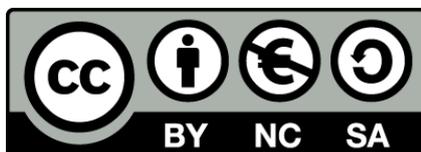




UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Reconstrucción y restitución 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y estudio de su evolución deformacional y cinemática en su contexto regional (cuenca de Loranca y Sierra de Altomira)

Manoel María Valcárcel Rodríguez



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – Compartir Igual 4.0. Espanya de Creative Commons**.

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – Compartir Igual 4.0. España de Creative Commons**.

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License**.



**Reconstrucción y restitución 3D del anticlinal de
Puerta-Pareja y estudio de su evolución deformacional
y cinemática en su contexto regional
(cuenca de Loranca y Sierra de Altomira)**

Manoel María Valcárcel Rodríguez

Tesis Doctoral

Marzo 2015

Directores:

Dr. Josep Anton Muñoz de la Fuente

Dra. Ruth Soto Marín

Institut de Recerca Geomodels - Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques
Departament de Geodinàmica i Geofísica - Universitat de Barcelona
Departamento de Investigación en Recursos Geológicos - Instituto Geológico y Minero de España





Institut de Recerca Geomodels - Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques
Departament de Geodinàmica i Geofísica - Universitat de Barcelona
Departamento de Investigación en Recursos Geológicos - Instituto Geológico y Minero de España

Reconstrucción y restitución 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y estudio de su evolución deformacional y cinemática en su contexto regional (cuena de Loranca y Sierra de Altomira)

Memoria presentada por

Manoel María Valcárcel Rodríguez

para optar al grado de Doctor en Geología.

Esta memoria ha sido realizada dentro del programa de doctorado de Ciencias de la Tierra, bajo la dirección del **Dr. Josep Anton Muñoz de la Fuente** y la **Dra. Ruth Soto Marín**.

Manoel María Valcárcel Rodríguez

Marzo de 2015

Dr. Josep Anton Muñoz de la Fuente

Dra. Ruth Soto Marín

La investigación presentada en esta Tesis se ha realizado gracias a los apoyos del Departamento de Investigación en Recursos Geológicos del Instituto Geológico y Minero de España, del "Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques" de la Universitat de Barcelona, que forma parte de los grupos consolidados de la Generalitat de Catalunya con referencia 2009SGR-1198, y del "Institut de Recerca GEOMODELS", financiado por la Generalitat de Catalunya y otras entidades. Además esta Tesis ha sido apoyada económicamente por una beca pre-doctoral de formación de personal investigador y un contrato de formación en prácticas concedidas por el Instituto Geológico y Minero de España (convocadas por resolución del 6 de Febrero de 2009, BOE 2 de Marzo de 2009). Este trabajo recibió también apoyo del proyecto KINESAL (CGL2010-21968-C02-02) del Ministerio de Economía y Competitividad. Queremos dar las gracias a SMT, Midland Valley, y Paradigm por facilitar licencias académicas de los respectivos programas utilizados durante el transcurso de los trabajos realizados. Finalmente, al Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza y al Laboratori de Paleomagnetisme de Barcelona (CCiTUB - ICTJA CSIC) donde se realizaron los análisis.

Á memoria de
Manuel Valcárcel Sánchez,
Manolo de Fidalgo.

“How could you? You can’t see the outer half when Terminus’s atmosphere is between you and it. You can hardly see the nucleus from Terminus’s surface.”

“What a pity we’re seeing it so nearly head-on.”

“We don’t have to. The computer can show it in any orientation. I just have to express the wish-and not even aloud.”

Shift co-ordinates!

This exercise of will was by no means a precise command. Yet as the image of Galaxy began to undergo a slow change, his mind guided the computer and had it do what he wished.

Slowly the Galaxy was turning so that it could be seen at right angles to the Galactic plane. It spread out like a gigantic, glowing whirlpool, with curves of darkness, and knots of brightness, and a central all-but-featureless blaze.

Isaac Asimov, 1982 (Foundation’s Edge)

Por eso as feitura redondeadas e dondas do noso sistema de montañas contrasta cos accidentes, agudos e agres, que se albiscan en Asturias, e tal diferenciación permítenos formular esta verdade: Galiza é unha terra doce de formas porque é moi forte de entrañas.

Castelao, 1944 (Sempre en Galiza)

Agraïments

Vull donar les gràcies en primer lloc als meus directors. A l'Anton per obrir-me les portes d'entrada a la geologia estructural, al doctorat, al finançament que l'ha fet possible, a l'estada a l'Imperial College, i per la seva direcció i *super-visió*, que m'ha ajudat sempre a buscar noves vies estructurals. A Ruth per descobrirme el mundo del paleomagnetismo, por su atenta dirección, por transmitirme su *super-visión* de la geología, por facilitarme conocer al maravilloso clan de estructuralistas de Zaragoza, por su amistad y por tantas otras cosas. “A la Ruth li hem de fer un monument”, resuena por mi casa. Thank you, Dear John Cosgrove, for your warm hospitality and for teaching me how to “deal with stress”. Gracias a José Luis García Lobón por su colaboración. Gracias, Belén y Bet, por vivir conmigo una experiencia paleomagnética *superior* en la cuenca de Loranca. Gracias, Perla Piña, por las risas y el apoyo en el campo. Gràcies a tots els amics de Geomodels, Oskar Vidal, Jordi Bausà, Oriol Ferrer, Mireia Butillé, Pablo M. Granado, Òscar Gratacós, Daniel Bello, Joana Mencos, Núria Carrera, Marco Snidero, Marco De Matteis, Marc Rubinat, Teresa Beamud *et al.*. Gràcies especials a la Cristina Biete que em va ajudar a fer les primeres passes al fascinant món de la modelització geològica. Gracias a los amigos y amigas del IGME de Tres Cantos por vuestra acogida calurosa, vuestro apoyo y vuestro buen humor. Gràcies a la Formación Oville perquè amb vosaltres és més fàcil ser feliç.

Vull donar també les gràcies a tots els professors i professores de la Facultat de Geologia, que m'han fet estimar la geologia. Gracias especiales a Carmen Tizón, porque as súas ensinanzas foron as que me lanzaron catapultado ao inabarcábel mundo da xeoloxía.

Grazas a Uxía, Carmucha e Toñito de Cacao por ser os meus pais e irmáns adoptivos. Creo que con iso xa me entendedes.

Grazas infinitas a Sabela, Xosé e Daniel por apoiarme sempre, desde que me axudabades a facer os *exerficios*, até hoxe mesmo, de tantas e tantas maneiras diferentes. Como non hai espazo aquí para explicalo, só desexo compartir moitos días con vós para *ghosalo*.

Gràcies Vic, per ser la co-autora moral d'aquesta Tesi. Gràcies per fer-me gaudir tant dels bons moments i per animar-me i motivar-me sempre que he afluixat. Però sobretot, amb Tesi o sense, grazas por existir e por compartir conmigo a vida. Gràcies per estimar-me. Ámote.

ÍNDICE

Abstract	1
Resum	3
Resumen	5
Capítulo 1: Introducción	7
1.1 Motivación	9
1.2 Objetivos	10
1.3 Organización de la Tesis	11
Capítulo 2: Contexto geológico	13
2.1 Localización del área de estudio	15
2.2 La Cadena Ibérica	15
2.3 La Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca	19
2.3.1 Antecedentes	19
2.3.2 Estratigrafía de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca	22
2.3.3 Estructura de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca	29
2.4 El anticlinal de Puerta-Pareja	33
2.4.1 Estratigrafía del anticlinal de Puerta-Pareja	33
2.4.2 Estructura del anticlinal de Puerta-Pareja	37
Capítulo 3: Corte regional en el sector Norte de Altomira-Loranca, restitución 2D y <i>forward modelling</i>	41
3.1 Metodología de elaboración del corte regional preliminar de Altomira-Loranca	43
3.1.1 Datos de partida	43

3.1.2	Tratamiento de los datos	44
3.2	Resultados del corte geológico regional preliminar	45
3.3	Metodología de restitución 2D y <i>forward modelling</i>	46
3.4	Resultados de la restitución 2D del anticlinal de Puerta-Pareja	50
3.4.1	Evolución tectónica en Puerta-Pareja de acuerdo con la restitución	52
3.5	Resultados del <i>forward modelling</i> de Altomira y Puerta-Pareja	53
3.5.1	Evolución tectónica del conjunto Altomira-Loranca de acuerdo con el <i>forward modelling</i> y las unidades sin-tectónicas	56
3.6	Corte regional perfeccionado de Altomira-Loranca y conclusiones	57
Capítulo 4:	Historia deformacional de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca a partir del análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)	59
4.1	Introducción	61
4.2	Objetivos del análisis de ASM en Altomira-Loranca	63
4.3	Muestreo, análisis en laboratorio y procesado de los datos de ASM obtenidos en este trabajo	64
4.4	Resultados del análisis de la ASM a baja temperatura	66
4.5	Resultados del análisis de la ASM a temperatura ambiente	66
4.6	Discusión	73
4.6.1	Orientación de la lineación magnética como marcador pasivo de la deformación	73
4.6.2	Historia deformacional de la zona de estudio basada en los datos de ASM	75
Capítulo 5:	Rotaciones de eje vertical de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca a partir de datos paleomagnéticos y estructurales	77
5.1	Principios básicos del paleomagnetismo	79
5.2	Paleomagnetismo aplicado a la geología estructural y tectónica: estudio de rotaciones de eje vertical	80

5.3	La necesidad de controlar la presencia o no de rotaciones de eje vertical en la zona de estudio	80
5.4	Muestreo, análisis en laboratorio y procesado de los datos paleomagnéticos obtenidos en este trabajo	82
5.5	Resultados del análisis de paleomagnetismo	84
5.6	Rotaciones de eje vertical teóricas calculadas a partir de estimaciones de acortamiento	89
5.6.1	Método	89
5.6.2	Resultados	89
5.7	Relaciones estructurales basamento-cobertera en el sector Sur y en el sector Norte de Loranca-Altomira	91
5.8	Discusión	92
5.8.1	Fiabilidad de los datos paleomagnéticos	92
5.8.2	Rotaciones de eje vertical en Loranca y Altomira deducidas mediante paleomagnetismo	95
5.8.3	Integración de datos estructurales y datos paleomagnéticos	96
5.9	Conclusiones	97
Capítulo 6:	Reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja	99
6.1	Metodología de reconstrucción 3D	101
6.1.1	Breve introducción a los métodos de reconstrucción 3D	101
6.1.2	Metodología aplicada en la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja	106
6.2	Resultados de la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja	112
6.2.1	Resultados de la interpretación sísmica	113
6.2.2	Resultados de la reconstrucción 3D	119
6.2.3	Validación y mejora de la reconstrucción geológica 3D	144
6.3	Discusión	144
Capítulo 7:	Restitución de superficies 3D del anticlinal de Puerta-Pareja	149
7.1	Metodología de la restitución de superficies 3D	151

7.1.1	Breve introducción a la metodología de restitución de superficies 3D	151
7.1.2	Metodología de restitución de superficies 3D aplicada en Puerta-Pareja	153
7.2	Resultados de la restitución de superficies 3D pre-tectónicas	154
7.2.1	Pasos de la restitución de superficies pre-tectónicas	155
7.2.2	Comparación con la restitución mediante un único plano de transporte	170
7.3	Cálculo de acortamientos	171
7.3.1	Comparación de acortamientos en los sectores Norte, Central y Sur de Puerta-Pareja	172
7.3.2	Comparación entre la restitución 2D del corte regional de Altomira-Loranca en la zona de Puerta-Pareja y la restitución de superficies 3D	174
7.4	Restitución de las superficies sin-tectónicas	174
7.5	Discusión	177
7.6	Conclusiones	181
Capítulo 8:	Estudio de fracturación del anticlinal de Puerta-Pareja	183
8.1	Estudio de fracturación a partir de datos de campo	185
8.1.1	Metodología	185
8.1.2	Resultados e interpretaciones	186
8.1.3	Comparación con el análisis de paleoesfuerzos de Muñoz-Martin (1997)	195
8.2	Restitución geomecánica 3D y modelo discreto de fracturas en el anticlinal de Puerta-Pareja	196
8.2.1	Metodologías de restitución geomecánica 3D y de modelización de fracturas aplicadas en Puerta-Pareja	197
8.2.2	Resultados de la restitución geomecánica y el modelo de fracturas	198
8.2.3	El modelo de fracturas frente a los datos de campo	200

Capítulo 9: Integración de los estudios realizados y discusión	203
9.1 Modelo sintético de evolución estructural de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira y Loranca	205
9.2 Implicaciones de los análisis de paleomagnetismo y de ASM para el estudio de la evolución del anticlinal de Puerta-Pareja	208
9.3 La formación y evolución del anticlinal de Puerta-Pareja	209
9.3.1 Los mecanismos de formación del anticlinal de Puerta-Pareja	212
9.4 La zona del anticlinal de Puerta-Pareja como potencial emplazamiento para el almacenamiento de CO ₂ y como análogo estructural	215
9.5 Aspectos metodológicos	216
9.6 Perspectivas de avance	218
Capítulo 10: Conclusiones	219
Bibliografía	225
Apéndices	245
Apéndice 1. Información completa de estaciones paleomagnéticas y direcciones	247
Apéndice 2. Información complementaria de las estaciones de fracturación	260
Apéndice 3. Parámetros de la restitución geomecánica y del modelo de fracturas	267

ABSTRACT

This Thesis aims to characterize the formation and deformational and kinematic evolution of the Altomira and Loranca fold-and-thrust belts (Altomira Range and Loranca basin, SW Iberian Chain, Central Spain) and the structural configuration and evaluation as a potential reservoir for CO₂ sequestration of the Puerta-Pareja anticline, located in the northern sector of the Loranca basin. Several methods were integrated in order to overcome the limitations of every single study in the studied area and to achieve the proposed objectives. Thus, at regional scale, a E-W cross-section and its 2D restoration, an analysis of the anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) and a paleomagnetic analysis were performed and, focused on the Puerta-Pareja anticline, its 3D reconstruction and restoration and analysis of its fracturation were conducted.

The results of the AMS analysis show a general E-W layer-parallel shortening orientation during and shortly prior to the formation of Altomira and Loranca fold-and-thrust belts. Paleomagnetic data from Middle Eocene to Lower Miocene rocks reveal the absence of vertical-axis rotations in the central sector of Loranca-Altomira where structures are oriented N-S, and up to 17° of clockwise and 21° of counter-clockwise vertical-axis rotations in the northern and southern sectors, respectively. The integration of paleomagnetic data with previous structural data from other authors shows that the *piggy-back sequence* of thrusting at the southern sector was synchronous to the counter-clockwise rotation during the Oligocene, whereas at the northern sector structures formed in a break-back sequence and experienced a clockwise rotation during Miocene.

The Puerta-Pareja anticline is a NNE-SSW fault-propagation fold associated to the Pareja thrust and initially nucleated as a detachment fold. At its northern part, the La Puerta thrust cuts its front limb defining a steep-limb breakthrough configuration. Three minor thrusts cut its back limb: the Viana (NNE-SSW), the Villaescusa (NW-SE) and the Peralveche (NW-SE) thrusts. All of these thrusts detached on the Keuper facies following a break back sequence. The 3D reconstruction and restoration of this anticline shows the absence of any basement structure suitable for sequestering CO₂ underneath.

The analysis of the chronological and geometrical relationships between the fracture pattern (mainly transverse and longitudinal fractures) and the vertical-axis rotation at the Puerta-Pareja area reveals that the initial orientation of the Puerta-Pareja anticline was N-S, perpendicular to the E-W regional shortening direction. Subsequently, local differences in the amount of the clockwise vertical-axis rotation occurred generated the present variability of axial orientations.

RESUM

Aquesta Tesi Doctoral es centra en caracteritzar l'estructura, formació, evolució deformacional i cinemàtica de l'anticlinal de Puerta-Pareja en el seu context regional, (cinturons de plecs i encavalcaments de la conca de Loranca i la Sierra de Altomira, SW de la Cadena Ibèrica), així com valorar les condicions de la zona de l'anticlinal de Puerta-Pareja com a possible reservori per l'emmagatzematge geològic de CO₂. La integració de diversos mètodes ha permès superar les limitacions de cada un dels estudis individuals aplicats a la zona de estudi. A escala regional s'ha realitzat un tall regional E-W i la seva restitució 2D, l'anàlisi de la història deformacional a partir de dades d'anisotropia de la susceptibilitat magnètica (ASM) i l'anàlisi de dades paleomagnètiques i estructurals per detectar possibles rotacions d'eix vertical. A escala local s'ha realitzat la reconstrucció 3D de l'anticlinal de Puerta-Pareja a partir de dades sísmiques, sondejos i de superfície, la restitució de les superfícies 3D reconstruïdes, i l'anàlisi dels seus patrons de fracturació.

Els resultats de l'anàlisi d'ASM mostren que les orientacions d'escurçament paral·lel a les capes (*layer-parallel shortening*) durant la formació dels plecs i encavalcaments d'Altomira-Loranca en els seus sectors Central y Nord van ser aproximadament E-W, ja evident durant el dipòsit dels materials pre-tectònics cenozoics. La integració de dades paleomagnètiques, estructurals i dades prèvies d'altres autors permet concloure que les estructures al sector Sud de la conca de Loranca es van formar en seqüència de bloc inferior simultàniament a una rotació d'eix vertical de 21° en sentit antihorari, al sector Nord les estructures de la Sierra de Altomira i la conca de Loranca es van formar en seqüència de bloc superior i durant el Miocè van experimentar una rotació d'eix vertical de 17° en sentit horari, i les estructures del sector central no van rotar. Per tant, la obliquïtat de les estructures d'Altomira i Loranca respecte a la Branca Castellana-Valenciana de la Cadena Ibèrica és primària al sector Central de l'àrea estudiada, on les estructures s'orienten N-S, i als sectors Nord i Sud la desviació que presenten les estructures respecte l'orientació N-S (orientacions NNE-SSW i NNW-SSE, respectivament) és secundària.

Al sector Sud de la zona estudiada, s'observen desacoblaments de la deformació a favor del nivell de desenganxament regional entre les estructures de basament i cobertora, a causa de la rotació d'eix vertical dels materials de la cobertora. Per una altra banda, aquests estudis permeten precisar la influència de la Fm. Villalba de la Sierra (Campanià-Lutecià) en l'evolució estructural: mitjançant la seva deformació interna va inhibir la propagació de diversos encavalcaments cap a unitats superiors i va generar disharmonies entre les unitats superiors i inferiors a ella. S'interpreten els efectes de la terminació del nivell de desenganxament regional (fàcies Keuper) i de contrafort (*buttressing*) causat per la falla de basament de Sacedón com a principals condicionants de l'existència de deformació en seqüència de bloc superior al sector Nord d'Altomira-Loranca.

La reconstrucció 3D i la restitució de superfícies 3D realitzades a la zona de Puerta-Pareja permeten determinar que l'anticlinal de Puerta-Pareja, d'orientació general NNE-SSW, es va desenvolupar fonamentalment associat a l'encavalcament de Pareja, d'igual orientació, com a plec de propagació de falla nucleat inicialment com a plec de desenganxament. Al sector Nord de l'anticlinal, sobre l'encavalcament de Pareja

es va desenvolupar un encavalcament menor, el de La Puerta, el que defineix en aquest sector una configuració de *steep-limb breakthrough*. El flanc caudal de l'anticlinal està tallat per un altre encavalcament menor, l'encavalcament de Viana, d'orientació NNE-SSW, i a l'extrem oriental de l'àrea estudiada es van desenvolupar els encavalcaments de Villaescusa i Peralveche, d'orientació NW-SE. Tots aquests encavalcaments van desenganxar als materials del Keuper, en seqüència de bloc superior. En conjunt, tant el número d'encavalcaments com els seus escurçaments associats augmenten cap al Nord. S'interpreta que aquest augment es generaria per acomodar la rotació regional horària experimentada pel conjunt del sector Nord d'Altomira-Loranca. Finalment, la reconstrucció i restitució 3D realitzades han permès descartar l'existència de cap estructura (anticlinal, falla o alt estructural) al basament sota l'anticlinal de Puerta-Pareja. Es descarta, per tant, l'existència d'una trampa estructural al basament adequada per a l'emmagatzematge de CO₂.

La fracturació a l'anticlinal de Puerta-Pareja es caracteritza fonamentalment per dues famílies de fractures, una longitudinal i una altra transversal a l'eix del plec, formades durant l'estadi inicial de plegament. A partir de les relacions cronològiques i geomètriques entre les rotacions d'eix vertical i les fractures, s'interpreta que l'anticlinal de Puerta-Pareja es va generar inicialment amb una orientació N-S, perpendicular a la direcció de transport tectònic regional E-W, i que posteriorment, a causa de petites diferències locals en la quantitat de rotació en sentit horari experimentada, es van generar les variacions locals en la orientació de l'anticlinal que s'observen actualment.

RESUMEN

Esta Tesis Doctoral se centra en caracterizar la estructura, formación y evolución deformacional y cinemática del anticlinal de Puerta-Pareja en su contexto regional (cinturones de pliegues y cabalgamientos de la cuenca de Loranca y Sierra de Altomira, SW Cadena Ibérica), así como valorar las condiciones de la zona del anticlinal de Puerta-Pareja como posible reservorio para el almacenamiento geológico de CO₂. La integración de varios métodos ha permitido superar las limitaciones de cada uno de los estudios individuales aplicados a la zona de estudio. A escala regional se realizó un corte regional E-W y su restitución 2D, el análisis de la historia deformacional a partir de datos de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) y el análisis de datos paleomagnéticos y estructurales para detectar posibles rotaciones de eje vertical. A escala local se realizó la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja a partir de datos sísmicos, sondeos y de superficie, la restitución de las superficies 3D reconstruidas y el análisis de sus patrones de fracturación.

Los resultados del análisis de ASM muestran que las orientaciones de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) durante la formación de los pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca en sus sectores Central y Norte fueron aproximadamente E-W, ya evidente durante el depósito de los materiales pre-tectónicos cenozoicos. La integración de datos paleomagnéticos, estructurales y datos previos de otros autores permite concluir que las estructuras en el sector Sur de la cuenca de Loranca se formaron en secuencia de bloque inferior simultáneamente a una rotación de eje vertical de 21° en sentido anti-horario, en el sector Norte las estructuras de la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca se formaron en secuencia de bloque superior y durante el Mioceno experimentaron una rotación de eje vertical de 17° en sentido horario, y las estructuras del sector central no rotaron. Por tanto, la oblicuidad de las estructuras de Altomira y Loranca respecto a la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica es primaria en el sector Central del área estudiada, donde las estructuras se orientan N-S, y en los sectores Norte y Sur la desviación que muestran las estructuras respecto a la orientación N-S (orientaciones NNE-SSW y NNW-SSE, respectivamente) es secundaria.

En el sector Sur de la zona estudiada, se observan desacoples de la deformación a favor del nivel de despegue regional entre las estructuras de basamento y cobertera, debido a la rotación de eje vertical de los materiales de la cobertera. Por otro lado, estos estudios permiten precisar la influencia de la Fm. Villalba de la Sierra (Campaniense-Luteciense) en la evolución estructural: mediante su deformación interna inhibió la propagación de varios cabalgamientos hacia unidades superiores y generó desarmonías entre las unidades superiores e inferiores a ella. Se interpretan los efectos de la terminación del nivel de despegue regional (facies Keuper) y de contrafuerte (*buttressing*) causado por la falla de basamento de Sacedón como los principales condicionantes de la existencia de deformación en secuencia de bloque superior en el sector Norte de Altomira-Loranca.

La reconstrucción 3D y la restitución de superficies 3D realizadas en la zona de Puerta-Pareja permiten determinar que el anticlinal de Puerta-Pareja, de orientación general NNE-SSW, se desarrolló fundamentalmente asociado al cabalgamiento de Pareja, de igual orientación, como pliegue de propagación de falla nucleado

inicialmente como pliegue de despegue. En el sector Norte del anticlinal, sobre el cabalgamiento de Pareja se desarrolló un cabalgamiento menor, el de La Puerta, lo que define en este sector una configuración de *steep-limb breakthrough*. El flanco caudal del anticlinal está cortado por otro cabalgamiento menor, el cabalgamiento de Viana, de orientación NNE-SSW, y en el extremo oriental del área estudiada se desarrollaron los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche, de orientación NW-SE. Todos estos cabalgamientos despegaron en los materiales del Keuper, en secuencia de bloque superior. En conjunto, tanto el número de cabalgamientos como sus acortamientos asociados aumentan hacia el Norte. Se interpreta que este aumento se generaría para acomodar la rotación regional horaria experimentada por el conjunto del sector Norte de Altomira-Loranca. Finalmente, la reconstrucción y restitución 3D realizadas han permitido descartar la existencia de ninguna estructura (anticlinal, falla o alto estructural) en el basamento bajo el anticlinal de Puerta-Pareja. Se descarta, por tanto, la existencia de una trampa estructural en el basamento adecuada para el almacenamiento de CO₂.

La fracturación en el anticlinal de Puerta-Pareja se caracteriza fundamentalmente por dos familias de fracturas, una longitudinal y otra transversal al eje del pliegue, formadas durante el estadio inicial de plegamiento. A partir de las relaciones cronológicas y geométricas entre las rotaciones de eje vertical y las fracturas, se interpreta que el anticlinal de Puerta-Pareja se generó inicialmente con una orientación N-S, perpendicular a la dirección de transporte tectónico regional E-W, y que posteriormente, a causa de pequeñas diferencias locales en la cantidad de rotación en sentido horario experimentada, se generaron las variaciones locales en la orientación del anticlinal de Puerta-Pareja que se observan actualmente.

Capítulo 1

Introducción

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación

La motivación inicial para la realización de esta Tesis partió de la voluntad del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), a través del Departamento de Investigación en Recursos Geológicos, de caracterizar tridimensionalmente varias estructuras geológicas pertenecientes a la cuenca de Loranca, situada en el extremo sudoeste de la Cadena Ibérica (en el centro de la Península Ibérica). Dos eran los objetivos de este proyecto, ambos estrechamente ligados: (1) como objetivo científico, contribuir a la mejora del conocimiento de la geología en profundidad en esta zona, y (2) como objetivo aplicado, localizar y caracterizar estructuras y unidades estratigráficas que pudieran ser utilizadas como posibles reservorios para el almacenamiento de CO₂. En ese marco, una de las estructuras seleccionadas para su caracterización estructural fue el conocido como anticlinal de Puerta-Pareja. Situado en el extremo Norte de la cuenca de Loranca, su localización cercana a un gran polo metropolitano e industrial como es el área de Madrid, fue uno de los factores de su interés como potencial almacenamiento de CO₂. Para esta tarea, el IGME quiso contar con la colaboración del Instituto de Investigación Geomodels y el Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuenca (GGAC-UB) de la Universitat de Barcelona, dados su experiencia y prestigio en la aplicación de técnicas de reconstrucción y modelización estructural. Según el planteamiento inicial, la unidad almacén la constituirían las rocas del Buntsandstein (Triásico Inferior y Medio) y el sello estaría formado por los materiales del Muschelkalk y el Keuper (Triásico Medio y Superior).

Para la caracterización de cualquier estructura geológica en detalle es necesario partir de una buena comprensión estructural de su contexto regional. Esta exigencia es especialmente importante en el caso del anticlinal de Puerta-Pareja, ya que es necesario compensar y reducir en lo posible las incertidumbres causadas por lo limitado de los afloramientos en superficie y de la información disponible sobre la geología en profundidad.

Desde un enfoque regional, considerando el conjunto de cinturones de pliegues y cabalgamientos que conforman la cuenca de Loranca y su límite, la Sierra de Altomira, llama la atención la oblicuidad de sus estructuras, de orientaciones aproximadamente N-S, respecto a las orientaciones principales de la Rama Castellano-Valenciana y la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica, aproximadamente NW-SE. Al plantear esta Tesis, se consideró fundamental determinar el origen y posibles causas de esta oblicuidad, ya que ésta podría estar relacionada con la existencia en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira de rotaciones de eje vertical, lo que condicionaría la formación y evolución de los cinturones de pliegues y cabalgamientos que las conforman, y por tanto podría condicionar las propiedades del anticlinal de Puerta-Pareja. Para esta determinación se plantearon análisis de paleomagnetismo y de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), cuyos resultados e interpretaciones deberían además contribuir a perfeccionar estudios estructurales previos realizados por otros autores en la cuenca de Loranca y la

Sierra de Altomira (e.g. Querol, 1989; Muñoz-Martín, 1997; Muñoz-Martín y De Vicente, 1998).

Por lo que respecta exclusivamente al anticlinal de Puerta-Pareja, hasta el momento no se habían realizado análisis detallados de su estructura. El hecho de que se determinara como objetivo su reconstrucción 3D abrió la posibilidad de aplicar también otras técnicas de estudio estructural cuyo uso es relativamente reciente en geología, como son la restitución de superficies 3D, la restitución geomecánica 3D o la generación de modelos de fracturas, además de aplicar técnicas más clásicas como la realización de cortes y restituciones 2D y el análisis de fracturación a partir de datos de campo. El uso conjunto de estas técnicas, sumadas al estudio paleomagnético y de ASM, cumple así una doble función:

- Realizar un estudio estructural integrado de la formación, evolución y geometría actual del anticlinal de Puerta-Pareja en su contexto regional, en el que se compensen las limitaciones metodológicas y resolutivas que cada una de las técnicas utilizadas tendrían individualmente.
- Analizar y mostrar la aplicabilidad, ventajas y limitaciones de la restitución de superficies 3D, la restitución geomecánica 3D y la generación de modelos de fracturas en cinturones de pliegues y cabalgamientos, según algunas de las metodologías y herramientas al alcance de un/a geólogo/a actualmente.

1.2 Objetivos

Esta Tesis se centra en la caracterización de la formación, evolución deformacional y cinemática y configuración tridimensional del anticlinal de Puerta-Pareja en su contexto estructural regional, constituido por la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. De una manera más detallada se pueden definir los siguientes objetivos principales:

- Determinar las direcciones de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) que caracterizaron la formación de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, a través del análisis de susceptibilidad magnética (ASM) en la zona.
- Caracterizar la cinemática de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca (de orientaciones NNE-SSW, N-S y NNW-SSW) y determinar el origen de su oblicuidad respecto a las ramas Castellano-Valenciana y Aragonesa de la Cadena Ibérica (de orientaciones principalmente NW-SE), como herramienta para determinar las posibles causas de la orientación actual de las estructuras.
- A través de la reconstrucción 3D basada en información sísmica, de sondeos y de datos de superficie, definir y describir de manera detallada la geometría en

- 3D de los diferentes pliegues y cabalgamientos que componen el denominado de manera genérica anticlinal de Puerta-Pareja.
- Determinar si la zona del anticlinal de Puerta-Pareja reúne las características estructurales para permitir el almacenamiento de CO₂.
 - Comprender los mecanismos de formación de pliegues y cabalgamientos que pudieron dar lugar a la configuración actual del anticlinal de Puerta-Pareja, a través de la restitución de superficies 3D y de acuerdo con las interpretaciones cinemáticas realizadas a escala regional y local.
 - Analizar los principales patrones de fracturación del anticlinal de Puerta-Pareja y establecer posibles relaciones entre estos patrones y la evolución cinemática y deformativa a escala local y regional.

