Finalmente en el capítulo 9 se presentan las conclusiones alcanzadas y se enuncian líneas de investigación futuras que surgen de este trabajo.

Se incluye como apéndice de la tesis el código del programa GEDODEF 1.1.

Capítulo 2

Controles sobre la deformación cortical compresiva

2.1. Introducción

Según proponen diversos autores, durante la evolución general de una faja plegada y corrida sin anisotropías estructurales previas a la compresión, el fallamiento progresa desde el retropaís hacia el antepaís, cortando desde un despegue basal (*decollement*) secuencia arriba (ej. Dahlstrom, 1970). Las sucesivas fallas desarrolladas en la dirección de transporte se denominan corrimientos en secuencia (*in-sequence thrusts*), siendo el más joven del sistema el que se encuentra lindero al antepaís, mientras que el más antiguo se preserva en el sector interno de la faja. A pesar de que este modelo es efectivo para comprender numerosos procesos relacionados a la evolución de una faja plegada y corrida, es frecuente encontrar que los corrimientos del retropaís sufran reactivaciones, o bien se generen allí nuevos corrimientos que cortan estructuras previamente desarrolladas, denominados corrimientos fuera de secuencia (*out-of-sequence thrusts*) (figura 2.1).

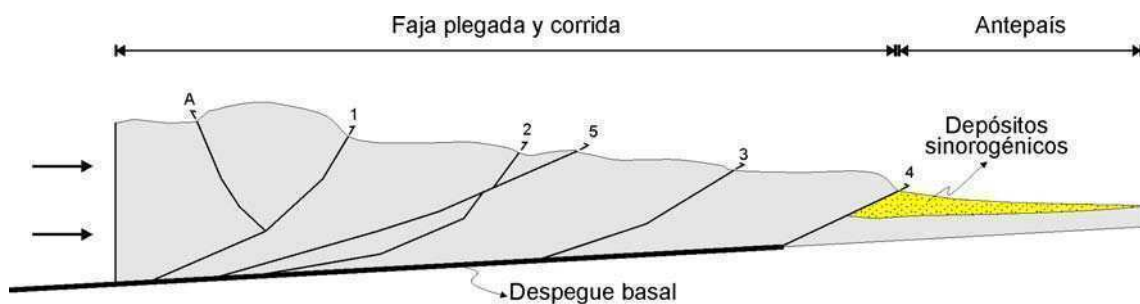


Figura 2.1: Esquema de una faja plegada y corrida, donde se muestra la evolución de corrimientos en secuencia (1 a 4) y un corrimiento fuera de secuencia (5). El corrimiento 4 representa el frente orogénico de la faja. Se reconoce además un retrocorrimiento (A) hacia el retropaís.

La evolución estructural ideal planteada por Dahlstrom sufre importantes modificaciones cuando se incorporan heterogeneidades al sistema, como lo revelan estudios realizados en diversas fajas orogénicas del mundo (ej. Butler, 1989; Letouzey *et al.*, 1990). Entre los factores que influyen sobre su comportamiento y evolución podemos mencionar la presencia de fallas normales previas al acortamiento (ej. Hayward y Graham, 1989), la fricción basal de la cuña orogénica (Davis y Engelder, 1985; Marshak y Wilkerson, 1992; Boyer, 1995; Macedo y Marshak, 1999), la existencia de sedimentación sinorogénica (Leturmy *et al.*, 2000; Nalpas *et al.*, 2003; Pichot y Nalpas, 2009), y el relieve del basamento estructural (ej. Macedo y Marshak, 1999), entre otros.

Este capítulo se focaliza en los conceptos teóricos relacionados con aquellos factores condicionantes de la dinámica estructural compresiva que se examinan experimentalmente a lo largo de esta tesis. Para ello se plantea en primer lugar el modelo de cuña crítica propuesto por Davis *et al.* (1983), y se describen luego algunas de las variables que pueden modificar su comportamiento.

2.2. Modelo de cuña crítica

El modelo de cuña crítica propuesto por Davis *et al.* (1983) postula que las fajas plegadas y corridas se deforman buscando una situación estable o crítica, en la cual la resultante de las fuerzas actuantes impulsan la cuña hacia el antepaís. Bajo estas condiciones, las fuerzas de gravedad y las fuerzas compresivas se encuentran balanceadas con la fuerza de fricción en la superficie de despegue basal (Davis *et al.*, 1983; Dahlen y Suppe, 1988; Dahlen, 1990).

Es posible simplificar el modelo, pensándolo como un pistón empujando una cuña de arena (material de comportamiento coulombiano) sobre un plano ligeramente inclinado hacia el retropaís (figura 2.2). En esta situación el desplazamiento del pistón hacia el antepaís aporta los esfuerzos horizontales (σ_h). La energía potencial gravitatoria asociada con la pendiente topográfica que desarrolla la cuña genera una componente de esfuerzo vertical (σ_{gv}) y una horizontal (σ_{gh}) (figura 2.2a). A medida que el pistón se desplaza, la cuña se deforma internamente por medio de fallas, pliegues y compactación del material, incrementando su pendiente. En determinado momento ésta alcanza un ángulo crítico (Φ_c), definido como la suma de la pendiente topográfica (α_1) y la inclinación del despegue basal (β) (figura 2.2a), permitiendo que se deslice sobre éste

último hacia el antepaís (figura 2.2a). Esto ocurre debido a que el coeficiente de fricción basal es menor al coeficiente de fricción interna del material.

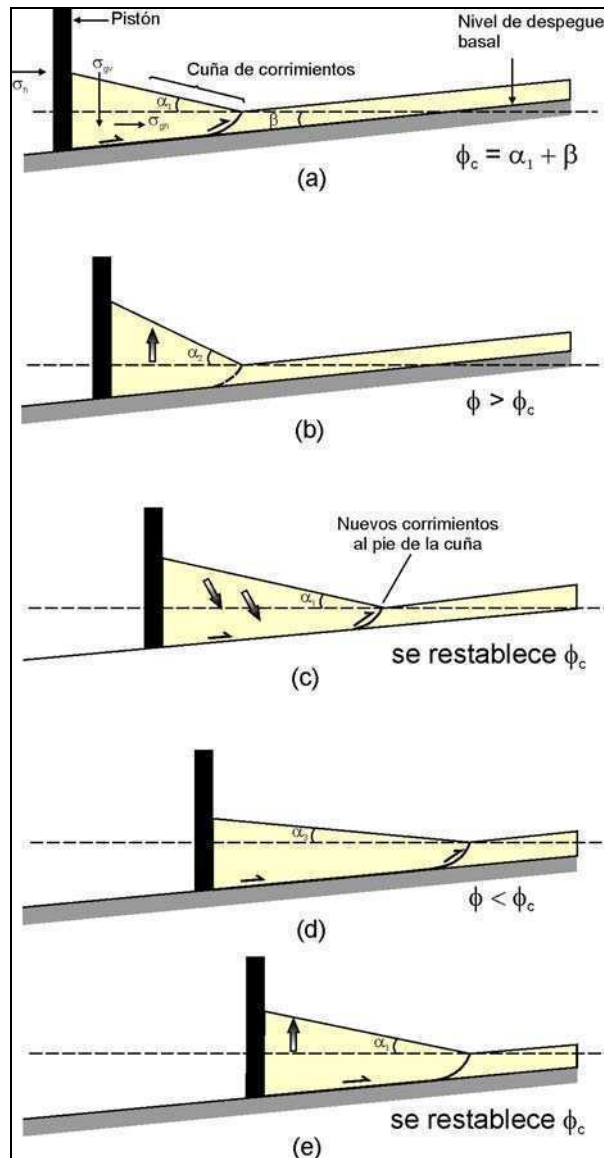


Figura 2.2: Modelo mecánico de la cuña crítica. a) La cuña se encuentra en estado crítico, siendo su pendiente $\Phi_c = \alpha_1 + \beta$; b) La cuña presenta una pendiente superior a Φ_c , y el sistema tenderá a recuperar el equilibrio (ver explicación en el texto); c) Se restablece el ángulo crítico, por medio de propagación de corrimientos hacia el pie de la cuña; d) y e) Si el ángulo de la cuña desciende por debajo del valor crítico, la propagación hacia el antepaís se interrumpe y el sistema intenta recuperar su pendiente de equilibrio generando deformación fuera de secuencia. Ver detalles en el texto. Modificado de Wilkerson y Marshak (1997).

Si el ángulo de la cuña aumenta (figura 2.2b), ocurren una serie de procesos tendientes a disminuir dicho ángulo (figura 2.2c). Entre ellos podemos mencionar la formación de nuevos corrimientos al pie de la cuña, y/o la sedimentación de material en este sector, erosión localizada en el sector interno más elevado, con el posible desarrollo de fallas normales (colapso extensional), o subsidencia por ajuste isostático. Cuando el

ángulo de la cuña alcanza valores menores al crítico (figura 2.2d), su propagación se detiene, volviendo a deformar el sector interno e incrementando así su valor nuevamente (figura 2.2e). Los posibles procesos responsables de esta recuperación incluyen la reactivación de estructuras del sector interno, la formación de corrimientos fuera de secuencia, o la deformación penetrativa y replegamiento de las antiguas estructuras. Al restablecerse el ángulo crítico la cuña recupera su capacidad de avance, provocando nuevos corrimientos al pie de la misma.

Los parámetros que condicionan el equilibrio dinámico que propone la teoría de la cuña crítica para los sistemas de fajas plegadas y corridas son la fricción basal, la fricción interna, la presión de fluidos basal y la presión de fluidos interna del material involucrado. La modificación de cualquiera de ellos traerá aparejado un cambio en el ángulo crítico, con la consecuente respuesta estructural en el correspondiente sector de la faja (Davis *et al.*, 1983).

2.3. Fallas normales previas a la compresión

En numerosas regiones del planeta los regímenes compresivos fueron precedidos por procesos extensionales, dando lugar a la proliferación de estudios teóricos y experimentales sobre fenómenos de inversión tectónica. Muchos de ellos analizan sistemas extensionales simples, sobre los cuales actúan esfuerzos ortogonales a las fallas normales principales (ej. Koopman *et al.*, 1987; McClay, 1989; Buchanan y McClay, 1991; McClay y Buchanan, 1992; Mitra e Islam, 1994; Yamada y McClay, 2004). Los resultados de estos estudios sugieren que aquellas fallas normales con geometrías lítricas pueden ser efectivamente reactivadas, así como también pueden serlo los sistemas de fallas de colapso del graben asociados (McClay, 1990). Se reconocieron en estos casos geometrías estructurales particulares, como las estructuras en punta de flecha (*arrowhead*) o las estructuras en harpón (*harpoon*), vinculadas con grados de acortamiento significativos (Badley *et al.*, 1989). Cuando la falla normal presenta un alto ángulo de inclinación, su inversión es mecánicamente inviable, propiciando el desarrollo de fallas de atajo (*short-cuts*) sobre su pared basal, o corrimientos de paso (*bypass*) y retrocorrimientos sobre su bloque colgante (McClay y Buchanan, 1992). En ocasiones los corrimientos mayores cortan a través de las fallas normales preexistentes, pero aun en estos casos su localización se encuentra controlada

por la arquitectura de las fallas extensionales previas (McClay y Buchanan, 1992; Nieuwland *et al.*, 2000).

Lo más frecuente, sin embargo, es que los regímenes de esfuerzos extensional y compresivo no hayan sido coaxiales, dando lugar a arquitecturas estructurales complejas. El análisis sistemático de este tipo de configuración sugiere que la inversión de un graben a partir de la reactivación de sus fallas normales se produce si el ángulo entre la dirección de compresión y el eje del graben es menor a 45° , provocando un desplazamiento oblicuo a lo largo de sus fallas; cuando este ángulo supera los 45° el acortamiento perpendicular a la estructura previa es absorbido a través de nuevas fallas inversas, y las fallas normales son levemente reactivadas con desplazamiento de rumbo (Brun y Nalpas, 1996). Gran cantidad de casos naturales y de modelos análogos confirman que tanto la orientación como la distribución de las estructuras compresivas reflejan a aquellas de las fallas normales previas, propiciando fallas inversas oblicuas respecto a la dirección de acortamiento aplicada (Dubois *et al.*, 2002; Amilibia *et al.*, 2005; Panien *et al.*, 2005; Del Ventisette *et al.*, 2006). Esto se debe a que se requiere de un menor esfuerzo diferencial para reactivar un plano de falla que para producir uno nuevo (Sibson, 1995), y a las variaciones reológicas laterales que provoca el relleno del graben respecto al basamento colindante (Panien *et al.*, 2005; Del Ventisette *et al.*, 2006). No obstante, algunos estudios revelan que las fallas previas no siempre son reutilizadas, y en ocasiones coexisten estructuras parcialmente invertidas con nuevos corrimientos, dando lugar a patrones estructuralmente complejos (Sassi *et al.*, 1993; Carrera *et al.*, 2006; Pángaro *et al.*, 2006b, 2008 y en prensa; Silvestro y Subiri, 2008; Yagupsky *et al.*, 2008; Cristallini *et al.*, 2007b y en prensa). Como resultado, el proceso compresivo puede enmascarar en gran medida a la arquitectura extensional preexistente, dificultando la interpretación de la evolución del sistema. Bajo estas circunstancias los modelos análogos constituyen una herramienta provechosa para entender la estructura y plantear los posibles arreglos extensionales que la originaron.

2.4. Relieve del basamento y niveles de despegue

Este apartado se refiere a los arreglos estructurales regionales en planta de una faja plegada y corrida bajo distintas configuraciones del basamento en relación a la cobertura, y según la presencia y distribución de niveles de despegue. Comúnmente el término “basamento” alude a las rocas cristalinas antiguas que conforman el sustrato

sobre el cual yacen las secuencias sedimentarias, denominadas informalmente “cobertura”. Las fajas plegadas y corridas suelen presentar su nivel de despegue basal en capas pelíticas o evaporíticas coincidentes o bien próximas al contacto basamento-cobertura. Sabemos sin embargo que es frecuente encontrar niveles de despegue dentro del basamento en el sector interno de estas fajas, o bien bloques de basamento involucrados en la deformación como consecuencia de la reactivación de fallas normales previas o de otras zonas de debilidad (ver apartado 2.2).

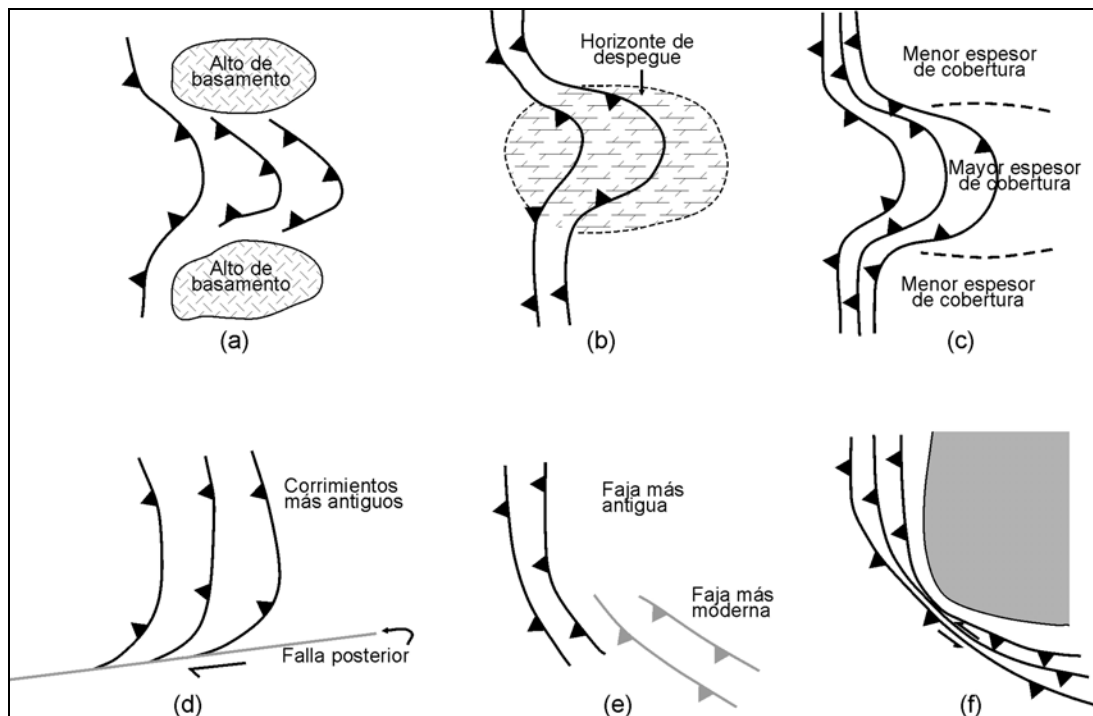


Figura 2.3: Escenarios tectónicos que pueden provocar curvaturas en una faja plegada y corrida. (a) Interacción con obstáculos, como altos de basamento; (b) cambios laterales en el nivel de despegue; (c) variaciones del espesor de la secuencia involucrada en la deformación; (d) actividad de una falla de rumbo afectando a la faja previamente formada; (e) superposición de una faja con cierto ángulo a otra previa; (f) colisión de la faja contra un borde cratónico. Modificado de Wilkerson y Marshak (1997).

La observación de imágenes satelitales de diversas fajas orogénicas alrededor del mundo nos demuestra que sus trenes estructurales (delineados por los ejes de pliegues, fallas, clivajes regionales, y otras lineaciones) raramente son rectilíneos, siendo usual el desarrollo de curvaturas. Cuando estas curvaturas son convexas hacia el antepaís se denominan salientes (figura 2.3 a, b y c), y cuando son cóncavas en esa dirección se denominan entrantes (figura 2.3 e y f). Ejemplos de este tipo de geometrías pueden reconocerse en gran parte de los cordones montañosos del mundo, como los Apalaches, los Cárpatos, los Himalayas, los Apeninos, los Zagros, entre otros (Macedo

y Marshak, 1999). Se incluyen también en esta lista tramos de la cadena Andina, como puede apreciarse en los andes Peruano-Bolivianos o en el segmento Patagónico-Fueguino. Se verá más adelante que es posible identificar curvaturas a una escala más local, presentándose como ejemplo de ello a la faja plegada y corrida del Agrio y su continuación sur en la cuenca Neuquina (figura 7.3).

El origen de estas sinuosidades es aún controversial, aunque estudios sistemáticos llevados a cabo por Wilkerson y Marshak (1997), Macedo y Marshak (1999) y Marshak (2004) revelan la influencia de los siguientes factores (figura 2.3): (1) variaciones laterales en el espesor de la secuencia involucrada en la deformación (un mayor espesor permite una mayor propagación de la cuña deformada); (2) interacción de la faja de deformación con altos de basamento, tanto expuestos como presentes en el subsuelo, inhibiendo su propagación; (3) cambios laterales en el nivel de despegue de la faja, generando una mayor propagación donde éste es más eficiente (menor fricción basal); (4) acción de una falla de rumbo formando un alto ángulo respecto a corrimientos preexistentes; (5) superposición de una faja de corrimientos oblicua a una preexistente, generando su curvatura; (6) colisión de la faja contra un borde cratónico irregular; (7) variaciones en la geometría de la placa subducida. Se analiza a continuación la influencia que ejercen los factores (1), (2) y (3), ya que éstos conciernen al análisis realizado en el presente trabajo, y permiten entender conceptos mecánicos que se aplicarán en capítulos siguientes.

Espesor sedimentario

Si asumimos que una cuña de corrimientos presenta su nivel de despegue principal en el contacto entre el basamento y la cobertura de la cuenca afectada, el sector de la misma originalmente más potente promueve la formación allí de una saliente estructural (figura 2.3c; Aitken y Long, 1978). La geometría que adopte la faja dependerá fuertemente del espesor pre-deformación de la secuencia sedimentaria involucrada, generándose salientes en coincidencia con las regiones de mayor espesor y entrantes en las regiones de menor espesor (Marshak y Wilkerson, 1992; Macedo y Marshak, 1999). A partir de un análisis teórico es posible estudiar las constantes y las variables físicas involucradas en el problema. Si imaginamos un bloque rectangular que es empujado sobre una superficie plana con un coeficiente de rozamiento (μ) determinado, la mayor longitud que el bloque puede resistir sin fallarse internamente depende de los factores que se expresan en la fórmula de la figura 2.4 (Hubbert y Rubey,

1959). Como se deduce de ella y de los gráficos adjuntos, una de las variables que afectan sensiblemente a la distancia entre fallas (y por consiguiente a la capacidad del sistema de propagar los esfuerzos hacia el antepaís) es el espesor de material involucrado (z): cuanto mayor sea este espesor, mayor será la longitud que dicho material resista sin deformarse internamente.

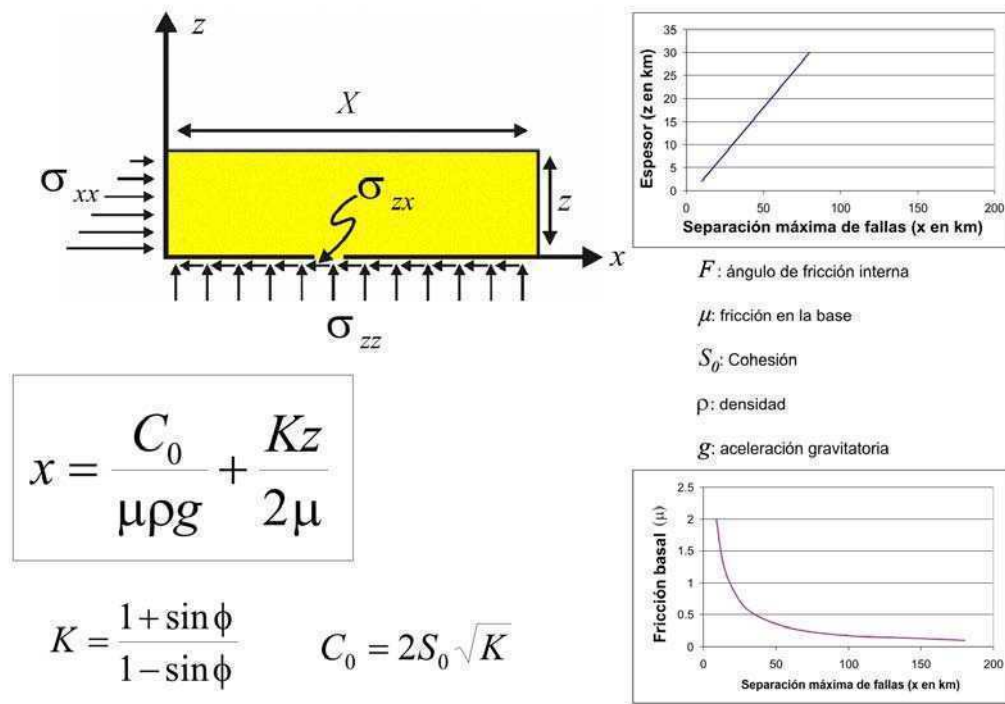


Figura 2.4: Se esquematiza en la figura un bloque siendo empujado sobre una superficie con rozamiento. La fórmula indica la longitud máxima que puede presentar el bloque sin fallarse internamente. A la derecha de la figura se grafican las variaciones que sufre esta longitud al modificar la altura del bloque (z) y la fricción basal (μ). Modificado de Hubbert y Rubey (1959) y Allmendinger (1999).

El ancho desarrollado por la cuña de corrimientos es directamente proporcional al espesor sedimentario involucrado en la deformación (figura 2.4), manteniéndose el ángulo crítico previsto por la teoría de la cuña crítica (Marshak y Wilkerson, 1992; Allmendinger, 1999). Dado que todas las cuencas presentan diferentes geometrías a lo largo de un perfil longitudinal (simétricas, asimétricas, con acuñamientos graduales hacia sus márgenes, con límites abruptos, etc.), existe gran diversidad de geometrías en planta posibles heredadas de este tipo de control estructural.

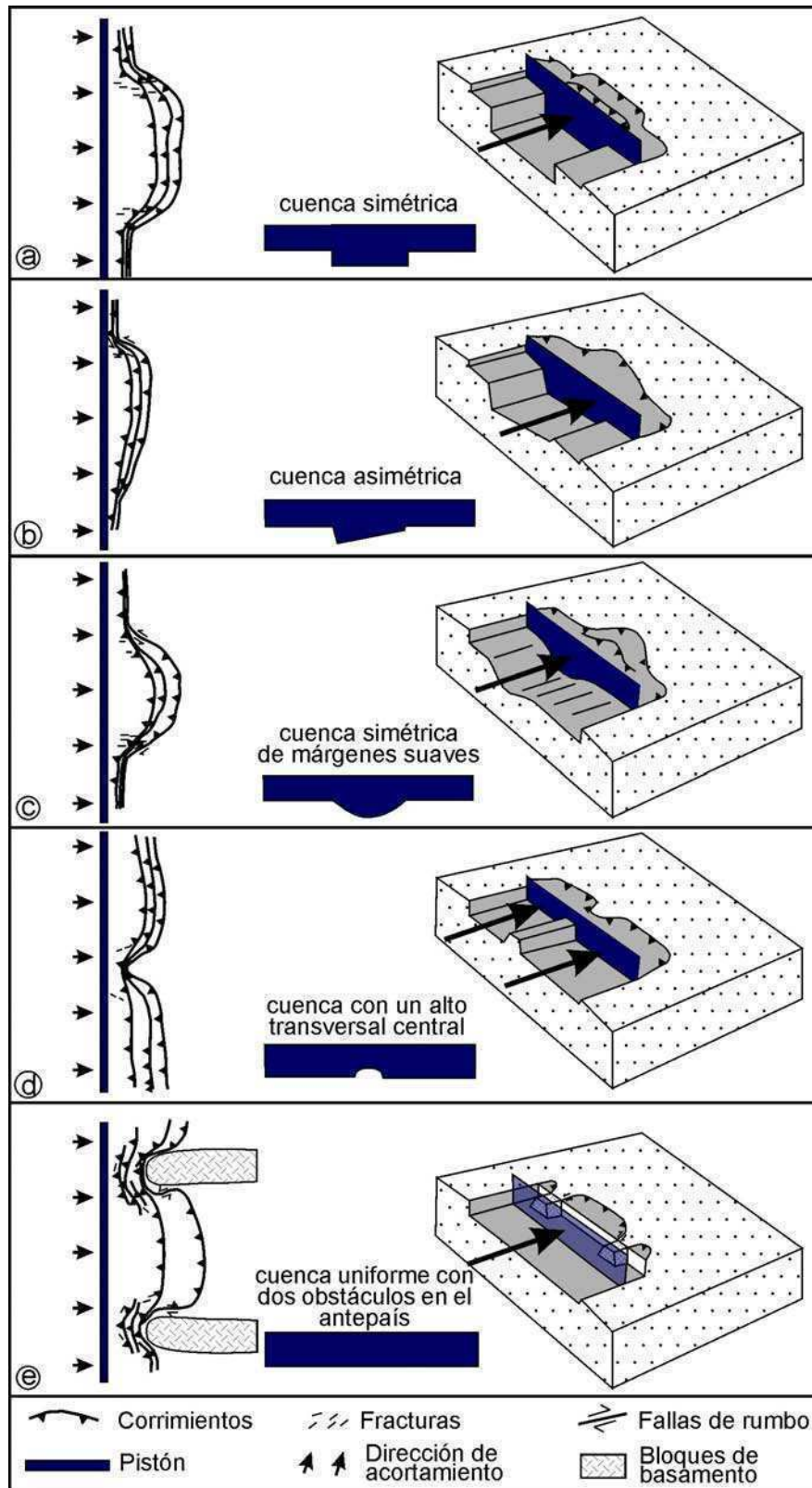


Figura 2.5: Mapas estructurales esquemáticos basados en resultados de modelos análogos; vistas frontales del pistón utilizado donde se observa su geometría basal y bloques-diagrama con el arreglo estructural final alcanzado en cada caso. a) Convergencia sobre una cuenca simétrica de márgenes abruptos. b) Convergencia sobre una cuenca asimétrica con un margen abrupto c) Convergencia sobre una cuenca simétrica de márgenes suaves. d) Convergencia sobre una cuenca con un alto central. e) Cuenca con dos obstáculos en el antepaís. Modificado de Macedo y Marshak (1999).

Macedo y Marshak (1999) realizaron un análisis sistemático de estas diversas configuraciones pre-deformacionales a partir de modelos análogos en cajas de arena. Utilizaron pistones con distintas geometrías de su base, imponiendo así variaciones de la profundidad del despegue a lo largo del rumbo (figura 2.5). Como se aprecia en la figura 2.5, la vista en planta de los corrimientos generados al comprimir la arena se asemeja con notable precisión a la geometría basal del pistón usado. Para el modelo de cuenca simétrica con ambos límites abruptos (figura 2.5a), el mapa estructural resultante presenta una saliente simétrica con forma de caja, donde se observa una convergencia de las estructuras hacia los límites de la cuenca, donde se producen algunas fallas de rumbo. En el caso de una cuenca asimétrica, esta asimetría se reproduce en el mapa estructural con una mayor protuberancia de la saliente generada en coincidencia con el sector más profundo de la cuenca (figura 2.5b). Asimismo, las estructuras disminuyen su espaciamiento hacia los sectores de menor espesor de arena, generando una convergencia más pronunciada de los mismos en el borde donde la transición de alto a bajo espesor es más abrupta, evolucionando finalmente hasta formar allí una falla de rumbo. Al analizar el mapa estructural asociado a una cuenca simétrica de límites pandos, se observa una saliente también suave, convergiendo simétricamente hacia ambos límites (figura 2.5c). En el caso de dos depocentros separados por una alto central (figura 2.5d), el mapa estructural resultante replica nuevamente la geometría longitudinal de la cuenca, desarrollando dos salientes separadas por una entrante central hacia el cual convergen las estructuras. En todos los casos hasta aquí analizados, la curvatura de las estructuras es primaria, lo cual significa que no resultan de una rotación oroclinal de las mismas (Macedo y Marshak, 1999).

Las variaciones de espesor sedimentario funcionan en conjunción con la pendiente que registra el nivel de despegue basal. Cuando ésta es alta hacia el retropaís, el frente orogénico desarrolla una mayor propagación (Boyer, 1995; Mitra, 1997). Esto se explica teniendo en cuenta que el ángulo crítico es la suma de la pendiente del despegue basal y la pendiente topográfica de la cuña (figura 2.2a). Así, cuando la pendiente basal es baja, se requiere una considerable deformación interna antes de alcanzar el ángulo crítico y lograr propagar la cuña hacia el antepaís; por lo tanto la cuña orogénica resultante es de reducida extensión. En cambio, para pendientes de despegue pronunciadas, la cuña puede ser crítica o bien supercrítica aún antes de que comience la contracción. Esto implica que tendrá la capacidad de propagarse hacia el antepaís con poco desplazamiento, dando lugar a una faja orogénica amplia. Como se

dijo, dado que una mayor pendiente de la interfase basamento-cobertura implica un mayor espesor sedimentario de la cuenca, ambos factores se acoplan forzando salientes estructurales del frente orogénico (Marshak, 2004).

Altos de basamento en el antepaís

La geometría de una faja plegada y corrida es marcadamente sensible a la presencia de obstáculos en el antepaís, como pueden ser altos estructurales de basamento de orientaciones y formas diversas que interfieren con el desplazamiento de las láminas de corrimiento (Marshak, 2004; Paulsen y Marshak, 1998 y 1999; Macedo y Marshak, 1999). La figura 2.5e muestra esquemáticamente el resultado de un modelo análogo de una faja plegada y corrida en desarrollo con dos obstáculos hacia el antepaís, simulando altos estructurales perpendiculares al frente de avance (figura 2.5e). Se puede observar que el frente de deformación forma una saliente en la parte central, y entrantes detrás de ambos altos de basamento. Cuando el obstáculo presenta bordes abruptos los extremos de la entrante evolucionan formando zonas de cizalla de rumbo, mientras que si sus bordes son suaves se producen corrimientos curvos con desplazamiento oblicuo (Marshak, 2004). Es importante destacar que la saliente generada hacia el antepaís de los obstáculos es primaria, es decir que se origina con traza curva, del mismo modo y por iguales razones mecánicas que lo que ocurre en el caso de las salientes controladas por el espesor de cobertura. Sin embargo, los corrimientos más antiguos del sector interno de la faja son curvados oroclinalmente como resultado del empuje que sufren al desplazarse entre los altos estructurales, modificando su diseño originalmente recto (Macedo y Marshak, 1999; Marshak, 2004). En la región adyacente al obstáculo, donde se produce la entrante, se acomoda mucho más acortamiento por unidad de longitud que en la saliente asociada, siendo usual la exposición de bloques de basamento y la generación de corrimientos fuera de secuencia en ese sector (Marshak y Flöttmann, 1996; Marshak, 2004).

Cuando un alto de basamento subyacente se dispone subparalelo al frente de avance de la deformación, puede inducir allí la nucleación de las estructuras resultantes. De acuerdo a su ubicación con respecto al frente de avance, el citado relieve estructural estimula la formación de láminas de corrimientos más amplias o bien más cortas que la normalmente esperadas (Nieuwland *et al.*, 2000). Esta respuesta puede aparecer asociada con reactivaciones o corrimientos fuera de secuencia en el sector interno de la cuña, debido a la energía adicional que requiere el sistema para superar la posición del

alto de basamento (Davis *et al.*, 1983; Nieuwland *et al.*, 2000). Algunos autores explican este fenómeno como una manifestación del efecto de contrafuerte (*buttressing*) contra el alto estructural, el cual puede resultar de una falla normal infrayacente, con o sin inversión asociada (Hayward y Graham, 1989).

Nivel de despegue basal

La resistencia basal que impone un determinado nivel de despegue estructural influye tanto en el ancho como en la geometría de la faja plegada y corrida generada (Davis y Engelder, 1985). Así, las variaciones laterales de este horizonte pueden inducir notables cambios en su configuración (Macedo y Marshak, 1999). Volviendo al ejemplo idealizado de la figura 2.4, la fórmula expresada y los gráficos adjuntos muestran que cuanto mayor sea el coeficiente de fricción basal (μ), menor será la distancia entre fallas, lo cual implica una menor capacidad del sistema para propagar la deformación sin fallamiento. Esto explica que la existencia de un cambio de facies a lo largo del rumbo del horizonte de despegue de una faja plegada y corrida induzca una saliente en el sector ocupado por la litología de menor fricción basal (Macedo y Marshak, 1999; Nieuwland *et al.*, 2000), como puede serlo un nivel evaporítico (figura 2.3b). Como predice la teoría de la cuña crítica, dado un determinado acortamiento, el sector de la cuña que se desplaza sobre un despegue de mayor fricción basal produce un ángulo crítico mayor que el sector transportado sobre un despegue de menor fricción, y por lo tanto será más angosto (Calassou *et al.*, 1993). Dado que las evaporitas suelen acumularse en conjunción con importantes espesores sedimentarios, su contribución suele amplificar las salientes vinculadas con variaciones de espesor a lo largo del rumbo de una faja (Marshak, 2004).

Capítulo 3

Consideraciones teóricas sobre deformación Mecánica de medios continuos

3.1. Introducción

Se plantean en este capítulo algunos de los conceptos teóricos básicos que rigen la deformación de medios continuos, y que son necesarios para comprender el funcionamiento del programa GEODEF 1.1 desarrollado en esta tesis (ver capítulo 5). Estas nociones se presentan minimizando en lo posible la complejidad matemática incorporada, introduciendo las ecuaciones esenciales para la descripción y comprensión de los principios físicos en cuestión.

3.2. Deformación homogénea y heterogénea

La deformación interna de un cuerpo es el cambio de tamaño y/o forma que éste experimenta al ser sometido a un determinado esfuerzo. Cada punto del cuerpo sufre un cambio de posición en el espacio denominado *desplazamiento*, generándose un *campo de vectores desplazamiento* que conecta la posición inicial y final de cada punto.

Cuando estos cambios son proporcionalmente iguales para cada pequeña parte del cuerpo y para éste en su totalidad, el gradiente del desplazamiento es constante y la deformación resultante es *homogénea*. En este caso una línea inicialmente recta permanece recta después de la deformación, un plano sigue siendo un plano, y tanto las líneas como los planos originalmente paralelos preservan su paralelismo. Cuando los cambios de tamaño y forma de pequeñas partes del cuerpo son proporcionalmente diferentes en distintos sectores del mismo y también respecto al cuerpo en su totalidad, el gradiente del desplazamiento es variable y la deformación resultante es *heterogénea*. Como consecuencia las líneas inicialmente rectas se curvan en el estado deformado, los

planos devienen en superficies curvas y el paralelismo de líneas y planos en general no se conserva (figura 3.1).

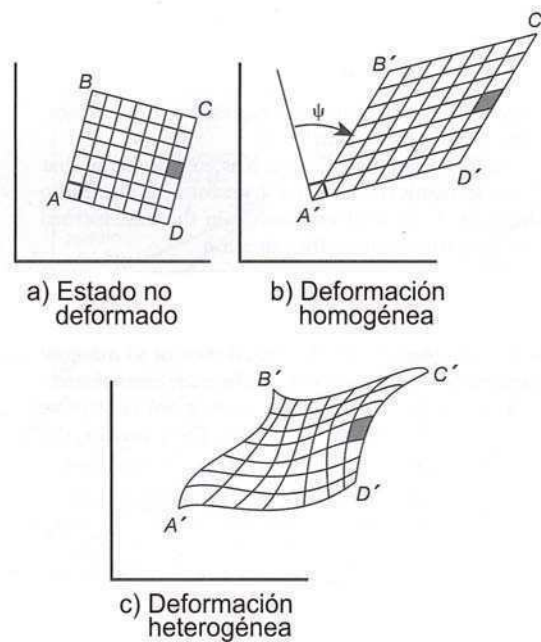


Figura 3.1: Representación esquemática bidimensional de la deformación homogénea y heterogénea de una figura inicialmente cuadrada. a)-b) Deformación homogénea. El elemento de área sombreado en a) sufre la misma deformación que todos los restantes, y que la figura completa. ψ es el ángulo de cizalla aplicado. a)-c) Deformación heterogénea. El elemento de área sombreado en a) es lo suficientemente pequeño como para permitir aproximar su deformación como homogénea; sin embargo ésta es diferente a la que sufren los demás elementos de la superficie y ésta en total. Modificado de Twiss y Moores (2007).

La deformación que se registra en las rocas de la corteza es en general heterogénea, ya que durante los procesos de plegamiento los planos y líneas originalmente rectas se curvan y suelen perder su paralelismo. No obstante, si se analiza un volumen elemental suficientemente pequeño, la deformación local es aproximadamente homogénea, permitiendo describir la deformación heterogénea como pequeños elementos con deformación localmente homogénea, la cual se va modificando a lo largo del cuerpo estudiado (figura 3.1c). Estos elementos deben ser grandes en relación a la escala de las heterogeneidades que no son de interés, pero pequeños en relación a la escala de las heterogeneidades que sí queremos registrar y describir. En la figura 3.2 se resume esta idea en un ejemplo ideal modelado con un mazo de cartas al que se somete a un plegamiento por cizalla (Twiss y Moores, 2007). Las cartas no sufren ninguna deformación, y la cizalla es absorbida por las discontinuidades entre las superficies de los naipes. Si analizamos ahora la deformación a escala de un limbo del pliegue, vemos que la misma es homogénea, representada por las elipses de deformación producidas en cada limbo por cizalla simple. A escala de todo el pliegue,

sin embargo, la deformación es claramente heterogénea. Podemos resumir entonces que la aproximación de deformación homogénea se logra considerando una región grande comparada con el espesor de cada naipes, pero chica en relación a la longitud de onda del pliegue.

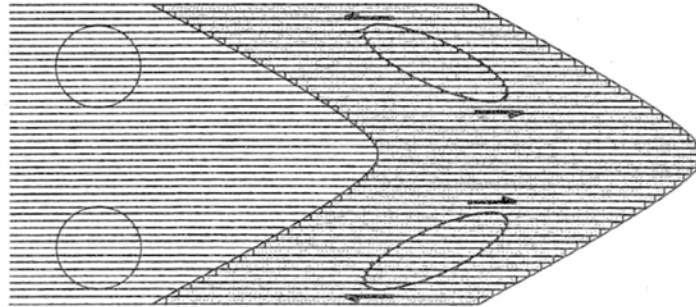


Figura 3.2: Modelo idealizado con mazo de naipes. Se observa que a la escala de cada limbo del pliegue la elipse de deformación representa una deformación homogénea, a la escala del pliegue la deformación es heterogénea, mientras que sobre cada naipes se producen las superficies de discontinuidad por cizalla (tomado de Twiss y Moores, 2007).

Es conveniente aclarar que el concepto de deformación de un cuerpo definido hasta aquí se refiere sólo a dos momentos específicos (inicial y final), sin considerar los pasos intermedios del proceso. Se hablará de deformación progresiva cuando se tengan en cuenta los estados intermedios de la secuencia de deformación.

3.3. Abordaje cuantitativo de algunos conceptos básicos

Se restringe el análisis desarrollado al caso bidimensional, ya que el planteamiento del programa GEODEF 1.1 (capítulo 5) enfoca el problema de la deformación en dos dimensiones.

Desplazamiento y deformación

En el apartado anterior se definió a la deformación de un cuerpo como el resultado del cambio de posición de sus puntos en el espacio. Cuando esta transformación es homogénea y se analiza el problema en dos dimensiones su representación matemática consiste en una relación lineal entre las coordenadas de

cualquier punto de la figura en el estado no deformado (x, y) y sus coordenadas en el estado deformado (x', y') . La forma general de esta transformación es

$$x' = ax + by + j \quad ; \quad y' = cx + dy + k \quad (3.1)$$

conocidas como *ecuaciones Lagrangianas*, donde a, b, j, c, d y k son constantes. Dado que las constantes j y k son las mismas para todos los puntos de la superficie, éstas describen un movimiento traslacional de la figura sin contribuir a su deformación interna; asumimos que $j = k = 0$.

Las ecuaciones 3.1 pueden resolverse para x e y , de forma tal que a partir de las coordenadas de un punto en el estado deformado (x', y') se obtengan sus coordenadas iniciales (x, y) . Se define así la transformación inversa a partir de las *ecuaciones Eulerianas*

$$x = Ax' + By' + J \quad ; \quad y = Cx' + Dy' + K \quad (3.2)$$

donde

$$\begin{aligned} A &= \frac{d}{ad - bc} & B &= \frac{-b}{ad - bc} & J &= \frac{bk - jd}{ad - bc} = 0 \\ C &= \frac{-c}{ad - bc} & D &= \frac{a}{ad - bc} & K &= \frac{cj - ak}{ad - bc} = 0 \end{aligned} \quad (3.3)$$

Expresando las ecuaciones 3.1 y 3.2 en forma matricial obtenemos la *matriz deformación (D)*

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix} \times \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (3.4)$$

y su recíproca

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} A & B \\ C & D \end{bmatrix} \times \begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

El significado geométrico de estos coeficientes se ilustra en la figura 3.3.

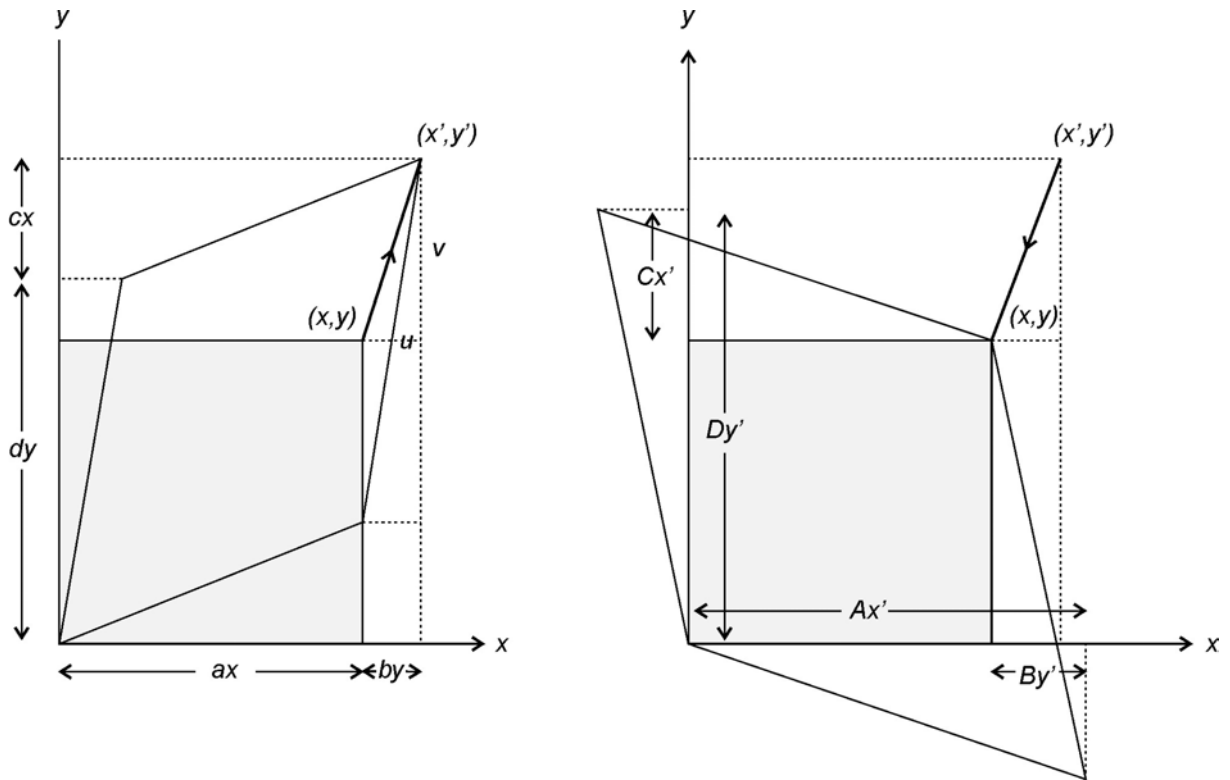


Figura 3.3: Significado geométrico de los elementos de la matriz deformación y su matriz recíproca (tomado de Ramsay y Huber, 1983).

Los vectores desplazamiento que conectan la posición inicial (x, y) con la final (x', y') de cada punto de la figura pueden expresarse por medio de las componentes u (paralela al eje x) y v (paralela al eje y) (figura 3.3). El *campo de vectores desplazamiento* resultante se compone de vectores variables en orientación y módulo en función de su punto inicial, y está dado por

$$u = x' - x = (a - 1)x + by \quad (3.6)$$

$$v = y' - y = cx + (d - 1)y \quad (3.7)$$

Cuando un material se deforma internamente, los vectores desplazamiento de dos puntos contiguos son diferentes, y es esta diferencia la que produce la deformación; si fueran iguales el material sólo sufriría un translación. Para expresar matemáticamente estas variaciones se utiliza la matriz *gradiente del desplazamiento*

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & \frac{\partial v}{\partial y} \end{bmatrix} \quad (3.8)$$

Si los cuatro términos de la matriz son constantes e independientes de x e y , el gradiente del desplazamiento es constante y el campo de vectores desplazamiento produce un estado de deformación homogéneo, una rotación y/o una translación del cuerpo rígido. Si estos términos no son constantes la deformación asociada es heterogénea. Como se deduce de las ecuaciones 3.4, 3.6 y 3.7, la relación entre las matrices deformación y gradiente del desplazamiento está dada por:

$$D = \begin{bmatrix} a & b \\ c & d \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 + \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & 1 + \frac{\partial v}{\partial y} \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

Elipse de deformación

Resulta sencillo deducir a partir de las ecuaciones 3.1 y 3.2 que al someter los puntos de una circunferencia de radio 1 centrada en el origen a deformación homogénea se obtiene una elipse; en su estado pre-deformación la circunferencia se describe matemáticamente a partir de

$$x^2 + y^2 = 1 \quad (3.10)$$

Sustituyendo x e y en esta ecuación utilizando las igualdades de la ecuación 3.2 se obtiene la posición de los puntos de la circunferencia en su estado deformado. Se considera $J=K=0$, dado que estas constantes desplazan a la figura sin aportar a su deformación interna

$$(A^2 + C^2)x'^2 + 2(AB + CD)x'y' + (B^2 + D^2)y'^2 = 1 \quad (3.11)$$

La ecuación (3.11) describe una elipse denominada *elipse de deformación*. El estado de deformación interna de una figura (o de un sector de la misma) sometida a deformación homogénea queda completamente definido si se conocen las orientaciones y magnitudes de los ejes principales de esta elipse, derivada del círculo de radio unidad inicial. Una propiedad sorprendente de este par de líneas perpendiculares es que son también perpendiculares en el estado no deformado. No obstante, para conocer completamente el campo de vectores desplazamiento entre los estadios inicial y final es

preciso establecer la orientación inicial de los ejes principales de la elipse, así como también la posición inicial de un punto cualquiera de la figura analizada. A partir de estos datos se definen la rotación y la traslación sufridas, respectivamente. De este modo, cualquier deformación homogénea experimentada por una figura presenta tres componentes: deformación interna, rotación y traslación. Cuando la rotación es cero, la deformación se denomina irrotacional (ej.: *cizalla pura*), mientras que cuando es distinta de cero se denomina rotacional (ej.: *cizalla simple*).

La matriz deformación (D) (Ecuación 3.9) define la transformación del sistema del estado no deformado al estado deformado. Utilizando procedimientos de álgebra lineal es posible calcular la orientación y la magnitud de los semiejes de la elipse de deformación finita asociados a la matriz D . El módulo de los semiejes principales de la elipse de deformación (S_1 y S_2) impuesto por D puede calcularse a partir de

$$S_1 ; S_2 = \sqrt{\text{autovalores}(DD^T)} \quad (3.12)$$

Su orientación se define a partir de los autovectores correspondientes a cada autovalor (Flinn, 1979; Apéndice A en Horsman y Tikoff, 2005). Existen también otros métodos algebraicos para el cálculo de estos parámetros (ver Ramsay y Huber, 1983, Apéndice B).

Se define la *elipticidad* (R) como la relación entre el eje mayor y el menor de la elipse de deformación:

$$R = \frac{S_1}{S_2} \quad (3.13)$$

Deformación por cizalla

Este parámetro se utiliza para definir los cambios angulares que se producen entre dos direcciones inicialmente perpendiculares al deformar un cuerpo; la deflexión con respecto a esta perpendicularidad (si ocurre) se denomina *deformación por cizalla angular* (ψ). La convención de signos usada confiere valores positivos a los ángulos medidos en sentido horario, y negativos a los ángulos medidos en sentido antihorario (figura 3.4). La tangente de este ángulo se denomina *deformación por cizalla* (γ)

$$\gamma = \tan \psi \quad (3.14)$$

Representa físicamente la distancia “cizallada” sobre una línea normal a la dirección de referencia a una unidad de distancia de la misma (figura 3.4). Es importante remarcar que este parámetro es conocido como *deformación por cizalla ingenieril*, mientras que

$$\frac{1}{2}\gamma \quad (3.15)$$

es el parámetro de deformación por cizalla utilizado en notación tensorial.

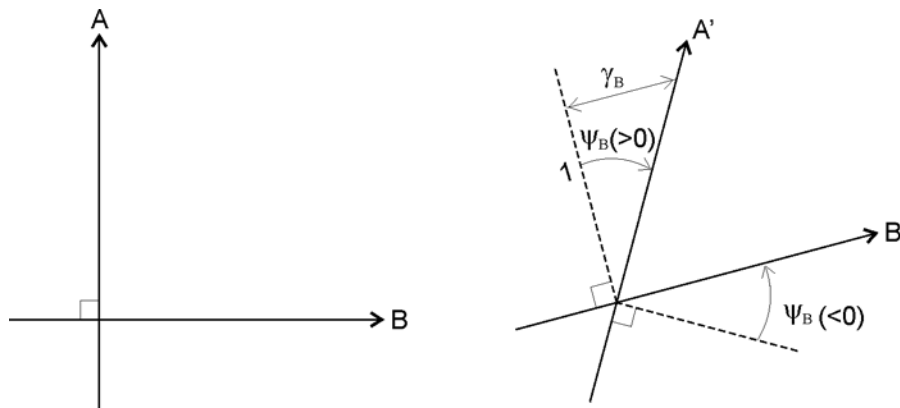


Figura 3.4: Cizalla angular (ψ) y deformación por cizalla (γ); convención de signos utilizada.

Dilatación

La *dilatación* (Δ) es la relación entre el cambio de área sufrido por una superficie y su superficie original

$$\Delta = \frac{A_f - A_i}{A_i} \quad (3.16)$$

donde A_i es el área inicial y A_f el área final elemento analizado.

Deformación infinitesimal

Si consideramos desplazamientos infinitesimalmente pequeños podemos describir la deformación de una figura determinando los cambios que experimenta cada

elemento infinitesimal de la misma. Así, es posible arribar a las siguientes aproximaciones (el lector interesado en su deducción puede acudir a Malvern, 1969; Means, 1976):

Deformación por cizalla

$$\frac{1}{2}\gamma \cong \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right) \quad (3.17)$$

Dilatación

$$\Delta \cong \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3.18)$$

Rotación

$$r \cong \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3.19)$$

3.4. Deformación progresiva

Se ha hablado hasta aquí de deformación en tanto a la relación entre sólo dos configuraciones de la figura analizada (inicial y final). No obstante, los rasgos estructurales presentes en la corteza terrestre resultan del progreso continuo de la deformación. La deformación progresiva se refiere a la serie continua de estados de deformación a lo largo de un intervalo de tiempo finito. Durante esta “película” del proceso deformativo, los pasos infinitesimales registrados entre un instante y el inmediatamente anterior se denominan *deformación incremental*. La *deformación total*, en cambio, se refiere al cambio de configuración neto entre un instante determinado y el estado no deformado inicial. Aún cuando la definición de deformación incremental plantea pulsos de deformación entre intervalos de tiempo infinitesimalmente pequeños, para estudiar la deformación progresiva es conveniente considerar incrementos de deformación *finitos*, pero pequeños en comparación con la deformación total estudiada.

Los incrementales de deformación serán por tanto pequeños pasos finitos dentro del proceso deformativo.

Para analizar una secuencia de deformación progresiva es necesario investigar cómo se relaciona la matriz deformación total en un estadio determinado ($n + 1$) con el estadio anterior (n) y la matriz incremental (i) correspondiente. La relación entre un punto cualquiera en el estadio n ($x_n; y_n$) y sus coordenadas iniciales puede expresarse en función de las cuatro componentes de la matriz deformación correspondiente para la etapa n

$$x_n = a_n x + b_n y \quad ; \quad y_n = c_n x + d_n y \quad (3.20)$$

ó

$$\begin{pmatrix} x_n \\ y_n \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} a_n & b_n \\ c_n & d_n \end{bmatrix} \times \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (3.21)$$

La transformación de coordenadas ($x_n; y_n$) a ($x_{n+1}; y_{n+1}$) se obtiene a partir de las cuatro componentes de la matriz incremental correspondiente

$$x_{n+1} = a_i x_n + b_i y_n \quad ; \quad y_{n+1} = c_i x_n + d_i y_n \quad (3.22)$$

ó

$$\begin{pmatrix} x_{n+1} \\ y_{n+1} \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} a_i & b_i \\ c_i & d_i \end{bmatrix} \times \begin{pmatrix} x_n \\ y_n \end{pmatrix} \quad (3.23)$$

Combinando las ecuaciones las ecuaciones 3.20 y 3.22 obtenemos

$$\begin{aligned} x_{n+1} &= (a_i a_n + b_i c_n) x + (a_i b_n + b_i d_n) y \\ y_{n+1} &= (c_i a_n + d_i c_n) x + (c_i b_n + d_i d_n) y \end{aligned} \quad (3.24)$$

y en notación matricial

$$\begin{pmatrix} x_{n+1} \\ y_{n+1} \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} a_i & b_i \\ c_i & d_i \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} a_n & b_n \\ c_n & d_n \end{bmatrix} \times \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = D_i \times D_n \times \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (3.25)$$

Recurriendo nuevamente al modelo del mazo de cartas es posible ilustrar el significado de la deformación progresiva y sus incrementales presentando como ejemplo una deformación no coaxial: la *cizalla simple progresiva*. Se dibuja un círculo en su borde (figura 3.5 a) y se aplica luego un desplazamiento, cizallando el mazo homogéneamente de modo tal que su plano superior se desplace una distancia d . El círculo inicial se transforma ahora en una elipse (figura 3.5 b), que consideraremos como la elipse de deformación incremental (I). Asimismo, dado que sólo se aplicó un incremental de deformación, la elipse de la figura 3.5 b también representa la deformación total (T). Si se dibuja un nuevo círculo (figura 3.5 c) y se aplica otro desplazamiento d igual al anterior (figura 3.5 d), el círculo se deforma generando una elipse; su eje mayor presenta igual inclinación respecto al plano de las cartas que la elipse formada en el paso previo (α'). Esta elipse representa un incremental de deformación, razón por la cual se denomina I en la figura 3.5 d. El primer círculo, mientras tanto, adopta una geometría elíptica aun más elongada, con su eje mayor generando un ángulo menor con el plano de las cartas (α''). Esta elipse se denomina T ya que representa la deformación total después de dos incrementales de deformación. Si marcamos el eje mayor de la elipse incremental y retornamos el mazo a la configuración anterior al segundo incremento (figura 3.5 e) podemos observar la orientación del eje mayor de la elipse de deformación incremental en su estado no deformado (α). Este ejercicio nos demuestra que la deformación progresiva aplicada es no coaxial: la dirección principal S_I de la deformación acumulada (S_I^T) no es paralela a la dirección S_I correspondiente a la deformación incremental subsiguiente (S_I^I). Esto se cumple para la etapa representada en la figura 3.5 e, así como también para todos los estadios subsiguientes de la deformación.

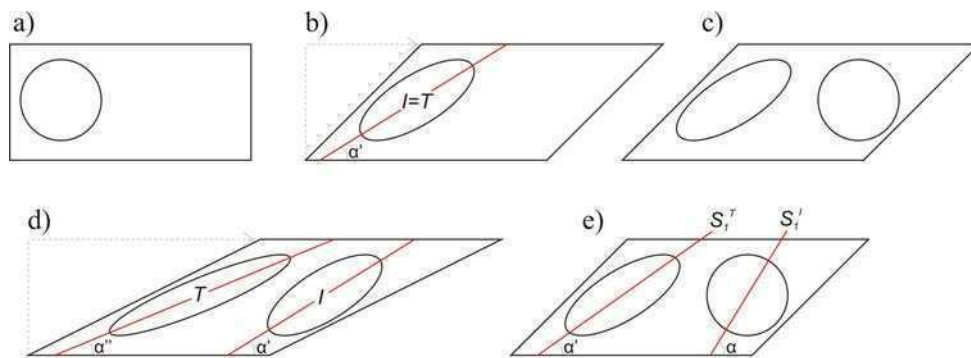


Figura 3.5: Cizalla simple progresiva. Se ilustra la diferencia entre la inclinación de S_I para un incremental de deformación (S_I^I) y para la deformación total aplicada (S_I^T). Modificado de Means (1976). Más detalles en el texto.

Capítulo 4

Metodología experimental

“Parece inevitable que el modelado experimental de procesos tectónicos, en combinación con análisis teóricos, contribuya ampliamente a la geología estructural y a la tectónica mediante el desarrollo de una teoría sólida y coherente. Por medio de la utilización de modelos a escala de eventos tectónicos esperamos poder diferenciar las hipótesis físicamente posibles de aquellas físicamente imposibles, y estudiar las primeras detalladamente, para ilustrar así los procesos tectónicos con un alcance de otro modo imposible” (traducido de Ramberg, 1967).

4.1. Introducción

Una alta proporción de los procesos tectónicos y estructurales se producen a una escala espacial y temporal tan amplia que hacen imposible su observación directa. En cuanto al rango espacial, es posible tener acceso a distintas escalas de visualización de la superficie terrestre, pero la información en profundidad es salteada y poco accesible, generada fundamentalmente por la industria petrolera (pozos, sísmica 2D y 3D, etc.). En cuanto a la escala temporal, la mayor parte de los procesos tectónicos ocurren a lo largo de millones de años, a velocidades sumamente lentas, impidiendo su monitoreo directo. Como afirma Ramberg (1967), la reproducción de estos fenómenos en experimentos a escala en el laboratorio posibilita la observación detallada de las estructuras a medida que éstas se desarrollan, contribuyendo así a su mejor conocimiento y comprensión. Un complemento de esta metodología son los modelos numéricos, aún incipientes al momento de la citada afirmación de Ramberg (1967), hoy ampliamente utilizados para simular diferentes procesos tectónicos.

Se presentan en esta sección una reseña histórica breve del modelado análogo, y una disquisición acerca de las ventajas y limitaciones del método; también se describen las restricciones necesarias para escalar un modelo adecuadamente, de tal manera que se logre similitud con el caso natural reproducido (teoría de escalado, Hubbert, 1937).

Breve reseña histórica del modelado análogo en geología

El modelado análogo ha sido aplicado al estudio de procesos geológicos desde fines del siglo XVIII y principios del siglo XIX, aportando valiosos conocimientos cualitativos y cuantitativos a problemas geológicos específicos, hoy aceptados por la comunidad científica. Fue Hall (1815) quien llevó a cabo los primeros intentos de modelar estructuras geológicas en una mesa de modelado; la similitud obtenida entre los modelos y la naturaleza le permitió conjeturar sobre el origen de los plegamientos naturales, sosteniendo la hipótesis de que éstos surgen de la acción de esfuerzos compresivos horizontales (figura 4.1).

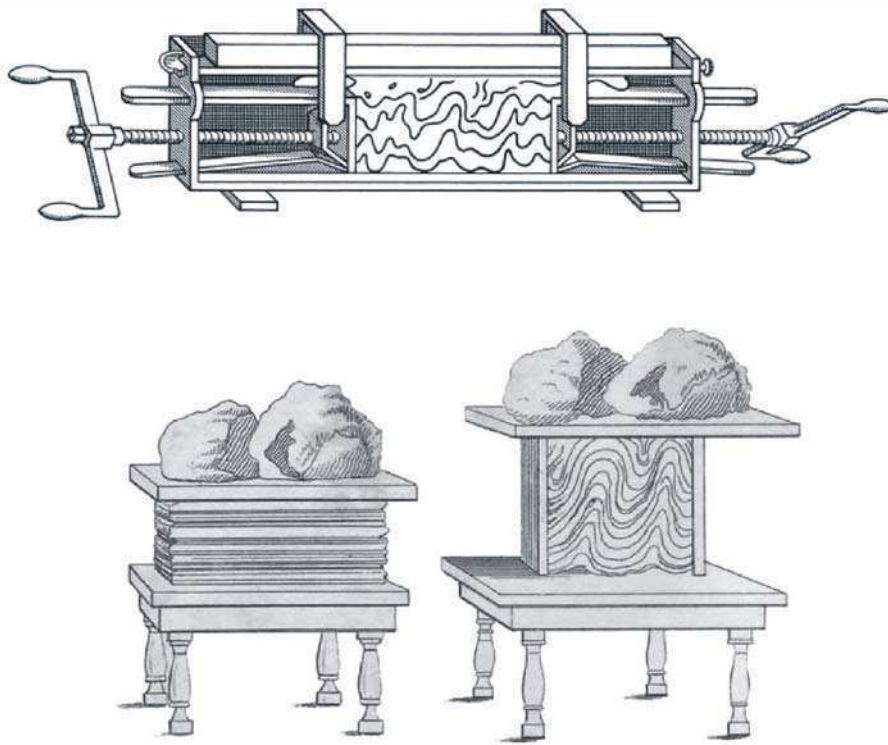


Figura 4.1: Arriba: máquina de modelado a escala de pliegues con compresión lateral presentada por Hall a la *Royal Society of Edinburg* en 1812. Abajo: modelos realizados por Hall.

A partir de estos primeros avances, otros naturalistas modelaron la generación de fracturas, pliegues y fallas (ej. Favre, 1878; Daubre, 1879; Schardt, 1884; Cadell, 1889; Willis, 1893). Cadell (1889 y 1890) y Willis (1893) construyeron una serie de modelos y los contrastaron con regiones montañosas en los Apalaches y los montes Jura, resaltando el rol de los esfuerzos compresivos en su formación (figuras 4.2 y 4.3).

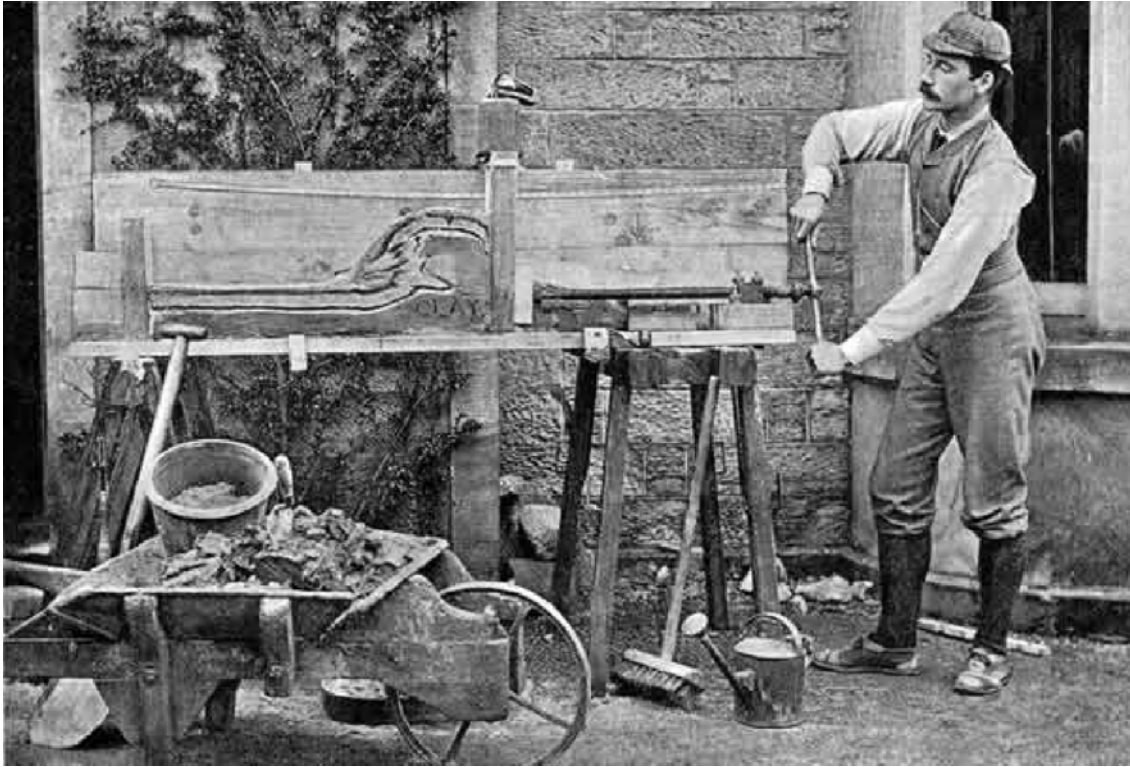


Figura 4.2: Aparato experimental utilizado por Cadell (1890) para deformar capas de arcillas por compresión.

Ya en el siglo XX la variedad de procesos modelados dentro de la geología se amplió notablemente, aunque las técnicas utilizadas siguieron siendo básicamente las mismas (Mead, 1920; Link, 1930; Escher y Kuenen, 1929; Kuenen y de Sitter, 1938; Nettleton y Elkins, 1947; Hubbert, 1951; Cloos, 1955; Parker y McDowell, 1955; Ramberg, 1955; Oertel, 1962).

El paso fundamental para el avance de ésta técnica se produjo gracias a la incorporación de la teoría de escalado (Hubbert, 1937). Esta teoría revolucionó el modelado análogo, pasando a ser ya no una herramienta descriptiva, sino una técnica cuantitativa, eficaz para estudiar procesos geológicos a diferentes escalas (Schellart, 2002). Para lograr funcionalidad, los modelos deben cumplir tres aspectos de similitud respecto del prototipo natural que intentan reproducir: similitud geométrica, similitud cinemática y similitud dinámica (Hubbert, 1937). Estas condiciones serán analizadas más adelante dentro de este capítulo.