1.3 Organización de la Tesis

La estructura de esta Tesis es la siguiente:

- El capítulo 2 presenta el contexto geológico del área definida como objetivo del estudio, a través de la descripción de las características estructurales y estratigráficas a escala regional (Cadena Ibérica, Sierra de Altomira y cuenca de Loranca) y en la zona del anticlinal de Puerta-Pareja.
- En el capítulo 3 se presenta la realización de un corte regional situado en el Norte de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca y su restitución, con el objetivo de definir a escala regional la geometría de los diferentes pliegues y fallas y sus interrelaciones, y mejorar el conocimiento sobre la secuencia y los mecanismos de formación de estas estructuras, mediante la simplificación que proporciona el estudio en dos dimensiones.
- En el capítulo 4 se detalla el análisis de susceptibilidad magnética (ASM) realizado en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira y las interpretaciones deformacionales que se pueden extraer del mismo.
- El capítulo 5 está dedicado al estudio de posibles rotaciones de eje vertical en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira, mediante la realización de un análisis paleomagnético. Gran parte del contenido de este capítulo forma parte del artículo “Integration of paleomagnetic and structural data to characterize the obliquity of the Altomira Range and Loranca basin structures (Central Spain)” (Valcárcel, M., Soto, R., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Muñoz, J. A. and Biete, C., 2015), aceptado para su próxima publicación en el volumen especial de la Geological Society of London “Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives” (Ref.: PMagFTB-1240).

- El capítulo 6 está dedicado a la descripción del proceso de reconstrucción 3D del área del anticlinal de Puerta-Pareja y la información que este estudio aporta sobre los pliegues y cabalgamientos que la conforman.
- El capítulo 7 se dedica a la restitución de las superficies 3D generadas en el capítulo 6, lo que permite una mejor comprensión de la evolución estructural del anticlinal de Puerta-Pareja.
- El capítulo 8 se centra en el estudio de la fracturación en el anticlinal de Puerta-Pareja, y las interpretaciones sobre su evolución estructural que pueden extraerse al relacionar sus resultados junto con los datos paleomagnéticos y otros datos estructurales.
- El capítulo 9 está dedicado a:
 - o La propuesta de un modelo sintético de evolución estructural para los cinturones de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, incluido el anticlinal de Puerta-Pareja.
 - o La discusión sobre la formación y evolución del anticlinal de Puerta-Pareja, a partir de las interpretaciones que se extraen de los diferentes estudios realizados.
 - o La discusión sobre el papel del anticlinal de Puerta-Pareja como posible lugar de almacenamiento de CO₂ y como análogo estructural.
 - o La discusión sobre los diferentes métodos utilizados en esta Tesis, sus ventajas y sus limitaciones.
- En el capítulo 10 se sintetizan las principales conclusiones de la Tesis.

Capítulo 2

Contexto geológico

Capítulo 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Localización del área de estudio

El área de estudio se sitúa en la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, en el extremo sur-occidental de la Cadena Ibérica (Fig. 2.1). Desde el punto de vista geográfico, ésta se localiza en el centro de la Península Ibérica, en las provincias de Guadalajara y Cuenca (Castilla-La Mancha), 90 km al Este de Madrid. El anticlinal de Puerta-Pareja, objeto de estudio detallado en este trabajo, se encuentra en el sector Norte de la cuenca de Loranca.

A continuación se describen las características geológicas de las unidades en las que se enmarca la zona de estudio, de mayor a menor escala.

2.2 La Cadena Ibérica

En este trabajo se seguirá la división estructural de unidades tectónicas descrita por Sopena (2004) y Guimerà (2004), los cuales consideran la Cordillera Ibérica o Sistema Ibérico y la Cadena Costera Catalana o Catalánides como pertenecientes a la misma unidad tectónica, la Cadena Ibérica, ya que ambas comparten la edad y el estilo de deformación (Sopena, 2004). Así, siguiendo la división de Guimerà (2004), la Cadena Ibérica consta de las siguientes unidades: la Cadena Costera Catalana, la Zona de Enlace entre esta última y la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, la Unidad de Cameros (que incluye la cuenca de Cameros y el macizo de la Demanda), la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, la cuenca de Almazán (que incluye el área tradicionalmente así denominada más una parte de la cuenca del Duero), la Rama Castellano-Valenciana de la Cordillera Ibérica, la cuenca de Loranca (o Depresión Intermedia) y la Sierra de Altomira (Fig.2.1). La Cadena Ibérica se sitúa entre la cuencas de antepaís del Ebro al Norte, las cuencas de antepaís del Duero y de Madrid (o del Tajo) al Oeste, el Sistema Central al Oeste y la Cordillera Bética al Sur (Fig. 2.1).

La deformación en el interior de la Península Ibérica a partir del Paleozoico ha sufrido varias etapas y es compleja, debido a que ésta se ha comportado como una microplaca litosférica relativamente independiente con respecto a las placas Europea y Africana (e.g. Capote et al., 2002). La apertura del océano Atlántico y golfo de Vizcaya durante el Mesozoico determinó los movimientos relativos de la placa Ibérica con respecto a sus placas vecinas. La placa Ibérica se unió a la placa Africana alrededor de hace 84 Ma, en el Cretácico Superior (Malod y Mauffret, 1990), momento en el que comenzó la convergencia, se inició la subducción en sus límites Norte y Sur y se levantaron la Cordillera Bética y los Pirineos. Al final del Paleoceno, como resultado de un proceso de colisión continental, comienza la transmisión de la deformación al

interior de la placa Ibérica, lo que da lugar a la formación de la Cadena Ibérica (Casas y Faccenna, 2001; Salas et al., 2001; Capote et al., 2002).

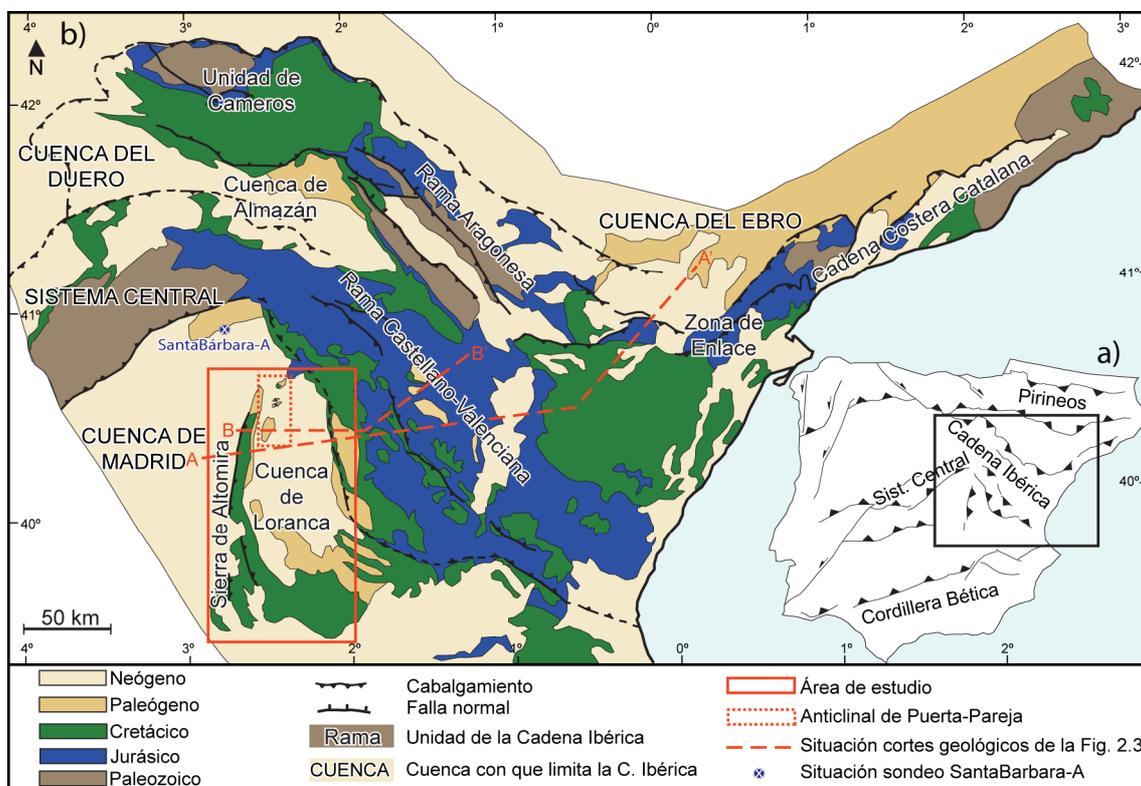


Fig. 2.1. (a) Localización del área de estudio dentro del marco geológico de la Península Ibérica. (b) Mapa geológico de la Cadena Ibérica que muestra las unidades tectónicas que la componen. Modificado de Guimerà (2004).

La Cadena Ibérica resulta de la inversión durante el Cenozoico de cuencas extensionales mesozoicas. Las principales estructuras compresivas de la Cadena Ibérica son pliegues y cabalgamientos con diferentes orientaciones (NE-SW, E-W, NW-SE y N-S) condicionadas por la dirección de estructuras previas (e.g. Guimerà y Álvaro, 1990; Salas y Casas, 1993). Son varias las fases tectónicas que pueden ser deducidas a partir del análisis de los materiales y estructuras que afloran en la Cadena Ibérica (Fig. 2.2).

- (1) Desde el límite Devónico-Carbonífero hasta el Estefaniense (Carbonífero superior) se desarrolló la Orogenía Hercínica ligada al Orógeno Varisco Europeo que generó pliegues y cabalgamientos (e.g. Gil et al., 1983; Julivert, 1983).
- (2) Durante el Estefaniense y el Pérmico tuvo lugar una fracturación post-hercínica, asociada a los últimos episodios de extensión post-orogénica y a la creación de cuencas (Capote, 1983).
- (3) Durante el Mesozoico, se desarrollan cuencas sedimentarias extensionales y fallas normales asociadas dos etapas de *rifting*. La primera etapa de *rifting*, durante el Pérmico y Triásico Inferior, se caracteriza por una extensión localizada y la formación de cuencas de *pull-apart* (e.g. Calvet et al., 2004).

Entre esta primera etapa y la segunda etapa de *rifting*, durante el Jurásico tuvo lugar un periodo de relativa calma tectónica con menores tasas de subsidencia (e.g. Aurell et al., 2003). La segunda etapa de *rifting*, de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, está presente en todas las cuencas de la placa Ibérica (Salas y Casas, 1993). Durante el Cretácico Superior, se define una etapa de *post-rift* caracterizada por una transgresión marina asociada al depósito de carbonatos marinos en el interior de la placa Ibérica que refleja una nueva etapa de subsidencia (Salas y Casas, 1993).

(4) Por último, a partir del Paleoceno comenzó la inversión de las cuencas previas asociada a la Orogenia Alpina (e.g. De Vicente et al., 2004).

La deformación compresiva alpina finaliza en diferentes momentos en las diferentes partes de la Cadena Ibérica (Muñoz-Martín, 1997): en su parte oriental finaliza en el Oligoceno superior – Mioceno, en el NW lo hace en el Mioceno inferior-medio, en la Unidad de Cameros finaliza en el Mioceno superior, y en la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca finaliza en el Mioceno medio.

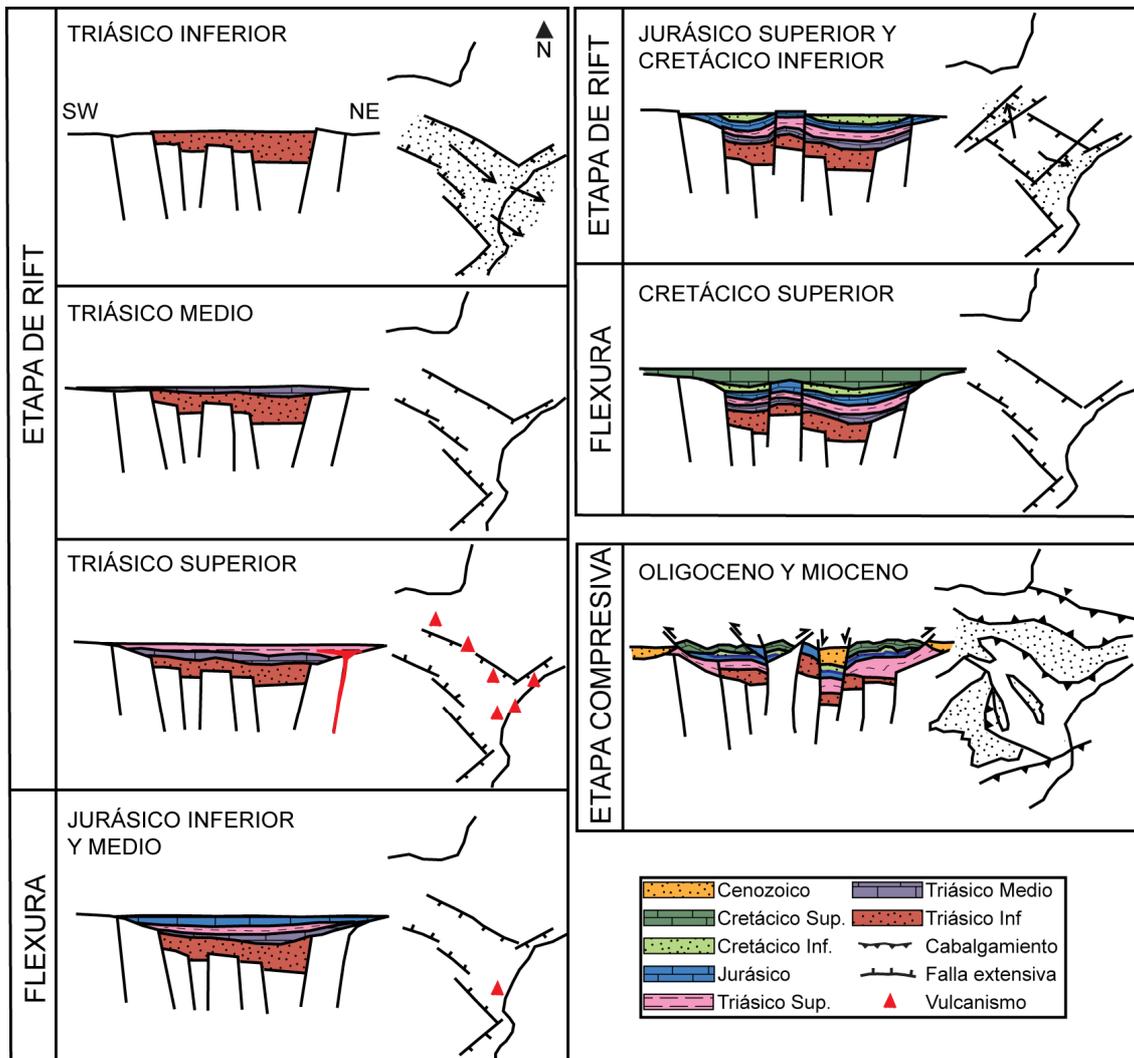


Fig. 2.2. Modelo de la evolución del área de la actual Cadena Ibérica desde las etapas de cuencas extensionales mesozoicas hasta la etapa de compresión Alpina, que implica inversión de las cuencas previas. Modificado de Álvaro et al. (1979).

El estilo de deformación de la Cadena Ibérica está condicionado por sus características estratigráficas (e.g. Álvaro et al., 1979; Guimerà, 1988; Sopena, 2004), de manera que se pueden distinguir tres grandes niveles: el basamento (compuesto por rocas paleozoicas y los materiales del Triásico Inferior), el nivel de despegue (compuesto por arcillas y evaporitas del Triásico Medio y Superior) y la cobertera mesozoica-cenozoica. En general, el estilo de deformación de la Cadena Ibérica es de tipo piel gruesa (*thick-skinned*), es decir, implica al basamento. Sin embargo, en los sectores externos de la Cadena, como en la Sierra de Altomira y parte de la Sierra de Bascuñana (Muñoz-Martín et al., 2004), la deformación es de tipo piel fina (*thin-skinned*), es decir, se desarrolla un sistema de pliegues y cabalgamientos que despegan a favor de los materiales evaporíticos del Triásico (Fig. 2.3). En general, las estructuras compresivas que dominan en la Cadena Ibérica son pliegues y cabalgamientos. Sin embargo hacia el Este, estas estructuras compresivas aparecen cortadas por fallas normales que hundan su bloque oriental, relacionadas con la apertura del surco de Valencia durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Anadón y Roca, 1996).

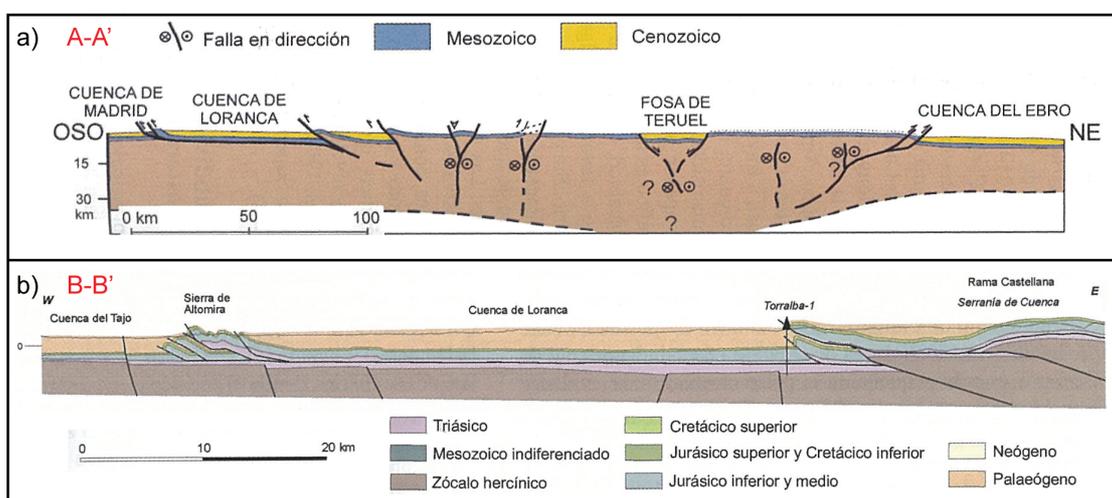


Fig. 2.3. (a) Corte geológico esquemático transversal de la Cadena Ibérica a escala cortical (Guimerà et al., 2004) Situación del corte en Fig. 2.1. (b) Corte geológico esquemático de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca y su conexión con la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica (Guimerà et al., 2004, modificado de Muñoz-Martín y De Vicente, 1998 y Guimerà y Álvaro, 1990). Situación del corte en Fig. 2.1.

Una de las peculiaridades de la Cadena Ibérica es que presenta varias direcciones de transporte tectónico en función de la unidad en la que nos encontremos (Fig. 2.4). Así, en el borde Norte de la Cadena Ibérica las direcciones de transporte tectónico de los cabalgamientos son NNW a NNE, mientras que en el borde Norte de la Rama Castellano-Valenciana es NE (Guimerá y Álvaro, 1990). En el Sur los cabalgamientos presentan una dirección de transporte tectónico S a SW, mientras que en la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca es W (Muñoz-Martín y De Vicente, 1998) (Fig. 2.4).

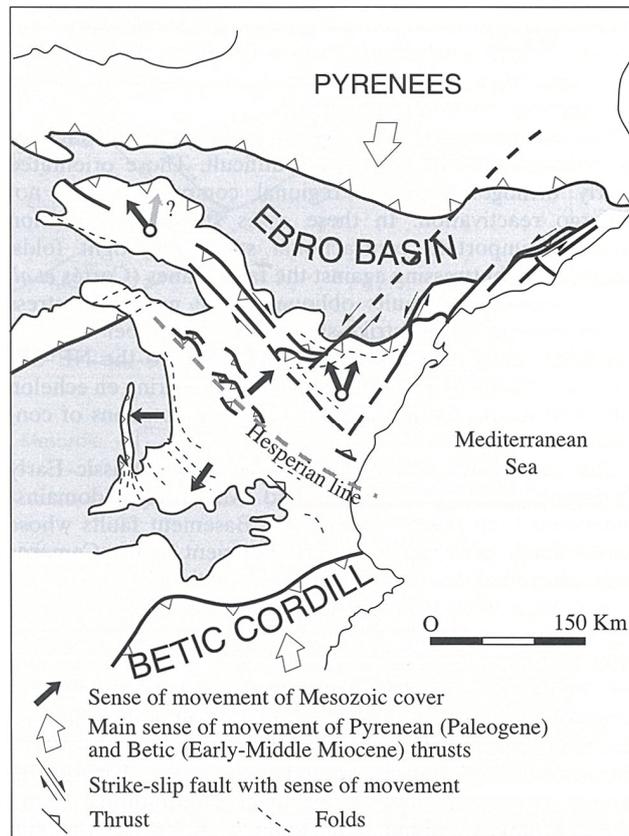


Fig. 2.4. Esquema simplificado de las direcciones de transporte tectónico de la cobertera meso-cenozoica durante la compresión alpina. Tomado de Capote et al. (2002)

2.3 La Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca

2.3.1 Antecedentes

Los primeros estudios geológicos sobre la Sierra de Altomira se remontan a 1917, tal como recogen Martín y Alcalá (1996). La Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca (Fig. 2.1) han sido estudiadas desde un enfoque estructural por diversos autores. Guimerà (1988), Guimerà y Álvaro (1990), Salas et al. (2001) y Salas y Casas (2003), en sus trabajos sobre la formación y evolución de la Cadena Ibérica a partir del *rift* mesozoico, las mencionan como unidades de la Cadena, sin estudiar en detalle su estructura, secuencia o mecanismos de deformación.

Muñoz-Martín (1997) estudió en su Tesis Doctoral la evolución desde el Oligoceno hasta la actualidad de la Sierra de Altomira, la cuenca de Loranca y el extremo occidental de la Rama Castellano-Valenciana, refiriéndose a este conjunto como el “borde oriental de la cuenca del Tajo”. Este autor repasa los modelos de evolución de la Sierra Altomira propuestos hasta el momento por diferentes autores y elabora un nuevo modelo. Éste se basa fundamentalmente en el análisis de paleoesfuerzos y en modelización mediante elementos finitos. Según dicho modelo, la evolución geodinámica de la zona desde el Oligoceno hasta la actualidad se puede

dividir en tres episodios mayores, asociados cada uno a un “campo de esfuerzos” compresivo diferente. Se trataría de (Muñoz-Martín, 1997; Muñoz-Martín et al., 1998):

- (1) “campo de esfuerzos Ibérico”, un régimen general de desgarre orientado NE-SW cuyo origen se sitúa al NE de la zona de estudio (“sistema Ibérico-Pirenaico” según el autor), presente desde el Oligoceno inferior al Oligoceno superior.
- (2) “campo de esfuerzos Altomira”, en el que también predomina el desgarre pero es ligeramente compresivo, de orientación N100E y presente desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior.
- (3) un campo de esfuerzos de desgarre de dirección NW-SE, activo desde el Mioceno medio hasta la actualidad y coexistente con un estado de esfuerzos extensivo en superficie.

Andeweg et al. (1999) consideran que las variaciones en las direcciones de los esfuerzos compresivos en la zona resultan de un cambio gradual en la actividad de los diferentes bordes activos de la Placa Ibérica, lo que generaría diferentes superposiciones de los campos de esfuerzos “Pirenaico”, “Atlántico” y “Bético” a lo largo del Cenozoico en el interior de la Placa Ibérica.

De Vicente et al. (2009), por su parte, argumentan que las estructuras compresivas de la Cordillera Ibérica son consecuencia de un único “campo de esfuerzos” compresivo generalizado de dirección N-S, que genera simultáneamente estructuras con diferentes direcciones debido a la influencia de las orientaciones de las estructuras previas y de los mecanismos de inversión de las mismas (De Vicente et al., 2005).

Muñoz-Martín (1997), además, describe con detalle la estructura de la Sierra de Altomira, diferenciando un Sector Septentrional, un Sector Central y un Sector Meridional. Para ello construye mapas de isobatas del techo del basamento paleozoico y del techo del Cretácico Superior a partir de perfiles sísmicos de reflexión (Amospain, 1969-1973) y realiza e interpreta varios modelos gravimétricos. La modelización gravimétrica le permite identificar el contraste entre dos litologías en el basamento paleozoico: granito/gneis al Oeste de la Sierra de Altomira y pizarras al Este de la misma (cuenca de Loranca). Además, una anomalía gravimétrica positiva bajo la Sierra de Altomira, que coincide con un fuerte gradiente aeromagnético de dirección N-S interpretado por Querol (1989), le permite deducir la presencia de una falla normal de orientación N-S en el basamento bajo Altomira, a la que denomina “falla de Sacedón”. Con esta información Muñoz-Martín realiza 6 cortes regionales de direcciones E-W a NE-SW en los que incluye la Sierra de Altomira y otras estructuras de la cuenca de Loranca y de la Rama Castellano-Valenciana (Muñoz-Martín, 1997; Muñoz-Martín y De Vicente, 1998) (Fig. 2.5).

Más recientemente, Biete et al., 2012 realizan una reconstrucción geológica 3D en el anticlinal del Hito, una estructura alpina situada en el extremo Sur de la cuenca de Loranca, con el fin de precisar la influencia de las estructuras de basamento en la evolución tectónica de la cobertera meso-cenozoica en esta zona. Las superficies reconstruidas, el techo del Buntsandstein y del techo del Keuper, permiten interpretar que existen unos altos en el basamento, generados por la inversión de fallas extensivas

permo-triásicas, que son previos al desarrollo de la deformación contractiva de piel fina de la cobertera, de edad Oligoceno – Mioceno inferior. Esta deformación se encontraría fuertemente condicionada por los altos en el basamento, que determinarían la localización, espaciado y orientación de los pliegues y cabalgamientos. Piña-Varas et al., 2013 realizan una caracterización magnetotélúrica de la misma estructura, el anticlinal del Hito, que permite identificar varias características litológicas de las diferentes unidades de la cobertera y el basamento en la zona así como conocer con más precisión la geometría del anticlinal en algunos puntos.

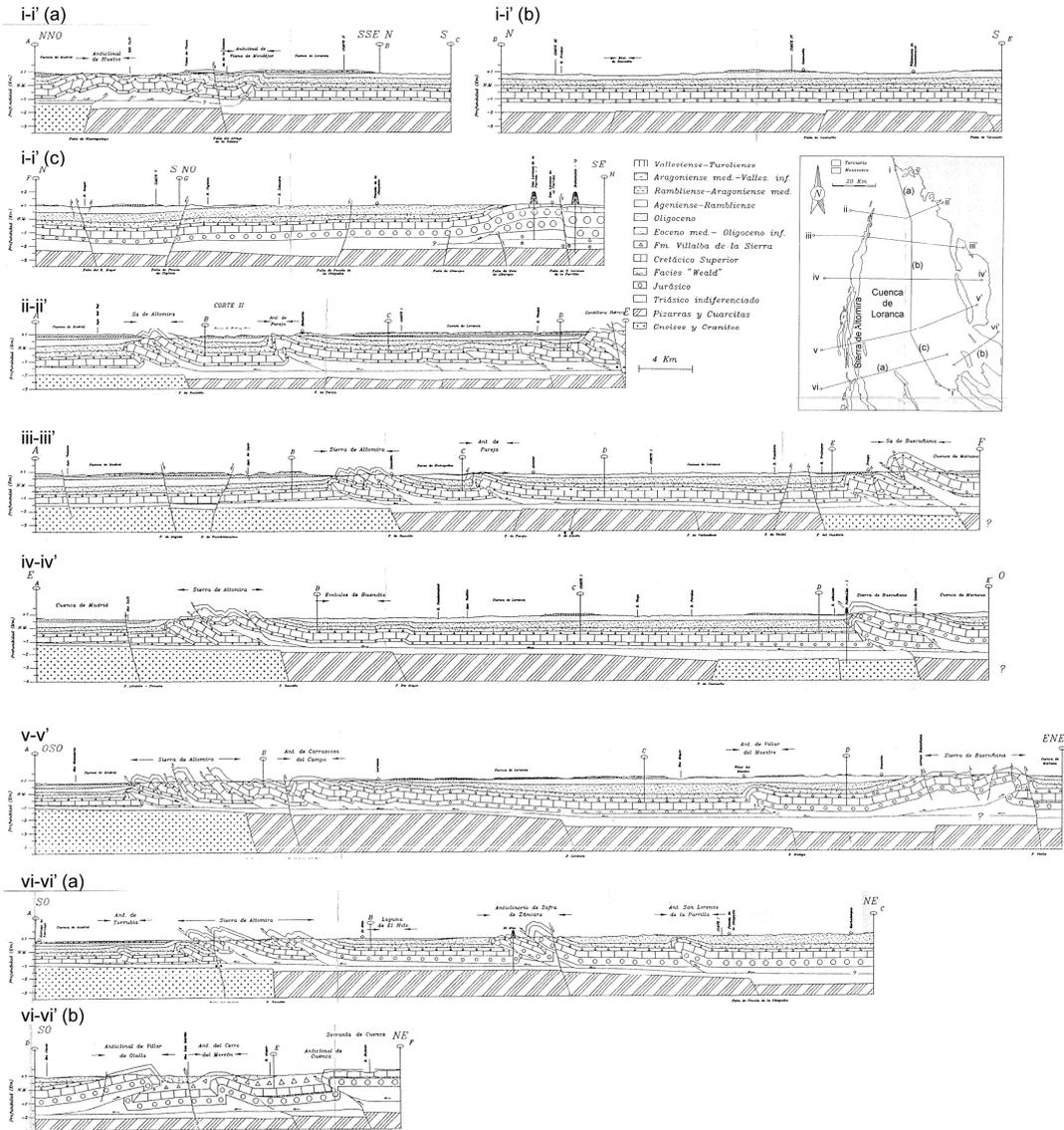


Fig. 2.5. Cortes geológicos que atraviesan la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. Tomados de Muñoz-Martín (1997).

Para elaborar esta Tesis Doctoral ha sido fundamental contar con los mapas geológicos 1:50000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y las memorias que los acompañan, especialmente los mapas de Auñón-537 (Hernaiz et al, 1998a) y Sacedón-562 (Díaz et al., 1999), y también los mapas de 512-Cifuentes (Fernández-Gianotti et al., 2002), 513-Zaorejas (Adell et al., 1978), 538-Valdeolivas (Lendínez et al., 1989), 563-Priego (Torres et al, 1990), 585-Almonacid de Zorita (Lendínez et al.,

1998a), 608-Huete (Lendínez et al., 1998b), 633-Palomares del Campo (Lendínez et al., 1998c) y 661-Villarejo de Fuentes (Hernaiz et al., 1998b).

En relación a la interpretación de la geología del subsuelo de la cuenca de Loranca y Sierra de Altomira es fundamental la interpretación de los perfiles de sismica de reflexión que atraviesan la zona (líneas T -Amospain, 1969 y 1973- y líneas M -Shell, 1978 y 1989-, ver Fig. 2.6), recopilados e interpretados anteriormente entre otros por el IGME (1990), Querol (1989), Perucha et al. (1995) y Hernaiz et al. (1998a), además de los estudios gravimétricos y aeromagnéticos (Mapa Aeromagnético de España Peninsular, Ardizzone et al., 1989) que proporcionan información especialmente valiosa en los lugares en los que los perfiles sísmicos de la época no pueden mostrar las estructuras que afectan al basamento, por estar situadas bajo estructuras complejas de pliegues y fallas que afectan al Mesozoico y Cenozoico.

Respecto a los estudios gravimétricos es importante destacar el Mapa Gravimétrico del Centro Peninsular, interpretado por Bergamín et al. (1993) y Bergamín y Tejero (1994), en el que se basa Muñoz-Martín (1997) para la realización de sus modelos gravimétricos, que le permiten interpretar cambios litológicos y posibles estructuras que afectan al basamento paleozoico. Guimerà et al. (1996), partiendo de un perfil cortical de Salas y Casas (1993) realizado mediante el análisis de anomalías de gravedad, realizan un balance de masas cortical según el cual estiman para la Cadena Ibérica una extensión mesozoica de 47 km seguida de un acortamiento cenozoico de 75 km. Gallart et al. (2004), mediante la interpretación de un perfil sísmico de refracción y su comparación con el mapa gravimétrico de Mezcua et al. (1996), estiman un engrosamiento de la corteza en la parte central de la Cordillera Ibérica que sitúa el Moho a una profundidad mínima de 40 kilómetros. Por su parte Rivero et al. (2008), a partir de datos topográficos y gravimétricos, lo sitúan entre 37 y 42 km de profundidad.

2.3.2. Estratigrafía de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca

En relación a la estratigrafía y sedimentología de la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca, cabe destacar los trabajos de García-Abad (1975), Torres y Zapata (1986), Díaz-Molina et al. (1989), Díaz-Molina et al. (1995), Daams et al. (1996), Gómez et al. (1996), Muñoz-Martín (1997), Hernaiz et al. (1998a), Peropadre y Meléndez (2004), Torres et al. (2006) y Suárez-Alba (2007).

En este trabajo, se describe la estratigrafía general de la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca de manera resumida. Los materiales presentes en la zona de estudio, de más antiguo a más moderno, son:

1) Materiales paleozoicos:

En el área estudiada se encuentran dos tipos de materiales paleozoicos (Muñoz-Martín, 1997): (i) un Paleozoico metamórfico de pizarra y cuarcita que ocupa la mayor parte de la cuenca, de acuerdo con los sondeos existentes (p. ej. Belmontejo-1A, situación en Fig. 2.6) y los datos gravimétricos (Perucha et al., 1995), que limita al Oeste, bajo la Sierra de Altomira, con el Paleozoico granítico propio de la cuenca de Madrid (Fig. 2.5), y (ii) un Paleozoico gnésico limitado al extremo Este de la cuenca, en su límite con la Sierra de Bascuñana (identificable en el sondeo Torralba-1, situación en Fig. 2.6).

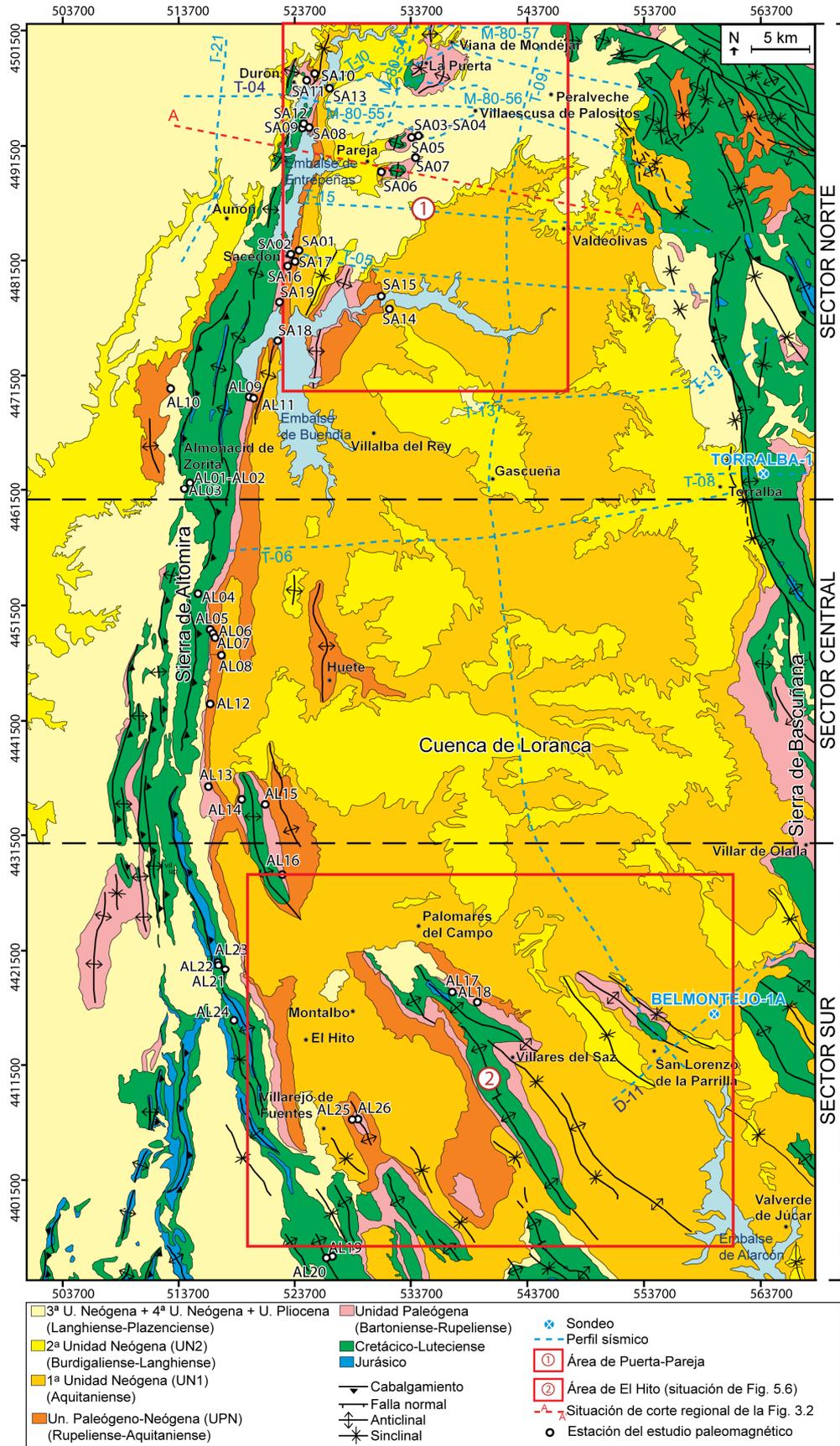


Fig. 2.6. Mapa geológico de la cuenca de Loranca y Sierra de Altomira y situación de perfiles sísmicos y sondeos profundos de interés para la tesis. Situación del corte regional de la Fig. 3.1 (capítulo 3). Situación de las estaciones del estudio de paleomagnetismo (capítulo 5).

2) *Materiales mesozoicos*

La descripción de la estratigrafía mesozoica se basa principalmente en la realizada por Muñoz-Martín (1997). En la Fig. 2.7 se muestra una columna estratigráfica esquemática de los materiales mesozoicos de la zona de estudio según Muñoz-Martín (1997).

- *Triásico Inferior y Medio*. Como tendencia general las rocas triásicas disminuyen su potencia de E a W de la cuenca de Loranca. El Triásico Inferior está representado por una potencia mínima de unos 100 metros de areniscas, arcillas rojas y niveles de conglomerados de facies Buntsandstein (Muñoz-Martín, 1997). Sobre estos materiales se disponen dolomías y margas bien estratificadas, correspondientes a aguas someras, en facies Muschelkalk (Hernaiz et al., 1998a), con una potencia de entre 20 y 50 metros.

- *Triásico Superior*. Está representado por margas rojas, verdes y/o grises con niveles intercalados de anhidrita, sal y carbonatos, constituyendo la facies Keuper. En el sondeo Torralba-I (Fig. 2.6) se han podido distinguir los cinco tramos de Keuper descritos por Ortí (1974): K1 salino-arcilloso, K2 arenoso-limoso, K3 con arcillas homogéneas, K4 fundamentalmente salino y K5 anhidrítico. Hacia el Oeste de la cuenca de Loranca, la potencia de Keuper disminuye. Las facies arcillosas, y en especial los niveles yesíferos y salinos del Keuper, constituyen el nivel de despegue regional donde se enraízan los cabalgamientos que estructuran la cobertera mesozoica y cenozoica en la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca, así como en otras partes de la Cadena Ibérica (Guimerá y Álvaro, 1990, Álvaro et al., 1979, Muñoz-Martín, 1997).

- *Jurásico*. En general, en la cuenca de Loranca la secuencia jurásica se adelgaza progresivamente de E a W. Así, en el borde W de la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica se encuentran materiales del Jurásico Inferior y del Jurásico Medio, con una potencia de 400 m (sondeo Torralba-1, situación en Fig. 2.6), mientras que hacia el W, en la Sierra de Altomira sólo aparecen materiales del Jurásico Inferior (Muñoz-Martín, 1997), y 5 km a su Oeste en la cuenca de Madrid no se encuentran rocas jurásicas (Suárez-Alba, 2007). Las formaciones jurásicas, de acuerdo con los tramos definidos por Goy y Suárez-Vega (1983), son:

- J1. Fm. Dolomías Tableadas de Imón y Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña (Rhaetiense - Sinemuriense).
- J2. Fm. Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas (Sinemuriense – Pliensbachiense)
- J3. Fm. Margas de Cerro del Pez y Fm. Calizas Bioclásticas de Barahona (Pliensbachiense superior – Toarciense inferior)
- J4. Fm. Margas y Calizas de Turmiel (Toarciense inferior - medio).
- J5. Fm. Carbonatada de Chelva (Toarciense superior – Bajociense).

- *Cretácico*. En la Sierra de Altomira aflora la serie cretácica característica de la zona. El Cretácico Inferior está representado por arcillas, calizas y arenas del Barremiense-Aptiense y un nivel de arenas correspondiente a la Fm. Arenas de Utrillas (Albiense - Cenomaniense inferior) de entre 25 y 75 metros de potencia.

Respecto al Cretácico Superior, Muñoz-Martín (1997) clasifica las rocas en 3 unidades:

- C1. Fm. Margas de Chera, Fm. Dolomías de Alatoz, Fm. Dolomías de Villa de Ves y Fm. Margas de Casa Medina (Cenomaniense – Turoniense inferior). Se trata de un conjunto margoso-dolomítico de unos 50 - 60 metros de espesor depositado en ambiente marino y concordante con las arenas de Utrillas.
- C2. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (Turoniense). Formada por dolomías, con una potencia máxima de 70 metros.
- C3. Fm. Calizas Dolomíticas del Pantano de La Tranquera, Fm. Brechas Dolomíticas de Cuenca y Fm. Carniolas de Cuenca (Coniaciense – Campaniense inferior). Con una potencia máxima de 250 metros, estas formaciones aparecen en los sondeos como una alternancia de dolomías y anhidritas, a diferencia de las brechas que se observan en superficie, por lo que las brechas aflorantes se interpretan como brechas de colapso (Muñoz-Martín, 1997).

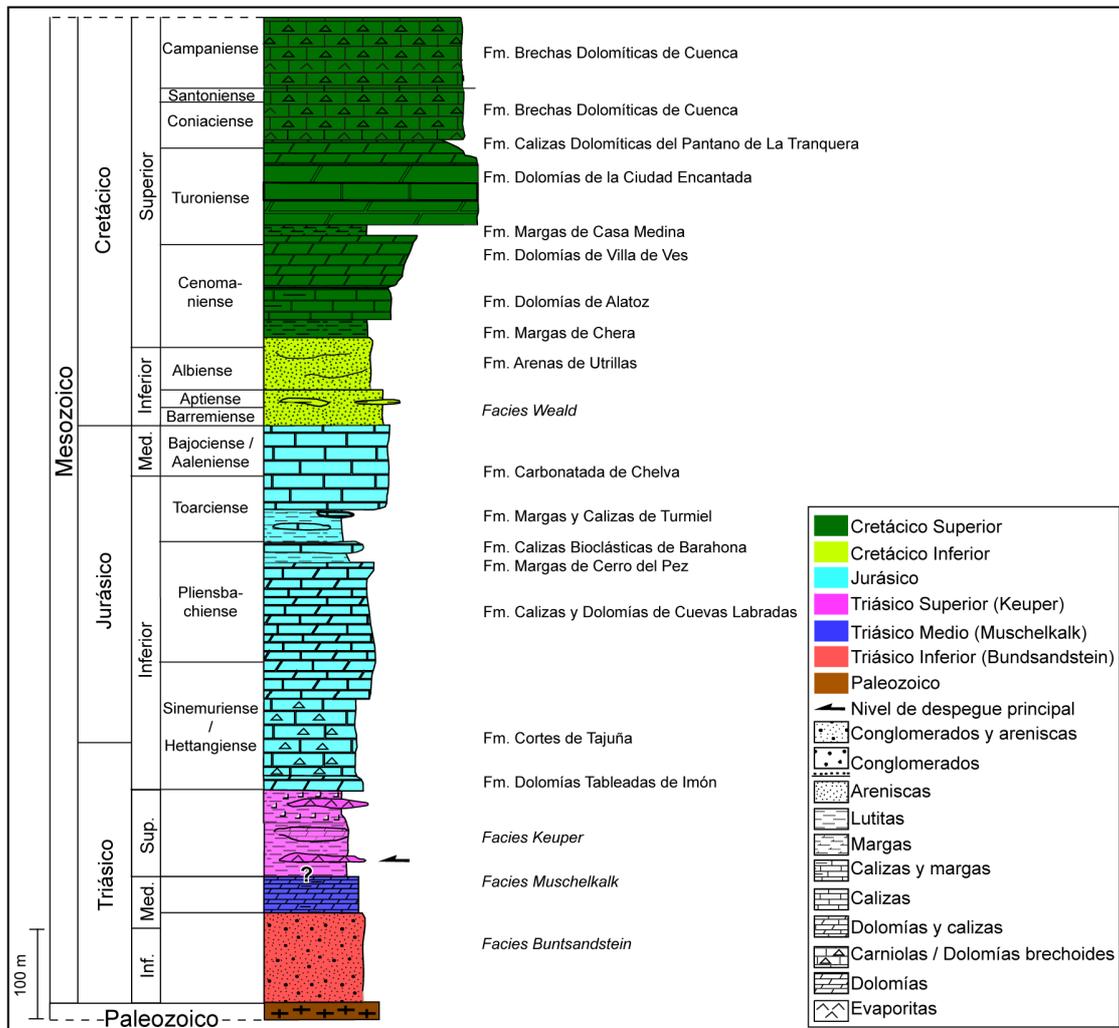


Fig. 2.7. Columna estratigráfica esquemática del Mesozoico de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca. Tomado de Muñoz-Martín (1997).

3) *Materiales cenozoicos:*

En lo que respecta a los materiales cenozoicos de la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca, varios autores han realizado diferentes clasificaciones (p. ej. García-Abad, 1975; Díaz-Molina, 1978; Torres et al., 1983; Torres y Zapata, 1986; Díaz-Molina et al., 1989; Alonso-Zarza et al., 1990; Gómez et al., 1996; Muñoz-Martín, 1997; Hernaiz et al., 1998a, Torres et al., 2006). En la Fig. 2.8 se comparan estas clasificaciones. En general, el número de unidades y los límites entre éstas coinciden para la mayoría de los autores de los trabajos más recientes, si bien la nomenclatura utilizada varía.

Edad (Ma)	Periodo		Cronoestratigrafía marina	Cronoestratigrafía continental	Biozonas	Torres et al. (2006)	HERNAIZ et al. (1998a)	Muñoz-Martín (1997) Gómez et al. (1996)	Alonso-Zarza et al. (1990)	Díaz-Molina et al. (1989)	Torres & Zapata (1986)	Torres et al. (1983)	Díaz-Molina (1974, 1978)	García-Abad (1975)
	Cuat.	Serie												
2.58	Neógeno	Plioceno	Piasteciense	Villafranqui.	I	UNIDAD PLIOCENA			Unidad Superior					
5.33			Zancleciense	Rusciniense										
10	Neógeno	Mioceno	Messiniense	Turolense	III	4ª UNIDAD NEÓGENA (UN4)	Un. V	Unidad Superior		3	4º Ciclo Neógeno	Postpáramo		
			Tortonense	Vallesiense										
15	Neógeno	Mioceno	Serravaliense	Sup. Astara-ciense	V	3ª UNIDAD NEÓGENA (UN3)	Unidad IV	Unidad Intermedia	Unidad Terminal	2	2º Ciclo Neógeno	Un. Páramo	Unidad Terminal	
			Langhiense	Aragoniense										
20	Neógeno	Mioceno	Burdigaliense	Inf. Astara-ciense	VII	2ª U. NEOGENA (UN2)	Unidad III	Unidad Inferior	Unidad Terminal	1	1º Ciclo Neógeno	Unidad Terminal	Unidad Terminal	Unidad Terminal
			Aquitaniense	Orleaniense										
23.0	Paleógeno	Oligoceno	Chattienense	Ageniense	IX	1ª U. NEÓGENA (UN1)	Unidad II		Un. Superior	Sub. 1	2º Ciclo Paleógeno	Un. Detrítica Superior	Un. Detrítica Superior	Un. Detrítica Superior
			Arverniense	Sueviense										
33.9	Paleógeno	Eoceno	Rupeliense	Headoniense	XI	UNIDAD PALEÓGENA	Unidad I		Unidad Inferior	Sub. 2/3	1º Ciclo Paleógeno	U. Detrítica Inferior	U. Detrítica Inferior	U. Detrítica Inferior
			Priaboniense	Rhenaniense										
56.0	Paleógeno	Paleoceno	Bartoniense	Neustriense	XIII	FORMACIÓN VILLALBA DE LA SIERRA							Unidad Basal	Unidad Basal
			Luteciense	Ypresiense										
66.0	Cretác. Superior				XV									
83.6	Cretác. Superior		Maastrichtie.	Campaniense	XVII									

Fig. 2.8. Tabla de comparación de las diferentes clasificaciones estratigráficas de los sedimentos cenozoicos realizadas por diversos autores. Dataciones basadas en Torres et al. (2006). En esta Tesis se utiliza para toda la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira la nomenclatura de Hernaiz et al. (1998a).

En esta Tesis se utilizan como referencia las edades de los límites entre unidades que definieron Torres et al. (2006) (correlacionadas con la cronoestratigrafía marina de acuerdo con Muñoz-Martín, 1997 y Gómez et al., 1996) y la nomenclatura utilizada para el Mapa Geológico de Auñón por Hernaiz et al. (1998a) por su sencillez y porque

evita el uso de sub-unidades utilizadas por otros autores (ver Fig. 2.8). Torres et al. (2006) define un conjunto de unidades y sub-unidades cenozoicas cuyos límites quedan datados gracias a la realización de cortes geológicos y la recopilación de sondeos y yacimientos de micromamíferos (ENUSA, 1984; Daams et al., 1986; Daams et al., 1989; López y Torres, 1990). Las dataciones realizadas por Torres et al. (2006) permiten, a su vez, la correcta correlación de las unidades de su clasificación estratigráfica con las unidades definidas en publicaciones anteriores por otros autores.

Es importante resaltar que en el conjunto de la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca el carácter pre- o sin-tectónico de los materiales cenozoicos en relación a las estructuras existentes varía tanto de Norte a Sur como de Este a Oeste debido a la existencia de una secuencia compleja de formación de pliegues y cabalgamientos en el área estudiada. Estas relaciones tecto-sedimentarias se discuten a lo largo de esta Tesis. A continuación se resumen las características generales de las unidades cenozoicas en Altomira-Loranca, descritas de más antigua a más moderna.

- *Fm. Villalba de la Sierra [Campaniense-Luteciense] (Cretácico-Eoceno medio)*. Esta formación registra el tránsito de ambiente marino a ambiente continental que se produce entre el final del Cretácico y el inicio del Paleógeno (Muñoz-Martín, 1997). Está constituida por yesos blancos, arcillas rojas y verdes con niveles de areniscas y conglomerados, margas, calizas y brechas calcáreas. Este conjunto de litologías se identifica a escala regional con la facies Garumniense. Su depósito se interpreta ligado a ambientes litorales, marismas y llanuras fangosas. Su potencia máxima es superior a 200 metros. Las propiedades plásticas de esta formación, derivadas de su litología (Hernaiz et al, 1998a), favorecen la existencia de desarmonías entre la geometría de la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena por un lado y la geometría de las unidades inferiores a ellas por otro.

- *Unidad Paleógena [Bartoniense-Rupeliense](Eoceno medio- Oligoceno inferior)*. Esta unidad se acumuló en un área más extensa de la que ocupa actualmente la cuenca de Loranca. Está formada por depósitos fluviales con paleocorrientes hacia el N y W, compuestos por conglomerados, areniscas, limos, calizas, margas y yesos, con unos espesores máximos de 270 metros, lo que indica una tasa de sedimentación relativamente baja (Gómez et al., 1996). Esta unidad es sin-tectónica en sus niveles superiores con respecto a las estructuras que forman la Sierra de Altomira (Gómez et al., 1996), mientras que es totalmente pre-tectónica respecto a otras estructuras de la cuenca de Loranca (por ejemplo, respecto al anticlinal de Puerta-Pareja). El área fuente de esta unidad son materiales paleozoicos situados al S-SE de la cuenca de Loranca (Muñoz-Martín, 1997), aunque algunos autores observan aportes locales mesozoicos hacia el techo de la misma (Torres y Zapata, 1986).

- *Unidad Paleógeno-Neógena (UPN) [Rupeliense-Aquitaniense](Oligoceno superior-Mioceno inferior)*. Se trata de la unidad más antigua totalmente sincrónica a la formación de estructuras tanto en la Sierra de Altomira como en la cuenca de Loranca, y se sitúa en *onlap* sobre los materiales de la unidad anterior (Gómez et al., 1996). Se compone de dos sistemas deposicionales que coexisten en la cuenca: los abanicos de Tórtola y de Villalba de la Sierra (Muñoz-Martín, 1997) (Fig. 2.9a). En el sector Norte de la cuenca de Loranca, durante el depósito de esta unidad se mantuvo un corredor que conectaba esta cuenca con la de Madrid (Muñoz-Martín, 1997). Predominan en esta

unidad los depósitos de llanura de inundación y depósitos de abanicos aluviales (Muñoz-Martín, 1997) (Fig. 2.9a).

- *1ª Unidad Neógena (UN1) [Aquitaniense](Mioceno inferior)*. Los sedimentos de esta unidad reflejan en una primera etapa un aumento de los depósitos de abanicos aluviales locales, debido al crecimiento de los pliegues y cabalgamientos (Muñoz-Martín, 1997) (Fig. 2.9b). Al final de esta unidad, sin embargo, se produce una disminución de la actividad tectónica, lo que facilitó la extensión de sedimentos lacustres y de playa-lago y el predominio de yesos (Gómez et al., 1996) (Fig. 2.9c).

- *2ª Unidad Neógena (UN2) [Burdigaliense-Langhiense](Mioceno inferior-medio)*. El desarrollo de esta unidad se correspondería con una cierta reactivación de las estructuras pertenecientes a la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica, situada al E de la cuenca de Loranca (Fig. 2.1), la cual alimenta el sistema deposicional de Valdeganga (Gómez et al., 1996) (Fig. 2.9d). Este sistema acumuló una sucesión estratigráfica de más de 100 metros de potencia. Durante su deposición se produjo una disminución de la actividad tectónica de manera general en la cuenca de Loranca (Gómez et al. 1996), lo que facilitó la presencia de facies yesíferas.

- *3ª Unidad Neógena (UN3) [Langhiense-Tortonense](Mioceno medio-superior)*. La discordancia angular observable en el límite entre UN2 y UN3 marca el fin de la actividad tectónica principal en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. Esta unidad está compuesta por unos 60 metros de carbonatos lacustres depositados en toda la cuenca de Loranca (Gómez et al., 1996).

- *4ª Unidad Neógena (UN4)[Tortonense-Messiniense] (Mioceno superior)*. Está formada en la parte Norte de la cuenca por sedimentos fluviales y lacustres, mientras que en el Sur sólo se encuentran sedimentos lacustres, con hasta 70 metros de potencia (Muñoz-Martín, 1997).

- *Unidad Pliocena (Plioceno)*. Compuesta por conglomerados, arenas y arcillas rojas de edad pliocena (Hernaiz et al., 1998a). Por encima de esta unidad también aparecen depósitos pleistocenos y holocenos.

Gómez et al. (1996) realizan un análisis de los sedimentos oligocenos y miocenos (lo que equivaldría a las unidades UPN, UN1 y UN2 según la nomenclatura utilizada en este trabajo) teniendo en cuenta la distribución de facies y las direcciones de las paleocorrientes, para establecer la evolución paleogeográfica de estos sedimentos. Se observa que las paleocorrientes varían de una orientación aproximada W durante el Oligoceno superior a aproximadamente NNW en el Mioceno medio (ver Fig. 2.9).

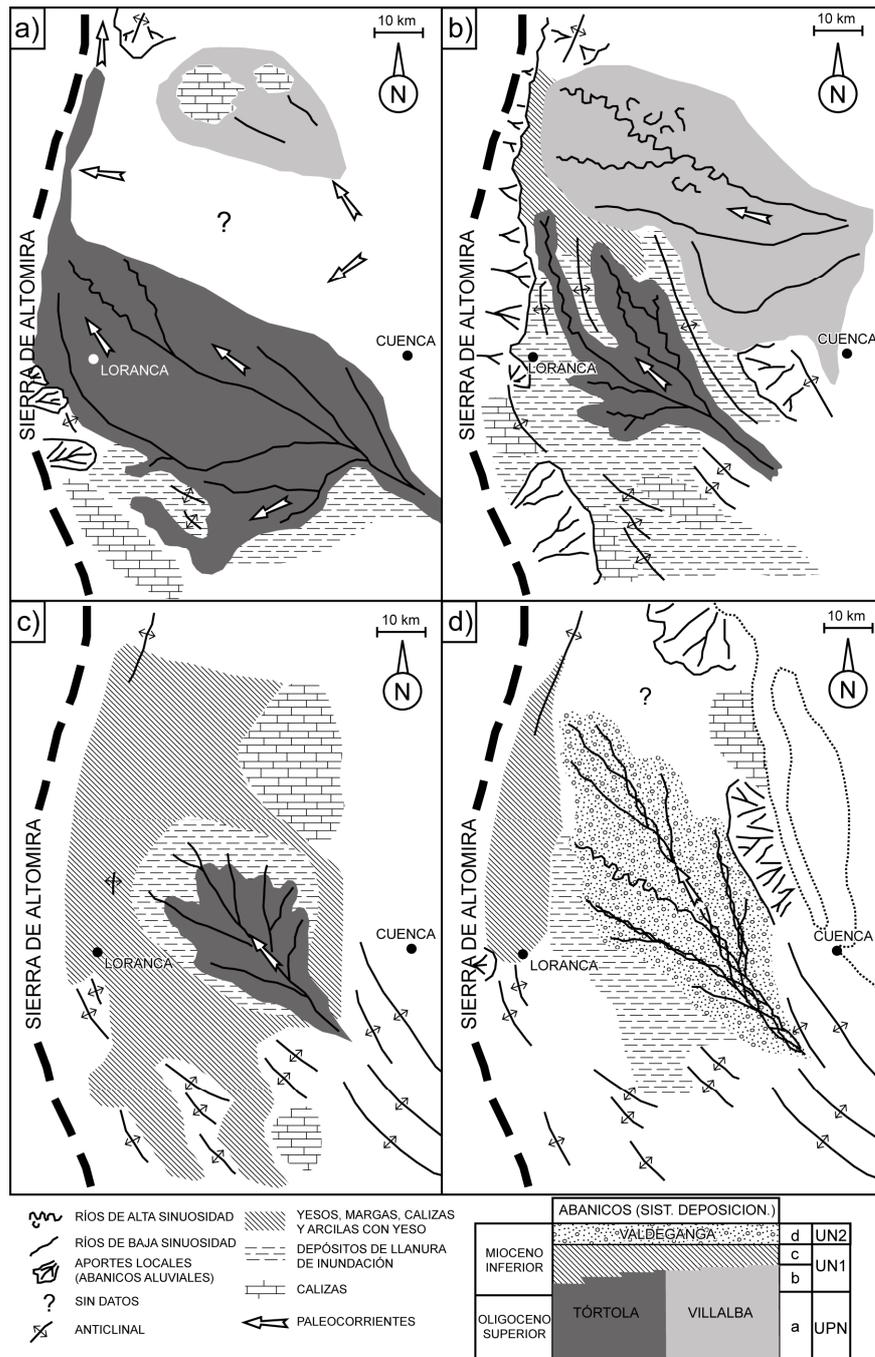


Fig. 2.9. Esquemas paleogeográficos de 4 etapas evolutivas de la sedimentación oligocena y miocena en la cuenca de Loranca (a, b, c y d, ver cuadro de edades en la leyenda). Modificado de Muñoz-Martín (1997).

2.3.3 Estructura de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca

La **Sierra de Altomira** constituye el frente de deformación sur-occidental de la Cadena Ibérica sobre la cuenca de antepaís de Madrid. Tiene una extensión aproximada de 130 km de largo (en dirección N-S) y entre 3 y 8 km de ancho (en dirección E-W), ocupando las provincias de Guadalajara y Cuenca. La Sierra de Altomira consiste en un sistema de pliegues y cabalgamientos con marcada vergencia hacia el Oeste y con dirección de transporte tectónico general hacia el Oeste que involucra materiales

jurásicos, cretácicos y cenozoicos (Muñoz-Martín, 1997). Se conecta con la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica mediante un cabalgamiento despegado en los niveles del Keuper (e.g. Guimerà y Álvaro, 1990). La Sierra de Altomira se formó durante la Orogenia Alpina por inversión de una cuenca permo-mesozoica previa, en un contexto compresional de dirección N-S (e.g. Muñoz-Martín y De Vicente, 1998; De Vicente et al., 2009). La estructuración principal de la Sierra de Altomira tuvo lugar principalmente entre el Oligoceno y el Mioceno inferior (Gómez et al., 1996; Muñoz-Martín, 1997). La orientación de las principales estructuras de la Sierra de Altomira es a grandes rasgos N-S (Muñoz-Martín, 1997), aunque en sus extremos Norte y Sur estas estructuras se orientan NNE-SSW y NNW-SSE respectivamente, dibujando un ligero arco. Los pliegues de la Sierra de Altomira, más espaciados entre ellos en la parte Sur que en la Norte, presentan flancos traseros con buzamientos entre 20 y 50° y flancos delanteros subverticales o incluso volcados (Muñoz-Martín, 1997). Asociados a los flancos de estos anticlinales se encuentran materiales paleógenos pre-tectónicos y materiales sin-tectónicos principalmente oligocenos y miocenos (Muñoz-Martín, 1997).

La formación de los cabalgamientos y pliegues de la Sierra de Altomira individualizó la **cuenca de Loranca** (también denominada Depresión Intermedia por algunos autores), situada entre la Sierra de Altomira y la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica. Se trata de una cuenca de *piggy-back* rellena por sedimentos continentales cenozoicos de edad Mioceno y Plioceno (Hernaiz et al., 1998a). Su extensión aproximada es de 130 km de largo (en dirección N-S) y 45 km de ancho máximo (en dirección E-W). Los materiales de cobertera de la cuenca de Loranca se encuentran deformados por varias estructuras de dirección N-S, NNE-SSW y NNW-SSE, aproximadamente paralelos a la directriz de la Sierra de Altomira, y que despegan a favor de las facies Keuper. La mayor parte de estas estructuras son pliegues asociados a cabalgamientos de vergencia variable, pero en su mayoría vergencia W, que no llegan a aflorar en superficie pero son visibles en los perfiles de sísmica de reflexión existentes (Fig. 2.5). Las estructuras de la cuenca de Loranca se formaron durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior (Díaz-Molina et al., 1995). Se caracterizan por generarse en su parte Norte fuera de secuencia con respecto a las estructuras de la Sierra de Altomira (Gómez et al., 1996), mientras que en el extremo Sur de la cuenca la secuencia de propagación de cabalgamientos fue de bloque inferior, hacia el W (Muñoz-Martín, 1997). Según Hernaiz et al. (1998a) y Hernaiz et al. (1998b), la deformación en el interior de la cuenca de Loranca es más moderna hacia el Norte.