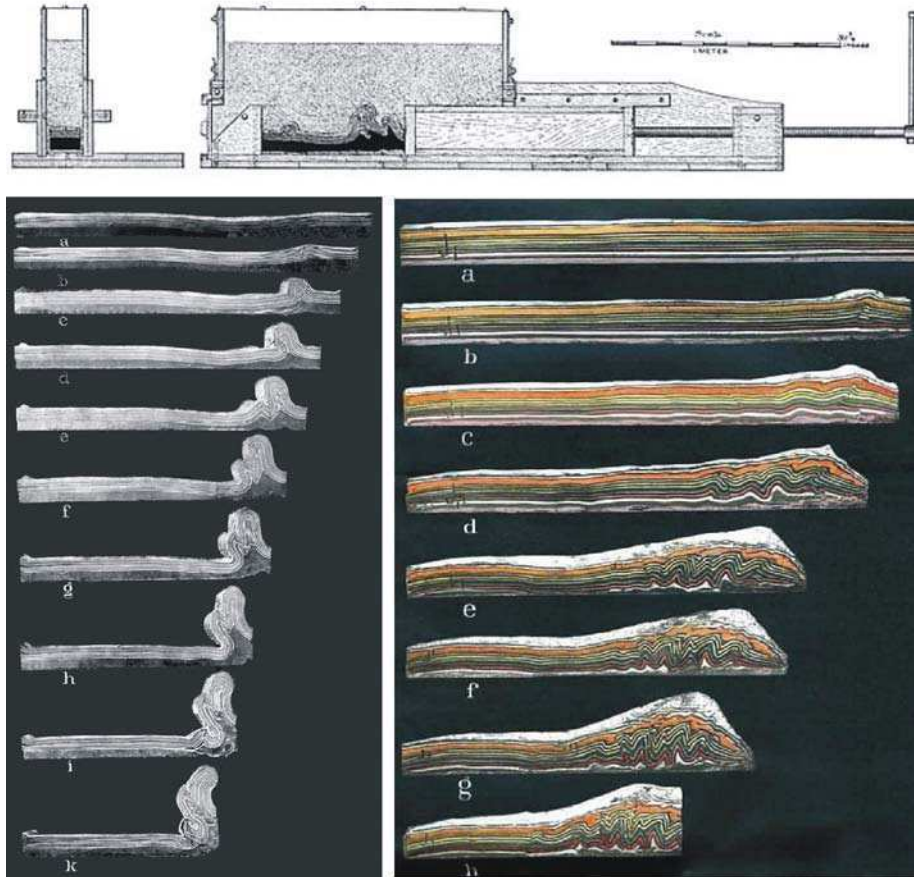


Figura 4.3: Modelos presentados por Bailey Willis en 1893 para los Apalaches.

Otro avance de gran importancia para el modelado análogo se produjo durante la década de 1980, con la incorporación y combinación de materiales frágiles y viscosos, permitiendo simular procesos geológicos a escala litosférica con un realismo significativo (Faugere y Brun, 1984; Davy y Cobbold, 1988 y 1991). También se introdujo el uso de técnicas de centrifugado y se hicieron experimentos para estudiar el rol de la gravedad en diversos procesos geológicos (Ramberg, 1963, 1971 y 1981; Mulugeta, 1985; Mulugeta y Ghebreab, 2001). Asimismo, se introdujeron modificaciones en los materiales empleados, permitiendo incorporar las variaciones termomecánicas presentes en los procesos de deformación litosférica modelados (Kincaid y Olson, 1987; Cobbold y Jackson, 1992; Brune y Ellis, 1997; Rossetti *et al.*, 1999; Rossetti *et al.*, 2000). En la actualidad el uso de modelos análogos ha avanzado junto con la tecnología disponible para su realización. Su complementación con simulaciones numéricas aporta otra óptica de control de los resultados, potenciando su capacidad para extraer conclusiones acerca de los prototipos naturales estudiados (Buitter *et al.*, 2006; Schreurs *et al.*, 2006).

Modelado análogo, ventajas y limitaciones

El uso de analogías en ciencia surge de la necesidad de estudiar un sistema conocido para solucionar problemas -o bien proveer un modelo tentativo para solucionar problemas- en un sistema menos conocido que el primero. Una de las ventajas que ofrece la aplicación del modelado análogo en el campo de las ciencias de la Tierra es su potencial para investigar la influencia de los diversos factores actuantes sobre un determinado proceso geológico individualmente, lo cual suele ser sumamente especulativo en la situación natural. Además, el experimentador tiene la posibilidad de definir las condiciones de contorno que pretende imponer al sistema, es decir plantear una hipótesis, y estudiar luego los resultados obtenidos detalladamente. La evolución estructural consiguiente aporta ideas concretas para la interpretación de los prototipos naturales, de los cuales en general sólo se conoce su estado final, ignorándose si existen o existieron relaciones causativas entre sus distintos elementos. Cuando el modelo no permite explicar las observaciones, la hipótesis inicial se refuta, pero aún así aporta ideas para replantearla y generar así una nueva hipótesis.

Uno de los desafíos vigentes en la aplicación de esta metodología consiste en incorporar técnicas que permitan contrastar con mayor certeza los modelos con las observaciones geológicas. Existen métodos no destructivos de monitoreo óptico como el PIV (*Particle Image Velocimetry*), aplicables a modelos análogos, que arrojan mediciones precisas de los campos de desplazamiento asociados a su evolución. Sin embargo las observaciones geológicas más significativas se refieren a la deformación de las rocas corticales, tanto activa como fósil, y no a los vectores desplazamiento asociados. En este sentido, resulta esencial extraer de los datos vectoriales medidos sobre los modelos valores confiables de la distribución de la deformación existente. Es por ello que en este trabajo se concentraron esfuerzos en el desarrollo un *software* que permita llevar a cabo un monitoreo detallado de los campos de deformación que atraviesa un modelo tanto en el espacio como en el tiempo, a partir de los datos vectoriales adquiridos con el método PIV. Esto incorpora una herramienta más para contrastar el modelo con la realidad, mediante la comparación de los rasgos obtenidos experimentalmente con los medidos y observados en la naturaleza.

Las técnicas de modelado análogo presentan limitaciones que le son propias: en primer lugar, aun cuando se registren similitudes entre las geometrías desarrolladas en los modelos y las reconocidas en los ejemplos naturales considerados, esto no implica

en sí mismo la actuación de mecanismos de deformación comunes. Es necesario por ende reunir un gran volumen de información tanto experimental como de campo para reforzar estas analogías. Es sumamente difícil, si no imposible, construir un modelo perfectamente escalado en todos sus aspectos, y la propia selección de los materiales utilizados junto con la configuración experimental dispuesta significan un compromiso que limita en cierta medida su correspondencia con el caso natural (Twiss y Moores, 2007). En segunda instancia, los modelos análogos suelen requerir el planteamiento de configuraciones estructurales simplificadas, tendientes a reproducir los rasgos determinantes del sistema estudiado, pero sin abarcar por completo su complejidad. Sin embargo, este esquema simple permite un análisis más acabado del proceso de deformación, y un mayor control sobre los factores que lo gobiernan.

Las así denominadas condiciones de borde de un determinado experimento significan también una limitación del método, ya que obviamente todos ellos deben construirse con dimensiones acotadas. Al definirlos, se incorpora una distorsión respecto a la situación real, cuyas propias condiciones de borde son en la mayoría de los casos imposibles de determinar con precisión. La influencia de las condiciones de borde sobre el comportamiento del modelo no siempre puede ser prevista por el experimentador. Una posible estrategia es plantear un experimento lo suficientemente extenso como para que los efectos de sus bordes sean mínimos en una zona de interés lejana a los mismos, pero esto no siempre es factible (Twiss y Moores, 2007). Otra decisión de compromiso al modelar sistemas que evolucionan en el tiempo es determinar su configuración inicial, imponiendo una condición que defina el comportamiento del modelo al iniciar el proceso a partir del cual evolucionará. Por ejemplo, es necesario definir una topografía inicial a partir de la cual se comienza a deformar el modelo, y esto condiciona su evolución.

Las técnicas de modelado análogo requieren por ende simplificaciones y asunciones sobre los mecanismos de deformación simulados, lo cual debe ser tenido en cuenta a la hora de su interpretación. Como se describe en la sección siguiente, los materiales de modelado utilizados en este trabajo son coulombianos, sin emplearse reologías dúctiles, que sin duda existen en las columnas estratigráficas de los prototipos naturales. Además, los materiales granulares (arena y microesferas de vidrio) presentan valores bajos de cohesión, lo cual reduce el contraste entre las zonas previamente falladas y las regiones vecinas que no sufrieron perturbaciones mecánicas. En consecuencia, puede ocurrir que este contraste resulte insuficiente para reactivar las

fallas previas, privilegiando la generación de nuevas estructuras (Amilibia *et al.*, 2005). Panien *et al.* (2005) midieron este contraste entre las zonas falladas y no falladas para arena y microesferas, considerándolo suficiente para inducir reactivaciones. No obstante, en el caso natural el contraste es mayor, acentuado por la presión de fluidos que actúa en las zonas de falla y en los niveles de despegue (Sibson, 1985; Etheridge, 1986). La omisión tanto de la presión poral como del gradiente térmico en profundidad en el modelado experimental son parte de las simplificaciones asumidas. Sin embargo, el uso de materiales granulares con bajos coeficientes de fricción interna como niveles de despegue y relleno de volúmenes limitados por fallas normales, puede suplir eficazmente las variables despreciadas (Panien *et al.*, 2005).

Teoría de escalado (*basado en Pollard y Fletcher, 2005; Twiss y Moores, 2007*)

En las experiencias análogas se simulan procesos geológicos estructurales que se desarrollan en la naturaleza a lo largo de varios kilómetros y millones de años, en una escala de metros y horas. Para que el modelo represente efectivamente el comportamiento mecánico del prototipo, es necesario mantener ciertas relaciones de escala entre ambos. Éstas son el factor de escala espacial (Λ), el temporal (T), y el de masas (M), definidos en las ecuaciones siguientes

$$\Lambda = \frac{L_m}{L_p}; \quad T = \frac{t_m}{t_p}; \quad M = \frac{m_m}{m_p} \quad (4.1)$$

Los subíndices m y p hacen referencia al modelo y al prototipo respectivamente, L es longitud, t es tiempo y m es la masa del material en cuestión. El modelo y el prototipo son *geométricamente similares* si todas las dimensiones del primero son Λ veces las dimensiones equivalentes del segundo. Si el tiempo en el cual el modelo desarrolla un cambio de tamaño, forma o posición es T veces el tiempo en el que se produce un cambio geoméricamente similar en el prototipo, se dice que ambos son *cinemáticamente similares*. Las demás cantidades físicas involucradas en el sistema modelado deben guardar también sus relaciones de escala respectivas, deducibles de las tres mencionadas en las ecuaciones (4.1) que garantizan la similitud. En la Tabla 4.1 se enumeran algunas de estas cantidades físicas, con sus unidades y el factor de escala obtenido para cada una de ellas.

Se dice que el modelo y el prototipo son *dinámicamente similares* cuando todas las fuerzas actuantes sobre el modelo se encuentran relacionadas con su correspondiente en el prototipo por el mismo factor de escala (MA/T^2) (Tabla 4.1).

Tabla 4.1: Relaciones de escala correspondientes a algunas variables físicas (tomado de Twiss y Moores, 2007)

Cantidad física	Símbolo	Unidades	Relaciones modelo/prototipo	Factor de escala
Longitud	L	L	$\frac{L_m}{L_p}$	Λ
Tiempo	t	t	$\frac{t_m}{t_p}$	T
Masa	m	m	$\frac{m_m}{m_p}$	M
Área	A	L^2	$\frac{A_m}{A_p} = \frac{(L_m)^2}{(L_p)^2}$	Λ^2
Volumen	V	L^3	$\frac{V_m}{V_p} = \frac{(L_m)^3}{(L_p)^3}$	Λ^3
Densidad	ρ	$\frac{m}{V}$	$P \equiv \frac{\rho_m}{\rho_p} = \frac{m_m(L_p)^3}{m_p(L_m)^3}$	$P = \frac{M}{\Lambda^3}$
Velocidad	v	$\frac{L}{t}$	$\frac{v_m}{v_p} = \frac{L_m/t_m}{L_p/t_p} = \frac{L_m t_p}{L_p t_m}$	$\frac{\Lambda}{T}$
Aceleración	a	$\frac{L}{t^2}$	$\frac{a_m}{a_p} = \frac{L_m/t_m^2}{L_p/t_p^2} = \frac{L_m t_p^2}{L_p t_m^2}$	$\frac{\Lambda}{T^2}$
Fuerza	F	$\frac{mL}{t^2}$	$\frac{F_m}{F_p} = \frac{m_m(L_m/t_m^2)}{m_p(L_p/t_p^2)} = \frac{m_m L_m t_p^2}{m_p L_p t_m^2}$	$\frac{M\Lambda}{T^2}$
Esfuerzo	σ	$\frac{F}{L^2}$	$\Sigma \equiv \frac{\partial_m}{\partial_p} = \frac{F_m/A_m}{F_p/A_p} = \frac{F_m L_p^2}{F_p L_m^2}$	$\Sigma = \frac{M}{\Lambda T^2}$

Se analizan a continuación las restricciones necesarias para trabajar en analogías experimentales de procesos corticales frágiles. Los materiales normalmente utilizados

en modelado análogo presentan una densidad similar a las rocas, por lo cual se puede afirmar que la relación de densidades está dada por

$$P = \frac{\rho_m}{\rho_p} \cong 1 \quad (4.2)$$

Asimismo, en todos los modelos realizados se trabajó con gravedad normal, aunque existen máquinas centrífugas que permiten modelar bajo campos gravimétricos forzados. Esto impone un factor de escala para la aceleración de la gravedad (Tabla 4.1) igual a uno:

$$\frac{g_m}{g_p} = \frac{\Lambda}{T^2} = 1 \quad T = \Lambda^{1/2} \quad (4.3)$$

(g_m y g_p son la aceleración de la gravedad en el modelo y en el prototipo respectivamente). Sin embargo, ya que el tiempo no es una variable involucrada en los procesos de deformación frágil (materiales coulombianos), el factor de escala T no influye en el escalamiento de estos modelos. Su comportamiento mecánico está gobernado por la ley de Mohr-Coulomb:

$$\sigma_C = C_0 + \mu_f \sigma_N \quad (4.4)$$

donde σ_C y σ_N son los esfuerzos de cizalla y normal que actúan sobre los planos de falla, C_0 es la cohesión del material, y μ_f su coeficiente de fricción interna.

Según el criterio de Byerlee (1978), es posible estimar valores aproximados para los coeficientes de las rocas corticales, infiriendo las siguientes relaciones:

$$\sigma_C = 0,85 \times \sigma_N \quad (\text{para profundidades menores a 10 km}) \quad (4.5)$$

$$\sigma_C = 60 \text{ MPa} + 0,6 \times \sigma_N \quad (\text{para profundidades mayores a 10 km}) \quad (4.6)$$

De acuerdo con Hubbert (1937) y Ramberg (1981), el escalamiento dinámico (Σ) que condiciona los modelos de deformación frágil se obtiene de la siguiente relación (Tabla 4.1):

$$\Sigma = P\Lambda \frac{g_m}{g_p} \quad (4.7)$$

y aplicando las ecuaciones (4.2) y (4.3)

$$\Sigma = \Lambda \quad (4.8)$$

La ecuación (4.8) implica que al definir la relación de escala espacial queda determinada la relación de escala para los esfuerzos involucrados en el modelo. Ya que la cohesión se expresa en dimensiones de esfuerzo (MPa), debe ser escalada utilizando la ecuación (4.8). Considerando que los rangos de Λ utilizados van de 10^{-6} a 10^{-4} , y dado que los valores de cohesión interna (C_0) de las rocas modeladas no superan los 60 MPa (ecuaciones 4.5 y 4.6), se deduce que el material de modelado elegido debe tener un valor de C_0 despreciable:

$$\frac{C_{0m}}{C_{0p}} \cong 10^{-6} \quad ; \quad C_{0m} \cong C_{0p} \times 10^{-6} \cong 6 \times 10^{-7} \text{ MPa} \Rightarrow C_{0m} \ll 1 \quad (4.9)$$

El coeficiente de fricción interna del material (μ_f en la ecuación 4.4), en cambio, es una variable adimensional y, como tal, su valor debe ser equivalente en el modelo y en el prototipo. Para las rocas corticales éste varía entre 0,6 y 0,85 (ecuaciones 4.5 y 4.6; ver Byerlee, 1978; Brace y Kohlstedt, 1980). Las arenas y otros materiales granulares reúnen estos requisitos ($C_0 \leq 100 \text{ Pa}$ y $0,5 < \mu_f < 1$; Krantz, 1991; Faccenna *et al.*, 1995; Cobbold y Castro, 1999) lo cual los hace adecuados para simular procesos de deformación cortical frágil.

Teniendo bajo consideración estas relaciones, es posible realizar comparaciones entre la evolución de la deformación en modelos construidos usando materiales granulares y en los prototipos naturales. Es importante destacar que en el presente trabajo el objetivo es investigar la evolución y la naturaleza general del proceso deformativo en determinados contextos estructurales, sin aspirar a una similitud geométrica, dinámica y cinemática más precisa como lo requeriría el análisis de cada estructura individual desarrollada. Como se dijo anteriormente, es sumamente difícil, si no imposible, construir un modelo perfectamente escalado en todos sus aspectos y,

aunque esto fuera experimentalmente posible, sería necesario en primer lugar conocer completamente la reología de las rocas y los esfuerzos actuantes en el prototipo natural, lo cual en la mayoría de los casos no es factible.

4.2. Experimentos

Se llevaron a cabo dos series de experimentos:

La **serie 1**, descrita en el apartado 6.1 del capítulo 6, consistió en la generación de un sistema extensional simple sobre un paquete de material granular; luego de rellenar el espacio generado, se comprimió el sistema por medio de un pistón que se desplaza con distintos ángulos de oblicuidad respecto a las estructuras previas, transportando el material sobre una plancha de acetato basal. El objetivo de estos experimentos fue el de analizar los arreglos estructurales resultantes a partir de un cambio de régimen tectónico, en el cual se impusieron esfuerzos compresivos oblicuos al eje de estructuras extensionales previamente desarrolladas. Teniendo un conocimiento acabado de la geometría y distribución de las fallas normales presentes en el “basamento” y de la dirección de la compresión aplicada, se analizó la influencia que ejercieron las primeras sobre el arreglo estructural generado durante la contracción. Los resultados aportaron elementos para evaluar las posibles arquitecturas estructurales extensionales en áreas en que las mismas se encuentran obliteradas por la deformación compresiva superpuesta. Los ejemplos naturales analizados por medio de esta metodología fueron los depocentros Sierra Azul, Nieves Negras - Yeguas Muertas, incorporados actualmente en las fajas plegadas y corridas de Malargüe y del Aconcagua respectivamente, y los sistemas Potezuelo Oeste y Estancia Vieja de la Dorsal de Huincul (capítulo 7).

En la **serie 2** (apartado 6.2 del capítulo 6) se modeló la deformación compresiva de materiales contenidos en una cubeta que reproduce a escala el relieve pre-andino del basamento de la cuenca Neuquina, respetando la distribución de espesores de cobertura conocidos. El objetivo de este grupo de experimentos fue analizar la influencia e importancia relativa que ejercen rasgos regionales tales como el espesor sedimentario, la presencia de un nivel de despegue regional, y el relieve del basamento, sobre la geometría y evolución estructural de una faja plegada y corrida que afecta a la cuenca. Para ellos se tomó como prototipo la faja plegada y corrida del Agrio y su continuación sur en la cuenca Neuquina, durante su evolución terciaria. En el sector interno de esta

faja se registra deformación cretácica asociada a inversión de estructuras triásico-jurásicas (Ramos, 1981; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006), y gran parte del acortamiento se transfiere luego hacia el sector externo a través de un despegue en la base de la cobertura sedimentaria durante el Mioceno medio (Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2005 y 2006). En función de ello, en la configuración inicial de esta serie de modelos se dispuso el frente de empuje (pistón) en la posición a escala del frente cretácico, y se lo desplazó durante su evolución hacia el antepaís, simulando la estructuración epidérmica terciaria de la faja plegada y corrida.

Tomando como caso testigo a la Dorsal de Huincul, se analizó la respuesta estructural que induce la presencia en el antepaís de un alto de basamento perpendicular al rumbo predominante de la faja de deformación sobre sus características y evolución.

Propiedades físicas de los materiales

En las series de experimentos 1 y 2, los materiales utilizados fueron arena seca y microesferas de vidrio; los granos de arena empleados son redondeados, bien seleccionados y su tamaño, al igual que el de las microesferas de vidrio, es menor a 600 micrones. Como se mencionó en el apartado 4.1, estos materiales se comportan de acuerdo con lo previsto por la envolvente de ruptura lineal de Mohr (Krantz, 1991). Sus propiedades mecánicas fueron determinadas por medio de un aparato de Hubbert (figura 4.4), el cual permite obtener la relación entre el esfuerzo normal (σ_N) y el de cizalla ($\tau_{crit.}$) al producirse la ruptura. Para ello se mide la masa crítica (M_{crit}) de ruptura del material necesaria para distintas cargas (M_N) (ver figura 4.4). Realizando una regresión lineal (figura 4.5) es posible conocer el coeficiente de fricción interna (μ), y por lo tanto calcular el ángulo de fricción interna (Φ) de cada material. Para medir la fricción basal se repite el mismo procedimiento pero utilizando una base de acetato y no de arena.

Los resultados de estas mediciones indican que el ángulo de fricción interna de la arena utilizada es de $\sim 32.7^\circ$, similar a los valores determinados experimentalmente para rocas de la corteza superior (Byerlee, 1978). Las microesferas presentan un menor ángulo de fricción interna ($\sim 28.3^\circ$), permitiendo simular rocas de menor resistencia. El coeficiente de fricción basal entre arena y acetato (μ_b) obtenido es bajo ($\mu_b = 0.16 \pm 0.02$), acorde con un despegue efectivo en la corteza superior. Las desviaciones estándar para los coeficientes de fricción fueron menores a 0,06 (figura 4.5). Aún cuando el aparato de Hubbert no permite determinar los valores de cohesión de los materiales (C_0)

con precisión, sí es posible asegurar que su valor es bajo (<100 Pa; figura 4.5) en comparación con los esfuerzos normales actuantes (>1000 Pa). La relación de densidades (P) entre los materiales granulares usados y las rocas es $P \approx 1$, mientras que la aceleración de la gravedad sobre la superficie de la Tierra impone una relación de escala $g_m/g_p = 1$. A partir de estos valores, la relación de esfuerzos (Σ) correspondiente entre modelo y caso natural es $\Sigma = \Lambda = 5 \times 10^{-5}$ para la serie 1, y $\Sigma = \Lambda = 1,3 \times 10^{-6}$ para la serie 2 (ecuaciones 4.7 y 4.8). Asumiendo para las rocas de la corteza superior un comportamiento coulombiano y un valor de cohesión $C \approx 10^7$ Pa (ver ecuación 4.6), la arena y las microesferas de vidrio utilizadas, cuya cohesión es de decenas a cientos de Pascales, son materiales adecuados para trabajar a la escala seleccionada, confirmando lo planteado en el apartado anterior.

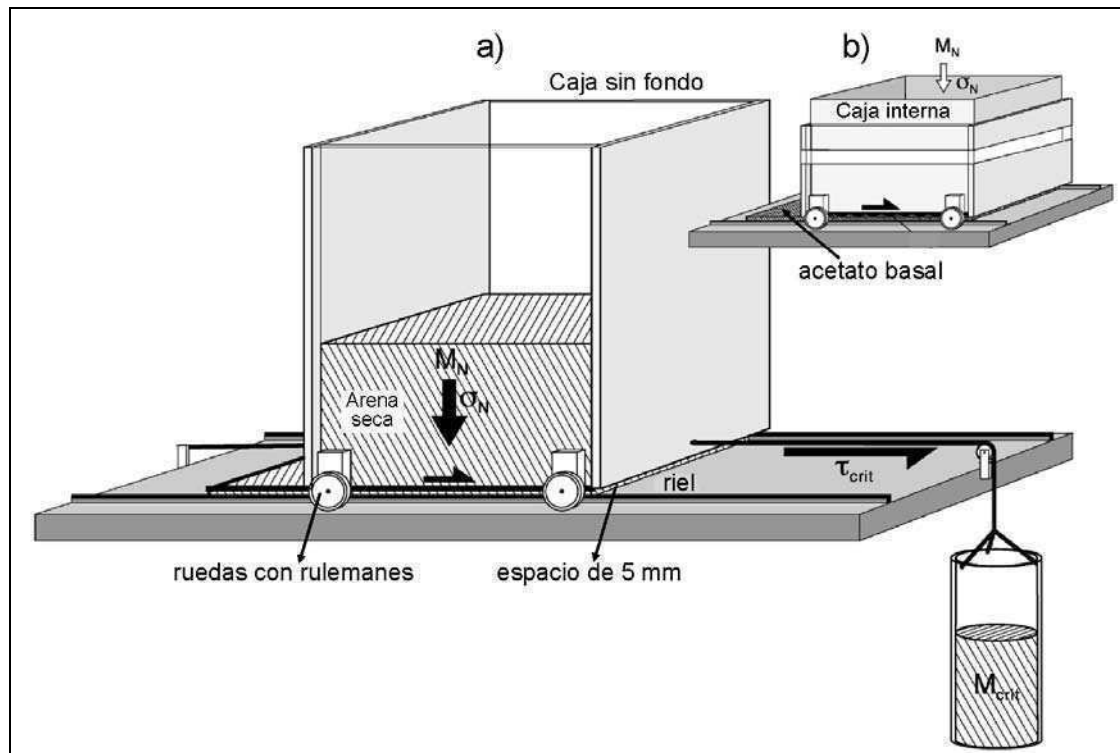


Figura 4.4: Esquema del aparato de Hubbert utilizado (Hubbert, 1951), tomado de Lohrman *et al.* (2003). Configuración empleada para determinar el coeficiente de fricción interna y la cohesión del material granular (a); determinar la fricción basal entre el material granular y el acetato basal (b).

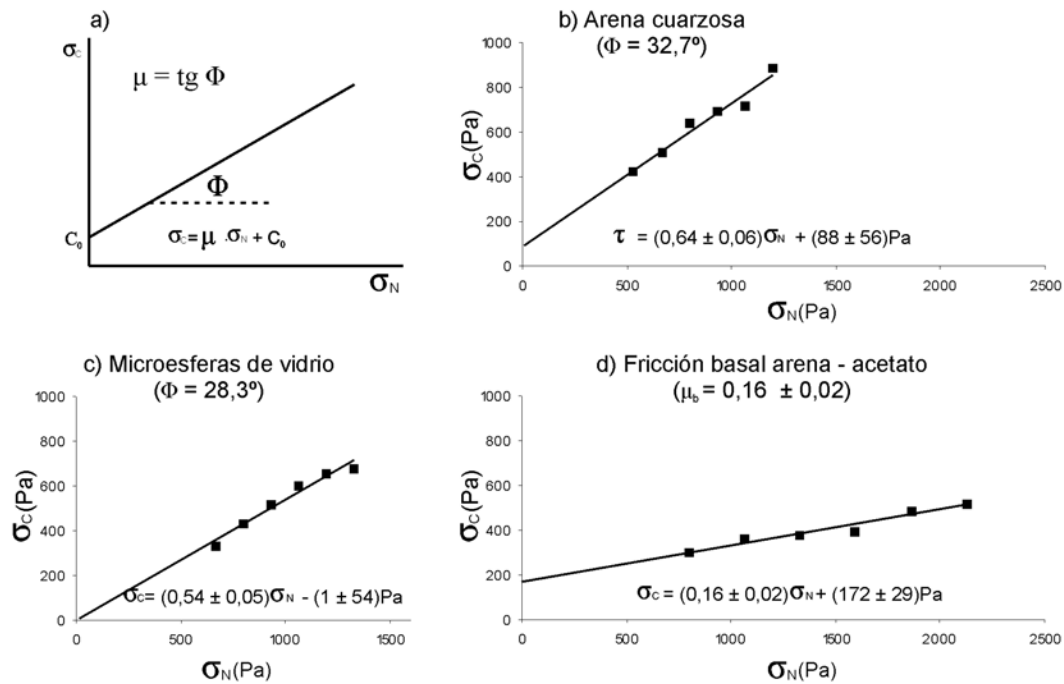


Figura 4.5: Gráficos del esfuerzo de cizalla (σ_c) en función del esfuerzo normal (σ_N), obtenidos utilizando un aparato de Hubbert. a) La inclinación de la recta representa el ángulo de fricción interna (Φ); la ordenada al origen de la recta representa la cohesión (C_0); μ = coeficiente de fricción. b), c) y d) Coeficiente de fricción interna, ángulo de fricción interna y coeficiente de fricción basal (μ_b) de los materiales utilizados, deducidos realizando una regresión lineal de los datos.

Montaje experimental

Los modelos análogos se realizaron sobre una mesa de aluminio especialmente diseñada para este fin en el Laboratorio de Modelado Geológico de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Una serie de orificios equiespaciados entre sí por 5 cm permite fijar los distintos componentes necesarios en cada experiencia (figura 4.6). Se utilizó también un sedimentador para depositar las capas de material granular de manera homogénea y horizontal, mientras se desplaza sobre dos rieles dispuestos a los costados de la mesa. El pistón, que genera la deformación del material, es impulsado mediante un tornillo sin fin accionado por un motor eléctrico paso a paso controlado por computadora y un reductor mecánico. Este dispositivo permite así movimientos precisos. La evolución de la superficie de cada modelo fue fotografiada desde un soporte fijado al techo, utilizando una cámara digital Cannon Power Shot S50 de 5.0 Megapíxeles controlada remotamente por computadora.

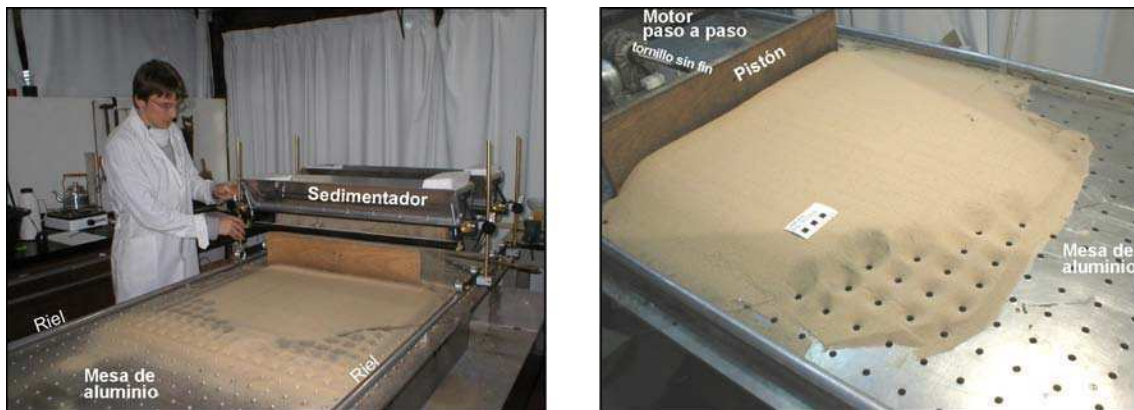


Figura 4.6: Fotografías de los dispositivos experimentales. En la foto de la izquierda se observa el sedimentador, utilizado para disponer el material granular mientras se desplaza por los dos rieles. En la foto de la derecha vemos un modelo preparado para ser deformado (ver descripción en el texto).

Estas fotografías fueron luego procesadas para detectar automáticamente el campo de vectores desplazamiento asociado a cada par sucesivo de imágenes, aplicando el método PIV, y para determinar y caracterizar las zonas de deformación, usando el modulo GEODEF 1.1 desarrollado en esta tesis (capítulo 5; apéndice A). Estos resultados ayudaron a la interpretación estructural de los modelos (capítulo 6), permitiendo compararlos en el capítulo 8 con los prototipos de campo descriptos en el capítulo 7.

Serie 1

Esta serie consistió en cuatro experimentos, que difieren entre sí en la configuración extensional planteada previa al acortamiento, y en la escala geométrica utilizada. A pesar de estas diferencias, el montaje experimental es aproximadamente el mismo. Se depositó inicialmente un espesor de 2 cm de arena seca, conformado por una alternancia de bancos claros y oscuros de este material de aproximadamente 3 mm cada uno, sobre dos planchas superpuestas de acetato, cubriendo un área de 48 cm x 67 cm para el experimento 1_A, y de 35 x 39 cm para los experimentos 1_B, 1_C y 1_D. Un centímetro en los modelos representa aproximadamente un kilómetro en los prototipos de campo analizados (factor de escala geométrica $\Lambda = 10^{-5}$, ver Tabla 4.1). No se utilizaron límites laterales para minimizar los efectos de borde. De acuerdo a la geometría impuesta a la lámina de acetato superior, fue posible generar configuraciones diferentes del sistema extensional (figura 4.7). Alejando ésta lámina 2cm de la inferior

se provocó una etapa inicial de extensión afectando al *pre-rift* del modelo, representado por el paquete de arena suprayacente. En el experimento 1_A se indujo la formación de dos hemigrábenes de dirección N50°O y una zona de transferencia perpendicular a este rumbo (se eligió un sistema de referencia tal que el pistón se encuentra al oeste y avanza hacia el este de los modelos; figuras 4.7a y 4.8). En los experimentos 1_B, 1_C y 1_D se impuso una única discontinuidad basal; variando su ángulo de oblicuidad (α ; figura 4.7b) con respecto al pistón, se indujo sobre el *pre-rift* de cada modelo un hemigraben bastante simétrico, con una oblicuidad (α) de 15°, 30° y 45° respectivamente (figura 4.8).

Los depósitos de *syn-rift* fueron simulados utilizando microesferas de vidrio como relleno de los hemigrábenes generados durante la extensión (≈ 1 cm de profundidad). En el experimento 1_A se cubrió todo el modelo con una delgada lámina de este material. El espesor final de 3 cm se alcanzó utilizando arena nuevamente, alternando niveles claros y oscuros, simulando así los depósitos correspondientes al *post-rift*. Por último se dispusieron marcadores formando una malla cuadrangular que permite visualizar la deformación y reconocer las estructuras sobre la superficie de los modelos (figuras 4.8 y 4.9).

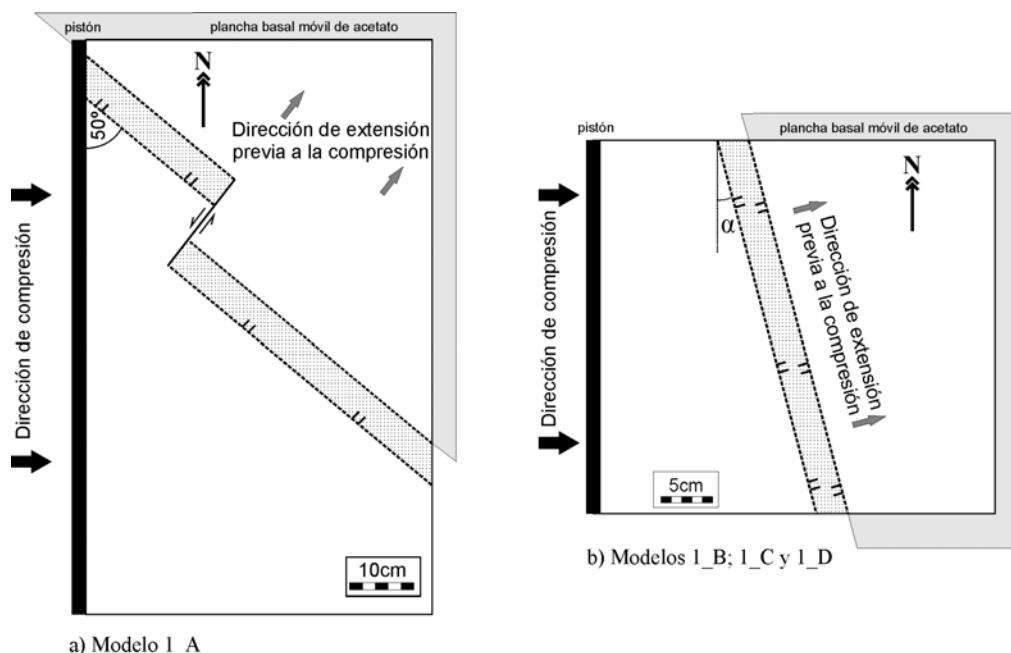


Figura 4.7: Arreglo experimental de la serie 1 de experimentos. Vista en planta de las configuraciones de las láminas basales de acetato. a) Geometría de los hemigrábenes y la zona de transferencia luego de 2 cm de extensión oblicua con respecto a la dirección de compresión posterior (modelo 1_A). b) Hemigraben oblicuo desarrollado luego de 2 cm de extensión. La oblicuidad (α) planteada fue de 15°, 30° y 45° para los modelos 1_B, 1_C y 1_D respectivamente.

La fase compresiva posterior se llevó a cabo desplazando el pistón desde el oeste hacia el este, oblicuamente al rumbo de los hemigrábenes subyacentes (figura 4.7), a una velocidad constante de 6cm/h. Se tomaron fotografías digitales en planta cada un minuto para registrar la deformación etapa por etapa.

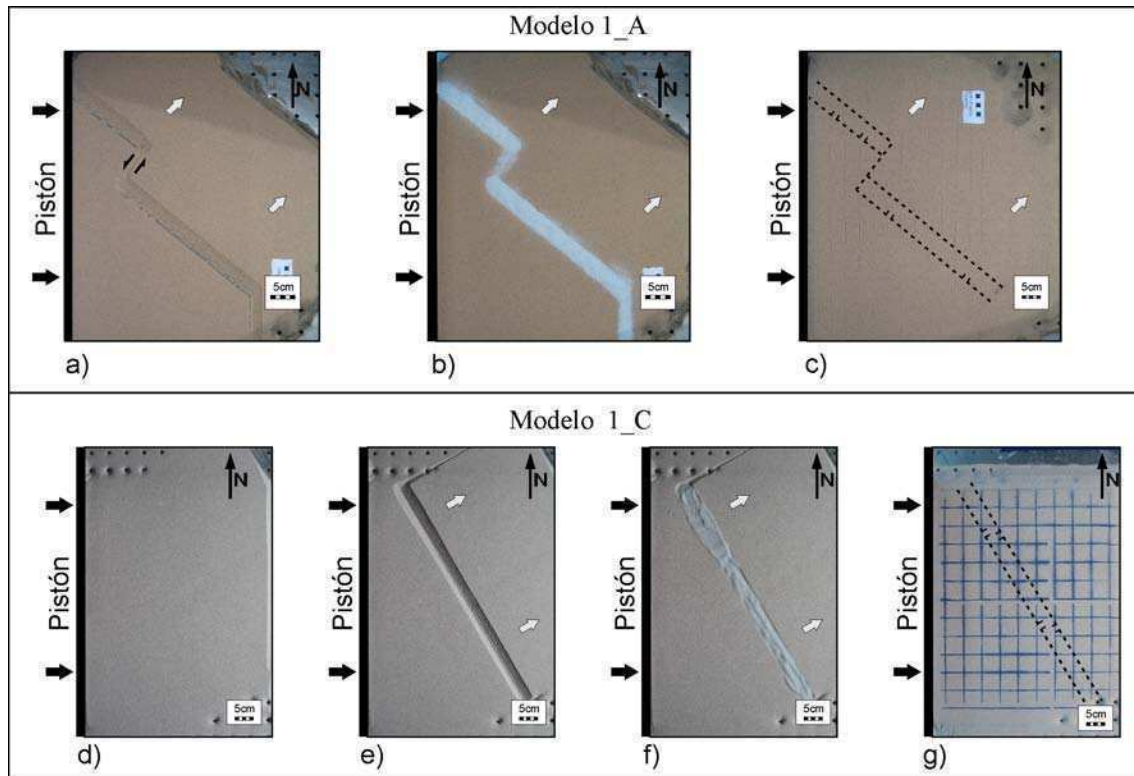


Figura 4.8: Fotografías tomadas durante la preparación de los modelos 1_A (arriba) y 1_C (abajo). Las flechas grises indican la dirección de extensión y las negras indican la dirección de compresión posterior. a), d) y e) *Pre-rift* y formación de los hemigrábenes (etapa extensional). b) y f) Relleno de los hemigrábenes con microesferas de vidrio, simulando los depósitos de *syn-rift*. c) y g) Aspecto final de los modelos antes de ser comprimidos, con la capa de arena que simula el *post-rift*. Se señala en líneas punteadas la posición del sistema extensional subyacente.

Una vez finalizados los experimentos, éstos fueron gelificados y seccionados por medio de cortes perpendiculares al pistón; estos cortes fueron escaneados e integrados en un volumen de datos con el objeto de visualizar su estructura interna. A partir de esta información, y junto con las fotografías de la superficie, se logró una cobertura tridimensional de los modelos. Su visualización se logró a partir de dos programas: el GENERADOR.EXE y el VISOR3D_2.EXE (Cristallini, 2006). El primero de estos programas interpola la información entre los cortes disponibles generando un volumen de datos equiespaciados, y el segundo permite visualizar secciones a elección en tres direcciones, cortes arbitrarios y bloques tridimensionales de los modelos. A partir de estos datos, junto con los aportados por el PIV y el GEODEF 1.1 (capítulo 5; apéndice

A) se realizó la interpretación de los arreglos estructurales resultantes en cada caso (capítulo 6).

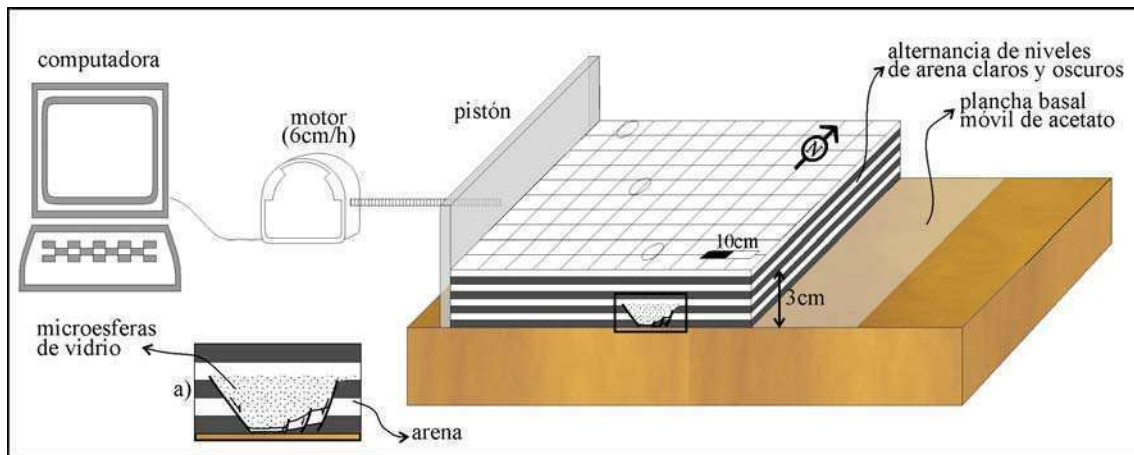


Figura 4.9: Bloque-diagrama de los modelos de la serie 1 antes de la compresión. En (a) se muestra una ampliación del perfil del hemigraben cuadrado en el esquema.

Serie 2

Esta serie consta de tres experimentos, en cada uno de los cuales se incorporó una nueva variable al sistema modelado. En todos ellos se utilizó la misma cubeta como base del modelo (figura 4.10a), la cual fue construida utilizando planchas plásticas de 2 mm de espesor y enduido sintético. El objetivo perseguido fue dimensionar la influencia que ejercen sobre la geometría regional en planta de la faja del Agrio y sobre su evolución terciaria los siguientes factores: el espesor sedimentario involucrado en la deformación, la presencia de un nivel de despegue regional, y el relieve del basamento. Para ello fue necesario asumir condiciones de borde que representaran a escala la configuración pre-terciaria de la cuenca. Se consideró como cobertura sedimentaria a la columna que abarca desde el Jurásico inferior a medio hasta el Cretácico inferior; su distribución se obtuvo superponiendo los mapas isopáquicos regionales publicados por Vergani *et al.* (1995) (figura 4.11), generándose el mapa regional de cobertura de la figura 4.12. Teniendo en cuenta que el factor de escala geométrica usado fue $\Lambda = 1,3 \times 10^{-6}$, la profundidad máxima de la cubeta construida fue menor a 1 cm (figura 4.10), despreciando por lo tanto rasgos de orden menor existentes en el basamento estructural de la cuenca, como la disposición de hemigrábenes triásico-jurásicos.

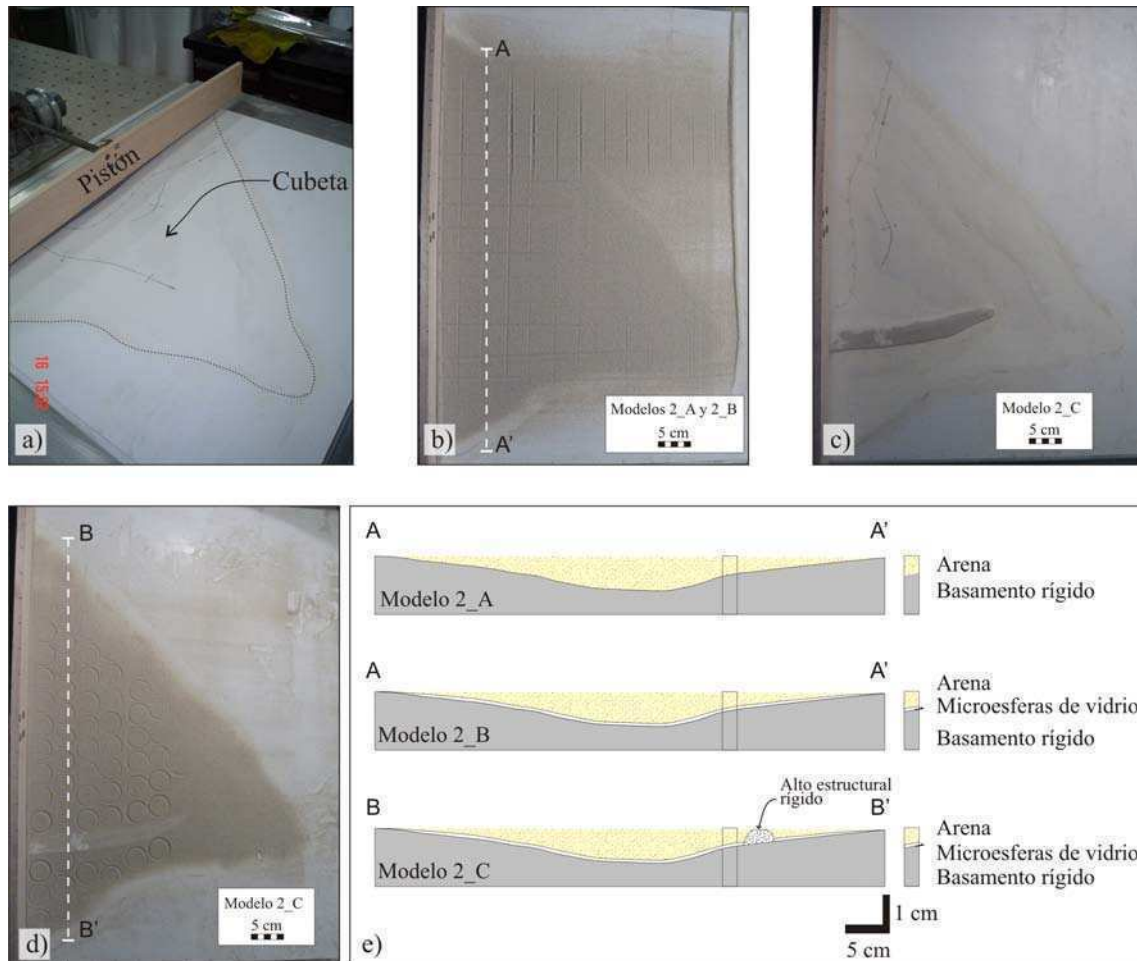


Figura 4.10: Fotografías y planteo experimental de la configuración inicial de la serie 2 de experimentos. a) Disposición de la cubeta y el pistón sobre la mesa de modelado. Se aprecian dibujados sobre la superficie a la escala del modelo la ubicación de los principales elementos estructurales de la cuenca Neuquina. b) Vista en planta de la configuración inicial de los modelos 2_A y 2_B. c) Vista en planta de la configuración experimental de la cubeta sin el material de relleno para el modelo 2_C. d) Vista en planta de la configuración inicial del modelo 2_C; obsérvese el alto estructural modelado en arcilla representando a la Dorsal de Huincul. e) Cortes longitudinales donde se aprecian las diferentes condiciones iniciales para cada modelo; como se indica en las columnas, las microesferas de vidrio actúan como nivel de despegue estructural.

Dado que el objetivo fue modelar la estructuración terciaria de la faja del Agrio, se consideró la posición del frente de deformación Cretácico de la misma como el estado inicial de la cuña orogénica. Según la información publicada de diversos segmentos (Ramos, 1981; Zapata *et al.*, 1999 a y b; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006), se reconstruyó una posición regional aproximada de este frente (figura 4.12); el acortamiento se habría transferido desde allí hacia el sector externo a través de un despegue en la base de la cobertura sedimentaria durante el Mioceno medio (Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2005 y 2006). La posición del frente Cretácico a escala fue adoptada en los modelos para ubicar el pistón como una

condición de borde al tiempo cero de la evolución simulada. El pistón utilizado fue acondicionado de manera tal que su base se adapte a medida que avanza a la geometría de la cubeta, adosándole en su borde inferior una cinta de espuma de poliuretano de alta densidad (figura 4.10a). Ya que el acortamiento calculado para la faja del Agrio durante el Terciario oscila entre los 6 km (Zapata *et al.* 2002) y los 10 km (Repol, 2006), se aplicó un acortamiento equivalente de aproximadamente 1,5 cm en todos los casos.

Con estos dispositivos experimentales y condiciones iniciales se realizaron tres modelos. Todos ellos fueron fotografiados en planta cada un minuto a medida que el pistón avanzaba a una velocidad constante de 4 cm/h. El primero de ellos (modelo 2_A) fue planteado como modelo de referencia. El único material utilizado fue arena cuarzosa seca (ver propiedades mecánicas en la figura 4.5), con el cual se rellenó la cubeta construida (figuras 4.10 a, b y e). Como se mencionó, la misma reproduce a escala la geometría regional tridimensional del basamento pre-jurásico de la cuenca Neuquina; no se incorporó en este primer modelo ningún elemento que represente a la Dorsal de Huincul. La funcionalidad de este planteo consiste en aprender la geometría y la evolución estructural resultantes al deformar una secuencia con esa particular distribución de espesores, controlada por la forma de la cuenca que la contiene y sin ninguna variable adicional. Este “modelo patrón” permitió visualizar con claridad los cambios que se produjeron en los modelos siguientes (modelos 2_B y 2_C) como respuesta a la inclusión de nuevas variables al sistema.

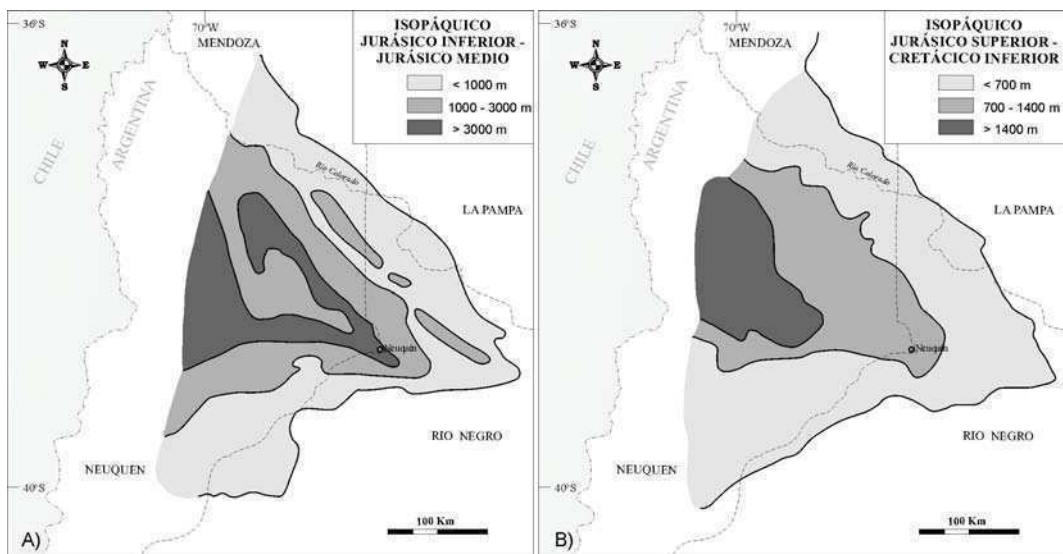


Figura 4.11: Mapas isopáquicos de la cuenca Neuquina basados en datos sísmicos y de pozos. A) Distribución de espesores de la secuencia jurásica inferior a media. B) Distribución de espesores de la secuencia jurásica superior a cretácica media. Modificado de Vergani *et al.* (1995).

En el modelo 2_B se utilizó la misma configuración experimental descrita para el modelo 2_A, pero se incluyó en la base de la secuencia una capa de aproximadamente 1 mm de microesferas de vidrio (figura 4.10 a, b y e). El bajo ángulo de fricción interna de este material (figura 4.5) permite utilizarlo como nivel de despegue estructural (Sassi *et al.*, 1993), representando de este modo a las evaporitas jurásicas, despegue regional del sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio (Viñes, 1985; Zapata *et al.*, 2002; Zapata y Folguera, 2005).

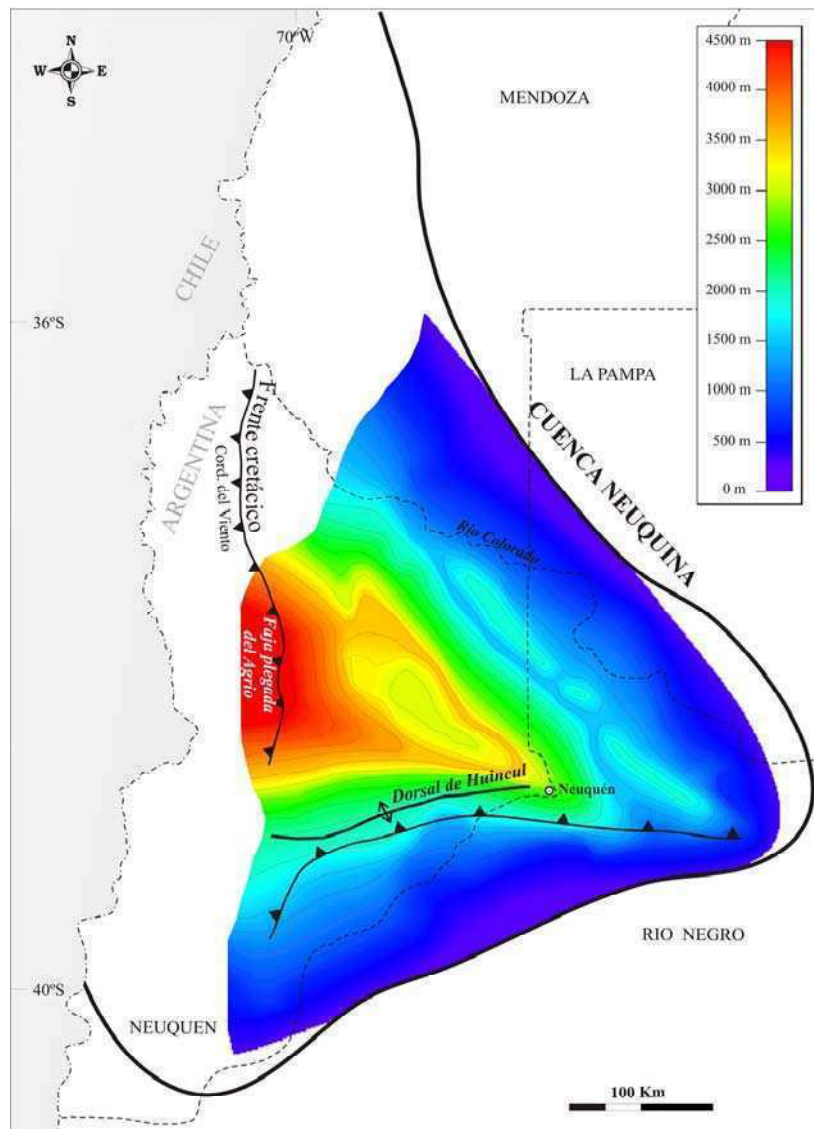


Figura 4.12: Mapa isopáquico de la cobertura jurásica inferior - cretácica inferior construido sumando los espesores de la figura 4.11. La posición aproximada del frente de deformación cretácico fue reconstruida a partir de Ramos, 1981; Zapata *et al.*, 1999 a y b; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006. En esta configuración se basa la construcción de los modelos de la serie 2.

En el modelo 2_C se incorporó a la cubeta un alto estructural perpendicular al pistón (figura 4.10 c, d y e), intentando reproducir a escala el rasgo que habría significado la Dorsal de Huincul durante la deformación terciaria de la faja del Agrio. Para ello se agregó en la posición precisa un montículo de arcilla sobre la superficie de la cuenca modelada, como muestra la figura 4.10c. Luego se depositó una delgada capa de microesferas de vidrio, y se completó el espesor del relleno con arena cuarzosa seca. De este modo, se incluyeron en este tercer modelo de la serie todas las variables investigadas: relieve del basamento, espesor de cobertura, nivel de despegue y presencia de un obstáculo en el antepaís.

Las fotografías tomadas fueron procesadas con el PIV y el GEODEF 1.1 (capítulo 5; apéndice A), y su evolución en planta fue interpretada (capítulo 6) y comparada con los arreglos estructurales regionales de la faja del Agrio (capítulo 8).

Capítulo 5

Adquisición y procesamiento de los datos

5.1. Particle Image Velocimetry (PIV)

Funcionamiento

El PIV (*Particle Image Velocimetry*) es un método óptico no invasivo para la visualización y monitoreo de flujos no lineales y movimiento de partículas en materiales sujetos a deformación, basado en técnicas de correlación de imágenes. Permite obtener una medición precisa del campo de desplazamiento instantáneo producido sobre materiales diversos, tanto en 2D como en 3D. La metodología ha sido recientemente adaptada para trabajar sobre modelos análogos desarrollados con arena, permitiendo una resolución en la determinación del desplazamiento del rango del tamaño de grano (White *et al.*, 2001; Adam *et al.*, 2005). El campo de vectores desplazamiento provocado por la traslación y distorsión del patrón de granos de arena se obtiene a partir de la correlación cruzada de fotografías digitales sucesivas, separadas por un intervalo de tiempo Δt determinado. La resolución temporal es dependiente del equipamiento utilizado, ya que se subordina a la velocidad de adquisición y transferencia fotográfica y a su capacidad de almacenamiento.

En este trabajo se utilizó un módulo de PIV generado con MATLAB denominado MatPIV v. 1.6.1, de acceso libre y código abierto, desarrollado por Sveen (2004). Este programa aplica el método PIV para realizar la correlación óptica y generar el campo de vectores correspondiente, siguiendo el flujo de trabajo que se describe a continuación.

1) A partir de una secuencia de imágenes separadas por un intervalo temporal Δt , el programa las lee de a pares consecutivas. Ambas fotografías de cada par son fraccionadas en regiones denominadas ventanas de búsqueda (*interrogation windows*); el tamaño de ventana típicamente utilizado oscila entre 64×64 y 8×8 píxeles. La

ventana de búsqueda de la imagen $n+1$ se encuentra desplazada con respecto a la n por un vector incremental (dx, dy) (n es un número natural variable entre 1 y el número total de imágenes disponible). Por medio de un algoritmo de correlación cruzada entre ambas ventanas, se realiza un rastreo y se determina para qué vector incremental las diferencias de textura entre ellas son mínimas (se define la textura como la distribución de la intensidad de grises sobre la superficie de la ventana). Se obtiene así la posición del pico de correlación (figura 5.1), definiendo el desplazamiento medio de las partículas en la ventana de búsqueda considerada. El campo de vectores desplazamiento incremental correspondiente a cada par de imágenes se construye a partir de los vectores locales calculados para todas las ventanas de búsqueda (el desarrollo detallado de los cálculos involucrados se encuentra en Sveen, 2004).

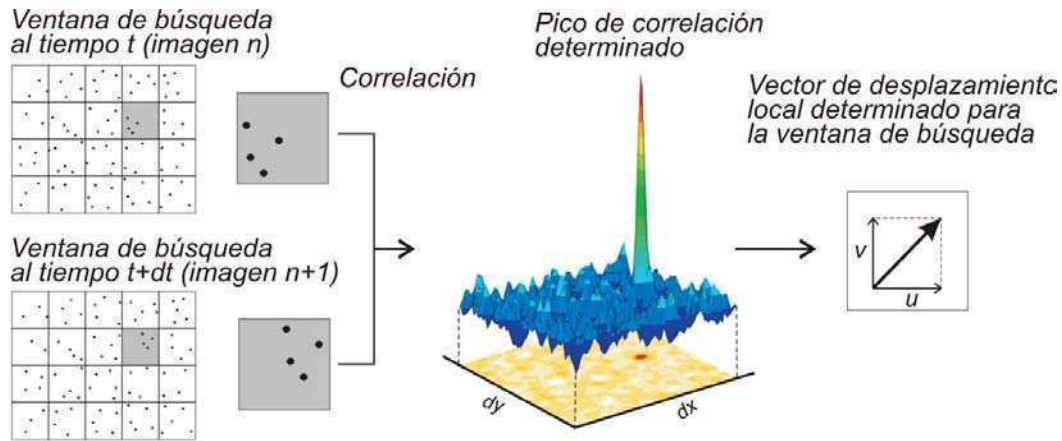


Figura 5.1: Pasos del proceso de correlación óptica y determinación de vectores desplazamiento usando PIV. Ver explicación en el texto. Modificado de La Vision Göttingen.

El MatPIV permite optar por diversos algoritmos de correlación entre ventanas. En éste trabajo se utiliza el método '*multin*', que desarrolla n iteraciones durante el proceso de búsqueda, reduciendo el tamaño de la ventana entre una iteración y la siguiente (Fincham y Spedding, 1997; Scarano y Riethmuller, 2000; Wieneke, 2001). Este método aumenta la precisión lograda, pero también el tiempo de cálculo involucrado. Requiere establecer como ventana de búsqueda un vector de $k \times 2$ que define el número de iteraciones realizadas (k) y el tamaño de ventana utilizado en cada una de ellas. En los experimentos procesados se usó el siguiente vector: $[64 \ 64; \ 32 \ 32; \ 16 \ 16; \ 16 \ 16]$; implica 4 iteraciones, comenzando con una ventana de 64×64 píxeles, y finalizando con una de 16×16 píxeles.

2) Una vez obtenidos los vectores desplazamiento, el MatPIV ejecuta una serie de filtros para remover los datos espurios:

a) Filtro señal/ruido (*Signal-To-Noise ratio filter*): el usuario establece un umbral de esta relación que define los vectores que serán descartados. La selección del umbral dependerá de la calidad de las imágenes analizadas.

b) Filtro altura del pico (*Peak height filter*): remueve aquellos vectores que presenten un pico de correlación normalizado menor a un determinado umbral definido por el usuario.

c) Filtro global (*Global filter*): descarta aquellos vectores cuyas componentes estén fuera del intervalo comprendido entre los valores medios de toda la población más/menos un factor multiplicado por su desviación standard correspondiente. De este modo elimina los vectores significativamente alejados del promedio.

d) Filtro local (*Local filter*): este filtro procura que un vector no sea “muy diferente” a sus vecinos. El área de comparación puede ser modificada por el usuario. Si trabajamos con un intervalo de 3×3 vectores, cada vector se compara con sus 8 vecinos; un valor umbral impone exactamente cuántas veces la desviación standard puede alejarse el vector de la media entre los 9 vectores de la sub-población de vecinos a la que pertenece.

3) Los vectores removidos luego de aplicar los filtros son sustituidos por nuevos vectores, generados por medio de interpolaciones lineales sucesivas. El proceso comienza por los vectores con menor cantidad de vecinos eliminados, hasta cubrir todos los datos faltantes.

Una vez concluidos estos tres pasos, el programa guarda **un archivo por cada par de fotos sucesivas de la serie, donde se registran las componentes u y v de los campos de vectores desplazamiento incrementales reconocidos medidos en píxeles**. Este archivo contiene tanto los vectores desplazamiento identificados originalmente (u , v) (paso 1) como los generados luego de aplicar los filtros e interpolar (f_u , f_v) (pasos 2 y 3). Por último guarda las **coordenadas correspondientes a cada vector desplazamiento identificado (x , y)**.

La precisión espacial en la determinación de los campos de desplazamiento lograda por medio del método de correlación PIV depende de la resolución óptica de la cámara digital empleada y del algoritmo de correlación utilizado. Como fue demostrado

por White *et al.* (2001), el método permite calcular los vectores desplazamiento sobre arena con una precisión de una décima parte de las dimensiones del píxel disponible.

En ciertas zonas de los modelos los campos vectoriales obtenidos presentan heterogeneidades indeseadas (figura 5.2a), generadas por factores tales como variaciones en la iluminación entre foto y foto, pérdida de información durante la conversión de color a monocromo, y pérdida de definición por la compresión de las imágenes al ser almacenadas; estos factores dificultan el proceso de correlación óptica (Adam *et al.*, 2005).

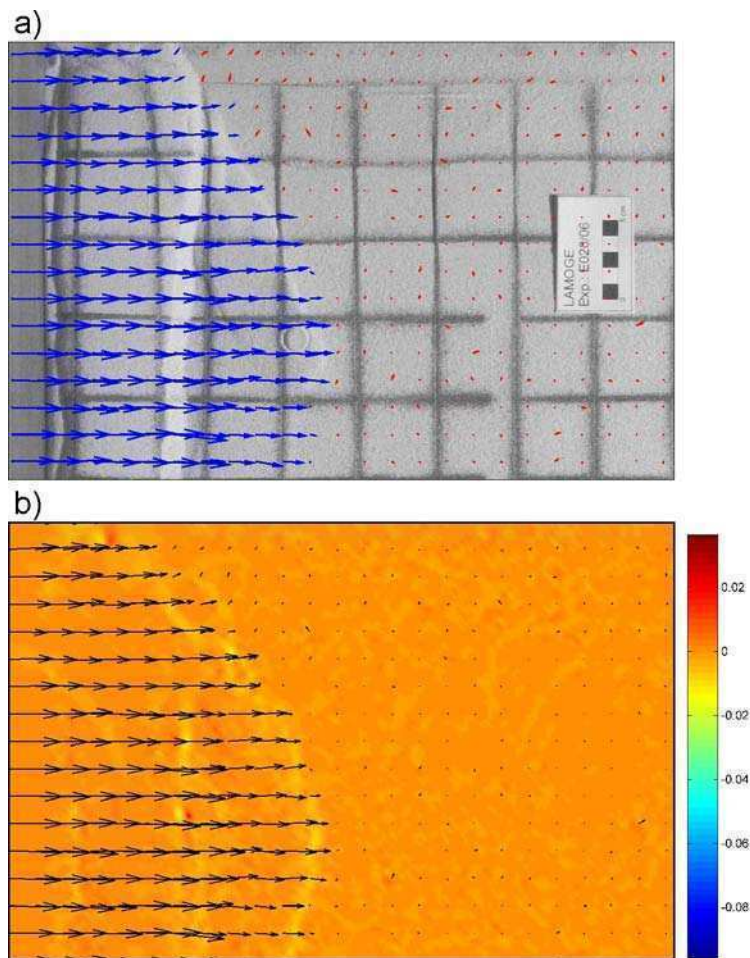


Figura 5.2: a) Campo vectorial incremental (paso 44) de un sector del experimento 1_C generado con el MatPIV v. 1.6.1. Se muestran 1 de cada 7 vectores reconocidos, con una exageración de $\sim 10\times$. Los vectores rojos son espurios, resultado de las condiciones experimentales de adquisición de las imágenes. b) Dilatación para el mismo episodio incremental calculada utilizando el programa GEODEF desarrollado para esta tesis. Ver explicación en el texto.

Aplicaciones

Las técnicas de correlación óptica PIV han sido originalmente desarrolladas en el campo de la dinámica de fluidos (Landreth y Adrian, 1988). En tiempos más recientes su uso se expandió hacia la investigación de deformación de medios granulares (White *et al.*, 2001; Adam *et al.*, 2002 y 2005; Wolf *et al.*, 2003), lo cual enriqueció notablemente el estudio cuantitativo de modelos análogos (Adam *et al.*, 2005). Una de las ventajas incorporadas es la posibilidad de identificar de manera automática zonas de concentración de la deformación (figura 5.2b), así como también de determinar sus características, como se describe en el apartado siguiente. Esta aplicación se orienta a resolver problemas geológicos diversos, como muestran los trabajos recientemente publicados donde se analizan los siguientes procesos: la evolución del fallamiento normal sobre secuencias basálticas (Holland *et al.*, 2006), los fenómenos extensionales asociados a eventos tectónicos colisionales (Haq y Davis, 2008), la evolución de una cuña orogénica doble-vergente y su interacción con procesos erosivos (Cruz *et al.*, 2008; Hoth *et al.*, 2008), el fallamiento y la respuesta mecánica de suelos durante eventos sísmicos (Knappett *et al.*, 2006), la formación y evolución de zonas de cizalla sobre materiales de diversas reologías (Schrank *et al.*, 2008), y la deformación de aparatos volcánicos asociada a movimiento de magma (Le Corvec y Walter, 2009). Este tipo de aplicación de técnicas PIV en el modelado análogo de procesos tectónicos significan un paso importante hacia el planteo de comparaciones cuantitativas tanto con modelos numéricos (van Gent *et al.*, 2008) como con patrones de deformación neotectónica derivada de datos GPS.

Otra línea de trabajo ha avanzado en la aplicación de esta técnica sobre fotografías aéreas. Chen *et al.* (2006) lograron determinar la geometría de la zona de falla de Chihshang, ubicada en una región densamente vegetada al este de Taiwán, aplicando el método PIV: utilizando una foto aérea previa y una posterior al sismo de 2003 ($M=6,5$) obtuvieron el campo de desplazamiento horizontal asociado; los resultados fueron corroborados a partir de datos GPS y mediciones geodésicas. De igual modo, Chan *et al.* (2004) determinaron el campo de desplazamiento horizontal asociado a la zona de ruptura generada por el terremoto Chi-Chi ocurrido al noroeste de Taiwán en 1999. Este evento desencadenó un deslizamiento no catastrófico; su tamaño, las direcciones de movimiento del material, y la superficie involucrada fueron

detalladamente determinados por medio de la correlación de fotografías aéreas previas y posteriores al deslizamiento (figura 5.3; Tseng *et al.*, 2009).

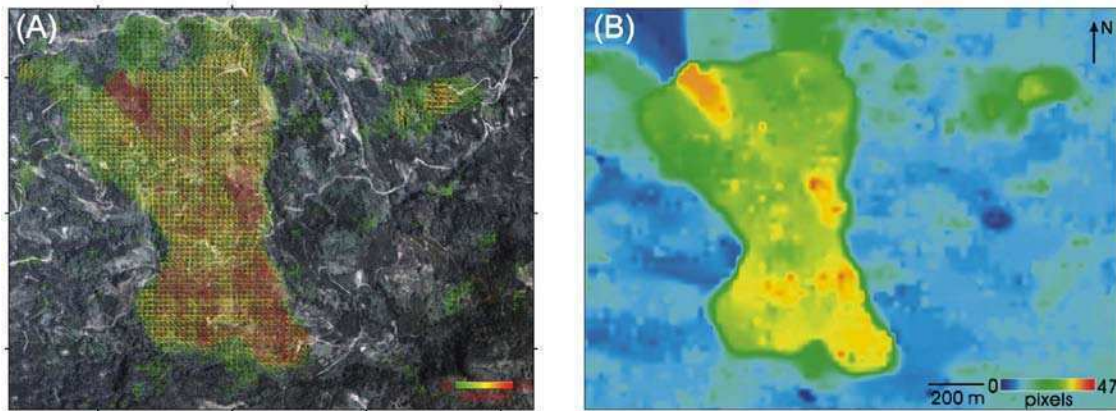


Figura 5.3: (A) Dirección y magnitud de los desplazamientos asociados al deslizamiento, superpuestos a las dos fotos aéreas correlacionadas óptimamente por medio del método PIV. (B) Mapa de magnitudes de desplazamiento en píxeles; obsérvese la resolución lograda en la determinación de los límites del material movilizado. Tomado de Tseng *et al.* (2009).

5.2. Desarrollo del módulo GEODEF 1.1: determinación y caracterización de zonas de deformación

Introducción

Se presenta en este apartado el desarrollo de un módulo programado en MATLAB 7.0 que permite derivar la deformación sufrida por una superficie a partir del campo de vectores desplazamiento asociado (ver código en el apéndice A); este último es obtenido por medio del método de correlación óptica PIV con el programa MatPIV v. 1.6.1 (Sveen, 2004), como fue descrito en el apartado anterior. El interés de este proceso surge de la complejidad que puede adoptar la relación desplazamiento/deformación, que en la mayoría de los casos no resulta directa (figura 5.4). Por lo tanto, para deducir la distribución y las características de la deformación a partir de un campo de vectores desplazamiento determinado es necesario obtener matemáticamente la matriz deformación asociada.

Se realiza en este trabajo un análisis bidimensional del problema, lo cual implica una simplificación de los arreglos de deformación y desplazamiento al plano horizontal. Esta aproximación resulta aceptable para las analogías planteadas teniendo en cuenta

que durante el desarrollo de fajas montañosas, el movimiento de masa producido en la horizontal es por lo general un orden de magnitud mayor al registrado verticalmente.

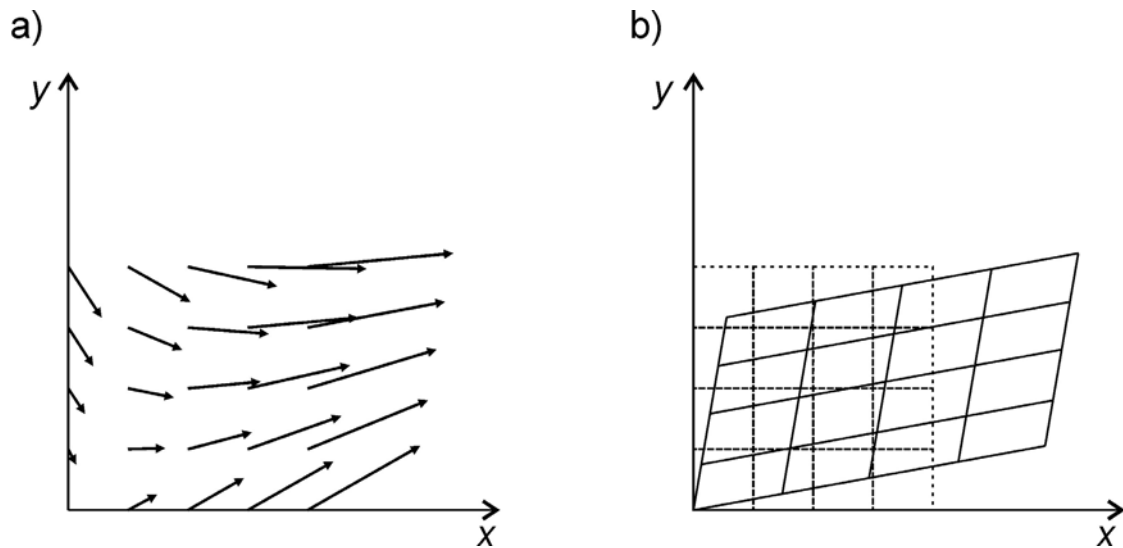


Figura 5.4: La figura ilustra la complejidad que puede adoptar el campo de vectores desplazamiento (a) asociado a un evento deformativo homogéneo rotacional sencillo (b).

Otra aproximación empleada es la asunción de que los gradientes del campo de vectores desplazamiento están definidos en todo punto de la superficie de los modelos estudiados. Esto implica que la deformación registrada se considera continua, lo cual no es estrictamente cierto, ya que sobre la superficie de los modelos se generan numerosas discontinuidades o fallas (figura 5.2a). Sin embargo, la definición de deformación continua o discontinua depende de la escala de observación (figura 5.5; Ramsay, 1969; King, 1983). Los procesos de deformación frágil, como los analizados en este trabajo, pueden mostrar a escala macroscópica un campo de vectores desplazamiento aparentemente continuo (Rutter, 1986) y localmente homogéneo, como se explicó en el capítulo 2. La aproximación de continuidad equivale a considerar un campo de vectores desplazamiento incremental suave, donde los grupos de fallas y pliegues generados se disponen en relación al estado regional de la deformación general producida, incluyendo tanto la deformación continua como la discreta. Este nivel de análisis permite identificar zonas de concentración de la deformación tempranamente durante la evolución de un modelo, antes de que se produzca una estructura observable. Asimismo, provee elementos valiosos para estudiar la cinemática de la deformación en relación a arreglos de fallas, como se verá más adelante.



Figura 5.5: La caracterización de la deformación como continua o discontinua depende de la escala de observación. Como se aprecia en esta fotografía deformada, la misma aparenta ser continua al observarla a aproximadamente 1 m de distancia, pero al acercarla a unos 10 cm de los ojos se aprecian líneas de discontinuidad.

GEODEF 1.1

El objetivo de este programa es calcular y visualizar tanto la deformación incremental como la deformación progresiva, a partir de los $n - 1$ campos vectoriales obtenidos por medio del MatPIV (un campo vectorial por cada par de fotografías correlacionadas, siendo n el número total de fotografías de la secuencia deformacional analizada). El programa (apéndice A) trabaja en tres etapas o módulos:

1) Determinación de la deformación incremental

Este módulo realiza dos procesos:

1º) Sobre cada una de las fotografías de la secuencia registrada (excepto la última) se dibujan los vectores desplazamiento correspondientes al par incremental (figura 5.6). El módulo guarda un archivo JPG por cada par, denominado *Vectores_n.jpg*

2º) Se calculan las derivadas direccionales para cada campo vectorial incremental; el intervalo de derivación (dx , dy) puede ser definido por el usuario en píxeles (ej.: 64x64 píxeles). Estos elementos de área deben ser lo suficientemente pequeños como para que el gradiente sea aproximadamente constante dentro de cada uno de ellos, y por lo tanto su deformación homogénea (figura 3.1), permitiendo trabajar con valores incrementales finitos y no infinitesimales. De este modo se calcula para cada campo incremental las componentes de su gradiente:

$$\begin{aligned} [U_x, U_y] &= \left(\frac{\partial f_u}{\partial x}; \frac{\partial f_u}{\partial y} \right); \\ [V_x, V_y] &= \left(\frac{\partial f_v}{\partial x}; \frac{\partial f_v}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (5.1)$$

Esto permite calcular a su vez la cizalla simple (CS), la dilatación (Dil) y la rotación (Rot) incremental aplicando las ecuaciones 3.17, 3.18 y 3.19 respectivamente. Finalmente se generan mapas de colores según el valor de estos parámetros sobre la horizontal (figura 5.6), y se guardan los archivos *CS_n.jpg*; *Dil_n.jpg* y *Rot_n.jpg* para cada par de fotos correlacionadas.

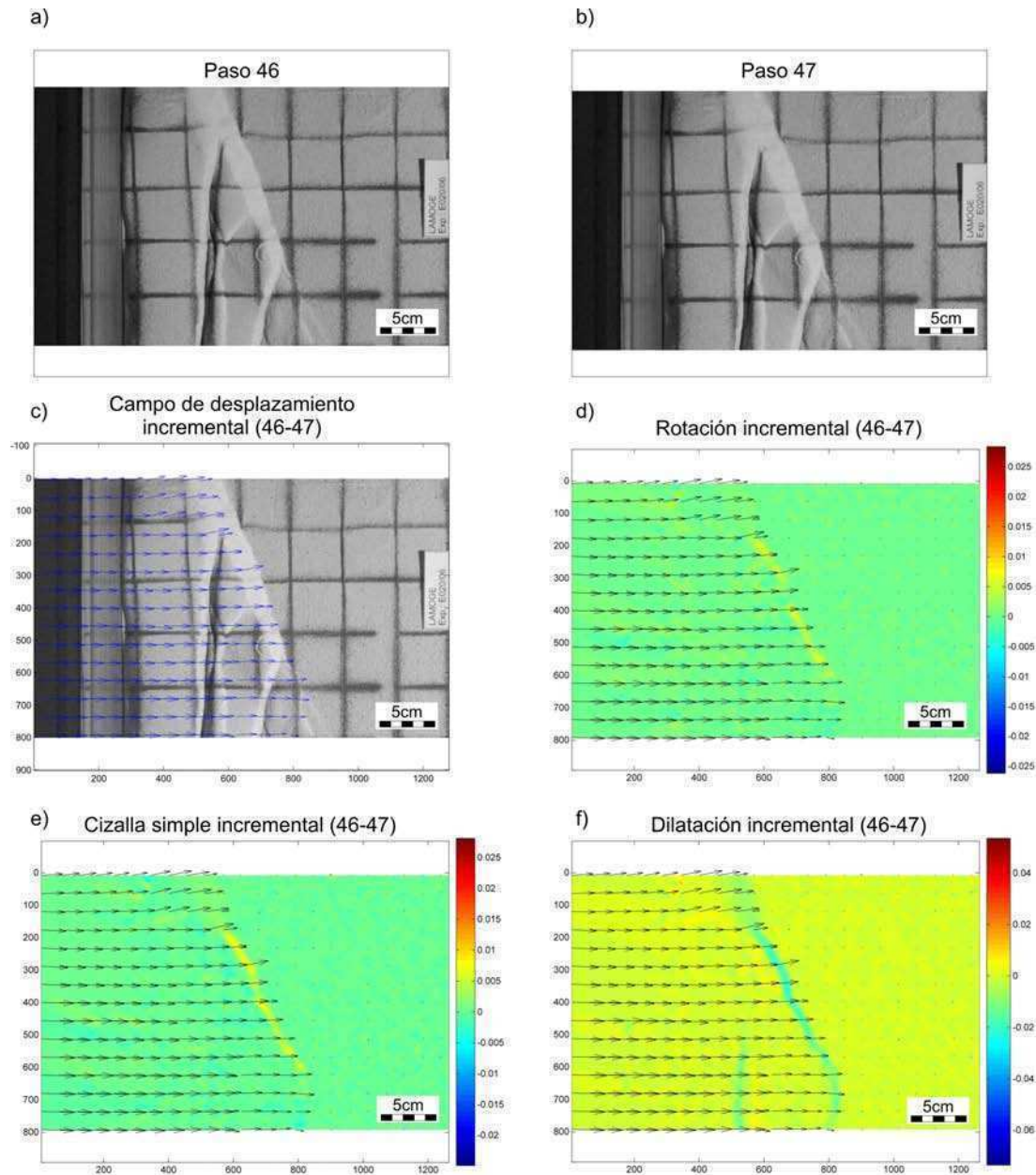


Figura 5.6: a-b) Par de fotografías sucesivas de un sector del modelo 1_C registrando un incremental (2 mm) de acortamiento (paso 46-47: acortamiento total 8,4 cm – 8,6 cm respectivamente). Nótese que a simple vista no se reconocen cambios entre ambas fotos. c) Campo de desplazamiento incremental correspondiente trazado sobre la fotografía 46. Se muestra 1 de cada 7 vectores reconocidos ($g = 6$) tanto en x como en y, con una exageración de 10x ($ss = 10$). d), e) y f) Parámetros de la deformación incremental calculados para el mismo paso. Ver explicación en el texto.

Se obtiene de esta forma por medio del GEODEF 1.1 un conocimiento preciso de la distribución y características de la deformación que experimenta la superficie del modelo (figura 5.6 d-f), imposible de reconocer mediante su inspección ocular luego de aplicar un acortamiento muy pequeño (aproximadamente 2 mm; figura 5.6 a-b).

La Tabla 5.1 enumera los parámetros de entrada requeridos por el programa.

Tabla 5.1: Parámetros de entrada requeridos por el programa.

Parámetro	
nombre	Denominación de los archivos antes del número de foto. Ej: <i>nombre1.jpg; nombre2.jpg; etc.</i>
g	Número de vectores que se saltan por cada vector representado. Vale tanto para vectores desplazamiento como para ejes de elipses de deformación. Afecta sólo a la visualización de los resultados.
ss	Factor que genera un estiramiento en los vectores representados. $ss = 1$ grafica sin exageración. Afecta sólo a la visualización de los resultados.

II) Determinación de la deformación progresiva

Este módulo realiza dos procesos:

1º) Para el primer paso de deformación incremental se construye la matriz deformación (ecuación 3.9) correspondiente a cada elemento de área del modelo ($D_{1(i,j)}$). Se hace lo mismo para el segundo incremental ($D_{2(i,j)}$), y se calcula la matriz producto ($D_{ac_2} = D_{2(i,j)} \times D_{1(i,j)}$), que representa la deformación acumulada luego de dos incrementales de deformación. Se obtiene así la deformación acumulada en cada elemento de área del modelo. El paso siguiente consiste en aplicar otro incremental de deformación (ecuación 3.25), y así sucesivamente, generando la operación siguiente

$$D_{ac_n-1(i,j)} = D_{n-1(i,j)} \times D_{n-2(i,j)} \times \dots \times D_{2(i,j)} \times D_{1(i,j)} \quad (5.2)$$

Antes de la aplicación de cada nuevo incremental se procede a calcular la cizalla simple acumulada (CS ac), la dilatación acumulada (Dil ac) y la rotación acumulada (Rot ac), utilizando las ecuaciones 3.17, 3.18 y 3.19 y teniendo en cuenta que las componentes de la matriz deformación están dadas por la ecuación 3.9. Se generan mapas de colores según el valor de estos parámetros sobre la horizontal (figura 5.7), y

se guardan después de cada paso los archivos CS_ac_n.jpg; Dil_ac_n.jpg y Rot_ac_n.jpg

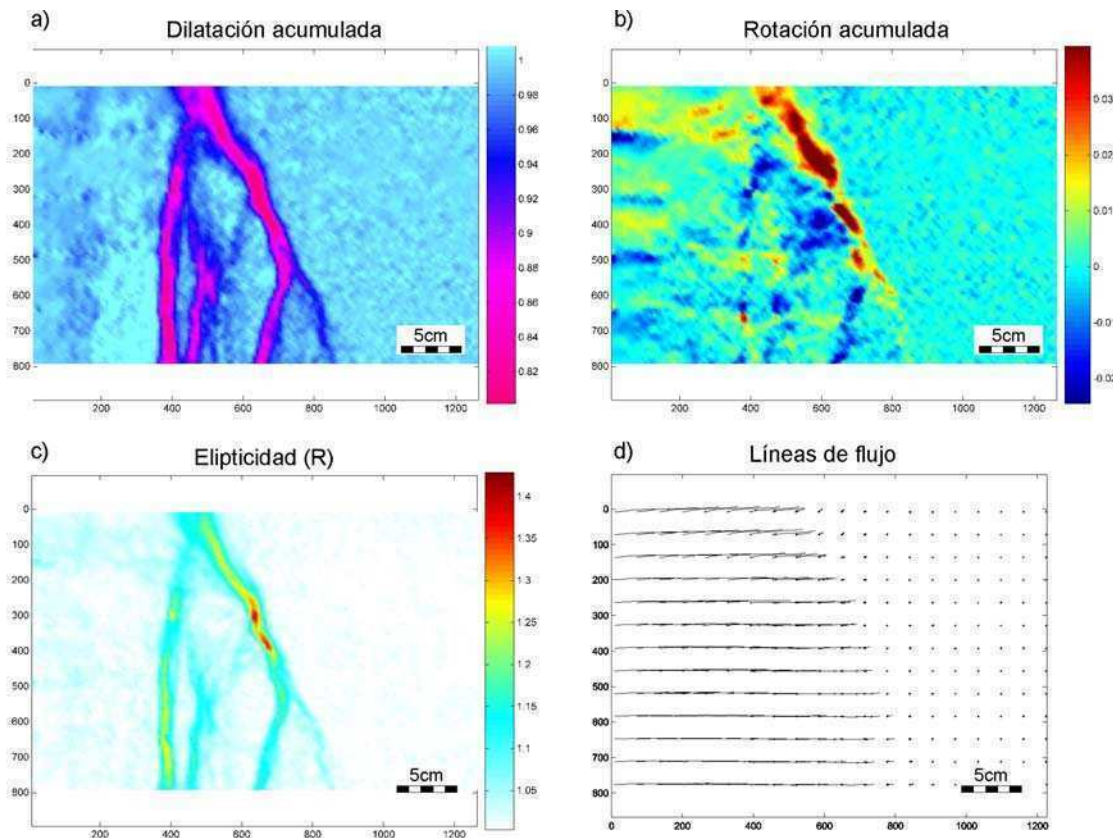


Figura 5.7: a), b) y c) Parámetros de la deformación acumulada luego de 8,4 cm de acortamiento (paso 46) d) Líneas de flujo mostrando el desplazamiento de partículas luego de 8,4 cm de acortamiento. Ver explicación en el texto.

2º) Para cada estadio de la deformación progresiva, se obtienen los ejes mayor y menor de la elipse de deformación asociada a cada elemento de área considerado, aplicando la ecuación 3.12 sobre cada matriz $Dac_{(n)}(i,j)$. Como se explicó en el apartado 3.3, a cada matriz generada en cada uno de elementos de área del modelo le corresponde una elipse de deformación; los ejes obtenidos para cada paso acumulado son graficados sobre la imagen del episodio correspondiente del proceso (figura 5.8). Estas figuras son guardadas con formato EPS. La elipticidad correspondiente R (ecuación 3.13) puede ser calculada fácilmente, y permite visualizar la progresión de la deformación con claridad (figura 5.7). Los mapas resultantes son guardados como *Elipticidad_ac_n.jpg*.

La Tabla 5.1 enumera los parámetros de entrada requeridos.

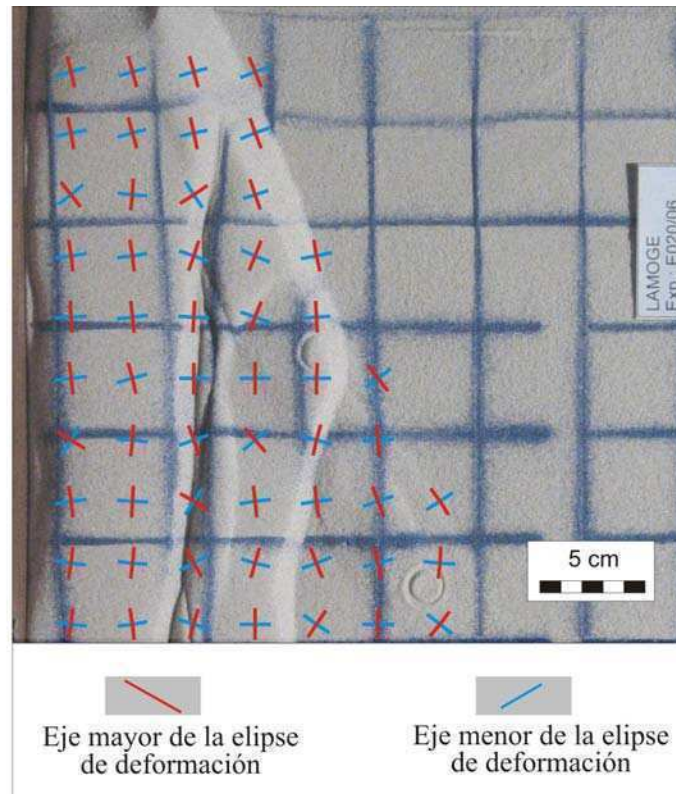


Figura 5.8: Fotografía de la superficie del modelo 1_C luego de 10,3 cm de acortamiento, superponiendo los ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas con el GEODEF 1.1. La exageración aplicada a los ejes es de 50x ($ss = 50$); se grafica 1 de cada 13 ejes reconocidos ($g = 12$).

III) Trazado de líneas de flujo

Este módulo genera un gráfico donde se dibujan los vectores desplazamiento incremental superpuestos, considerando al punto final de cada vector en un paso incremental como el origen del vector en el paso incremental siguiente. El gráfico de las líneas de flujo generadas (figura 5.7) se guarda en formato vectorial EPS, denominándolo flujo.eps

Los parámetros de entrada requeridos en este caso son g y *nombre* (ver Tabla 5.1).

Capítulo 6

Resultados e interpretación de los modelos análogos

6.1. Serie 1: Reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales

En esta primer serie de experimentos se modeló la reactivación de estructuras extensionales oblicuas a la dirección de acortamiento aplicada. Se diseñaron diferentes configuraciones extensionales iniciales: en el experimento 1_A, se indujeron dos hemigrábenes orientados a 50° con respecto al pistón, conectados por una zona de transferencia transcurrente perpendicular a las estructuras (figura 4.7a). Como se describe a continuación, al desplazar el pistón y comprimir este arreglo inicial se desarrolló un sistema de fallas inversas complejo, el cual fue interpretado tanto en cortes transversales como en planta.

En los experimentos 1_B, 1_C y 1_D se realizó un planteo extensional estructuralmente más simple, con un único hemigraben oblicuo al pistón, modificando su ángulo de oblicuidad (α) en cada caso ($\alpha = 15^\circ$, 30° y 45° respectivamente; figura 4.7 b). Sobre las fotografías tomadas en planta de la evolución de estos modelos se aplicó el PIV y se corrió el GEODEF 1.1, permitiendo realizar un análisis comparativo de los resultados, y evaluar la respuesta estructural en cada sector.

Partiendo de un conocimiento acabado de la geometría de las estructuras extensionales presentes en el “basamento” de los modelos, y de la dirección de la compresión aplicada, se analizó la influencia que ejercen las primeras sobre el arreglo estructural generado durante la contracción oblicua.

a) Modelo 1_A

Resultados (parte de estos resultados fueron publicados en Yagupsky *et al.*, 2007)

Etapas extensional

Durante la etapa extensional del experimento, una de las láminas de acetato basal fue separada 2cm de la otra, que permaneció fija, dividiendo en dos grandes bloques al material suprayacente (figura 4.7a). Entre ellos se formaron fallas normales conjugadas; la falla maestra coincidió con el borde de la lámina fija, inclinándose 40° hacia el noreste del modelo (figuras 4.9 y 6.1E). Las fallas conjugadas en el bloque colgante limitan tres bloques menores, produciendo una leve asimetría en los hemigrábenes. Este esquema se mantiene a lo largo del rumbo de los mismos, mostrando algunas variaciones menores. El eje del sistema extensional y las fallas principales y menores que lo componen presentan una orientación perpendicular a la dirección de extensión aplicada, formando un ángulo de 50° con el pistón (figura 4.7a). Entre las fosas generadas se indujo una zona de transferencia perpendicular al rumbo de las mismas. Su configuración consiste en una única falla transcurrente con desplazamiento senestral y traza recta (figura 4.8a). A ambos lados de la zona de acomodación se reproduce la misma vergencia y configuración de las fallas normales.

Etapas compresiva

En la figura 6.2 se observan ocho fotografías tomadas en planta, cada una de las cuales registra un estadio durante la evolución del modelo planteado. Se indica la posición aproximada de las estructuras subyacentes, las cuales fueron reacomodadas según el acortamiento sufrido en cada etapa. Este procedimiento se realizó suponiendo una deformación continua del bloque, lo cual no es exacto, pero permite conocer con suficiente precisión la ubicación de los hemigrábenes “a” y “b” y de la zona de transferencia en el momento registrado por cada fotografía. Asimismo, se indican sobre cada una de ellas los corrimientos y los retrocorrimientos formados. El estado de deformación final del experimento puede verse en la figura 6.2H. Se identificaron con números las fallas inversas mapeadas, respetándose esta nominación para las fallas correspondientes en los cortes transversales del modelo (figura 6.1). También se numeró

a las fallas en función de su orden de ocurrencia y persistencia durante la deformación (figura 6.3).

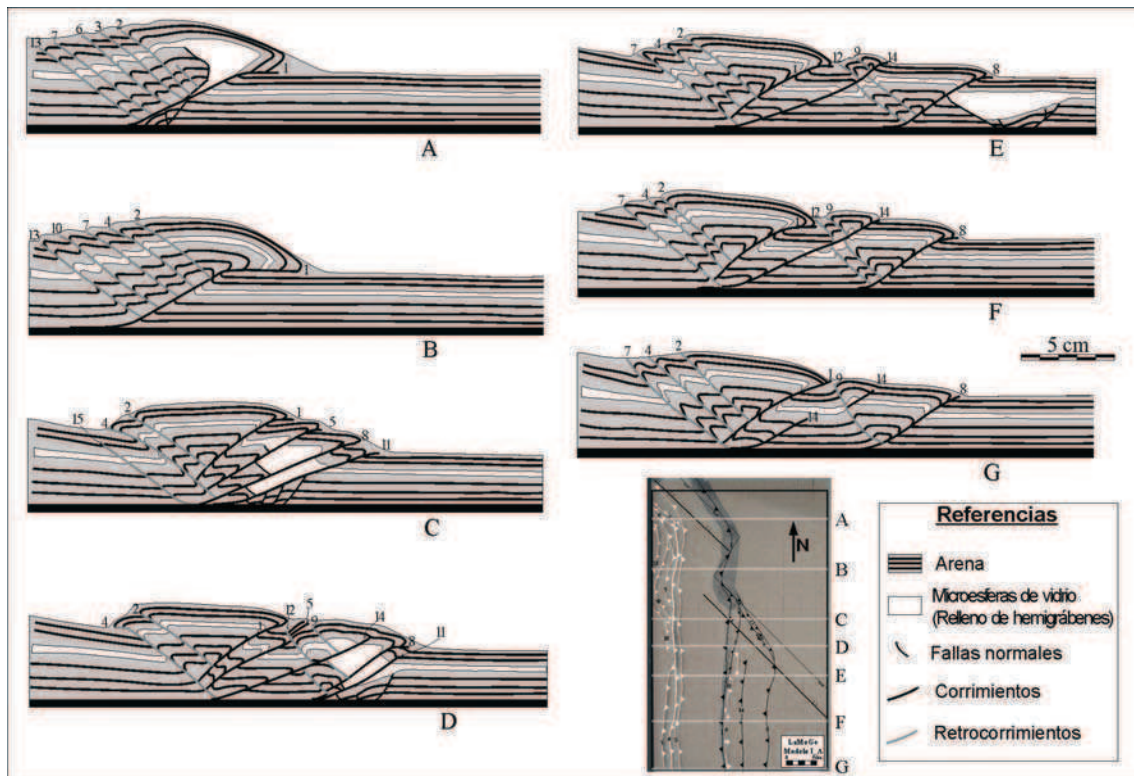


Figura 6.1: Interpretación de los cortes paralelos a la dirección de compresión (E-O) realizados sobre el modelo una vez deformado. La numeración empleada para las estructuras se corresponde con la de la figura 6.2.

Luego de los primeros 1,4 cm de acortamiento (**estadio B** en la figura 6.2) se formaron simultáneamente un corrimiento (1) y un retrocorrimiento (2) conjugados, generando una estructura tipo *pop-up*. La traza del corrimiento acompaña la dirección del hemigraben “a” subyacente, se curva al alcanzar la zona de transferencia, y desde allí hacia el sur del modelo adopta un rumbo N-S perpendicular a la dirección de compresión. Se identifica sobre esta estructura una leve inflexión al atravesar el hemigraben “b”. Analizando los cortes del estado final del modelo (figura 6.1), se observa en la sección A que el corrimiento 1 descripto aprovecha para su desarrollo la envolvente de los bloques menores fallados de la pared colgante del hemigraben (figura 6.4). Al alcanzar el acortamiento final, el relleno es extruido y la falla alcanza la superficie del modelo, generando un pliegue de limbo frontal volcado. Este corrimiento es a su vez responsable del desplazamiento pasivo del bloque yacente del hemigraben

sobre el bloque colgante del mismo. La falla maestra del hemigraben registra una muy leve reactivación (figura 6.5a).

El retrocorrimiento 2 (figura 6.2B) presenta una traza subparalela al corrimiento 1 conjugado, y desarrolla un suave pando a la altura de la zona de transferencia generada entre los hemigrábenes “a” y “b” subyacentes. Al norte de esta zona de transferencia su rumbo es oblicuo al pistón, adaptándose a la dirección del hemigraben “a” (rumbo N 50° O). La distancia entre el corrimiento 1 y el retrocorrimiento 2 descriptos medida perpendicularmente a su rumbo no es constante a lo largo del mismo; su separación es de 9 cm en promedio a lo largo del sector con rumbo N-S, disminuyendo a 6 cm en su tramo oblicuo, controlado por la geometría del hemigraben “a” subyacente. En este último sector, sin embargo, la distancia de 9 cm se mantiene si se la mide perpendicularmente al pistón.

Al alcanzar 2,2 cm de acortamiento (**estadio C** en la figura 6.2) se desarrollan los retrocorrimientos 3 y 4, en secuencia con respecto al anterior (retrocorrimiento 2). El rumbo del retrocorrimiento 3 es aproximadamente N 50° O y se extiende abarcando parte de la longitud del hemigraben “a”, cuya posición inferida se muestra en la figura 6.2C. El retrocorrimiento 4 es predominantemente N-S, y se desarrolla desde el extremo sur del modelo hasta la zona de transferencia, donde muestra una inflexión subparalela a la que presenta el retrocorrimiento 2 en ese sector, uniéndose más al norte con el retrocorrimiento 3. Durante la evolución de estas estructuras el frente de deformación, representado por el corrimiento 1, permanece activo.

En el **estadio D**, luego de 4,2cm de acortamiento, se producen las estructuras 5, 6 y 7 de la figura 6.2D. El corrimiento 5 corta un sector del hemigraben “b” subyacente, afectando parte de su relleno. En la sección C de la figura 6.1 y en la figura 6.5b puede observarse cómo esta estructura corta y desplaza la falla maestra limitante del hemigraben. Hacia el norte se fusiona con el antiguo frente de deformación conformado por el corrimiento 1, el cual mantiene su actividad (figura 6.2D). Los retrocorrimientos 6 y 7 se generan en secuencia con los descriptos para las etapas de deformación previas, y su arreglo geométrico es similar. No obstante, el retrocorrimiento 7 interrumpe su desarrollo uniéndose con el retrocorrimiento 4 de la etapa anterior en un tramo que coincide hacia el este del modelo con la extensión abarcada por el corrimiento 5 (figura 6.2D).

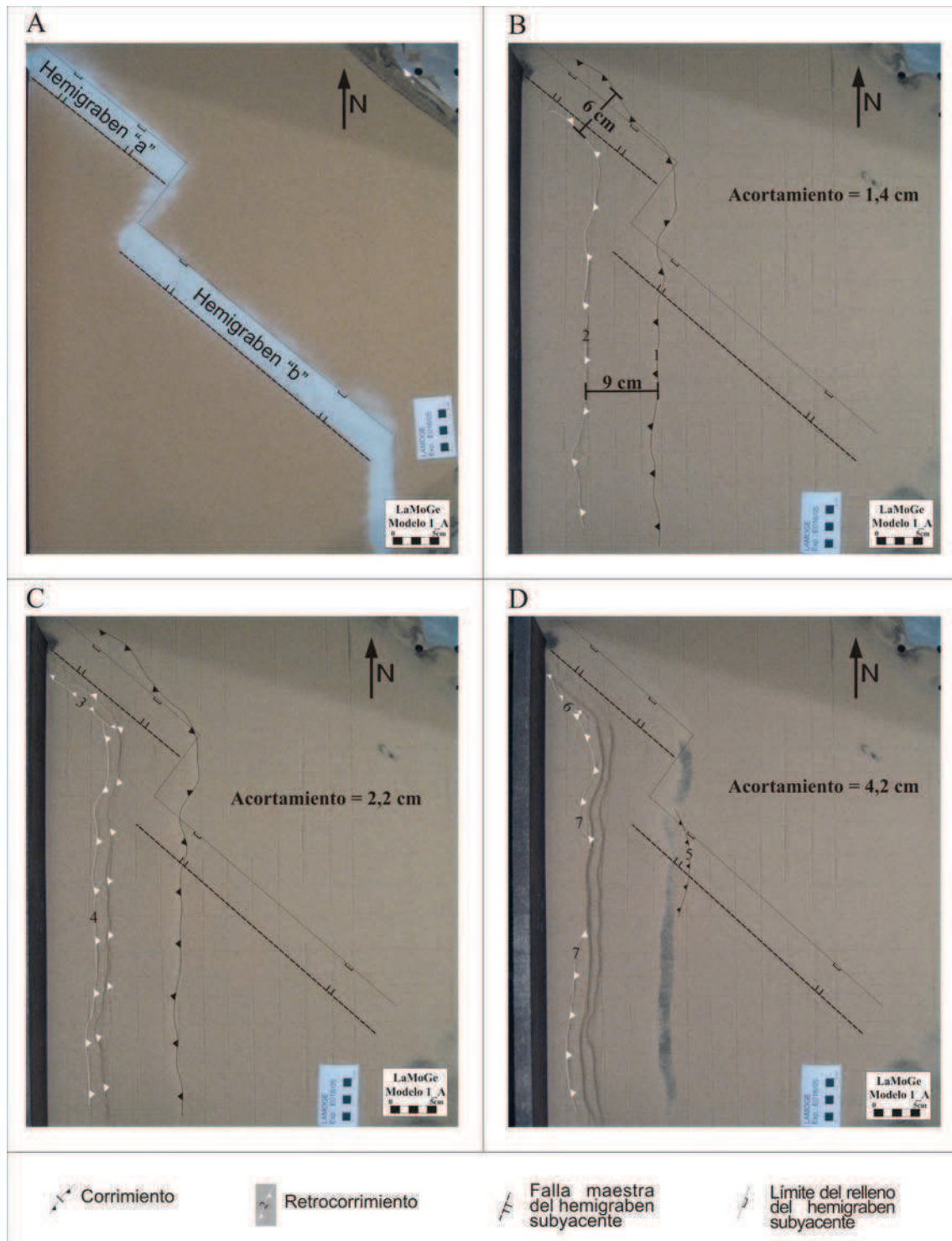


Figura 6.2: Fotografías y mapeo estructural de la superficie del modelo 1_A en distintos estadios de su evolución (ver descripción detallada en el texto). A) Esquema estructural del modelo luego de 2 cm de extensión. B), C) y D) Estadios durante la deformación compresiva; se indica la posición inferida de los hemigrábenes subyacentes. Los corrimientos y los retrocorrimientos son numerados para su identificación.

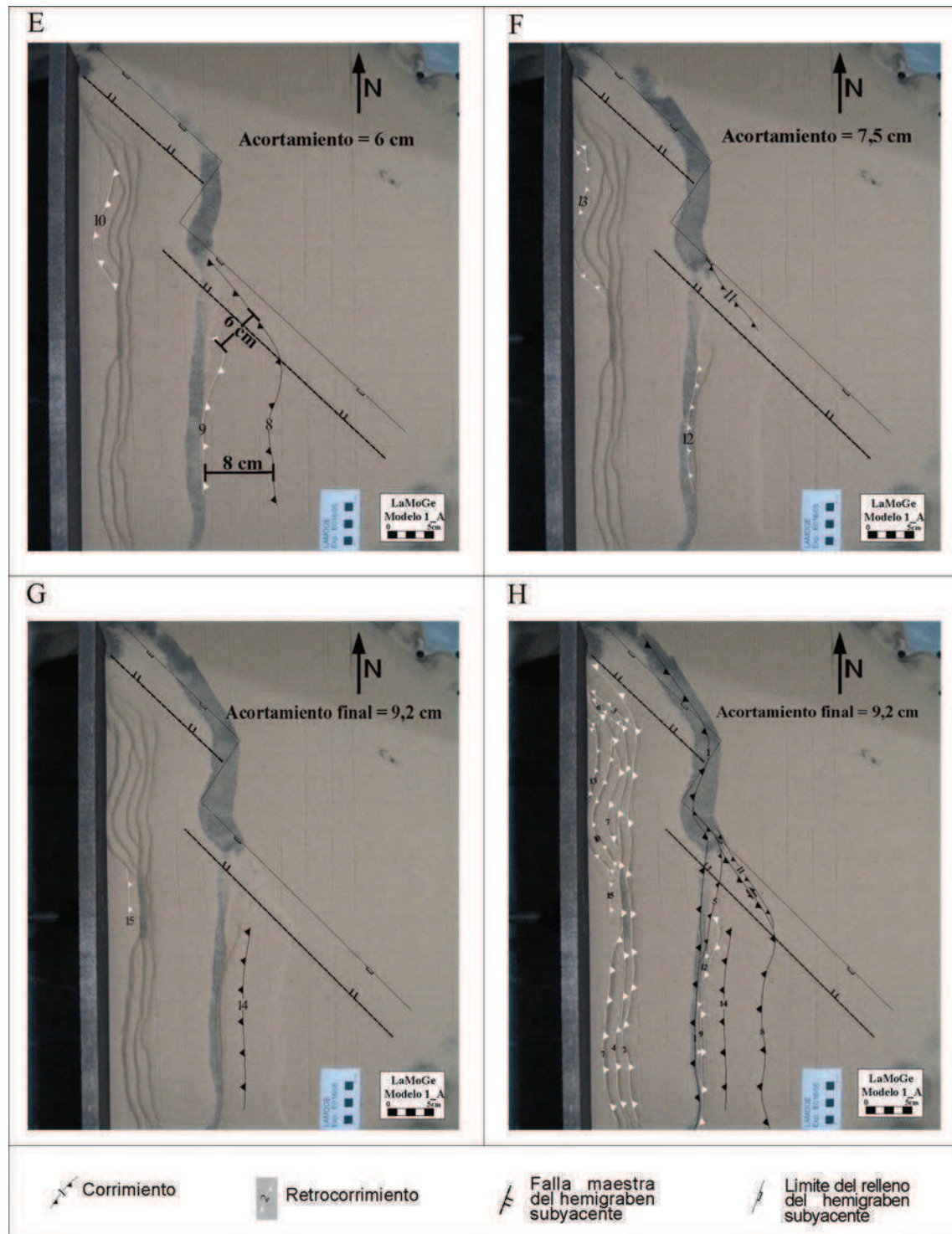


Figura 6.2: E), F) y G) Estadíos de la deformación compresiva; se indica la posición inferida de los hemigrábenes subyacentes y se marcan las estructuras formadas en cada etapa, numeradas para su identificación. H) Foto y mapeo estructural del estado final del modelo. En negro se indican los corrimientos y en blanco los retrocorrimientos.

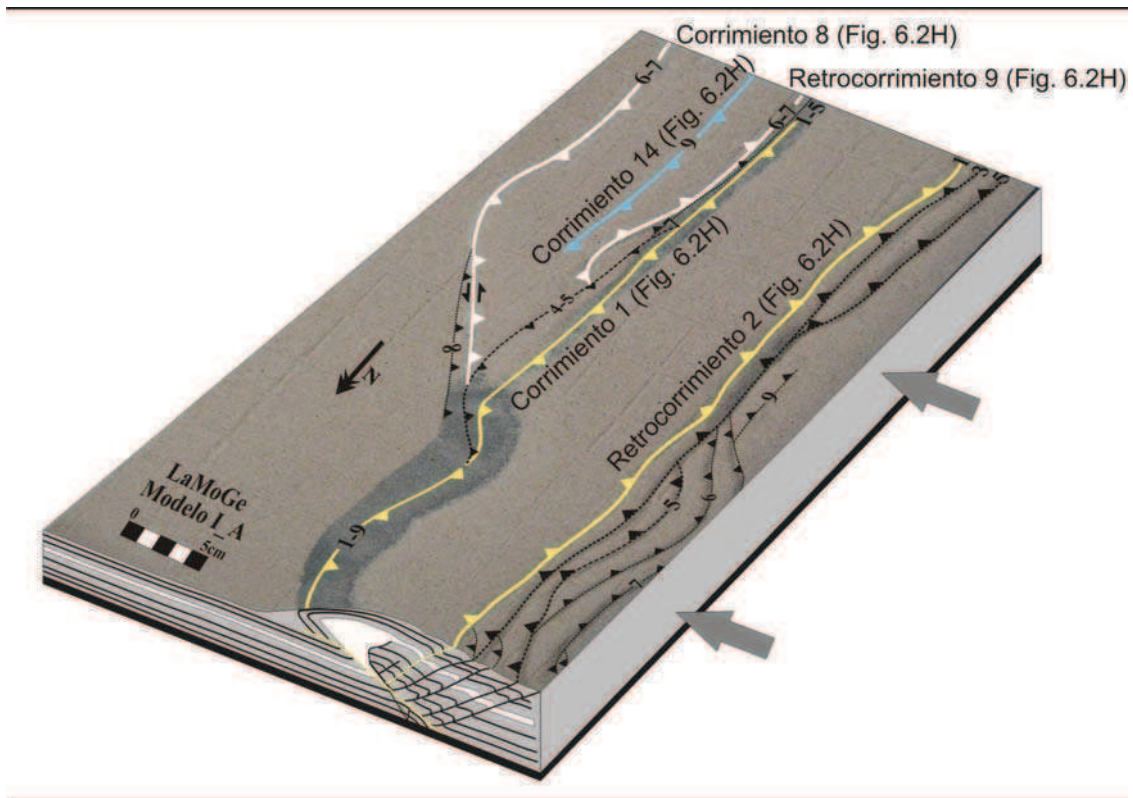


Figura 6.3: Bloque-diagrama en el que se indican los rasgos estructurales principales generados. Se numeran los corrimientos identificados de acuerdo a su orden de aparición y la persistencia de su actividad en relación al resto. En línea celeste se destaca el corrimiento fuera de secuencia. Ver explicación en el texto.

Durante el **estadio E** (6 cm de acortamiento) se forma el corrimiento 8 (figura 6.2E), el cual se propaga de norte a sur, escindiéndose en su extremo norte del corrimiento 5 descrito en la etapa anterior. Esta estructura corta a través del relleno del hemigraben “b” subyacente con un rumbo N 40° O (sección C de la figura 6.1 y figura 6.5b), cambia de rumbo abandonando este control y retrocediendo levemente hacia el oeste, y se propaga desde allí hacia el sur en forma paralela al pistón. Este cambio de rumbo se registra a una distancia de 9,8 cm del frente de deformación previo representado por el corrimiento 1. De este modo, el nuevo frente de corrimientos puede seguirse a lo largo del límite oriental del hemigraben “a”, reactivando más al sur la zona de transferencia, y formando luego el corrimiento 8; se observa una disociación de este último respecto al hemigraben “b” aproximadamente al alcanzar la mitad de su desarrollo longitudinal. Como resultado el frente de deformación registra un mayor desarrollo en la porción sur del modelo.

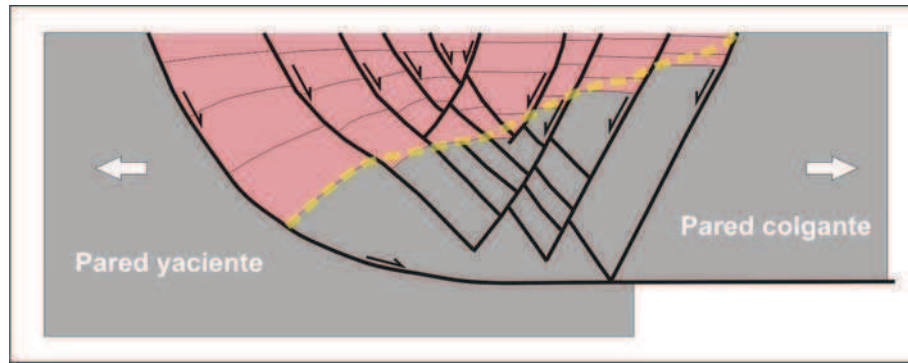


Figura 6.4: Representación esquemática de un hemigraben, en el cual se destaca con línea cortada amarilla la superficie envolvente de los bloques menores fallados de su pared colgante. Esta superficie es utilizada como despegue durante la compresión. Ver explicación en el texto.

Los retrocorrimientos 9 y 10 (figura 6.2E) se forman al mismo tiempo que el corrimiento 8. El primero de ellos alcanza la superficie del modelo aproximadamente sobre la escarpa del corrimiento 1, formado en la primera etapa de deformación (figura 6.2B). Su geometría en planta muestra una inflexión análoga a la descrita para el corrimiento 8, pasando de un rumbo N-S en su tramo más austral, a un rumbo N 40° O hacia su extremo norte condicionado por el hemigraben “b” subyacente. En la sección D de la figura 6.1 se observa que el cambio de rumbo del retrocorrimiento 9 se produce cuando dicha estructura reactiva a la falla maestra del hemigraben en ese sector. Como fue señalado para las estructuras de la figura 6.2B, las fallas 8 y 9 de la figura 6.2E conforman un corrimiento y un retrocorrimiento conjugados (secciones D, E, F y G de la figura 6.1). Su distancia relativa en la superficie del modelo varía de acuerdo con sus modificaciones en el rumbo: sus tramos N-S están distanciados en promedio unos 8 cm, mientras que al adoptar una dirección oblicua ~N 40° O su separación media baja a 6 cm.

El retrocorrimiento 10 se forma en secuencia con los desarrollados en las etapas previas. Su desarrollo longitudinal coincide con el abarcado por la zona de transferencia entre los dos hemigrábenes, y su geometría es arqueada, reproduciendo el “codo” que generan esta última y los hemigrábenes más al este.

Luego de 7,5 cm de acortamiento se forman las estructuras de la figura 6.2F (**estadio F**). El corrimiento 11 aprovecha la superficie envolvente de los bloques menores fallados del bloque colgante del hemigraben “b” (sección C de la figura 6.1, figura 6.4 y figura 6.5b). Vista en planta, la estructura se ramifica desde la inflexión del corrimiento 8 generado en la etapa anterior, y su rumbo es oblicuo a la dirección de

compresión. Se fusiona hacia el norte con el frente de deformación preexistente, que permanece activo.

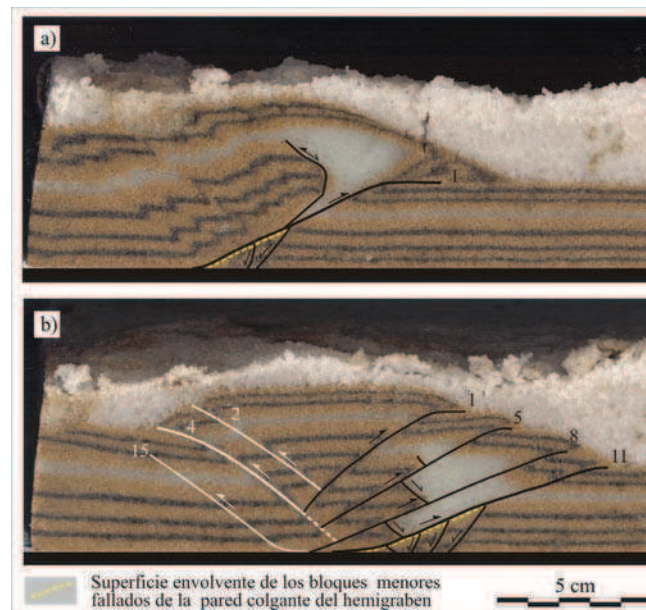


Figura 6.5: Cortes escaneados del estado final del modelo; el material blanco superior es cuarzo molido, añadido al final del experimento para no dañarlo durante su gelificación y seccionamiento. a) Interpretación de un sector del corte A de la figura 6.1. b) Interpretación de un sector del corte C de la figura 6.1. La numeración de las estructuras es la misma que la utilizada en las figuras 6.1 y 6.2.

En forma simultanea con esta estructura se forman los retrocorrimientos 12 y 13 (figura 6.2F). El primero de ellos se produce en secuencia respecto al retrocorrimiento 9 de la etapa anterior (secciones E y F de la figura 6.1). Su rumbo es perpendicular a los esfuerzos aplicados, y se interrumpe al alcanzar la zona de inflexión de la estructura previa de la secuencia. El segundo se desarrolla en secuencia con los retrocorrimientos 7 y 10 identificados (figura 6.2H); su geometría en planta es consistente con la inflexión que presenta más al este del modelo la zona de acomodación entre hemigrábenes, al igual que los retrocorrimientos previos de esta secuencia.

La compresión se detuvo luego de 9,2 cm de acortamiento, habiéndose formado en este último **estadio G** las estructuras de la figura 6.2G. El corrimiento 14 alcanza la superficie del modelo entre el corrimiento 8 y el retrocorrimiento 9 identificados en el estadio E. Se origina en la intersección del plano de despegue basal y el retrocorrimiento 7 del sector sur del modelo (figura 6.2H y secciones E y F de la figura 6.1). Su desarrollo en sentido N-S y su rumbo es similar al de esta última estructura y se forma fuera de secuencia, teniendo en cuenta que alcanza la superficie al oeste del

frente de deformación previo, afectando a fallas previas del sistema (secciones D, E, F y G de la figura 6.1). Simultáneamente se registra la formación de un retrocorrimiento menor (15) que se bifurca del retrocorrimiento 13 formado durante la etapa anterior.

Síntesis estructural del modelo

En la figura 6.2H se aprecia el estado final del experimento. Los rasgos estructurales principales pueden sintetizarse en dos estructuras de tipo *pop-up*, y un corrimiento fuera de secuencia (figuras 6.3 y 6.5). Un primer análisis de este arreglo señala que el control ejercido por el sistema extensional y por la zona de transferencia es importante en el norte del modelo, donde estos rasgos son próximos a la zona de empuje, limitando el avance de la deformación. Este control se disipa progresivamente hacia el sur, donde los corrimientos generados se independizan de la estructura subyacente a medida que ésta se aleja del pistón, desarrollándose corrimientos y retrocorrimientos con rumbos perpendiculares al acortamiento aplicado. La geometría final del sistema muestra una mayor expansión de la deformación en el sector sur, mientras que hacia norte la estructuración se encuentra limitada por la anisotropía impuesta en la base del modelo.

Asimismo, es de interés destacar que en el sector de intersección de los dos trenes estructurales dominantes (figura 6.3) se produce un alto topográfico (figura 6.6). El mismo se encuentra acentuado por la concentración de retrocorrimientos desarrollada al oeste de la zona de transferencia entre los dos hemigrábenes (figura 6.2H y 6.3).



Figura 6.6: Distintas vistas del modelo deformado. Se indica el sector sobreelevado, coincidente con la intersección entre los dos trenes estructurales principales (figura 6.3).

Análisis de los resultados

Según las evidencias reunidas, el sistema extensional previo a la compresión del modelo 1_A resulta determinante para la arquitectura estructural compresiva sobreimpuesta. Los rasgos más salientes que así lo reflejan son los cambios de rumbo de las estructuras, las variaciones en las dimensiones de las láminas de corrimiento y la deformación fuera de secuencia registrada.

Reactivación de fallas normales

En los experimentos desarrollados se observa una reactivación parcial de las fallas normales previas limitada a dos sectores, involucrando en ambos casos a la falla maestra próxima al pistón. Esta leve reactivación se registra en la secciones A y D de la figura 6.1, ya que ambas atraviesan zonas de características dinámicas comunes: la sección A cruza al hemigraben “a” en su extremo más próximo al pistón, y la sección D corta al hemigraben “b” sobre su extremo más próximo al frente de deformación preexistente (corrimiento 5; figura 6.2H), el cual representa la posición desde la cual se propagan los esfuerzos en esa etapa. En el resto del esquema extensional no se registran reactivaciones. Asimismo, se observa rotación de bloques generando una zona de cizalla transcurrente senestral en el frente del hemigraben “b” (figura 6.3). Es importante resaltar, como se aprecia en los cortes A, C y D de la figura 6.1, que el bloque yacente del hemigraben de basamento se traslada pasivamente sobre la envolvente de los bloques caídos de la pared colgante (figuras 6.4 y 6.5), reactivando parcialmente la falla maestra del mismo, resultado coincidente con los obtenidos por Panien *et al.* (2005).

Control ejercido por el sistema extensional

El bajo grado de inversión registrada en fallas normales del modelo no implica que no exista control del sistema extensional subyacente sobre la geometría del esquema compresivo sobreimpuesto. Se describió anteriormente la presencia de fallas inversas oblicuas a los esfuerzos compresivos aplicados, con rumbos en todos los casos similares a los de los ejes de los hemigrábenes preexistentes. Este arreglo refleja la utilización de la envolvente de los bloques fallados como despegue de los nuevos corrimientos, lo cual

se observa claramente en el sector ocupado por el hemigraben “a” (sección A de la figura 6.1 y figura 6.5 b). La mayor parte del acortamiento fue absorbido allí por el corrimiento 1, controlado por la geometría del hemigraben, mientras el resto se reparte entre seis retrocorrimientos conjugados de igual rumbo. El primero de ellos (retrocorrimiento 2 de la figura 6.2B) se presenta en este sector llamativamente más próximo al corrimiento 1 que en el resto de su traza hacia el sur, mostrando que se encuentra determinado allí por el ancho del hemigraben subyacente. Sin embargo, la distancia entre estructuras se mantiene estable si la medimos en la dirección de avance del pistón. Esto sugiere que la dirección de transporte de la lámina de corrimiento involucrada es hacia el este del modelo, dando lugar a una falla inversa con componente de rumbo izquierda, mecanismo que será corroborado para los modelos 2_B, 2_C y 2_D subsiguientes. La zona de transferencia se encuentra también reactivada con una cinemática predominante inversa.

Las dos estructuras resaltadas en la figura 6.2B se independizan del rumbo del sistema extensional al sur de la zona de transferencia, adoptando una orientación N-S perpendicular a los esfuerzos compresivos aplicados. Esta misma geometría se reproduce para el corrimiento 8 y el retrocorrimiento 9 de la figura 6.2E, cuyos rumbos se disponen paralelos al pistón al superarse una distancia crítica entre la estructura subyacente y el frente de empuje respectivo. Por el contrario, cuando la distancia entre la zona de debilidad subyacente y el frente de empuje es menor, el frente de deformación queda determinado por el control basal impuesto que funciona como zona de nucleación de las estructuras, como fue explicado en el capítulo 2. Esto ocurre en el sector norte del modelo, donde se reactiva el hemigraben “a” mediante el corrimiento 1, y la deformación no se propaga más hacia el antepaís (figuras 6.2B y 6.2H).

Otro resultado de interés obtenido es la formación del corrimiento fuera de secuencia (corrimiento 14, figuras 6.2G y 6.3). Esta falla tiene un rumbo paralelo al pistón y afecta a la lámina de corrimientos definida por el corrimiento 8. El ancho de esta lámina es mayor al esperado para un sistema de características físicas similares pero sin estructuras preexistentes. Su extensión anómala habría sido “forzada” por el control oblicuo subyacente, y es entonces esperable que no sea suficientemente resistente como para mantener su dimensión y se falle al aumentar el acortamiento aplicado, recuperando así el equilibrio del sistema. Esto explica que el corrimiento fuera de secuencia abarque solamente el sector sur del modelo y no continúe hacia el norte, donde la estructura infrayacente controló el rumbo del corrimiento 8 (figura 6.3).

Por último, se aprecia en la figura 6.6 un resultado morfológico que refleja el esquema pre-compresivo del sistema. El sector sobreelevado señalado en la figura se produce como respuesta a la cantidad de acortamiento que absorbe el corrimiento 1 en el sector más septentrionales del modelo (secciones A y B en la figura 6.1), mientras el mismo acortamiento se reparte en una mayor cantidad de estructuras en las secciones del sector sur (C, D, E, F o G). Como se deduce de la figura 6.3, el corrimiento 1 que reactiva tanto al borde del hemigraben “a” como a la zona de transferencia, permanece activo durante toda la evolución de la experiencia, mientras que el segmento sur de esta falla se desactiva al dejar paso al avance del frente orogénico con la formación del corrimiento 8. El resultado es un resalto topográfico que coincide con la transición entre el sector norte y el sector sur del experimento.

b) Modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$)

Resultados (parte de estos resultados fueron publicados en Yagupsky *et al.*, 2008)

Etapas extensional

Durante la etapa extensional se generó un hemigraben levemente asimétrico, como se muestra en la figura 4.9. La configuración estructural fue similar a la descripta para el modelo 1_A (ver el apartado *Etapas extensional* del punto a) de este capítulo). La diferencia radica en que en este experimento se indujo un único hemigraben, con un ángulo de oblicuidad (α) de 15° con respecto al pistón (figura 4.7b). Esto simplifica el sistema, ya que no se plantea una zona de transferencia conectando a dos hemigrabenes como en el modelo 1_A.

Etapas compresiva

En la figura 6.7 se resume en siete estadíos la evolución estructural en planta del modelo, destacándose las fallas activas y la ubicación del hemigraben subyacente en cada uno de ellos. El acortamiento es impuesto desde el oeste por el avance del pistón, y es medido en cada paso en relación al primer estadío, considerado como inicial.

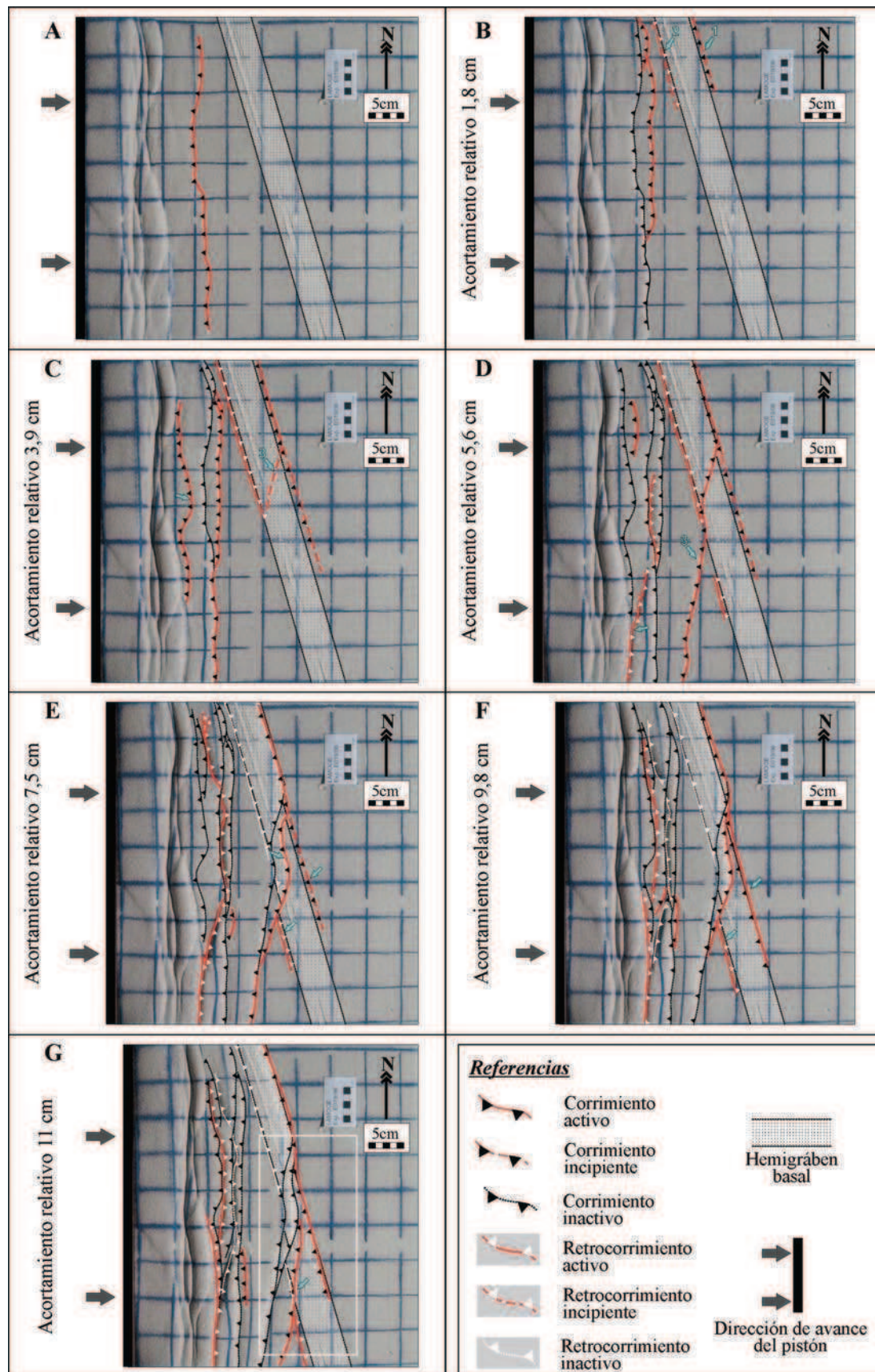


Figura 6.7: Fotografías y mapeo estructural de la superficie del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$) en distintos estadios de su evolución.

La figura 6.8 muestra los campos de vectores desplazamiento correspondientes a un incremental de acortamiento entre la foto en cuestión y la inmediatamente posterior ($\Delta t = 1$ minuto) para los mismos siete estadios que la figura 6.7. Como se explicó en el apartado 5.1, estos campos se generan por la traslación y distorsión del patrón de granos de arena que ocurre durante la deformación, y se obtuvieron aplicando el programa MatPIV v. 1.6.1 desarrollado por Sveen (2004) sobre las fotografías tomadas en planta. En el **estadio A** de la figura 6.7 se observa la posición del frente de corrimientos, cuyo rumbo N-S es perpendicular a la dirección de acortamiento aplicada. Sobre la posición del hemigraben no se registran evidencias de deformación compresiva. En el **estadio B** se reconocen las primeras evidencias de reactivación en ambos límites del hemigraben, circunscriptas a su extremo norte más cercano al frente de empuje. Tanto el corrimiento 1 como el retrocorrimiento 2 responsables de esta reactivación presentan un rumbo NNO, coincidente con el del hemigraben infrayacente, mientras que los corrimientos desarrollados al oeste de estas estructuras son N-S, y se generaron al mismo tiempo que las estructuras mencionadas. Esto se aprecia con claridad gracias al procesamiento de imágenes logrado con el módulo GEODEF 1.1 desarrollado en esta tesis (capítulo 5), por medio del cual se identifica la deformación sufrida en un episodio de desplazamiento incremental (figura 6.9). Se reconocen así dos frentes simultáneamente activos durante el estadio B.

Durante el **estadio C** se registra la propagación hacia el SSE de las estructuras 1 y 2 (figura 6.7). El corrimiento 1 insinúa un mayor desarrollo en esa dirección, e inmediatamente después de su formación se produce una escarpa incipiente de rumbo SSO cortando en diagonal al graben reactivado (corrimiento 3 en la figura 6.7). Otro corrimiento se activa fuera de secuencia en la parte interna occidental del modelo. La actividad de estructuras fuera de secuencia continúa durante el **estadio D**, destacándose el retrocorrimiento desarrollado en el sector sur, de rumbo SSO. Su orientación es subparalela al corrimiento 3 esbozado durante la etapa C que corta en diagonal al hemigraben reactivado, propagándose en la etapa D hacia el borde sur del experimento (figura 6.7).

Las zonas de contracción incremental detectadas por el GEODEF en las etapas C y D de la figura 6.9 muestran una clara coincidencia con la ubicación de las estructuras activas correspondientes determinadas visualmente (figura 6.7). En C la deformación se localiza sobre el frente del hemigraben subyacente a lo largo de gran parte de su desarrollo longitudinal, logrando propagarse notablemente hacia el este, mientras que en

D el frente deformativo retrocede con respecto a C (figuras 6.7D y 6.9D). En este último estadio también se reconoce deformación fuera de secuencia en el sector interno.

Al analizar el **estadio E** se observa que el arreglo y la evolución estructural descritos para las etapas C – D se repiten: las fallas 1 y 2 se propagan hacia el SSE reactivando al hemigraben subyacente y levantando progresivamente en esa dirección una estructura de tipo *pop-up*, que es luego fallada diagonalmente (orientación NNE a N-S) por un *splay* de la falla 3 (figura 6.7). Tanto este *splay* como la falla 3 propiamente dicha transportan hacia el este al sector norte del hemigraben, dislocándolo con respecto al sector sur. La geometría del frente de deformación activo resultante es convexa hacia el antepaís del modelo. Esto se reconoce claramente en la figura 6.9E, donde se puede identificar la zona reactivada al norte del hemigraben oblicuo, y su retracción hacia la parte interna al sur del modelo. En el sector interno las estructuras que registran actividad configuran un frente de retrocorrimientos que reproduce la geometría del frente de corrimientos de la faja (figura 6.7E y 6.9E).

Los **estadios F y G** (figura 6.7) muestran la propagación de la deformación hacia el sector más austral del hemigraben, provocando un *pop-up*, y el desarrollo de un nuevo *splay* del corrimiento submeridiano generado en la etapa E anterior. Esta estructura secciona oblicuamente al depocentro basal, y se localiza hacia el retropaís del frente oblicuo ya definido durante el estadio F. En la figura 6.9 se reconocen las zonas que concentran deformación en estos estadios, determinando con claridad su avance hacia el SSE sobre la zona de debilidad, y la actividad simultánea en el sector interno de la faja.

En las figuras 6.10, 6.11 y 6.12 puede apreciarse la deformación acumulada registrada por el GEODEF a lo largo de la evolución del experimento. Comparándolas con la figura 6.7, se observa un buen ajuste con respecto a las estructuras interpretadas visualmente. La figura 6.12 muestra en el sector interno zonas lineales E-O de acumulación de rotaciones horarias y antihorarias, las cuales son consideradas “ruido”, es decir, problemas derivados del método de cálculo utilizado. No obstante, sí es posible considerar válidas la concentración de rotación antihoraria en el sector norte del límite del hemigraben (tramo NNO del frente de deformación), y las rotaciones horarias del sector sur (tramo NNE del frente de deformación).