En el sector Norte de la cuenca de Loranca destaca el anticlinal de Puerta-Pareja, cuya parte central y núcleo afloran en parte en superficie, y muestran una de las discordancias progresivas entre materiales pre-tectónicos, sin-tectónicos y post-tectónicos más espectaculares del centro peninsular. Este anticlinal ha sido objeto de un estudio detallado en esta Tesis, que se desarrolla en los capítulos 6, 7 y 8.

La tectónica tanto de la Sierra de Altomira como de la cuenca de Loranca se considera de piel fina, ya que los datos geofísicos (Querol, 1989; Perucha et al., 1995) muestran que el basamento bajo las facies evaporíticas del Triásico Superior (Keuper) no está implicado en las estructuras compresivas que afectan a los materiales meso-cenozoicos de la cobertera. Sin embargo, las estructuras heredadas del basamento sí controlaron la localización y extensión lateral de estas estructuras alpinas (Muñoz-Martín et al., 1998). Un claro ejemplo de ello se encuentra en el extremo Sur de la cuenca de Loranca, en el anticlinal del Hito, analizado recientemente por Biete et al.

(2012). En esa zona, como se indica en el apartado “2.3.1. Antecedentes” de este trabajo, se observa que los altos de dirección NW-NNW en el basamento constituyeron una perturbación mecánica en el nivel de despegue triásico que determinó la localización, espaciado y dirección de los pliegues y cabalgamientos en cobertera. Lo mismo ha podido ocurrir en los sectores Norte y Central de la Sierra de Altomira, donde los datos aeromagnéticos (Querol, 1989; Ardizzone et al., 1989) han permitido detectar un fuerte gradiente de dirección N-S, aproximadamente coincidente con la Sierra de Altomira (Perucha et al., 1995), que se asocia a la presencia de una falla normal de dirección N-S en el basamento. Dicha falla, conocida como Falla de Sacedón, controlaría la sedimentación triásica y con ello la localización aproximada del adelgazamiento y desaparición de las facies plásticas del Triásico Superior hacia el Oeste. Esto, a su vez, puede haber jugado un papel muy importante en la localización y orientación de las estructuras compresivas de cobertera que definen la Sierra de Altomira (Muñoz-Martín et al., 1998).

En este trabajo se diferencian tres sectores en el conjunto de la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca (Fig. 2.5, Fig. 2.6):

- Sector Norte: en este sector la Sierra de Altomira consiste en 3-4 pliegues asociados a cabalgamientos vergentes al Oeste, con orientaciones NNE-SSW, el más occidental de los cuales es conocido como Cabalgamiento Frontal de la Sierra de Altomira (Hernaiz et al., 1999a) (ver corte regional en Fig. 2.3b y cortes en Fig. 2.5). Dichas estructuras pierden entidad lateralmente hasta desaparecer al Norte de la población de Durón (Fig. 2.6). En este sector, en la cuenca de Loranca, se encuentra el anticlinal de Puerta-Pareja (cuya descripción se realiza en el siguiente apartado), unos 8 km al Este de la Sierra de Altomira y sub-paralelo a ella. En profundidad se encuentran otras estructuras menores, totalmente cubiertas en superficie por los materiales cenozoicos post-tectónicos.
- Sector Central: en este sector la orientación del frente de deformación es N-S. La zona de pliegues y cabalgamientos es más amplia que en el sector Norte y aumenta el número de estructuras. En este sector se encuentran las mayores elevaciones de la Sierra de Altomira.
- Sector Sur: Los anticlinales que forman la Sierra de Altomira están en este sector más separados entre ellos que en los sectores Norte y Central. Además aquí las orientaciones varían de N-S en los cabalgamientos frontales a NNW-SSE en los más internos (ver Fig. 2.6). En la Cuenca de Loranca se encuentran varios anticlinales con direcciones NNW-SSE e incluso NW-SE en la zona más cercana a la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica. Estas estructuras terminan hacia el Sur, limitando con la Llanura Manchega.

Muñoz-Martín (1997) describe varias “zonas de transferencia” que atraviesan de forma oblicua la cuenca de Loranca y Sierra de Altomira. Estas “zonas de transferencia” son conjuntos de fallas de desgarre (strike-slip) de sentido dextroso y sinestroso que servirían para acomodar las diferencias estructurales entre diversas zonas. Las principales zonas de transferencia serían las zonas de falla de Anguix y Buendía, que servirían de límite entre el Sector Norte y el Sector Central, y la zona de falla de Tarancón, límite entre el Sector Central y el Sector Sur (Fig. 2.10).

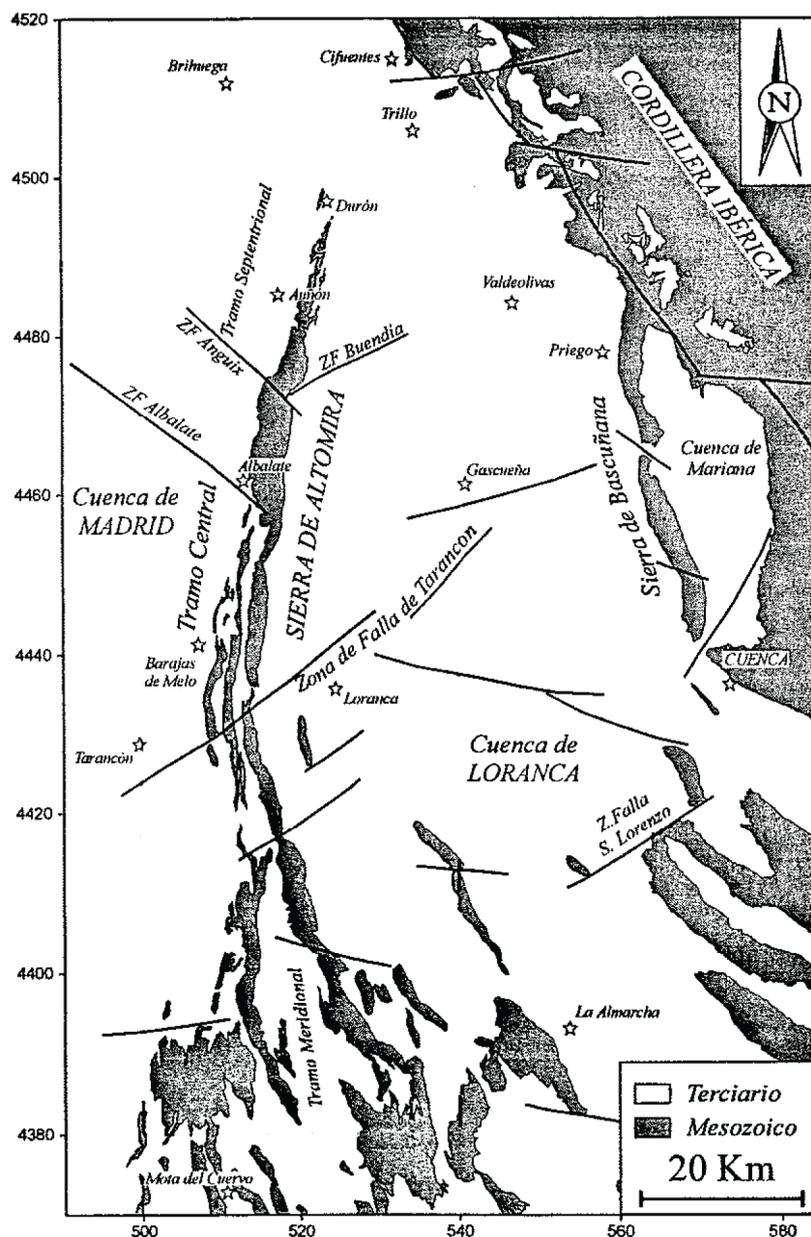


Fig. 2.10. Zonas de transferencia (zonas de fallas de desgarre) según Muñoz-Martín (1997).

Una de las características estructurales más representativa de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca es, como se ha dicho, su orientación principalmente N-S, NNE-SSW y NNW-SSE, oblicua, por tanto, respecto a la tendencia general NW-SE de las ramas Castellano-Valenciana y Aragonesa de la Cadena Ibérica (ver Fig. 2.1). Vistas en planta, estas estructuras describen un arco laxo convexo hacia el Oeste. En coordenadas actuales, la dirección de transporte tectónico de las mismas es perpendicular a su orientación principal, es decir, aproximadamente E-W (Muñoz-Martín y De Vicente, 1998) (ver Fig. 2.4), lo cual es importante tener en cuenta puesto que estas estructuras se generaron en un contexto compresivo general N-S (e.g. Casas y Faccenna, 2001). La oblicuidad de estas estructuras con respecto a la dirección principal NW-SE ibérica ha sido interpretada por diferentes autores como consecuencia de distintos factores:

- 1) Su origen como rampas oblicuas de la Cadena Ibérica (Guimerà, 1988).
- 2) La influencia del adelgazamiento hacia el Oeste del nivel de despegue principal, las rocas del Triásico Superior de facies Keuper, que pasan de una potencia de 800 m al Este a menos de 400 m de potencia al Oeste de la zona estudiada (Suárez-Alba, 2007), e incluso desaparecen al Oeste de la Sierra de Altomira (Van Wees y Stephenson, 1995). De hecho, en el sondeo Tielmes-I, situado 30 km al Oeste de Altomira, las dolomías del Cretácico se depositan en continuidad sobre el Paleozoico granítico (Lanaja, 1987).
- 3) La influencia de fallas previas de basamento de dirección N-S, que podrían haber controlado la orientación de las fallas normales de los *rifts* mesozoicos y después la orientación de las estructuras alpinas (Muñoz-Martín y De Vicente, 1998).
- 4) La extrusión lateral o escape tectónico de la cobertera hacia el Oeste, condicionado por la superposición de las compresiones de los Pirineos y la Cordillera Bética, sumada a los factores (2) y (3) (Tapponier et al., 1982, Muñoz-Martín et al., 1998; De Vicente et al., 2009).

2.4 El anticlinal de Puerta-Pareja

El anticlinal de Puerta-Pareja, también conocido como alineación estructural de La Puerta-Pareja (Hernaiz et al., 1998a), anticlinorio de Pareja (Muñoz-Martín, 1997) o anticlinal de Pareja (Torres et al., 2006), es el nombre genérico con el que se denomina el conjunto de pliegues y cabalgamientos, de orientación NNE-SSW a N-S y de unos 20 km de longitud, localizado 8 km al Este de la Sierra de Altomira (respecto a la cual es sub-paralelo) en el sector Norte de la cuenca de Loranca.

A continuación se introduce la estratigrafía de Puerta-Pareja, seguida de unos trazos generales sobre su estructura. La determinación de la geometría detallada del anticlinal de Puerta-Pareja y su caracterización cinemática son objetivos principales de esta Tesis que están ampliamente desarrollados en los capítulos 6, 7, 8 y 9.

2.4.1 Estratigrafía del anticlinal de Puerta-Pareja

Dado que la estratigrafía general de la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira ha sido descrita en el apartado 2.3.2, en este apartado se destacan solo aquellos rasgos característicos del área del anticlinal de Puerta-Pareja, extraídos fundamentalmente de los trabajos de Hernaiz et al. (1998a) y Perucha et al. (1995), y siguiendo la nomenclatura utilizada para la descripción estratigráfica general de la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca. Así, los materiales que aparecen en el área del anticlinal de Puerta-Pareja son:

1) Niveles inferiores al nivel de despegue de Puerta-Pareja:

En la zona de Puerta-Pareja, el techo del Paleozoico está formado por pizarras (Perucha et al., 1995). A continuación, el Triásico Inferior y Medio están representados por una potencia de unos 150 metros de facies Buntsandstein y Muschelkalk (Hernaiz et al., 1998a, Muñoz-Martín, 1997).

2) Nivel de despegue principal:

Según el modelo gravimétrico de Perucha et al. (1995), la potencia de facies Keuper, característica del Triásico Superior, en los alrededores de Puerta-Pareja sería de 800 metros. Puesto que éste es el nivel de despegue principal del anticlinal de Puerta-Pareja, su espesor aumenta de manera muy importante bajo el anticlinal, a causa de cabalgamientos y pliegues.

3) Niveles jurásicos, cretácicos y cenozoicos pre-tectónicos:

- *Jurásico*. En la estructura de Puerta-Pareja no afloran materiales jurásicos en superficie, aunque sus reflectores se observan en los perfiles sísmicos existentes. Hernaiz et al (1998a) establecen su potencia en la zona de Puerta-Pareja en unos 100 metros, siendo todos los materiales de edad Jurásico Inferior.

- *Cretácico*. El Cretácico Inferior está aquí representado por un delgado nivel de arenas en facies Utrillas (Albiense - Cenomaniense inferior) (Hernaiz et al., 1998a) que tampoco aflora en superficie. A continuación se dispone una serie de materiales pertenecientes al Cretácico Superior depositados en ambiente marino, que como las rocas anteriores no llegan a aflorar en superficie pero se identifican en los perfiles sísmicos existentes. La serie comienza con un conjunto margoso-dolomítico de unos 50 - 60 metros de espesor, de edad Cenomaniense - Turoniense inferior, equivalente a las Fm. Margas de Chera, Dolomías de Alatoz, Dolomías de Villa de Ves y Margas de casa Medina (ver apartado 2.3.2). A continuación se encuentran 5 - 10 metros de calizas dolomíticas y dolomías tableadas, a veces con karstificación, correspondientes al Turoniense - Coniaciense (Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada). Por encima se dispone la Fm. Margas de Alarcón, del Coniaciense, compuesta por un conjunto margoso de color verde - amarillento con algunas intercalaciones de delgados niveles dolomíticos (Hernaiz et al., 1998a). Por encima, con edad Coniaciense - Santoniense, se sitúa la Formación Brechas dolomíticas de la Sierra de Utiel, que además de brechas contiene dolomías y alguna caliza en niveles superiores. En continuidad con esta unidad aparece un conjunto de brechas dolomíticas con abundante arcilla de decalcificación y margas, cuya potencia oscila entre los 15 y 50 metros, de edad Santoniense - Campaniense (correspondería con la Fm. Brechas Dolomíticas de Cuenca). Por último, se encuentra la Formación Arcillas, Margas y Yesos de Villalba de la Sierra, de edad Campaniense - Luteciense (Hernaiz et al., 1998a) (Fig. 2.11, Fig. 2.12), con una potencia estimada de 200-250 metros, que es la unidad más antigua aflorante en el anticlinal de Puerta-Pareja. La Formación Villalba de la Sierra, por su

plasticidad, provoca desarmonías entre los estratos pre-tectónicos superiores e inferiores a ella (Hernaiz et al, 1998a).

- *Unidad Paleógena* (Bartoniense-Rupeliense). Con una potencia de unos 300 metros (Hernaiz et al., 1998a), es la unidad pre-tectónica más reciente en Puerta-Pareja (Fig. 2.11, Fig. 2.12). Se trata de la unidad que permite una mejor caracterización de la geometría del anticlinal mediante observaciones en superficie, gracias a los niveles de arenicas, conglomerados y calizas lacustres de potencias entre 5 y 10 metros, más frecuentes hacia techo de la unidad, que se intercalan entre las arcillas y limos rosáceos (Hernaiz et al., 1998a) (Fig. 2.11).

4) Niveles cenozoicos sin-tectónicos:

- *Unidad Paleógeno-Neógena (UPN)* (Rupeliense-Aquitaniense). Es la primera unidad sincrónica a la formación del anticlinal de Puerta-Pareja (Hernaiz et al., 1998a). Prácticamente no aflora en los flancos del anticlinal, y sin embargo sí aparece más al W, en la Sierra de Altomira. Muñoz-Martín (1997) achaca esta falta de afloramiento a que durante el periodo inicial de formación del anticlinal la cuenca de Loranca estuvo conectada por el Norte con la cuenca de Madrid mediante un corredor, que facilitaría la erosión de esta unidad o dificultaría su deposición en las cercanías de Puerta-Pareja. Está formada por conglomerados, areniscas, arcillas, y limos ocreos (Hernaiz et al., 1998a) (Fig. 2.11). Como unidad sin-tectónica, su potencia aumenta a mayor distancia de los pliegues y cabalgamientos, llegando hasta los 150 metros.

- *1ª Unidad Neógena (UN1)* (Aquitaniense). Estos sedimentos corresponden a dos sistemas deposicionales que conforman dos subunidades (Hernaiz et al., 1998a): Subunidad Fluvial y Subunidad Aluvial. La Subunidad Aluvial, caracterizada por facies proximales de abanico aluvial (arcillas rojas, limos rojos, brechas, conglomerados y areniscas (Fig. 2.11) es la única que aflora en los flancos del anticlinal de Puerta-Pareja, en discordancia angular progresiva (Fig. 2.12).

- *2ª Unidad Neógena (UN2)* (Burdigaliense-Langhiense). Su potencia llega a los 200 metros (Fig. 2.11) y aflora ampliamente en el flanco W del anticlinal de Puerta-Pareja. Su límite inferior corresponde a una discordancia angular respecto a UN1 (Fig. 2.12). Está compuesta por arcillas rojas, limos, areniscas, conglomerados y yesos masivos, correspondientes a la evolución espacial de un abanico aluvial (Hernaiz et al., 1998a).

5) Niveles cenozoicos post-tectónicos:

- *3ª Unidad Neógena (UN3)* (Langhiense-Tortonense). Al igual que en el resto de la cuenca de Loranca, la discordancia angular entre UN2 y UN3 (Fig. 2.12) marca el fin de la sedimentación sin-tectónica (Hernaiz et al., 1998a). En la zona de Puerta-Pareja esta unidad describe una secuencia progradante, pasando de

facies distales y lacustres a facies medias y fluviales. Está formada por arcillas, margas, limos rojos y blancos, areniscas, calizas, margas y yesos (Hernaiz et al., 1998a) (Fig. 2.11).

- 4ª Unidad Neógena (UN4) y posteriores. La 4ª Unidad Neógena (Tortonense-Messiniense), de unos 50 metros de potencia, está compuesta por conglomerados, areniscas y arcillas rojas de facies fluvial, calizas lacustres y margas (Hernaiz et al., 1998a) (Fig. 2.11). Junto con las unidades posteriores cubre gran parte de anticlinal de Puerta-Pareja (Hernaiz et al., 1998a), lo que impide en gran parte la observación directa de la geometría del anticlinal y de las relaciones entre sedimentos pre-, sin- y post-tectónicos.

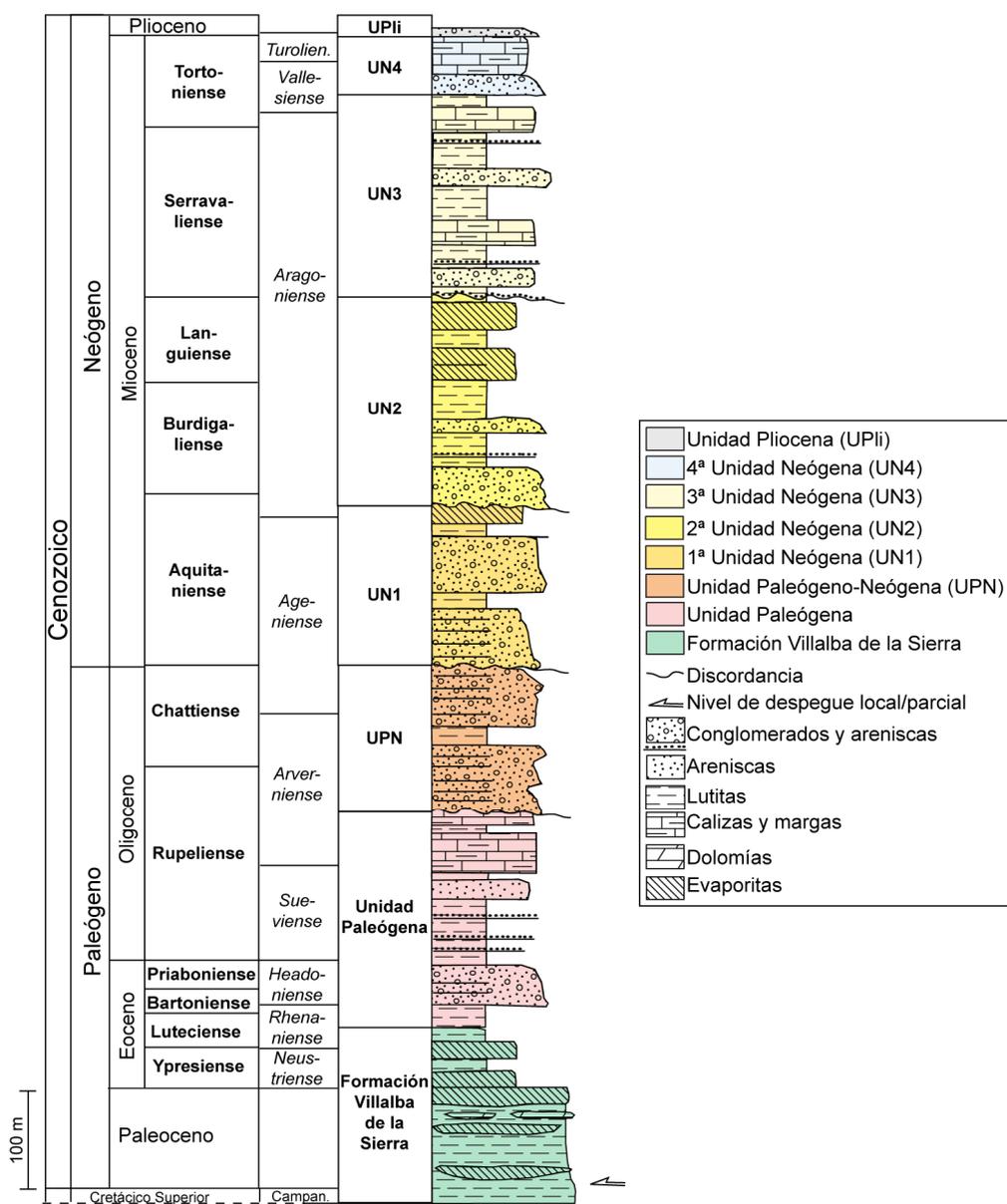


Fig. 2.11. Columna sintética de las unidades cenozoicas en la zona del anticlinal de Puerta-Pareja. Modificada de Hernaiz et al. (1998a).

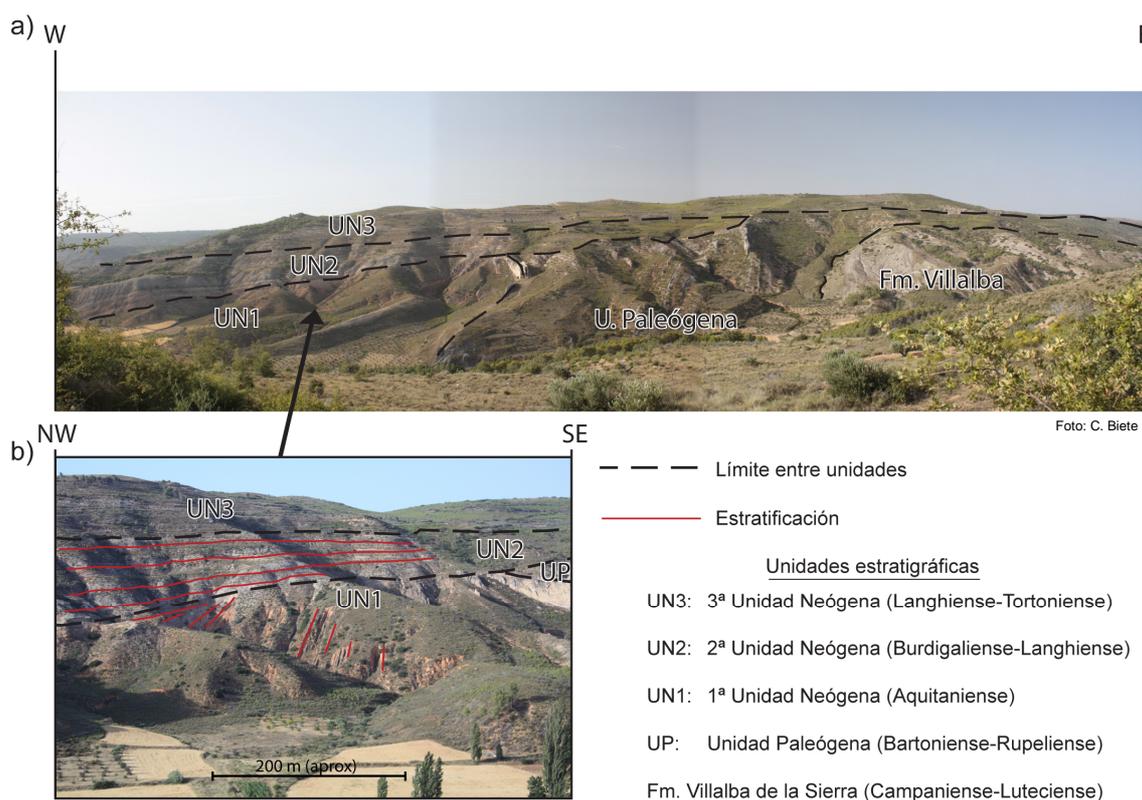


Fig. 2.12. Fotointerpretación de las discordancias observables en la localidad de Pareja (ver situación en Fig. 2.6). (a) Relaciones geométricas entre las formaciones pre-tectónicas (Fm. Villalba de la Sierra –yesos y arcillas- y Unidad Paleógena –arcillas, calizas y areniscas), sin-tectónicas (1ª Unidad Neógena y 2ª Unidad Neógena) y post-tectónicas (3ª Unidad Neógena). (b) Al observar con más detalle la geometría de las discordancias destaca una discordancia progresiva bien definida en la 1ª Unidad Neógena (UN1) y más sutil en la 2ª Unidad Neógena (UN2), mientras que los sedimentos de la 3ª Unidad Neógena (UN3) se encuentran sub-horizontales y paralelos entre ellos.

2.4.2 Estructura del anticlinal de Puerta-Pareja

En este apartado se describe la estructura del anticlinal de Puerta-Pareja a grandes rasgos. En los capítulos 6 y 7 se realiza un análisis de su geometría detallada a través de su reconstrucción 3D y restitución 3D, respectivamente. Su caracterización cinemática en el contexto regional se realiza en el capítulo 3.

El anticlinal de Puerta-Pareja, de unos 20 km de longitud, es la estructura más septentrional de la cuenca de Loranca. Su eje tiene una orientación N-S en su extremo Sur y NNE-SSW en su parte Norte (Fig. 2.13). El núcleo del anticlinal de Puerta-Pareja aflora en los alrededores de los pueblos de La Puerta (Trillo) y Pareja, de los que recibe su nombre, a través de las formaciones pre-tectónicas Villalba de la Sierra (Campaniense-Luteciense) y la Unidad Paleógena (Bartoniense-Rupeliense). Más al Sur, su núcleo también aflora en los alrededores del pantano de Buendía a través de la Unidad Paleógena (ver Fig. 2.6, Fig. 2.13). El resto del núcleo del anticlinal no es observable en superficie, ya que se encuentra cubierto por sedimentos post-tectónicos o sin-tectónicos tardíos. Gracias a la interpretación de los perfiles de sismica de reflexión realizados en la zona por Amospain (líneas T, 1969 y 1973, ver Fig. 2.13) y Shell (líneas M, 1978 y 1989, ver Fig. 2.13) se puede tener un mejor conocimiento de su geometría. Su formación tuvo lugar, de acuerdo con las edades de los sedimentos sin-tectónicos, principalmente desde el Rupeliense superior hasta el Langhiense (Oligoceno

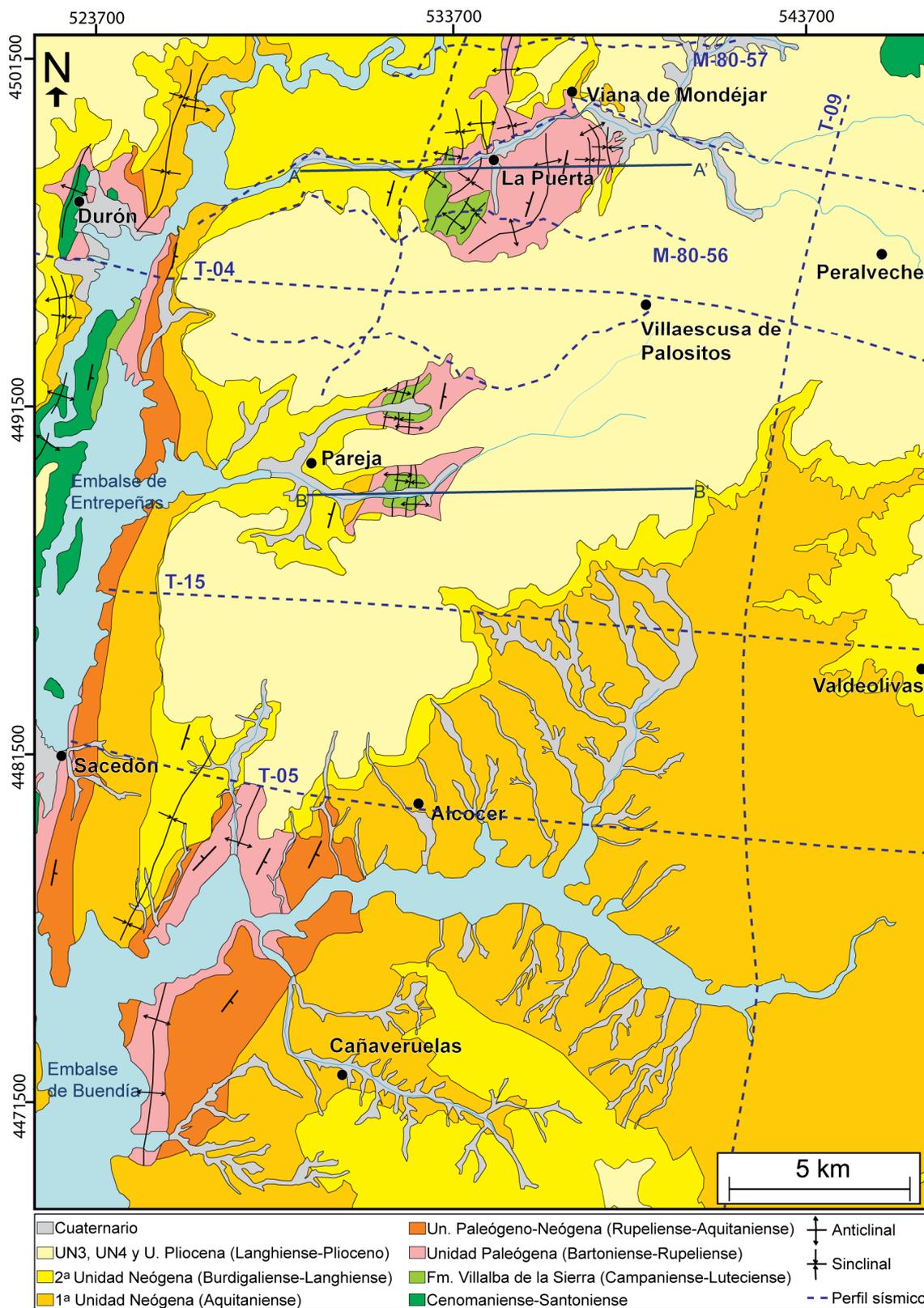


Fig. 2.13. Mapa geológico del área del anticlinal de Puerta-Pareja. Modificado de Hernaiz et al. (1998a, 1998b). Situación de los cortes A-A' y B-B' de Hernaiz et al. (1998a) mostrados en la Fig. 2.14.

superior – Mioceno medio) (Hernaiz et al, 1998a), y es posterior a la estructuración principal de la Sierra de Altomira (Eoceno – Oligoceno superior) (Gómez et al., 1996).