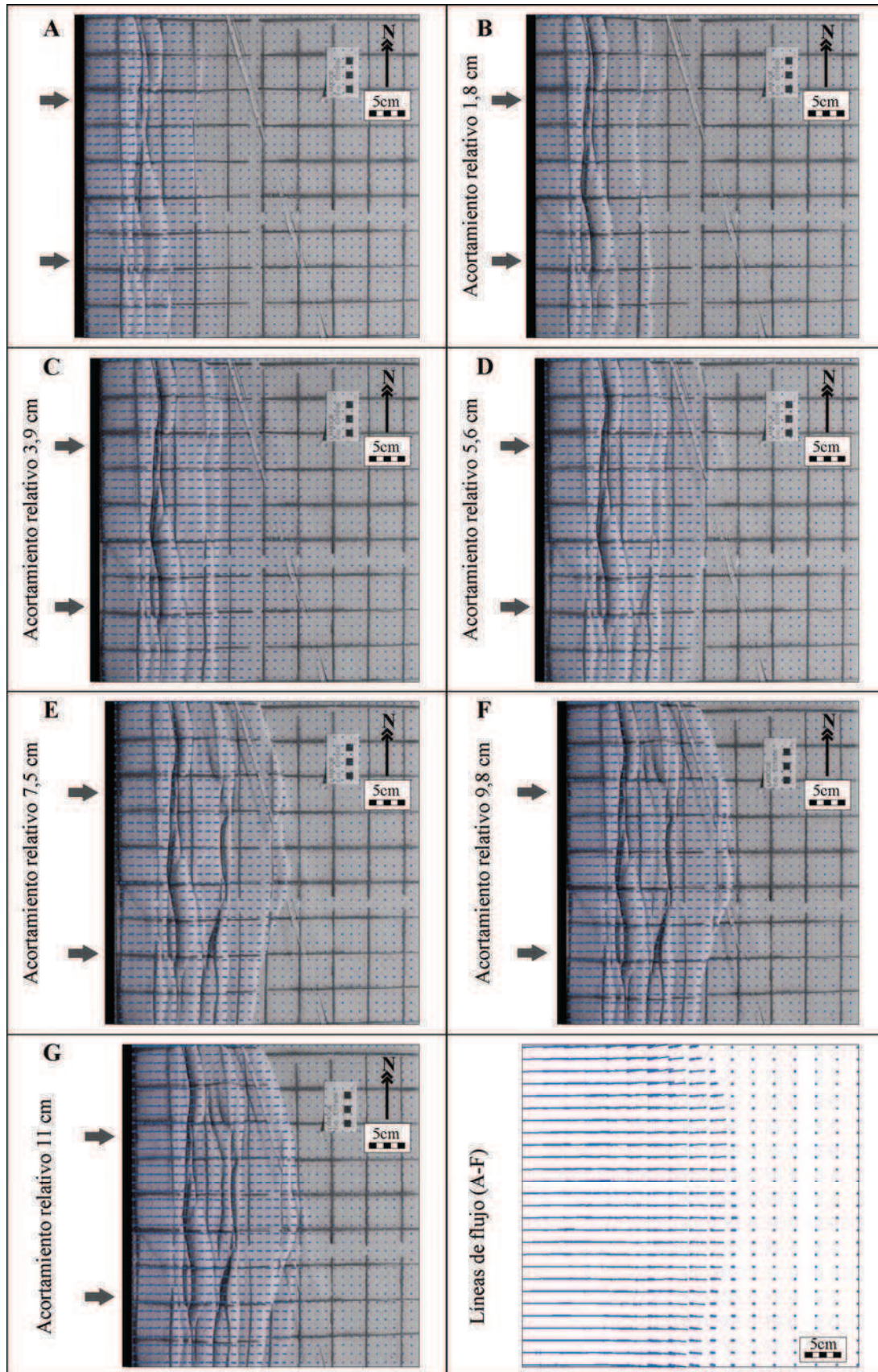


Figura 6.8: Campo de vectores desplazamiento incremental para 1 mm de acortamiento en distintas etapas de la evolución del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$). Exageración de los vectores: 10x. Se representan 1 de cada 5 vectores reconocidos por el PIV. Abajo a la derecha: líneas de flujo trazadas entre A y F.

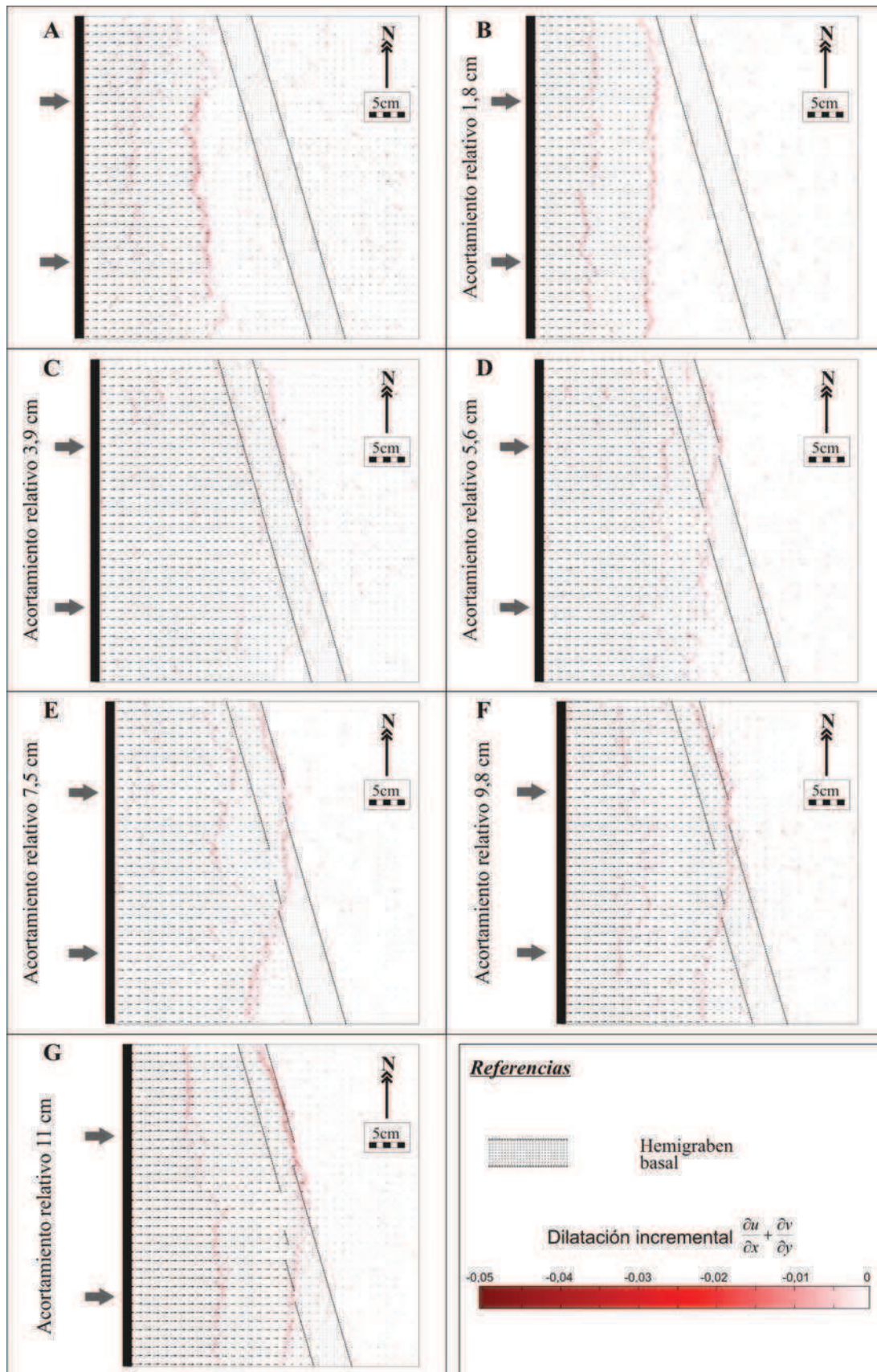


Figura 6.9: Mapas de deformación incremental de la superficie del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$). Las zonas en rojo representan unidades de superficie que se redujeron durante un episodio de desplazamiento incremental (1 mm de acortamiento) en las distintas etapas de la evolución del modelo. Exageración de los vectores: 8x.

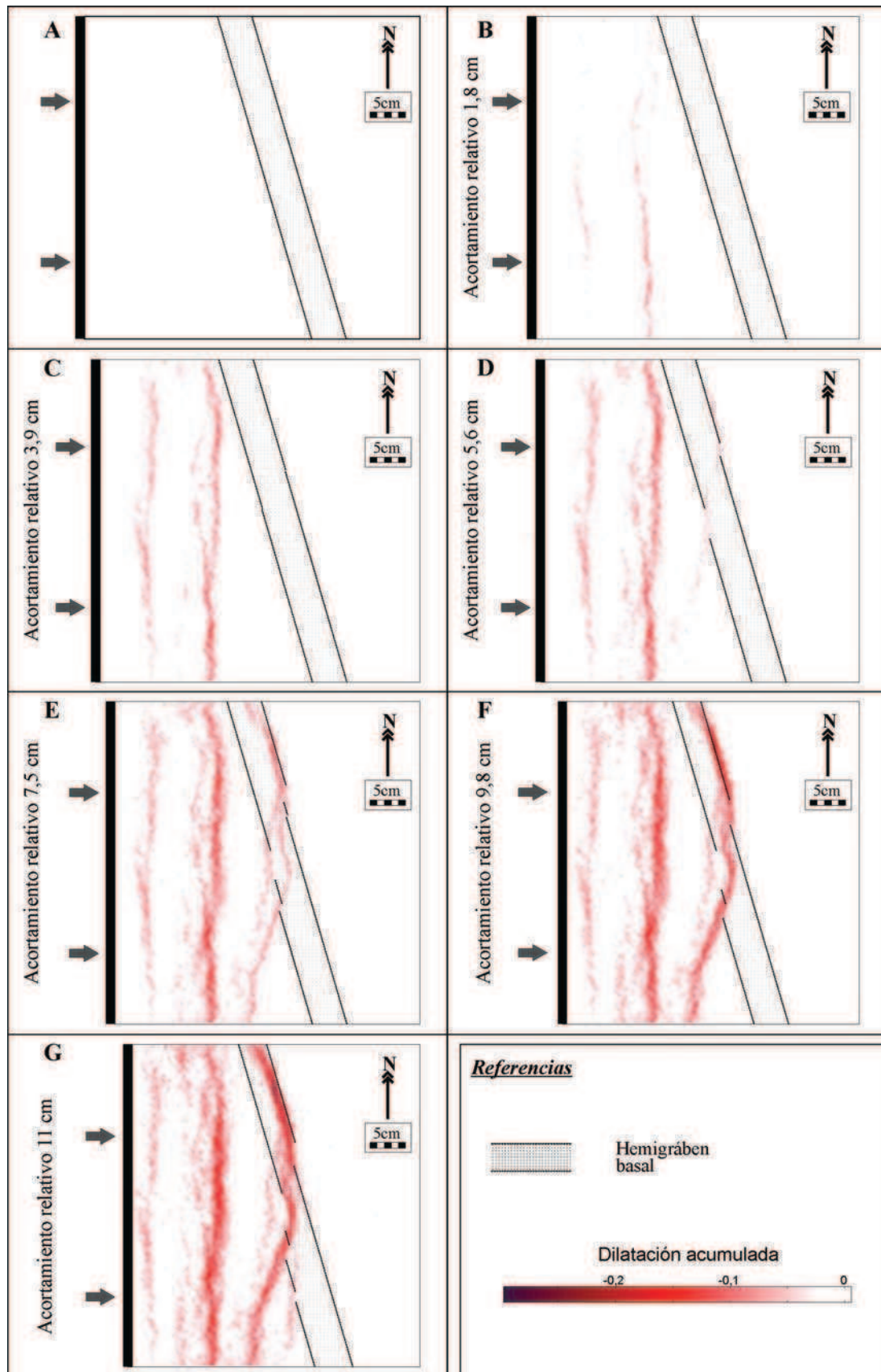


Figura 6.10: Mapas de deformación acumulada sobre la superficie del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$). Las zonas en rojo representan unidades de superficie que se redujeron durante el acortamiento, en las distintas etapas de la evolución del modelo.

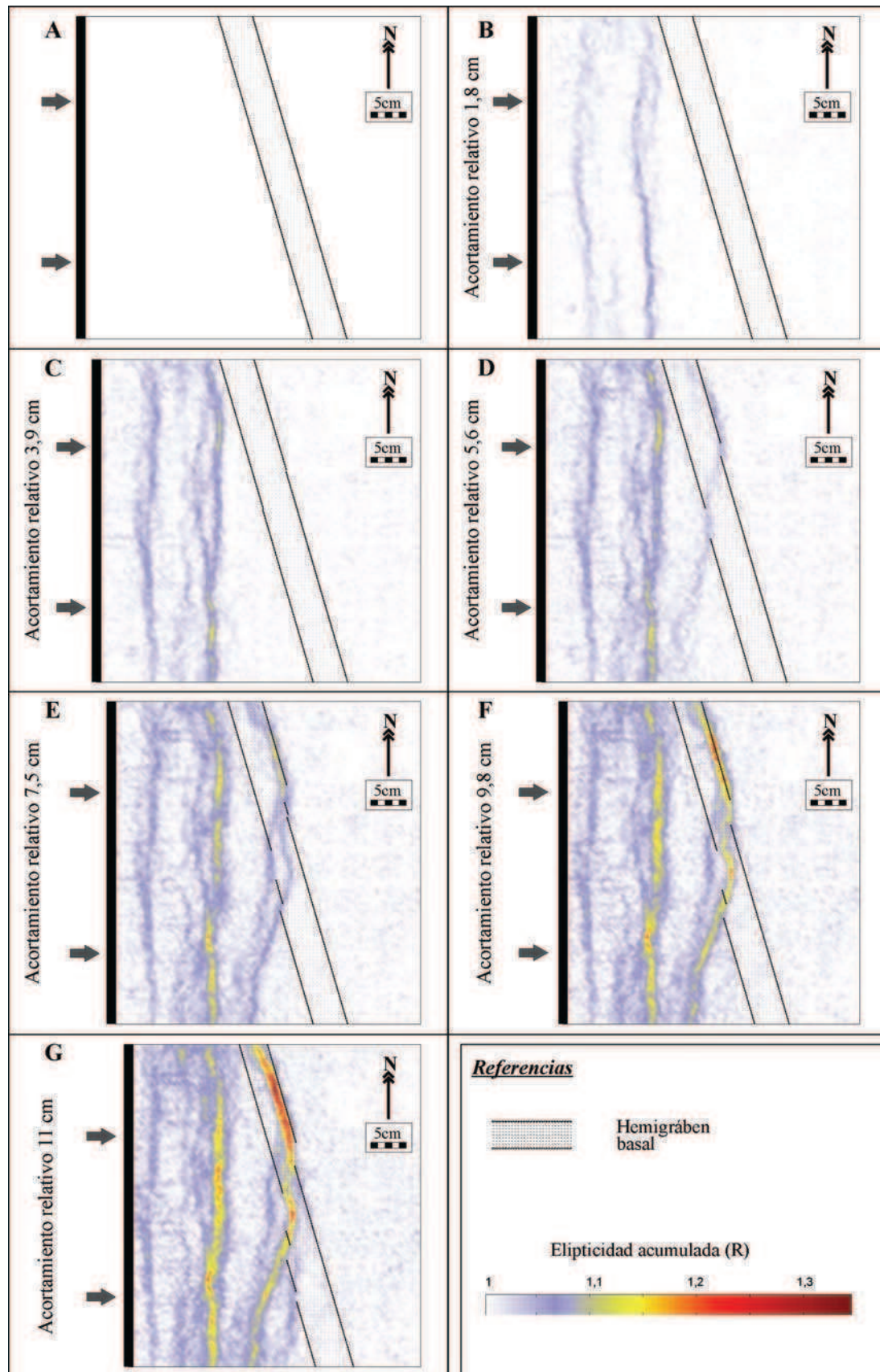


Figura 6.11: Mapas de elipticidad (R) acumulada sobre la superficie del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$). Las zonas en rojo representan unidades de superficie que muestran mayores elipticidades de las elipses de deformación correspondientes.

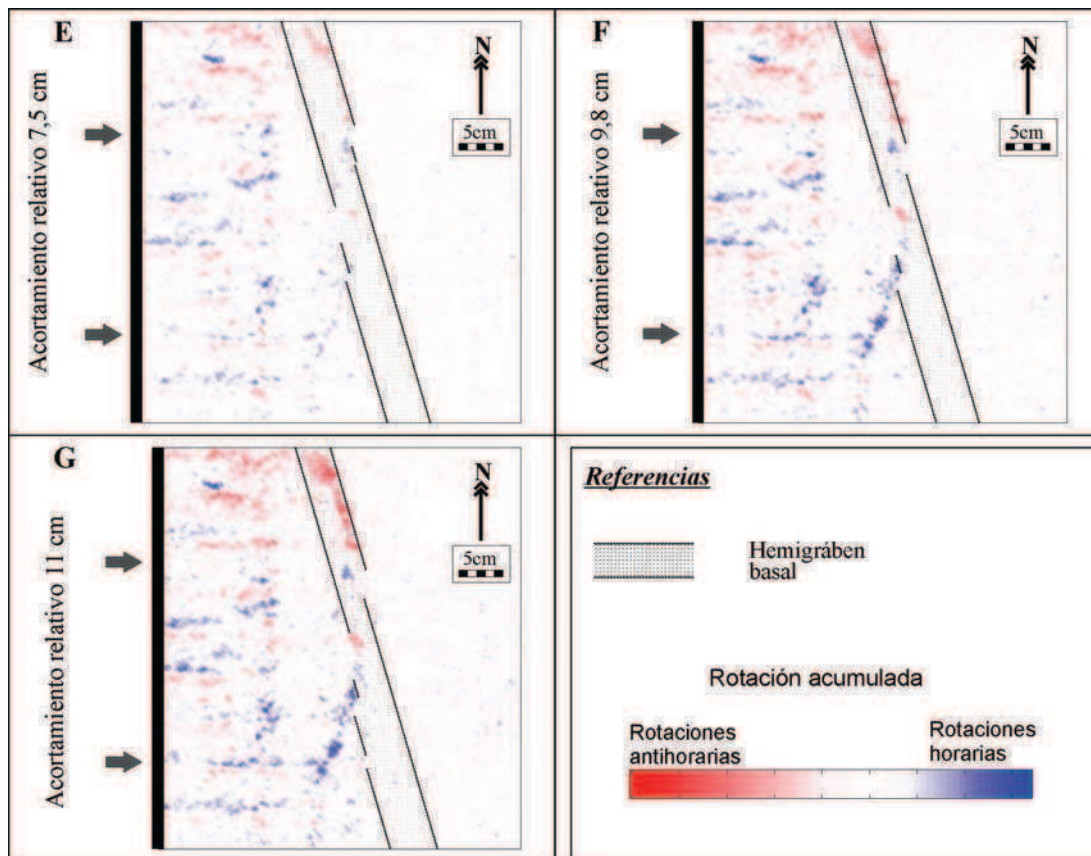


Figura 6.12: Mapas mostrando los incrementales de rotación $\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)$ acumulados. Se presentan las últimas tres etapas del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$).

Las mismas se condicen con la orientación que adoptan los ejes de las elipses de deformación representadas en la figura 6.13. Se observa una buena concordancia entre sus ejes mayores y la geometría en planta de las escarpas de falla definidas en la arena, apreciándose que la dirección principal de acortamiento es localmente perpendicular a las mismas. Las líneas de flujo de la figura 6.8 muestran que la dirección de transporte paralela al avance del pistón se mantiene sin variaciones significativas sobre las distintas zonas de la superficie del modelo.

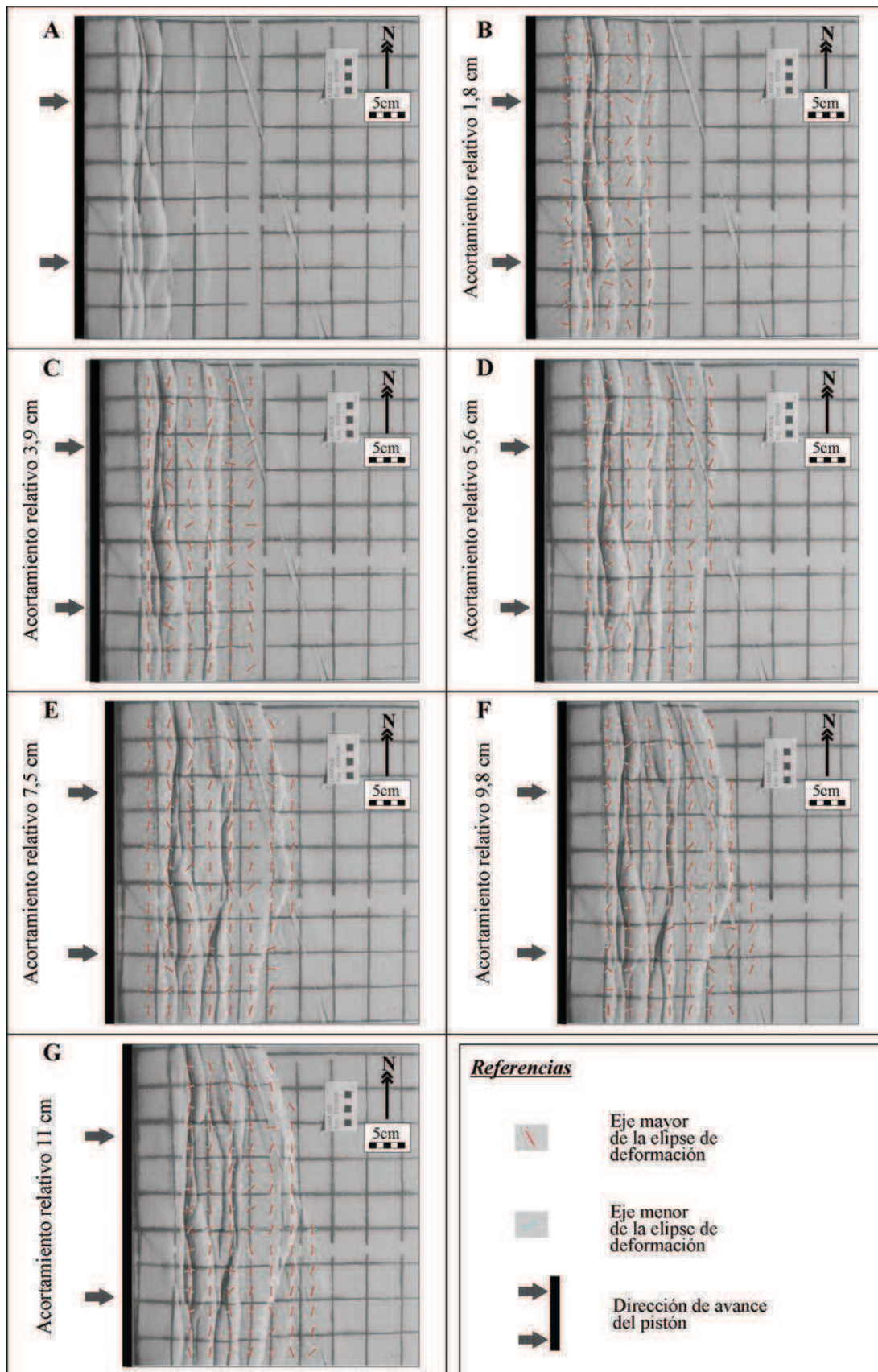


Figura 6.13: Fotografías de la superficie del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$) en distintos estadios de su evolución, superponiendo los ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas en cada caso.

Análisis de los resultados

La configuración estructural observada en la fotografía de la figura 6.14 (estadio D en la figura 6.7), donde se numeran según su orden de aparición las principales estructuras generadas, es uno de los resultados salientes del modelo 1_B. Se destaca la geometría resultante cuando el corrimiento 3 corta al *pop-up* formado en primera instancia. Dicha estructura desarrolla una trayectoria que comienza desde el norte disociándose del corrimiento frontal previo, retrocede hacia la parte interna con una geometría cóncava hacia el antepaís hasta alcanzar el límite occidental del hemigraben subyacente donde se desvía por corta distancia con rumbo SSE, continuando con rumbo SSO hasta el extremo sur del modelo. Por lo tanto, el control del sistema extensional resulta ser mecánicamente funcional hasta cierta distancia del frente de empuje. La transmisión de los esfuerzos desde este frente hasta la zona de debilidad presente hacia el antepaís depende de la fricción basal del despegue y de la resistencia del material involucrado (Suppe, 1985; Nieuwland *et al.*, 2000). Los cambios en el rumbo de las estructuras modeladas están vinculados con este fenómeno: la energía necesaria para transportar una lámina de corrimiento sobre su despegue basal hasta activar el límite del hemigraben, o bien aprovechar la baja resistencia de su relleno y fallarlo, aumenta a medida que la línea de debilidad es más lejana al frente de empuje. Existe una distancia crítica a partir de la cual el control basal deja de ser energéticamente conveniente y el corrimiento abandona ese control, cambiando de rumbo (Yagupsky *et al.*, 2008). El cambio de rumbo observado para el corrimiento 3 en la figura 6.14 genera un retroceso hacia el oeste de la estructura (rumbo SSO), lo cual estaría asociado con una recuperación de la distancia normal entre estructuras (dada por la fórmula de la figura 2.4) una vez que el control de basamento es abandonado. Al aumentar el acortamiento este proceso se repite, obteniéndose la configuración recuadrada en la figura 6.7G.

El modelo nos muestra un patrón evolutivo complejo pero regular (estadios D, E, F y G): luego de una cierta propagación de la deformación hacia el SSE mediante la reactivación de los límites del hemigraben oblicuo, el sistema se resuelve por medio de un corrimiento que lo corta diagonalmente con rumbo medio SSO. La nueva estructura concentra la deformación hasta que se activa otro tramo del hemigraben, y el proceso se repite. Así, el control basal produce una serie de bloques limitados por corrimientos afectando al relleno del depocentro (ver recuadro en la figura 6.7G).

Este comportamiento es contrastante con lo que ocurre en el sector norte del experimento, donde el frente permanece localizado en el borde oriental del graben subyacente desde los inicios del experimento (estadios B a G), acumulando una gran cantidad de deformación (ver figuras 6.10 y 6.11). Como resulta claro a partir de la figura 6.9G, el frente activo adopta una geometría convexa hacia el antepaís, conformada por un tramo NNO que responde a la estructura extensional previa y por un tramo SSO al sur, que la corta oblicuamente. Esta configuración induce rotaciones antihorarias en la fracción norte del frente, y horarias en su porción sur, como fue registrado por el programa GEODEF (figura 6.12). Considerando que los campos de vectores desplazamiento asociados calculados por medio del PIV (figura 6.8) indican una dirección de transporte invariable sobre la lámina de corrimiento involucrada hacia el este del modelo, las rotaciones registradas reflejan su variación en módulo provocada por la oblicuidad de la zona de debilidad reactivada.

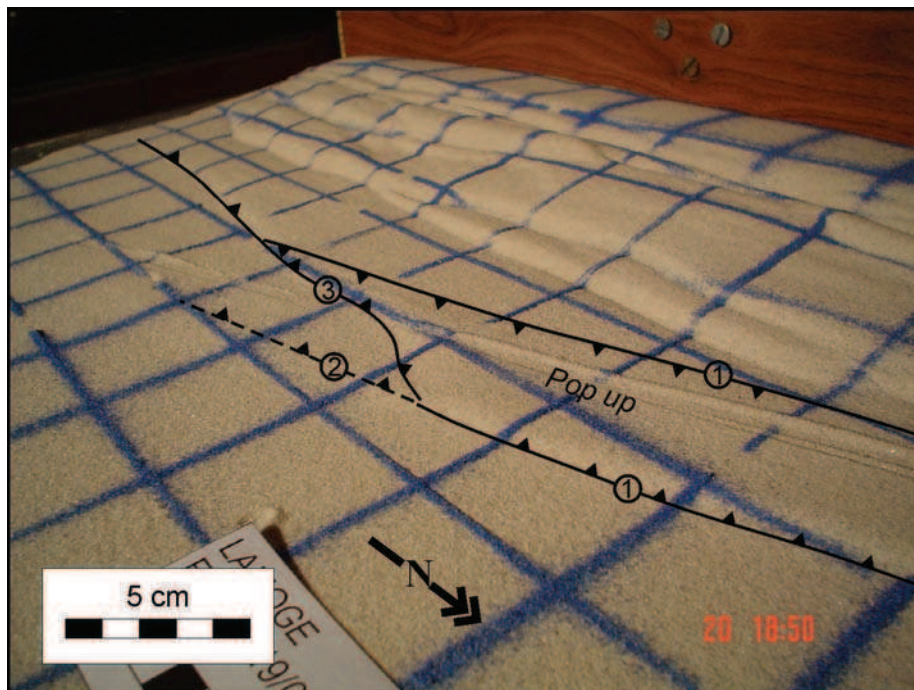


Figura 6.14: Fotografía interpretada del estadio D (figura 6.7) de la evolución del modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$).

Finalmente, una de las peculiaridades de este modelo es que a lo largo de su desarrollo se registró una profusa actividad fuera de secuencia en el sector interno de la faja. Una posible explicación para este comportamiento surge de lo expresado en el apartado 2.4, donde se refirió a la estructuración del basamento como un factor influyente en la respuesta mecánica y evolución de una cuña de corrimientos. Dado que

la zona de debilidad conformada por el hemigraben basal oblicuo genera allí una nucleación del fallamiento, es posible que se produzcan reactivaciones o corrimientos fuera de secuencia en el sector interno de la cuña tendiente a alcanzar la energía adicional que requiere el sistema para continuar avanzando más allá del mismo.

c) Modelo 1_C ($\alpha = 30^\circ$)

Resultados (parte de estos resultados fueron publicados en Yagupsky *et al.*, 2008)

Etapas extensional

La etapa extensional se desarrolló de manera análoga a lo descripto en el apartado b), pero con un ángulo de oblicuidad (α) de 30° .

Etapas compresiva

La evolución de este modelo durante su acortamiento es bastante similar a la descripta para el modelo anterior. En primera instancia, la figura 6.15 muestra que ya durante el **estadio B** se desarrollaron las dos direcciones estructurales que se presentarían luego a lo largo del experimento: en el norte la reactivación del hemigraben forma un *pop-up* con un tren estructural NO, mientras que en el sector interno se generan un corrimiento y un retrocorrimiento paralelos al pistón (N-S). En el **estadio C** el corrimiento submeridiano se propaga hacia el norte cortando al hemigraben previamente estructurado. La figura 6.16 D muestra que el tramo norte del hemigraben, más proximal al frente de avance de la deformación, induce tempranamente la localización de la misma en su borde oriental. El campo vectorial registrado preserva una dirección de transporte paralela al avance del pistón sin variaciones particulares en esta zona del modelo, y se confirma que los dos frentes permanecen activos de manera simultánea.

Aun cuando macroscópicamente esto no es evidente, ya que no se desarrollan escarpas claras sobre la superficie del modelo, hacia el sureste del hemigraben su control se pierde de manera progresiva (figura 6.16D). Aplicando el PIV y el GEODEF se define allí una zona de concentración de la deformación con geometría convexa hacia

el antepaís del modelo. Asimismo, las elipses de deformación trazadas se orientan con su eje mayor paralelo al hemigraben en su extremo norte, para curvarse más al sur, adoptando una orientación perpendicular al acortamiento aplicado (figura 6.17D). Esta situación se expresa estructuralmente recién en el **estadio E** (figuras 6.15 y 6.17 E), al terminar de desarrollarse el corrimiento que conforma el frente de deformación activo del sistema, y que desarticula al hemigraben subyacente. Este frente presenta una inflexión bien delineada entre su tramo N-S al norte y su segmento NO-SE al sur.

Los **estadios F y G** muestran una evolución similar a lo descripto para las etapas E - F - G del modelo 1_B. El avance del frente se produce a través de la reactivación de tramos discretos del hemigraben oblicuo, para cortarlo luego con rumbo N-S. Durante el estadio G el GEODEF permite definir prematuramente una zona de deformación en el sector sur del modelo (figura 6.16G), sin detectarse ningún rasgo estructural asociado hasta la etapa H subsiguiente (figura 6.15).

Por último, en el **estadio final H** del modelo comienza a reconocerse un frente de deformación aparentemente continuo (figura 6.18a), resultado de la propagación de la deformación hacia el antepaís del hemigraben en su tramo septentrional. Como lo revela la Figura 6.18b, la deformación se localiza sobre este nuevo frente convexo hacia el antepaís, con un rumbo subparalelo al hemigraben subyacente en su segmento norte, y paralelo al pistón hacia el sur. Un retrocorrimiento asociado al mismo se activa en el borde oriental del hemigraben con un rumbo NO. El transporte tectónico reflejado por el campo vectorial incremental sigue siendo regionalmente hacia el este.

En la figura 6.17H, donde se trazan los ejes de las elipses de deformación, se observan las variaciones de orientación que sufren a lo largo del nuevo frente activo. Se observa un buen ajuste entre los rasgos estructurales y la deformación registrada con el programa, así como también las zonas de máxima acumulación de la deformación (figura 6.18c), fundamentalmente representada por la mitad norte del hemigraben oblicuo, segmento que concentra también las máximas rotaciones de sentido antihorario (figura 6.18d).

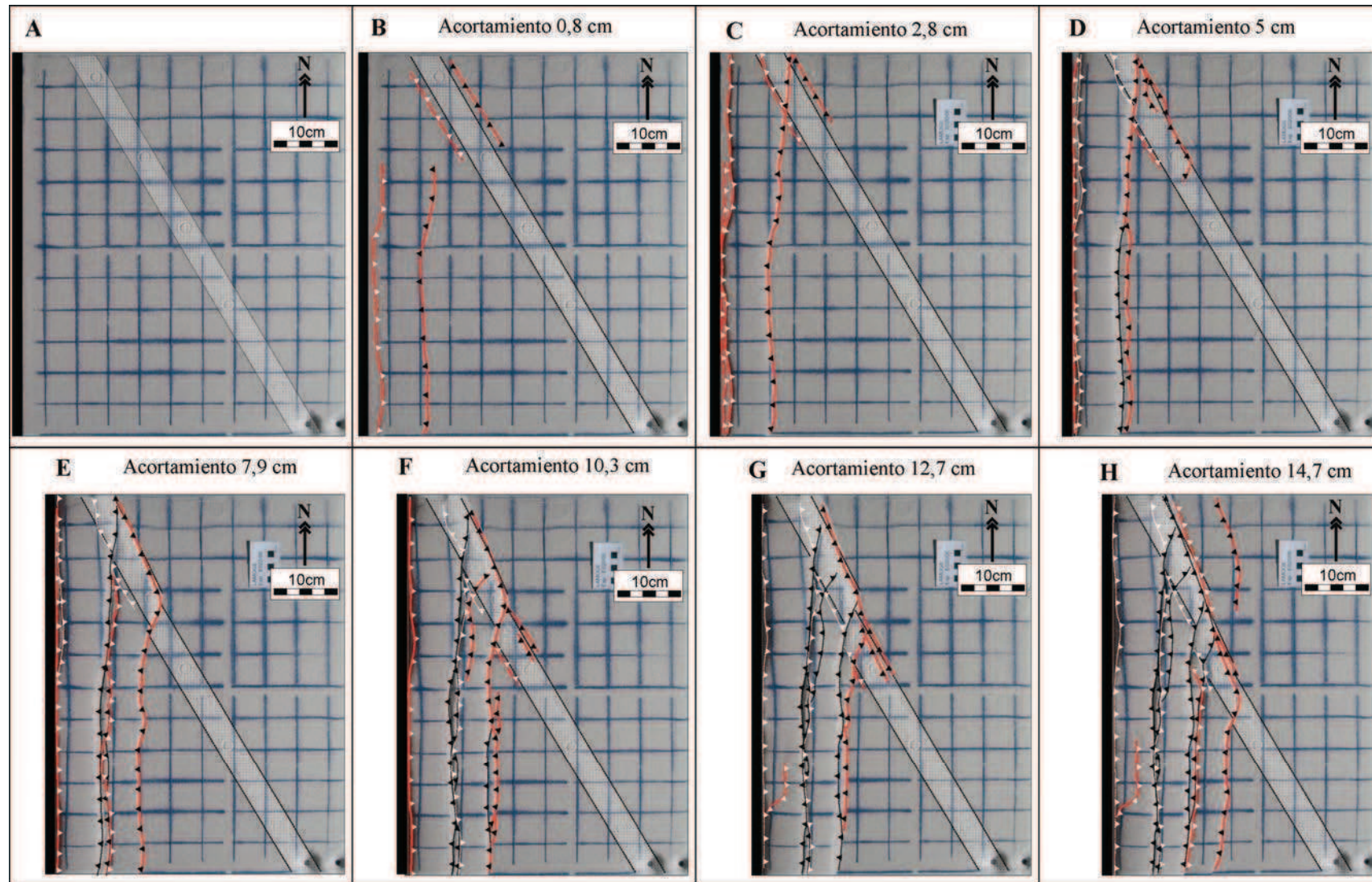


Figura 6.15: Fotografías y mapeo estructural de la superficie del modelo 1_C ($\alpha = 30^\circ$) en distintos estadios de su evolución. Ver referencias en figura 6.7.

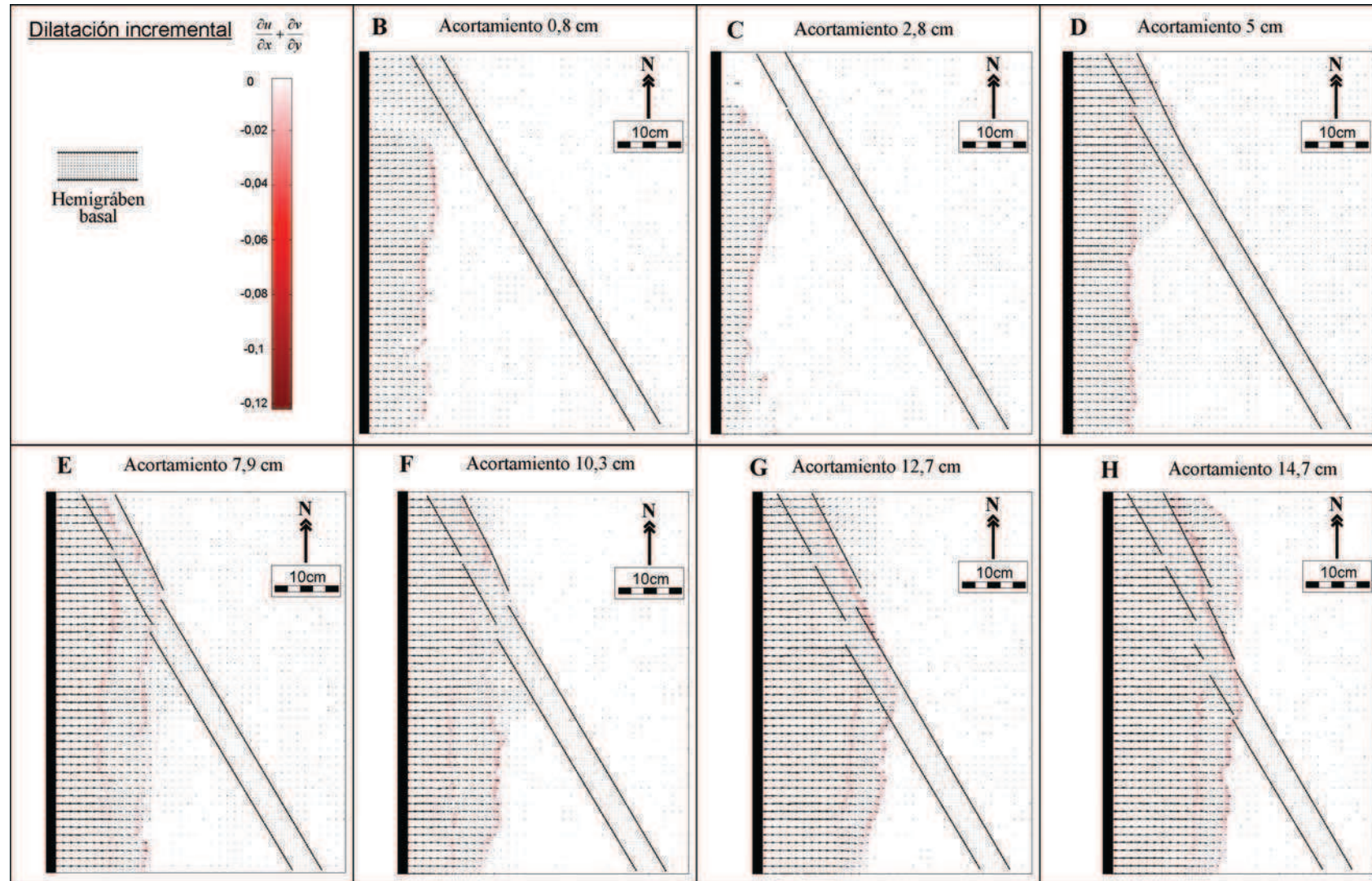


Figura 6.16: Mapas de deformación incremental de la superficie del modelo 1_C ($\alpha = 30^\circ$). Las zonas en rojo representan unidades de superficie que se redujeron durante un episodio de desplazamiento incremental (2 mm de acortamiento) en las distintas etapas de la evolución del modelo. Exageración de los vectores: 10X.

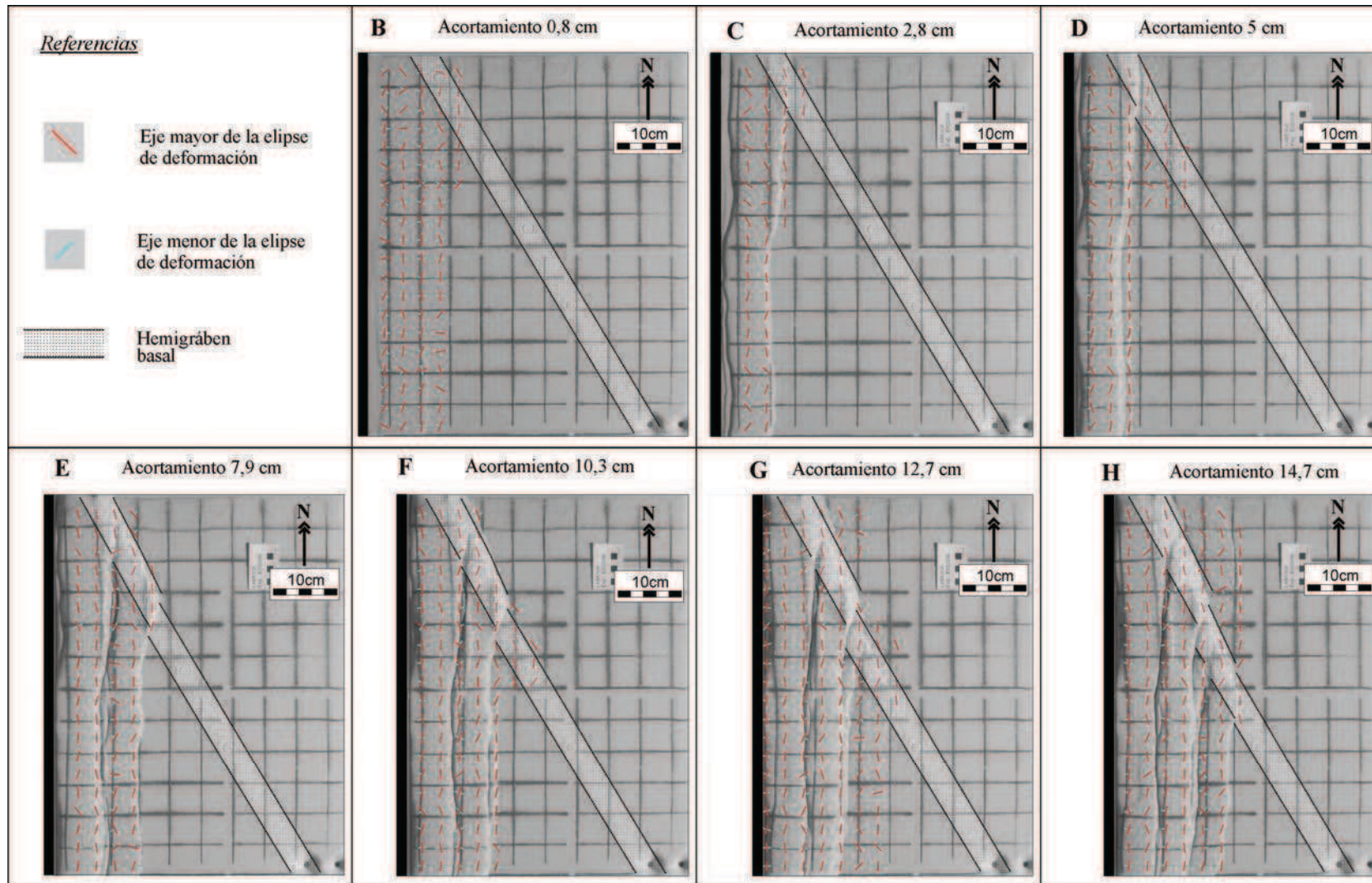
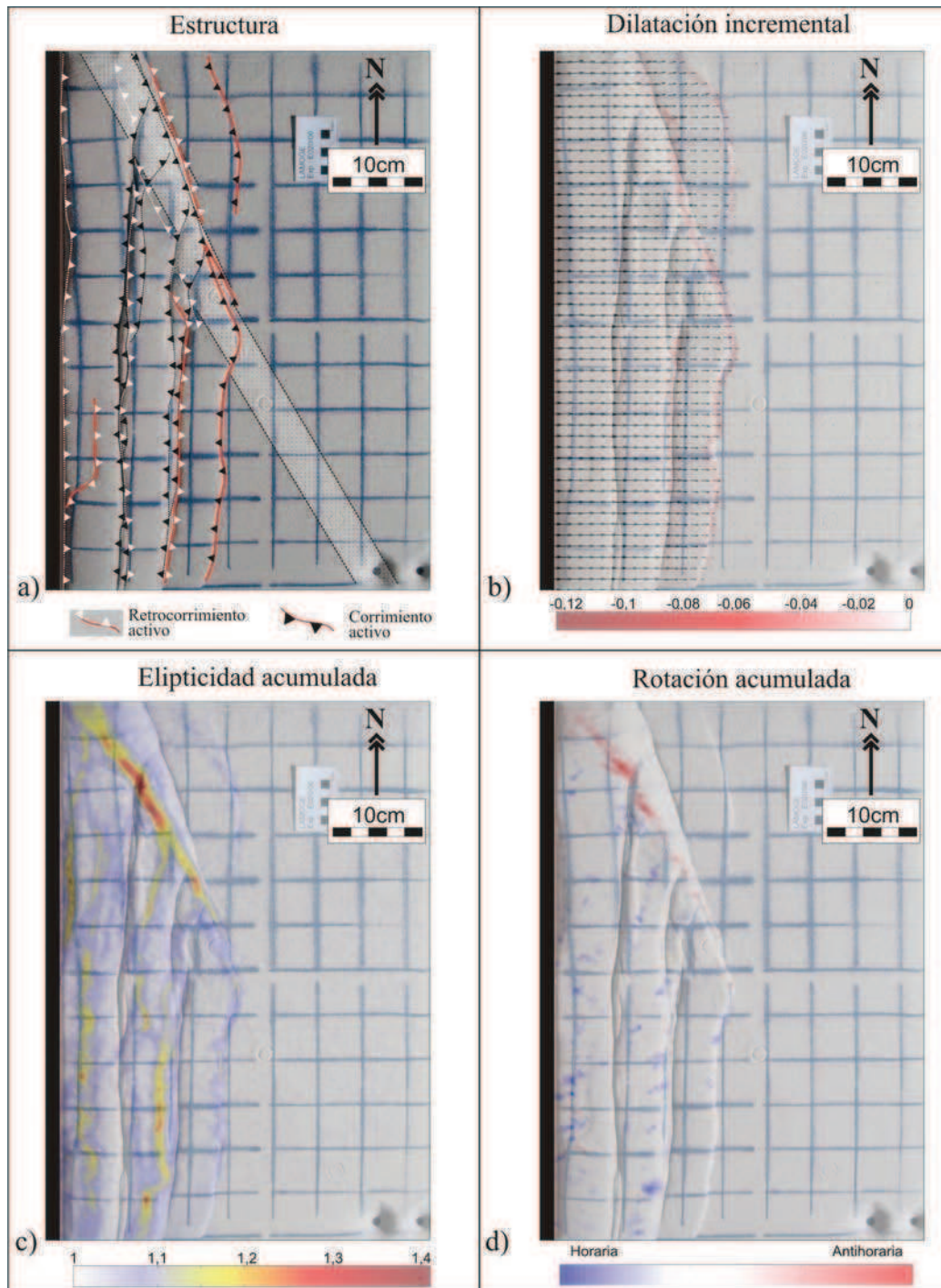


Figura 6.17: Fotografías de la superficie del modelo 1_C ($\alpha = 30^\circ$) en distintos estadios de su evolución, superponiendo los ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas en cada caso.



6.18: Estado final H del modelo 1_C ($\alpha = 30^\circ$), luego de 14,7 cm de acortamiento. Se representa en a) el mapeo estructural y en b), c) y d) Dilatación incremental, elipticidad acumulada y rotación acumulada registradas con el GEODEF 1.1. Ver explicación en el texto.

Análisis de los resultados

Este experimento muestra una reactivación del hemigraben oblicuo en tramos discretos, avanzando desde su extremo noroeste hacia el sureste. Luego de la reactivación de cada segmento, un corrimiento se desprende hacia el sur cortando con

rumbo submeridiano al depocentro subyacente. A diferencia del modelo anterior (modelo 1_B, $\alpha = 15^\circ$), no se registra la actividad persistente de estructuras fuera de secuencia.

Un rasgo particular alcanzado en el último estadio (H) de la evolución (figura 6.18) es la propagación del frente de deformación superando la línea del hemigraben infrayacente en el sector norte del modelo, tendiendo a alinearlos con su correspondiente al sur. Como se desprende de la figura 6.17H, la deformación durante esta etapa comienza a independizarse de la orientación de la estructuración subyacente, siendo el eje menor de las elipses de deformación subparalelo a la dirección de acortamiento aplicado. Esto permite que el nuevo frente transporte hacia el este al hemigraben reactivado, el cual acumuló gran cantidad de deformación en los estadios anteriores, y donde se localizaron las rotaciones antihorarias (figura 6.18). No obstante, al analizar aisladamente la configuración estructural final del experimento, el tren de estructuras N-S oblitera y enmascara al frente NO-SE en la zona interna. Durante la evolución de este modelo, los campos vectoriales detectados por medio del PIV se componen de vectores paralelos a la dirección de acortamiento aplicada, sin que su orientación se modifique al interactuar con la zona de debilidad oblicua infrayacente. Se infiere por tanto que son sus variaciones en módulo las que provocan la rotación registrada, inducidas por la estructura previa.

d) Modelo 1_D ($\alpha = 45^\circ$)

Resultados (parte de estos resultados fueron publicados en Yagupsky *et al.*, 2008)

Etapas extensional

La etapa extensional se desarrolló de manera análoga a lo descripto en el apartado b), pero con un ángulo de oblicuidad (α) de 45° .

Etapas compresiva

La etapa compresiva del modelo 1_D puede sintetizarse en los 8 estadios de la figura 6.19. El **estadio A** muestra la configuración inicial del experimento. En el paso

siguiente (figura 1.18B) se forman un corrimiento y un retrocorrimiento asociado, ambos con rumbo N-S. Estas estructuras presentan una inflexión en el sur del modelo, probablemente resultado de una topografía inicial imperfecta.

Al aumentar el acortamiento (**estadio C**), se producen un corrimiento y un retrocorrimiento que configuran una estructura tipo *pop-up*, cuyo eje NO-SE reproduce la orientación del hemigraben previo subyacente. Estas estructuras conforman un nuevo frente de deformación activo, oblicuo al desarrollado antes, aunque ambos registran actividad simultáneamente (figuras 6.19 y 6.20, estadio C). Las fallas NO-SE se encuentran confinadas al segmento del hemigraben más próximo al pistón (extremo norte), propagándose lateralmente al aumentar el acortamiento aplicado. La dinámica de esta migración se refleja en la orientación que adoptan los ejes de las elipses de deformación calculadas con el GEODEF en los diferentes sectores del sistema (figura 6.21 C, D y E). Los ejes mayores se disponen subparalelos al hemigraben infrayacente en el segmento del mismo más próximo al frente de avance de la cuña, aún cuando no se reconoce deformación macroscópica sobre la superficie del modelo. Al aumentar la distancia entre el hemigraben y el frente, los ejes máximos adoptan una orientación normal al acortamiento aplicado.

En el **estadio D** (figura 6.19) el sector reactivado del hemigraben es fallado por un corrimiento, generándose además un retrocorrimiento conjugado. El corrimiento se ramifica del segmento oblicuo reactivado en la etapa anterior al norte del modelo, creando un nuevo frente activo en el sector interno. Luego de desarrollar un leve retroceso hacia el retropaís cortando al *pop-up* previo, se propaga hacia el sur con un rumbo perpendicular a la dirección de acortamiento. Ambos frentes (NO-SE y N-S) presentan actividad simultáneamente (figura 6.20D).

En el **estadio E** las estructuras NO-SE se propagan hacia el sureste, siguiendo la geometría de las fallas subyacentes (figura 6.19E). La figura 6.20E registra tempranamente la ubicación del frente de deformación N-S, que se expresará estructuralmente en la etapa siguiente. Durante el **estadio F** ambas estructuras se independizan del sistema extensional basal, adoptando una orientación N-S en la mitad austral del modelo (figura 6.19F). Por lo tanto, el frente de deformación activo resultante presenta un cambio de rumbo de N-S al sur a NO-SE al norte.

El **estadio G** muestra la reactivación de un nuevo segmento del hemigraben, induciendo el avance del frente activo hacia el sureste. Al alcanzar el **estadio final H**, el frente de deformación supera al hemigraben basal en la mitad norte del modelo. En la

figura 6.22 se muestra la cronología de formación de las principales escarpas sobre una fotografía de este estadio final: (1) se reactiva el borde del hemigraben oblicuo; (2) se genera y propaga un frente de corrimientos N-S hacia el sur; y (3) se activa un corrimiento N-S en el sector norte del modelo, superando hacia el antepaís la posición del hemigraben. Ésta última estructura perpendicular al acortamiento aplicado se alinea con el frente de corrimientos (2) previamente formado, generando un frente aparentemente continuo, aunque sus segmentos al norte y al sur del hemigraben son diacrónicos.

La arquitectura y evolución estructural resultante, ya reconocida para los experimentos anteriores, se encuentra bien expresada aquí en los recuadros de la figura 6.19D y 6.19F. Se destaca que la porción más distal del hemigraben respecto al pistón o bien no registra reactivaciones (figura 6.19F), o bien éstas son muy leves, determinadas fundamentalmente gracias al programa GEODEF desarrollado (figuras 6.19, 6.20 y 6.21, estadio D), mientras que el segmento próximo al pistón es reactivado y transportado hacia el antepaís por los frentes de corrimientos N-S. Durante toda su evolución, los campos incrementales de desplazamiento horizontal reconocidos por medio del PIV sobre la superficie del modelo se componen de vectores paralelos al movimiento del pistón (figura 6.20).

En la figura 6.23 se muestran los mapas de la deformación acumulada en el estado final del modelo; es posible apreciar claramente que la porción septentrional del hemigraben concentró las máximas magnitudes de deformación a lo largo de su evolución, favoreciendo las rotaciones locales antihorarias.

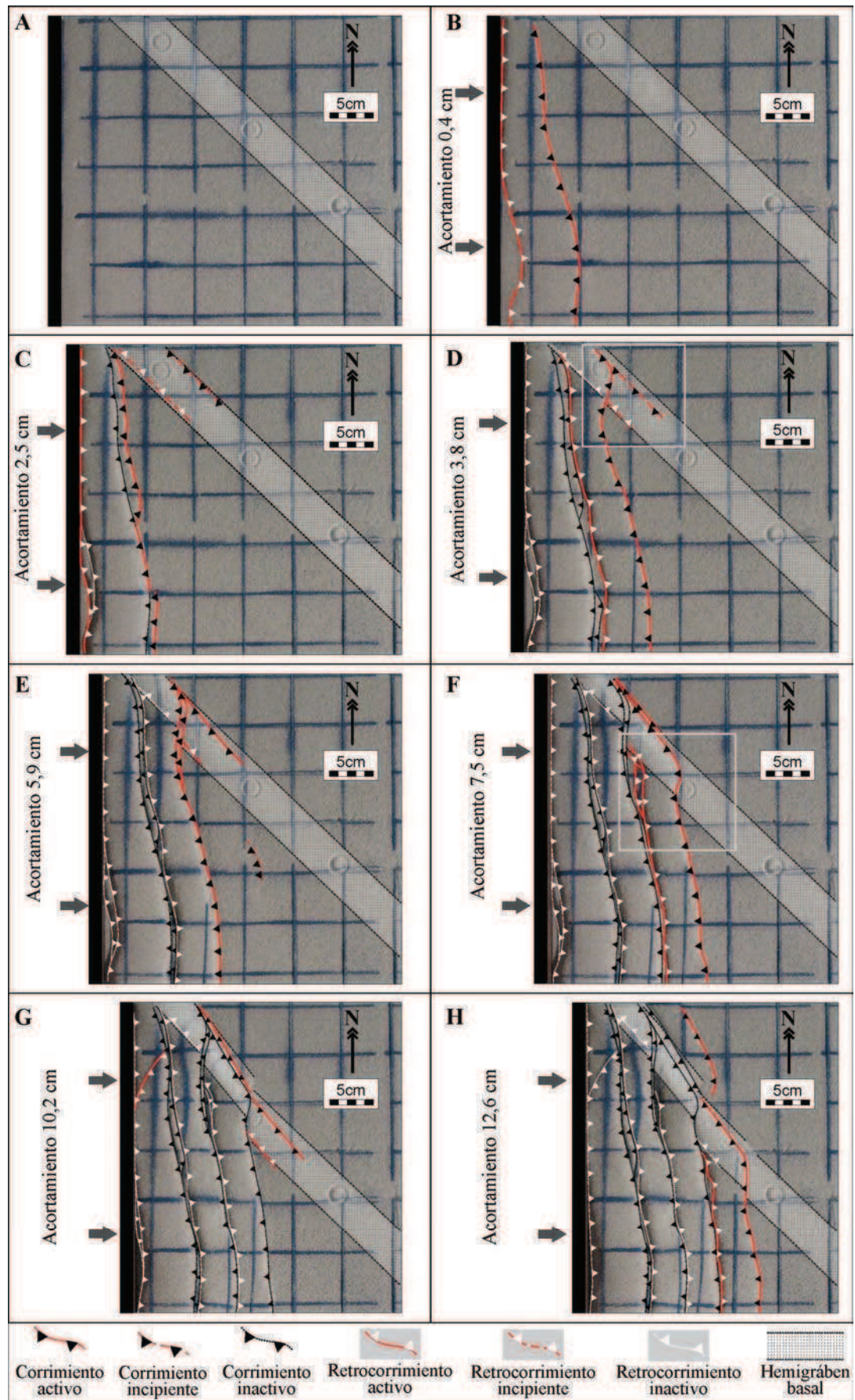


Figura 6.19: Fotografías y mapeo estructural de la superficie del modelo 1_D ($\alpha = 45^\circ$) en distintos estadios de su evolución.

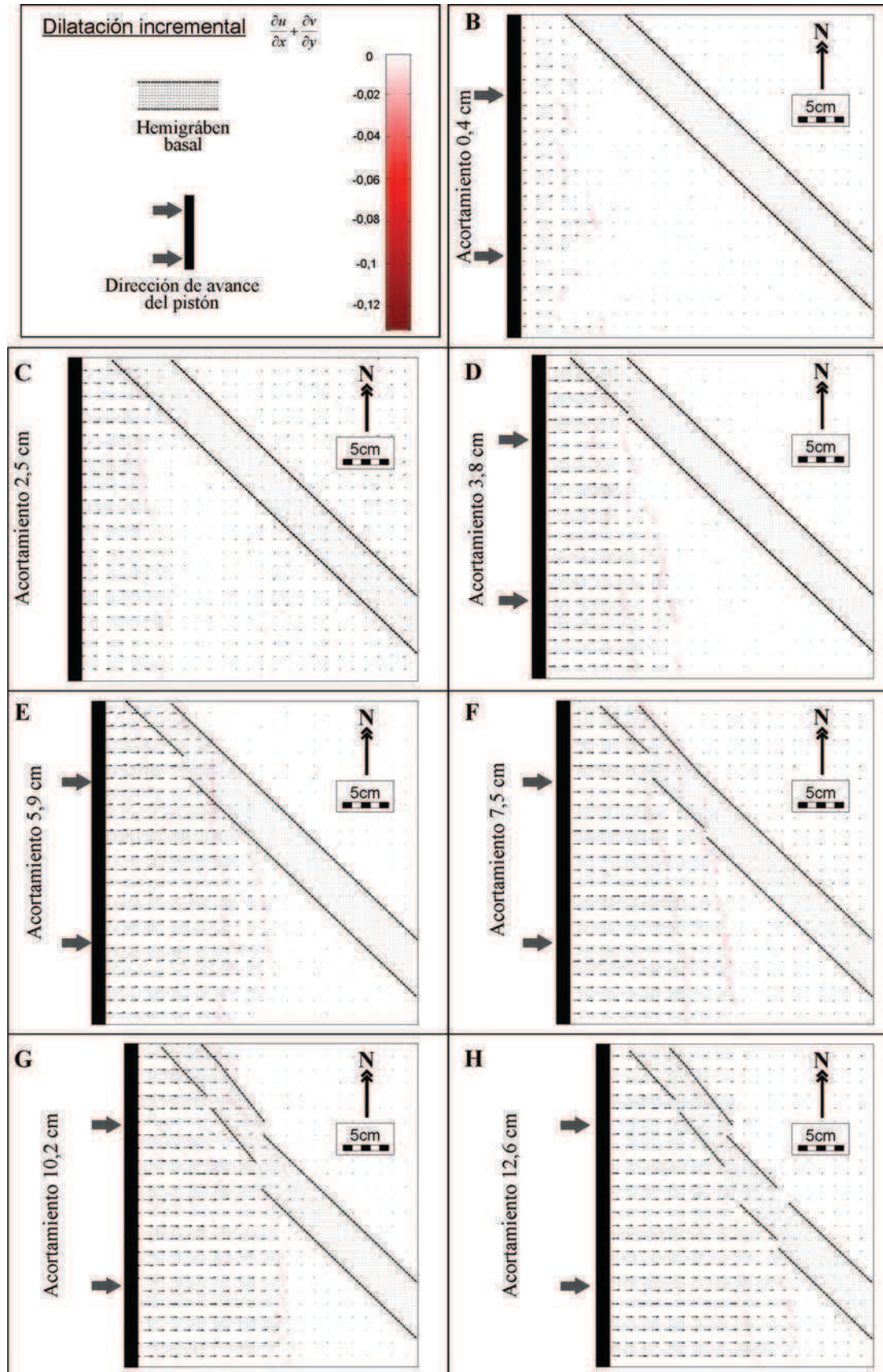


Figura 6.20: Mapas de deformación incremental de la superficie del modelo 1_D ($\alpha = 45^\circ$). Las zonas en rojo representan unidades de superficie que se redujeron durante un episodio de desplazamiento incremental (1,5 mm de acortamiento) en las distintas etapas de la evolución del modelo. Exageración de los vectores: 10X.

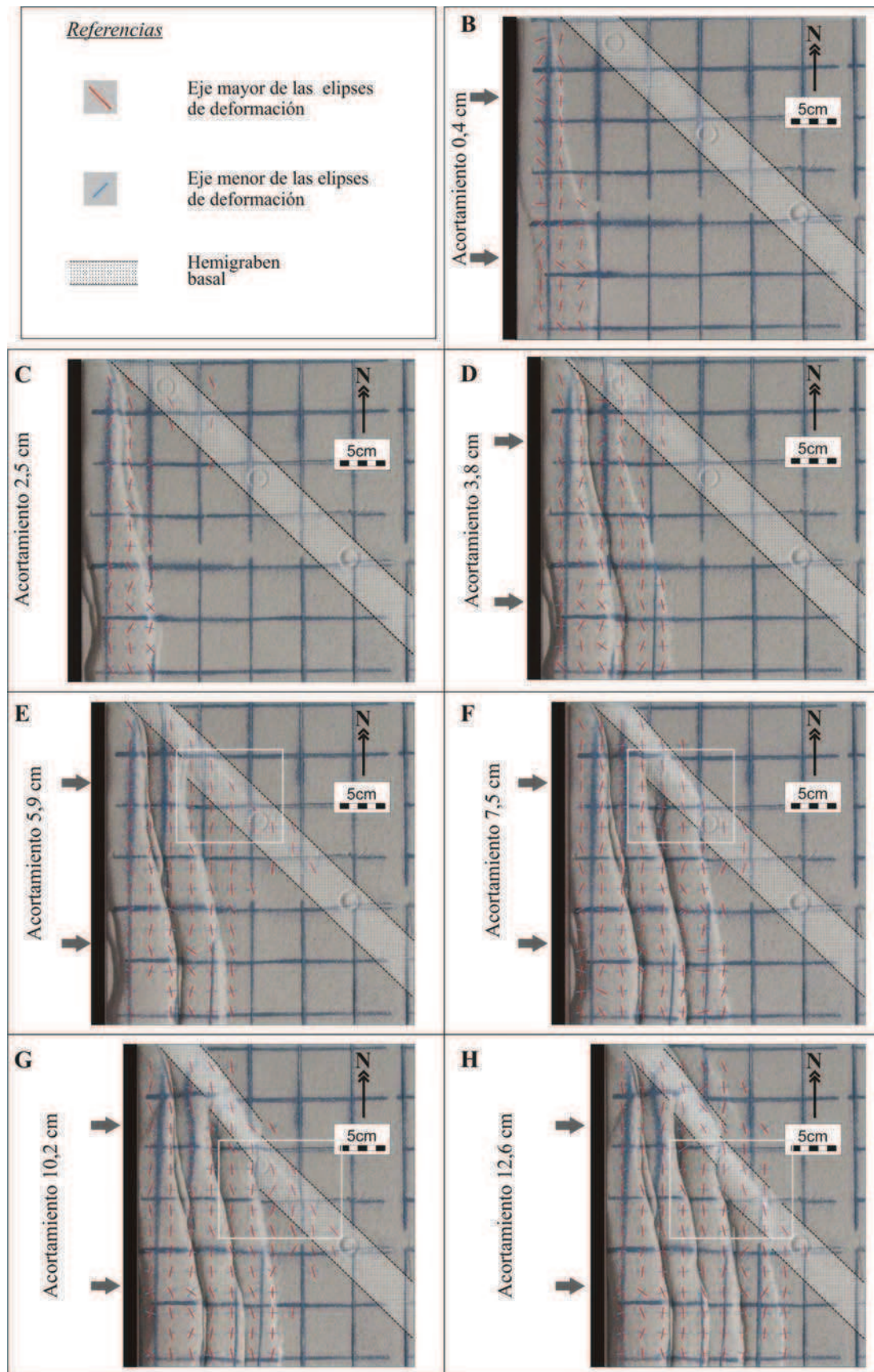


Figura 6.21: Fotografías de la superficie del modelo 1_D ($\alpha = 45^\circ$) en distintos estadios de su evolución, superponiendo los ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas en cada caso.