La geometría del anticlinal de Puerta-Pareja varía a lo largo de su eje. En su parte Sur consiste en un anticlinal relativamente sencillo, con un flanco occidental sub-vertical y un flanco oriental con unos 25° de buzamiento hacia el Este, asociado a un cabalgamiento vergente hacia el Oeste cuyo salto de falla máximo es de aproximadamente 1000 metros (Querol, 1989). En el extremo Norte, sin embargo, la estructura consiste en dos cabalgamientos con importante desplazamiento y un tercer cabalgamiento presente solamente en esta parte Norte. Un ejemplo de interpretación de la estructura de Puerta-Pareja puede verse en la Fig. 2.14 (Hernaiz et al., 1998a).

La estructura de Puerta-Pareja despega a favor de las facies Keuper (Trásico Superior), el nivel de despegue regional. Además, la deformación interna asociada al comportamiento plástico de la Formación Villalba de la Sierra durante la formación de estructuras añade complejidad estructural a los materiales de la unidad pre-tectónica suprayacente, la Unidad Paleógena (Hernaiz et al., 1998a), especialmente en la parte Norte del pliegue. Dicho comportamiento se deriva de su composición en arcillas, yesos y margas (ver apartado “2.4.1 Estratigrafía”). Así, los materiales de la Unidad Paleógena presentan un fuerte plegamiento de pequeña longitud de onda y con orientaciones variadas, que se superpone al plegamiento general de Puerta-Pareja, de mayor amplitud.

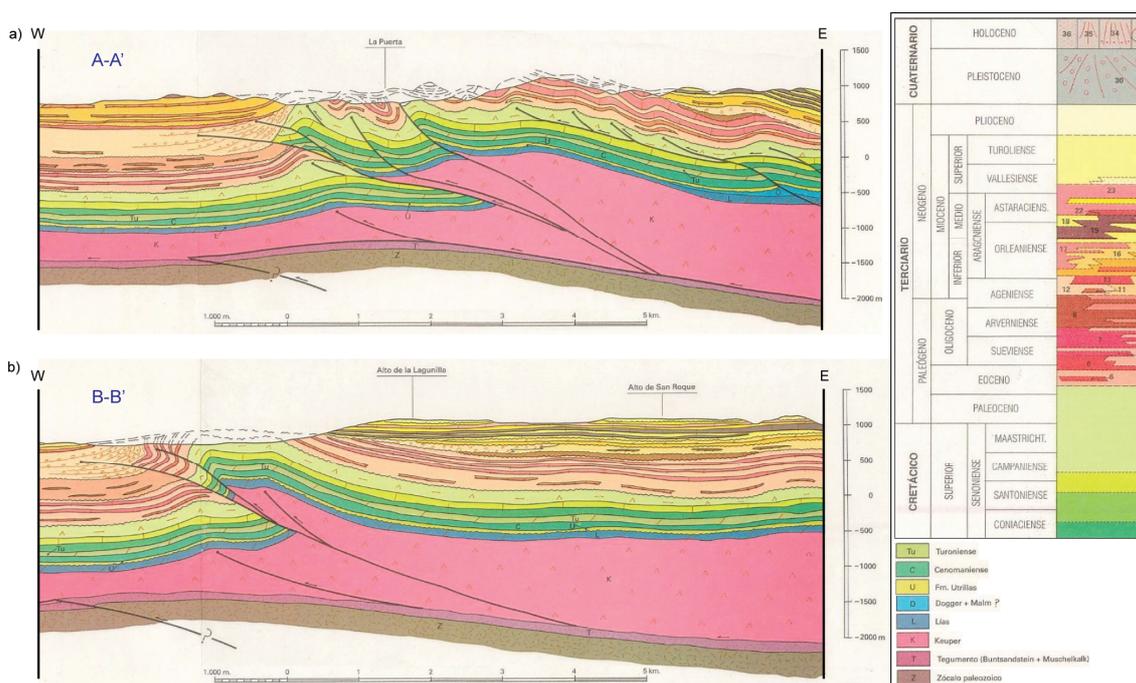


Fig. 2.14. Cortes geológicos de Hernaiz et al. (1998a) en el anticlinal de Puerta-Pareja. (a) Zona de La Puerta (A-A'). (b) Zona de Pareja (B-B'). Ver situación de los cortes en la Fig. 2.13.

Capítulo 3

Corte regional en el Sector Norte de Altomira-Loranca, restitución 2D y *forward modelling*

Capítulo 3

CORTE GEOLÓGICO REGIONAL EN EL SECTOR NORTE DE ALTOMIRA-LORANCA, RESTITUCIÓN 2D Y *FORWARD MODELLING*

En el marco de esta Tesis Doctoral, se realizó un corte geológico regional en el sector Norte de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca de dirección aproximada E-W (N010) y su posterior restitución 2D. Dicho corte se extiende desde la última estructura perteneciente a la Rama Castellana de la Cadena Ibérica al Este hasta la cuenca de antepaís de Madrid al Oeste (ver localización del corte en Fig. 2.6 y Fig. 3.1), y atraviesa de forma perpendicular tanto las estructuras existentes en la cuenca de Loranca (anticlinal de Puerta-Pareja) como las estructuras de la Sierra de Altomira en el sector estudiado.

Los objetivos de la realización de este corte geológico son (1) definir a escala regional, mediante la simplificación que proporciona el estudio en dos dimensiones, la geometría de los diferentes pliegues y fallas y sus interrelaciones, y (2) analizar las relaciones entre tectónica y sedimentación.

La restitución de este corte se realizó con las siguientes dos finalidades:

- Mejorar el conocimiento sobre la secuencia y los mecanismos de formación de cabalgamientos y pliegues.
- Validar la geometría propuesta mediante la identificación de puntos en los que el corte geológico preliminar no resultó correctamente compensado y proponer geometrías geológicamente más realistas.
- Calcular el acortamiento producido durante la formación de las estructuras estudiadas.

El margen de rectificación del corte geológico preliminar es mayor allá donde existe mayor incertidumbre a causa de una cantidad y calidad de información de partida menor, como es el caso de las zonas profundas de la Sierra de Altomira.

La realización de este corte geológico se llevó a cabo de forma paralela a la reconstrucción y restitución 3D del anticlinal de Puerta-Pareja (capítulos 6 y 7 de esta Tesis), de manera que la parte del corte geológico regional que se corresponde con la reconstrucción 3D de Puerta-Pareja proviene de una sección 2D de dicha reconstrucción.

3.1 Metodología de elaboración del corte regional preliminar de Altomira-Loranca

3.1.1 Datos de partida

El corte geológico regional Altomira-Loranca se elaboró a partir de 4 tipos de datos:

- Datos de campo georreferenciados; datos de estratificación y contactos entre las diferentes unidades. Se tomaron in situ un total de 185 datos de estratificación de las diferentes unidades aflorantes (unidades del Cretácico Superior, Fm. Villalba de la Sierra, Unidad Paleógena, 1ª, 2ª, 3ª y 4ª Unidades Neógenas). De ellos, 131 medidas se tomaron en los afloramientos de la zona del anticlinal de Puerta-Pareja y 54 medidas en la Sierra de Altomira y en el sector de la cuenca de Loranca situado entre la Sierra de Altomira y el anticlinal de Puerta-Pareja.
- Datos del Mapa Geológico de Auñón (Hoja MAGNA 537) (Hernaiz et al., 1998a) y de Valdeolivas (Hoja MAGNA 538) (Lendínez et al., 1989): datos de estratificación y datos de contactos entre unidades. La topografía para el corte se extrajo del Mapa Topográfico Nacional 1:25000 (Instituto Geográfico Nacional).
- Sección 2D de la reconstrucción 3D de la zona en la que el corte regional atraviesa el anticlinal de Puerta-Pareja (descrita en el capítulo 6). Como se describe detalladamente en el capítulo 6 de esta Tesis, la reconstrucción 3D de esta estructura se basa en datos de campo, datos cartográficos previos, datos de sísmica de reflexión y datos de sondeos profundos, y la mejora de su geometría tras la realización de su restitución 3D.
- Interpretación de los perfiles sísmicos T-21_1, T-04_1 y T-04_2 en la cuenca de Madrid y el sector de la cuenca de Loranca situado entre la zona de Puerta-Pareja y la Sierra de Altomira (ver situación en Fig. 3.1), contrastada con los trabajos previos de Querol (1989) y Perucha et al. (1995).
- Datos geofísicos extraídos del Mapa Aeromagnético de España Peninsular (Ardizzone et al., 1989) y el estudio gravimétrico realizado por Muñoz-Martín (1997), que permiten identificar y situar la Falla de Sacedón, falla normal que afecta a las rocas del basamento (Paleozoico y facies Buntsandstein) bajo la Sierra de Altomira.

3.1.2 Tratamiento de los datos

Todos los datos utilizados para la realización del corte se introdujeron y se trataron en el programa Move 2011.1 (Midland Valley Exploration).

El análisis estructural de los 185 datos de estratificación tomados en superficie muestra que tanto el anticlinal de Puerta-Pareja como los pliegues pertenecientes a la sierra de Altomira pueden considerarse pliegues cilíndricos en la zona del corte. Este análisis determina que la mejor sección para la realización del corte regional corresponde al plano 010/90 (azimut/buzamiento), perpendicular a los ejes de las estructuras en esta zona. Sobre este plano se proyectaron los datos de estratificación según una dirección perpendicular al mismo. A estos datos se añadieron los contactos entre unidades cartografiados en campo, los contactos y datos de estratificación extraídos de los mapas geológicos (Hojas MAGNA 537 (Hernaiz et al., 1998a) y 538 (Lendínez et al., 1989)) (Fig. 3.1) y la topografía. Una vez incorporada dicha información al corte, se añadieron los techos de unidades y los cabalgamientos correspondientes a la sección 2D de la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y se situó la Falla de Sacedón bajo la Sierra de Altomira de acuerdo con los datos de

Ardizzone et al. (1989) y Muñoz-Martín (1997). Para establecer la geometría de los techos y bases de las diferentes unidades en el corte a partir de los datos de estratificación tomados en campo se utilizó el método de dominios de buzamiento (Groshong, 1999). Este método implica la asunción de que es posible descomponer una estructura en un número finito de dominios planares, lo que supone la pérdida de cierta precisión en la definición de la geometría de las estructuras a cambio de obtener la simplicidad necesaria para la realización del corte (Fernandez et al., 2003).

3.2 Resultados del corte geológico regional preliminar

El corte geológico regional preliminar Altomira-Loranca se realizó como una primera aproximación, con anterioridad a su restitución 2D. Sus principales características son las siguientes:

- Sierra de Altomira. La falla normal de Sacedón (ver Fig. 3.2), con un buzamiento de 80°E de acuerdo con el modelo gravimétrico de Muñoz-Martín (1997) y un salto de falla de unos 250 metros, afecta a las rocas del basamento y define un aumento de potencia brusco de los sedimentos de las facies Keuper al Este de la misma. Los sedimentos de las facies Keuper son atravesados por un cabalgamiento con un buzamiento de unos 10°E . A partir del contacto entre las facies Keuper y el Jurásico se encuentran dos cabalgamientos: el cabalgamiento A, que varía progresivamente su buzamiento de 10 a 23°E , y el cabalgamiento B, que varía de 10 hasta 53°E (Fig. 3.2). Los saltos en estos cabalgamientos disminuyen hacia las unidades pre-tectónicas superiores, siendo los saltos máximos de 1400 metros (cab. A) y 1200 metros (cab. B). Ambos cabalgamientos tienen su terminación en la Unidad Paleógeno-Neógena (Rupeliense-Chattiense, Oligoceno superior). En el bloque superior del cabalgamiento A se sitúa un anticlinal con sus flancos buzando 58°W y 19°E . Sobre el cabalgamiento B se encuentra un conjunto anticlinal-sinclinal-anticlinal. Los flancos del anticlinal más occidental de este conjunto buzan 75°W y 50°E . El anticlinal situado a su Este buza 18°W y 38°E en la zona más cercana a la charnela, y 14°E en el resto del flanco oriental.
- Cuenca de Loranca entre Altomira y Puerta-Pareja. Se puede considerar una sub-cuenca, ligeramente sinforme con buzamientos de 14°E y 9°W en los bordes de la misma.
- Anticlinal de Puerta-Pareja. El cabalgamiento de Pareja (Fig. 3.2) afecta a rocas de edades Triásico Superior (Keuper), Jurásico y Cretácico Inferior. Su buzamiento varía de 20°E a 11°E . Sobre él se desarrolla el anticlinal de Puerta-Pareja con un flanco occidental que varía en buzamiento entre 90° y 69°W , mientras que el flanco Este varía su buzamiento entre 20°E en la zona cercana a la charnela y 8°E en la zona más lejana a ella. El flanco oriental del anticlinal de Puerta-Pareja está afectado por el cabalgamiento de Viana (Fig. 3.2), que en este sector del anticlinal corta las rocas del Keuper, Jurásico y Cretácico, con un

salto máximo de 190 metros. Este salto, que se reduce hacia los estratos superiores, es absorbido en la Formación Villalba de la Sierra.

- Cuenca de Loranca entre Puerta-Pareja y la Rama Castellana de la Cadena Ibérica. En este sector las superficies estratigráficas son continuas y sub-horizontales, con un buzamiento de 3°W de las unidades pre-tectónicas en la zona cercana a las estructuras de la Rama Castellana.

En la Sierra de Altomira la Unidad Paleógena es en su parte superior sin-tectónica, acuñándose sobre los anticlinales que la conforman, mientras que en Puerta-Pareja esta unidad es totalmente pre-tectónica. Sobre la Unidad Paleógena, en la estructura de Puerta-Pareja, se sitúan sedimentos sin-tectónicos correspondientes a UPN, UN1 y UN2 y post-tectónicos correspondientes a UN3 y unidades más recientes. Las unidades UPN, UN1 y UN2 se acuñan a ambos flancos de los anticlinales, dibujando una discordancia progresiva. Sobre estas unidades se deposita discordante UN3, la primera de las unidades post-tectónicas.

El carácter parcialmente sin-tectónico de la Unidad Paleógena respecto a Altomira pero totalmente pre-tectónico respecto a Puerta-Pareja define una secuencia general de la deformación hacia el traspais (secuencia de bloque superior). No se observaron, sin embargo, criterios para discernir el orden de generación de los dos cabalgamientos de Altomira ni de los dos cabalgamientos de Puerta-Pareja.

3.3 Metodología de restitución 2D y *forward modelling*

La restitución del corte regional preliminar Altomira-Loranca (Fig. 3.2) se llevó a cabo mediante un proceso iterativo en el que se sucedieron e interrelacionaron tres tareas: restitución 2D, *forward modelling* y correcciones del corte geológico. Todas estas tareas se realizaron utilizando diferentes herramientas incluidas en el programa Move 2011.1 (Midland Valley Exploration). El programa Move 2011.1 ofrece los siguientes algoritmos para la restitución de estructuras: para restitución de pliegues, los algoritmos *simple shear* y *flexural slip*; para restitución del desplazamiento de los cabalgamientos, los algoritmos *simple shear* y *fault-parallel flow*.

Para la realización de una restitución 2D se deben tener en cuenta varios factores como la escala de trabajo, la calidad de los datos, el contexto geológico (Moretti, 2008), los mecanismos de deformación implicados (en función de los cuales se seleccionarán los algoritmos de restitución más adecuados) y la secuencia de formación de las diferentes estructuras. Además, es necesario tener presente que la restitución 2D implica una importante limitación; no permite considerar posibles rotaciones de eje vertical producidas durante la evolución estructural, es decir, no contempla deformaciones fuera del plano (*out-of-plane deformation*), aspecto que se analiza en los capítulos 4 y 5.

En cuanto a la secuencia de formación de las estructuras, en los cinturones de pliegues y cabalgamientos presentes en la naturaleza pueden observarse gran variedad de situaciones. En varios casos puede existir una cierta simultaneidad en la generación

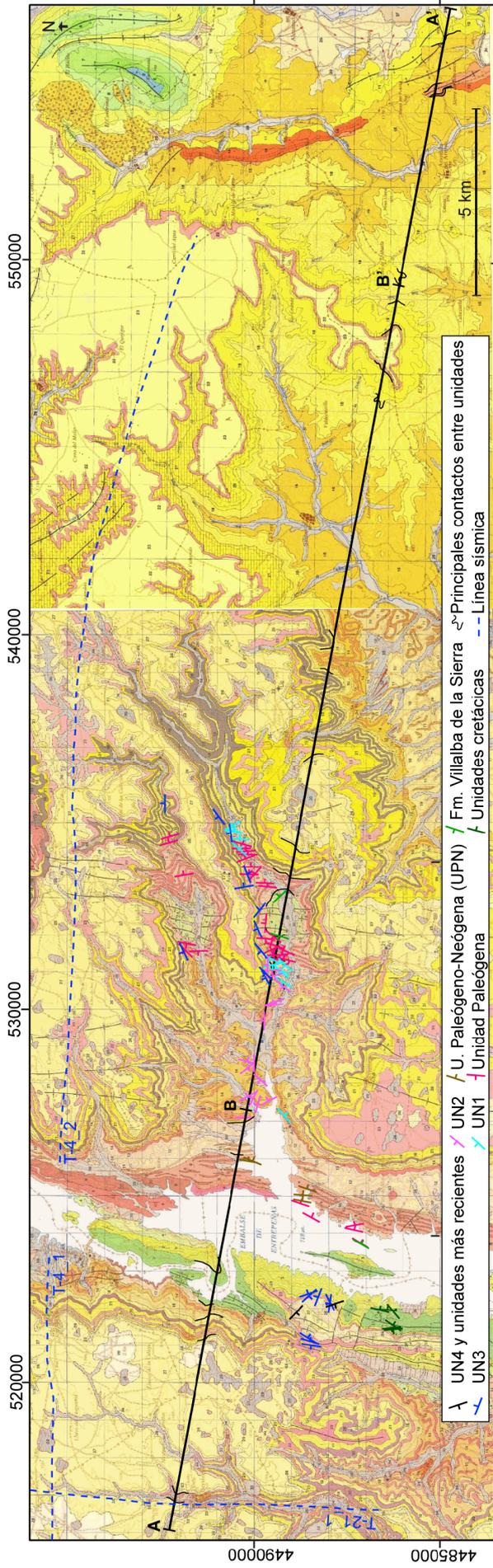


Fig. 3.1. Datos de estratificación medidos en superficie utilizados para la realización del corte geológico regional de acuerdo con la sección A-A' (010/90). B-B' corresponde al corte de la zona de Puerta-Pareja, cuya restitución se describe en el apartado 3.4. En las zonas con muy alta densidad de datos no se han representado todos los buzamientos. La situación de la traza del corte en un contexto regional más amplio se observa

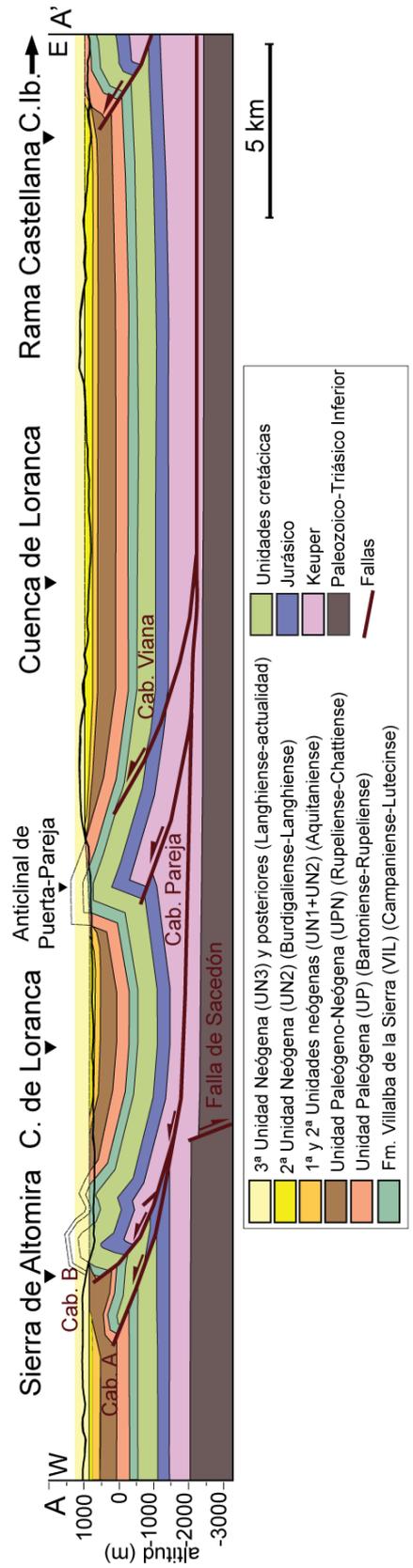


Fig. 3.2. Corte geológico regional preliminar a través de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca. Ver situación del corte en la Fig. 3.1. Se señalan las principales fallas que definen la estructura en la zona: falla de Sacedón, cabalgamiento B, cabalgamiento de Pareja y cabalgamiento de Viana.

de las diferentes estructuras que conforman un cinturón de pliegues y cabalgamientos (e.g. Boyer, 1992; Teson y Teixell, 2008). Sin embargo, en muchas ocasiones es posible establecer una secuencia de bloque inferior (hacia el antepaís, en secuencia) (e.g. Dahlstrom, 1970; Muñoz et al., 1986) o de bloque superior (hacia el traspáis, fuera de secuencia) (e.g. Mudge, 1970; Alonso et al., 2009). En el caso del sector Norte de Altomira-Loranca, el hecho de que la Unidad Paleógena (Bartoniense - Rupeliense [Eoceno Medio - Oligoceno Inferior]) sea parcialmente sin-tectónica respecto a las estructuras de la Sierra de Altomira pero totalmente pre-tectónica respecto al anticlinal de Puerta-Pareja (ver capítulo 2) permite deducir la existencia de una secuencia general de la deformación hacia el traspáis (como ya interpretó Gómez et al., 1996). Teniendo en cuenta la limitación que supone que no se conocen en detalle las relaciones temporales entre cada uno de los cabalgamientos y pliegues que conforman tanto la Sierra de Altomira como el anticlinal de Puerta-Pareja, en esta Tesis se considera la misma secuencia a escala local que la que se observa a escala regional, por lo que se considera una secuencia hacia el traspáis a todas las efectos.

En relación a los mecanismos de deformación, la geometría de las estructuras del corte geológico preliminar hace que los pliegues asociados a los cabalgamientos A, B y de Pareja (Fig. 3.2) puedan interpretarse a priori como pliegues de propagación de falla, por similitud con los modelos de Suppe y Medwedeff (1990). Este mecanismo implicaría que los cabalgamientos y sus pliegues asociados se desarrollaron de manera simultánea (Suppe y Medwedeff, 1990). Sin embargo, en el programa Move 2011 el algoritmo correspondiente a dicho mecanismo (*fault-propagation fold*) sólo es aplicable para la realización de *forward modelling*, y no para la restitución 2D.

Por lo tanto, para la restitución del corte ha sido necesario descomponer la evolución simultánea y continua de pliegues y cabalgamientos en varios pasos discretos de restitución de pliegues (*unfold*) y restitución de cabalgamientos (*move on fault*). De esta manera, se ha intentado modelizar la evolución de las estructuras teniendo en cuenta la máxima fidelidad posible a los mecanismos interpretados y las limitaciones de los algoritmos disponibles.

Partiendo del corte geológico preliminar, las **estructuras de Puerta-Pareja** han podido ser restituidas mediante la combinación del algoritmo *flexural slip* para restituir los pliegues y el algoritmo *fault-parallel flow* para el desplazamiento de los cabalgamientos, ambos algoritmos adecuados para contextos compresivos. Los resultados su aplicación se detallan en el apartado 3.4. A grandes rasgos las características de estos algoritmos son las siguientes:

- *Flexural slip* para la restitución de pliegues (*unfolding*). Varios mecanismos han sido propuestos en diferentes trabajos para la formación de pliegues en la corteza superior terrestre. El principal y más habitual es el deslizamiento capa sobre capa (*flexural slip*) (e. g. Suppe, 1983; Hossack, 1979; Price y Cosgrove, 1990), en el que la cizalla se produce preferentemente a través de los niveles más débiles entre diferentes capas. Mediante este mecanismo la longitud del horizonte y la potencia se conservan durante la deformación. Si la unidad restituida es isopaca, la conservación de la potencia y de la longitud hacen que también se conserve el área (Moretti, 2008). En el caso de existir cambios de potencia, la conservación estricta de la longitud del horizonte puede generar cambios en el área.

- *Fault-parallel flow* para la restitución del desplazamiento de cabalgamientos (*unfaulting* o *move on fault*). Este algoritmo se basa en el movimiento de todos los objetos que se encuentren en el bloque superior de una falla en una dirección paralela a la superficie de la falla a través de líneas de flujo virtuales (Ziesch et al., 2014). Si la concavidad de los cabalgamientos es poco marcada (es decir, los ángulos entre los diferentes tramos de los cabalgamientos son pequeños), la elongación causada por la restitución mediante este algoritmo es despreciable, por lo que puede asumirse la práctica conservación de la longitud de los horizontes (Ziesch et al., 2014).

Sin embargo, al aplicar los anteriores algoritmos de *flexural slip* y *fault-parallel flow* a los pliegues y cabalgamientos de **la Sierra de Altomira**, respectivamente, no ha sido posible conseguir una restitución geoméricamente y válida. De ello se ha deducido que las geometrías del corte preliminar propuesto para el subsuelo de la zona de Altomira eran incorrectas. Tampoco ha sido posible realizar una restitución correcta de dichas estructuras de la zona de Altomira realizando pequeñas modificaciones geométricas respecto al corte preliminar. Puesto que la información del subsuelo de esta zona es limitada y de una calidad pobre, y el corte preliminar en la zona de la Sierra de Altomira podría tener importantes errores, se ha decidido realizar un *forward modelling* como metodología alternativa.

El *forward modelling* es una herramienta útil en situaciones en las que existe una gran incertidumbre respecto a la estructura estudiada, por falta de datos o de conocimiento estructural detallado. Consiste en generar a partir de una situación pre-tectónica teórica sencilla una evolución estructural compatible con el contexto geológico y que genere finalmente un corte geológico coherente con los datos estructurales existentes. De esta manera, dicha evolución y corte geológico serían válidos de acuerdo con los datos disponibles.

En Move 2011 los algoritmos disponibles para la realización de *forward modelling* son *simple shear*, *flexural slip*, *fault-parallel flow*, *fault-propagation fold*, *fault-bend fold*, *detachment fold* y *trishear*. En el caso del corte regional Altomira-Loranca, se han combinado los algoritmos *fault-propagation fold*, *fault-parallel flow* y *flexural slip*, como se describe detalladamente en el apartado 3.6.

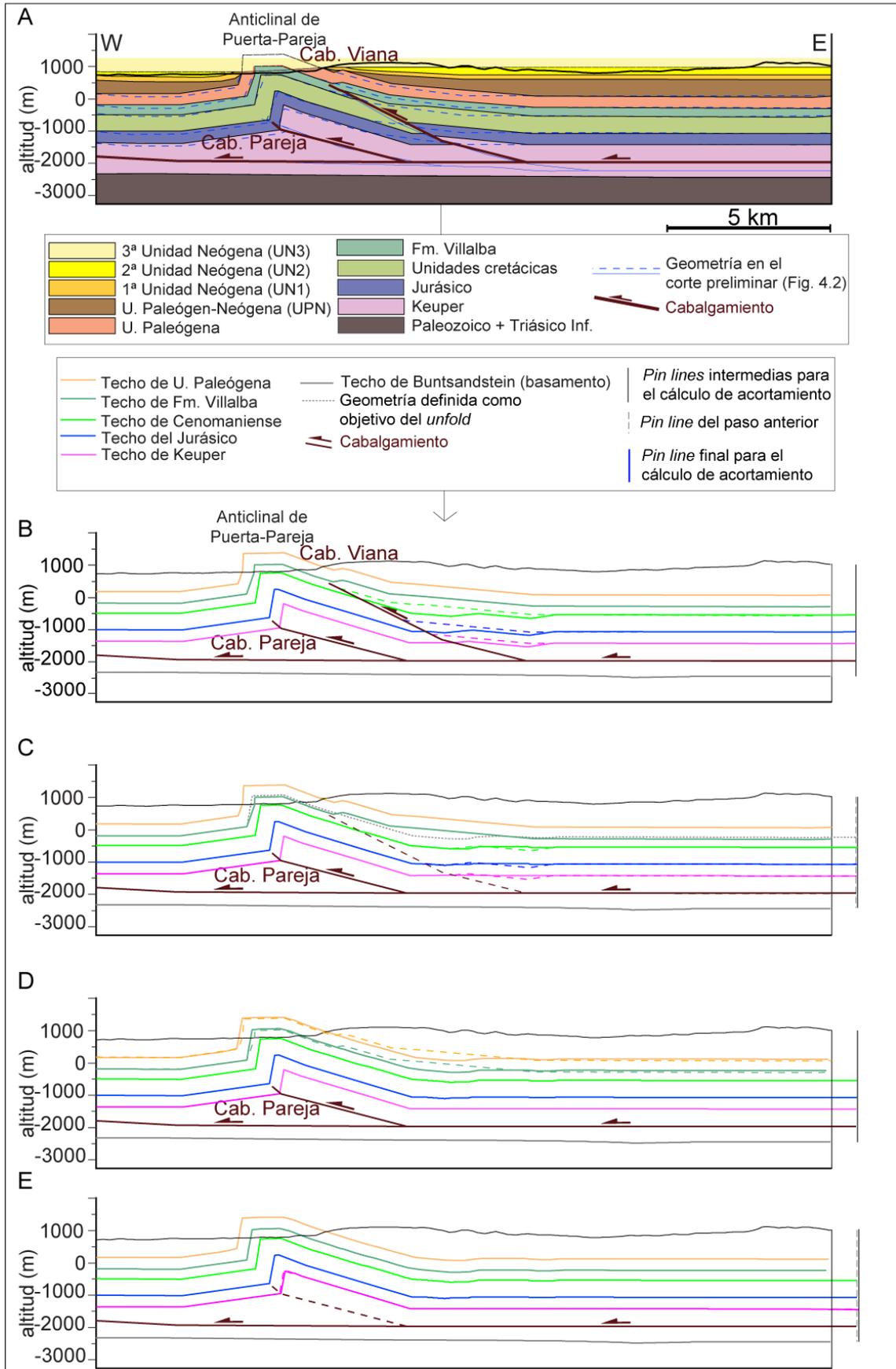
Aunque la finalidad principal del uso del *forward modelling* ha sido proponer una evolución estructural y una estructura final validable para la Sierra de Altomira, esta técnica se aplicó también a la generación del anticlinal de Puerta-Pareja a partir de la situación pre-tectónica teórica, con la finalidad de poder comparar la restitución y el *forward modelling* en este sector. Esto facilita una doble comprobación de la validez de la estructura interpretada en la zona.

Puesto que todos los algoritmos tal como se han aplicado en la restitución de Puerta-Pareja y Altomira (*flexural slip*, *fault-parallel flow* y *fault-propagation fold*) conservan la longitud de los horizontes, la restitución permite también calcular la cantidad de acortamiento (*bulk shortening*) producida durante la evolución estructural. Este cálculo permite la eliminación inmediata de geometrías incoherentes en las que se producen diferencias de acortamiento ilógicas desde un punto de vista geológico.

3.4 Resultados de la restitución 2D del anticlinal de Puerta-Pareja

Las unidades pre-tectónicas que conforman el anticlinal de Puerta-Pareja se han restituido siguiendo los pasos que se describen a continuación, y se resumen en la Fig. 3.3. En el capítulo 7 se describe la restitución de las unidades sin-tectónicas en forma de superficies 3D y se discuten sus implicaciones para la determinación de la cinemática del anticlinal de Puerta-Pareja.

- A (Fig. 3.3a). A partir de varias pruebas de restitución y su comprobación de coherencia con los datos de campo y la reconstrucción y restitución 3D descrita en los capítulos 6 y 7, se modificaron ligeramente los buzamientos y posiciones de los diferentes horizontes y cabalgamientos en el subsuelo en el anticlinal de Puerta-Pareja respecto al corte preliminar.
- A→B (Fig. 3.3a,b). Restitución del desplazamiento del cabalgamiento de Viana (*move on fault*) en las unidades que corta (techos de Keuper, Jurásico y Cenomaniense) mediante el algoritmo *fault-parallel flow*.
- B→C (Fig. 3.3b,c). Restitución (*unfold*) de los pliegues existentes en los techos del Keuper, Jurásico y Cenomaniense mediante el algoritmo *flexural slip*.
- C→D (Fig. 3.3c,d). Restitución (*unfold*) del anticlinal asociado al cabalgamiento de Viana en la Fm. Villalba y la Unidad Paleógena mediante el algoritmo *flexural slip*. Al mismo tiempo, se restituyen, eliminándolas, las desarmonías existentes entre el techo de la Fm. Villalba y el techo del Cenomaniense asociadas al comportamiento dúctil de la Fm. Villalba durante la evolución tectónica en la zona.
- D→E (Fig. 3.3d,e). Restitución del desplazamiento del cabalgamiento de Pareja (*move on fault*) en el techo del Keuper, única unidad cortada por el cabalgamiento.
- E→F (Fig. 3.3e,f). Restitución (*unfold*) del pliegue asociado al cabalgamiento de Pareja, considerando conjuntamente el Keuper, cortado por el cabalgamiento de Pareja, y las unidades jurásicas, cretácicas, Fm. Villalba y Unidad Paleógena, plegadas por encima de su terminación. Se ha aplicado el algoritmo *flexural slip*.
- F→G (Fig. 3.3f,g). Restitución (*unfold*) del pliegue existente en todas las unidades (Keuper, Jurásico, Cretácico, Fm. Villalba, Unidad Paleógena) despegadas del basamento (Paleozoico+Buntsandstein) a través del Keuper, nivel de despegue principal en la zona. Se ha aplicado el algoritmo *flexural slip*.



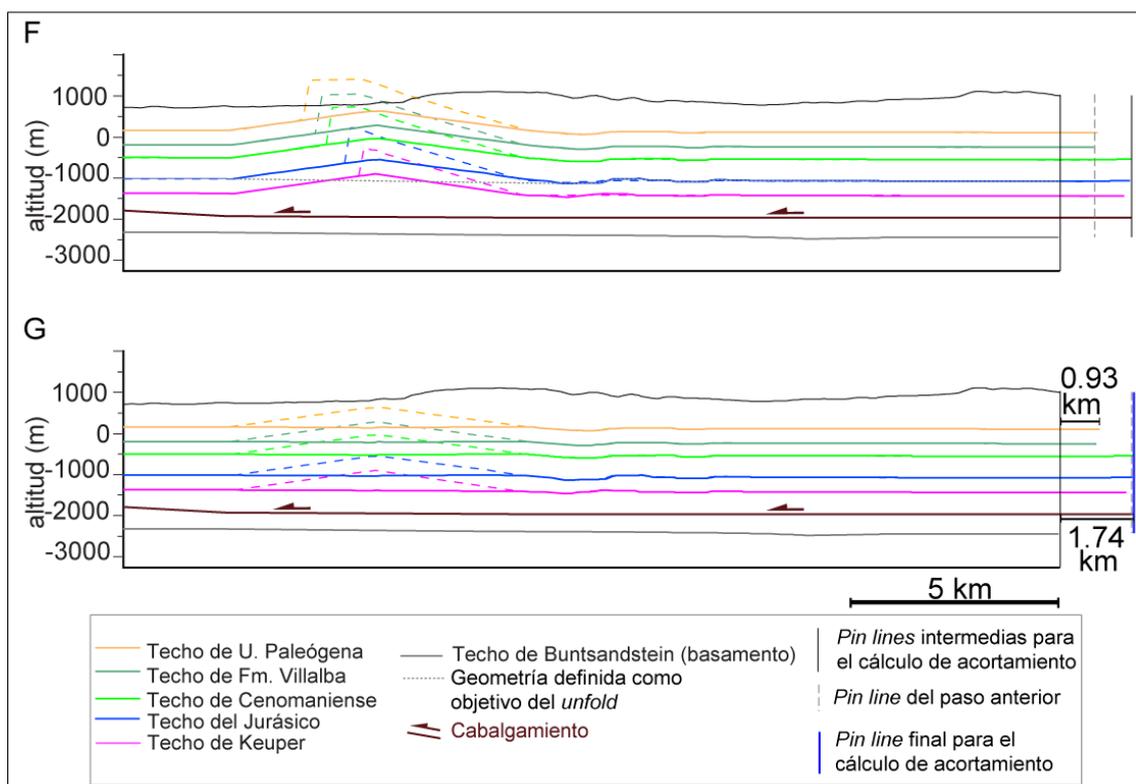


Fig. 3.3. Pasos del proceso de restitución del anticlinal de Puerta-Pareja a la horizontal (situación pre-tectónica). Ver situación del corte en la Fig. 3.1. A: modificaciones del corte preliminar previas al proceso de restitución. A→D: Restitución del cabalgamiento de Viana y de sus pliegues asociados. D→F: restitución del cabalgamiento de Pareja y del anticlinal asociado. F→G: restitución a la horizontal del pliegue formado previamente al desarrollo del cabalgamiento de Pareja. En sentido inverso (G→A) se puede observar la evolución tectónica de las estructuras de Puerta-Pareja (descripción en apartado 3.4.1). 1º: Formación por *flexural slip* de un anticlinal despegado en el Keuper con buzamientos aproximados en sus flancos 8°W y 8° E (G→F). 2º: Formación del cabalgamiento de Pareja desplazando y plegando sobre él el techo del Keuper y las unidades superiores (F→D). 3º Formación del cabalgamiento de Viana que desplaza el Keuper, las unidades jurásicas y las cretácicas, y genera en su bloque superior pequeños pliegues por *flexural slip* que se transmiten a la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena a partir de la terminación del cabalgamiento (D→A).

3.4.1 Evolución tectónica en Puerta-Pareja de acuerdo con la restitución

De acuerdo con la restitución que se ha descrito, la evolución tectónica del anticlinal de Puerta-Pareja consistiría en:

- 1º. La formación por *flexural slip* de un anticlinal despegado en el Keuper con buzamientos aproximados en sus flancos 8°W y 8° E (G→F, Fig. 3.3g,f), que podría considerarse un pliegue de despegue.
- 2º. La formación del cabalgamiento de Pareja, desplazando y plegando sobre él el techo del Keuper y las unidades superiores, generando un pliegue con flancos 80°W y 21°E (F→D, Fig. 3.3f,e,d).
- 3º. La formación del cabalgamiento de Viana, que desplaza el Keuper, las unidades jurásicas y cretácicas, y genera en su bloque superior pequeños pliegues por *flexural slip* que se transmiten a la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena a partir de la terminación superior del cabalgamiento (D→A, Fig. 3.3d,c,b,a).

El cálculo del acortamiento (*bulk shortening*) producido durante la formación de las estructuras de Puerta-Pareja de acuerdo con la restitución muestra una clara diferencia entre el acortamiento del Keuper, Jurásico y Cretácico (hasta el techo del Cenomaniense), que es de 1.74 km con variaciones mínimas entre unidades, y el acortamiento en la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena, que es de 0.93 km (ver en Fig. 3.3g los acortamientos calculados).

Esta diferencia de acortamiento calculado puede considerarse un problema metodológico relacionado con que en la restitución descrita no se ha tenido en cuenta la deformación interna que pueden sufrir las diferentes unidades. Esta deformación interna puede ser especialmente importante en la Fm. Villalba de la Sierra, ya que por su litología, de alto contenido en yesos, tiene un comportamiento dúctil (Hernaiz et al., 1998a). De acuerdo con este comportamiento, esta unidad habría absorbido parte de la deformación asociada al cabalgamiento de Viana, de manera que el cabalgamiento de Viana no continúa en las unidades superiores, sino que su deformación asociada se transmite, atenuada, a la Unidad Paleógena en forma de pliegue (Fig. 3.3a). Por su parte, la geometría de la Unidad Paleógena estaría condicionada por la de la Fm. Villalba. El papel estructural de la Fm. Villalba de la Sierra se discute en varios de los capítulos siguientes de esta Tesis. En el capítulo 7 se compara el acortamiento obtenido mediante restitución 2D y el obtenido mediante restitución de superficies 3D, y se realizan interpretaciones al respecto.

3.5 Resultados del *forward modelling* de Altomira y Puerta-Pareja

Para definir la geometría y cinemática de las estructuras de la Sierra de Altomira y comprobar la validez de la geometría y cinemática de la estructura de Puerta-Pareja propuesta a partir de la restitución, se ha llevado a cabo un *forward modelling* para Altomira y Puerta-Pareja. Tal como se ha descrito en el apartado anterior, la estructura actual del anticlinal de Puerta-Pareja, con relativamente buen control mediante perfiles sísmicos y datos de sondeos profundos de su geometría en profundidad, puede ser explicada mediante una evolución relativamente sencilla, lo que facilita su restitución a la situación pre-tectónica. De la Sierra de Altomira, en cambio, no se dispone de información sísmica de buena calidad que permita definir con precisión su estructura en profundidad. La Sierra de Altomira presenta una estructura más compleja, con varios cabalgamientos superpuestos con desplazamientos estimados de hasta 1400 metros y un conjunto de varios anticlinales y sinclinales, aflorantes en parte en superficie. Por estos dos motivos, falta de información y mayor complejidad, se ha realizado un *forward modelling* de la estructura de la Sierra de Altomira teniendo en cuenta la información de superficie, el contexto geológico y los mecanismos de formación de cabalgamientos y pliegues, incorporados en los algoritmos *fault-propagation fold*, *fault-parallel flow* y *flexural slip*. A la vez, el *forward modelling* realizado permite describir la posible evolución estructural a escala regional tanto en la Sierra de Altomira como en el anticlinal de Puerta-Pareja.

Los pasos realizados en el *forward modelling* de Altomira y Puerta-Pareja, utilizando para ello el programa Move 2011.1, han sido los siguientes (Fig. 3.4):

- A (Fig. 3.4a). Situación pre-tectónica, con una cobertera horizontal y un basamento marcado por la falla normal de Sacedón.
- A→B (Fig. 3.4a,b). Generación del cabalgamiento A (Sierra de Altomira) con buzamiento 31°E y desarrollo en su bloque superior de un anticlinal, ambos generados mediante el algoritmo *fault-propagation fold (move on fault)*, desplazamiento = 572).
- B→C (Fig. 3.4b,c). Generación del cabalgamiento B (Sierra de Altomira) con buzamiento 27°E y desarrollo en su bloque superior de un anticlinal, mediante el algoritmo *fault-propagation fold (move on fault)*, desplazamiento = 1450).
- C→D (Fig. 3.4c,d). Generación del cabalgamiento C (Sierra de Altomira) con buzamiento 49°E y desplazamiento de los horizontes de su bloque superior sobre la superficie de cabalgamiento, mediante el algoritmo *fault-parallel flow (move on fault)*, desplazamiento = 700).
- D→E (Fig. 3.4d,e). Formación de un pequeño pliegue en el bloque superior del cabalgamiento C, mediante el algoritmo *flexural slip*. Generación al mismo tiempo del cabalgamiento de Pareja, con buzamiento 27°E e inicio de la formación del anticlinal de Puerta-Pareja, mediante el algoritmo *fault-propagation fold (move on fault)*, desplazamiento = 854).
- E→F (Fig. 3.4e,f). Elevación por pliegue (algoritmo *flexural slip*) del conjunto formado por el cabalgamiento de Pareja y el anticlinal de Puerta-Pareja. El cabalgamiento de Pareja pasa a tener un buzamiento que varía desde 8°E hasta 33°E.
- F→G (Fig. 3.4f,g). Formación del cabalgamiento de Viana y desplazamiento sobre él del Keuper y las unidades jurásicas y cretácicas, mediante el algoritmo *fault-parallel flow (move on fault)*, desplazamiento = 750). Corrección de los techos de la Fm. Villalba y la Unidad Paleógena, ya que el algoritmo *fault-parallel flow* no permite generar correctamente la geometría de los horizontes que actualmente están por encima de la terminación del cabalgamiento de Viana.

El acortamiento (*bulk shortening*) calculado durante este proceso tectónico de acuerdo con el *forward modelling* para el conjunto Altomira-Pareja es de 4.34 km. Muñoz-Martín y De Vicente (1998), en cortes cercanos al elaborado para esta Tesis, cuantifican el acortamiento en 7.2 km (corte II) y 5.2 km (corte III) (Fig. 3.5). Esta diferencias pueden deberse a: (1) que en esta Tesis se ha interpretado una estructura de Altomira con menor número de cabalgamientos que la que fue interpretada por Muñoz-Martín y De Vicente, lo que se traduciría en menores acortamientos (2) las diferencias de orientación entre los cortes de de estos autores y el realizado en esta Tesis (Fig. 3.5).

El acortamiento obtenido para la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena es de 3.41 km. Se interpreta que esta diferencia de acortamiento se debe un problema metodológico causado por no considerar para la restitución la deformación interna asociada a la terminación del cabalgamiento de Viana y el comportamiento dúctil de la Fm. Villalba (Hernaiz et al., 1998a), como se ha comentado en el apartado anterior.

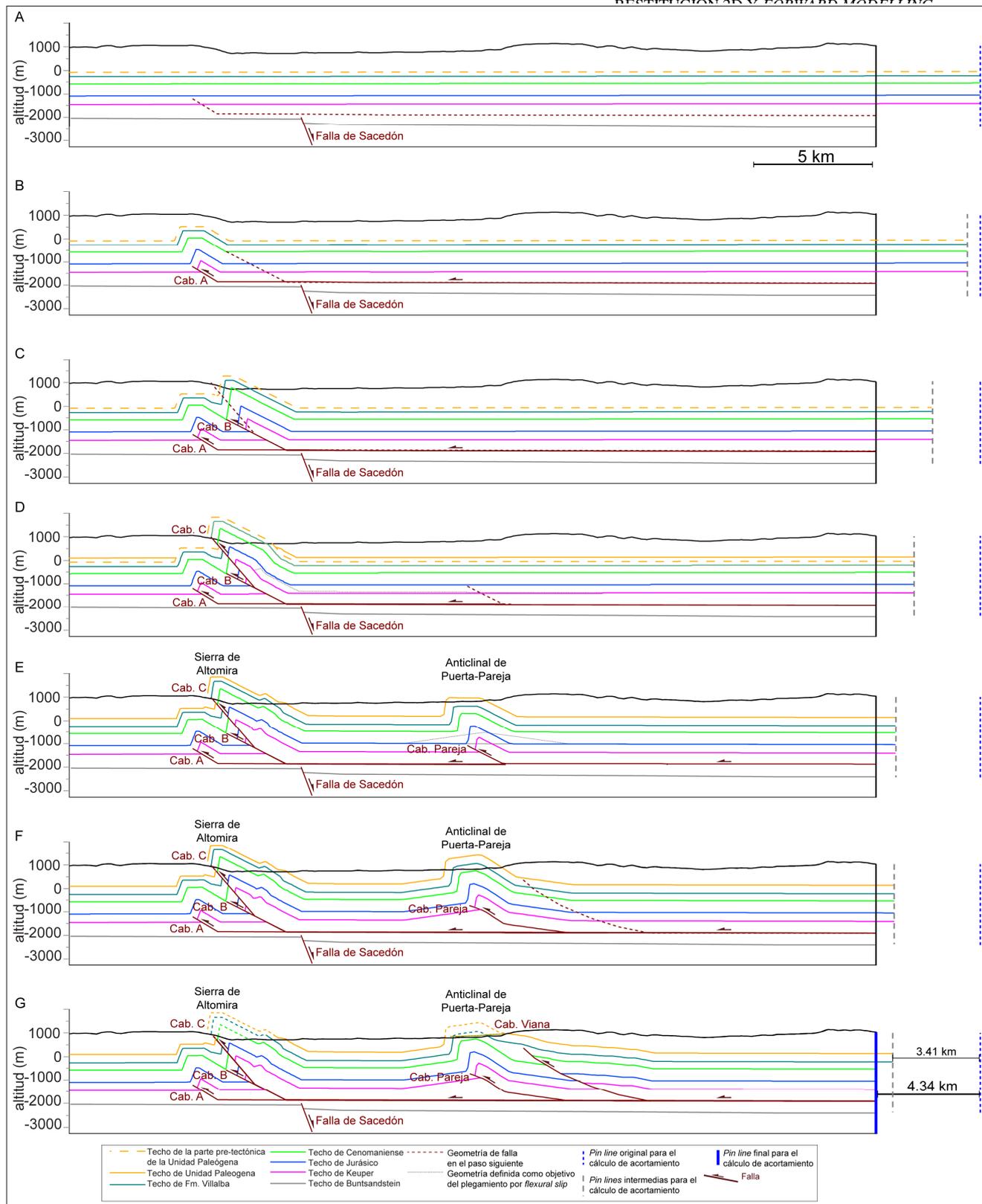


Fig. 3.4. Pasos del proceso de *forward modelling* de las estructuras de Altomira y Puerta-Pareja. A→B: Generación del cabalgamiento A con vergencia 31°W y desarrollo en su bloque superior de un anticlinal, ambos generados mediante el algoritmo *fault-propagation fold*. B→C: Generación del cabalgamiento B con vergencia 27°W y desarrollo en su bloque superior de un anticlinal, mediante el algoritmo *fault-propagation fold*. C→D: Generación del cabalgamiento C con vergencia 49°W y desplazamiento de los horizontes de su bloque superior sobre la superficie de cabalgamiento, mediante el algoritmo *fault-parallel flow*. D→E: Formación de un pequeño pliegue en el bloque superior del cabalgamiento C, mediante el algoritmo *flexural slip*. Generación del cabalgamiento de Pareja, con vergencia 27°W e inicio de la formación del anticlinal de Puerta-Pareja, mediante el algoritmo *fault-propagation fold*. E→F: Pliegue (algoritmo *flexural slip*) del conjunto formado por el cabalgamiento de Pareja y el anticlinal de Puerta-Pareja. F→G: Formación del cabalgamiento de Viana y desplazamiento sobre él del Keuper y las unidades jurásicas y cretácicas mediante el algoritmo *fault-parallel flow*; corrección manual de los techos de la Fm. Villalba y la Un. Paleógena.

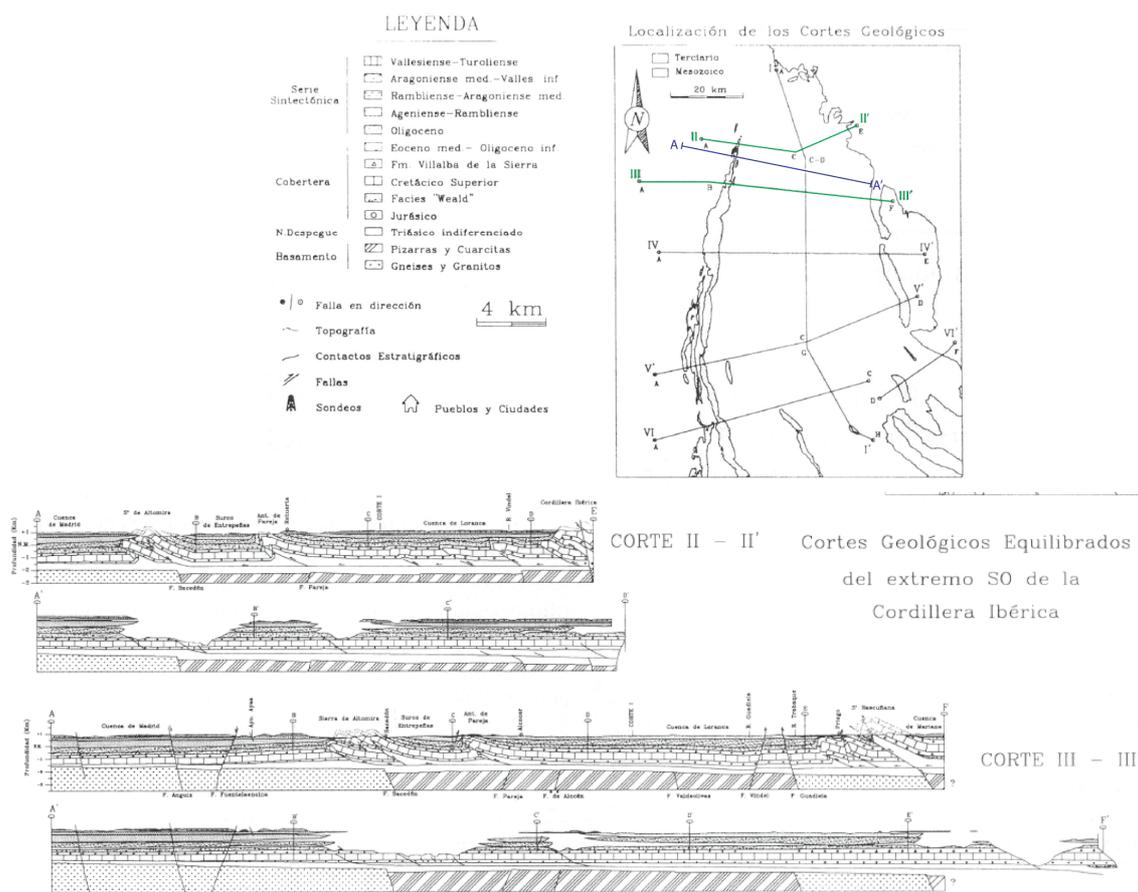


Fig. 3.5. Cortes compensados II-II' y III-III' realizados por Muñoz-Martín y De Vicente (1998). En el mapa se observan las trazas de estos cortes (II-II' y II') y la diferencia de orientación de las mismas respecto a la del corte realizado para esta Tesis (A-A'). Tomado de Muñoz-Martín y De Vicente (1998).

3.5.1 Evolución tectónica del conjunto Altomira-Loranca de acuerdo con el *forward modelling* y las unidades sin-tectónicas

De acuerdo con el *forward modelling* descrito, considerando la secuencia de estructuras hacia el traspás, y considerando las edades y geometrías de las unidades sin-tectónicas aflorantes en Altomira y Puerta-Pareja, la historia tectónica de Altomira-Loranca sería la siguiente.

A lo largo del Eoceno y hasta el Oligoceno Superior (A→D) se formaron, en secuencia de bloque superior (secuencia hacia el traspás) los cabalgamientos A y B, desarrollándose simultáneamente en sus respectivos bloques superiores pliegues de propagación de falla, y el cabalgamiento C, con desplazamiento de los materiales en su bloque superior en dirección paralela al cabalgamiento (*fault-parallel flow*, Ziesch et al., 2014). Durante los estadios iniciales de la estructuración de Altomira (Eoceno) se depositaron los últimos sedimentos de la Unidad Paleógena (UP), siendo así en su parte superior una unidad sin-tectónica (D).

Durante el Oligoceno Superior (D→F) se produjeron los últimos estadios de formación de las estructuras en Altomira y simultáneamente se inició la formación del cabalgamiento de Pareja y del anticlinal de Puerta-Pareja, mediante una combinación de

pliegue de despegue y pliegue de propagación de falla. En este periodo se sedimentó y plegó la Unidad Paleógeno-Neógena (UPN).

En los estadios finales de la estructuración en Puerta-Pareja, durante el Mioceno inferior y medio (F→G), se formó el cabalgamiento de Viana, con el desplazamiento asociado de las unidades de cobertera en dirección paralela al cabalgamiento (*fault-parallel flow*). Se depositaron durante esta etapa la 1ª Unidad Neógena (UN1) y la 2ª Unidad Neógena (UN2). Sobre estas unidades se depositó, una vez terminada la estructuración en la zona, la 3ª Unidad Neógena, en discordancia erosiva sobre las anteriores.

3.6 Corte regional perfeccionado de Altomira-Loranca y conclusiones

El corte regional perfeccionado de Altomira-Loranca se presenta en la Fig. 3.6. Se ha realizado mediante la mejora del corte preliminar a partir de la realización de diferentes pasos, estrechamente interconectados, de restitución, *forward modelling* y correcciones geométricas. Dicho corte es una representación 2D lo más realista posible, desde el punto de vista geométrico y geológico, de la estructura a escala regional del área estudiada.

Desde el punto de vista metodológico, los resultados obtenidos en este apartado indican que la combinación de *forward modelling* aplicado a zonas con escasez de datos de subsuelo (como la Sierra de Altomira en nuestro caso) y la restitución en zonas donde el control mediante datos de subsuelo de su geometría en profundidad es mayor (como la zona de Puerta-Pareja) constituye una herramienta muy útil para la realización y mejora de cortes geológicos, y para analizar las posibles secuencias y mecanismos de deformación que han dado lugar a las estructuras estudiadas.

La restitución 2D realizada en este apartado tiene la importante limitación de no poder incluir los desplazamientos fuera del plano del corte asociados a posibles rotaciones de eje vertical. Esto se analiza en el capítulo 5, y sus implicaciones son tenidas en cuenta en los estudios de detalle del análisis de Puerta-Pareja (capítulos 6, 7 y 8).

La evolución estructural de Altomira-Loranca es compatible con una secuencia de deformación hacia el traspais, como ya indicaron otros autores (e.g. Gómez et al., 1996). Para cada sector por separado (Altomira y Puerta-Pareja), se ha considerado también una secuencia de bloque superior, aunque no existen evidencias que indiquen qué secuencia de deformación tiene lugar. Los resultados obtenidos indican que esta elección resulta en una restitución 2D válida.

El acortamiento total calculado para el sector estudiado es de 4.34 km, menor a la considerada por Muñoz-Martínez y De Vicente (1998) en cortes cercanos con orientaciones ligeramente diferentes.

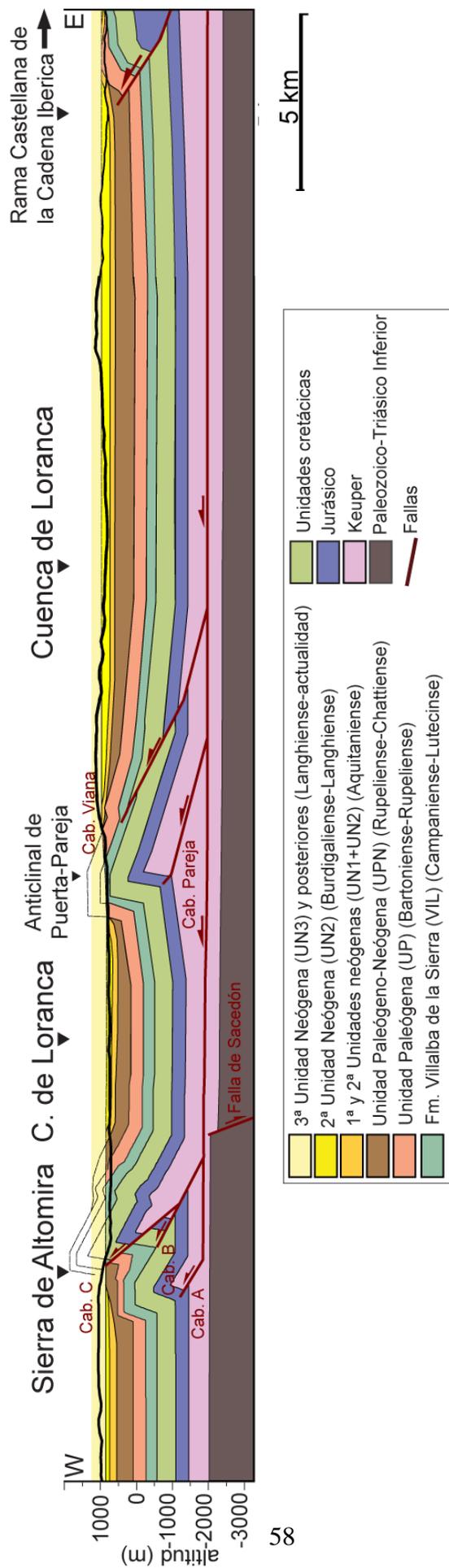


Fig. 3.6. Corte geológico regional a través de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, perfeccionado mediante restitución y *forward modelling*. Situación del corte en la Fig. 3.1. Se señalan las principales fallas que definen la estructura en la zona: falla de Sacedón, cabalgamiento A, cabalgamiento B, cabalgamiento C, cabalgamiento de Pareja y cabalgamiento de Viana.

Capítulo 4

Historia deformacional de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca a partir del análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

Capítulo 4

HISTORIA DEFORMACIONAL DE LOS CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS DE ALTOMIRA-LORANCA A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LA ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

4.1 Introducción

El estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) es una de las diferentes técnicas que se puede utilizar para caracterizar la petrofábrica de las rocas (e.g. Tarling y Hrouda, 1993). La ventaja del estudio de la ASM respecto a otras técnicas es su rápida aplicación y bajo coste (Tarling y Hrouda, 1993), además de tratarse de una técnica no destructiva. La ASM permite describir la deformación que ha sufrido una roca sedimentaria incluso cuando ésta se encuentra débilmente deformada y por tanto no presenta otros marcadores convencionales (e.g. Borradaile, 1988; Mattei et al., 1997, Speranza et al., 1997).

La susceptibilidad magnética (K) es la propiedad física de los sólidos que representa la capacidad de éstos para magnetizarse bajo un campo magnético determinado y a una temperatura determinada (Jelinek, 1981). Para un cuerpo anisótropo, la susceptibilidad magnética (K) es un tensor de 2º orden, que se representa por un elipsoide, de tal manera que midiendo el campo inducido en varias direcciones se obtienen los tres vectores que corresponden a los tres ejes del elipsoide de la susceptibilidad magnética (Tarling y Hrouda, 1993) (Fig. 4.1).