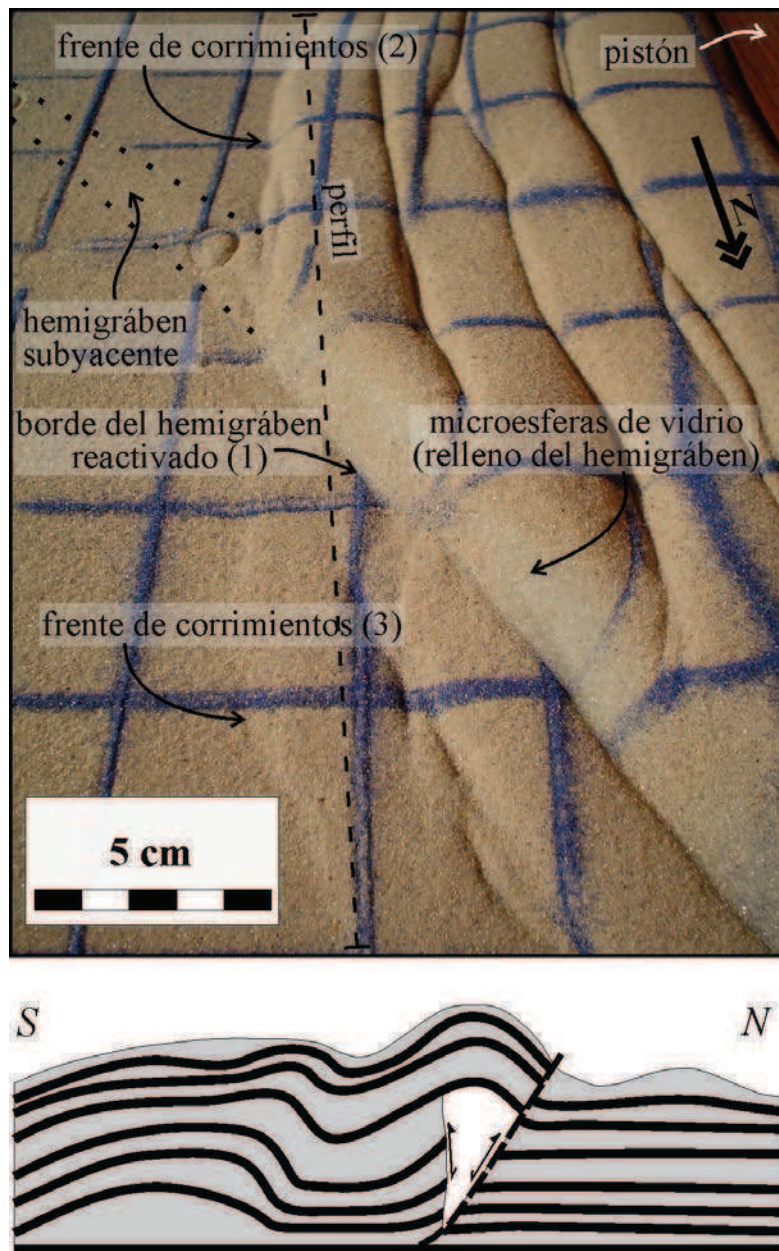
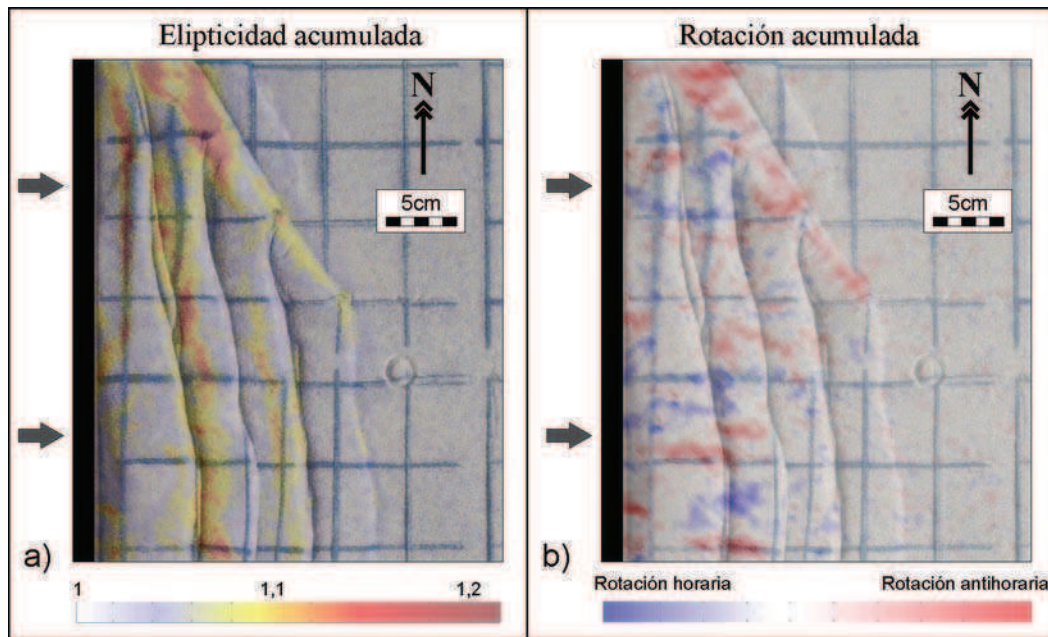


Figura 6.22: Arriba, vista hacia el sur del modelo en su estado deformado final. Se aprecia el mayor grado de levantamiento topográfico alcanzado al sur del hemigraben respecto del norte. Los números indican el orden de formación de las diferentes escarpas de falla. Se indica la posición del perfil. Abajo, *line drawing* de la sección generada con el programa GENERATOR.exe. Exageración vertical = 3,5X.



6.23: Estado final H del modelo 1_D ($\alpha = 45^\circ$), luego de 12,6 cm de acortamiento. a) Elipticidad (R) acumulada; y b) rotación acumulada, calculadas con el GEODEF 1.1. Ver explicación en el texto.

Análisis de los resultados

Las figuras 6.19, 6.20 y 6.23 muestran como rasgo evolutivo estructural característico que el segmento septentrional del hemigraben absorbe deformación durante todo el experimento, mientras que al sur se suceden frentes N-S que progresan hacia el antepaís, escindiéndose de la estructura reactivada. En consecuencia, la faja plegada y corrida generada muestra un frente sur mucho mas desarrollado hacia el antepaís que al norte, donde el mismo está controlado por el borde del hemigraben. Esta situación perdura hasta el estadio G, momento en el cual el frente N supera a la estructura previa, para tender a alinearse con el frente N-S del sur del modelo.

Es particularmente interesante destacar la disposición que adoptan las elipses de deformación en los estadios previos a la formación de las escarpas submeridianas del sector sur, en las zonas coincidentes con el hemigraben subyacente (estadios E-F y G-H de la figura 6.24). En ambos pares se aprecia que el eje menor de las elipses se dispone en primera instancia con dirección NE en el sector del hemigraben que empieza a ser perturbado, condicionado por su orientación, para luego adoptar una dirección E-O al tiempo que el acortamiento es absorbido por una escarpa N-S en el sector interno. El desplazamiento de la lámina de corrimientos involucrada es siempre hacia el este, generando por tanto desplazamientos oblicuos a lo largo del frente NO.

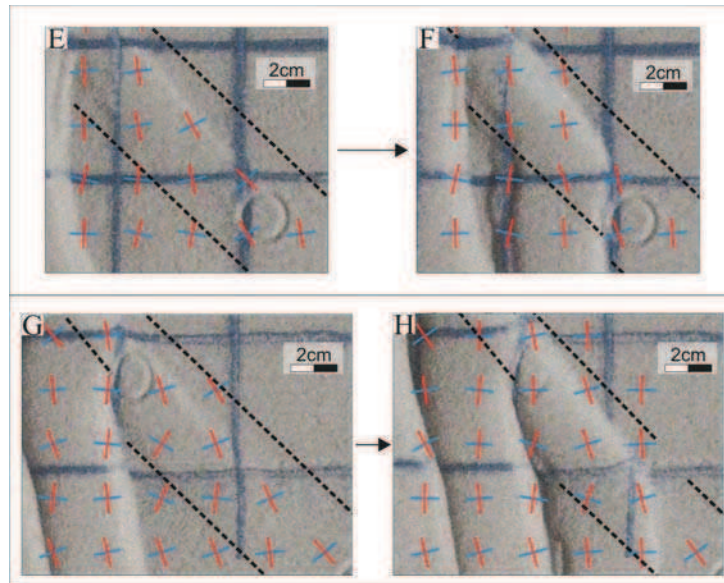


Figura 6.24: Amplificación de las regiones recuadradas en la figura 6.21 (estadios E, F, G y H), mostrando los ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas. Se observa que en el sector del hemigraben los ejes de acortamiento máximo rotan entre E y F y entre G y H, pasando de rumbos NE-SO a rumbos E-O. Ver explicación en el texto.

6.2. Serie 1: Discusión

Se reúnen en este apartado los puntos comunes y las diferencias significativas entre los resultados de los modelos de la Serie 1. Se postula además una explicación coherente y abarcadora para su estilo y evolución estructural.

Control ejercido por el hemigraben oblicuo

Como se destaca en el apartado 2.3, Brun y Nalpas (1996) concluyen a partir de sus experimentos que la reactivación efectiva de fallas de alto ángulo que limitan un graben se produce cuando el rumbo de las mismas forma un ángulo mayor a 45° con respecto al pistón, desarrollando un desplazamiento oblicuo. Las diferencias observadas en esta serie de modelos con respecto a los resultados de Brun y Nalpas (1996), así como también respecto a Dubois *et al.* (2002), se deben a la utilización de métodos experimentales distintos. En los trabajos mencionados la compresión se localiza en el graben a partir de una lámina basal que culmina por debajo del mismo, restringiendo fuertemente la concentración del acortamiento a ese sector, mientras que en este trabajo el empuje por medio de un pistón permite que se produzca deformación en el sector

interno antes de alcanzar la posición del hemigraben. De este modo, los resultados experimentales se encuentran menos predeterminados.

Uno de los aspectos destacables de los modelos realizados es el conspicuo desarrollo de corrimientos con rumbos perpendiculares a la dirección de acortamiento aplicada, independientes de las estructuras extensionales previas. Además, las fallas normales principales del sistema extensional no registran inversión efectiva, sino que en ciertos sectores los corrimientos se localizan dentro de los hemigrábenes, o bien se propagan transportando el bloque yacente sobre la envolvente de los bloques colgantes (figuras 6.4 y 6.5). Se propone que esta conducta obedece al menor coeficiente de fricción interna que presenta el relleno (microesferas de vidrio; figura 4.5). De este modo los hemigrábenes actúan como zonas de nucleación del fallamiento, inducidas por la competencia contrastante entre los materiales en contacto. El desplazamiento registrado en los bloques colgantes es siempre subparalelo al acortamiento aplicado, generando corrimientos con componentes de rumbo crecientes al aumentar la oblicuidad de la estructura previa.

A partir del análisis de todos los modelos de la serie 1 se desprende que la reactivación de los hemigrábenes ocurre solamente en determinados sectores favorables del sistema, donde éste se encuentra próximo al pistón o al frente de avance activo de la cuña (figura 6.25). Como lo demuestran experimentos previos (ej.: Mulugeta, 1988), el espaciamiento entre los corrimientos de una faja depende de las propiedades mecánicas y del espesor del material involucrado, así como también de la fricción existente en la base. Estos parámetros determinan la propagación que alcanza el frente de deformación de un sistema de corrimientos sin controles previos en el basamento (ver capítulo 2). El hemigraben oblicuo introducido en cada modelo incorpora variaciones N-S en las condiciones de contorno, estableciendo dos regiones con diferente comportamiento mecánico. En la región norte, un segmento del hemigraben es reactivado y permanece activo durante toda la evolución del modelo, absorbiendo gran cantidad de acortamiento, como lo demuestran los mapas de elipticidad acumulada (figuras 6.11, 6.18c y 6.23a). La longitud de este segmento dependerá del ángulo de oblicuidad α , como se describe en el apartado siguiente. En la región sur en cambio, la estructura extensional se encuentra más alejada del pistón. A determinada distancia crítica el frente de deformación que se propaga desde el noroeste hacia el sureste, abandona su control oblicuo basal para adoptar un rumbo normal a la dirección de acortamiento aplicada, preservándose hacia el antepaís el sistema extensivo sin evidencias de deformación.

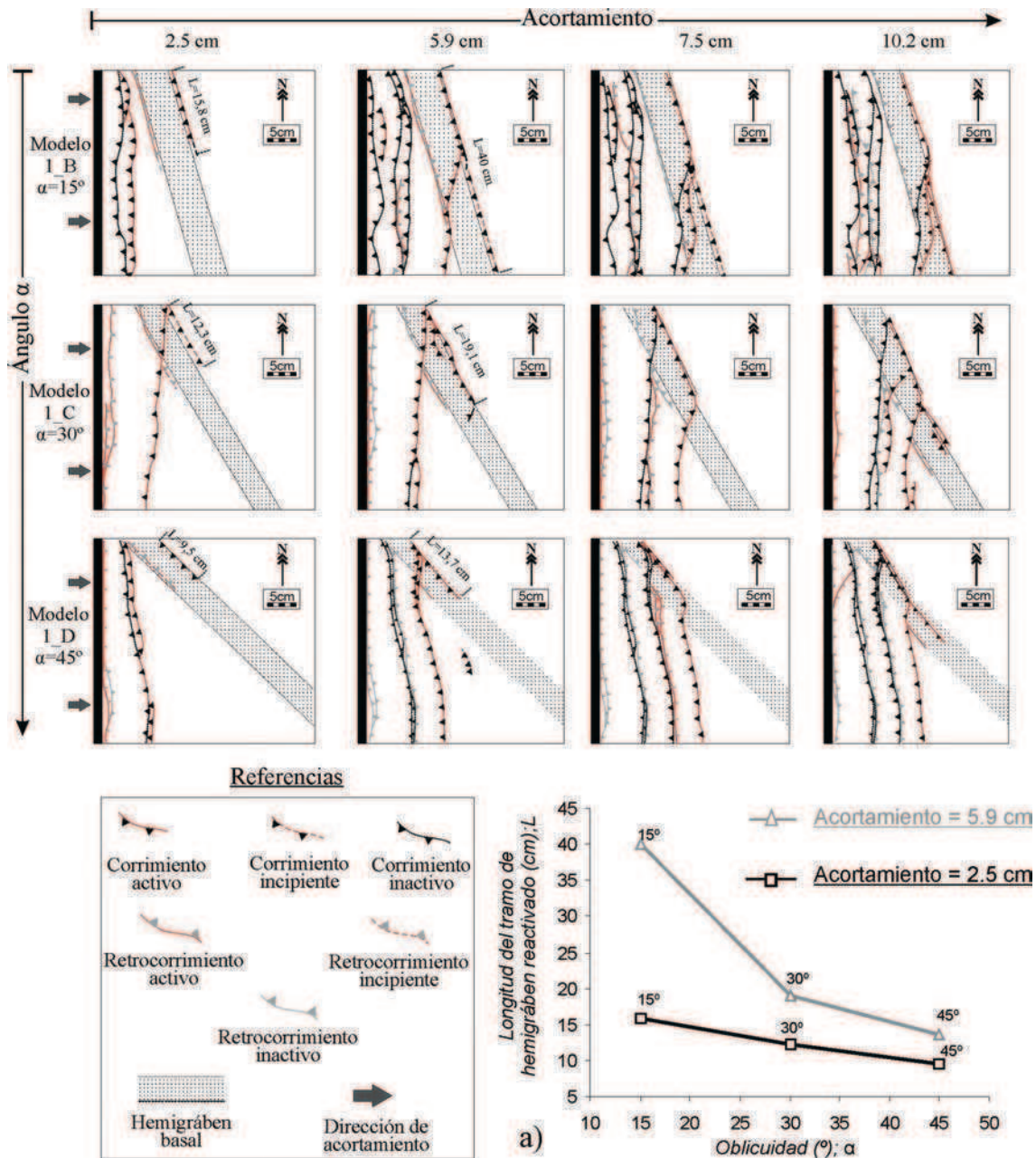


Figura 6.25: Mapeo estructural de los modelos 1_B, 1_C y 1_D a diferentes acortamientos. El ángulo de oblicuidad α (15° , 30° y 45°) se representa en el eje Y, mientras el acortamiento aplicado (2,5 cm; 5,9 cm; 7,5 cm y 10,2 cm) se representa en X. Se indica la longitud del tramo de hemigráben reactivado (L) para 2,5 cm y 5,9 cm de acortamiento. El gráfico (a) muestra el decrecimiento de L con α para 2,5 cm y para 5,9 cm de acortamiento aplicado.

La evolución reconocida establece que el proceso de reactivación de un hemigráben oblicuo puede sintetizarse a partir de la repetición estos pasos: activación de un segmento discreto de la estructura, progresando desde el sector más proximal al frente de avance hacia el más distal; en esta última dirección ocurre el abandono del control basal, registrándose un cambio de rumbo del frente de corrimiento que se dispone normal al acortamiento; desde este nuevo frente de avance de la deformación el

mecanismo se reanuda, activando un nuevo segmento discreto de la estructura infrayacente en el antepaís.

De acuerdo a los experimentos realizados por Nieuwland *et al.* (2000), la presencia de un estructura de basamento por delante de un frente de corrimientos activo funciona como un sitio de nucleación de los próximos corrimientos. La transmisión de los esfuerzos desde el frente de deformación hasta la zona de debilidad para permitir esta nucleación no siempre es efectiva. La energía necesaria para transportar una lámina de corrimiento sobre su despegue basal hasta activar el límite del hemigraben o bien aprovechar la baja resistencia de su relleno y fallarlo, aumenta a medida que la línea de debilidad es más lejana al frente de empuje. Existe una distancia crítica a partir de la cual el control basamental deja de ser energéticamente eficiente y el corrimiento abandona ese control, cambiando de rumbo. Por el contrario, cuando la distancia entre el hemigraben subyacente y el frente de empuje es menor a la longitud teórica de una lámina de corrimientos bajo las condiciones experimentales empleadas, pero sin controles de basamento, el frente de deformación queda determinado por el control basal impuesto. Esto último ocurre en el sector norte de los modelos, donde se reactiva el hemigraben y la deformación no se propaga más allá de este control hasta tanto no se alcance un estado supercrítico de la cuña que permita superarlo, lo cual no sucede hasta los estadios finales de su evolución. Una vez alcanzadas estas instancias suele delinearse un frente aparentemente continuo entre el norte y el sur de los modelos (figuras 6.18a y 6.22), enmascarando la existencia de las estructuras oblicuas reactivadas. Sin embargo, durante la mayor parte de su evolución el frente de corrimientos progresa más hacia el antepaís en la porción sur de los mismos que en el norte, alcanzando al sur un mayor relieve estructural (figura 6.22).

Comparación entre los modelos 1_B, 1_C y 1_D. Influencia del ángulo de oblicuidad del hemigraben ($\alpha = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ$) sobre la evolución estructural resultante

Progreso de la reactivación oblicua

Como es esperable, la longitud de los segmentos de hemigraben reactivados disminuye al aumentar el ángulo de oblicuidad α (figura 6.25). Luego de 2,5 cm de acortamiento, un tramo de 15,8 cm de longitud del hemigraben sufrió reactivación en el

modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$); 12,3 cm en el modelo 1_C ($\alpha = 30^\circ$), y 9,5 cm en el modelo 1_D ($\alpha = 45^\circ$). Este decrecimiento, apreciado también luego de 5,3 cm de acortamiento (figura 6.25), es una consecuencia esperable de la distancia creciente entre el hemigraben y el frente de deformación a medida que la oblicuidad α aumenta.

Deformación fuera de secuencia

Se desataca aquí la existencia de corrimientos emplazados fuera de secuencia a lo largo de la evolución de algunos de los modelos estudiados, y se propone una explicación para su desarrollo en cada contexto estructural. Según diversos autores, la formación de fallas fuera de secuencia es un indicio de la presencia de estructuras extensionales que condicionan la deformación compresiva sobreimpuesta (ej.: Hayward y Graham, 1989). Sin embargo no aparecen por igual en todos los experimentos realizados, como se analiza a continuación. Se excluyen del análisis a los retrocorrimientos que se producen como fallas conjugadas de los frentes de corrimientos activos.

En el modelo 1_B ($\alpha = 15^\circ$) se produce un corrimiento fuera de secuencia muy bien desarrollado (figura 6.7C), y se observan también pequeñas zonas de actividad en la región interna de la cuña durante los estadíos E, F y G (figuras 6.7 y 6.9), coetáneas con la actividad del frente en cada episodio. Se interpreta que el hemigraben de baja oblicuidad genera un impedimento para el avance de la cuña, debido a la energía adicional que requiere el sistema para superar la posición del mismo, reaccionando con la activación de sectores del retropaís para aumentar su ángulo. Esta conducta no se reproduce en los modelos de mayor oblicuidad 1_C y 1_D ($\alpha = 30^\circ$ y 45° respectivamente). En el primero, vemos que la deformación fuera de secuencia se limita a un corrimiento menor generado en el estadío F (figuras 6.15 y 6.16), mientras que en el segundo está ausente. Para explicar estas diferencias se sugiere que, dada una mayor oblicuidad del hemigraben, existe más espacio en la región sur de los modelos para que se propague la deformación hacia el antepaís, mientras que es absorbida eficazmente por el hemigraben en la zona norte. El mayor espacio disponible para que la faja avance inhibe la generación de corrimientos fuera de secuencia, ya que no hay un contrafuerte que contenga la propagación de las estructuras. Al aumentar el acortamiento, en los estadíos finales de la evolución de estos modelos, el frente de deformación localizado al

norte en el segmento activo del hemigraben, logra finalmente superarlo, tendiendo a alinearse con su escarpa correspondiente al sur (figuras 6.18a y 6.22).

En el modelo 1_A se registra también un corrimiento significativo generado fuera de secuencia (corrimiento 14, figuras 6.2G y 6.3). Se propone que dicha estructura no responde a una manifestación del efecto de contrafuerte (ver capítulo 2) como se formuló más arriba para el modelo 1_B, sino que más bien procura normalizar la secuencia de fallamiento de la cuña. De acuerdo a este análisis, el corrimiento 8 desarrollado durante el estadio E del modelo (figura 6.2) define una lámina de mayor longitud que la esperada para un sistema de características físicas similares pero sin estructuras preexistentes (ver apartado 2.4). En este caso, el hemigraben “b” subyacente y su alta oblicuidad ($\alpha = 50^\circ$) con respecto al frente de avance de la deformación, induce la extensión anómala que registra la lámina. El corrimiento 14 fuera de secuencia resuelve este desequilibrio, fallando a la lámina que no es lo suficientemente resistente como para mantener su tamaño y seguir desplazándose sin deformación interna (cortes D, E y F de la figura 6.1).

Rotaciones acumuladas

Comparando las figuras 6.12, 6.18d y 6.23b surge como primer rasgo distintivo que el modelo 1_B (figura 6.12; $\alpha = 15^\circ$) presenta una configuración notablemente simétrica respecto a un paralelo central, lo cual no ocurre en los otros dos modelos. El frente de corrimientos generado es convexo hacia el antepaís, diferenciándose claramente un tramo en la mitad norte del mismo, evidentemente controlado por el hemigraben subyacente, donde se concentran rotaciones antihorarias, de un tramo sur de rumbo medio NNE que concentra rotaciones horarias. En el modelo 1_C (figura 6.18d; $\alpha = 30^\circ$) la rotación registrada es antihoraria y se localiza y acumula progresivamente sobre el tramo norte del hemigraben. Lo mismo ocurre para el modelo 1_D (figura 6.23b; $\alpha = 45^\circ$), el cual registra las mayores magnitudes de rotación acumulada de los tres modelos comparados. Esto es congruente con las elipses de deformación obtenidas en las figuras 6.13, 6.17 y 6.21 ($\alpha = 15^\circ$, 30° y 45° respectivamente), donde se reconoce que la rotación tiende a disponer en cada caso los ejes máximos paralelos al eje del hemigraben reactivado.

6.3. Serie 2: Modelado regional de la formación de una faja plegada y corrida

En esta serie de experimentos se investiga el rol que desempeñan tres factores primarios en la evolución y arreglo estructural de una faja plegada y corrida: las variaciones laterales en el espesor de la secuencia involucrada en la deformación (modelo 2_A); la presencia de un nivel de despegue regional (modelo 2_B); y la existencia de un obstáculo en el antepaís (modelo 2_C). Se adopta como caso testigo la faja plegada y corrida del Agrio y su continuación sur en la cuenca Neuquina, reproduciendo a escala su configuración pre-terciaria (ver capítulo 4). Se plantea como hipótesis que esta configuración controla fuertemente el arreglo que desarrollan en planta sus ejes estructurales (ver figura 7.3). Sobre las secuencias de fotos de los modelos realizados se aplicó el PIV y se corrió el GEODEF 1.1, permitiendo llevar a cabo un análisis comparativo de los resultados, y evaluar la respuesta estructural obtenida en cada sector.

El modelo 2_A (figuras 6.26, 6.27 y 6.28) se propone como modelo de referencia, utilizándose solamente arena cuarzosa seca relleno la cubeta construida, y sin incorporar ningún obstáculo hacia el antepaís. Los resultados obtenidos indican que el control ejercido por el espesor de la secuencia es débil, provocando una leve saliente estructural. Esto es coherente con el marco teórico presentado en el apartado 2.4 (figura 2.3c).

El modelo 2_B (figuras 6.29, 6.30 y 6.31) muestra que la incorporación de un nivel de despegue en la base de la arena amplifica la saliente inducida por las variaciones de espesor a lo largo del rumbo de la faja (figura 2.3b). De este modo su geometría en planta refleja con mayor fidelidad la arquitectura de la cubeta.

En el modelo 2_C (figuras 6.32, 6.33 y 6.34) se incluyen todas las variables investigadas, sumando a las ya mencionadas un alto de basamento orientado perpendicularmente al pistón. Los resultados obtenidos permiten reconocer rotaciones vinculadas con el obstáculo incorporado. El frente de deformación forma salientes a ambos lados del alto, y una entrante por detrás del mismo. En sus bordes el sistema evoluciona formando zonas de cizalla de rumbo, en cuya sección interna se concentran rotaciones registradas con el GEODEF 1.1.

La incorporación de las variables analizadas de forma independiente permite aislar la influencia que ejerce cada una de ellas sobre el sistema estudiado. Como se verá en el capítulo 8, este planteo suma un nuevo enfoque al análisis regional de una faja plegada y corrida (en este caso, la faja del Agrio), permitiendo una comprensión intuitiva de la relevancia de estos factores sobre la arquitectura estructural resultante.

a) Modelo 2_A

Resultados

Como se describió en el capítulo 4 este experimento fue pensado como modelo patrón, con una configuración inicial simple donde la cubeta es rellena sólo con arena (figura 4.10). En la primer etapa de su evolución se alcanzan 1,6 cm de acortamiento, lo cual correspondería de acuerdo con el factor de escala geométrico utilizado a unos 12 km de acortamiento real (ver capítulo 4). Tanto en éste como en el resto de los experimentos de la serie se continuó deformando hasta llegar a unos 5 cm de acortamiento (equivalente a unos 38 km), aún cuando se excedan así los márgenes de acortamiento del prototipo estudiado. Se observa en la figura 6.26 a y b que la deformación macroscópica reconocida en ambas etapas es aparentemente continua, generando una cuña cuyo frente se señala en la figura 6.27. No se registran escarpas definidas asociadas a esta topografía, y sólo pudieron mapearse cambios de pendiente. Mediante el programa GEODEF 1.1 es posible verificar sin embargo que la deformación se concentra en cada etapa a lo largo del frente de la cuña formada (figura 6.26c y d). Puede apreciarse que para la primer etapa del modelo se define un frente convexo hacia el antepaís que define una saliente suave y simétrica (figura 6.26a). En la etapa siguiente (figura 6.26b) se acentúa la convexidad del frente, propagándose más hacia el antepaís la parte central del mismo, correspondiente al máximo espesor de sedimento involucrado. Asimismo, se observa en el extremo norte de la cubeta una zona de deformación asociada a su límite septentrional. En el sector central de la cuña se forma un retrocorrimiento apenas reconocible.

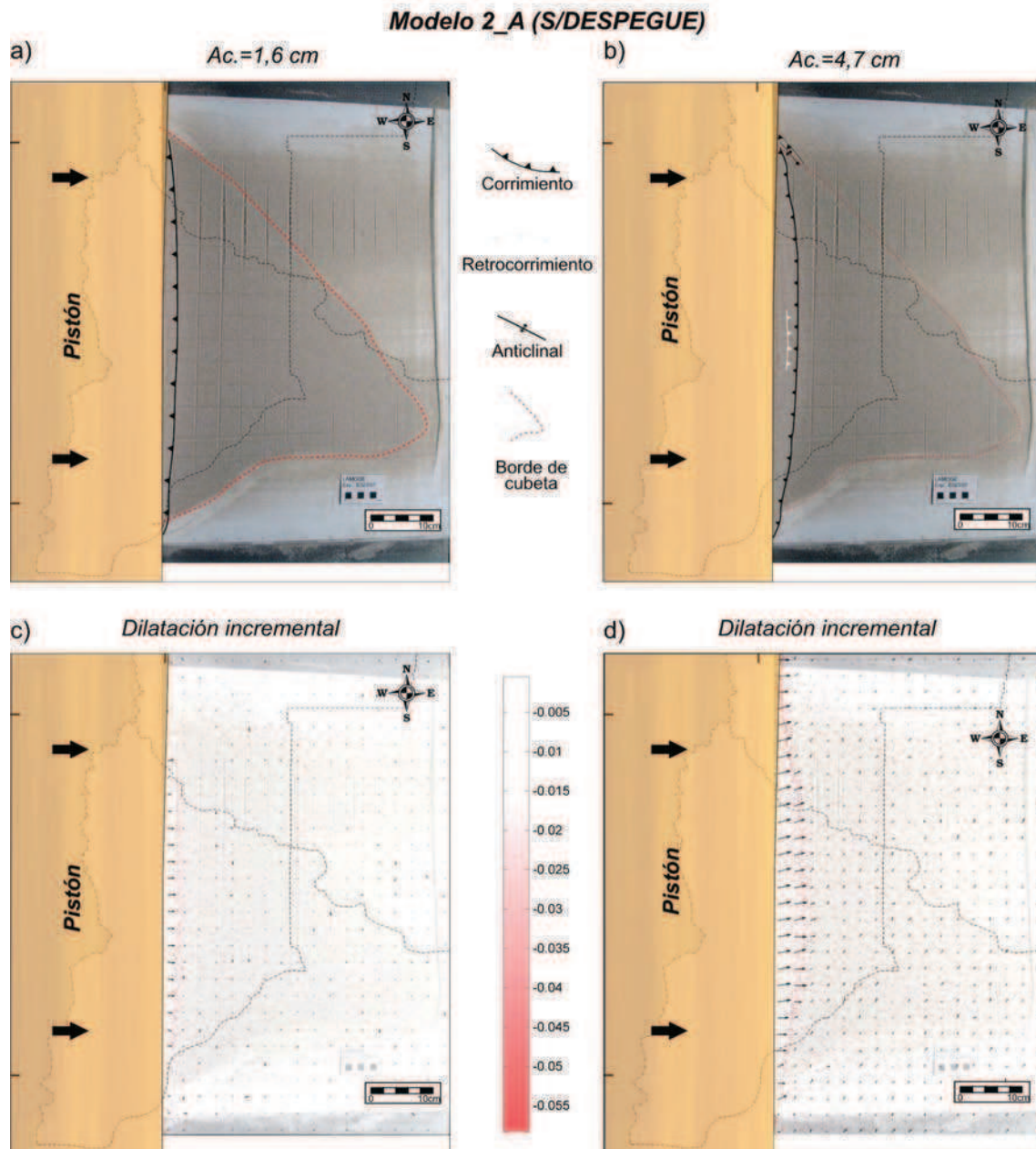


Figura 6.26: a)-b) Fotografías y mapeo estructural de la superficie del modelo 2_A en dos estadios de su evolución. c)-d) Mapas de deformación incremental de la superficie del modelo para los estadios a y b respectivamente. Las zonas en rojo representan unidades de superficie que se redujeron durante un episodio de desplazamiento incremental (1,5 mm de acortamiento). Exageración de los vectores: 15X.

A partir del mapeo de la elipticidad (R) acumulada, se aprecia que a lo largo de la evolución del experimento la deformación se distribuye de una manera uniforme, abarcando la superficie total de la cuña. Las elipses obtenidas se disponen con su eje menor perpendicular al frente delineado (figura 6.28), destacándose en el extremo norte la coincidencia entre la orientación del borde de la cubeta y el eje mayor de la elipse trazada.



Figura 6.27: Fotografía tomada en la etapa final de la evolución del modelo 2_A. Las flechas señalan la ubicación del quiebre topográfico que define el pie de la cuña de deformación; nótese su convexidad hacia el antepaís y la ausencia de escarpas definidas sobre la superficie.

Análisis de los resultados

En concordancia con lo planteado en el capítulo 2, desde los primeros estadios del modelo se produce una saliente estructural que define un frente convexo hacia el antepaís, reflejando la arquitectura pre-deformación de la cubeta utilizada (Marshak, 2004). La zona de máxima propagación de la saliente coincide con la localización del máximo espesor de arena en la cubeta. Asimismo, puede observarse en figura 6.26d que para un incremental de acortamiento, se concentra más deformación hacia los extremos de la saliente, con la formación de corrimientos emergentes poco espaciados (figura 6.26b), que en su sector apical. La estructura generada no es fácilmente observable, ya que la deformación se absorbe y distribuye de manera aparentemente continua. Es de interés destacar que la elipse de deformación del extremo noroccidental del modelo se orienta con su eje menor perpendicular al borde de la cubeta (figura 6.28), señalando que este límite influye fuertemente sobre la respuesta dinámica del sistema. Guzmán (2006) arribó a una conclusión similar a partir de modelos análogos de la cuenca pero usando materiales elásticos.

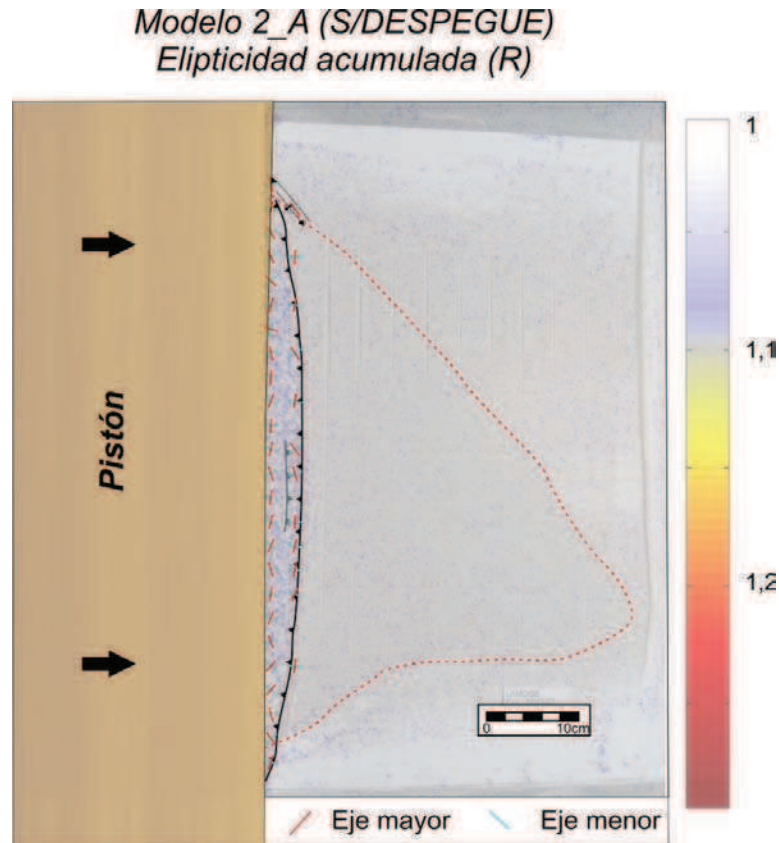


Figura 6.28: Elipticidad (R) acumulada luego de 4,7cm de acortamiento. Se superponen los ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas.

b) Modelo 2_B

Resultados

Este modelo, en el cual se incorpora un horizonte de despegue en la base de la secuencia deformada (figura 4.10), presenta una capacidad de propagación de la deformación mayor que el anterior. Esto se aprecia claramente en la primera etapa de su evolución (figura 6.29a), en la cual se desarrolla una saliente pronunciada cuyo corrimiento frontal adopta un rumbo NNO, copiando la geometría de la cubeta basal (figura 4.12). Para 5,2 cm de acortamiento aparecen más estructuras, dando lugar a un frente sinuoso. Las estructuras generadas presentan buena definición sobre la superficie de la arena (figura 6.30). A partir del procesamiento con el GEODEF 1.1 es posible determinar un frente de deformación incremental de franca convexidad hacia el antepaís, con un grado de avance claramente mayor en la parte central que el logrado en el modelo 2_A para valores similares de acortamiento (comparar figuras 6.26d y 6.29d).

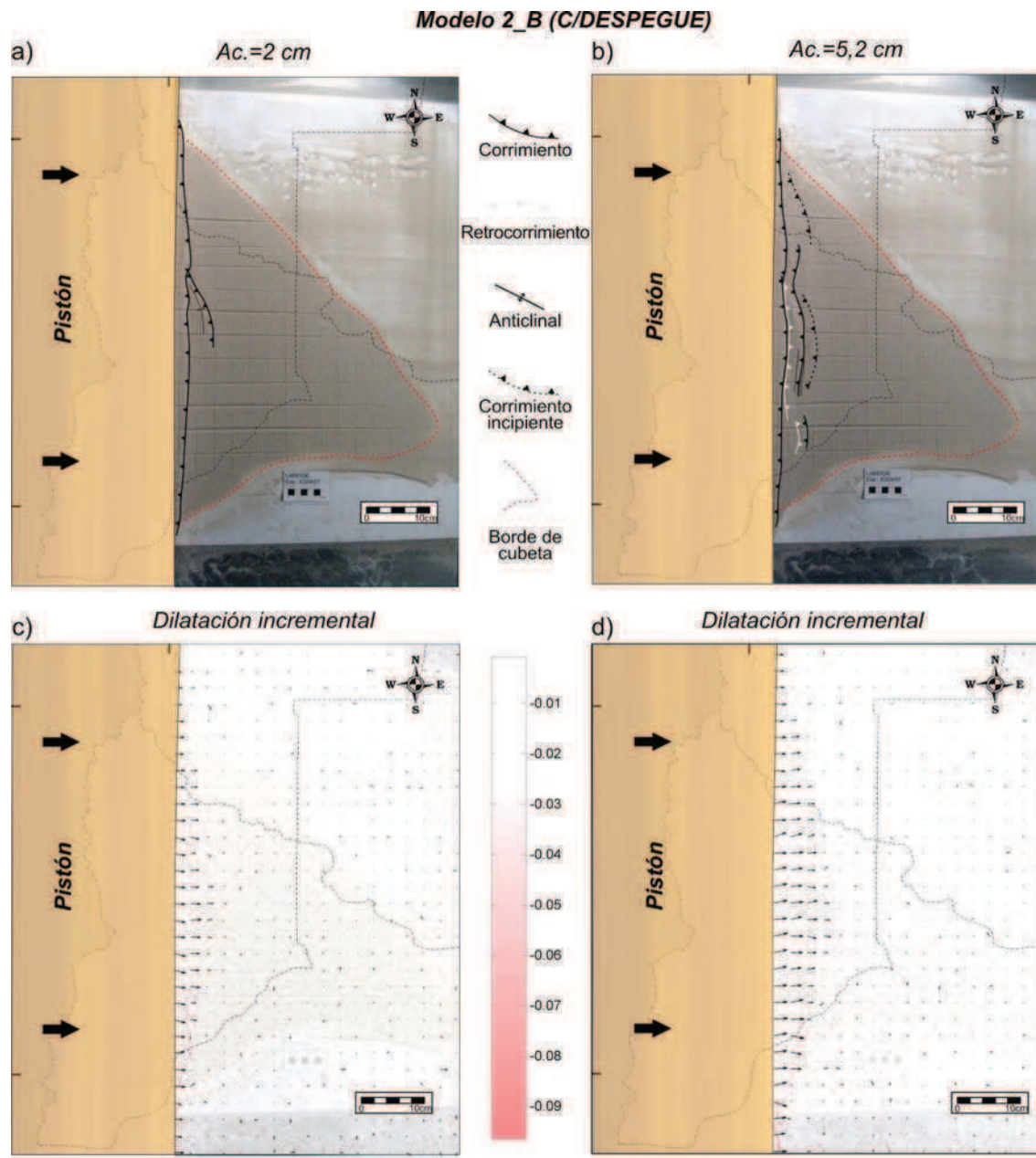


Figura 6.29: a)-b) Fotografías y mapeo estructural de la superficie del modelo 2_B en dos estadíos de su evolución. c)-d) Mapas de deformación incremental de la superficie del modelo para los estadíos a y b respectivamente. Las zonas en rojo representan unidades de superficie que se redujeron durante un episodio de desplazamiento incremental (1,5 mm de acortamiento). Exageración de los vectores: 15X.



Figura 6.30: Fotografía tomada en la etapa final de la evolución del modelo 2_B. Nótese la convexidad hacia el antepaís del frente de deformación y las escarpas definidas sobre la superficie.

La figura 6.31a muestra la buena concordancia lograda entre las estructuras reconocidas en el estado final del modelo y la elipticidad acumulada registrada mediante el GEODEF 1.1. Asimismo, los ejes máximos de las elipses de deformación determinados se adaptan coherentemente con la traza de las escarpas principales, señalando que el eje de máximo acortamiento se dispone perpendicularmente a las mismas en cada sector.

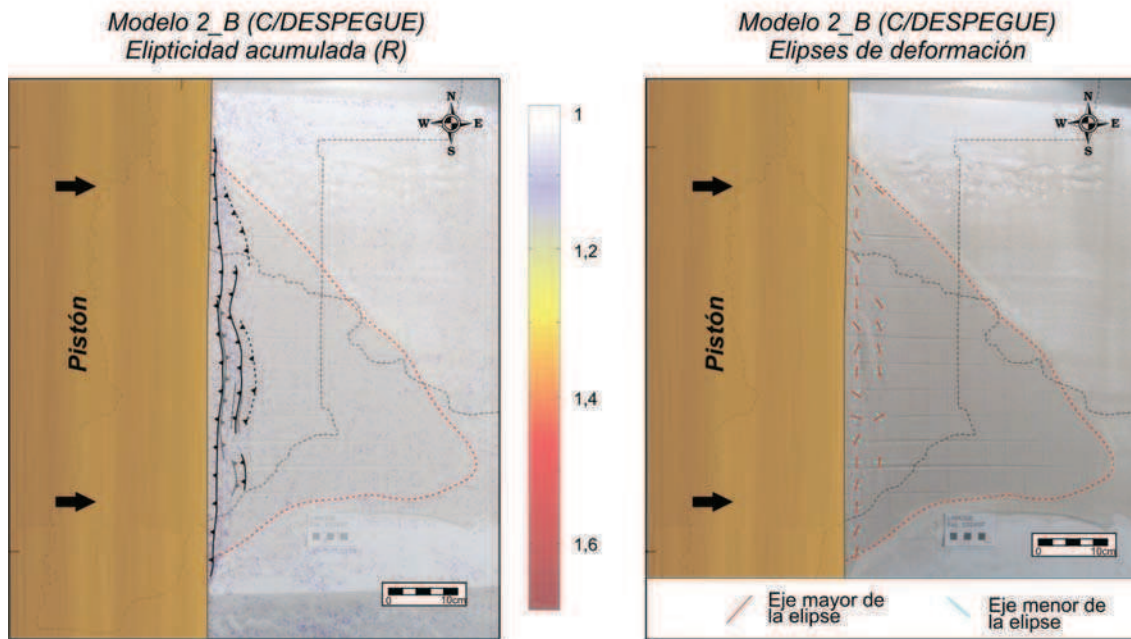


Figura 6.31: a) Elipticidad (R) acumulada luego de 5,2 cm de acortamiento y estructuras mapeadas. b) Ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas.

Análisis de los resultados

En concordancia con lo planteado en el Capítulo 2 (apartado 2.4), la presencia de un horizonte de despegue en la base del relleno aumenta la capacidad de propagación de la deformación, amplificando el efecto generado por las variaciones de espesor analizadas en el modelo patrón 2_A, y dando lugar a la formación de una saliente estructural más pronunciada (comparar figuras 6.26 y 6.29). En este contexto, la arquitectura de la cubeta se ve reflejada con mayor fidelidad en la geometría de la estructuración obtenida en planta. Los sectores de mayor pendiente del basamento hacia el retropaís a lo largo del rumbo de la faja (ver mapa de la figura 4.12) inducen mayores propagaciones de la misma, como se analiza en el apartado 2.4.

Las estructuras más antiguas en el sector interno de la cuña presentan menor curvatura que las frontales, como se aprecia en la figura 6.30. Teniendo en cuenta el mapa de deformación acumulada de la figura 6.31a, esto puede responder a la acumulación de cizalla pura que experimentaron las láminas de corrimiento internas, generando que su traza superficial pierda curvatura en comparación con las más externas.

c) Modelo 2_C

Resultados

Este es el modelo final de la serie, en el cual se incorporan todas las variables investigadas, sumando a la arquitectura de la cubeta y al nivel de despegue (modelos 2_A y 2_B) un tercer elemento, constituido por un alto rígido perpendicular al pistón (figura 4.10 c, d y e). Este alto se denominará en adelante *dorsal*, por su perseguida analogía con la Dorsal de Huincul (ver capítulo 8).

Luego de 1,8 cm de acortamiento, la estructuración del modelo muestra una saliente amplia al norte de la dorsal, otra saliente más reducida al sur, y una entrante que las separa en el extremo oeste de la misma (figura 6.32a). Quedan definidos así sus márgenes, denominados zona transversal norte (ZTN) y zona transversal sur (ZTS) respectivamente, dado el alto ángulo que presentan con respecto a las estructuras principales de la faja (figura 6.33). La asimetría de ambas salientes se manifiesta tempranamente, revelando la configuración pre-compresiva del sistema: el adelgazamiento gradual de la secuencia hacia el norte de la cubeta produce que el limbo septentrional de la saliente norte retroceda suavemente, mientras que la presencia de la dorsal provoca una transición abrupta entre un alto espesor de sedimento al norte y el alto de basamento al sur, induciendo un importante retroceso del frente en corta distancia (ZTN). La saliente sur muestra una conducta similar, aunque la disminución del espesor de la secuencia hacia el sur es bastante pronunciada, y por lo tanto la saliente es menos asimétrica; no obstante su limbo norte, dado por la ZTS, refleja el abrupto cambio de espesor subyacente.

Los gráficos de dilatación incremental (figura 6.32 c y d) revelan que esta geometría sinuosa del frente de deformación es primaria, lo cual significa que las escarpas se producen desde su origen con las curvaturas descriptas. No obstante, al aumentar el acortamiento se acentúan las curvaturas, ya que se producen rotaciones en el sector interno de las zonas transversales, donde se acumula cizalla simple (figuras 6.33 y 6.34c). La ZTN acumula rotaciones horarias, mientras que la ZTS antihorarias. Como se discutirá en el apartado siguiente, estas rotaciones afectan solamente al corrimiento más antiguo del sector interno de la faja, y no al frente activo más oriental (figura 6.34 b y c).

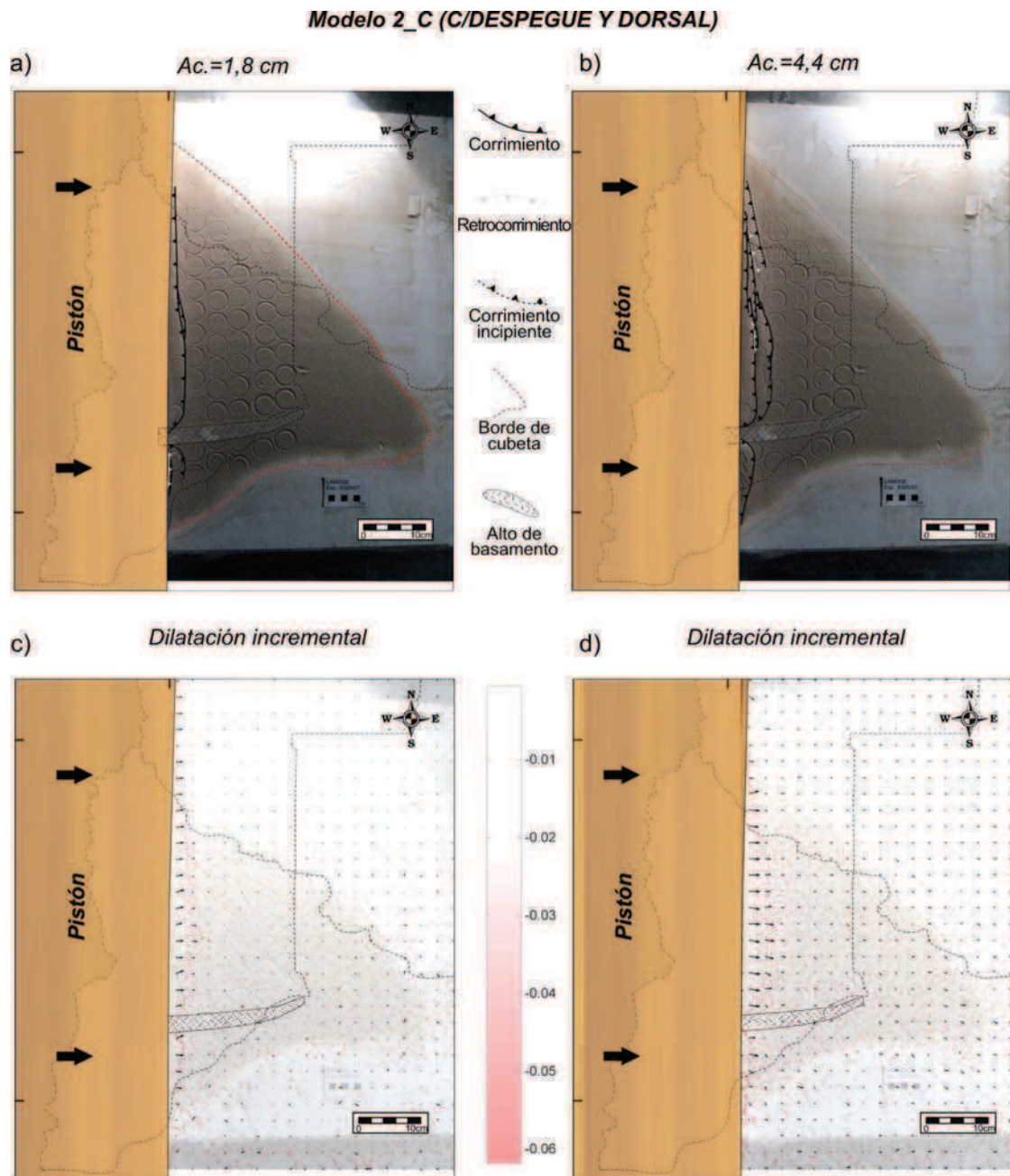


Figura 6.32: a)-b) Fotografías y mapeo estructural de la superficie del modelo 2_C en dos estadios de su evolución. c)-d) Mapas de deformación incremental para los estadios a y b respectivamente. Las zonas en rojo representan unidades de superficie que se redujeron durante un episodio de desplazamiento incremental (1,5 mm de acortamiento). Exageración de los vectores: 15X.

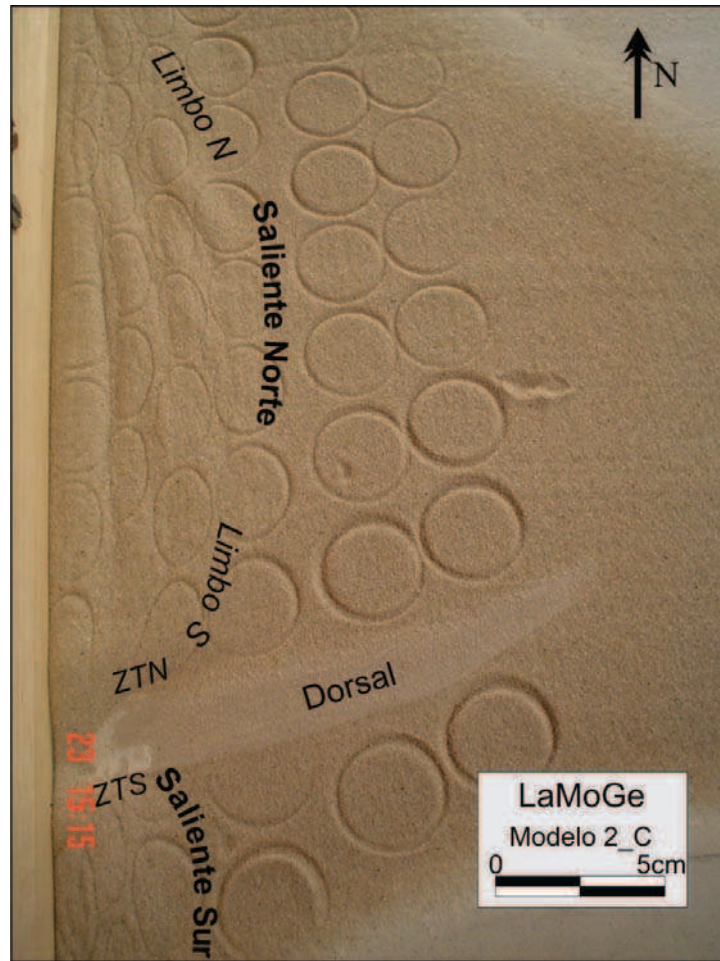


Figura 6.33: Fotografía tomada en la etapa final de la evolución del modelo 2_C. Nótese la elipticidad que adoptan los marcadores originalmente circulares trazados sobre la superficie de arena en cada sector. ZTN = zona transversal norte; ZTS = zona transversal sur.

Es relevante señalar que ambas salientes configuran estructuras independientes, separadas por el alto de basamento. Esto se hace evidente luego de 4,4 cm de acortamiento (figuras 6.32b y 6.33), ya que la saliente norte avanza marcadamente hacia el antepaís formando un nuevo frente de mayor convexidad, mientras que la sur se mantiene en su posición original más interna. Esta diferencia responde al mayor espesor de secuencia existente al norte. Asimismo, se aprecia en el extremo norte de la cubeta un mayor número de corrimientos con poco espaciamiento entre sí, mientras que en el sector central de mayor espesor de arena el acortamiento se absorbe en sólo dos estructuras más distanciadas.

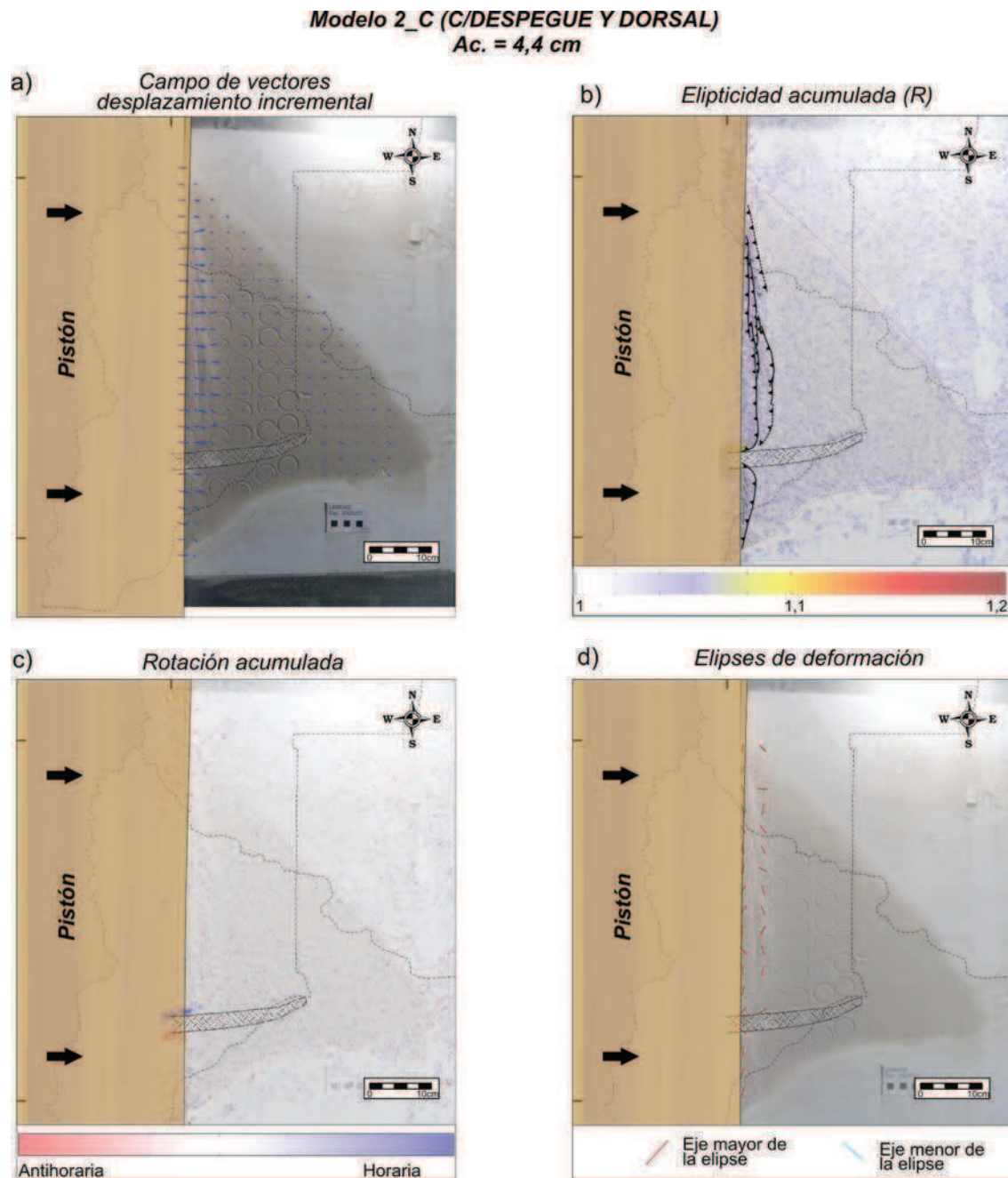


Figura 6.34: a) Campo de vectores desplazamiento incremental; exageración 15X. b) Elipticidad (R) acumulada luego de 4,4 cm de acortamiento y estructuras mapeadas. c) Rotación acumulada. d) Ejes de las elipses de deformación acumulada calculadas.

Análisis de los resultados

Estudiando la figura 6.34a se puede apreciar que las trayectorias durante el estadio final del modelo son sub-paralelas, orientadas en la dirección del avance del pistón. Se infiere que las curvaturas estructurales se producen como respuesta a variaciones en sentido N-S de la cantidad de transporte hacia el antepaís. Al analizar los limbos de las salientes adyacentes a la dorsal, se reconoce que ambos concentran cizalla simple, provocando rotaciones horarias al norte y antihorarias al sur (figura 6.34c). Coherentemente, los ejes principales de las elipses allí obtenidas registran estas rotaciones (figura 6.34d). Sin embargo, esto no redundaría en una rotación significativa de la traza de la estructura generada: puede haber rotaciones del material incorporado en la lámina de corrimiento durante su evolución sin que se produzca en consecuencia una rotación según el eje vertical de las escarpas asociadas, como lo advierten Macedo y Marshak (1999).

Analizando las figuras 6.32 a y b se puede apreciar que la estructura generada en primer término al norte de la dorsal sufre cierta rotación horaria en la ZTN al aumentar el acortamiento, como respuesta a la zona de cizalla allí desarrollada. Pero la traza de este frente era originalmente curva, aumentando su curvatura debido a la interacción que sufre con el obstáculo que representa la dorsal. En consecuencia, no corresponde asumir que la rotación registrada con el GEODEF 1.1 sea responsable de la curvatura total de la estructura. El frente más joven formado hacia el antepaís (figura 6.32 b) adopta una convexidad evidentemente primaria, consecuencia de las variaciones de espesor de la cubeta, sin ninguna rotación asociada (figura 6.34). Su limbo sur converge hacia la ZTN, debido a la pronunciada pendiente del basamento existente en ese sector, que evoluciona hasta generar una zona de cizalla.

Capítulo 7

Configuración estructural de los prototipos naturales

7.1. Introducción

Se describen en este capítulo las características geológicas de los prototipos naturales investigados, con especial énfasis en sus rasgos estructurales. Éstos serán contrastados en el capítulo 8 con los resultados experimentales expuestos en el capítulo anterior, con el objetivo de entender su evolución estructural y los factores que la gobiernan. En función de fundamentar estas analogías, se presenta aquí la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca Neuquina, y se analiza la faja plegada del Agrio y su prolongación sur desde un punto de vista regional, examinando su interacción con la Dorsal de Huincul. Se introduce luego la geología de cuatro áreas donde se sabe o se sospecha de la existencia de procesos de reactivación oblicua de hemigrábenes: los sistema Potezuelo Oeste y Estancia Vieja en el ámbito de la Dorsal de Huincul, el depocentro Sierra Azul en la faja plegada y corrida de Malargüe, y el depocentro Yeguas Muertas en faja plegada y corrida de Aconcagua. Se concentra la atención en la descripción y discusión de las evidencias existentes acerca de sus respectivas configuraciones extensionales pre-compresivas, y en los resultados de la contracción sobreimpuesta en cada caso. Para ello se recopila la información de interés publicada en cada sector, sumando en la Sierra Azul datos recolectados en el campo para esta tesis.

7.2. Rasgos regionales de la faja plegada del Agrio y su prolongación sur, cuenca Neuquina

Evolución tectonoestratigráfica de la cuenca Neuquina

La cuenca Neuquina abarca casi la totalidad de la provincia de Neuquén, el sector occidental de las provincias de Río Negro y La Pampa, la parte sudoccidental de

la provincia de Mendoza y el extremo sur de San Juan. Sus límites nordeste y sudeste son de naturaleza cratónica, formados por la Sierra Pintada y el Macizo Norpatagónico respectivamente, mientras que su límite occidental actual lo constituye el arco volcánico en la cordillera andina (figura 7.1). Se trata de una cuenca de retroarco (Ramos, 1978; Vergani *et al.*, 1995) de forma triangular, rellena con una secuencia meso-cenozoica de unos 8.000 m de espesor que registra una subsidencia casi continua desde el Jurásico inferior hasta el fin del Cretácico inferior. Como resultado de la deformación andina, que progresó desde el oeste a partir del Cretácico superior, evolucionó a una cuenca de antepaís. Los principales elementos tectónicos de su configuración actual pueden ser sintetizados en una faja plegada y corrida de dirección norte-sur hacia el oeste, el alto estructural de la dorsal de Huincul de orientación este-oeste, y un área de cuenca interna, separada de la faja plegada por un alto estructural que corresponde al dorso de los Chihuidos (Vergani *et al.*, 1995) (figura 7.1).

El basamento pre-jurásico de la cuenca está compuesto por depósitos neopaleozoicos, y complejos riolíticos e ignimbritas de gran volumen pertenecientes al Grupo Choiyoi, vinculados con una tectónica extensional (Ramos y Kay, 1991). Uliana y Legarreta (1993) atribuyen estas asociaciones al colapso extensional del orógeno permo-triásico.

La evolución de la cuenca ha sido dividida en tres fases resumidas en la columna estratigráfica general de la figura 7.2: la primera abarca desde el Triásico superior hasta el Jurásico inferior (etapa de *syn-rift*), caracterizada por una extensión generalizada que dio lugar al desarrollo de un sistema de fallas extensionales y hemigrábenes, delineando así la configuración inicial de la cuenca (Vergani *et al.*, 1995). Durante esta etapa se depositaron los sedimentos del Grupo Precuyo (Gulisano, 1981), controlados por la distribución de grábenes y hemigrábenes.

Posteriormente, la depositación del Grupo Cuyo transgredió estos hemigrábenes cubriéndolos regionalmente, dando lugar desde el Jurásico inferior hasta el Cretácico inferior a la fase de *post-rift*, coincidente con el desarrollo de una zona de subducción y la generación de un arco volcánico en el borde occidental de Gondwana (Dalziel *et al.*, 1987; Kay *et al.*, 1989). Las variaciones eustáticas controlaron la alternancia de secuencias marinas pacíficas y continentales que caracterizan al período de *sag* (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani *et al.*, 1995; Legarreta y Uliana, 1991). Una mención especial merece la estructuración vinculada a la Dorsal de Huincul, que comenzó en el Jurásico inferior (Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera, 2008; Pángaro *et*

discretos, vinculados a cambios en la velocidad de las placas y a sucesivas variaciones en el ángulo de subducción, provocando modificaciones en la posición del arco volcánico (Muñoz *et al.*, 2000; Folguera *et al.*, 2002; Ramos y Folguera, 2005, Zamora Valcarce *et al.*, 2006). Esto indujo a la continentalización de la cuenca, con el definitivo cierre de su conexión con el Océano Pacífico. Posteriormente, los depósitos marinos y continentales del Grupo Malargüe (formaciones Loncoche, Roca y Pircala) marcan el primer evento de inundación proveniente del Océano Atlántico, como consecuencia del desmembramiento de Pangea (Legarreta y Gulisano, 1989).

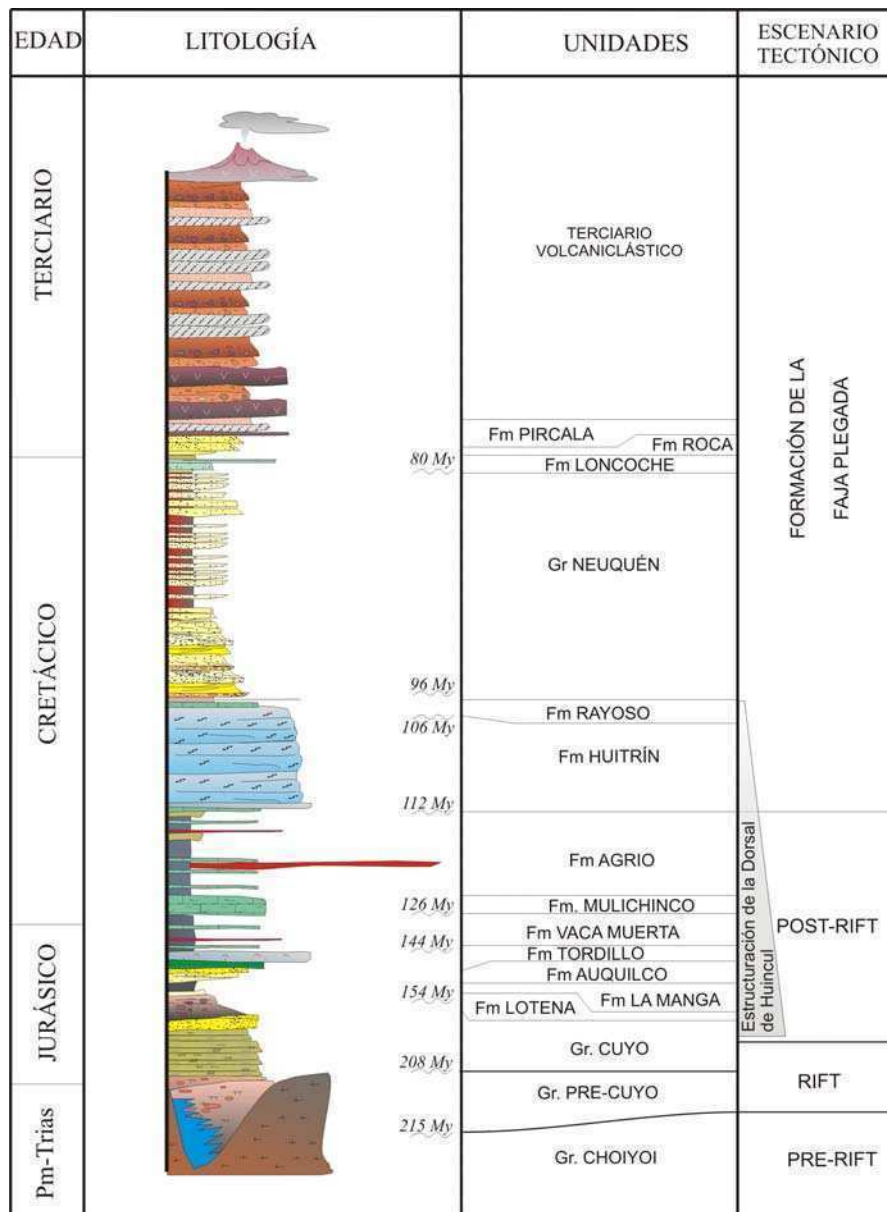


Figura 7.2: Columna estratigráfica tipo para la cuenca neuquina. Modificado de Brissón y Veiga (1998).

Durante el Eoceno, la cuenca experimentó un nuevo periodo de deformación y subsidencia, estructurándose el extremo occidental del prisma mesozoico con predominante vergencia oriental. La ubicación de las estructuras extensionales previas, así como las propiedades mecánicas de la secuencia sedimentaria, ejercieron un fuerte control sobre el estilo estructural de la faja plegada (Zamora Valcarce, 2006). En la actualidad la deformación andina se concentra en el sector limítrofe entre Argentina y Chile y está representada tanto por zonas compresivas como por zonas de colapso extensional, con la formación de depocentros intermontanos aislados (Folguera *et al.*, 2005 y 2006).