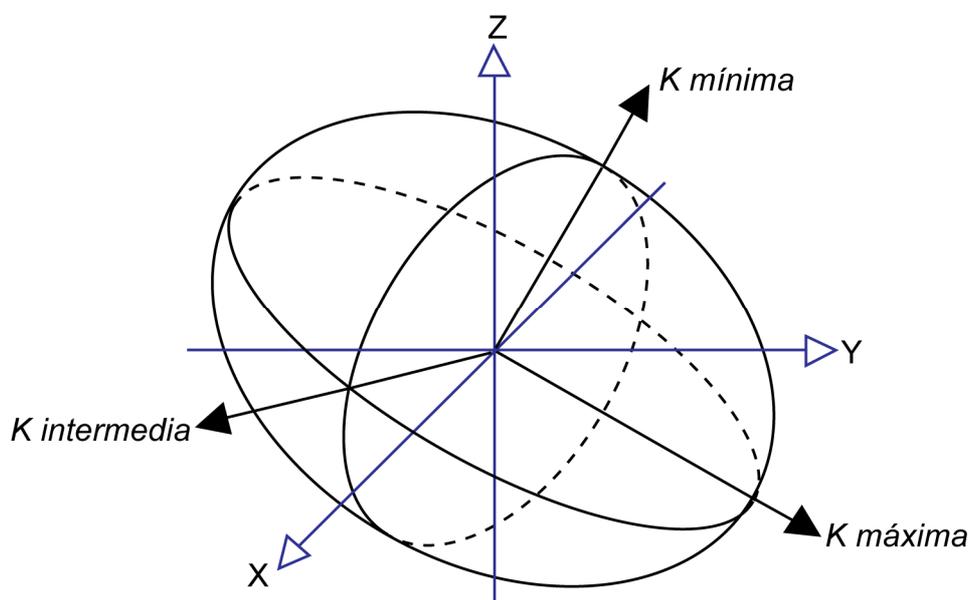


Fig. 4.1 Elipsoide de susceptibilidad magnética. La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética se representa mediante un elipsoide con tres ejes que corresponden a las direcciones de susceptibilidad máxima (K máxima), intermedia (K intermedia) y mínima (K min). (Tomado de Gil-Imaz, 2001).

La anisotropía de las propiedades magnéticas de los minerales de una roca define su fábrica magnética (Hrouda, 1982), y es resultado de la adición de los factores intrínsecos (anisotropías cristalinas y de forma) y los factores extrínsecos (orientación física de los minerales por procesos de compactación en el medio sedimentario, emplazamiento magmático o procesos de deformación tectónica) que condicionan la roca analizada.

Las propiedades magnéticas de una roca bajo la acción de un campo magnético dependerán de su mineralogía, es decir, del comportamiento magnético de cada uno de los minerales que componen esa roca, sean ferromagnéticos, diamagnéticos, paramagnéticos o antiferromagnéticos. La susceptibilidad de los minerales diamagnéticos, paramagnéticos y antiferromagnéticos es independiente de la intensidad del campo magnético aplicado. A estos minerales se les conoce como matriz o minerales de la matriz para diferenciarlos de los minerales ferromagnéticos s.l (Tarling y Hrouda, 1993).

En los últimos años los avances en el estudio de la mineralogía magnética han permitido conocer que no sólo la contribución ferromagnética es la responsable del magnetismo de una roca como se creía en un principio (Hrouda, 1982), sino que la contribución de los minerales paramagnéticos en la susceptibilidad y en la anisotropía magnética de una roca puede ser muy importante. Así, los efectos magnéticos de los minerales de la matriz predominan totalmente cuando la susceptibilidad magnética es baja ($K < 30 \times 10^{-5}$ SI) y $P (K_1 / K_3) < 1,35$ (Hrouda, 1982). En rocas con paramagnetismo dominante y susceptibilidades bajas con presencia de filosilicatos, la ASM reflejará la orientación preferente de éstos (Tarling y Hrouda, 1993).

Para un espécimen de muestra de volumen conocido (10.4 cm^3), el valor del tensor de susceptibilidad se obtiene introduciendo la muestra en un susceptibilímetro que determina el valor de las susceptibilidades principales (K_{\max} , K_{int} y K_{\min}) o ejes del elipsoide magnético, a partir de la aplicación de ajustes estadísticos basados en Jelinek (1977). Podemos distinguir tres tipos de fábricas magnéticas (Tarling y Hrouda, 1993):

- elipsoides aplastados u oblatos: los valores de la susceptibilidad máxima e intermedia son muy próximos, y ambos muy superiores al mínimo ($K_{\max} \gg K_{\text{int}} \gg K_{\min}$). La fábrica magnética describe una foliación magnética definida por el plano que contiene a los ejes K_{\max} y K_{int} .
- elipsoides alargados o prolatos: los valores de la susceptibilidad mínima e intermedia son muy próximos, y ambos mucho menores al máximo ($K_{\max} \gg K_{\text{int}} \gg K_{\min}$). La fábrica magnética describe una lineación magnética definida por los ejes K_{\max} .
- elipsoides triaxiales: presentan los tres ejes principales de susceptibilidad bien diferenciados ($K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$) y se caracterizan por presentar una foliación y lineación magnéticas bien definidas.

En este trabajo la fábrica magnética ha sido descrita fundamentalmente utilizando los parámetros P_j y T , definidos por Jelinek (1981). El parámetro P_j representa el grado de anisotropía, mientras que el parámetro T caracteriza la forma del elipsoide de susceptibilidad. De acuerdo con su definición, los elipsoides aplastados u oblatos son aquellos en los cuales $0 < T \leq 1$ y los elipsoides alargados o prolatos son

aquellos en los que $-1 \leq T < 0$. Además de estos parámetros, relativos a la geometría del elipsoide magnético, se ha empleado el parámetro K_m , que representa la susceptibilidad media de una muestra de volumen estándar. Este parámetro es de gran importancia, como una primera aproximación, para cuantificar la contribución de las diferentes fases magnéticas (minerales de la matriz y minerales ferromagnéticos) a la susceptibilidad total (Tarling y Hrouda, 1993).

En rocas sedimentarias caracterizadas por una fábrica magnética normal en la que la susceptibilidad está controlada por fases paramagnéticas (Rochette, 1987) se ha demostrado que la anisotropía es resultado de los procesos asociados al depósito y posterior compactación de los sedimentos. Estas rocas se caracterizan por un elipsoide magnético aplastado con la foliación magnética (plano que forman K_{max} y K_{int}) coincidente con el plano de estratificación (Graham, 1966; Hrouda y Janak, 1971). Por otro lado, en rocas deformadas tectónicamente (con fábricas normales asociadas a fases paramagnéticas), las susceptibilidades principales coinciden a menudo con las direcciones principales de la deformación determinadas a partir de marcadores convencionales. Es decir, el elipsoide de susceptibilidad magnética es coaxial con el elipsoide de deformación finita (Rathore, 1979; Hrouda, 1979; Borradaile, 1991; Dinarès-Turell et al., 1992). A partir de los años 80 ha sido objeto de investigación frecuente el grado de interferencia entre las fábricas magnéticas sedimentarias y las tectónicas en sus primeros estadios de deformación (Borradaile y Tarling, 1981; Kissel et al., 1986; Lee et al., 1990; Dinarès-Turell et al., 1991; Sagnotti y Speranza, 1993; Pueyo-Morer et al., 1997; Larrasoña et al., 1997).

4.2 Objetivos del análisis de ASM en Altomira-Loranca

Existen multitud de trabajos en Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) aplicada a rocas sedimentarias poco deformadas involucradas en cinturones de pliegues y cabalgamientos. Esta alta cantidad de trabajos se debe a que la medición de la ASM es barata, rápida y no destructiva y a que este tipo de material suele ser escaso en marcadores visibles de deformación. De hecho, la ASM es una herramienta muy útil para conocer la deformación interna de este tipo de rocas.

Trabajos recientes han demostrado la capacidad de la ASM para detectar fábricas magnéticas tectónicas incluso en rocas aparentemente no deformadas localizadas en cuencas de antepaís (p. ej. Parés et al., 1999; Soto et al., 2009; Pueyo-Anchuela et al., 2010). Así, se han observado lineaciones magnéticas tectónicas en la cuenca del Ebro hasta a 60 km del frente sur-pirenaico de deformación en materiales sin marcadores visibles de la deformación (Pueyo-Anchuela et al., 2010).

El objetivo final del análisis de la ASM en la zona de estudio es doble: (1) probar si se observan fábricas magnéticas tectónicas en cuencas de antepaís incorporadas progresivamente a la cadena en forma de cuencas de piggy-back y, (2) analizar la dirección de acortamiento deducida a partir de ASM en estructuras oblicuas. Pese a la gran cantidad de trabajos de ASM que se han venido realizando en las dos últimas décadas en la Península Ibérica para resolver diferentes aspectos, la gran

mayoría se han centrado en el Pirineo y muy pocos en la Cadena Ibérica (e.g. Gil-Imaz et al., 2001; Gil-Imaz et al., 2006; Soto et al., 2008; García-Lasanta et al., 2013). Éste, por tanto, es también un intento de conocer la fábrica magnética de los sedimentos pre- y sin-tectónicos que afloran en el frente sur-occidental de la Cadena Ibérica, no estudiados desde esta perspectiva anteriormente.

4.3 Muestreo, análisis en laboratorio y procesado de los datos de ASM obtenidos en este trabajo

En este estudio de ASM se muestrearon 402 muestras de 44 estaciones, incluyendo 12 estaciones en calizas y margas del Cretácico (en Facies Weald [Cretácico Inferior], Fm. Dolomías de Villa de Ves [Cenomaniense], Fm. Margas de Casa Medina [Turoniense], Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada [Turoniense], Fm. Brechas Dolomíticas de Cuenca [Coniaciense-Campaniense] y Fm. Villalba de la Sierra [Campaniense-Luteciense]) y 32 estaciones en arcillas y areniscas de grano fino de edades comprendidas entre el Eoceno y el Mioceno Inferior, correspondientes a la Unidad Paleógena (19 estaciones), Unidad Paleógeno-Neógena (9 estaciones), 1ª Unidad Neógena (3 estaciones) y 2ª Unidad Neógena (1 estación). Las estaciones muestreadas se distribuyeron principalmente a lo largo del margen oriental de la Sierra de Altomira (desde Durón, provincia de Guadalajara, al Norte, hasta Fuentelespino de Haro, provincia de Cuenca, al Sur) y en la estructura de Puerta-Pareja, situada en el sector septentrional de la cuenca de Loranca.

Para la obtención de las muestras se utilizaron dos perforadoras: una perforadora portátil eléctrica alimentada por un generador eléctrico para las arcillas y areniscas finas y una perforadora de gasolina para las calizas. En ambos instrumentos la broca se refrigera con agua. Se obtuvieron entre 7 y 11 testigos orientados por estación, con una distancia estratigráfica que varía en función de las condiciones del afloramiento para promediar la variación secular del campo magnético terrestre.

Las muestras fueron posteriormente cortadas para obtener cilindros de 2,1 cm de alto y un volumen de 10,4 cm³ (medidas de especímenes estándar para análisis de anisotropía de la susceptibilidad magnética y paleomagnetismo) (Fig. 4.2).

El análisis de la susceptibilidad magnética se llevó a cabo mediante un susceptibilímetro AGICO Kappabridge KLY3S en el Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza (Fig. 4.3). Los parámetros P_j (anisotropía corregida) y T (forma del elipsoide) se obtuvieron utilizando el programa Anisoft 4.2 (AGICO Inc.) (Jelinek, 1981; Chadima and Jelinek, 2009). Para analizar el grado de contribución de los minerales paramagnéticos a la susceptibilidad media se realizó también un análisis de ASM de baja temperatura (para más detalles ver Parés y van der Pluijm, 2002) en las muestras de las estaciones SA02 y SA04. Estas muestras se escogieron en función de su valor de susceptibilidad magnética total y de la dispersión de sus ejes K_{max}. Así, SA02 presenta una susceptibilidad magnética total relativamente alta y una distribución de ejes K_{max} concentrada, y SA04 presenta una susceptibilidad magnética relativamente baja y orientaciones de los ejes K_{max} muy dispersas (ver Tabla

4.1). Este análisis consistió en la inmersión de las muestras escogidas en nitrógeno líquido (77 K) durante una hora previamente a la medición de ASM, y de nuevo entre cada una de las tres posiciones en el susceptibilímetro (ver Lüneburg et al. 1999).



Fig. 4.2 (a) Perforación para muestreo en arcillas (perforadora eléctrica). (b) Perforación para muestreo en caliza (perforadora de gasolina). (c) Orientador de muestras. (d) Muestras cortadas.



Fig. 4.3. Análisis de una muestra en el susceptibilímetro AGICO Kappabridge KLY3S del Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza

4.4 Resultados del análisis de la ASM a baja temperatura

El análisis de la ASM a baja temperatura de las dos estaciones seleccionadas (SA02-Unidad Paleógeno-Neógena y SA04-Unidad Paleógena) se llevó a cabo después de realizar el análisis de la ASM a temperatura ambiente. Se seleccionaron estas dos estaciones, ambas en arcillas, por ser la litología más abundante en las estaciones cenozoicas realizadas, cuyos resultados fueron los que se consideraron más importantes a analizar, como se verá posteriormente.

El análisis de la ASM a baja temperatura de ambas estaciones muestra un alto incremento de la susceptibilidad magnética (Km) respecto al análisis de Km a temperatura ambiente, por encima de 2.5 veces mayor (ver Fig. 4.4). Estos resultados sugieren el predominio de los minerales paramagnéticos como los principales portadores de la susceptibilidad magnética total. La orientación de los ejes de los elipsoides magnéticos a temperatura ambiente coincide con los resultados a baja temperatura (Fig. 4.4), descartando la posible influencia de minerales ferromagnéticos en la fábrica magnética total. Estos resultados confirman la validez del uso de los datos obtenidos del análisis de la ASM a temperatura ambiente para determinar el régimen sedimentario y/o tectónico de los materiales analizados.

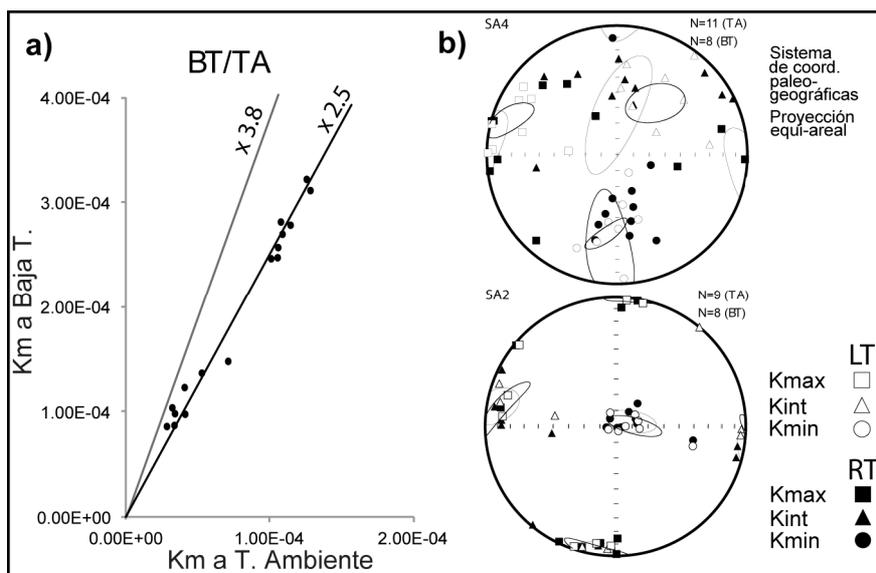


Fig. 4.4. (a) Relación entre susceptibilidad magnética (Km) a baja temperatura y a temperatura ambiente (BT/TA). Las rectas de regresión representan entre 2.5 y 3.8 veces los valores la Km a temperatura ambiente. (b) Proyecciones estereográficas en las que se diferencian los tres ejes del elipsoide magnético (Kmax, Kint, Kmin) a baja temperatura y a temperatura ambiente. Estereogramas para el hemisferio inferior tras la corrección tectónica.

4.5 Resultados del análisis de la ASM a temperatura ambiente

Todas las muestras analizadas presentan valores bajos de susceptibilidad magnética (Km), entre 30×10^{-6} y 200×10^{-6} SI (Fig. 4.5 y Tabla 4.1), lo que sugiere una predominancia en la contribución de los minerales paramagnéticos a la fábrica magnética, confirmada por los resultados obtenidos en el análisis de ASM a baja

temperatura mostrados anteriormente. Tanto las arcillas y areniscas pre- como sin-tectónicas presentan valores de Km similares, mientras que las calizas y margas pre-tectónicas muestran valores de la Km ligeramente menores llegando alguna muestra a presentar valores negativos, lo que indica su carácter diamagnético (Fig. 4.5). Dentro de las arcillas y areniscas sin-tectónicas se observa un ligero aumento de la Km en las unidades sin-tectónicas más modernas (UN1 y UN2) respecto a la unidad sin-tectónica más antigua (UPN), que podría estar relacionado con un ligero mayor aporte de minerales ferromagnéticos en las unidades más modernas.

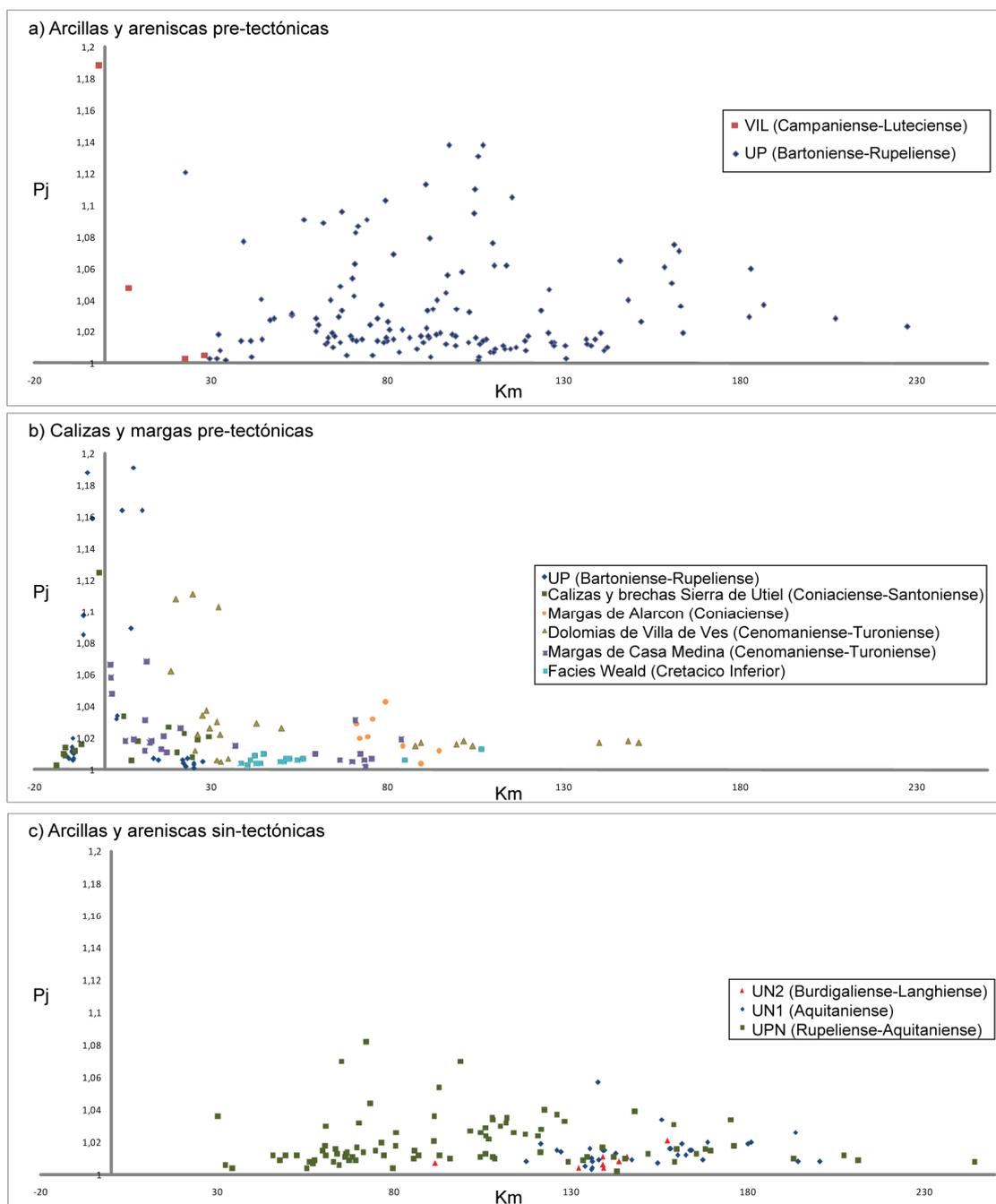


Fig. 4.5. Diagramas Km-Pj. (a) Arcillas y areniscas finas pre-tectónicas. (b) Calizas y margas pre-tectónicas. VIL= Fm. Villalba de la Sierra. UP = Unidad Paleógena. UPN = Unidad Paleógeno-Neógena. UN1 = 1ª Unidad Neógena. UN2 = 2ª Unidad Neógena. Las calizas y margas pre-tectónicas muestran valores de la Km ligeramente menores, llegando alguna muestra a presentar valores negativos, lo que indica su carácter diamagnético

La figura 4.6 muestra las relaciones Pj-T en función de la litología muestreada, arcillas y areniscas por un lado y calizas y margas por otro. En general, todas las estaciones analizadas presentan valores de Pj y T similares independientemente de la litología muestreada (Tabla 4.1 y Fig. 4.6). Los valores de T son muy variables aunque predominan los elipsoides magnéticos aplastados o oblatos, y dominan los valores bajos de Pj. Sólo algunas muestras pertenecientes a la Unidad Paleógena (Bartoniense - Rupeliense) presentan valores más altos de Pj, que coinciden con mayores valores de T, probablemente debido a un mayor grado de compactación de esta unidad con respecto a unidades más recientes.

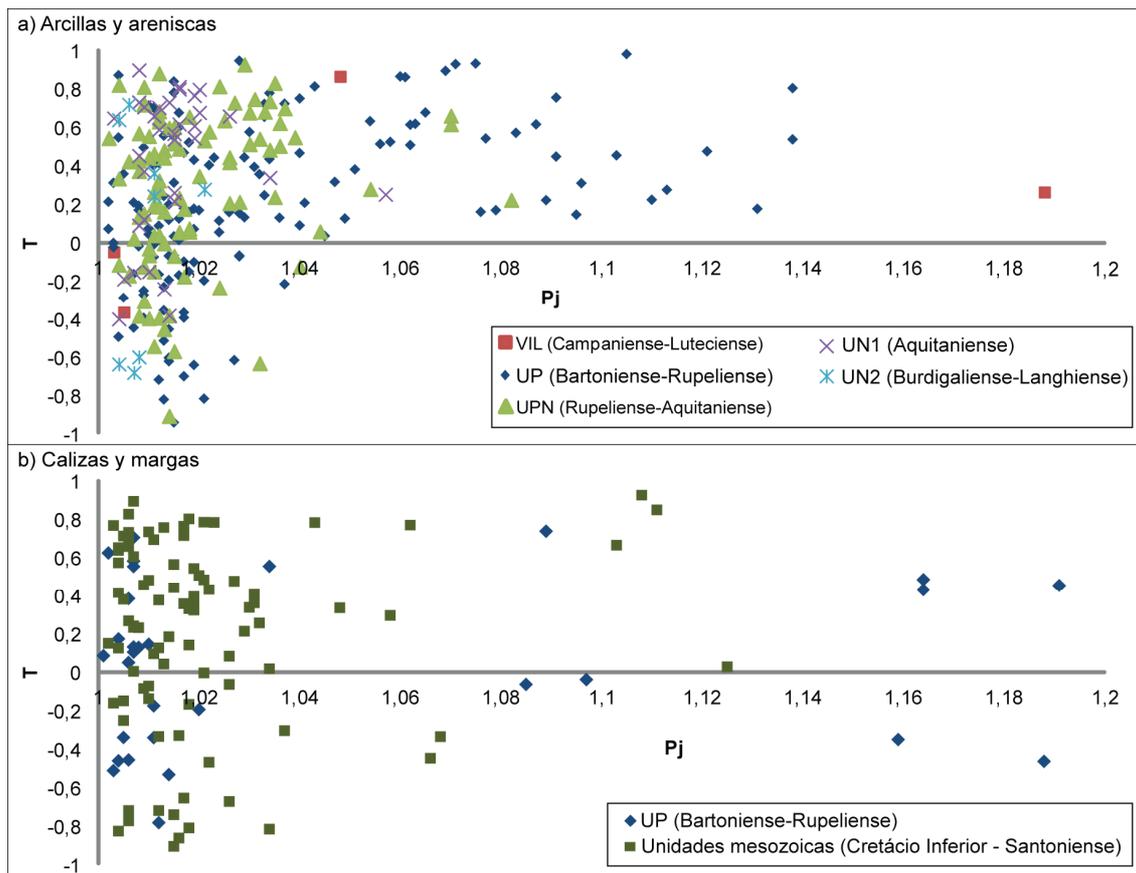


Fig. 4.6. Diagramas T-Pj en función de la litología muestreada. (a) Arcillas y areniscas finas. (b) Calizas y margas. VIL= Fm. Villalba de la Sierra. UP = Unidad Paleógena. UPN = Unidad Paleógeno-Neógena. UN1 = 1ª Unidad Neógena. UN2 = 2ª Unidad Neógena. Los elipsoides aplastados o oblatos son aquellos en los cuales $0 < T \leq 1$ y los elipsoides alargados o prolatos son aquellos en los que $-1 \leq T < 0$.

Las fábricas magnéticas de las estaciones muestreadas pueden dividirse en cuatro tipos de fábricas magnéticas teniendo en cuenta sus valores de e_{12} (semi-ángulo de confianza del eje Kmax; Jelinek, 1981) (ver Tabla 4.1):

Esta- ción	Edad	Uni- dad	Litología	S ₀	Tipo fábrica	N (x 10 ⁻⁶)	Km	Pj	T	K _{max} in situ		K _{max} corregido		E11.1 Dir. m. perf.		K _{min} in situ		
										Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	
SA13	Bur-Lan	UN2	lutita	154/18	2	8	136	1.009	0.041	47	43	64	46	38.6/14.0	165	15	173	17
SA01	Aq	UN1	aren.-lutita	079/18	4	10	136	1.016	0.114	132	20	128	8	71.4/11.5	31	17	37	9
SA10	Aq	UN1	lutita	288/30	4	10	157	1.011	0.408	190	43	217	40	66.3/4.7	289	12	99	30
SA14	Aq	UN1	lutita	090/10	2	14	157	1.017	0.616	13	4	14	1	38.9/14.1	269	20	164	89
AL07	Rup-Aq	UPN	lutita	030/15	4	9	156	1.016	0.597	329	62	356	59	42.7/8.6	102	30	97	7
AL08	Rup-Aq	UPN	lutita	088/40	1	10	74.5	1.014	-0.296	181	19	167	18	17.6/8.3	37	28	61	40
AL10	Rup-Aq	UPN	lutita	085/39	1	8	102	1.011	-0.003	20	21	28	2	13.3/9.3	318	19	292	73
AL25	Rup-Aq	UPN	lutita	250/30	3	8	50.1	1.012	0.423	185	51	207	33	49.1/7.3	44	25	49	55
SA02	Rup-Aq	UPN	lutita	083/34	1	9	112	1.031	0.726	9	5	189	5	9.5/5.7	7	23	73	80
SA08	Rup-Aq	UPN	lutita	106/25	1	10	78.6	1.033	0.398	207	28	193	30	23.7/12.2	324	25	331	52
SA15	Rup-Aq	UPN	lutita	horizontal	1	9	125	1.025	0.265	344	3	344	3	22.3/12.6	66	24	76	36
SA17	Rup-Aq	UPN	lutita aren.	100/30	4	10	78.2	1.030	0.115	39	24	47	8	28.3/9.5	154	25	137	6
SA18	Rup-Aq	UPN	arenisca	098/20	1	9	61.4	1.010	0.317	203	5	200	9	13.5/4.4	155	34	291	3
AL06	Bar-Rup	UP	arenisca	124/14	1	10	67.7	1.020	-0.065	356	5	357	14	11.9/8.6	256	41	256	38
AL09	Bar-Rup	UP	lutita	095/57	1	8	90.6	1.017	-0.446	188	6	181	6	9.9/7.2	65	32	272	2
AL11	Bar-Rup	UP	lutita	095/49	1	9	105	1.011	-0.390	13	1	191	5	20.0/9.4	323	24	303	76
AL12	Bar-Rup	UP	lutita aren.	088/43	1	8	84.5	1.063	0.421	343	4	350	13	14.3/8.8	256	33	221	70
AL13	Bar-Rup	UP	lutita	030/20	4	9	99.7	1.025	0.426	135	4	132	9	11.2/4.6	43	29	41	10
AL14	Bar-Rup	UP	lutita aren.	284/63	4	8	88.7	1.064	0.253	262	1	63	55	36.3/14.1	172	44	234	35
AL15	Bar-Rup	UP	lutita aren.	079/37	1	9	85.4	1.042	0.346	5	27	17	12	17.0/5.2	187	50	129	60
AL16	Bar-Rup	UP	lutita	060/31	4	9	106	1.014	0.166	346	2	159	13	33.0/5.8	80	30	258	33
AL26	Bar-Rup	UP	lutita	294/18	3	9	156	1.048	0.591	42	1	38	28	44.9/7.1	334	27	239	61
SA03	Bar-Rup	UP	caliza	095/19	2	13	-8.22	1.048	0.555	61	57	71	41	39.1/10.1	169	55	191	30

SA05	Bar-Rup	UP	lutita	074/20		2	7	132	1.017	0.544	267	1	268	20	29.8/6.3	307	12	3	14
SA06	Bar-Rup	UP	caliza	130/74 (overt.)		3	9	171	1.356	0.059	209	47	88	4	46.7/8.2	345	37	187	65
SA07	Bar-Rup	UP	caliza	047/20		3	13	18.8	1.009	0.170	109	23	103	13	44.0/16.7	309	71	353	57
SA11	Bar-Rup	UP	aren.-lutita	075/40		2	14	131	1.029	0.259	146	34	129	15	32.9/22.4	39	26	34	17
SA12	Bar-Rup	UP	lutita	109/40-117/55		1	9	83.9	1.021	-0.058	177	30	163	3	22.1/17.9	61	20	257	50
SA04	Bar-Rup	UP	lutita	095/19		4	11	53.5	1.022	0.342	96	20	94	2	20.5/11.8	206	30	185	27
SA16	Bar-Rup	UP	lutita aren.	090/25		2	14	78.6	1.125	0.643	181	48	156	42	34.5/10.2	325	29	334	48
SA19	Bar-Rup	UP	lutita	025/40		1	11	134	1.013	0.133	191	7	10	4	11.4/5.1	309	24	278	34
SA09	Bar-Rup	UP	lutita	140/32		4	9	178	1.013	0.283	302	24	291	54	32.5/9.7	33	11	48	18
AL05	Cam-Lut	Vil	arenisca	124/14		4	8	7.75	3.910	0.410	10	60	35	63	21.3/7.7	200	31	197	26
AL04	Con-San	Cr	caliza	110/34-121/26		3	8	-7.21	1.024	-0.099	214	16	203	19	40.5/10.6	188	28	108	13
AL03	Con	Cr	marga	153/24		4	9	20.2	1.020	0.232	151	4	331	21	67.6/18.9	42	23	68	17
AL21	Con	Cr	marga	072/30		4	8	80.2	1.022	0.510	204	21	190	39	46.0/12.2	95	30	95	6
AL01	Tur	Cr	marga	233/23		4	9	9.65	1.038	0.149	29	35	17	55	61.9/16.5	140	26	148	25
AL02	Tur	Cr	marga	233/23		1	6	17	1.016	0.274	46	6	45	29	20.7/11.2	173	26	158	35
AL24	Tur	Cr	marga	010/35		1	9	71.9	1.011	0.138	160	57	81	73	17.9/4.5	329	35	339	3
AL17	Cen	Cr	marga	038/34		3	8	115	1.017	-0.213	298	72	6	55	49.2/21.0	134	24	229	27
AL22	Cen	Cr	marga	148/29		4	8	25.4	1.084	0.222	145	22	325	7	24.9/9.5	42	15	57	16
AL23	Cen	Cr	marga	279/65		1	9	35	1.021	0.132	352	58	310	13	17.8/6.7	187	29	208	44
AL19	CrInf	Cr	marga	055/07		3	9	48.8	1.006	0.453	217	1	216	7	68.6/12.8	134	15	9	82
AL20	CrInf	Cr	caliza	251/28		3	8	56.1	1.006	0.435	175	16	181	8	42.3/14.4	155	108	290	

Tabla 4.1. Listado de estaciones analizadas para el estudio de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) y datos obtenidos. So: estratificación (dirección de buzamiento / buzamiento). Tipo ^L fábrica magnética: 1 = líneacon bien definida (e12<25), 2 = líneacon pobremente definida (25<e12<40), 3 = sin líneacon definida (e12>40), 4 = reorientada durante muestreo o datos ininterpretables. ^L N = número de muestras. Km = (Kmax + Kint + Kmin) / 3 (susceptibilidad media, en unidades 10-6 SI). Pj = exp [2{(h1 - h)2 + (h2 - h)2 + (h3 - h)2}] / 172 (Jelinek, 1981). T = 2(h2 - h3)2 / (h1 - h3) - 1 ^L (factor de forma, Jelinek, 1981; h1 = ln Kmax; h2 = ln Kint; h3 = ln Kmin; h = (h1 + h2 + h3) / 3). E11.1 (e12/e13) son semi-ángulos de confianza de Kmax según parámetros estadísticos de Jelinek ^L (1981). Dir. m. perf. = Dirección media de perforación (muestreo) para cada estación. Unidades y edades: UN2 = 2ª Unidad Neógena (Bur-Lan = Burdigaliense-Langhiense), UN1 = 1ª Unidad Neógena ^L (Aq = Aquitaniense), UPN = Unidad Paleógeno-Neógena (Rup-Aq = Rupeliense-Aquitaniense), UP = Unidad Paleógena (Bar-Rup = Bartonense-Rupeliense), Vil = Formación Villalba de la Sierra ^L (Cam-Lut = Campaniense-Luteciense), Cr = Unidades Cretácicas (Con-San = Coniaciense-Santoniense; Con = Coniaciense; Tur = Turoniense; Cen = Cenomaniense; CrInf = Cretácico Inferior).