Faja plegada del Agrio

La faja plegada del Agrio o fosa del Agrio, tal y como fue definida por Braccacini (1970), se encuentra en la parte frontal de la faja plegada de los Andes Neuquinos. Hacia el norte se encuentra separada de la de Chos Malal por el lineamiento de Cortaderas, que discurre en sentido NO-SE a la altura del río Neuquén (figura 7.1). Su límite occidental se encuentra en la cuenca de Loncopué (Ramos, 1978; figura 7.1) que ha sido interpretada como una cuenca de intra-arco (Jordan *et al.*, 2001) producto de un régimen extensional activo en este sector durante el Pleistoceno (García Morabito, 2004; Ramos y Folguera, 2005). Hacia el sur, la Sierra de la Vaca Muerta actuaría como un lineamiento similar al de Cortaderas (Repol, 2006), representando el límite sur de la faja plegada. El límite oriental de la faja está conformado por la gran estructura del Dorso de los Chihuidos (figura 7.1), interpretado por diversos autores como un sistema extensional triásico invertido durante el Terciario (Vergani *et al.*, 1995; Zapata *et al.*, 1999 a y b; Mosquera y Ramos, 2005 y 2006). Otros autores sugieren no obstante que dado el orden de magnitud de esta estructura es necesario pensar en un proceso tectónico - térmico de primer orden para explicar su génesis (Cristallini *et al.*, 2005; Sigismondi, 2006; Sigismondi y Ramos, 2009).

Dentro de la faja plegada del Agrio, se han reconocido dos dominios caracterizados por su estilo estructural: uno interno donde predomina la inversión de fallas normales pre-jurásicas, y uno externo, donde prevalece la deformación epidérmica (Ramos, 1998). Estudios basados en datos sísmicos indican que el desplazamiento fue transferido desde el sector interno hacia el sector externo mediante la inserción de fallas de basamento en la base de la secuencia sedimentaria, transportándola hacia el frente

como un todo (Zapata *et al.*, 1999 a y b; Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006). Según la información publicada referida a diversos segmentos de la faja (Ramos, 1981; Zapata *et al.*, 1999 a y b; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Repol, 2006), se reconstruyó una posición regional aproximada del frente del dominio interno, utilizada en este trabajo como línea inicial de avance de la deformación para los modelos de la Serie 2 (ver figuras 4.12 y 7.3).

El dominio externo se caracteriza por presentar pliegues isoclinales de escala kilométrica. La longitud de onda media de estas estructuras es de 5 km, y su longitud a lo largo del rumbo va de los 20 km hasta alcanzar en algunos casos los 100 km. Sus niveles de despegue se producen dentro de la cubierta mesozoica, particularmente en las formaciones Auquilco, Vaca Muerta y Agrio (Viñes, 1985; Zapata *et al.*, 1999a). Zapata *et al.* (1999a y 2002) demostraron que el basamento estaría también involucrado en la deformación en este dominio, reactivando en cierta medida las estructuras epidérmicas. La vergencia predominante de las estructuras es hacia el este, pero algunas de ellas presentan una vergencia contraria, generando complejas zonas triangulares en el frente de corrimientos (Zamora Valcarce, 2006). Analizados regionalmente, los ejes estructurales principales del dominio externo varían su dirección a lo largo del rumbo desde NNO-SSE al norte, a NNE-SSO al sur, dando una geometría convexa hacia el antepaís para la faja en general (figura 7.3).

Dentro del sector interno, hacia el sur de la faja del Agrio, se desarrollan estructuras de orientación ENE-OSO (como por ejemplo la Sierra de la Vaca Muerta, figura 7.3), fuertemente oblicuas a las desarrolladas en el sector externo (Repol, 2006). En el núcleo de la Sierra de la Vaca Muerta afloran rocas pertenecientes al ciclo jurásico (Leanza y Hugo, 2001), donde se postula la existencia de una importante falla de rumbo (Zavala y Gonzales, 2001). Según Repol (2006), su orientación sería heredada de la geometría del sistema extensional infrayacente, reactivándose con fuerte componente de rumbo durante la deformación andina. Esta componente se extingue progresivamente hacia el dominio externo (Repol, 2006). En tanto, la inversión efectiva de fallas normales NNO-SSE en el norte, y NNE-SSO en el sur de la faja, explicaría la geometría curva que exhibe el dominio interno (figura 7.4).

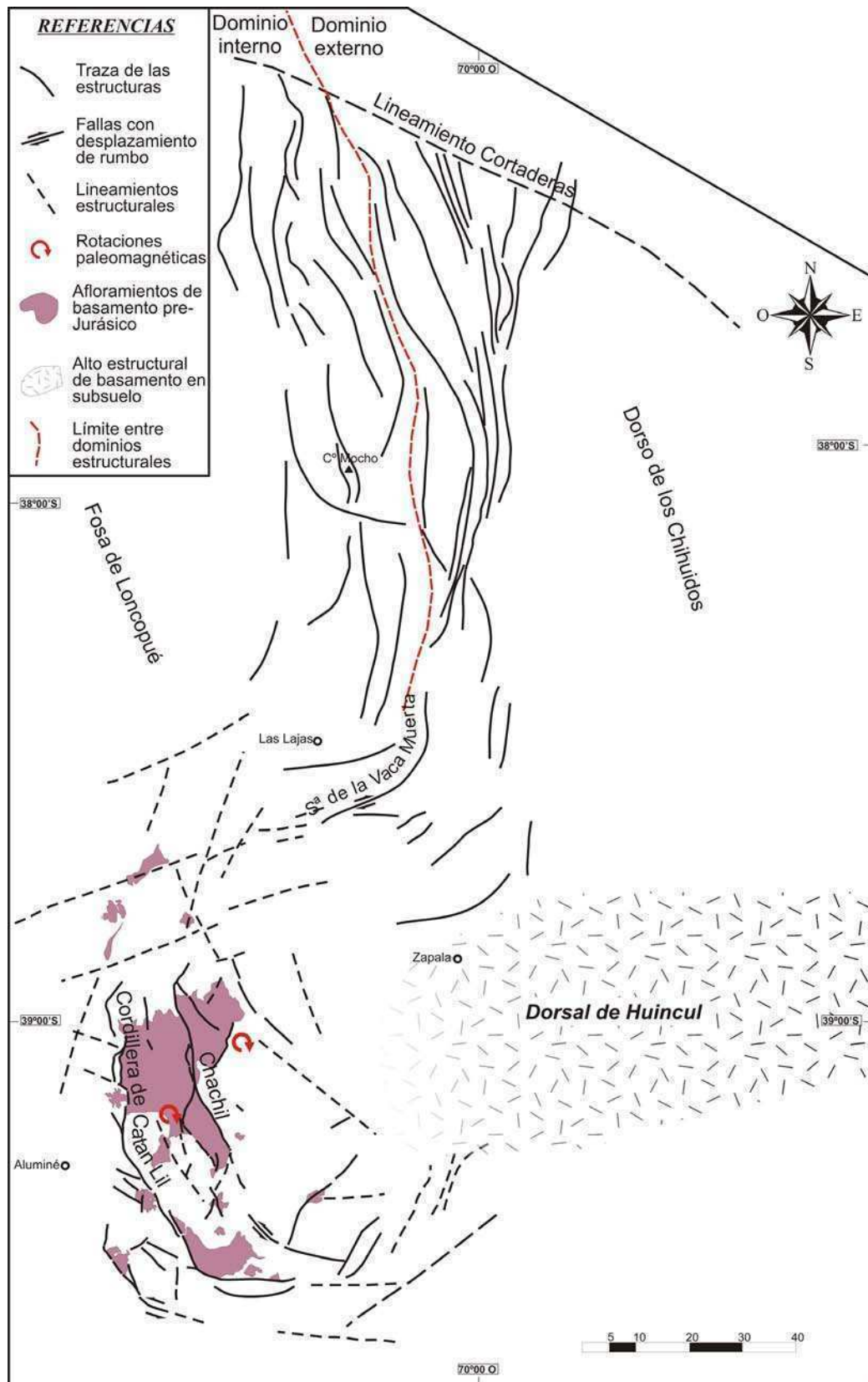


Figura 7.3: Mapa de trazas estructurales de la faja del Agrio y su continuación hacia el sur (basado en Delpino y Deza, 1995; Repol, 2006; Zamora Valcarce, 2006; García Morabito *et al.*, en prensa). Afloramientos del basamento pre-Jurásico tomados de García Morabito *et al.*, en prensa. Rotaciones paleomagnéticas tomadas de Rapalini (1988).

Diversos trabajos de campo y dataciones radiométricas indican que la estructuración del dominio interno se produjo durante el Cretácico inferior alto a superior (Ramos, 1981; Zapata *et al.* 1999 a y b; Kay, 2001; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Kay *et al.*, 2006), propagándose con intensidad hacia el dominio externo en una segunda fase durante el Mioceno (Zapata *et al.*, 2002; Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006).

El acortamiento total de la faja calculado por Zapata *et al.* (1999 a y b) es de unos 36 km a los 37° de latitud sur, disminuyendo a aproximadamente a 19 km a los 38° de latitud sur.

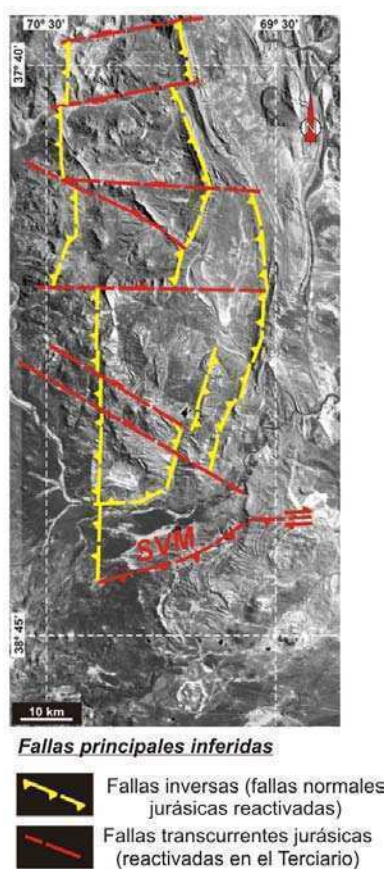


Figura 7.4: Imagen LandSat indicando las principales fallas inferidas en el dominio interno. En línea cortada amarilla se señalan las fallas normales invertidas, y en línea cortada roja se representan las fallas interpretadas como de acomodación. SVM = Sierra de la Vaca Muerta (Tomado de Repol, 2006).

Alto de Copahue - Pino Hachado

Al suroeste de la faja del Agrio se desarrolla un rasgo mofoestructural denominado “Alto de Copahue - Pino Hachado” (figura 7.1; Pesce, 1989), extendiéndose con un rumbo general NNO por más de 180 km. Entre los 38°55' y los

39°30'S, el extremo austral de este bloque está representado por las Cordilleras de Catan Lil y Chachil, las que provocan un marcado quiebre topográfico a lo largo de una transecta este-oeste. Dichos cordones conforman bloques de basamento, ascendidos a partir del Cretácico Tardío durante la orogenia andina, y asociados por algunos autores a la inversión de fallas normales con inclinaciones y rumbos variables (Vergani *et al.* 1995). Su mecanismo de deformación dominante de piel gruesa genera niveles de exposición profundos de la faja plegada neuquina (figura 7.3), con una vergencia principal hacia el oeste (García Morabito *et al.*, en prensa).

A pesar de la alta complejidad de esta región, se destaca en el esquema estructural de la figura 7.3 el predominio de un sistema de fracturas escalonadas de rumbo NNO-SSE, y un sistema complementario de orientación NE-SO (García Morabito *et al.*, en prensa). Según estos autores, el patrón desarrollado refleja la disposición de las fallas extensionales triásicas y de sus zonas de acomodación, condicionando fuertemente el posterior desarrollo de las estructuras relacionadas con la compresión andina. Es así que éstas aparecen marginando secuencias de *syn-rift* o bien bloques de basamento paleozoico (García Morabito *et al.*, en prensa).

La configuración de la estructura que levanta la Cordillera de Catan Lil muestra una geometría cóncava hacia el antepaís, definiendo una entrante estructural (figura 7.3). Asimismo, unos 15 km más al este, el ascenso del Cordón del Chachil se encuentra controlado sobre su flanco occidental por un sistema de fallas inversas de alto ángulo con una orientación general NNO-SSE, que culmina al norte virando al NNE (García Morabito *et al.*, en prensa). Hacia el sur el sistema se resuelve por medio de una estructura transcurrente izquierda de rumbo NO-SE a ONO-ESE. Hacia el norte ambos cordones se interrumpen contra un sistema de fracturas transversales a la cadena andina de orientación dominante E-O y ENE (García Morabito *et al.*, en prensa). Según Neher (1986) este sistema habría desarrollado desplazamientos transcurrentes dextrógiros durante el Cretácico Tardío o bien en el Terciario. La geometría resultante reproduce la concavidad ya mencionada para el cordón de Catan Lil (figura 7.3).

Resulta de interés mencionar los resultados paleomagnéticos obtenidos por Rapalini (1988) en esta región, dentro de las secuencias volcánicas aflorantes tanto en la sierra de Catan Lil como en el cerro Chachil (ver ubicación de los sitios en la figura 7.3). Este autor registró una rotación horaria *in situ* de unos 80° según un eje vertical afectando a un bloque que involucra a ambos sitios muestreados. La unidad analizada había sido originalmente reconocida como parte del Grupo Choiyoi, tentativamente

asignada al Pérmico superior (Rapalini, 1988), aunque más tarde se la incorporó dentro de la fracción volcánica del Grupo Precuyo (figura 7.2; Llambías *et al.*, 2007; García Morabito, en prensa). Nuevos cálculos, asumiendo una edad triásica tardía de las volcanitas medidas, dan un ángulo de rotación horaria de $83,4 \pm 13,1^\circ$ (Rapalini, comunicación personal). La rotación registrada estaría causada por importantes movimientos trancurrentes que habrían afectado a la región durante el Mesozoico y/o el Cenozoico (Rapalini, 1988). Los estudios estructurales realizados por Neher (1986) en la región avalan esta hipótesis, señalando que el área del Cerro Chachil habría estado sometida a importantes esfuerzos de cizalla asociados a desplazamientos trancurrentes dextrógiros de dirección aproximada E-O. El origen de esta cinemática fue originariamente enmarcado en el modelo entonces vigente planteado por Orchuela *et al.* (1981) y Ploszkiewicz *et al.* (1984), el cual asociaba el origen de la Dorsal de Huincul con movimientos transpresivos ocurridos durante el Jurásico Tardío, correspondiendo la zona estudiada con su prolongación más occidental. Como se verá en el apartado 7.3, luego de la adquisición intensiva de sísmica 3D y de la focalización en objetivos exploratorios profundos durante la última década fue posible ajustar estas interpretaciones estructurales, dando lugar a un nuevo modelo que señala a la inversión selectiva de hemigrábenes precuyanos (Silvestro y Subiri 2008; Cristallini *et al.*, en prensa) y al desarrollo de estructuras compresivas nuevas (Pángaro *et al.* 2006b y en prensa) como mecanismos principales del levantamiento desde el Jurásico inferior hasta el Cretácico superior de la Dorsal de Huincul. En este nuevo contexto, los movimientos trancurrentes mencionados podrían haber acaecido desde el Cretácico Tardío en adelante, como resultado de la compresión andina.

7.3. Dorsal de Huincul

La Dorsal de Huincul es un rasgo morfoestructural de orientación E-O a ENE sobresaliente (Ploszkiewicz *et al.*, 1984) que, como se mencionó en el apartado anterior, comenzó a estructurarse en el Jurásico inferior alto (Veiga *et al.*, 2002; Mosquera, 2002; Pángaro *et al.*, 2002; Mosquera y Ramos, 2005 y 2006; Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera, 2008; Pángaro *et al.*, en prensa). Abarca una franja de más de 250 km de extensión y 60 km de ancho en el centro-sur de la cuenca Neuquina (figura 7.1). Esta localización respondería a una antigua línea de debilidad del basamento (Orchuela *et al.*, 1981; Bettini, 1984), interpretada por Mosquera y Ramos (2005, 2006) y Mosquera

(2008) como asociada a la acreción del terreno Patagonia a Gondwana durante el Pérmico Temprano. En un corte N-S característico de la dorsal, puede reconocerse un anticlinal asimétrico generado por una falla con vergencia al sur enraizada en niveles profundos, con un rechazo vertical expresado en el basamento de más de 1 km (figura 7.5; Pángaro *et al.*, 2006b).

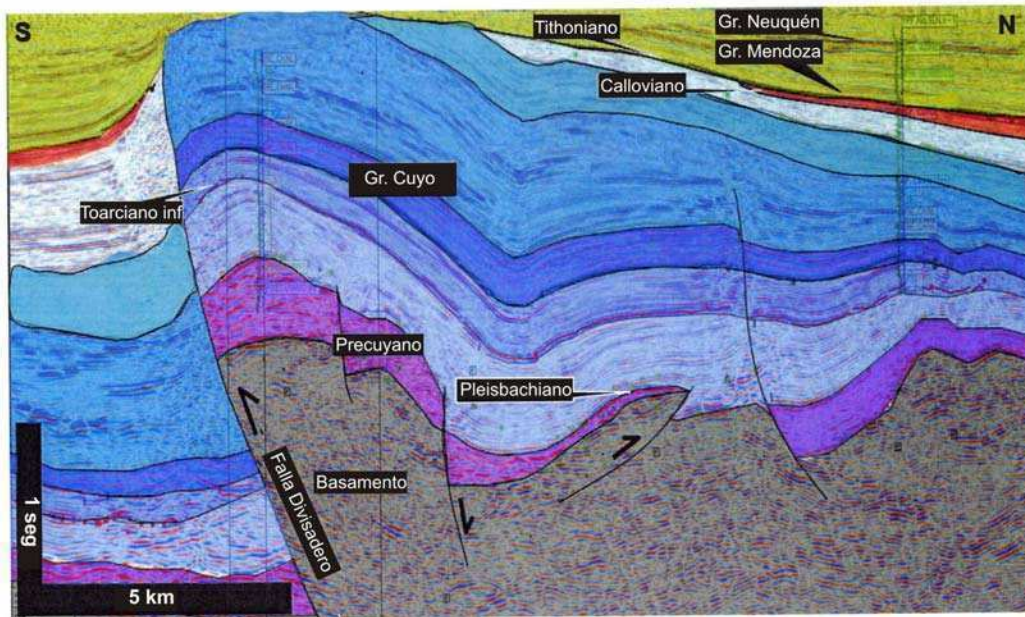


Figura 7.5: Línea sísmica N-S mostrando la estructura generada por la falla Divisadero (figura 7.6). Tomada de Pángaro *et al.* (2006b).

Las primeras interpretaciones definían a la Dorsal de Huincul como un pilar o horst, limitado tanto al norte como al sur por fallas normales (De Ferraris, 1947; Ramos, 1978; Digregorio y Uliana, 1980). Más adelante, Orchuela *et al.* (1981) y luego Ploszkiewicz *et al.* (1984) y Orchuela y Ploszkiewicz (1984), postularon un esquema de movimiento de bloques bajo un sistema transcurrente dextral, el cual habría generado estructuras con geometrías en flor positivas y negativas, relacionadas a fallas de basamento de alto ángulo. Poco después, con el desarrollo y aceptación del concepto de inversión tectónica, el mismo fue aplicado a la dorsal, interpretándose a sus estructuras como resultado de la inversión multiepisódica de hemigrábenes triásico-jurásicos (Vergani *et al.*, 1995; Vergani, 2005). El relleno de los hemigrábenes corresponde al ciclo Precuyano, conformado por secuencias volcánicas bimodales y depósitos volcanoclásticos asociados a ambientes continentales (Bermúdez *et al.*, 2002; Pángaro *et al.*, 2006a). De acuerdo a dataciones recientes, la edad de estas rocas volcánicas presentes en subsuelo sería triásica superior a jurásica inferior (Schiuma y Llambías,

2007, 2008). Bajo la óptica del modelo de inversión, se asumió que la orientación ENE a E-O de las estructuras compresivas reproducía a aquella de las fallas extensionales preexistentes (Vergani *et al.*, 1995; Veiga *et al.*, 2001; Pángaro *et al.*, 2002; Mosquera, 2002; Vergani, 2005; Mosquera y Ramos, 2005 y 2006).

Actualmente el modelo de inversión tectónica para la Dorsal de Huincul se encuentra en proceso de reformulación, debido en gran medida a la mayor cantidad y mejor calidad de información de subsuelo disponible. Así, Pángaro *et al.* (2006b) aseveran que la inversión de hemigrábenes es su rasgo menos conspicuo (figura 7.6), refiriendo que éstos son transportados pasivamente por fallas inversas durante la compresión. Datos más recientes demuestran que la deformación compresiva jurásico-cretácica habría invertido localmente y en forma transpresiva a las fallas normales previas, provocando al mismo tiempo nuevas estructuras compresivas puras, de orientación E-O a NE-SO (Cristallini *et al.*, 2007b y en prensa; Pángaro *et al.*, 2008 y en prensa; Silvestro y Zubiri, 2008). Apoyando esta hipótesis, se reconoce que las fallas extensionales precuyanas son ONO a NO, oblicuas al rumbo E-O y ENE-OSO de las principales estructuras anticlinales que conforman la dorsal (figura 7.6; Cristallini *et al.*, 2007b y en prensa; Pángaro *et al.*, 2006b, 2008 y en prensa; Silvestro y Zubiri, 2008).

Según Mosquera y Ramos (2006) la orientación del esfuerzo principal máximo entre el Jurásico Temprano tardío hasta el Cretácico Temprano fue NNO-SSE, concordante con la dirección de movimiento propuesto para la placa de Aluk (Zonenshayn *et al.*, 1984 y 1987; Jaillard *et al.*, 1990). En el sector centro-occidental de la dorsal se realizaron estudios de diaclasas tanto en subsuelo como en superficie, obteniéndose una orientación NO-SE para el campo de esfuerzos jurásico-cretácico (Pángaro y Bruveris, 1999; Rossello, 2002; Loza *et al.*, 2003; Silvestro y Zubiri, 2008). Asimismo, análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética llevados a cabo en el Complejo Plutónico Chachil (Cerro Granito) marcan una orientación NNE-SSO para el esfuerzo principal máximo al momento de su emplazamiento (Sapira, 2008). Considerando que la orientación de las principales estructuras compresivas desarrolladas es E-O, puede estimarse una dirección de esfuerzos regional N-S durante el período analizado (Cristallini *et al.*, en prensa), con un avance progresivo del frente de deformación de sur a norte (Pángaro *et al.* 2006b; Silvestro y Zubiri 2008; Cristallini *et al.*, en prensa).

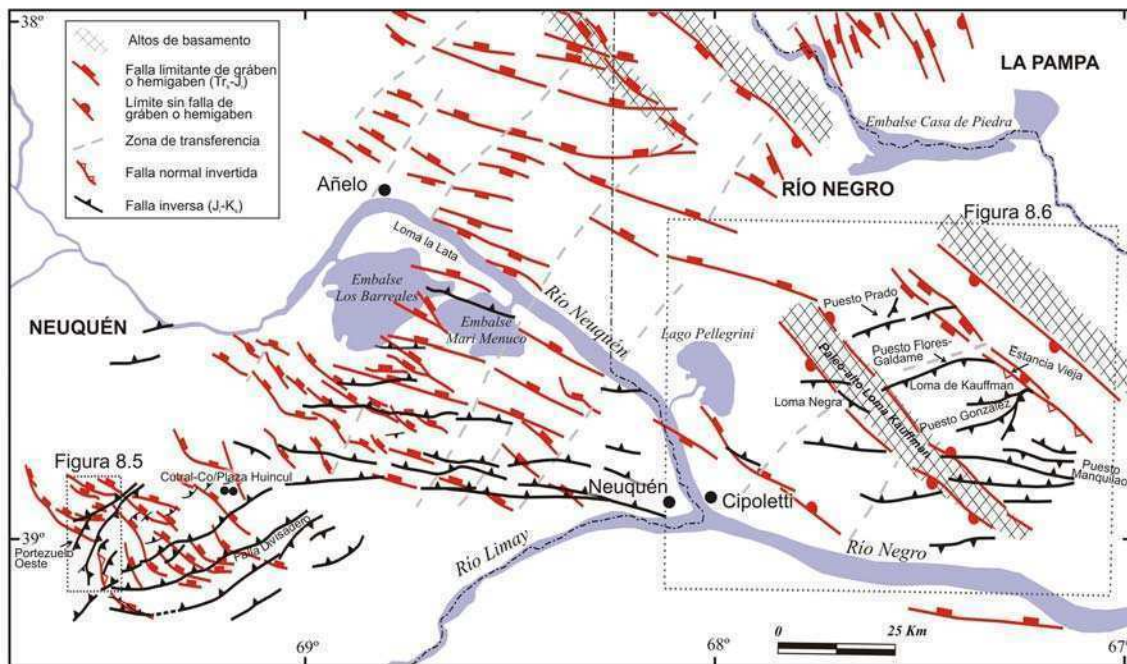


Figura 7.6: Mapa estructural de subsuelo con la ubicación de las fallas de *syn-rift* y las fallas inversas de la Dorsal Neuquina. Datos tomados y modificados de Cristallini *et al.* (2006, 2007b y en prensa); Silvestro y Zubiri (2008).

De particular interés para esta tesis es el arreglo estructural descrito por Silvestro y Zubiri (2008) en el sector occidental de la dorsal (Portezuelo Oeste; figura 7.6), donde se reconoce la inversión parcial de hemigrábenes conviviendo con nuevas estructuras perpendiculares a los esfuerzos en su parte interna. También interesa resaltar otro arreglo similar desarrollado en el sector Estancia Vieja – Loma Kaufman, al este de la dorsal (figura 7.6), donde Cristallini *et al.* (en prensa) observan la coexistencia de procesos de inversión selectiva de fallas precuyanas con el desarrollo de estructuras netamente compresivas de orientación E-O. Ninguna de estas arquitecturas estructurales se ajusta a los modelos análogos de inversión oblicua tradicionales, en los que las fallas inversas generadas son o bien reactivaciones de las fallas normales, o bien nuevas fallas inversas, pero en ambos casos paralelas a las fallas extensionales previas (Brun y Nalpas, 1996; Dubois *et al.*, 2002; Amilibia *et al.*, 2005; Panien *et al.*, 2005; Del Ventisette *et al.*, 2006). Resultan por lo tanto de especial interés los modelos de la Serie 1 presentados en el capítulo 7 de esta tesis, y las analogías que se plantean en el capítulo 8, considerando que los mismos enmarcan los rasgos descritos en un modelo estructural coherente.

7.4. Sierra Azul. Sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe

Contexto geológico

Durante el Mesozoico, el margen occidental de Sudamérica estuvo caracterizado por la presencia de una trinchera oceánica activa, un angosto arco magmático y la presencia de una serie de cuencas de retroarco ubicadas hacia el este del arco (Charrier, 1979; Uliana y Biddle, 1988; Legarreta y Uliana, 1991). La más importante de estas cuencas es la cuenca Neuquina, cuya historia tectonoestratigráfica y columna tipo fueron introducidas en el apartado 7.2 del presente capítulo. La región que actualmente abarca al sector sur de la faja plegada y corrida de Aconcagua, y el norte de la faja plegada y corrida de Malargüe formó parte durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio del sector septentrional de esta cuenca (figura 7.7).

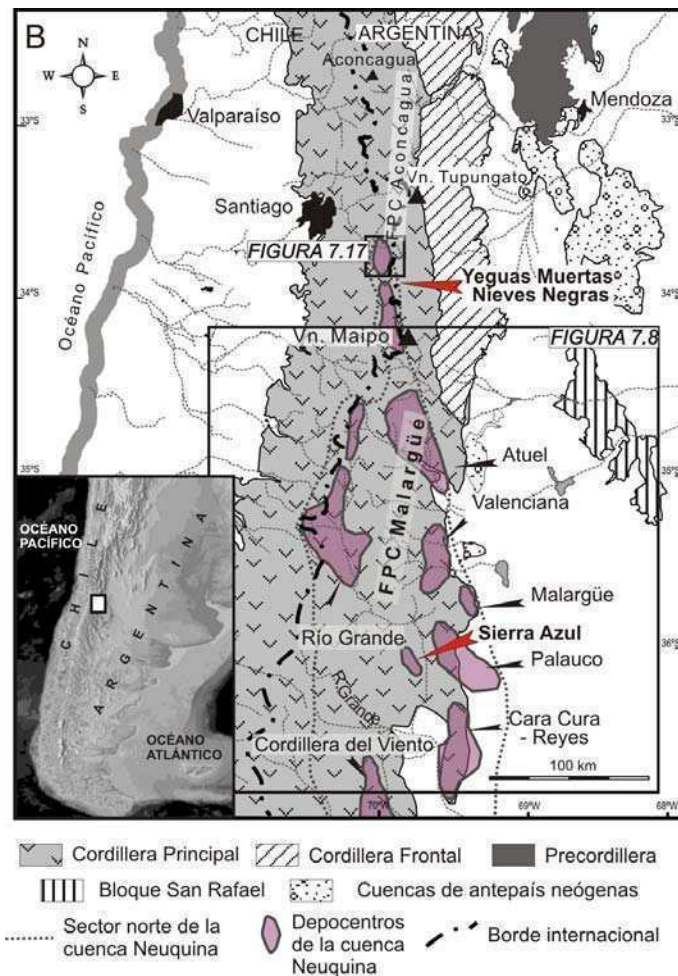


Figura 7.7: Ubicación de las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. Se observa la disposición actual de los depocentros septentrionales de la cuenca Neuquina. Se señalan en rojo los dos depocentros analizados en esta tesis. Modificado de Giambiagi *et al.* (en prensa a).

Se desarrollaron allí sus depocentros más septentrionales: Yeguas Muertas-Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Malargüe, Palauco, Sierra Azul y Cara Cura-Reyes (Manceda y Figueroa, 1993 y 1995; Alvarez *et al.*, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a y 2005; Bechis, 2009) (figura 7.7), alojando los productos del Grupo Precuyo, y las unidades inferiores del Grupo Cuyo (Manceda y Figueroa, 1993, 1995) (figura 7.2).

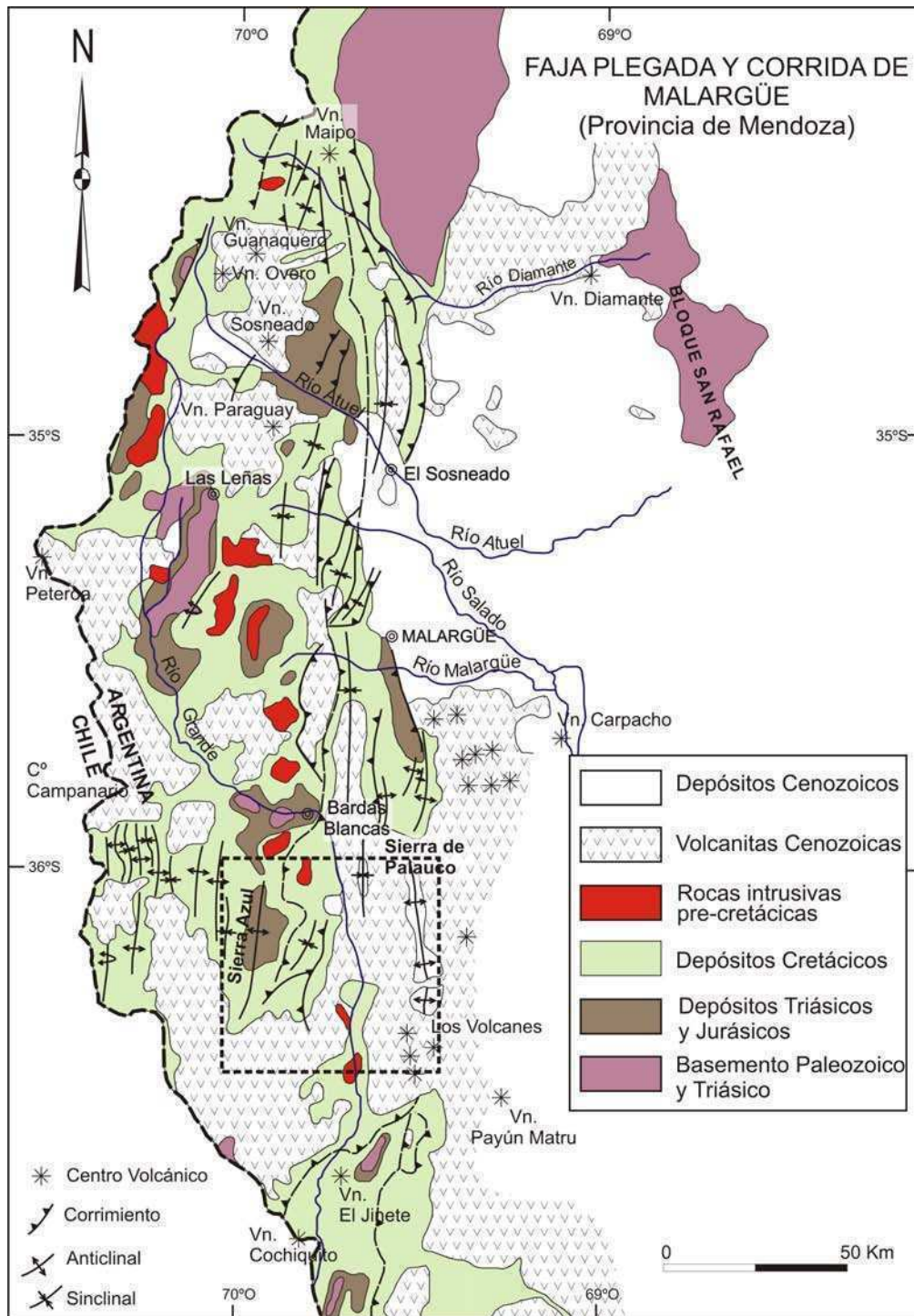


Figura 7.8: Mapa regional de la faja plegada y corrida de Malargüe (modificado de Kozlowski *et al.*, 1993). El recuadro indica el área de estudio (figura 7.11).

La Sierra Azul forma actualmente uno de los rasgos morfoestructurales de la faja plegada y corrida de Malargüe, dentro de la Cordillera Principal mendocina. Esta faja se desarrolla al sur del Río Diamante (figura 7.8), conformando un sistema de deformación cenozoico en el cual la compresión andina interactuó con estructuras extensionales preexistentes (Kozlowski *et al.*, 1993). Distintos investigadores que trabajaron en su sector sur concuerdan en proponer un estilo de deformación dominante de piel gruesa (Kozlowski *et al.*, 1993; Mingramm *et al.*, 1993; Manceda y Figueroa, 1993; Dimieri, 1997; Silvestro y Kraemer, 2005; Giambiagi *et al.*, 2008b y en prensa *a* y *b*), donde algunas de las fallas maestras de los hemigrábenes precuyanos fueron reactivadas e invertidas durante la contracción andina. Los cambios en el estilo estructural y la vergencia reconocidos a lo largo de la faja habrían resultado del control ejercido por su arquitectura extensional inicial (figura 7.8; Manceda y Figueroa, 1995). Las rocas más antiguas aflorantes en el área son las volcanitas permo-triásicas del Grupo Choiyoi; la secuencia mesozoica se compone de rocas sedimentarias marinas y continentales, por encima de la cual se desarrollan secuencias molásicas terciarias.

El depocentro Atuel, en el extremo norte de la faja plegada y corrida de Malargüe (figuras 7.7 y 7.8), estuvo controlado por fallas normales de primer orden de orientación NNO (Alvarez *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2005; Giambiagi *et al.*, 2008c; Bechis *et al.* 2007) que actuaron bajo una dirección de extensión regional de orientación NNE, con una probable refracción de la deformación a una dirección de extensión NE en el interior del depocentro (Bechis y Giambiagi, 2008; Bechis, 2009). La falla normal principal del mismo habría sido parcialmente invertida durante el Mioceno, generándose luego en el sector interno corrimientos de orientación NNE (Giambiagi *et al.*, 2008a; Bechis *et al.*, 2008).

Más al sur, ya dentro del área de interés, Manceda y Figueroa (1993, 1995) postularon una orientación meridiana para los hemigrábenes precuyanos, basados en la dirección N-S de las estructuras compresivas de la región, y en los datos de subsuelo hasta entonces existentes (figura 7.9). Según fue tradicionalmente interpretado, las fallas maestras de estos hemigrábenes fueron invertidas durante la orogenia andina, conformando las grandes estructuras de la zona (Sierra Azul, Sierra de Palauco, Anticlinal de Malargüe, Anticlinal la Valenciana), conectadas por zonas de acomodación (figura 7.9). En recientes publicaciones, Yagupsky *et al.* (2007, 2008) presentaron evidencias de superficie y de subsuelo de la existencia de un hemigráben precuyano NO-SE parcialmente reactivado en la Sierra Azul, enmascarado por la

deformación andina superpuesta. Como se analiza en el apartado siguiente y en el capítulo 8, esta observación es consistente con datos gravimétricos (Orts *et al.*, en prensa) y con resultados obtenidos a partir de modelos análogos, así como también con las recientes secciones balanceadas realizadas en el área (Cristallini *et al.*, 2007a; Giambiagi *et al.*, en prensa a y b). Se desprende de estas últimas que el basamento está involucrado en la deformación a partir de dos mecanismos principales: generación de corrimientos de bajo ángulo de rumbo N-S a NNE, y reactivación de fallas previas pertenecientes al rift mesozoico, con altos ángulos de inclinación y rumbos predominantes NNO a NO. Estas fallas habrían inducido las inflexiones reconocidas a lo largo de segmentos discretos de la estructuración andina.

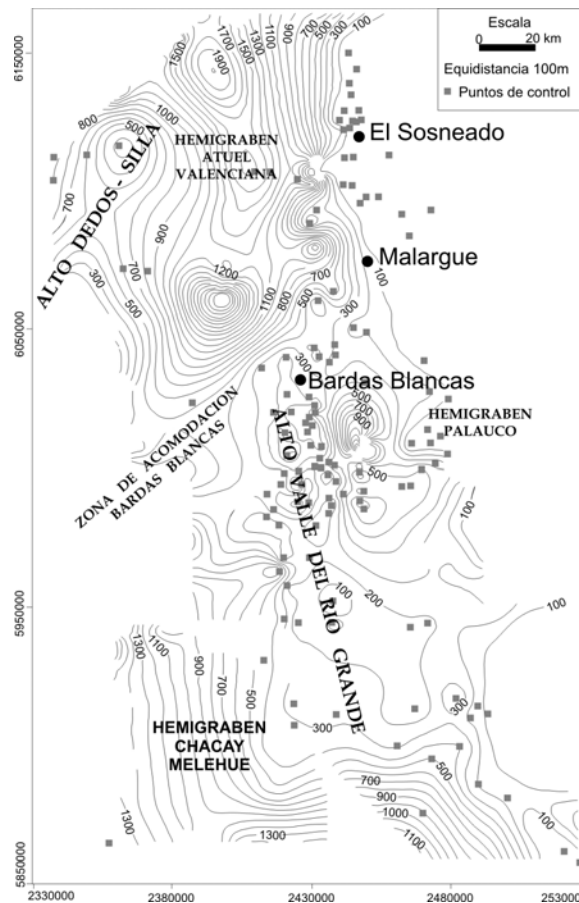


Figura 7.9: Mapa isopáquico palinspastizado del Ciclo Jurásico, basado en datos de pozos y perfiles de superficie. Tomado de Manceda y Figueroa (1993).

Al otro lado del Río Grande, en la Sierra de Palauco (figuras 7.7 y 7.8), la estructura está conformada por una serie de bloques de basamento levantados por fallas inversas con vergencia occidental (Manceda y Figueroa, 1993, 1995). Los datos de pozos muestran allí considerables variaciones en el espesor de los depósitos

volcaniclásticos correspondientes al ciclo Precuyano, indicando la presencia de varios depocentros extensionales desarrollados durante la apertura de la cuenca Neuquina (Manceda y Figueroa, 1993, 1995; Cristallini *et al.*, 2007a; Giambiagi *et al.*, 2008b y en prensa b). A partir del análisis de espesores de *syn-rift* atravesados por los pozos y de la integración en tres dimensiones de perfiles estructurales balanceados, Giambiagi *et al.* (en prensa b) interpretaron una arquitectura extensional conformada por fallas normales de rumbo predominante NO a ONO, aunque también identificaron fallas directas de orientación NNE a NE. Concordantemente, Atencio *et al.* (2008) interpretaron posibles depocentros precuyanos de orientación NNE en el sector occidental de la Sierra de Palauco, a partir de la aplicación de técnicas de visualización de datos sísmicos 3D.

Pángaro *et al.* (2004 y 2006a) reportaron en las Sierras de Cara Cura y Reyes, al sur del volcán Payún Matru (figura 7.7), un sistema de fallas normales con rechazos menores a 200 m y rumbos ENE y ONO sin evidencias de inversión. Éstas habrían controlado fuertemente la disposición de los domos y coladas del Precuyano.

El proceso de subsidencia mecánica dejó paso al *sag* en el Toarciano (figura 7.2), conectando regionalmente los depocentros (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; Vergani *et al.*, 1995). Sin embargo, las fallas normales principales del período de rift siguieron ejerciendo cierto control sobre la distribución de las megasecuencias jurásicas (Manceda y Figueroa, 1993). Este control podría responder también a procesos de subsidencia diferencial asociada a la compactación del relleno de los hemigrábenes, como fue propuesto para otros depocentros precuyanos en el sector del engolfamiento neuquino (Cristallini *et al.*, 2006).

La deformación compresiva en la región habría comenzado con un pulso temprano a finales del Cretácico, como lo sugieren las discordancias progresivas identificadas en el Grupo Neuquén sobre el faldeo oriental de la Sierra Azul (Cristallini *et al.*, 2004) (figura 7.10). Ya durante el Cenozoico se registró una actividad tectónica episódica y discontinua, atestiguada por los depósitos sinorogénicos acumulados en las proximidades de la ciudad de Malargüe (Silvestro y Kraemer, 2005). Según dataciones radiométricas realizadas sobre lavas andesíticas y basaltos intercalados en estratos de crecimiento, los autores mencionados acotaron la edad de deformación de la faja, reconociendo dos pulsos: uno durante el Mioceno medio a superior, y el siguiente durante el Plioceno, con un claro avance de la deformación hacia el antepaís. Al final del segundo pulso se produce un retroceso de la deformación, con el desarrollo de estructuras fuera de secuencia; el frente Plioceno se encuentra sellado por secuencias

pleistocenas, consideradas post-tectónicas. En el norte de la faja plegada y corrida de Malargüe, Giambiagi *et al.* (2008a) determinaron a partir de edades Ar/Ar y estudios estructurales que el pulso principal de deformación se produjo allí entre los 15 y los 8 Ma, con una migración hacia el sector interno inducida por el control de las estructuras extensionales preexistentes.

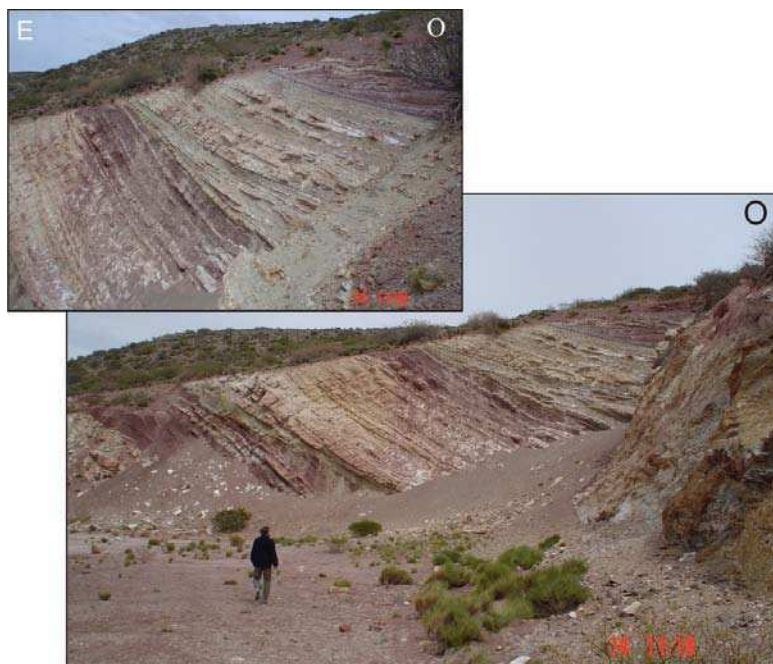


Figura 7.10: Fotografía tomada en la localidad F1 (ver figura 7.12), donde se observan angularidades progresivas en pelitas rojas y areniscas amarillas del Grupo Neuquén.

El porcentaje de acortamiento calculado para la faja plegada y corrida de Malargüe promedia un 30% (Manceda y Figueroa, 1993).

Lineamiento El Manzano - Liu Cullín

Datos de superficie

El lineamiento El Manzano – Liu Cullín se ubica en el sector septentrional de la Sierra Azul (figuras 7.11 y 7.12). Se expresa morfológicamente en un profundo valle lineal de rumbo NO, que pone en contacto lateral a las unidades sedimentarias valanginianas de la Formación Agrio (Grupo Mendoza) al norte del valle, con las calizas oxfordianas de la Formación La Manga al sur del mismo, reflejando una mayor altura estructural en este último sector.

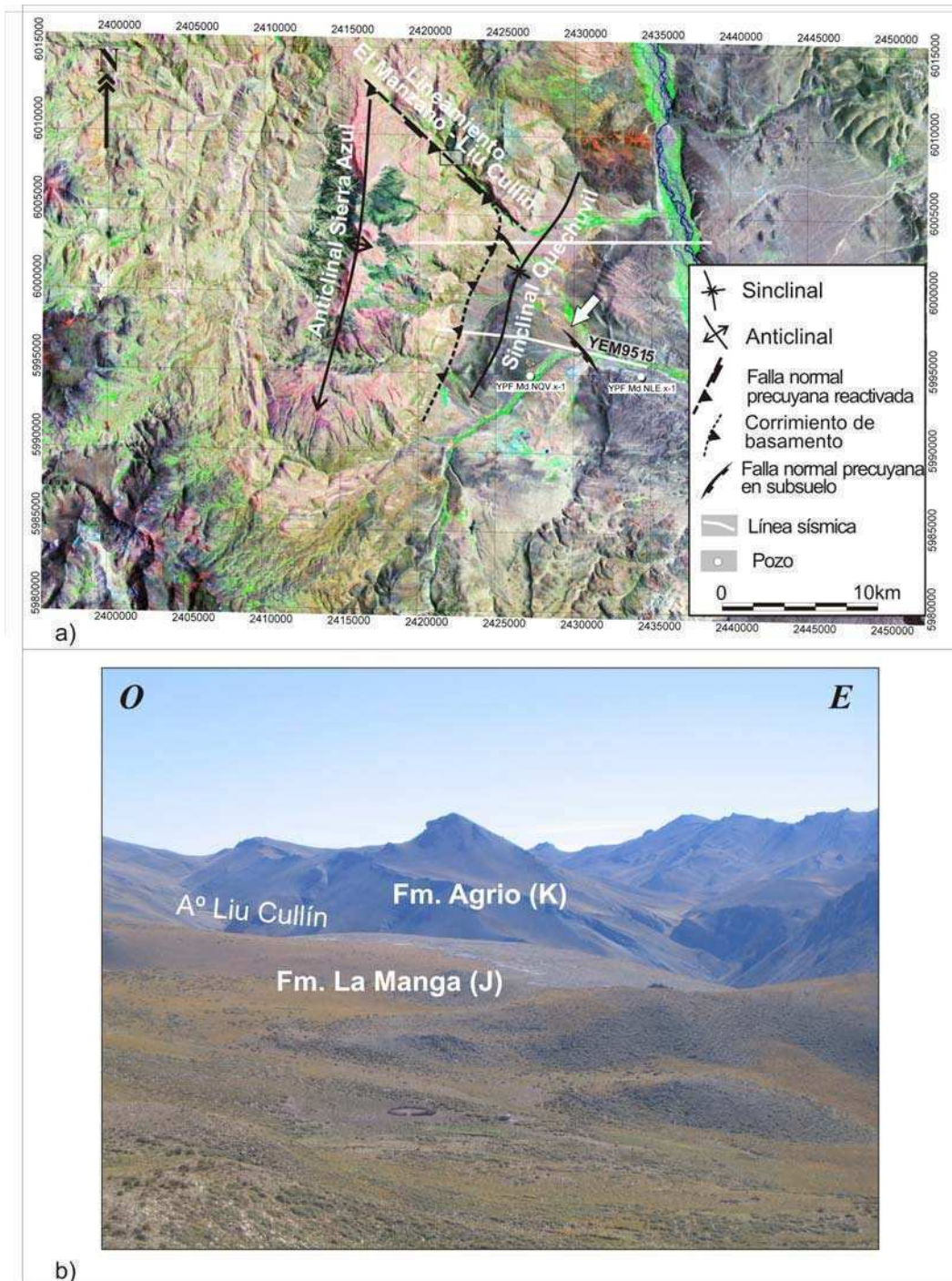


Figura 7.11: a) Imagen TM de la Sierra Azul mostrando las principales estructuras del área (ubicación en figura 7.8). La flecha indica la falla normal interpretada en la línea sísmica de la figura 7.14. b) Vista al norte de la zona del lineamiento Liu-Cullín, con las calizas oxfordianas de la Fm. La Manga al sur y las pelitas valanginianas de la Fm. Agrío al norte.

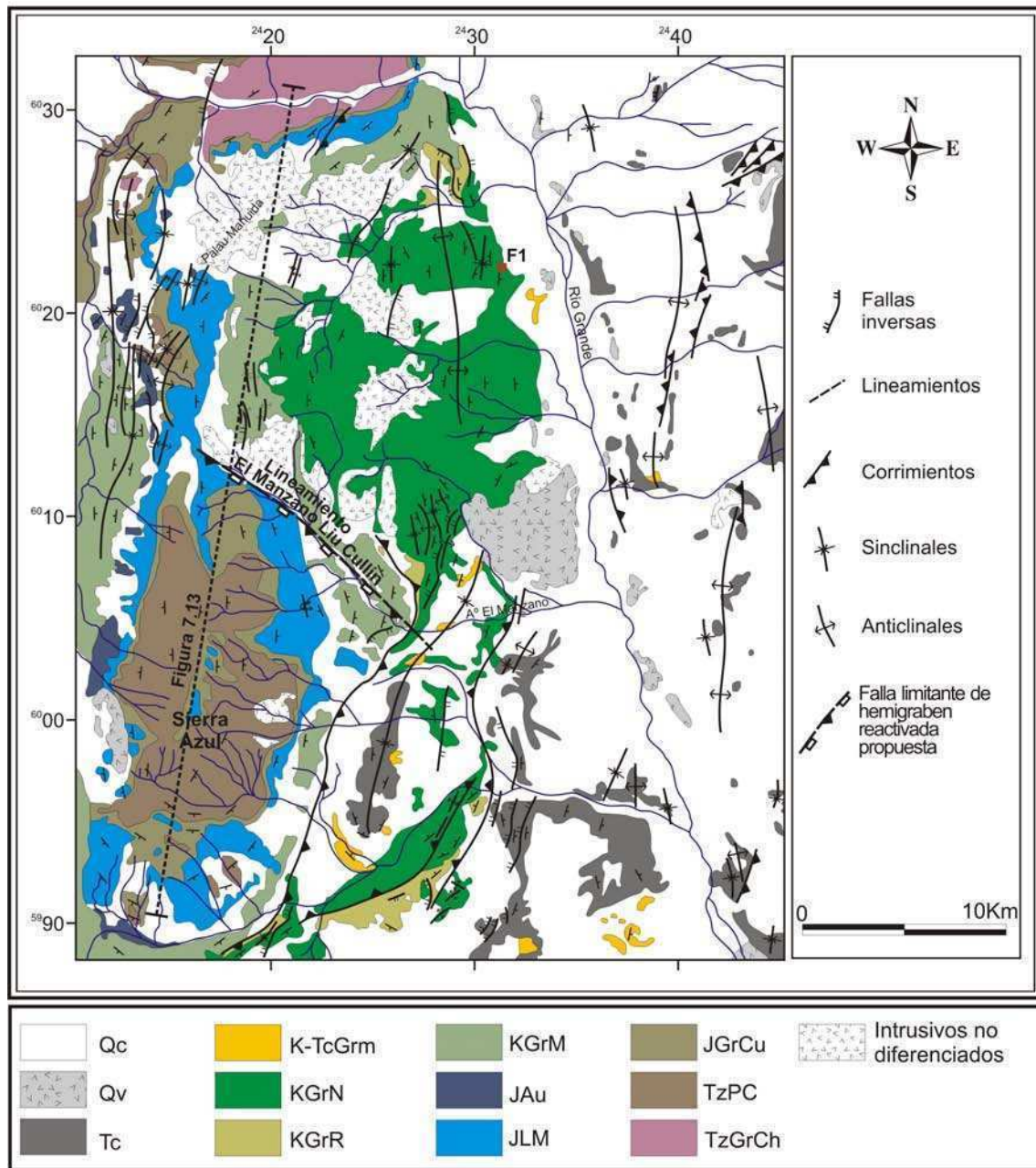


Figura 7.12: Mapa geológico de la zona de estudio, modificado de Groeber, 1937; Dessanti, 1973; Legarreta *et al.*, 1985; Kozlowski *et al.*, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994 y Dicarlo, 2005. Qc = Cuaternario clástico; Qv = Cuaternario volcánico; Tc = Terciario; K-TcGrm = Grupo Malargüe; KGrN = Grupo Neuquén; KGrR = Grupo Rayoso; KGrM = Grupo Mendoza; JAu = Fm. Auquilco; JLM = Fm. La Manga; JGrCu = Grupo Cuyo; TzPC = Precuyo; TzGrCh = Grupo Choiyoi. F1: Fotografía de la figura 7.10.

En un perfil paralelo al eje de la sierra (figura 7.13), se observa que los principales afloramientos precuyanos (Formación Remoredo) aparecen hacia el sur del lineamiento, alcanzando espesores de más de 200 m sin que aflore su base, mientras que al norte, en la localidad de Bardas Blancas sobre el Río Grande, su espesor no supera los 60 m. Esto sugiere que el lineamiento Liu-Cullín podría haber funcionado como una

falla normal inclinando hacia el sur, controlando la sedimentación durante la etapa de subsidencia mecánica de la cuenca, o bien podría haber constituido una zona de transferencia entre depocentros del rift. La primera opción resulta más probable, ya que se encuentra apoyada sobre datos de subsuelo, sísmicos y gravimétricos (véase apartado siguiente de esta tesis; Yagupsky *et al.*, 2008 y Orts *et al.*, en prensa) y puede reproducirse con modelos análogos (capítulo 8 de esta tesis). En el mapa de anomalías de Bouguer presentado por Orts *et al.* (en prensa) se observa que el lineamiento coincide en su posición y orientación con una faja de contraste entre valores bajos al sur y valores altos al norte, reflejando el desnivel propuesto para el basamento.

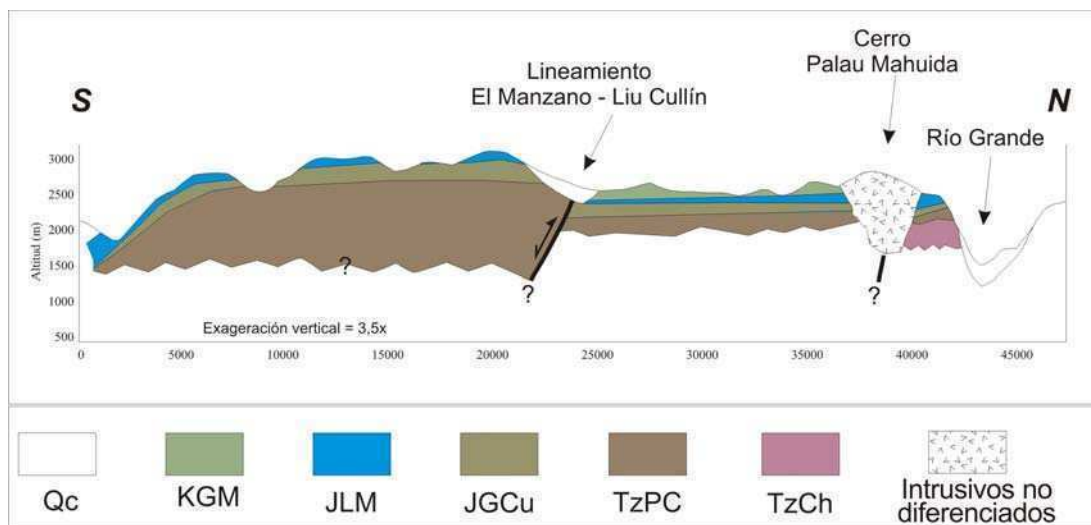


Figura 7.13: Sección esquemática paralela al eje de la Sierra Azul (ver ubicación en la figura 7.12) donde se observa el cambio de altura estructural al atravesar el lineamiento El Manzano-Liu Cullín. La exageración vertical es 3,5x. Referencias como en figura 7.12.

Datos de subsuelo

A partir de información sísmica 2D provista por Repsol YPF, se identificaron tres fallas normales de alto ángulo de inclinación hacia el oeste afectando al basamento en el borde oriental de la Sierra Azul (figura 7.14). Estas fallas limitan paquetes sísmicos de geometrías acunadas, compuestos por reflectores bien definidos. Se interpreta que estas cuñas conforman las secuencias de relleno de los hemigrábenes (Grupo Precuyo y niveles inferiores del Grupo Cuyo), sin que sus fallas maestras registren evidencias de inversión tectónica. La unidad inferior, con reflectores sísmicos menos definidos, está asociada al basamento estructural representado por las volcanitas del Grupo Choiyoi.

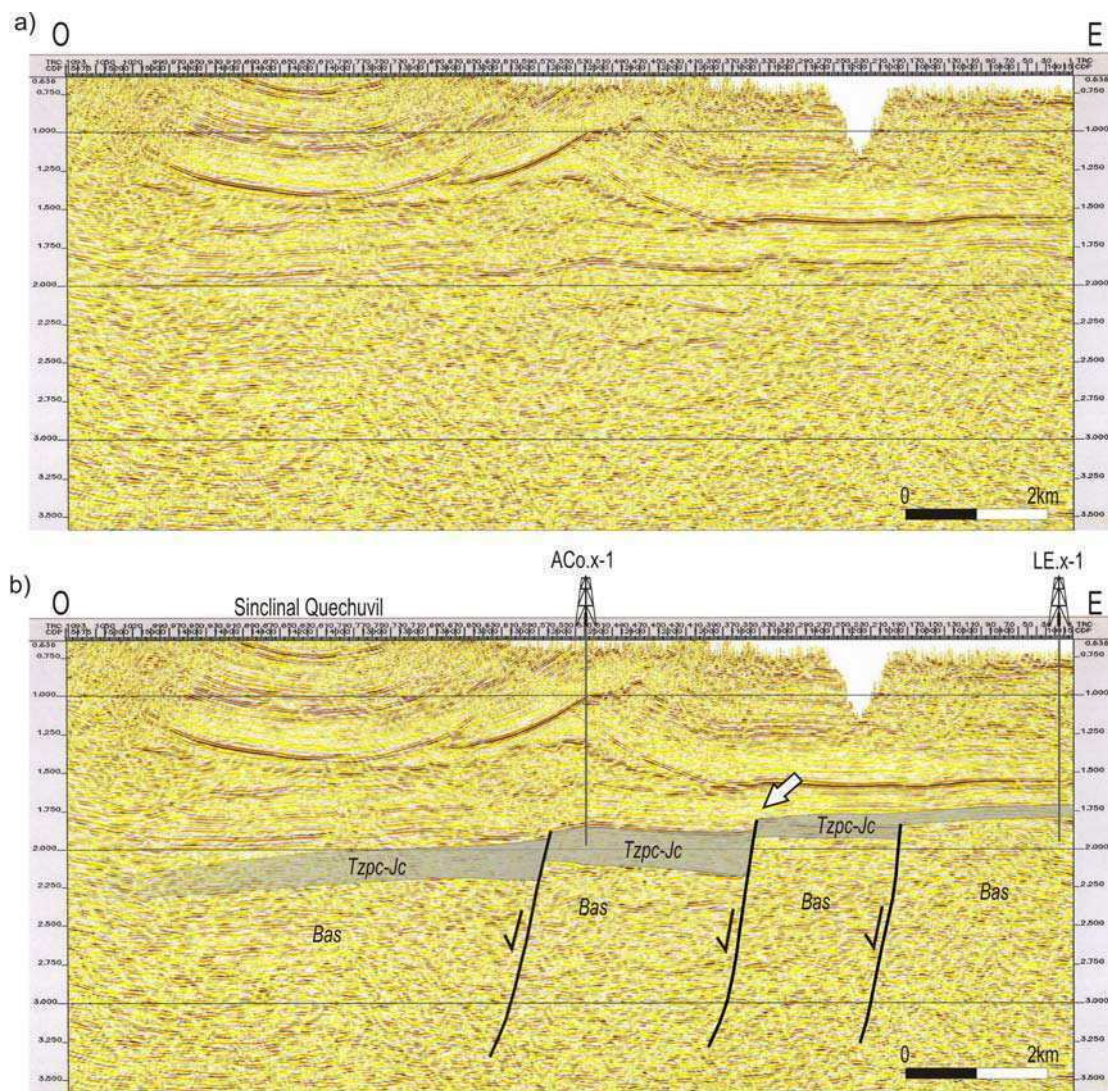


Figura 7.14: a) Línea sísmica YEM 9515 utilizada para construir la sección estructural de la figura 7.15b. b) Interpretación del sector inferior de la línea. La flecha señala la falla normal destacada en la figura 7.11. Bas, basamento de la secuencia mesozoica (Grupo Choiyoi); Tzpc, Grupo Precuyo; Jc, Grupo Cuyo. ACo.x-1: Arroyo Coehueco x-1. LE.x-1: Loma de las Espinas x-1. Ver ubicación en la figura 7.11.

Utilizando esta misma sección sísmica, datos de pozos y de superficie, Fantín (2006) construyó la sección estructural balanceada de la figura 7.15b.

Otra falla normal que afecta al basamento, y sin evidencias de reactivación, pudo ser reconocida a partir de información de subsuelo en el frente de la Sierra Azul (ver ubicación en las figuras 7.11 y 7.15a; Zamora Valcarce *et al.*, en preparación). Esta estructura registra una cuña de depósitos de *syn-rift* alojados en su bloque colgante occidental.

Integración de los datos de superficie y subsuelo

En el mapa de la figura 7.15a se señalan las dos fallas normales mesozoicas mencionadas en el apartado anterior, siendo la más meridional indicada en el perfil estructural (figura 7.15b). Asimismo, se observa el corrimiento frontal NNE de la Sierra Azul, marcando el límite oriental del bloque de basamento involucrado en la deformación (figura 7.15a). La figura 7.16b muestra la reconstrucción palinspástica del perfil estructural de la figura 7.15b, a partir de la cual se calcula para el Grupo Mendoza un acortamiento de 4,2 km (22,25%) (Fantín, 2006).

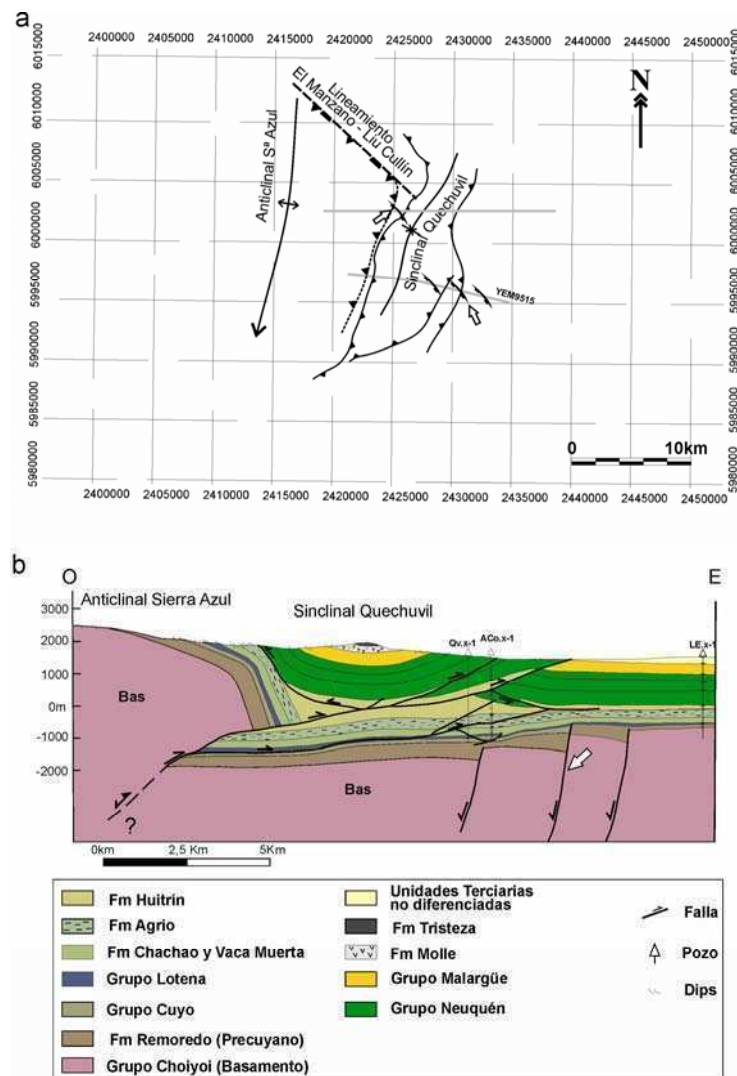


Figura 7.15: a) Rasgos estructurales principales de la Sierra Azul. Las flechas señalan las fallas normales de basamento identificadas en las figuras 7.14 y 7.15b, y discutidas en el texto. Ver referencias en la figura 7.11. b) Sección estructural balanceada entre el flanco oriental de la Sierra Azul y el Arroyo Mechanquil, construida sobre la base de la línea sísmica YEM 9515 (figura 7.14), pozos y datos de superficie (modificada de Fantín, 2006).

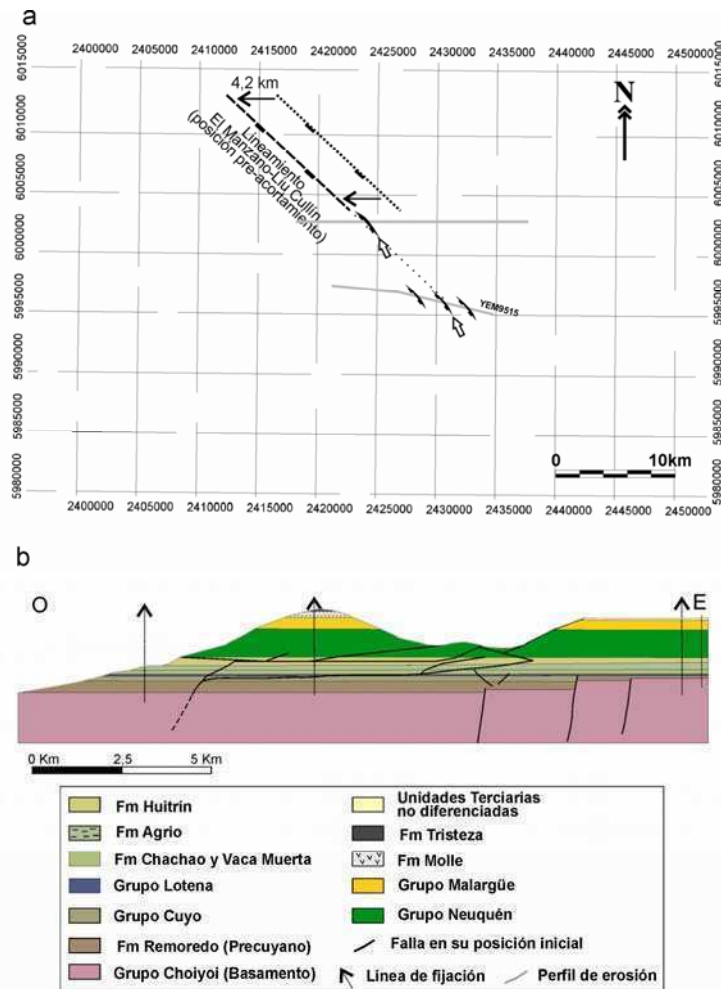


Figura 7.16: a) Mapa de la figura 7.15a palinspastizado de acuerdo a los 4,2 km de acortamiento calculados. Las flechas señalan las fallas normales de basamento, alineadas con la posición restituida del lineamiento El Manzano–Liu Cullín. b) Reconstrucción palinspástica de la sección estructural de la figura 7.15b (modificada de Fantín, 2006).

Adoptando esta magnitud de acortamiento E-O, se construyó un mapa palinspástico que permite inferir la posición pre-compresiva del lineamiento El Manzano-Liu Cullín (figura 7.16a). Como puede apreciarse, se obtiene una buena alineación entre este último y las dos fallas normales identificadas en el subsuelo, sugiriendo que los tres rasgos habrían sido segmentos de una misma estructura con anterioridad a la deformación compresiva andina.

7.5. Depocentro Yeguas Muertas-Nieves Negras. Sector sur de la faja plegada y corrida de Aconcagua (33° 30' – 34° LS)

Como se mencionó en el apartado anterior, el depocentro Yeguas Muertas-Nieves Negras forma parte del sector septentrional de la cuenca Neuquina (figura 7.7). Actualmente pertenece a la Cordillera Principal, y en particular a la faja plegada y

corrida de Aconcagua. Ésta, al igual que la faja plegada y corrida de Malargüe, presenta una compleja interacción entre la deformación de cobertura sedimentaria triásica superior a cenozoica y la del basamento estructural pre-jurásico. El estilo estructural híbrido es propio de su sector sur (Giambiagi *et al.*, 2003a), mientras que al norte la faja es típicamente epidérmica (Ramos, 1988; Kozłowski *et al.*, 1993; Cegarra y Ramos, 1996; Ramos *et al.*, 1996).

La arquitectura estructural del depocentro Yeguas Muertas-Nieves Negras habría ejercido un importante control sobre la estructuración del sector sur de la faja plegada, reflejado en una variedad de estilos estructurales que combina estructuras NNE y NNO, contrapuestas con las estructuras N-S exclusivamente ándicas (Giambiagi *et al.*, 2005) (figura 7.17). El alto grado de acortamiento tectónico absorbido en la región dificulta el reconocimiento de las estructuras relacionadas al rift triásico-jurásico (Giambiagi y Ramos, 2002). La ubicación de sus fallas normales principales ha sido inferida a partir de la presencia de fallas inversas de alto ángulo de rumbo NNO, asociadas a los depósitos de *syn-rift* y responsables de los cambios de espesor que registra la secuencia a uno y otro lado de las mismas (Giambiagi *et al.*, 2005). A partir de la inversión de estas fallas normales se habrían generado los anticlinales Nieves Negras y Yeguas Muertas, en cuyo núcleo afloran más de 400 m de depósitos marinos jurásicos (Giambiagi *et al.*, 2003 a y b, 2005) (figura 7.17); la región del anticlinal Yeguas Muertas será examinada en profundidad en el capítulo 8 de esta tesis. Inmediatamente al este de los afloramientos del *syn-rift*, se desarrolla un sector con deformación epidérmica (figura 7.17), donde se reconoce un nivel de despegue en las secuencias pelíticas y evaporíticas jurásicas superiores a cretácicas superiores (Giambiagi y Ramos, 2002). Por medio de dataciones de unidades volcánicas y de depósitos sinorogénicos, Giambiagi *et al.* (2003b) concluyeron que la estructuración de piel gruesa occidental fue levemente anterior a sincrónica con la deformación de piel fina oriental, y que ocurrió entre los 18 y los 9 Ma.

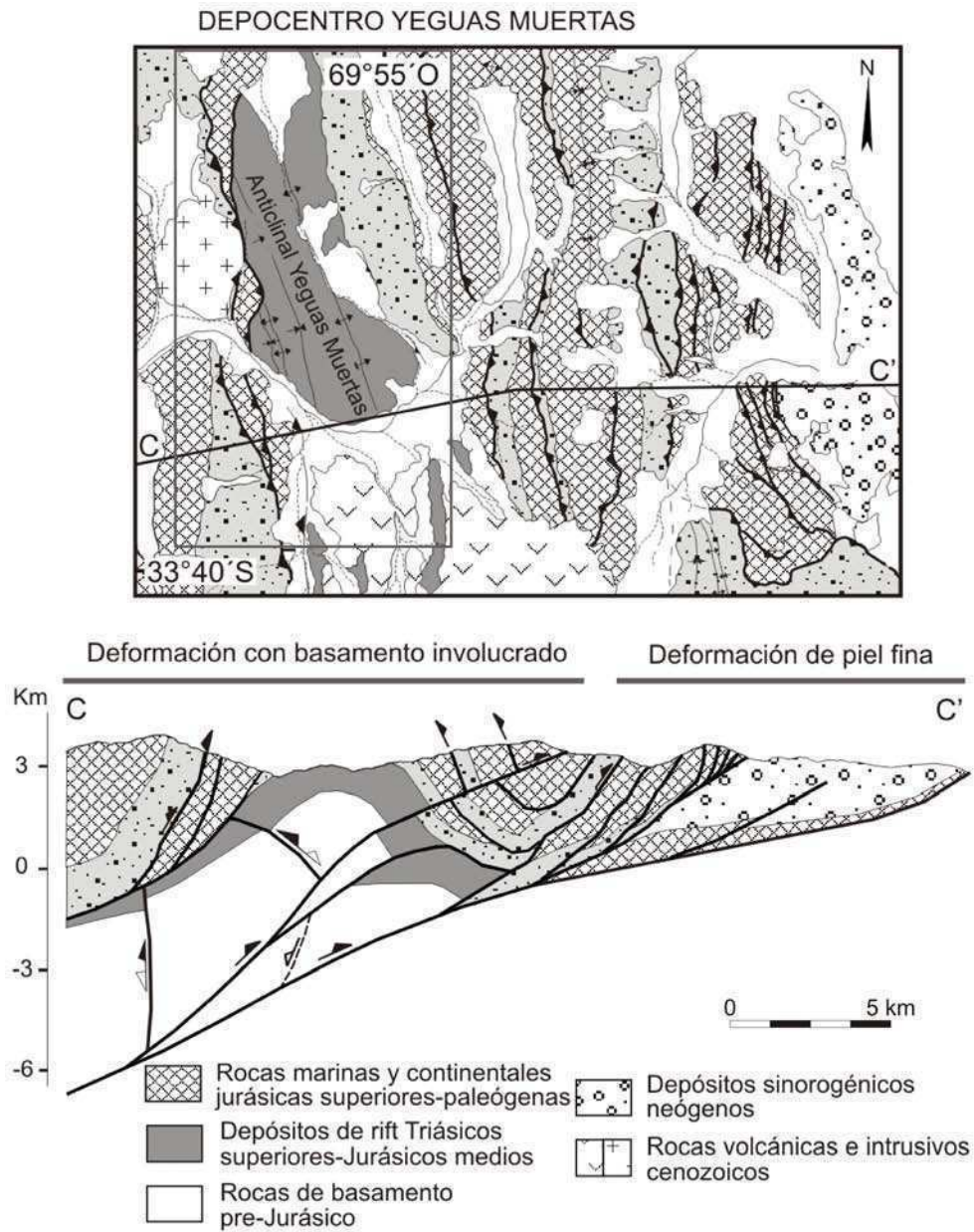


Figura 7.17: Mapa geológico (ver ubicación en figura 7.7) y perfil estructural del depocentro Yeguas Muertas, modificado de Giambiagi *et al.* (2003b, 2005). El recuadro indica la localización de la figura 8.7a.

Capítulo 8

Discusión: comparación entre los resultados experimentales obtenidos y los prototipos naturales

8.1. Introducción

El enfoque experimental llevado a cabo en el presente trabajo permite entender diversos mecanismos de deformación compresiva y estudiar el funcionamiento de sus controles estructurales. Los ejemplos naturales presentados en el capítulo 7 pretenden ilustrar algunos de estos resultados experimentales, y ampliar mediante las analogías planteadas nuestra capacidad de interpretación de los procesos naturales investigados. En este sentido, se comparan a continuación los resultados de la Serie 2 de modelos con los arreglos estructurales regionales de la faja plegada del Agrio y su interacción con la Dorsal de Huincul, y los resultados de la Serie 1 con cuatro ejemplos de reactivación oblicua de hemigrábenes: sistema Potezuelo Oeste y sistema Estancia Vieja (Dorsal de Huincul), depocentro Sierra Azul (faja plegada y corrida de Malargüe), y depocentro Yeguas Muertas (faja plegada y corrida de Aconcagua). Es posible separar a su vez a estos últimos cuatro ejemplos en dos grupos. En el primero de ellos se incluyen los dos sistemas pertenecientes a la Dorsal de Huincul, donde trabajos recientemente publicados sintetizan la gran cantidad de información de subsuelo existente en la región, aportando un detallado conocimiento de la arquitectura del sistema de rift. Este conocimiento robustece las analogías planteadas, validando la metodología empleada para su aplicación sobre sistemas donde los controles extensionales preexistentes son menos comprendidos. Este es el caso del segundo grupo de ejemplos (Sierra Azul, y depocentro Yeguas Muertas), en los cuales se dispone de una menor cantidad de información de subsuelo, y donde el proceso compresivo enmascaró en gran medida a la arquitectura extensional preexistente dificultando su interpretación. Bajo estas circunstancias, los modelos análogos constituyen una herramienta provechosa para

entender la estructura y plantear las posibles configuraciones extensionales que la condicionaron.

8.2. Salientes y entrantes estructurales. Ejemplos en la faja plegada del Agrio y su continuación sur

En este apartado se discuten analogías y se postula un modelo que permite comprender desde una óptica regional la configuración estructural de este segmento de la cordillera. El planteo exige aproximar al estado pre-andino de la cuenca Neuquina. Se asume como aproximación de primer orden que su relleno mesozoico se encuentra controlado únicamente por la arquitectura de la cuenca, sin tener en cuenta la geometría y distribución de grábenes y hemigrábenes, aún sabiendo que éstos influyeron localmente sobre los arreglos estructurales compresivos resultantes. No obstante, se admite desatender estos rasgos para procurar un análisis a escala regional, postergando la investigación de la influencia de los sistemas extensionales propiamente dichos para un nivel de examen más detallado.

La Serie 2 de modelos análogos descripta y analizada en el capítulo 6 de esta tesis destaca en primer término la importancia de la presencia de un nivel de despegue regional en la capacidad de propagación que desarrolla la cuña de deformación. Esto fue reconocido en el modelo 2_B, el cual registra una saliente estructural en la parte central de la cubeta (figura 6.29), amplificando el efecto generado por las variaciones de espesor analizadas en el modelo patrón 2_A (figura 6.26). Este resultado es coherente con los modelos teóricos existentes (Macedo y Marshak, 1999; Marshak, 2004), planteados en el capítulo 2. Revisando la figura 4.12, vemos que el modelo es aplicable al dominio externo de la faja plegada del Agrio, permitiendo explicar la saliente que ésta desarrolla (figura 8.1) como resultado de la máxima potencia de la cuña sedimentaria mesozoica en coincidencia con su ápice, amplificada por el despegue regional que representa al yeso de la Formación Auquilco para este dominio estructural. Esta analogía se basa en la similitud observable en planta entre la geometría del frente de deformación en el modelo y en el prototipo, como se señala en verde en la figura 8.1. Se aprecia también en la figura que la convexidad de las estructuras disminuye hacia el sector interno de la faja, posiblemente resultado de la acumulación de cizalla pura en esa dirección.

Los elementos estructurales resaltados en amarillo en la figura 8.1 marcan las diferencias más determinantes observadas en planta entre el modelo y el prototipo natural investigado: mientras en el primero las estructuras recuperan en el sector señalado un rumbo submeridiano, en el prototipo el área de la Sierra de la Vaca Muerta desarrolla estructuras ENE-OSO, configurando una entrante estructural. Dado que el elemento ausente en este modelo en relación con el prototipo natural es un alto de basamento análogo a la Dorsal de Huincul, se propone que la inflexión identificada en el sector sur de la faja del Agrio respondería a la interacción entre la estructuración andina y este alto de basamento, que habría significado un obstáculo para su progreso hacia el antepaís. Esta idea se contrasta a continuación con el modelo 2_C, en el cual se incorpora un alto rígido perpendicular al pistón.

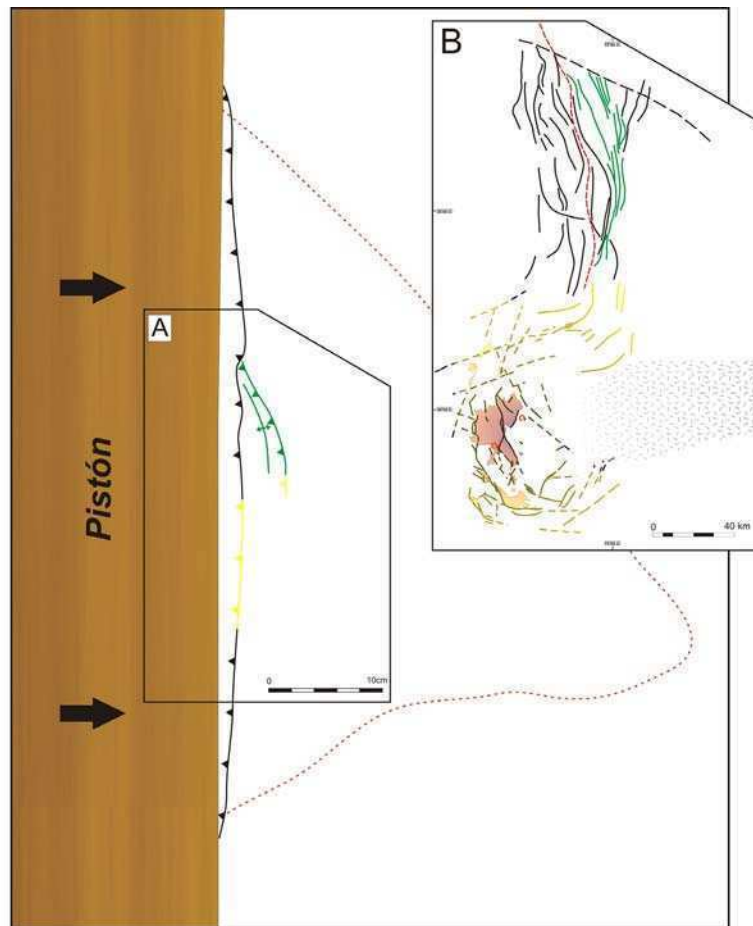


Figura 8.1: Comparación entre el modelo y el prototipo de campo. Se indican en verde los rasgos estructurales similares, y en amarillo sus principales diferencias. Ver explicación en el texto A) Mapa estructural del modelo 2_B (c/despegue), desarrollado en el capítulo 6 (ver rastras en la figura 6.29). B) Mapa de trazas estructurales de la faja del Agrio y su continuación hacia el sur (ver rastras en la figura 7.3), modificado de Delpino y Deza (1995); Repol (2006); Zamora Valcarce (2006); García Morabito *et al.*, en prensa.

Como fue descripto en el capítulo 6, al incorporar al modelo la “dorsal” se produce una entrante estructural por detrás de la misma (figura 8.2a).

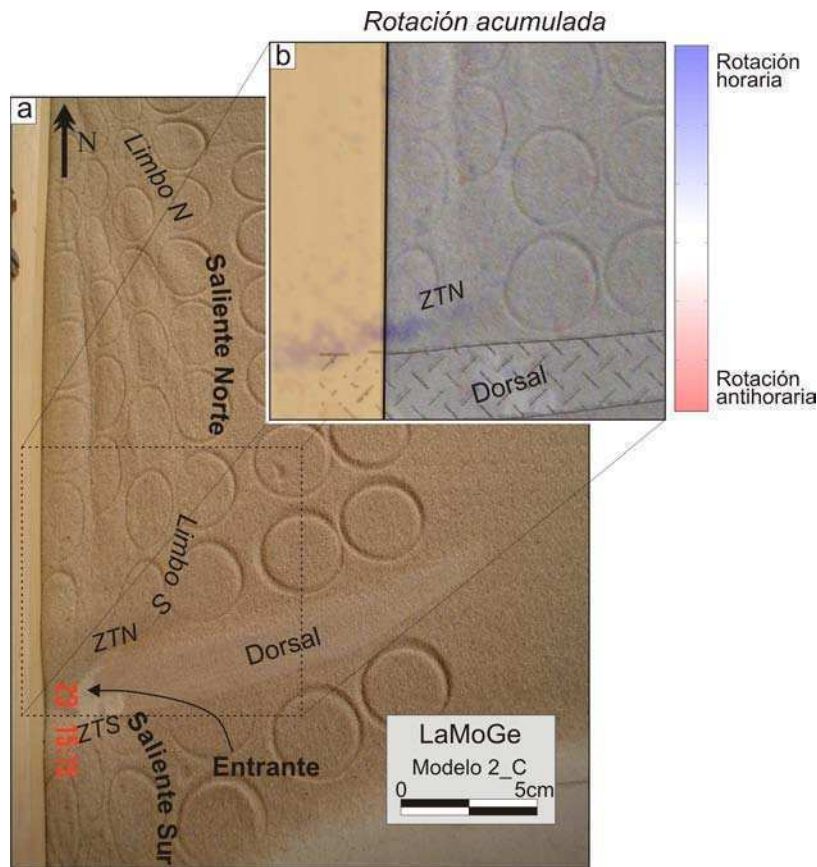


Figura 8.2: a) Fotografía tomada en la etapa final de la evolución del modelo 2_C. b) Detalle mostrando la rotación horaria acumulada en la ZTN, obtenida con el GEODEF 1.1. ZTN = zona transversal norte; ZTS = zona transversal sur.

La figura 8.3 muestra que esta entrante es comparable con la existente al sur de la faja del Agrio, definida por las fallas limitantes de los bloques de Catan Lil y Chachil, el sistema de fracturas de orientación dominante E-O y ENE que los limitan por el norte (García Morabito *et al.*, en prensa), y la estructura de la Sierra de la Vaca Muerta. El sistema de fracturas transversal mencionado habría sufrido esfuerzos de cizalla que originaron desplazamientos transcurrentes dextrógiros durante el Cretácico Tardío o bien durante el Terciario (Neher, 1986; ver capítulo 7). En el modelo análogo, la ZTN concentra también cizalla dextral, particularmente en el sector más interno de la faja de deformación, extinguiéndose progresivamente hacia el antepaís (figura 8.2b). Igual conducta fue reconocida en la Sierra de la Vaca Muerta (figuras 7.3 y 7.4) por Repol (2006), quien demuestra que esta estructura sufrió desplazamiento dextral en el Mioceno, disminuyendo progresivamente hacia el dominio externo. Este autor interpreta que la orientación oblicua de la sierra respecto a la dirección estructural andina principal

sería resultado de la reactivación de una zona de transferencia asociada al sistema extensional jurásico.

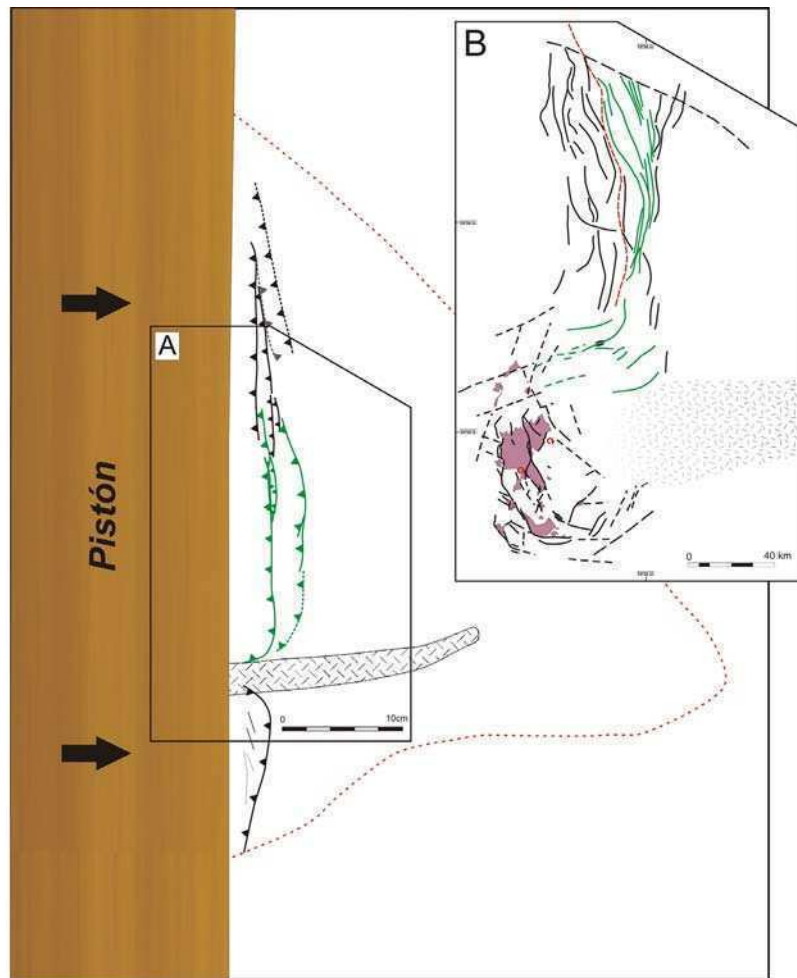


Figura 8.3: Comparación entre el modelo y el prototipo de campo. Se indican en verde los rasgos estructurales similares. Ver explicación en el texto A) Mapa estructural del modelo 2_C (c/despegue y dorsal), desarrollado en el capítulo 6 (ver rastras en la figura 6.32). B) Mapa de trazas estructurales de la faja del Agrio y su continuación hacia el sur (ver rastras en la figura 7.3), modificado de Delpino y Deza (1995); Repol (2006); Zamora Valcarce (2006); García Morabito *et al.*, en prensa. Rotaciones paleomagnéticas tomadas de Rapalini (1988).

La figura 2.5e refleja esquemáticamente la sensibilidad que presenta una faja plegada y corrida a la presencia de obstáculos en el antepaís, como pueden ser altos estructurales de basamento que interfieren con el desplazamiento de las láminas de corrimiento (Marshak *et al.*, 1992; Paulsen y Marshak, 1998 y 1999; Macedo y Marshak, 1999). La saliente generada hacia el antepaís en este contexto es primaria, es decir que se origina con traza curva, del mismo modo y por iguales mecanismos que en

el caso de las salientes controladas por el espesor de cobertura. Su génesis es no rotacional en el sentido de que la traza de los corrimientos es curva desde su origen, sin una rotación significativa según ejes verticales de los limbos de la saliente durante la deformación. Esto se confirma al observar las trayectorias rectas y paralelas de los vectores que componen el campo de desplazamiento incremental de la figura 6.34a. Sin embargo, esta aseveración no implica la ausencia de rotaciones en los materiales involucrados en cada lámina de corrimiento. Como se aprecia en la figura 8.2 existen rotaciones internas inducidas por la deformación por cizalla penetrativa del material, aunque ésta no justifique la curvatura en planta que desarrolla la estructura. Los corrimientos más antiguos del sector interno de la faja son los que sufren verdaderas curvaturas oroclinales como resultado del empuje al ser transportados por los más jóvenes contra el alto estructural, modificando así su diseño original (Macedo y Marshak, 1999; Marshak, 2004). Esto se confirma en el modelo realizado, donde utilizando el GEODEF se encontraron rotaciones horarias en la ZTN (figura 8.2b), pudiendo ser reconocidas también macroscópicamente (figura 6.32 a y b). Las rotaciones pueden resultar de una cizalla penetrativa o bien de un sistema de zonas de cizalla limitando bloques discretos. Rapalini (1988) obtuvo datos paleomagnéticos que indican rotaciones horarias en los dos sitios muestreados (Cerro Chachil y Sierra de Catan Lil) de $83,4 \pm 13,1^\circ$ 80° según un eje vertical, movimiento que habría afectado durante el Mesozoico y/o el Cenozoico a un bloque cortical que los abarca (ver capítulo 7). El sentido de la rotación hallada coincide con la reconocida en la ZTN del experimento, aunque en éste último la magnitud obtenida fue menor ($\sim 60^\circ$).

Asimismo, como lo refleja la figura 6.34b, en la región adyacente al obstáculo donde se produce la entrante se acomoda mucho más acortamiento por unidad de longitud que en la saliente asociada, que no exhibe corrimientos emergentes. Ejemplos de este comportamiento estructural fueron reconocidos en la entrante de Fleurieu de la faja plegada y corrida de Adelaida al sur de Australia (Marshak y Flöttmann, 1996; Marshak, 2004), en la entrante de Uinta en las Uinta Mountains, en Utah, Estados Unidos (Paulsen y Marshak, 1999), o en la Verkhoyansk Range, en Siberia (Marshak *et al.*, 1992), donde por detrás de un obstáculo se exhuman tectónicamente bloques de basamento. Esto es precisamente lo que ocurre en la continuación sur de la faja del Agrio, donde el basamento paleozoico se encuentra aflorando, abarcando latitudinalmente la misma franja ocupada más al este por la Dorsal de Huincul. No hay

exposiciones del basamento más al norte, donde la deformación tuvo espacio para progresar hacia el antepaís, afectando a la potente cuña mesozoica disponible.

Como se desprende de la comparación planteada, los rasgos estructurales y cinemáticos recopilados podrían generarse a raíz de la interacción de la cuña orogénica con la Dorsal de Huincul, que habría representado un obstáculo para su propagación a medida que la deformación andina avanzaba hacia el este desde el Cretácico Tardío en adelante (figura 8.4).

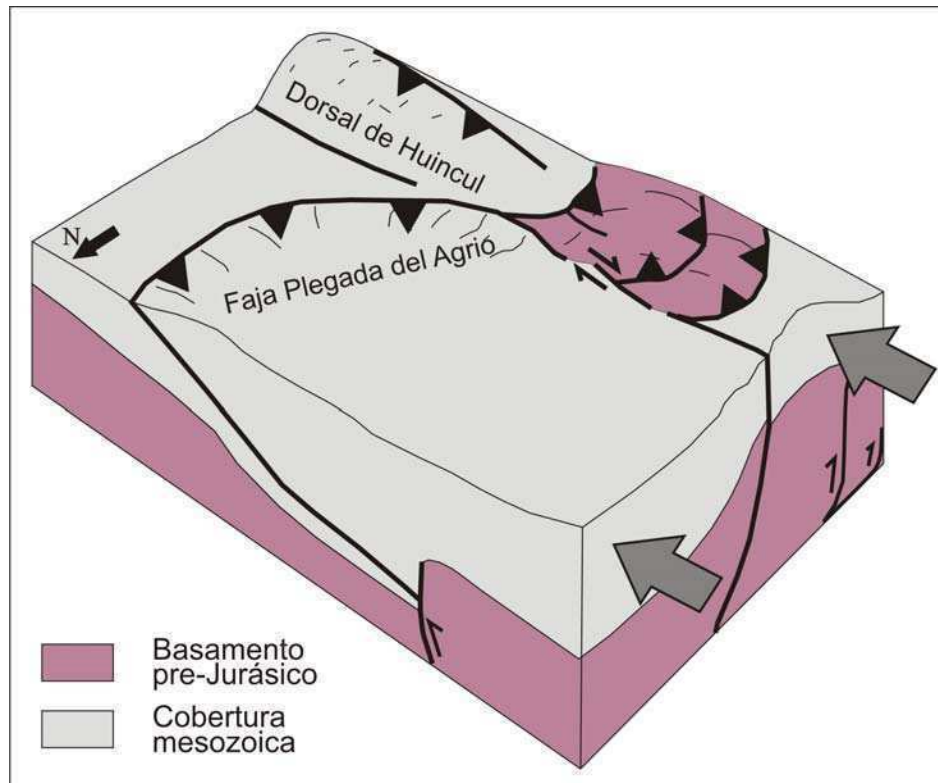


Figura 8.4: Diagrama esquemático simplificado de modelo propuesto.

8.3. Reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales.

Ejemplos en la Dorsal de Huincul

Sector Portezuelo Oeste

Silvestro y Zubiri (2008) realizaron un análisis regional de la estructura de la Dorsal de Huincul y áreas aledañas en el que postulan la existencia de cuatro zonas diferenciadas de acuerdo a su comportamiento tectónico. Según su interpretación, en las proximidades de la dorsal, la inversión tectónica oblicua juega un rol importante en la

deformación compresiva. Los autores señalan que las principales estructuras anticlinales se relacionan a inversión oblicua de los depocentros más importantes, invirtiéndose sólo tramos de las fallas extensionales, y generándose nuevas fallas inversas de acuerdo con el esquema de esfuerzos regional. De particular interés es el arreglo estructural descrito en el sector occidental de la Dorsal (figura 8.5), donde se produce la inversión parcial del hemigraben Portezuelo-Charco Zampal, así como también nuevas estructuras orientadas en sentido NE en su parte interna, perpendiculares al campo de esfuerzos inferido para el Jurásico - Cretácico en esta región (Silvestro y Zubiri, 2008).

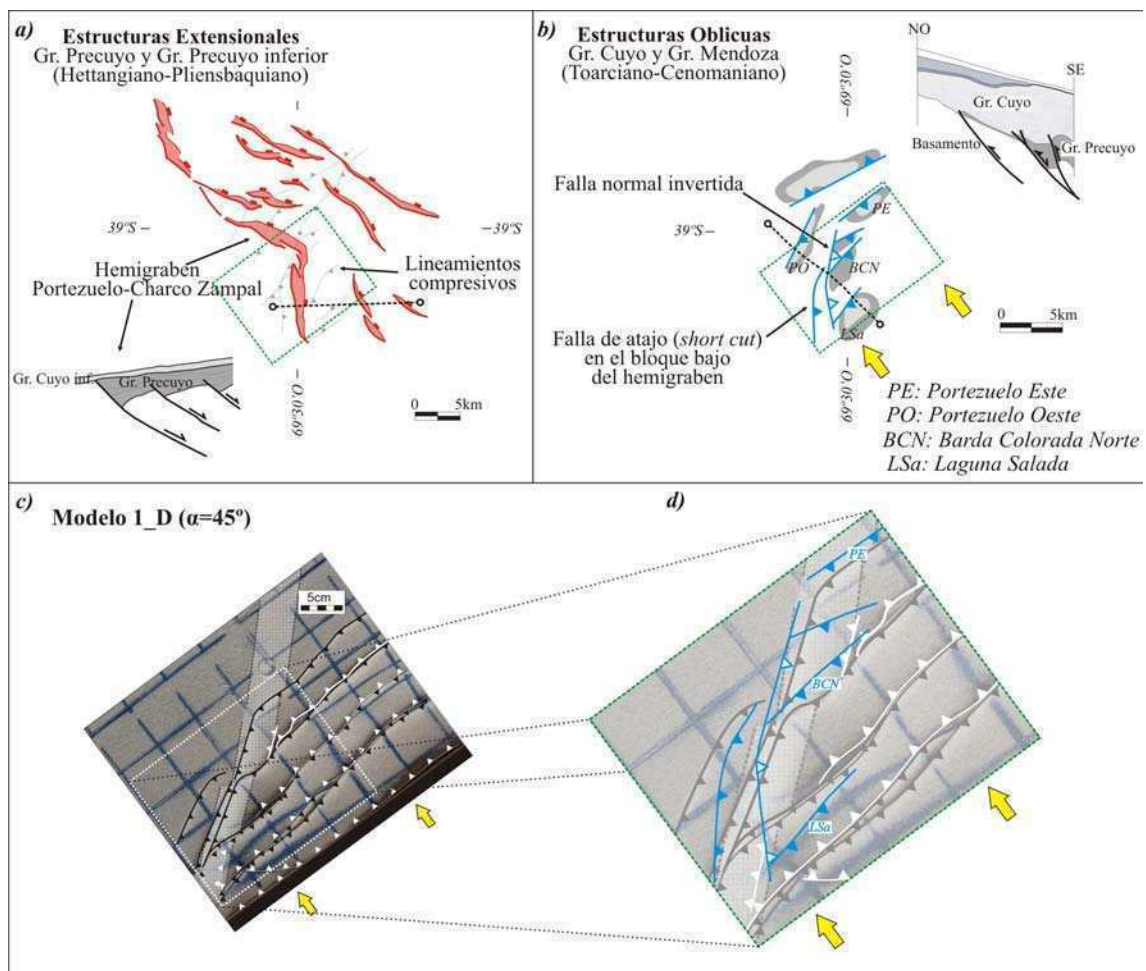


Figura 8.5: Esquema estructural Portezuelo Oeste (ver ubicación en la figura 7.6) y comparación con el modelo análogo 1_D ($\alpha = 45^\circ$). a) Fallas extensionales NO y lineamientos estructurales inversos superpuestos; tomado de Silvestro y Zubiri (2008). b) Arreglo estructural resultante luego de la acción de un campo de esfuerzos NO (flechas amarillas) en la zona recuadrada en a), con la inversión parcial del hemigraben; tomado de Silvestro y Zubiri (2008). c) Estado final del modelo 1_D donde se muestra la reactivación de un hemigraben oblicuo. La zona sombreada corresponde a la ubicación del hemigraben subyacente (ver capítulo 6 para una descripción detallada del experimento). d) Comparación del modelo con la estructura de Portezuelo Oeste (en celeste).

Este hemigraben puede seguirse en la sismica por más de 20 km, conformado por una serie de depocentros coalescentes NO a NNO a lo largo del rumbo de la falla (figura 8.5a; Silvestro y Zubiri, 2008). A partir de la imposición de esfuerzos localmente orientados en sentido NO-SE en esta región durante el Jurásico inferior, se produce el arreglo estructural de la figura 8.5b.

Se reconoce una clara similitud entre este arreglo y el resultado experimental del modelo 1_D (figura 8.5 c y d). En éste último, la inversión inicial de un segmento discreto del hemigraben oblicuo a los esfuerzos progresa desde el sector más proximal al frente de avance hacia el más distal, para dar lugar luego a la formación de un nuevo corrimiento que se escinde de la estructura reactivada con un rumbo normal al acortamiento aplicado. Desde este nuevo frente de avance de la deformación se reanuda el mecanismo, activando un nuevo segmento discreto de la estructura infrayacente, y generando progresivos frentes normales al acortamiento (ver capítulo 6) que avanzan hacia el noreste. En la última etapa se forma un corrimiento que afecta al bloque autóctono, superando la línea del hemigraben invertido.

Esta evolución, aprendida a partir del experimento 1_D (ver figura 6.19), permite sugerir un modelo que explique coherentemente la arquitectura estructural de la figura 8.5b. Adoptando esta analogía, es posible que la primera estructura NE en formarse haya sido Laguna Salada, propagándose luego la deformación gracias a la reactivación del hemigraben Portezuelo-Charco Zampal para formar la estructura Barda Colorada Norte, y siguiendo el mismo mecanismo transferir la deformación hasta Portezuelo Este. La falla de atajo podría haber sido la última estructura del sistema, o bien haberse generado durante los estadios tardíos de su evolución. Como se desprende de la figura 6.23, el modelo análogo concentró y acumuló deformación en el segmento más proximal del hemigraben durante toda su evolución, resultando en una mayor altura estructural en esta zona, favoreciendo también allí las rotaciones locales antihorarias. Si se acepta la analogía planteada, es esperable que los cierres estructurales que dan lugar a los yacimientos se localicen en los “codos” configurados por el hemigraben Portezuelo-Charco Zampal reactivado y los corrimientos NE.

Sector Estancia Vieja – Loma Kaufman

Un arreglo estructural similar al recién planteado se produce en el sector Estancia Vieja – Loma Kaufman, al este de la Dorsal (figura 8.6). Cristallini *et al.* (en

prensa) describen allí la coexistencia de procesos de inversión selectiva de fallas precuyanas, y el desarrollo de estructuras netamente compresivas de orientación E-O; estas últimas, normales a los esfuerzos regionales inferidos para el Jurásico inferior (Cristallini *et al.*, en prensa), habrían sido inducidas por el avance progresivo del frente de deformación de sur a norte (Pángaro *et al.* 2006b; Silvestro y Zubiri 2008; Cristallini *et al.*, en prensa).

La estructura precuyana del Sistema Estancia Vieja está caracterizado por un hemigraben NO-SE con polaridad SO, que limita en esta dirección con el Alto de Kauffman (Limeres *et al.*, 2005). Hacia el noreste limita con una zona elevada sin una falla claramente definida, presentándose los máximos espesores de depósitos precuyanos (más de 3000 m) contra la zona de falla reactivada Estancia Vieja (figura 8.6a; Cristallini *et al.*, en prensa). Según estos autores, la cubeta se encuentra compartimentalizada por zonas de transferencia NE-SO, de las cuales sólo la denominada Puesto Flores - Puesto Galdame habría controlado espesores de *syn-rift* y se habría reactivado a partir del Jurásico inferior. Los lineamientos Puesto González y Puesto Prado pueden ser atribuidos también a zonas de transferencia, aunque su definición es más difusa (Cristallini, *comunicación personal*).

La figura 8.6a muestra el isócrono de la base del Grupo Cuyo, resaltando que la principal zona de inversión desarrollada es la falla Estancia Vieja, disminuyendo su grado de inversión de sureste a noroeste; esta disminución parece seguir un patrón escalonado, reduciéndose notablemente cuando se atraviesan las estructuras NE-SO que la segmentan. Al superar la zona de Puesto Prado la falla en cuestión prácticamente deja de estar invertida (Cristallini *et al.*, en prensa). La comparación con el modelo 1_D se expresa en la figura 8.6 b y c, planteándose como duda si las estructuras de Puesto Prado y Puesto Galdame responden a reactivaciones de antiguas zonas de transferencia (como la zona de reactivación Puesto Flores - Puesto Galdame), o bien serían fallas nuevas que cortan al hemigraben perpendicularmente a los esfuerzos. Cristallini *et al.* (en prensa) muestran una serie de fallas inversas nuevas pertenecientes a esta población E-O a ENE-OSO, planteando su analogía con las fallas compresivas perpendiculares a la dirección de empuje generadas en modelos análogos (Yagupsky *et al.*, 2008).

Reforzando esta comparación, en las figura 6.22 y 6.23 se aprecia cómo disminuye escalonadamente el grado de concentración de deformación y reactivación que desarrolla el borde del hemigraben oblicuo modelado a medida que nos alejamos del frente de empuje, similar a lo que ocurre hacia el noroeste sobre la falla Estancia

Vieja. Más aun, así como al superar la zona de Puesto Prado la falla en cuestión deja de mostrar evidencias de reactivación, vemos en la figura 6.22 que hacia el antepaís del frente de corrimientos (2) el hemigraben subyacente tampoco experimenta actividad. Por último, y como fue mencionado en el apartado anterior, vemos que los yacimientos Puesto Prado y Estancia Vieja coinciden con “codos” que se delinean entre la falla normal reactivada Estancia Vieja y la zona de falla Puesto Prado y Puesto Flores respectivamente, donde según los modelos análogos se generan regiones de máximos locales de altura estructural.

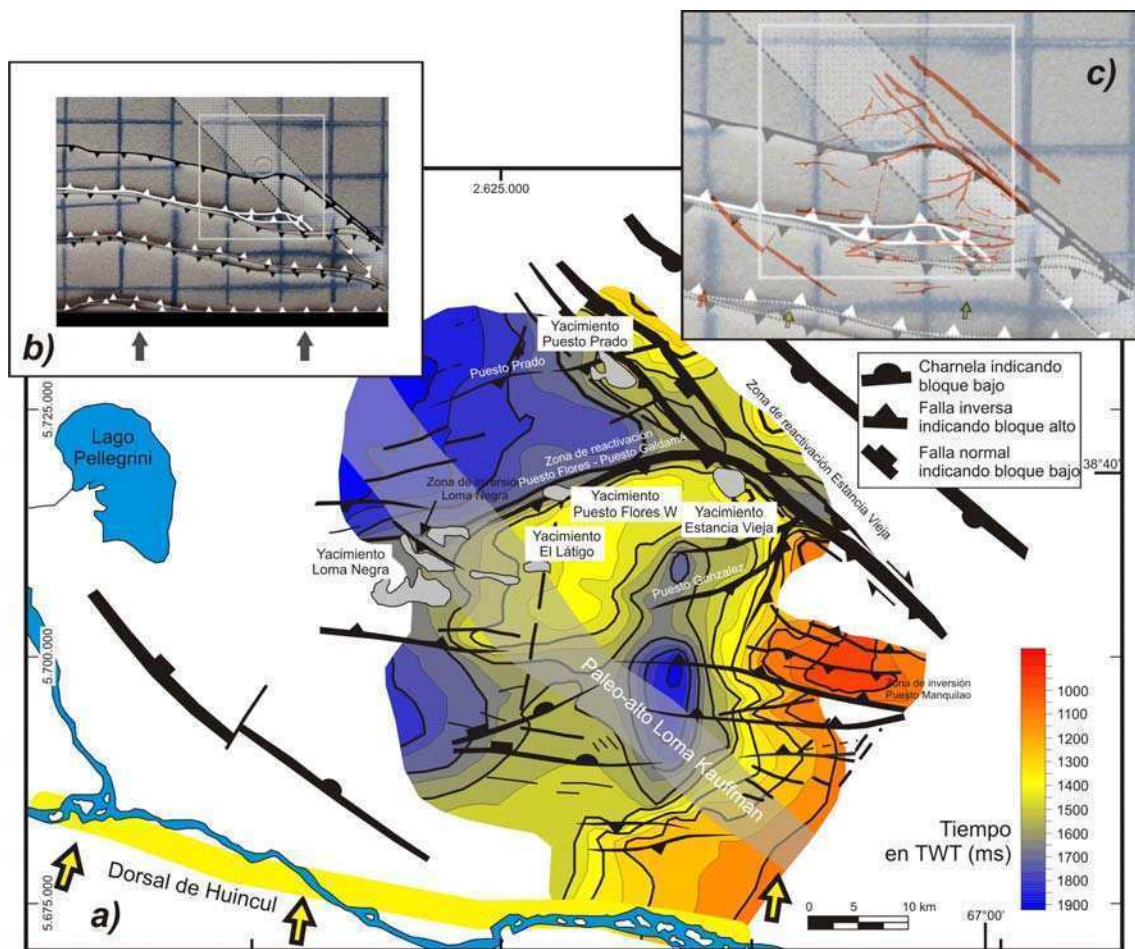


Figura 8.6: Mapa de la estructura jurásica superior en la región de Estancia Vieja – Loma Kaufman (ver ubicación en la figura 7.6) donde se indican las principales fallas de la región. Se muestra también el isócrono de la base del Grupo Cuyo. b) Modelo análogo tomado de Yagupsky *et al.* (2008) donde se muestra la inversión selectiva sobre un hemigraben oblicuo. c) Comparación del modelo 1_D con la estructura de Estancia Vieja y Puesto Flores – Puesto Galdame. Tomado de Cristallini *et al.* (en prensa).

Ejemplo en la Sierra Azul (faja plegada y corrida de Malargüe)

El arreglo estructural de la Sierra Azul (figura 7.15a) y el obtenido en el modelo 1_D (figura 6.19) al reactivar un hemigraben oblicuo al avance del pistón son notablemente semejantes. Se plantea que ambos se encuentran condicionados por un control similar sobre su deformación compresiva, sugiriendo las siguientes interpretaciones: (1) así como en el modelo análogo sólo el segmento del hemigraben más próximo al pistón sufre reactivaciones, en la Sierra Azul solamente el sector más interno de la falla propuesta a lo largo del lineamiento El Manzano-Liu Cullín se habría invertido. El frente N-S de la sierra permite que hacia el este se preserve la estructuración extensional sin reactivación (figura 7.15a), al igual que ocurre en el modelo análogo analizado (figura 8.7 a y b), y (2) tanto en el experimento como en el caso natural se registran importantes diferencias de altura estructural en sentido N-S, con el bloque sur estructuralmente más alto que el bloque norte (figura 8.7 c y d). Durante gran parte de la evolución del modelo, la deformación se concentra y avanza hacia el antepaís en su sector meridional, condicionada por la estructura oblicua reactivada; sólo en sus estadios finales el frente de deformación logra superarla en el sector norte, obteniéndose allí una menor altura estructural (figura 8.7a). Se puede afirmar que el contraste de alturas es un resultado directo de la oblicuidad del hemigraben con respecto al pistón.

En el caso natural en tanto, no es posible confirmar que las fallas normales que limitan secuencias precuyanas detectadas en las dos secciones de la figura 7.15a se conecten efectivamente con el lineamiento El Manzano-Liu Cullín, ya que no se dispone de información de subsuelo adecuada entre estos segmentos. Sin embargo, las características de la zona descritas en el apartado 7.4 (capítulo 7) pueden ser explicadas asumiendo la presencia de un hemigraben NO-SE, utilizando la analogía propuesta con el modelo experimental. Los datos de campo son consistentes con la información de subsuelo disponible, sugiriendo que la diferencia de altura entre ambos márgenes del lineamiento El Manzano-Liu Cullín resulta de la reactivación del borde de un hemigraben mesozoico que coincide con este rasgo. Los mayores espesores de Precuyo se desarrollan al sur, sobre el bloque colgante de la estructura propuesta. Asimismo, se registra un descenso abrupto de los valores de gravedad en esta dirección (Orts *et al.*, en prensa), coincidiendo la zona de máximo gradiente con el lineamiento indicado, apoyando la geometría planteada.

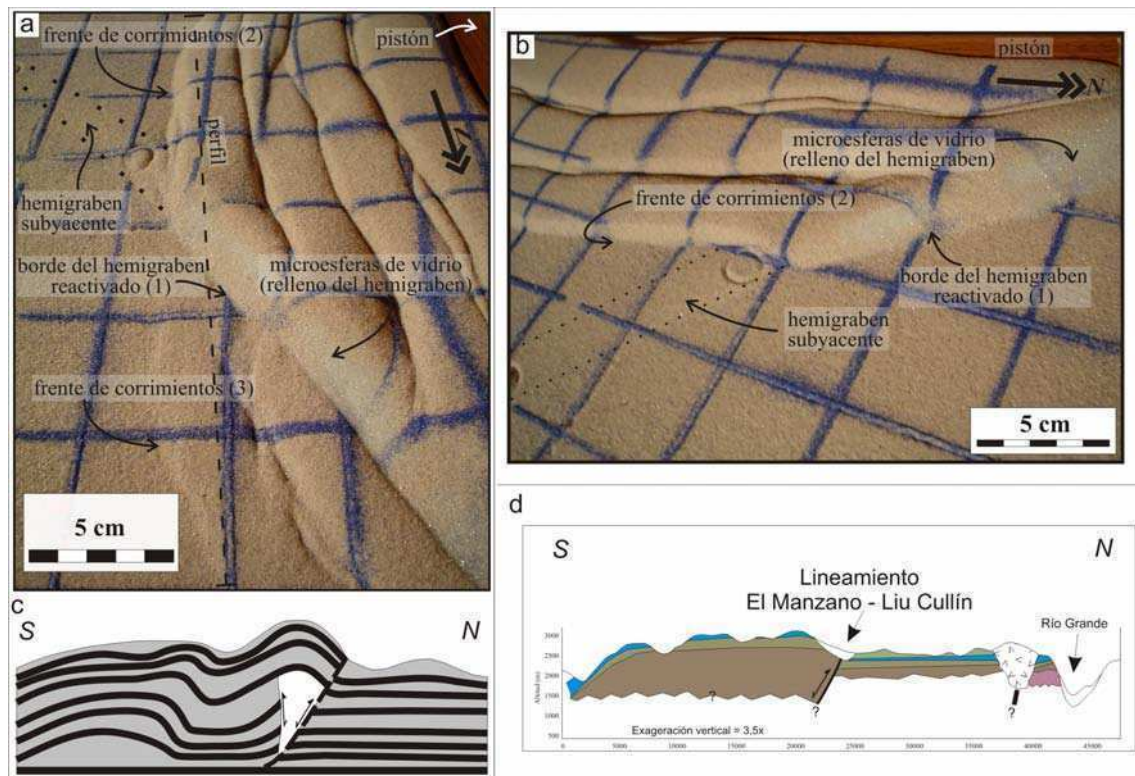


Figura 8.7: Comparación entre el modelo 1_D y el prototipo de campo analizado. a) Vista hacia el sur del modelo en su estado deformado final. Se aprecia el mayor grado de levantamiento topográfico alcanzado al sur del hemigraben respecto del norte. Los números indican el orden de formación de las diferentes escarpas de falla. Se indica la posición del perfil (c). b) Vista hacia el oeste del modelo antes de que se genere el frente de corrimientos (3). c) *Line drawing* de la sección generada con el programa GENERATOR.exe. Ubicación en (a). Exageración vertical=3,5x. d) Sección esquemática paralela al eje de la Sierra Azul (ver ubicación en la figura 7.12) donde se observa el cambio de altura estructural al atravesar el lineamiento El Manzano–Liu Cullín. Exageración vertical es 3,5x. Referencias como en figura 7.13.

Si la hipótesis de la existencia de un depocentro oblicuo a la sierra es correcta, su tren estructural N-S no estaría reflejando simplemente la inversión de una falla normal, sino que sería más bien la consecuencia del abandono del control ejercido por un sistema NO-SE luego de su reactivación a lo largo de segmentos discretos, como lo muestra la evolución de los modelos análogos realizados (figuras 6.19 y 8.7). Su frente de deformación sub-meridiano resultaría entonces del emparejamiento entre el corrimiento frontal de la Sierra Azul al sur del lineamiento y el desarrollado al norte del mismo, atravesando la estructura oblicua infrayacente. La evolución propuesta sería análoga a lo observado en el modelo (figura 8.7 a y b), donde el frente de corrimientos (3) se alinea con el (2) previamente formado, generando una estructura aparentemente continua, aunque sus segmentos al norte y al sur del hemigraben son diacrónicos.

Desde una perspectiva regional, es importante destacar que la orientación NO-SE del hemigraben propuesto es consistente con la dirección de extensión NE-SO que sufrió el engolfamiento neuquino durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Vergani *et al.*, 1995; Cristallini *et al.*, 2006; Bechis, 2009), así como también con la orientación NNO-SSE de sus depocentros más septentrionales (Alvarez *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2005), posiblemente condicionados por la geometría del borde oriental de la cuenca (Bechis, 2009). A partir del análisis planteado, es posible rever la interpretación tradicional, en la que se explican las estructuras andinas submeridianas a partir de la inversión de hemigrábenes con esa orientación, teniendo en cuenta que éstos últimos son difícilmente conciliables con el contexto tectónico presentado.

Ejemplo en el depocentro Yeguas Muertas (faja plegada y corrida de Aconcagua)

En función de la recopilación realizada en el apartado 7.5 de esta tesis, se sabe que en el sector sur de la faja plegada y corrida de Aconcagua (figura 7.7) existen controles de basamento heredados de los procesos extensionales ocurridos durante el Triásico superior–Jurásico inferior, imponiendo condiciones de contorno a la deformación andina superpuesta. En el depocentro Yeguas Muertas estos procesos generaron rasgos NNO–SSE, como las fallas 1 y 2 indicadas en rojo en la figura 8.8a (Giambiagi *et al.*, 2003a). Las mismas habrían funcionado como fallas normales durante el Mesozoico, produciendo una depresión angosta de rumbo NNO a través del área cordillerana estudiada, en la que se alojaron secuencias marinas profundas de edad jurásica (Alvarez *et al.*, 1997, 1999; Giambiagi *et al.*, 2003a). Teniendo en cuenta que el acortamiento andino sobreimpuesto en el Mioceno fue aproximadamente E-O (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998), la configuración pre-compresiva propuesta es análoga a la planteada en el modelo 1_B (ver capítulo 6; figura 6.7A), en el cual un hemigraben orientado inicialmente a 15° del pistón, es comprimido luego por el avance de éste.

Volviendo al prototipo natural, a partir de una primera etapa compresiva en el Mioceno inferior a medio, se produce la inversión de las fallas normales 1 y 2, generando así el anticlinal Yeguas Muertas, una amplia estructura tipo *pop-up* de rumbo NNO, con 4 km de ancho y unos 13 km de longitud (Giambiagi *et al.*, 2003a) (figura 8.8a). Este primer estadio es perfectamente comparable con la etapa B del modelo

experimental (figura 6.7), en la cual se reactiva el segmento más proximal del hemigraben modelado, formando dos fallas inversas antitéticas (fallas 1 y 2).

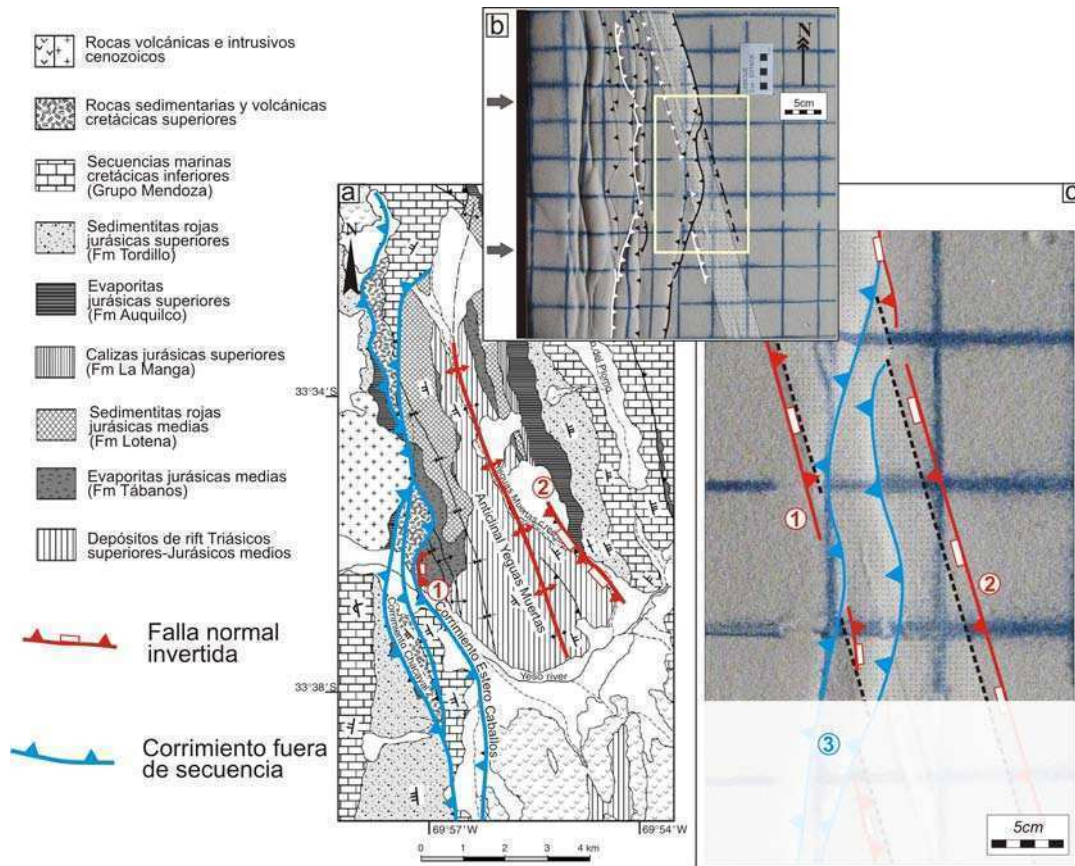


Figura 8.8: Comparación entre el prototipo de campo analizado y el modelo 1_B. a) Mapa geológico detallado del anticlinal Yeguas Muertas, modificado de Giambiagi *et al.* (2003a); ubicación en figura 7.17. b) Estadío intermedio E de la evolución del modelo 1_B (figura 6.7), donde se aprecia la reactivación del hemigraben y los corrimientos en el sector interno. c) Detalle del modelo para su comparación con a); la numeración de las estructuras empleada responde a su orden relativo de formación.

Los corrimientos Estero Caballos y Chacayal de la figura 8.8a son estructuras emplazadas fuera de secuencia, ya que afectan al anticlinal Yeguas Muertas previamente formado. El primero de ellos conforma un corrimiento superficial de rumbo N-S, que hacia el norte trunca al anticlinal con un rumbo NNE, levantando rocas cretácicas inferiores por sobre la secuencia jurásica (Giambiagi *et al.*, 2003a). Godoy *et al.* (1999) relaciona a esta estructura con los estadíos iniciales de la inversión de la cuenca de intra-arco Oligocena desarrollada más hacia el oeste. El corrimiento Chacayal (Godoy, 1993) afecta al bloque colgante del corrimiento Estero Caballos, levantando los estratos rojos de la Formación Tordillo sobre la secuencia cretácica. Los cambios en el espesor de Tordillo a ambos lados de esta estructura podrían revelar la existencia de una

falla normal controlando la generación del corrimiento (Giambiagi y Ramos, 2002). Se interpreta que esta deformación fuera de secuencia responde a la acción de los esfuerzos horizontales contra el alto de basamento del anticlinal Yeguas Muertas previamente estructurado (Giambiagi y Ramos, 2002). La configuración estructural resultante muestra un gran pliegue NNO, y corrimientos N-S a NNO hacia el retropaís, cortando al primero con vergencia oriental (figuras 8.8a y 8.9b). Se destaca que más al oeste del área analizada existe otro importante corrimiento desarrollado fuera de secuencia, de rumbo sub-meridiano (corrimiento Las Leñas; Giambiagi y Ramos, 2002).

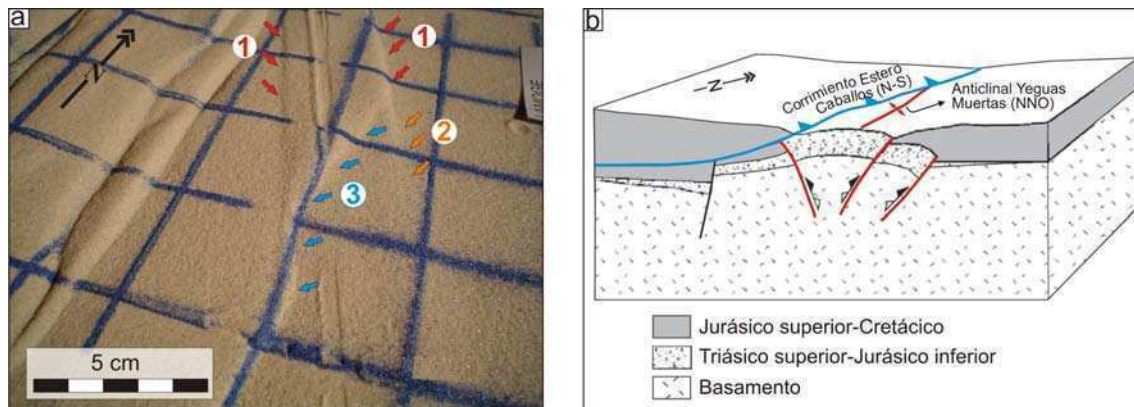


Figura 8.9: Comparación entre el prototipo de campo analizado y el modelo 1_B. a) Fotografía del estadio D (figura 6.7) de la evolución del modelo 1_B. Se indican con flechas de colores las escarpas de falla reconocidas; la numeración empleada responde a su cronología relativa de formación. b) Bloque-diagrama esquemático mostrando al corrimiento Estero Caballos de rumbo N-S afectando al anticlinal Yeguas Muertas de rumbo NNO previamente estructurado (modificado de Giambiagi *et al.*, 2003a).

En la figura 8.8 se aprecia que las estructuras naturales Yeguas Muertas (inversión del hemigraben oblicuo), Estero Caballos y Chacayal (corrimientos fuera de secuencia), presentan geometrías en planta similares y una cronología de formación análoga a las estructuras 1, 2 y 3 señaladas en el modelo. En éste último, luego de una cierta propagación de la deformación hacia el SSE mediante la reactivación de los límites del hemigraben oblicuo, el sistema se resuelve por medio de un corrimiento que lo corta en su parte interna (figura 8.9a). Esta estructura desarrolla una trayectoria que comienza desde el norte dissociándose del corrimiento frontal previo, retrocede hacia la parte interna con una geometría cóncava hacia el antepaís hasta alcanzar el límite occidental del hemigraben subyacente, se desvía por corta distancia con rumbo SSE, continuando con rumbo SSO hasta el extremo sur del modelo. La nueva estructura concentra la deformación hasta que se activa otro tramo del hemigraben, y el proceso se

repite. Así, el control basal produce una serie de bloques limitados por corrimientos afectando al relleno del depocentro (figura 6.7). La actividad fuera de secuencia registrada afecta también regiones más internas de la cuña, como se muestra por medio del GEODEF 1.1 en la figura 8.10.

La hipótesis que surge de esta comparación es que el sistema natural no requiere de la existencia de controles adicionales a la estructura mesozoica NNO para que se produzcan las estructuras internas observadas (corrimientos Estero Caballos y Chacayal), ya que las mismas podrían formarse espontáneamente como resultado de la dinámica propia del sistema. Luego de la inversión registrada en el sector más proximal del hemigraben mesozoico que dio lugar al anticlinal Yeguas Muertas, las estructuras Estero Caballos y Chacayal se habrían formado como consecuencia del abandono del control subyacente. Los corrimientos fuera de secuencia del sector interno de la cuña serían una reacción del sistema para alcanzar la energía adicional necesaria que posibilite que la deformación progrese más allá del hemigraben inicialmente reactivado.

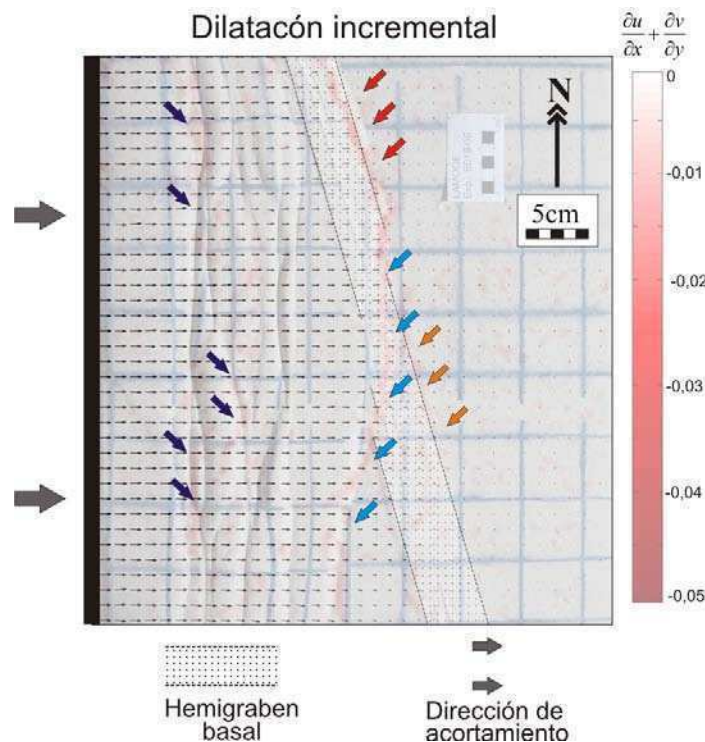


Figura 8.10: Mapa de deformación incremental de la superficie del modelo 1_B ($\alpha=15^\circ$) para el estadio F de su evolución (figura 6.7). Las zonas en rojo representan sectores que concentran deformación para el incremental de acortamiento correspondiente (desplazamiento incremental=1 mm). Se puede reconocer actividad de manera simultánea en los distintos frentes señalados con flechas. Exageración de los vectores: 8x

Capítulo 9

Conclusiones

9.1. Modelado análogo

Adelantos metodológicos

- Se incorporó al Laboratorio de Modelado Geológico la técnica de correlación óptica PIV (*Particle Image Velocimetry*). Ésta fue exitosamente utilizada para obtener los campos bidimensionales de vectores desplazamiento asociados a la deformación incremental de la superficie de los modelos, partiendo de fotografías digitales sucesivas tomadas durante su evolución. El método arrojó buenos resultados para episodios de acortamiento aplicados de orden milimétrico.

- Se generó el *software* GEODEF 1.1 en MatLab 7.0.; este módulo opera sobre los vectores obtenidos con el PIV, aplicando las ecuaciones que rigen la deformación de medios continuos. Se extrae mediante este proceso la matriz deformación (D) correspondiente a cada elemento de área analizado, a partir de la cual se derivan sus componentes de deformación. Se obtienen mapas que registran la distribución de cizalla simple, dilatación y rotación incrementales y acumuladas para la superficie estudiada. Se determinan y mapean además la magnitud y la orientación de los ejes de las elipses de deformación finitas asociadas a cada matriz D; se grafica la elipticidad correspondiente en cada sector. Se logra así con el programa un monitoreo de alta resolución de los patrones de deformación que experimenta el material durante la evolución de un modelo mediante un método óptico no destructivo que utiliza solamente fotografías digitales consecutivas del mismo.

- En la Serie 1 de modelos análogos se diseñó un arreglo experimental que reproduce distintas configuraciones extensionales, variando en cada caso la oblicuidad entre el eje de estas estructuras y los esfuerzos compresivos posteriormente sobreimpuestos. Estas configuraciones fueron las siguientes: en el modelo 1_A se

generaron dos hemigrábenes orientados a 50° con respecto al pistón, conectados por una zona de transferencia transcurrente perpendicular a las estructuras; en los modelos 1_B, 1_C y 1_D se indujo un único hemigraben oblicuo al pistón, con un ángulo de oblicuidad (α) de 15° , 30° y 45° respectivamente.

- Se construyó para la Serie 2 de experimentos una cubeta que reproduce a escala el relieve pre-andino del basamento de la cuenca Neuquina; comprimiendo mediante el avance de un pistón los materiales con los que se la relleno fue posible simular la generación de una cuña de corrimientos, respetando la distribución original de espesores de cobertura conocidos para la cuenca. Se variaron para cada modelo las características mecánicas de la columna de materiales empleada. Tomando como caso testigo a la Dorsal de Huincul, se analizó la respuesta estructural que induce la presencia en el antepaís de un alto de basamento perpendicular al rumbo predominante de la faja de deformación sobre sus características y evolución. La serie de experimentos realizada conforma el primer intento de modelar regionalmente la formación de la faja plegada del Agrio.

Conclusiones obtenidas a partir del trabajo experimental

Serie 1

Los modelos de esta serie permitieron entender e interpretar desde una perspectiva experimental los procesos de reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales previos; se obtuvieron las siguientes conclusiones y resultados (se asume en adelante que la oblicuidad de las estructuras es hacia el noroeste del modelo, y que el pistón avanza de oeste a este):

- La inversión de fallas normales es un proceso poco común durante la evolución de los modelos planteados.
- El principal mecanismo responsable de la reactivación de los hemigrábenes es el transporte pasivo del bloque yacente por sobre la envolvente del sistema de bloques colgantes.
- El relleno de los hemigrábenes (microesferas de vidrio) funciona como zona de nucleación de la deformación, determinando la localización y la orientación de ciertos tramos de los principales corrimientos generados.

- En una primera etapa de la evolución del sistema la deformación es absorbida por un tramo del hemigraben cercano al pistón. Las elipses de deformación se disponen transitoriamente con su eje menor perpendicular al eje del segmento del hemigraben perturbado. A determinada distancia crítica entre el pistón y el frente de deformación oblicuo, éste último abandona el control basal y adopta un rumbo perpendicular al acortamiento aplicado. Las elipses de deformación asociadas se orientan en esta segunda etapa con su eje menor paralelo a la dirección de avance del pistón.

- El proceso de reactivación de un hemigraben oblicuo puede sintetizarse a partir de la repetición estos pasos: I) activación de un segmento discreto de la estructura, progresando desde el sector más proximal al frente de avance de la deformación hacia el más distal; II) abandono del control basal oblicuo, y cambio de rumbo del frente de corrimiento adoptando una orientación normal al acortamiento, cortando a través del hemigraben; III) reinicio del mecanismo desde este nuevo frente activo, perturbando un nuevo segmento discreto de la estructura infrayacente hacia el antepaís.

- La arquitectura estructural resultante preserva sin reactivación a las estructuras extensionales por delante del frente desarrollado.

- En el sector norte de los modelos, donde el hemigraben se encuentra más cercano al pistón, el frente de deformación activo permanece determinado por su posición durante gran parte de la evolución. Este control no se ve superado hasta tanto la cuña no alcanza un estado supercrítico que lo permita, lo cual sucede en los estadios finales de cada experiencia. Una vez alcanzadas estas instancias se desarrolla una escarpa sobrepasando este límite en la región norte, alineándose con el frente estructural preexistente al sur, y configurando así un frente aparentemente continuo que enmascara a las estructuras oblicuas reactivadas en la parte interna. Sin embargo, dado que durante gran parte de la evolución del sistema el frente de corrimientos progresó más hacia el antepaís en la porción sur de los modelos que en su porción norte, un corte meridiano presenta allí mayor relieve estructural.

- La longitud de los segmentos de hemigraben reactivados disminuye al aumentar el ángulo de oblicuidad α empleado.

- El desplazamiento registrado en los bloques colgantes es siempre subparalelo al acortamiento aplicado, generando corrimientos con componentes de rumbo crecientes al aumentar la oblicuidad de la estructura previa.

- El tramo reactivado de cada hemigraben acumula rotación antihoraria del material, aumentando su magnitud con la oblicuidad impuesta.
- Los modelos 1_B ($\alpha = 15^\circ$) y 1_A ($\alpha = 50^\circ$, con zona de transferencia) sufrieron durante su desarrollo deformación fuera de secuencia. En el primer caso se propone que el hemigraben de baja oblicuidad produce una resistencia para el avance de la cuña, debido a la energía adicional que requiere el sistema para superar la posición del mismo, reaccionando con la activación de sectores internos con estructuras fuera de secuencia para aumentar su ángulo. En el segundo caso, se sugiere que la alta oblicuidad del hemigraben fuerza la formación de una lámina de corrimiento de extensión anómala, y la deformación fuera de secuencia resuelve este desequilibrio, fallando a la lámina que carece de la resistencia necesaria para mantener su tamaño y seguir desplazándose sin deformación interna.

Serie 2

En esta serie de experimentos se investigó el rol que desempeñan tres factores primarios en la evolución y arreglo estructural de una faja plegada y corrida: las variaciones laterales en el espesor de la secuencia involucrada en la deformación (modelo 2_A); la presencia de un nivel de despegue regional (modelo 2_B); y la existencia de un obstáculo en el antepaís (modelo 2_C). Se adoptó como caso testigo la faja plegada y corrida del Agrio y su continuación sur en la cuenca Neuquina, reproduciendo a escala su configuración pre-terciaria. Se obtuvieron las siguientes conclusiones y resultados:

- Los resultados del modelo 2_A indican que el control ejercido por el espesor de la secuencia es débil, provocando una leve saliente estructural. La zona de máxima propagación de la saliente coincide con la localización del máximo espesor de arena en la cubeta. Esto es coherente con el marco teórico presentado.
- Las elipses de deformación en los sectores marginales se orientan con su eje menor perpendicular al borde de la cubeta.
- El modelo 2_B muestra que la incorporación de un nivel de despegue en la base de la arena utilizada como relleno amplifica la saliente inducida por las variaciones de espesor a lo largo del rumbo de la faja. De este modo su geometría en planta refleja con mayor fidelidad la arquitectura de la cubeta.

- Las estructuras más antiguas en el sector interno de la cuña presentan menor curvatura que las frontales. Esto respondería a la acumulación de cizalla pura que experimentan las láminas de corrimiento internas, generando que su traza superficial pierda curvatura en comparación con las más externas.
- En el modelo 2_C, donde se suma a las variables ya mencionadas un alto de basamento orientado perpendicularmente al pistón simulando a la Dorsal de Huincul, se obtienen rotaciones vinculadas con este obstáculo. El frente de deformación forma salientes a ambos lados del alto, y una entrante por detrás del mismo. En sus bordes el sistema evoluciona formando zonas de cizalla de rumbo, en cuya sección interna se concentran rotaciones registradas con el GEODEF 1.1. Los sectores en contacto con el obstáculo son los que acumulan mayor deformación.
- Las trayectorias obtenidas con el PIV durante la evolución del modelo 2_C son sub-paralelas, orientadas en la dirección del avance del pistón. Se infiere que las curvaturas estructurales se producen como respuesta a variaciones de la cantidad de transporte hacia el antepaís en sentido N-S.
- Las inflexiones de las estructuras asociadas a la “dorsal” resultan de la sumatoria entre una geometría originalmente curva, dada por las variaciones de espesor, y las rotaciones inducidas debido a la interacción que sufre la lámina de corrimientos con este obstáculo, crecientes hacia el retropaís del modelo.

9.2. Sierra Azul

- Por medio de líneas sísmicas se identificaron al este de la sierra dos hemigrábenes precuyanos sin evidencias de reactivación compresiva.
- Se reconoció un importante lineamiento de rumbo NO-SE que corta a través de la sierra denominado lineamiento El Manzano-Liu Cullín.
- El bloque al sur del lineamiento se encuentra más elevado estructuralmente que el bloque septentrional; además, los principales afloramientos precuyanos (Formación Remoredo) aparecen hacia el sur del lineamiento, alcanzando espesores de más de 200 m sin que aflore su base, mientras que al norte su espesor no supera los 60 m. Esto sugiere que el lineamiento en cuestión podría haber funcionado como una falla normal de inclinación sur, controlando la sedimentación del depocentro durante la etapa de subsidencia mecánica de la cuenca.

- A partir de la confección de un mapa palinspástico se reconstruyó la posición pre-compresiva del lineamiento El Manzano-Liu Cullín. Se obtuvo una buena alineación entre este último y dos de las fallas normales identificadas en el subsuelo, sugiriendo que los tres rasgos habrían sido segmentos de una misma estructura con anterioridad a la deformación compresiva andina. Esta interpretación señala que el lineamiento sería la expresión superficial del segmento interno invertido de un hemigraben precuyano regional de rumbo NO-SE.

9.3. Integración de resultados experimentales y prototipos naturales

Serie 1: reactivación compresiva oblicua de sistemas extensionales.

- Los resultados de esta serie de modelos análogos fueron comparados con casos testigo de la cuenca Neuquina seleccionados para tal fin: sistema Potezuelo Oeste y sistema Estancia Vieja (Dorsal de Huincul), depocentro Sierra Azul (faja plegada y corrida de Malargüe), y depocentro Yeguas Muertas (faja plegada y corrida de Aconcagua).

- El modelo 1_D, donde la oblicuidad del hemigraben generado fue de 45° con respecto al pistón, presenta un arreglo estructural sumamente similar y directamente comparable con los dos ejemplos escogidos de la Dorsal de Huincul.

- En el sector occidental de la Dorsal se produce la inversión parcial del hemigraben Portezuelo-Charco Zampal, así como también nuevas estructuras orientadas en sentido NE en su parte interna, perpendiculares al campo de esfuerzos inferido para el Jurásico - Cretácico en esta región. La configuración estructural es equivalente al resultado del modelo, donde la reactivación del hemigraben oblicuo avanzó por tramos discretos desde el sector más proximal al frente de avance hacia el más distal, para dar lugar luego a la formación de sucesivos corrimientos que se escindieron de la estructura reactivada, con un rumbo normal al acortamiento aplicado. Adoptando esta analogía, se propone una posible cronología para las estructuras NE-SO (Laguna Salada, Barda Colorada Norte, Portezuelo Este) deducida a partir de la evolución del modelo. La falla de atajo que afecta al bloque yacente del hemigraben Portezuelo-Charco Zampal habría sido la última estructura del sistema, como ocurre en el modelo al superarse la línea del hemigraben invertido.

- Al este de la Dorsal, en el sector Estancia Vieja – Loma Kaufman, coexisten procesos de inversión selectiva de fallas precuyanas del Sistema Estancia Vieja, caracterizado por un hemigraben NO-SE con polaridad SO, y el desarrollo de estructuras netamente compresivas de orientación E-O, estas últimas normales al esfuerzo principal máximo inferido para el Jurásico inferior. La comparación con el modelo es directa, reproduciéndose no sólo la geometría en planta del sistema, sino también el decrecimiento escalonado en la magnitud de reactivación que experimenta la estructura oblicua a medida que se aleja del frente de avance de la deformación.

- De acuerdo con los modelos análogos la máxima altura estructural local se asocia a la zona de conexión entre la estructura que reactiva al hemigraben subyacente y los corrimientos nuevos perpendiculares a los esfuerzos aplicados; estos “codos” se reconocen en los prototipos naturales, configurando trampas estructurales con acumulaciones de hidrocarburos. Esta observación incorpora un interés económico a los procesos estudiados.

- Se postula que los resultados análogos logrados constituyen una herramienta eficaz para evaluar la cronología de estructuración de cada elemento de este tipo de sistemas.

- Las analogías planteadas, apoyadas en el profundo conocimiento de los ejemplos de la Dorsal de Huincul gracias a la abundante información de subsuelo disponible, permiten validar los modelos realizados y considerarlos efectivos para su aplicación sobre sistemas donde la arquitectura extensional pre-compresiva no es íntegramente conocida.

- Comparando la configuración estructural de la Sierra Azul con los modelos análogos de esta serie, resulta consistente asumir la existencia de un hemigraben mesozoico NO-SE en el subsuelo condicionando la posterior estructuración andina de la sierra. Si esta hipótesis es correcta, su frente atravesaría con rumbo N-S al hemigraben oblicuo propuesto; el lineamiento El Manzano-Liu Cullín sería entonces la expresión superficial de la reactivación parcial oblicua del hemigraben, transportado hacia el este por un corrimiento profundo sub-meridiano. La orientación NO-SE indicada es consistente con la dirección de extensión NE-SO que sufrió el engolfamiento neuquino durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano.

- El modelo 1_B (15° de oblicuidad) fue comparado con el depocentro Yeguas Muertas, donde se considera que un graben mesozoico de rumbo NNO fue afectado por

el acortamiento andino durante el Mioceno. El buen grado de ajuste de los resultados experimentales obtenidos con respecto a los datos del prototipo natural permitieron comprobar la hipótesis planteada, ya que es posible explicar con la configuración extensional propuesta tanto la geometría en planta como la cronología de formación de las estructuras de la zona. A partir de este análisis se plantea que los corrimientos fuera de secuencia sub-meridianos observados en el área podrían haberse generado por la propia dinámica del sistema de reactivación oblicua.

Serie 2: salientes y entrantes estructurales. Ejemplos en la faja plegada del Agrio y su continuación sur

Comparando los resultados experimentales de esta serie de modelos con la información recopilada acerca de la configuración regional de este segmento cordillerano, se extrajeron las consideraciones siguientes, pretendiendo aportar una aproximación desde un enfoque novedoso sobre los controles determinantes de su arquitectura y evolución andina:

- El frente de deformación y las estructuras que conforman el dominio externo de la faja del Agrio definen una saliente estructural, inducida fundamentalmente por las variaciones de espesor de la cobertura mesozoica involucrada en la deformación. El ápice de esta saliente coincide con la zona de máximo espesor de la secuencia.
- La presencia de un despegue regional (Formación Auquilco) amplifica la curvatura de la saliente.
- La inflexión identificada en el sector sur de la faja del Agrio, definida por las fallas limitantes de los bloques de Catan Lil y Chachil, el sistema de fracturas de orientación dominante E-O y ENE que los limitan por el norte, y la estructura de la Sierra de la Vaca Muerta, respondería a la interacción entre la estructuración andina y la Dorsal de Huincul. Ésta habría significado un obstáculo para el progreso hacia el antepaís de la faja. La geometría resultante puede ser interpretada como una entrante estructural.
- El limbo norte de la entrante desarrolló desplazamientos transcurrentes dextrógiros durante el Cretácico Tardío a Terciario, lo cual es consistente con lo que ocurre en el modelo análogo en la zona de interacción entre la cuña de arena y el obstáculo (dorsal).

- Los datos paleomagnéticos disponibles indican rotaciones horarias en dos sitios muestreados (Cerro Chachil y Sierra de Catan Lil) de unos 80° según un eje vertical, movimiento que habría afectado durante el Mesozoico y/o el Cenozoico a un bloque cortical que los abarca. El sentido de la rotación coincide con el de la Zona Transversal Norte del experimento, aunque en éste último la magnitud obtenida fue menor ($\sim 60^\circ$).

- Los bloques exhumados de basamento paleozoico (cordones de Catan Lil y Chachil) abarcan latitudinalmente la misma franja ocupada más al este por la Dorsal de Huincul. Esta apreciación es consistente con los conceptos teóricos y los modelos análogos, que proponen valores altos de acortamiento por unidad de longitud en las entrantes generadas por detrás de un obstáculo en relación a las salientes asociadas, donde el mismo acortamiento se distribuye a lo largo de mayores distancias y afecta a secuencias de cobertura más potentes, dando lugar a estructuras no emergentes.

9.4. Trabajo futuro

Una línea de trabajo futura de interés es la adaptación del código desarrollado a tres dimensiones, a partir de campos vectoriales tridimensionales obtenidos con métodos PIV-3D ya disponibles. Esto requiere modificar también el sistema fotográfico del laboratorio, para registrar los experimentos con dos cámaras y poder así trabajar con las imágenes estereoscópicamente.

Otra muy interesante línea de investigación futura es la aplicación del código GEODEF 1.1 sobre campos vectoriales reales provenientes de fuentes geodésicas, o bien sobre fotos aéreas tomadas en distintos momentos de una determinada región. Mediante su adaptación a este tipo de información podrían reconocerse zonas que concentran deformación tanto a una escala regional como local, permitiendo caracterizarla y monitorearla con gran resolución, complementando las metodologías ya existentes para tal fin.

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar a Ernesto Cristallini por haber colaborado conmigo durante esta etapa con humildad, paciencia y entusiasmo sinceros, poniendo señales en el recorrido de mi trabajo para que logre encontrar su huella, y cuando no hubo huella impulsándome a formar una.

También agradezco profundamente a Carmen, quien me dio fuerzas en cada paso, acompañándome y permitiéndome ver más allá de los obstáculos. Cotidianamente me ayudó y me ayuda a ver los logros por delante de las frustraciones.

Entre los defectos y virtudes que puedan reconocerse en esta tesis, pasará desapercibido para el lector un logro importante: haber intentado trabajar en grupo con mis compañeros y amigos del Laboratorio de Modelado Geológico. Cecilia Guzmán, Víctor García y Florencia Bechis participaron en esto con gran generosidad, dándome una mano constantemente, lo cual agradezco muchísimo. Sin ellos no habría llegado a este punto, ni me sentiría tímidamente orgulloso de haberlo hecho. Gracias a Víctor en particular, quien siempre estuvo dispuesto a ayudarme con los problemas del modelado, y también de los “naturales”.

A Matías Ghiglione, quiero agradecerle su empuje decidido y su generosidad conmigo: gracias doctor!

Les agradezco profundamente a mis amigos y compañeros de la Facultad: Ezequiel García Morabito, Diego Winocur, Germán Buchwald y Daniel Pérez (Chino, Diega, Ringo y Dani serían); ellos hicieron divertido y amigable nuestro lugar de trabajo, lo que no es poca cosa, y siempre me ayudaron en lo que necesité. Igual Diego Iaffa, gran amigo que desde lejos hizo sentir su confianza y apoyo. También a Carla Terrizano y Ceci Spagnuolo, compañeras de almuerzos en la Facu, y de otras desventuras.

A mis amigos Fer, Sol, Jime y Vale, con quienes cuento desde hace muchos años y de quienes recibo lo mejor cada vez que los necesito.

Gracias a mis padres y mi hermana, quienes fueron mi referencia constante para buscarle la vuelta a las complicaciones.

A Germán Bottesi, Roberto Varadé, Julián Fantín, Gonzalo Zamora Valcarce y Tomás Zapata, de Repsol-YPF, por habernos facilitado la información de subsuelo.

A Mabel Mena, Silvia Japas y Pablo Jacovkis, quienes como jurados evaluaron con dedicación mi trabajo.

Este trabajo ha sido realizado con fondos de Fundación Antorchas, CONICET, ANPCyT y Universidad de Buenos Aires. Particularmente contamos con los proyectos PICT 7-38295 (Investigador responsable: Dr. Ernesto Cristallini) y UBACyT X055 (Director: Dr. Ernesto Cristallini).

Finalmente agradezco a la Universidad de Buenos Aires, donde es posible estudiar y trabajar con compromiso y libertad.

Bibliografía

- Adam, J., Lohrmann, J., Hoth, S., Kukowski, N., Oncken, O., 2002. Strain variation and partitioning in thrust wedges: high-resolution data from scaled sandbox experiments by 2D–3D PIV analysis. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 42 (1/2): 123–126.
- Adam, J., Urai, J.L., Wieneke, B., Oncken, O., Pfeiffer, K., Kukowski, N., Lohrmann, J., Hoth, S., van der Zee, W., Schmatz, J., 2005. Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting - new insights from granular-flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques. *Journal of Structural Geology* 27: 283–301.
- Aitken, J.D., y Long, D.G.F., 1978. Mackenzie tectonic arc-reflection of early basin configuration? *Geology* 6: 626–629.
- Allmendinger, R.W., 1999. *Introduction to Structural Geology*. Cornell University, Ithaca, NY.
- Alvarez, P.P., Aguirre Urreta, M.B., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45′–34°00′LS). VIII° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 425–429.
- Alvarez, P.P., Godoy, E., Giambiagi, L.B., 1999. Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile Central a la latitud del paso Piuquenes (33°35′LS). XIV° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 55.
- Alvarez, P.P., Ramos, V.A., Giambiagi, L.B., Godoy, E., 2000. Relationships between different depocenters of Triassic–Jurassic rift systems in the Main Andes of Argentina and Chile. XXIII° Geological International Congress, Actas en CD.
- Alvarez, P.P., Giambiagi, L.B., Godoy, E. y Ramos, V.A. 2002. Tectosedimentary evolution of triassic jurassic extensional basins in the high andes of argentina and chile (32°–34° sl). V° International Symposium on Andean Geodynamics, Actas 1: 27–30.
- Amilibia, A., McClay, K.R., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Roca, E., 2005. Analogue modeling of inverted oblique rift systems. *Geologica Acta* 3 (3): 251–271.
- Atencio, M.R., Periale, S., Zamora Valcarce, G., 2008. Técnicas de visualización en ambientes estructurales complejos. VII° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Trabajos Técnicos: 683–697.
- Badley, M.E., Price, J.D., Backshall, L.C., 1989. Inversion, reactivated faults and related structures: seismic examples from the southern North Sea. En M.A. Cooper y G.D. Williams (Eds.): *Inversion tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 44: 201–219.
- Bechis, F., 2009. Deformación transtensiva de la cuenca Neuquina: análisis a partir de ejemplos de campo y modelos análogos. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita): 250 pp., Buenos Aires.
- Bechis, F. y Giambiagi, L.B., 2008. Kinematic analysis of data from small scale faults and its application to the study of an extensional depocenter, Neuquén basin, west-central Argentina. International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics (Oviedo, España), Extended abstracts: 575–580.
- Bechis, F., Giambiagi, L.B., García, V.H., Lanés, S., 2007. Evidencias de extensión oblicua en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. III° Simposio Argentino del Jurásico (Mendoza), Resúmenes: 28.
- Bechis, F., Giambiagi, L.B., Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., García, V.H., Mescua, J.F., 2008. Control of Mesozoic extensional structures on the Andean deformation in the northern Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG) (Niza, Francia), Extended Abstracts: 71–74.

- Bermúdez, A., Delpino, D. y Pángaro, F. 2002. Volcanismo de arco asociado a procesos de subducción - extensión durante el Triásico Superior - Jurásico Inferior (Precuyano). Área Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. Vº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD: 11p.
- Bettini, F.H., 1984. Pautas sobre cronología estructural en el área del Cerro Lotena, Cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, Provincia del Neuquén. IXº Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 342-361.
- Boyer, S.E., 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust sheets. *American Journal of Science* 295: 1220-1254.
- Bracaccini, I.O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-282.
- Brace, W.F. y Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research* 85: 6248-6252.
- Brissón, I., Veiga, R., 1998. La estratigrafía y estructura de la Cuenca Neuquina. Gira de campo. Informe inédito Repsol YPF, Buenos Aires, Argentina.
- Brun, J.P. y Nalpas, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics* 15: 677-687.
- Brune, J.N. y Ellis, M.A., 1997. Structural features in a brittle-ductile wax model of continental extension. *Nature* 387: 67-70.
- Buchanan, P.G. y McClay, K.R., 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics* 188: 97-115.
- Buiter, S.J.H., Babeyko, A.Y., Ellis, S., Gerya, T.V., Kaus, B.J.P., Kellner, A., Schreurs, B., Yamada, Y., 2006. The numerical sandbox: comparison of model results for a shortening and an extension experiment. En S.J.H Buiter y G. Schreurs (Eds): *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society of London, Special Publications 253: 29-64.
- Butler, R.W.H., 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. En M.A. Cooper y G.D. Williams (Eds.): *Inversion Tectonics*. Geological Society Special Publication 44: 105-122.
- Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics* 116, 615-626.
- Cadell, H.M., 1889. Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1: 339-343.
- Cadell, H.M., 1890. Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 35: 1-337.
- Calassou, S., Larroque, C., Malavieille, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics* 221: 325-344.
- Carrera, N., Muñoz, J.A., Sábat, F., Mon, R., Roca, E., 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28: 1921-1932.
- Cegarra, M. y Ramos, V.A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V.A. Ramos et al. (Eds.): *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24 (14): 387-422, Buenos Aires
- Chan, Y.-C., Chou, S.-C., Lee, J.-C., 2004. Reconstruction of high-resolution horizontal displacement field using aerial photogrammetry and particle image velocimetry: an example

- from the Taiwan Chi-Chi Earthquake rupture area. EOS Transactions of the American Geophysical Union Fall meeting, 85(47), Fall Meet. Suppl. Abstracts T11D-1301S.
- Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-47.
- Chen, R.F., Lee, J.C., Angelier, J.; Chan, Y-C., Chang, K.J., 2006. Estimation of the Particle Image Velocimetry (PIV) technique to measurement the near-fault surface displacement, eastern Taiwan. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 08107.
- Cloos, E., 1955. Experimental analysis of fracture patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 66: 241-256.
- Cobbold, P.R. y Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony); a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics* 210: 255-271.
- Cobbold, P.R. y Castro, L., 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics* 301, 1 –19.
- Cobbold, P.R. y Rosello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20 (5): 429-443.
- Cristallini, E.O., 2006. Software inédito utilizado en el Laboratorio de Modelado Geológico, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Cristallini, E., Yagupsky, D., Varadé, R., Zamora Valcarce, G. y Ramírez, J., 2004. Modelado estructural en el norte del Neuquén y sur de Mendoza: Incorporación de nuevas líneas exploratorias. Informe preliminar inédito YPF, 12pp., Buenos Aires.
- Cristallini, E.O., Martínez, J.M., Sanchez, E., Periale Gómez, S., Locarich, A., 2005. Evaluación estructural del bloque Bandurria (Provincia del Neuquén, Argentina). Informe inédito Repsol-YPF, 67 pp., Buenos Aires.
- Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R., Comeron, R., 2006. Synrift geometry of the Neuquén basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. En S.M. Kay y V.A. Ramos (Eds.): *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 147-161.
- Cristallini, E., Turienzo, M., Fortunatti, N., Giambiagi, L., Ghiglione, M. y Bottesi, G., 2007a. Construcción de secciones estructurales balanceadas en la región de Malargüe, Provincia de Mendoza. Informe final inédito YPF, 58pp., Buenos Aires.
- Cristallini, E.O., Yagupsky, D., Zambrano, O., 2007b. Jurassic oblique inversion in the Neuquén Basin Huincul System: insights from analogue models. II° Geosur, An International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere, Abstracts, vol. 104, Santiago de Chile.
- Cristallini, E.O., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S., Zambrano, O., en prensa. Controles precuianos en la estructura de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Cruz, L., Teyssier, C., Perg, L., Take, A., Fayon, A., 2008. Deformation, exhumation, and topography of experimental doubly-vergent orogenic wedges subjected to asymmetric erosion. *Journal of Structural Geology* 30 (1): 98–115.
- Dahlen, F., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences* 18: 55-99.
- Dahlen, F.A. y Suppe, J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America Special Paper 218: 161–178.

- Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology of the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 18, 332–406.
- Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garrett, S.W., Grunow, A.M., Herrod, L.D.B., Pankhurst, R.J., 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. En M.P. Coward et al. (Eds.): *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 28: 433–441.
- Daubre, A., 1879. *Etudes synthétiques de géologie expérimentale*. Dunod pt. 1: 828 pp., Paris.
- Davis, D.M., y Engelder, T., 1985, The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119: 67–88.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88, 1153–1172.
- Davy, P. y Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment: 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, New Series* 14: 129–141.
- Davy, P. y Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188: 1–25.
- De Ferraris, C., 1947. Edad del arco o Dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(3): 256–283.
- Del Ventisette, C., Montanari, D., Sani, F., Bonini, M., 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *Journal of Structural Geology* 28: 2067–2083.
- Delpino, D., y Deza, M.A., 1995. Mapa geológico y de recursos minerales de la Provincia del Neuquén, República Argentina. Secretaría de Minería, Escala 1:500.000., Buenos Aires.
- Dessanti, R.N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Provincia de Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1–70.
- Dicarlo, D., 2005. Estructura y Geología en la márgen Norte del Río Grande, Área de Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), 121pp., Buenos Aires.
- Digregorio, J. y Uliana, M. 1980. Cuenca Neuquina. En M. Turner (Ed.): *II° Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 985–1032, Córdoba.
- Dimieri, L., 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19(11): 1419–1422.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T., Fabre, R., 2002. Analogue modeling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology* 24: 1741–1752.
- Escher, B.G., y Kuenen, P.H., 1929. Experiments in connection with salt domes. *Leidsche Geologische Mededeelingen* 3: 151–182.
- Etheridge, M.A., 1986. On the reactivation of extensional fault systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences* 317, 179–194.
- Faccenna, C., Nalpas, T., Brun, J.P., Davy, P., 1995. The influence of pre-existing thrust faults on normal fault geometry in nature and in experiments. *Journal of Structural Geology* 17: 1139–1149.
- Fantín, J., 2006. Geología y Estructura del flanco oriental de la Sierra Azul y del Sinclinal de Quechuvil, Provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), 124 pp., Buenos Aires.

- Faugere, E., y Brun, J.P., 1984. Modelisation experimentale de la distention continentale; Experimental models of a stretched continental crust, *Comptes-Rendus des Seances de l'Academie des Sciences, Serie 2: Mecanique-Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 299: 365-370.
- Favre, A., 1878. Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie. *Archives des sciences physiques et naturelles*, n°246.
- Fincham, A.M., y Spedding, G.R., 1997. Low cost high resolution DPIV for measurement of turbulent fluids. *Experiments in Fluids* 23: 449-462.
- Flinn, D., 1979. The deformation matrix and the deformation ellipsoid. *Journal of Structural Geology* 1: 299-307.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D., 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36°-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile* 29: 227-240.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T., Spagnuolo, M., Miranda, F., 2005. Pliocene to Quaternary retro-arc extension in the Andes at 35°-37°30'S. VI° International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 277-280.
- Folguera, A., Zapata, T.R. y Ramos, V.A., 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En S.M. Kay, y V.A. Ramos (Eds.): *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 267-285.
- García Morabito, G., 2004. Geología del sector occidental de la depresión de Loncopué, provincia del Neuquén. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Buenos Aires.
- García Morabito, E., Götze, H.-J., Ramos, V.A., en prensa. Tertiary tectonics of the retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics*.
- Giambiagi, L., y Ramos, V.A. 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Science* 15(1): 99-114.
- Giambiagi, L., Alvarez, P.P., Godoy, E., Ramos, V.A. 2003a. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics* 369: 1-19.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P., Orts, S.D., 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. *Tectonics* 22 (4): 1041, doi:10.1029/2001TC001354.
- Giambiagi, L., Alvarez, P.P., Bechis, F., Tunik, M., 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación de las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 662-671.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V.H., Clark, A., 2008a. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation in the Malargüe fold and thrust belt, Southern Central Andes. *Tectonophysics* 459 (1-4): 123-139.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2008b. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. XVII° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 117-118.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J., Mescua, J., 2008c. Formación y evolución triásico-jurásica del depocentro Atuel, cuenca Neuquina, provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 520-533.

- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., en prensa a. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°LS): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., en prensa b. Kinematic models of basement/cover interactions: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*.
- Godoy, E., 1993. El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 104-107.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano– tectonic basin and uplift of its superimposed Miocene magmatic arc, Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidence. *Tectonophysics* 306: 217– 326.
- Groeber, P., 1937. Mapa Geológico de la Hoja 30c (Puntilla del Huincan) del mapa Geológico General de la República Argentina. Dirección Nacional de Minería y Geología. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592.
- Gulisano, C.A. y Gutierrez Pleimling, A.R., 1994. Field guide to the Jurassic of the Neuquén Basin, province of Neuquén. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Publicación 158: 1-111.
- Guzmán, C.G., 2006. Estudio de la deformación andina entre los 32° y 39° de latitud sur mediante el análisis de *breakout* de pozos. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inérita): 241 pp., Buenos Aires.
- Hall, J., 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 7: 79-108.
- Haq, S.S.B., y Davis, D.M., 2008. Extension during active collision in thin-skinned wedges: Insights from laboratory experiments. *Geology* 36 (6): 475-478.
- Hayward, A.B. y Graham, R.H., 1989. Some geometrical characteristics of inversion. En M.A Cooper y G.D. Williams (Eds.): *Inversion Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 44: 17-39.
- Holland, M., Urai, J.L. y Martel, S., 2006. The internal structure of fault zones in basaltic sequences. *Earth and Planetary Science Letters* 248 (1-2): 301-315.
- Horsman, E., y Tikoff, B., 2005. Quantifying simultaneous discrete and distributed deformation. *Journal of Structural Geology* 27: 1168–1189.
- Hoth, S., Kukowski, N., Oncken, O., 2008. Distant effects in bivergent orogenic belts-How retro-wedge erosion triggers resource formation in pro-foreland basins. *Earth and Planetary Science Letters* 273: 28–37.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scaled models as applied to the study of geological structures. *Geological Society of America Bulletin* 48: 1459-1520.
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62: 355–372.
- Hubbert, M.K. y Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin* 70: 115–166.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, C., Mourier, T., 1990. Geodynamic Evolution of the northern and central Andes during the middle Mesozoic times; a Tethyan model. *Journal of the Geological Society* 147: 1009-1022.

- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20: 308-324.
- Kay, S.M., 2001. Magmatism and tectonics of the Neuquén Basin between 36° 15' and 38°S. Informe final inédito Repsol-YPF, 71 pp., Buenos Aires.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the subduction zone under the northern Neuquén Basin. En S.M. Kay y V.A. Ramos (Eds.): *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Kincaid, C. y Olson, P., 1987. An experimental study of subduction and slab migration. *Journal of Geophysical Research* 92: 13.832-13.840.
- King, G., 1983. The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b-value. *Pure and Applied Geophysics* 121: 761-815.
- Knappett, J.A., Haigh, S.K., Madabhushi, S.P.G., 2006. Mechanisms of failure for shallow foundations under earthquake loading. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 26: 91-102.
- Koopman, A., Speksnijder, A., Horsfield, W.T., 1987. Sandbox model studies of inversion tectonics. *Tectonophysics* 137: 379-388.
- Kozłowski, E., Cruz, C., Condat, P., Mancada, R., 1989. Informe geológico zona Malargüe Occidental. Informe inédito YPF: 47 pp., Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Mancada, R., Ramos, V., 1993. Estructura. En V.A. Ramos (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*: 235-256.
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixture. *Tectonophysics* 188, 203-207.
- Kuenen, P.H., y de Sitter, L.U., 1938. Experimental investigation into the mechanism of folding. *Leidse Geologische Mededelingen*: 217-239.
- Landreth, C.C. y Adrian, R.J., 1988. Electro-optical image shifting for particle image velocimetry. *Applied Optics* 27 (20): 4216-4220.
- Le Corvec, N., y Walter, T. R., 2009. Volcano spreading and fault interaction influenced by rift zone intrusions: Insights from analogue experiments analyzed with digital image correlation technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 183:170-182.
- Leanza, H.A., y Hugo, C.A., 2001. Hoja geológica 3969-I: Zapala, provincia del Neuquén: Buenos Aires, Programa Nacional de la Carta Geológica, Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR), escala 1:100,000.
- Legarreta, L. y C. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior -Terciario Superior), Argentina. En G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica N° 6*: 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Argentine Andes. En D.I.M. McDonald (Ed.): *Sedimentation,*

- Tectonics and Eustasy. International Association of Sedimentologists Special Publication 12: 429-450.
- Legarreta, L., Kokogian, D., Boggetti, D., 1985. Informe Sierra de Palauco. Estratigrafía. Provincia de Mendoza. Informe interno inédito YPF: 103pp.
- Letouzey, J., Werner, P., Marty, A., 1990. Fault reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformation. Example of the Eastern Sunda Shelf (Indonesia). *Tectonophysics* 183: 341-362.
- Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colletta, B., Chabron, E., 2000. Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics* 320: 45-67.
- Limeres, M., Dajczgewand, D., Orchuela, I., 2005. Estilo de entrapamiento en el yacimiento Loma Negra, Cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. En E. Kozlowski et al. (Eds.): Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina. VI° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata): 384 - 390.
- Link, T.A., 1930. Experiments relating to salt-dome structures. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 14: 483-508.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A., Carbone, O., 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.
- Lohrman, J., Kukowski, N., Adam, J., Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology* 25: 1691-1711.
- Loza, J., Martínez Lampe, J., Ortín, A., Sánchez, E., Vignetta, H. 2003. Estudio integral multidisciplinario del Grupo Precuyo. Informe inédito Repsol-YPF: 71 pp., Neuquén.
- Macedo, J. y Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin* 111: 1808– 1822.
- Malvern, L.E., 1969. *Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs: 713 pp., New Jersey.
- Manceda, R., Figueroa, D., 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 219–232.
- Manceda, R., Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En A. Tankard, R. Suárez y H. Welsink (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369–382.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes-A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. En K.R. McClay (Ed.): *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 131-56.
- Marshak, S. y Wilkerson, M.S., 1992. Effects of overburden thickness on thrust belt geometry and development. *Tectonics* 11: 560–566.
- Marshak, S., y Flöttmann, T., 1996. Structure and origin of the Fleurieu and Nackara arcs in the Adelaide fold-thrust belt, South Australia; salient and recess development in the Delamerian orogen. *Journal of Structural Geology* 18: 891–908.

- Marshak, S., Wilkerson, M.S., Hsui, A., 1992. Generation of curved fold-thrust belts: insight from simple physical and analytical models. En K.R. McClay (Ed.): Thrust tectonics. London, Chapman and Hall: 83-92.
- McClay, K.R., 1989. Analogue models of inversion tectonics. En M.A. Cooper y G.D. Williams (Eds.): Inversion tectonics. Geological Society of London, Special Publication 44: 41-59.
- McClay, K., 1990. Extensional fault systems in sedimentary basins. A review of analogue model studies. *Marine and Petroleum Geology* 7: 206-233.
- McClay, K.R., y Buchanan, P.G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. En K.R. McClay (Ed.): Thrust tectonics. London, Chapman and Hall: 93-114
- Mead, W.J., 1920. Notes on the mechanics of geologic structures. *Journal of Geology* 28: 505-523.
- Means, W.D., 1976. Stress and Strain; Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists. Springer-Verlag, New York: 339 pp.
- Mingramm, A.R.G., Gonzalez Segura, J., Nocioni, A., 1993. Foldbelt tectonics of the Malargüe Area, Central West Argentina. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 179-187.
- Mitra, G., 1997. Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper. En S. Sengupta (Ed.): Evolution of geological structures in micro to macro scales. London, Chapman and Hall: 59-90.
- Mitra, S., e Islam, Q.T., 1994. Experimental (clay) models of inversion structures. *Tectonophysics* 230: 211-222.
- Mosquera, A., 2002. Inversión Tectónica Jurásico Inferior en el sector central de la Dorsal de Huincul, área Los Bastos. V° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD.
- Mosquera, A., 2008. Mecánica de deformación de la cuenca Neuquina (Triásico-Terciario). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inérita): 270 pp., Buenos Aires.
- Mosquera, A. y Ramos, V., 2005. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. VI° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD: 28 pp.
- Mosquera, A. y Ramos, V. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En S.M. Kay y V.A. Ramos (Eds.): Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123.
- Mulugeta, G., 1985. Dynamic models of continental rift valley systems. *Tectonophysics* 113: 49-73.
- Mulugeta, G., 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 10: 847-859.
- Mulugeta, G., y Ghebreab, W., 2001. Modeling heterogenous stretching during episodic or steady rifting of the continental lithosphere. *Geology* 29: 895-898.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C., 2000. The relationship of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27(2): 177-203.
- Nalpas, T., Gapais, D., Verges, J., Barrier, L., Gestain, G., Leroux, G., Roubey, D., Kermarrec, J.J., 2003. Effects of rate and nature of synkinematic sedimentation on the growth of compressive structures constrained by analogue models and field examples. Geological Society of London Special Publication 208: 307-319.

- Neher, K.E., 1986. The structural geology of the Southwestern Neuquén basin, Argentina. Earth Sciences and Resources Institute. University of South Carolina, Tesis doctoral (inérita): 87 pp.
- Nettleton, L.L., y Elkins, T.A., 1947. Geologic models made from granular materials. Transactions - American Geophysical Union 28: 451-466.
- Nieuwland, D.A., Leutscher, J.H., Gast, J., 2000. Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts: prediction of out-of-sequence thrusting based on sandbox experiments and natural examples. *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences* 79: 81-91.
- Oertel, G., 1962. A progress report on stress, strain and fracture in clay models of geologic deformation. *Geotimes* 6: 26-31.
- Orchuela, I.A., y Ploszkiewicz, V. 1984. La Cuenca Neuquina. En V.A. Ramos (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio del IXº Congreso Geológico Argentino*: 163-188.
- Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, J.V., Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". VIIIº Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 81-293.
- Orts, D.L., Folguera A., Ramos, V.A., en prensa. Estructura de la faja plegada y corrida andina, de la zona alta cordillerana a los 36º S, provincia de Mendoza (Argentina). XIIº Congreso Geológico Chileno, Santiago.
- Pángaro, F., y Bruveris, P., 1999. Reactivación tectónica multiepisódica de sistemas extensionales, Cuenca Neuquina, Argentina. XIVº Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 231-234.
- Pángaro, F., Veiga, R.D. y Vergani, G.D., 2002. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. Vº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD.
- Pángaro, F., Pereira, M., Giorgetti, M., 2004. Relevamiento Geológico del Precuyano en las Sierras de Reyes y Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina. Informe inédito Repsol-YPF, Buenos Aires.
- Pángaro, F., Pereira, D.M., Giorgetti, M., 2006a. Volcanic reservoirs of the Precuyano, Neuquén Basin, Argentina: Extrapolation of Surface Analogs to Seismic and Log Interpretation. IXº Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas (Cartagena), Actas: 11pp.
- Pángaro, F., Pereira, D.M., Raggio, F., Pioli, O., Silvestro, J., Zubiri, M., Gozalvez, G., 2006b. Tectonic inversion of the Huincul High, Neuquén Basin, Argentina: an endangered species. Stratigraphic evidences of It's disappearance. IXº Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas (Cartagena), Actas: 9 pp.
- Pángaro, F., Pereira, D.M., Micucci, E., 2008. El syn-rift del ámbito de la dorsal de Huincul, cuenca Neuquina: su evolución e impacto en el registro estratigráfico del jurásico. XVIIº Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 789-790.
- Pángaro, F., Pereira, D.M., Micucci, E., en prensa. El *syn-rift* del ámbito de la dorsal de Huincul, cuenca Neuquina: su evolución y control sobre el registro estratigráfico del Jurásico y la evolución estructural del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Panien, M., Schreurs, G., Pfiffner, A., 2005. Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. *Journal of Structural Geology* 27(3): 433-445.
- Pardo Casas, F., y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.

- Parker, T.J., y McDowell, A.N., 1955. Model studies of salt-dome tectonics. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 39: 2384-2470.
- Paulsen, T., y Marshak, S. 1998. Charleston transverse zone, Wasatch Mountains, Utah; structure of the Provo salient's northern margin, Sevier fold-thrust belt. *Geological Society of America Bulletin* 110: 512-522.
- Paulsen, T. y Marshak, S., 1999. Origin of the Uinta recess, Sevier fold-thrust belt, Utah: Influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry: *Tectonophysics* 312: 203-216.
- Pesce, A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 307-327.
- Pichot, T., y Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modelling. *Tectonophysics* 473: 466-475.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchuela, I.A., Vaillard, J.C., Viñes, R., 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de la Falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169.
- Pollard, D., y Fletcher, R.C., 2005. *Fundamentals of Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 500 pp.
- Ramberg, H., 1955. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *Journal of Geology* 63: 512-526.
- Ramberg, H., 1963. Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* 42: 1-97.
- Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effects of gravity on tectonics processes. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 14: 307-329.
- Ramberg, H., 1971. Dynamic models simulating rift valleys and continental drift. *Lithos* 4: 259-276.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, London: 452 pp.
- Ramos, V.A., 1978. Estructura. Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del VII° Congreso Geológico Argentino: 99-118.
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. *Boletín del Servicio Geológico Nacional* 182: 1-103, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En S. Clark y D. Burchfield (Eds.): *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. X° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110.
- Ramos, V.A., y Kay, S.M., 1991. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Ramos, V.A., y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived, from the magmatic arc and foreland deformation. En G.D. Veiga et al. (Eds.). *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 15-35.
- Ramos, V.A., Cegarra, M.I., Cristallini, E.O., 1996. Cenozoic Tectonic of the High Andes of West- Central Argentina (30 - 36 S Latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- Ramsay, J., 1969. The measurement of strain and displacement in orogenic belts. En P.E. Kent, G.E. Satterthwaite y A.M. Spenser (Eds.): *Time and Place in Orogeny*. Geological Society of London, Special Publication 3: 43-79.

- Ramsay, J., y Huber, M., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, San Diego, 307pp.
- Rapalini, A.E., 1988. Interpretación del área del cerro Chachil (Provincia del Neuquén) como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4): 445-461.
- Repol, D.G., 2006. Structural Geology and Tectonics in the southern extent of the Agrio Fold and Thrust Belt, Neuquén Basin, Argentina. Universidad de Calgary, Tesis de Master (inédita): 180 pp., Calgary.
- Rossello, E., 2002. Estudio estructural de campo para proyecto Grupo Cuyo, Cuenca Neuquina. Informe inédito Repsol-YPF: 42 pp., Neuquén.
- Rossetti, F., Ranalli, G., Faccenna, C., 1999. Rheological properties of paraffin as an analogue material for viscous crustal deformation. *Journal of Structural Geology* 21: 413-417.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Ranalli, G., Storti, F., 2000. Convergence rate-dependent growth of experimental viscous orogenic wedges. *Earth and Planetary Science Letters* 178: 367-372.
- Rutter, E.H., 1986. On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics* 122: 381-387.
- Sapira, E.A., 2008. Geología y Estructura del Cerro Granito y su vinculación con la Dorsal de Huincul, Provincia del Neuquén. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura (Inédito): 85 pp., Buenos Aires.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: The role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics* 226: 97-112.
- Scarano, F., y Riethmuller, M.L., 2000. Advances in iterative multigrid PIV image processing. *Experiments in Fluids (Suppl.)* 29: 51-60.
- Schardt, H., 1884. Geological Studies in the Pays-D'Enhant Vaudois, *Bull. de le Soc. Vaudois des Sci. Nat.* xx: 143-146.
- Schellart, W.P., 2002. Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction. *Journal of the Virtual Explorer* 7: 1-6.
- Schiuma, M., y Llambías, E.J., 2007. New ages on Lower Jurassic volcanism in the Dorsal de Huincul, Neuquén. IIIº Simposio Argentino del Jurásico (Mendoza), Resúmenes: 74.
- Schiuma, M., y Llambías, E.J., 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 644-652.
- Schrank, C.E., Boutelier, D.A., Cruden, A.R., 2008. The analogue shear zone: From rheology to associated geometry. *Journal of Structural Geology* 30: 177-193.
- Schreurs, G., Buiter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A., Daniel, J.-M., Hoth, S., Koyi, H., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Yamada, Y., Cavozi, C., Del Ventisette, C., Elder Brady, J., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J.-M., Montanari, D., Nilforoushan, F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. En Buiter, S.J.H. y Schreurs, G. (Eds.): *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society of London, Special Publications 253: 1-27.
- Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology* 7: 751-754.
- Sibson, R.H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. En J.G. Buchanan y P.G Buchanan (Eds.): *Basin Inversion*. Geological Society of London, Special Publications 88: 3-19.

- Sigismondi, M., 2006. Flexure of the lithosphere: a foreland case study, Neuquina basin, Argentina. *Backbone of the Americas*, Abstract with Programs: 3-36.
- Sigismondi, M., Ramos, V.A., 2009. El flujo de calor en la Cuenca Neuquina. *Petrotecnia*, abril de 2009.
- Silvestro, J., y Kraemer, P., 2005. Constraining the Neogene evolution of the Central Andes fold belt between 35°-36°S using top-wedge-growth strata record, Malargüe, Argentina. *International Symposium of Andean Geodynamics*, Extended Abstracts: 670-672.
- Silvestro, J., y Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) - Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 49-64.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 Mys: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 211-215.
- Suppe, J., 1985. *Principles of structural geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs: 536 pp., New Jersey.
- Sveen, J.K., 2004. An introduction to MatPIV v. 1.6.1. User reference manual: 27 pp.
- Tseng, C.-H., Hu, J.-C., Chan, Y.-C., Chu, H.-T., Lee, J.-F., Wei, J.-Y., Lu, C.-Y., Lin, M.-L., 2009. Non-catastrophic landslides induced by the Mw 7.6 Chi-Chi earthquake in central Taiwan as revealed by PIV analysis. *Tectonophysics* 466: 427–437.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural Geology*. Freeman and Co.: 736 pp. New York.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18 (2): 172-190.
- Uliana, M.A., y Legarreta, L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-Andean setting: Neuquén basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16: 397-420.
- van Gent, H., Abe, S., Urai, J.L., Holland, M., 2008. The formation of open fractures in scaled analogue and numerical experiments. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 49 (2): 338-342.
- Veiga, R., Hechem, J., Bolatti, N., Agraz, P., Sánchez, E., Saavedra, C., Pángaro, F., Garcia, D., Moreira, E., 2001. Syn-rift deposits as a new play concept in the central portion of the Neuquén basin: future perspectives from the analysis of physical models. *American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Research Conference, Abstracts*: 6 pp., Mendoza.
- Veiga, R.D., Pángaro, F., Fernández, M.L., 2002. Modelado bidimensional y migración de hidrocarburos en el ambito de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina – Argentina. VIº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD.
- Vergani, G.D., 2005. Control estructural de la sedimentación Jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Modelo de falla lítrica rampa-plano, invertida. *Boletín de Informaciones Petroleras* 1(1): 32-42.
- Vergani, G.D., Tankard, J., Belotti, J., Welsink, J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Viñes, R.F., 1985. Estilos estructurales de la faja plegada occidental neuquina. Informe preliminar inédito YPF.
- White, D.J., Take, W.A., Bolton, M.D., 2001. Measuring soil deformation in geotechnical models using digital images and PIV analysis. 10th International Conference on Computer Methods and Advances in Geomechanics, Tucson, Arizona.

- Wieneke, B., 2001. PIV adaptive multi-pass correlation with deformed interrogation windows. PIV Challenge 2001: 1–6.
- Wilkerson, M. S., y Marshak, S., 1997. Fold-thrust belts—an essay. En B.A. van der Pluijm y S. Marshak (Eds.): *Earth structure*. US Division, WCB/McGraw-Hill, 485 pp.
- Willis, B., 1893. The mechanics of Appalachian structure. United States Geological Survey Annual Report 13 (Part 2): 211-281.
- Wolf, H., König, D., Triantafyllidis, T., 2003. Experimental investigation of shear band patterns in granular material. *Journal of Structural Geology* 25: 1229–1240.
- Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Zamora, G., Varadé, R., 2007. Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, Sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (I), 124–138.
- Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantín, J., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Varadé, R., 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology* 30: 839-853.
- Yamada, Y., y McClay, K., 2004. 3-D Analog modeling of inversion thrust structures. En K.R. McClay (Ed.): *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 276-301.
- Zamora Valcarce, G., 2006. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita): 302 pp., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D., 2005. Edad de la deformación y magmatismo en la Faja Plegada del Agrio. XVIº Congreso Geológico Argentino, Actas en CD: 4 pp.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T.R., Del Pino, D., Ansa, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En S.M. Kay y V.A. Ramos (Eds.): *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.
- Zapata, T.R., y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt, south of the Barrancas River, Neuquén Basin, Argentina. En G.D. Veiga *et al* (Eds.). *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 37–56.
- Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F., 1999a. The role of basement in the andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. En K. McClay (Ed.): *Thrust Tectonics Conference*. Royal Holloway, University of London: 122–124.
- Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F., 1999b. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época (60): 112-121.
- Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., Zamora Valcarce, G., 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. Vº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD: 10 pp.
- Zavala, C., y González, R., 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época (65): 40-54.
- Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., Sedov, A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 Million Years. *Geotectonics* 18(3): 48-59.

- Zonenshayn, L.P., Kononov, M.V., Savostin, L.A., 1987. Pacific and Kula/Eurasia relative motions during the last 130 Ma and their bearing on orogenesis in northeast Asia. En J.W.H. Monger y J. Francheteau (Eds.): Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin. International Lithosphere Program, Geodynamics Series 18: 29-48.

APÉNDICE A

GEODEF 1.1

(Código para MATLAB 7.0)

% TAZADO DE CAMPOS VECTORIALES y CÁLCULO y GRAFICACIÓN DE LA DEFORMACIÓN INCREMENTAL CORRESPONDIENTE%

```

clear;

% Parámetros de entrada:
g=5; %Filas / columnas salteadas para graficar
ss=8; %Exageración aplicada a cada vector
nombre='Modelo_1'; %Nombre de los archivos analizados

%Busca máximos y mínimos que se usarán en los gráficos:

M=length(dir('*.bmp'));
for i=1:M-1
    V=open(['vel_field',num2str(i),'.mat']);
%Los archivos vel_fieldx.mat fueron previamente generados con el
MatPIV v. 1.6.1
    fu=V.fu;
    fv=V.fv;
%Componentes horizontales y verticales de los vectores ya filtrados e
interpolados

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%GRADIENTE

    [Ux,Uy] = GRADIENT(fu,64);
    [Vx,Vy] = GRADIENT(fv,64);

%Cizalla Simple
    CS=0.5*(Uy+Vx);
    Mcs(i)=max(max(CS));
    mcs(i)=min(min(CS));

%Dilatación
    Dil=Ux+Vy;
    Md(i)=max(max(Dil));
    md(i)=min(min(Dil));

%Rotación
    Rot=(Uy-Vx)*0.5;
    Mr(i)=max(max(Rot));
    mr(i)=min(min(Rot));

end

Mcs=max(Mcs); %Valor máximo de cizalla simple
mcs=min(mcs); %Valor mínimo de cizalla simple
Md=max(Md); %Valor máximo de dilatación
md=min(md); %Valor mínimo de dilatación
Mr=max(Mr); %Valor máximo de rotación
mr=min(mr); %Valor mínimo de rotación

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

M=length(dir('*.bmp'));
for i=1:M-1
    V=open(['vel_field',num2str(i),'.mat']);
    if i==1

```

```

        C=open('coordinates.mat'); %coordenadas x-y
        correspondientes a cada vector previamente generado con el
        MatPIV v. 1.6.1

        x=C.x;
        y=C.y;
        xgraf=x(1:g:size(x,1),:);
        xgraf=xgraf(:,1:g:size(x,2));
        ygraf=y(1:g:size(y,1),:);
        ygraf=ygraf(:,1:g:size(y,2));
    end

    fu=V.fu;
    fv=V.fv;
    ugraf=fu(1:g:size(fu,1),:);
    ugraf=ugraf(:,1:g:size(fu,2));
    vgraf=fv(1:g:size(fv,1),:);
    vgraf=vgraf(:,1:g:size(fv,2));

    %Carga la imagen sobre la cual quiero trazar los vectores:

    [Foto,Map]=imread ([nombre,num2str(i),'.bmp']);
    Map = imadjust(Map,[min(min(Map));
    max(max(Map))],[max(max(Map)); min(min(Map))]); %Recupera
    los colores originales

    %Gráfico de los campos vectoriales incrementales en cada paso:

    figure (1)
    h=image( Foto );axis equal,
    colormap(Map), hold on;
    quiver(xgraf,ygraf,ss*ugraf,ss*vgraf,0,'LineWidth',0.5),
    title(['Vectores ',num2str(i)]), hold off
    saveas(h,['Vectores_',num2str(i),'.jpg']);

    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    %GRADIENTE

    [Ux,Uy] = GRADIENT(fu,64);
    [Vx,Vy] = GRADIENT(fv,64);

    %Cizalla Simple

    CS=0.5*(Uy+Vx);
    figure (2), p=pcolor(x,y,CS);caxis([mcs Mcs]),hold on
    shading interp, hold on;
    colormap (jet),axis equal,axis ij, colorbar,hold on;
    quiver(xgraf,ygraf,ss*ugraf,ss*vgraf,0,'color','k','LineWidth',0
    .5),title(['Shear Strain ',num2str(i)]), hold off
    saveas(p,['CS_',num2str(i),'.jpg']); %Cizalla simple incremental

    %Dilatación

    Dil=Ux+Vy;
    figure(3), t=pcolor(x,y,Dil); caxis([md Md]),hold on
    shading interp, hold on;
    colormap (jet),axis equal,axis ij, colorbar,hold on;
    quiver(xgraf,ygraf,ss*ugraf,ss*vgraf,0,'color','k','LineWidth',0
    .5),title(['Dilatación ',num2str(i)]), hold off
    saveas(t,['Dil_',num2str(i),'.jpg']); %Dilatación incremental

```

%Rotación

```
Rot=(Uy-Vx)*0.5;
figure(4), r=pcolor(x,y,Rot);caxis([mr Mr]),hold on
shading interp, hold on;
colormap (jet),axis equal,axis ij,colorbar, hold on;
quiver(xgraf,ygraf,ss*ugraf,ss*vgraf,0,'color','k','LineWidth',0
.5),title(['Rotación ',num2str(i)]), hold off
saveas(r,['Rot_',num2str(i),'.jpg']); %Rotación incremental

end
```

% CÁLCULO y GRAFICACIÓN DE LA DEFORMACIÓN ACUMULADA y EJES DE ELIPSES %

```

clear;

% Parámetros

g=5; %Filas / columnas salteadas para graficar
ss=25; %Exageración aplicada a cada vector
nombre='Modelo_1'; %Nombre de los archivos analizados

%Busca máximos y mínimos que se usarán en los gráficos:

M=length(dir('*.bmp'));
for i=1:M-1
    V(i)=open(['vel_field',num2str(i),'.mat']); %Abre los
    archivos vel_fieldx.mat previamente generados con el MatPIV v. 1.6.1
end

for i=2:M-1

    if i==2
        fuf=V(i).fu;
        fvf=V(i).fv;
        fui=V(i-1).fu;
        fvi=V(i-1).fv;

%GRADIENTE%
        [Uxi,Uyi] = GRADIENT(fui,64);
        [Vxi,Vyi] = GRADIENT(fvi,64);
        [Uxf,Uyf] = GRADIENT(fuf,64);
        [Vxf,Vyf] = GRADIENT(fvf,64);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%GENERA LA MATRIZ DEFORMACION:

%INICIAL%Componente 11
        D11i=(ones(size(Uxi,1),size(Uxi,2))+Uxi) ;
%INICIAL%Componente 12 y componente 21
        D12i=Uyi;
        D21i=Vxi;
%INICIAL%Componente 22
        D22i=(ones(size(Vyi,1),size(Vyi,2))+Vyi);

%FINAL%Componente 11
        D11f=(ones(size(Uxf,1),size(Uxf,2))+Uxf) ;
%FINAL%Componente 12 y Componente 21
        D12f=Uyf;
        D21f=Vxf;
%FINAL%Componente 22
        D22f=(ones(size(Vyf,1),size(Vyf,2))+Vyf);

        for j=1:size(Uxi,1)
            for k=1:size(Uxi,2)

%Matriz producto:
                Dt=[D11f(j,k) D12f(j,k);D21f(j,k)
                    D22f(j,k)]*[D11i(j,k) D12i(j,k);D21i(j,k) D22i(j,k)];
                Dta(j,k)=Dt(1);
            end
        end
    end
end

```

```

        Dtb(j,k)=Dt(3);
        Dtc(j,k)=Dt(2);
        Dtd(j,k)=Dt(4);
    end
end

% Rotación acumulada
Rotacion=(Dtb-Dtc)./(Dta+Dtd);
Mra(i)=max(max(Rotacion));
mra(i)=min(min(Rotacion));
%Dilatación acumulada
Dilatacion=(Dta.*Dtd)-(Dtb.*Dtc);
Mda(i)=max(max(Dilatacion));
mda(i)=min(min(Dilatacion));
else

%EMPIEZA LA ACUMULACION DE INCREMENTALES DE DEFORMACION:

    fuf=V(i).fu;
    fvf=V(i).fv;

%GRADIENTE

    [Uxf,Uyf] = GRADIENT(fuf,64);
    [Vxf,Vyf] = GRADIENT(fvf,64);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% MATRIZ DEFORMACION:

%Componente 11 INCREMENTAL

    D11=(ones(size(Uxf,1),size(Uxf,2))+Uxf) ;
%Componente 12 y Componente 21
    D12=Uyf;
    D21=Vxf;
%Componente 22
    D22=(ones(size(Vyf,1),size(Vyf,2))+Vyf);

%Matriz producto

    for jj=1:size(Uxf,1)
        for kk=1:size(Uxf,2)
            Dt=[D11(jj,kk) D12(jj,kk);D21(jj,kk)
                D22(jj,kk)]*[Dta(jj,kk) Dtb(jj,kk);Dtc(jj,kk) Dtd(jj,kk)];

%Ejes de elipses
            T=[Dta(jj,kk) Dtb(jj,kk);Dtc(jj,kk)
                Dtd(jj,kk)]*([Dta(jj,kk) Dtb(jj,kk);Dtc(jj,kk)
                Dtd(jj,kk)])';
            [VV,W]=eig(T);

            W1(jj,kk)=W(1)^0.5;
            W4(jj,kk)=W(4)^0.5;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

            Dta(jj,kk)=Dt(1);
            Dtb(jj,kk)=Dt(3);
            Dtc(jj,kk)=Dt(2);
            Dtd(jj,kk)=Dt(4);
        end
    end

```

```

end

%Rotación acumulada
Rotacion=(Dtb-Dtc)./(Dta+Dtd);

Mra(i)=max(max(Rotacion));
mra(i)=min(min(Rotacion));

%Dilatación acumulada
Dilatacion=(Dta.*Dtd)-(Dtb.*Dtc);
Mda(i)=max(max(Dilatacion));
mda(i)=min(min(Dilatacion));

%Elipticidad acumulada

R=W4./W1;
MRa(i)=max(max(R));

end

end

%Máximos y mínimos de la rotación, dilatación y elipticidad (R)
acumuladas:

Mra=max(Mra);      %Valor máximo de rotación acumulada
mra=min(mra);      %Valor mínimo de rotación acumulada
Mda=max(Mda);      %Valor máximo de dilatación acumulada
mda=min(mda);      %Valor mínimo de dilatación acumulada
MRa=max(MRa);      %Valor máximo de elipticidad acumulada

%%%%%%%%%%Empieza las cuentas de nuevo para graficar:

M=length(dir('*.bmp'));
for i=1:M-1
    V(i)=open(['vel_field',num2str(i),'.mat']);

    if i==1
        C=open('coordinates.mat');
        x=C.x;
        y=C.y;
    end
end

%Carga las paletas de colormap creadas. Si no las creé aun crearlas
con xxx=colormap

load color_Dil.mat;
load color_R.mat;

for i=2:M-1
    if i==2
        fuf=V(i).fu;
        fvf=V(i).fv;
        fui=V(i-1).fu;
        fvi=V(i-1).fv;

%GRADIENTE

        [Uxi,Uyi] = GRADIENT(fui,64);
        [Vxi,Vyi] = GRADIENT(fvi,64);
        [Uxf,Uyf] = GRADIENT(fuf,64);

```

```

[Vxf,Vyf] = GRADIENT(fvf,64);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%MATRIZ DEFORMACION :
%INICIAL%Componente 11
    D11i=(ones(size(Uxi,1),size(Uxi,2))+Uxi) ;
%INICIAL%Componente 12 y Componente 21
    D12i=Uyi;
    D21i=Vxi;
%INICIAL%Componente 22
    D22i=(ones(size(Vyi,1),size(Vyi,2))+Vyi);

%FINAL%Componente 11
    D11f=(ones(size(Uxf,1),size(Uxf,2))+Uxf) ;
%FINAL%Componente 12 y Componente 21
    D12f=Uyf;
    D21f=Vxf;
%FINAL%Componente 22
    D22f=(ones(size(Vyf,1),size(Vyf,2))+Vyf);

    for j=1:size(Uxi,1)
        for k=1:size(Uxi,2)
%Matriz producto

            Dt=[D11f(j,k) D12f(j,k);D21f(j,k)
                D22f(j,k)]*[D11i(j,k) D12i(j,k);D21i(j,k) D22i(j,k)];
            Dta(j,k)=Dt(1);
            Dtb(j,k)=Dt(3);
            Dtc(j,k)=Dt(2);
            Dtd(j,k)=Dt(4);
        end
    end

%Rotación acumulada

    Rotacion=(Dtb-Dtc)./(Dta+Dtd);
    figure (5), p=pcolor(x,y,Rotacion);caxis([mra Mra]), hold on;
    shading interp, hold on;
    colormap (jet),axis equal,axis ij, colorbar,hold on;
    title(['Rotación acumulada ',num2str(i)]), hold off
    saveas(p,['Rotacion ac_',num2str(i),'.jpg']);

%Dilatación acumulada

    Dilatacion=(Dta.*Dtd)-(Dtb.*Dtc);
    figure (6), p=pcolor(x,y,Dilatacion);caxis([mda Mda]), hold on;
    shading interp, hold on;
    colormap (color_Dil),axis equal,axis ij, colorbar,hold on;
    title(['Dilatación acumulada ',num2str(i)]), hold off
    saveas(p,['Dilatacion ac_',num2str(i),'.jpg']);
else

%EMPIEZA LA ACUMULACION DE INCREMENTALES DE DEFORMACION:

fuf=V(i).fu;
fvf=V(i).fv;

%GRADIENTE
[Uxf,Uyf] = GRADIENT(fuf,64);
[Vxf,Vyf] = GRADIENT(fvf,64);

```

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%FINAL%Componente 11 INCREMENTAL:
D11=(ones(size(Uxf,1),size(Uxf,2))+Uxf) ;
%Componente 12 y Componente 21
D12=Uyf;
D21=Vxf;
%Componente 22
D22=(ones(size(Vyf,1),size(Vyf,2))+Vyf);

%Matriz producto
for jj=1:size(Uxf,1)
    for kk=1:size(Uxf,2)
        Dt=[D11(jj, kk) D12(jj, kk);D21(jj, kk)
            D22(jj, kk)]*[Dta(jj, kk) Dtb(jj, kk);Dtc(jj, kk) Dtd(jj, kk)];

%Ejes elipses
        T=[Dta(jj, kk) Dtb(jj, kk);Dtc(jj, kk)
            Dtd(jj, kk)]*([Dta(jj, kk) Dtb(jj, kk);Dtc(jj, kk) Dtd(jj, kk)])';
        [VV,W]=eig(T);
        VV1(jj, kk)=VV(1);
        VV2(jj, kk)=VV(2);
        VV3(jj, kk)=VV(3);
        VV4(jj, kk)=VV(4);
        W1(jj, kk)=W(1)^0.5;
        W4(jj, kk)=W(4)^0.5;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

        Dta(jj, kk)=Dt(1);
        Dtb(jj, kk)=Dt(3);
        Dtc(jj, kk)=Dt(2);
        Dtd(jj, kk)=Dt(4);
    end
end

%Rotación acumulada

Rotacion=(Dtb-Dtc)./(Dta+Dtd);
figure (5), p=pcolor(x,y,Rotacion); caxis([mra Mra]),hold on;
shading interp, hold on;
colormap (jet),axis equal,axis ij, colorbar,hold on;
title(['Rotación acumulada ',num2str(i)]), hold off
saveas(p,['Rotacion ac_',num2str(i),'.jpg']);

% Dilatación acumulada

Dilatacion=(Dta.*Dtd)-(Dtb.*Dtc);
figure (6), p=pcolor(x,y,Dilatacion); caxis([mda Mda]),hold on;
shading interp, hold on;
colormap (color_Dil),axis equal,axis ij, colorbar,hold on;
title(['Dilatación acumulada ',num2str(i)]), hold off
saveas(p,['Dilatacion ac_',num2str(i),'.jpg']);

%Grafica ejes elipses
%eje menor cada g

Emx=(VV1.*W1)/2;
Emx=Emx(1:g:size(VV1,1),:);
Emx=Emx(:,1:g:size(VV1,2));
Emy=(VV2.*W1)/2;

```

```

Emy=Emy(1:g:size(VV2,1),:);
Emy=Emy(:,1:g:size(VV2,2));

%eje Mayor cada g

EMx=(VV3.*W4)/2;
EMx=EMx(1:g:size(VV3,1),:);
EMx=EMx(:,1:g:size(VV3,2));
EMy=(VV4.*W4)/2;
EMy=EMy(1:g:size(VV4,1),:);
EMy=EMy(:,1:g:size(VV4,2));

% x - y cada g
xg=x(1:g:size(x,1),:);
xg=xg(:,1:g:size(x,2));
yg=y(1:g:size(y,1),:);
yg=yg(:,1:g:size(y,2));

%Carga la imagen sobre la cual se trazan los vectores

[A,Map]=imread ([nombre,num2str(i)],'BMP');
Map = imadjust(Map,[min(min(Map)); max(max(Map))],[max(max(Map));
min(min(Map))]); %Recupera los colores originales

%Graficos:

figure(7),
q=image( A );axis equal,
colormap(Map), hold on;
QUIVER(xg,yg,ss*Emx,ss*Emy,0, '.', 'Color','c','LineWidth',1),axis
equal, hold on;
QUIVER(xg,yg,(-ss)*Emx,(-ss)*Emy,0, '.', 'Color','c','LineWidth',1),
hold on;

QUIVER(xg,yg,ss*EMx,ss*EMy,0, '.', 'Color','r','LineWidth',1), hold on;
QUIVER(xg,yg,(-ss)*EMx,(-ss)*EMy,0, '.', 'Color','r','LineWidth',1);
title(['Elipses ',num2str(i)]),hold off;

saveas(q,['Elipses_',num2str(i),'.jpg']);

%Elipticidad
R=W4./W1;
figure (8), s=pcolor(x,y,R);caxis([1 MRa]),hold on;
shading interp,hold on
colormap (color_R),axis equal,axis ij, colorbar, hold on
title(['Elipticidad (R) ',num2str(i)]),hold off
saveas(s,['Elipticidad ac_',num2str(i),'.jpg']);

    end
end

```

% GRAFICACIÓN DE LÍNEAS DE FLUJO%

```

clear;
% Parámetros
g=12;          %número de columnas salteadas para graficar en x
h=7;          %número de filas salteadas para graficar en y
nombre='Modelo_1'; %Nombre de los archivos analizados
%%%%%%%%%%%%%%

M=length(dir('*.bmp'));
for i=1:M
    V=open(['vel_field',num2str(i),'.mat']);
    if i==1
        C=open('coordinates.mat');
        x=C.x;
        y=C.y;
        xgraf=x(1:h:size(x,1),:);
        xgraf=xgraf(:,1:g:size(x,2));
        ygraf=y(1:h:size(y,1),:);
        ygraf=ygraf(:,1:g:size(y,2));
        fu=V.fu;
        fv=V.fv;
        ugraf=fu(1:h:size(fu,1),:);
        ugraf=ugraf(:,1:g:size(fu,2));
        vgraf=fv(1:h:size(fv,1),:);
        vgraf=vgraf(:,1:g:size(fv,2));
        figure(1)
        quiver(xgraf,ygraf,ugraf,vgraf,0, '.', 'Color','k','LineWidth',1.1
    ), hold on
        axis equal,axis ij, title('Líneas de Flujo'), hold on
        xgraf=xgraf+ugraf;
        ygraf=ygraf+vgraf;

        end

        fu=V.fu;
        fv=V.fv;
        ugraf=fu(1:h:size(fu,1),:);
        ugraf=ugraf(:,1:g:size(fu,2));
        vgraf=fv(1:h:size(fv,1),:);
        vgraf=vgraf(:,1:g:size(fv,2));

        quiver(xgraf,ygraf,ugraf,vgraf,0, '.', 'Color','k','LineWidth',1.1
    ), axis equal,axis ij, title('Líneas de Flujo'), hold on
        xgraf=xgraf+ugraf;
        ygraf=ygraf+vgraf;
    end

hold off
print('-depsc','-r300','Flujo');

```