1. Estaciones que muestran elipsoides magnéticos con una lineación bien definida ($e_{12} < 25^\circ$) (el 36% de las estaciones).
2. Estaciones que muestran una lineación magnética poco definida ($25^\circ < e_{12} < 40^\circ$) (el 14% de las estaciones).
3. Estaciones sin una lineación magnética definida ($e_{12} > 40^\circ$) (el 18% de las estaciones).
4. Estaciones con una fábrica magnética reorientada durante el muestreo o con resultados ininterpretables (32% de las estaciones).

Excepto los datos pertenecientes a este último grupo (datos reorientados o ininterpretables), que no fueron considerados en la interpretación posterior, todas las estaciones muestran los ejes K_{\min} perpendiculares a la estratificación e incluidos en el plano definido por K_{\max} y K_{int} (foliación magnética), que a su vez coincide con el plano de estratificación (Tabla 4.1). Así, esta foliación magnética bien definida y paralela al plano de estratificación se interpreta como una fábrica magnética de origen sedimentario debida a procesos deposicionales y de compactación.

El mapa de la Fig. 4.7 muestra la posición de todas las estaciones realizadas, la orientación de la lineación magnética después de la corrección tectónica de las estaciones con lineaciones magnéticas bien definidas y poco definidas y los principales elementos estructurales de la zona de estudio. En esta figura se observa que, en general, todas las estaciones con lineación magnética bien definida, tanto en materiales pre- como sin-tectónicos, presentan una orientación de sus ejes K_{\max} (lineación magnética) paralela a los ejes de las estructuras cercanas, lo que apunta a un origen tectónico de las fábricas magnéticas observadas. La orientación de la lineación magnética de tres estaciones realizadas en materiales cretácicos (AL02, AL23 y AL24) muestra una orientación perpendicular o con alto grado de oblicuidad con respecto a la orientación de los ejes de las estructuras más cercanas, lo que sugiere que su fábrica magnética responde a diferentes procesos tectónicos, probablemente relacionada con las condiciones extensivas presentes en la zona de estudio durante el depósito de estas rocas (ver también Soto et al., 2007, 2008).

Si se descartan las estaciones cretácicas (AL02, AL23 y AL24), las estaciones con lineación magnética bien definida aparecen distribuidas en el sector Norte y Central de la zona estudiada (Fig. 4.7). En cuanto al sector Sur (ver Fig. 4.7), donde las estructuras principales tienen una orientación NNW-SSE, las estaciones no muestran una lineación magnética definida. El predominio de orientaciones de K_{\max} NNE-SSW en el sector Norte y N-S a NNW-SSE en el sector Central se encuentra en correspondencia con las orientaciones de las estructuras en los respectivos sectores.

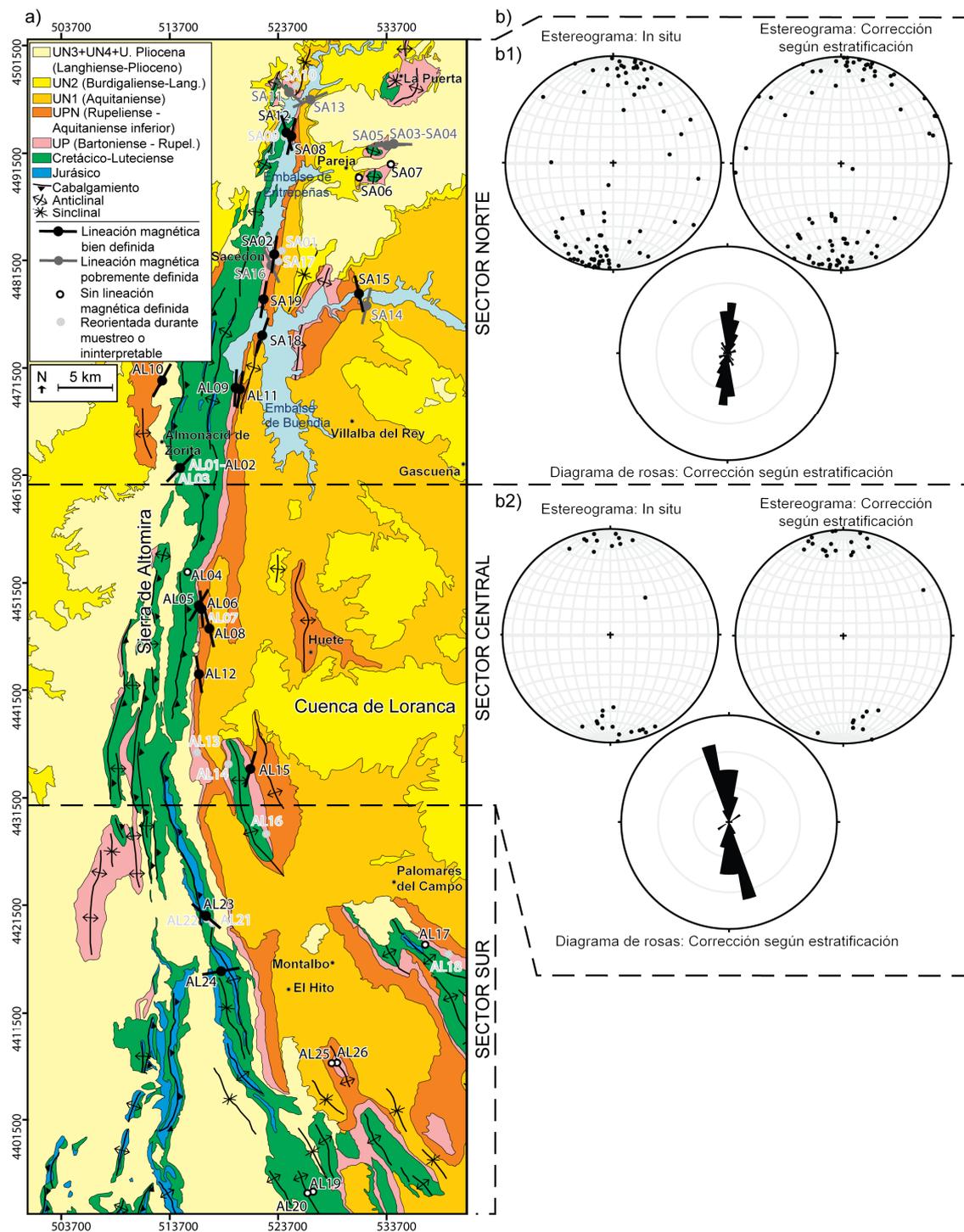


Fig. 4.7. (a) Mapa de los valores de K_{max} para estaciones cenozoicas con lineaciones magnéticas bien definidas. (b) Estereogramas y diagramas de rosas para K_{max} , diferenciando el Sector Norte (b1) y el Sector Central (b2).

4.6 Discusión

4.6.1 Orientación de la lineación magnética como marcador pasivo de la deformación

En este trabajo se interpreta la foliación magnética observada en las estaciones que muestran fábricas magnéticas tipo 1 (lineación magnética bien definida), 2 (lineación magnética poco definida) y 3 (sin una lineación magnética definida), y que es paralela al plano de estratificación, como una fábrica magnética de origen sedimentario debida a procesos deposicionales y de compactación.

La lineación magnética, sin embargo, debido al paralelismo con los ejes de las estructuras principales más cercanas a las estaciones, se interpreta como causada por procesos tectónicos. Las estaciones se realizaron en arcillas y areniscas finas para descartar el posible efecto de paleocorrientes. De todas formas, la ausencia de efectos de las paleocorrientes en la fábrica magnética se confirma al comparar las orientaciones de la lineación magnética con las direcciones de las paleocorrientes durante la deposición de los materiales de la Unidad Paleógeno-Neógena (UPN), 1ª Unidad Neógena (UN1) y 2ª Unidad Neógena (UN2). Así, se puede observar que las lineaciones magnéticas tienen orientaciones diferentes e incluso perpendiculares a las que serían esperables si éstas estuviesen condicionadas por las paleocorrientes (e.g. SA02 y SA18 en Fig. 4.8a, SA14 en Fig. 4.8b), y solo coinciden en aquellos puntos en los que la orientación de las estructuras y la orientación de las paleocorrientes es similar (e.g. SA08 y AL12 en Fig. 4.8a).

Numerosos trabajos señalan que la fábrica magnética se adquiere de forma temprana, un corto periodo de tiempo después del depósito de los materiales, y que es capaz de registrar incluso condiciones de deformación débiles (e.g. Mattei et al., 1995; Sagnotti et al., 1998, 1999; Parés et al., 1999; Larrasoana et al., 2004; Soto et al., 2009). Si la fábrica magnética no es modificada con posterioridad (i.e. adquisición de una fábrica magnética secundaria), esto significa que la ASM puede ser considerada un marcador pasivo de la deformación (e.g. Mattei et al., 1997; Parés et al., 1999) y/o un indicador de la dirección de transporte tectónico en zonas plegadas (e.g. Kissel et al., 1986; Lee et al., 1990; Sagnotti et al., 1994; Weaver et al., 2004).

En la zona estudiada, los sectores Norte y Central presentan una lineación magnética orientada NNE-SSW en el primer caso y N-S a NNW-SSE en el segundo (Fig. 4.7). Si se considera la ASM como indicador de la deformación, y en concreto se considera que la lineación magnética es perpendicular a la dirección de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) en contextos compresivos (ver Kissel et al., 1986; Mattei et al., 1997), esta pequeña diferencia entre los sectores Norte y Central implicaría dos posibles conclusiones alternativas: (1) las direcciones de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) fueron similares en los sectores Norte y Central, y la diferencia en la orientación de la lineación magnética se debe a la existencia de rotaciones de eje vertical, o (2) las estructuras se formaron ya con la orientación actual, ligadas a diferentes direcciones de acortamiento paralelo a las capas.

De acuerdo con el análisis paleomagnético que se describe ampliamente en el capítulo siguiente (capítulo 5), en el sector Norte de Altomira-Loranca tuvo lugar una rotación de eje vertical de 17° en sentido horario. Por lo tanto, si consideramos que la

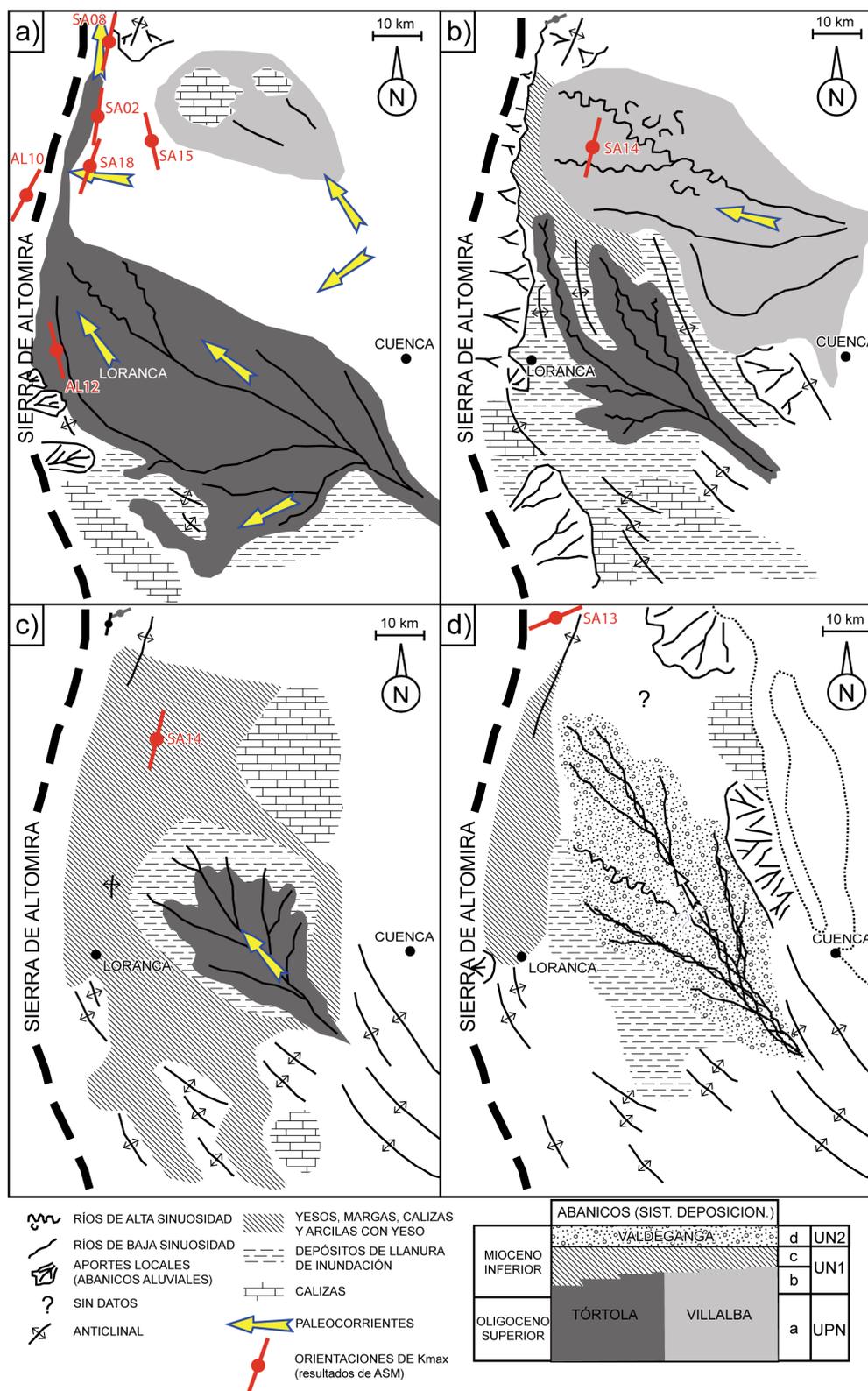


Fig. 4.8. Comparación de las lineaciones magnéticas esperables según las paleocorrientes de Muñoz-Martín (1997) y las lineaciones magnéticas reales obtenidas mediante el análisis de ASM (K_{max}), para materiales de UPN (a), UN1 (b, c) y UN2 (d). Si las lineaciones magnéticas estuviesen condicionadas por las paleocorrientes, éstas se orientarían paralelas a la dirección de las paleocorrientes. Se observa que no concuerdan las direcciones de las paleocorrientes con los datos obtenidos mediante ASM, excepto en los puntos donde las orientaciones de las estructuras y las direcciones de las paleocorrientes son similares (p. ej. SA08 y AL12).

ASM se adquirió en un estadio temprano (ver Parés et al., 1999), descartando posibles modificaciones tardías de la fábrica magnética, las lineaciones magnéticas, y por tanto las direcciones de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*), serían similares en los dos sectores con anterioridad a la rotación del sector Norte. Posteriormente, la lineación magnética del sector Norte rotaría de forma pasiva 17° en sentido horario.

Los datos de ASM para los sectores Norte y Central de la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira muestran que las direcciones de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) son perpendiculares a la orientación actual de las estructuras. Los cortes geológicos realizados de forma perpendicular a la orientación de las estructuras en el sector Central mostrarán estimaciones de acortamiento (*bulk shortening*) más precisas, puesto que en este sector la dirección de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) y la del transporte tectónico coinciden, mientras que en el

sector Norte, en el que estas direcciones no coinciden debido a la rotación de eje vertical, las estimaciones de acortamiento (*bulk shortening*) deducidas de un corte geológico realizado perpendicularmente a la dirección de las estructuras tendrán un error menor que si se realizara el corte considerando la dirección de transporte tectónico regional, es decir, a lo largo de una orientación E-W (ver Sussman et al., 2012).

4.6.2 Historia deformacional de la zona de estudio basada en los datos de ASM

La figura 4.9 muestra la orientación de la lineación magnética de las estaciones con lineación magnética bien definida en función del carácter pre- o sin-tectónico de los materiales. Se observa que la orientación de la lineación magnética a grandes rasgos coincide con la de los sedimentos sin-tectónicos. Esto sugiere que con anterioridad al emplazamiento de las estructuras que forman la Sierra de Altomira, cuando la zona de estudio constituía la cuenca de antepaís de la Cordillera Ibérica, las condiciones compresivas y el estado de esfuerzos reinantes eran similares a las que gobernaron durante la etapa tectónica posterior, de formación de la cuenca de *piggy-back*. El paralelismo entre la lineación magnética y la dirección de las estructuras indica que los mismos mecanismos responsables del origen oblicuo de las estructuras con respecto a la dirección principal ibérica controlarían la orientación de la fábrica magnética.

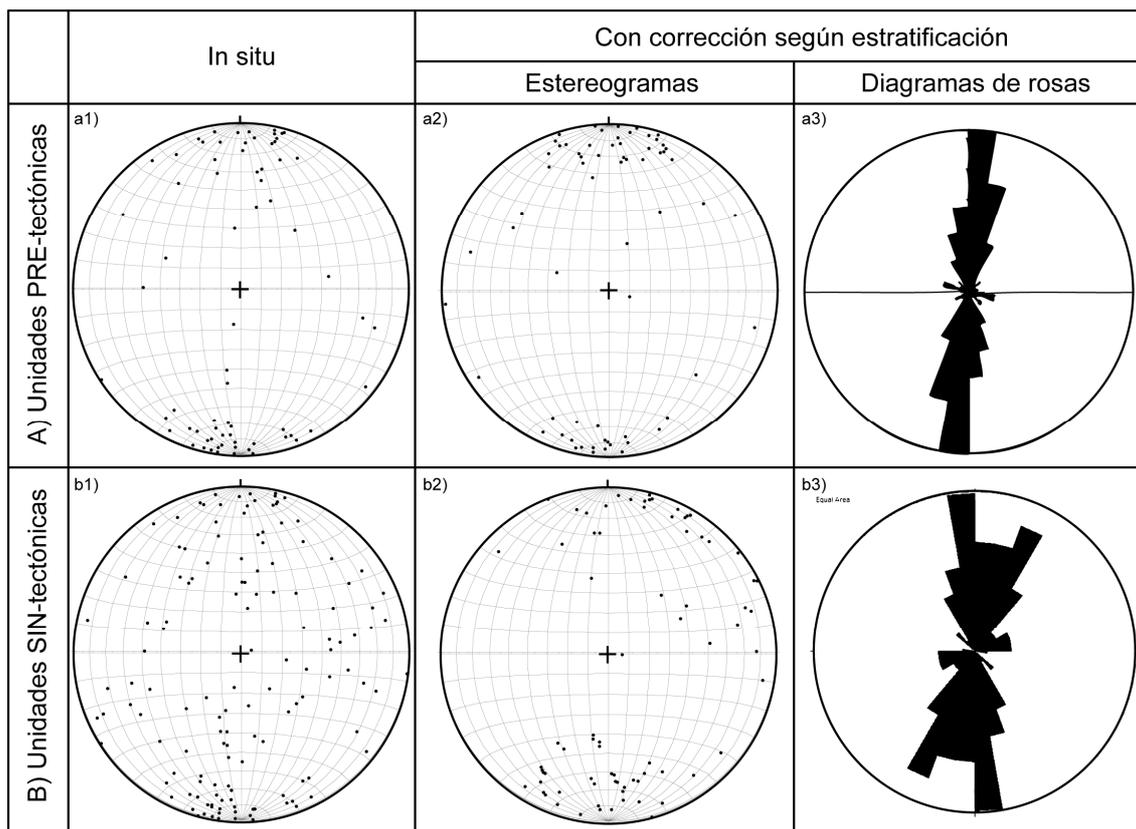


Fig. 4.9. Estereogramas y diagramas de rosas de lineación magnética (Kmax) de las muestras con lineación bien definida, in situ (a1, b1) y corregida según estratificación (a2, b2, a3, b3). Se observa una dirección preferente N-S tanto para las unidades pre-tectónicas (a) como para las sin-tectónicas (b).

Capítulo 5

Rotaciones de eje vertical de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira- Loranca a partir de datos paleomagnéticos y estructurales

Capítulo 5

ROTACIONES DE EJE VERTICAL DE LOS CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS DE ALTOMIRA-LORANCA A PARTIR DE DATOS PALEOMAGNÉTICOS Y ESTRUCTURALES

5.1 Principios básicos del paleomagnetismo

El paleomagnetismo es el estudio del registro del Campo Magnético Terrestre en las rocas. El origen de las propiedades magnéticas observadas en la materia reside en el movimiento de los electrones de sus átomos constituyentes. Este movimiento de cargas eléctricas lleva asociado un momento magnético dipolar, cuya suma vectorial por unidad de volumen de materia se conoce como magnetización. En estado desmagnetizado la suma de los momentos magnéticos es 0, debido a la orientación aleatoria de los mismos en el material (e.g. Butler, 2004). Cuando se somete dicho material a un campo magnético externo, como en el caso del efecto del Campo Magnético Terrestre sobre las rocas, se produce una magnetización inducida.

En las rocas se puede encontrar una magnetización primaria y/o secundaria. La magnetización primaria se adquiere durante los procesos de formación de la roca (consolidación, diagénesis, enfriamiento, etc) mediante diferentes mecanismos de adquisición (detritico, térmico y/o químico). La roca puede sufrir posteriormente otros procesos de magnetización, llamadas magnetizaciones secundarias o remagnetizaciones. La magnetización natural remanente es la suma de todas las magnetizaciones de una roca, y la componente magnética más estable identificada en una roca se denomina Magnetización Característica Remanente (e.g. Butler, 2004).

Los minerales que conforman las rocas se pueden clasificar en diferentes tipos según su comportamiento magnético:

- Minerales diamagnéticos: al someterse a un campo magnético externo (H), los momentos magnéticos asociados a cada electrón del mineral se alinean en dirección opuesta al campo, dando lugar a una magnetización inducida antiparalela a H. Dicha magnetización es proporcional a la intensidad del campo externo y desaparece cuando éste deja de actuar. Minerales como el cuarzo, el feldespato o la calcita muestran este comportamiento.
- Minerales paramagnéticos: al someterse a un campo magnético externo (H) adquieren una magnetización inducida paralela a dicho campo que, al igual que en los sólidos diamagnéticos, desaparece al anular H. El olivino, las micas y los minerales de la arcilla, entre otros constituyentes mayoritarios de las rocas, presentan este comportamiento.
- Minerales ferromagnéticos: poseen una magnetización espontánea de gran intensidad, debido a que los momentos atómicos adyacentes generados por la existencia de varios electrones desapareados sufren una fuerte interacción de naturaleza cuántica (e.g. Butler, 2004). Los minerales ferromagnéticos presentan dos características que los distinguen de los demás sólidos: (1) sometidos a un campo externo, como el Campo

Magnético Terrestre, adquieren intensidades altísimas de magnetización; (2) al eliminarse el campo externo retienen parte de la magnetización en forma de una magnetización remanente. El paleomagnetismo es posible fundamentalmente gracias a dichas propiedades de los minerales ferromagnéticos: (1) la altísima susceptibilidad magnética de los minerales ferromagnéticos hace que éstos puedan orientarse paralelos al campo geomagnético mientras las rocas se litifican, de manera que quedan bloqueados a modo de “brújulas fósiles”; (2) la estabilidad de la magnetización remanente adquirida es tal que permite su preservación a lo largo del tiempo geológico.

En este apartado se ha realizado una descripción muy breve de los principios básicos del paleomagnetismo. Son varios los trabajos que se pueden consultar para tener una descripción más detallada tanto de los principios básicos del paleomagnetismo como del muestreo necesario, medidas en laboratorio, tests de estabilidad de las componentes paleomagnéticas en las rocas, tratamiento y aplicabilidad de los datos, entre otros. Algunos de estos trabajos son: Butler (2004) y Tauxe (1998).

5.2 Paleomagnetismo aplicado a la geología estructural y tectónica: estudio de rotaciones de eje vertical

Una de las aplicaciones del paleomagnetismo en geología estructural y tectónica es el estudio de rotaciones de eje vertical de una unidad o grupo de unidades estructurales en cualquier contexto tectónico. Esta técnica se denomina “magnetotectónica” (McClelland et al., 1986). De hecho, el paleomagnetismo es la única técnica capaz de detectar y cuantificar posibles rotaciones de eje vertical. Detectar la presencia de rotaciones de eje vertical es fundamental para conocer la historia cinemática de una unidad estructural y descifrar su posible origen, pero además es un dato necesario para poder realizar una validación de la geometría propuesta mediante su restitución correcta en 2D o 3D.

Para detectar rotaciones de eje vertical se debe establecer la diferencia angular existente (en términos de declinación e inclinación) entre la dirección paleomagnética obtenida en la unidad estructural estudiada y la dirección de referencia obtenida para dicha unidad a partir del polo paleomagnético representativo de la zona estable a la que pertenece (e.g. Butler, 2004).

5.3 La necesidad de controlar la presencia o no de rotaciones de eje vertical en la zona de estudio

La presencia de estructuras oblicuas es muy común tanto en ambientes tectónicos compresivos como extensionales, y muchas veces van asociadas a zonas de transferencia (e.g. Dahlstrom, 1970). Una estructura oblicua es aquella cuya orientación

es oblicua a la dirección principal de transporte tectónico u oblicua a la orientación preferente de las estructuras principales de la cadena. Muchos trabajos en geología estructural desde los años 70 se han centrado en estudiar la geometría y los factores que controlan la formación de estructuras oblicuas (e.g. Dahlstrom, 1970; Ebinger et al., 1987; Morley et al., 1990; Thomas, 1990; Wilkerson and Marshak, 1991). El interés del estudio de estructuras oblicuas está en su capacidad para acomodar deformación fuera de plano, lo que de cara a tener un conocimiento 3D de una zona de estudio o de un proceso de deformación es fundamental controlar (e.g. Duebendorfer and Black, 1992; Apotria, 1995; Speranza et al., 1999; Pueyo et al., 2002; Carola, 2014).

Las estructuras oblicuas se caracterizan por su falta de perpendicularidad respecto a la dirección de transporte tectónico regional. Esta oblicuidad puede ser primaria, progresiva o secundaria en función de cuándo se genera su oblicuidad en relación a su evolución estructural (Sussman y Weil, 2004). Los mecanismos de deformación y la cinemática de las estructuras es diferente dependiendo del tipo de oblicuidad. Esto tiene implicaciones importantes, por ejemplo, para evaluar las características de potenciales almacenamientos geológicos o para realizar estimaciones de acortamiento entre otros. Las estructuras oblicuas primarias se forman con el ángulo observable actualmente entre dirección de capa y dirección regional de transporte tectónico. Éstas pueden desarrollarse por diversas causas, como cambios laterales reológicos o de espesor, variaciones laterales en el nivel de despegue (e.g. Cotton and Koyi, 2000; Soto et al., 2002, 2003, Vidal-Royo et al., 2009), o variaciones en la dirección de capa de la sedimentación sintectónica y/o de la tasa de erosión. Las estructuras oblicuas secundarias, en cambio, adquieren su oblicuidad por flexión o partición de estructuras de orientación inicialmente constante mediante rotaciones de eje vertical, variando el ángulo original que formaban respecto a la dirección de transporte tectónico regional.

La distinción del carácter primario o secundario de la oblicuidad de las estructuras tiene importantes implicaciones ya que afecta de una manera muy importante a los mecanismos de deformación y la cinemática de dichas estructuras, lo que a su vez puede condicionar sus propiedades como potenciales reservorios geológicos.

A pesar de que la deformación cenozoica en el interior de la placa Ibérica responde a la convergencia N-S entre África y Eurasia, las estructuras contractivas resultantes no presentan una tendencia homogénea de orientaciones (Figs. 2.1, 2.4). Esta variedad de orientaciones ha sido interpretada de diferentes maneras: modelos de evolución multifase (Liesa y Simón-Gómez, 2007) o inversión de fallas normales previas variscas y/o mesozoicas (e.g. Guimerà et al., 2004; De Vicente et al., 2009). Uno de los rasgos estructurales más interesantes y atractivos del frente de deformación sur-occidental de la Cadena Ibérica representado por la Sierra de Altomira y la Cuenca de Loranca es la orientación N-S a NNE-SSW y NNW-SSE de sus estructuras, formando un ligero arco oblicuo respecto a la tendencia general NW-SE de la Rama Castellano-Valenciana y la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica. Las estructuras de Altomira y Loranca responden a una dirección de transporte tectónico regional E-W, lo que en un contexto de compresión N-S es difícil de explicar a no ser que se considere un régimen estructural altamente constreñido. Muñoz-Martín et al. (1998) consideran este escenario una consecuencia de la interacción de las compresiones bética e ibérica, a lo que se añadiría la influencia de la orientación de las cuencas extensivas mesozoicas.

El objetivo del análisis de rotaciones de eje vertical en Loranca-Altomira es mejorar la caracterización cinemática de este sistema de estructuras compresivas y discernir si su oblicuidad es primaria o secundaria, como herramienta para precisar las posibles causas de su orientación estructural. Esto no ha sido analizado hasta el momento, a pesar de que numerosos autores han tratado acerca de los principales factores que controlaron esta orientación (e.g. Guimerà, 1988; Van Wees et al, 1996; Muñoz-Martín et al., 1998). Para cuantificar las posibles rotaciones de eje vertical se llevó a cabo un análisis paleomagnético apoyado por: (1) rotaciones de eje vertical teóricas calculadas usando estimaciones de acortamiento a partir de cortes compensados realizados por Muñoz-Martín y De Vicente (1998), siguiendo la metodología propuesta por Pueyo et al. (2004), y (2) relaciones entre basamento y cobertera en dos zonas localizadas en el interior de la cuenca de Loranca a partir de datos estructurales de superficie y de profundidad.

5.4 Muestreo, análisis en laboratorio y procesado de los datos paleomagnéticos obtenidos en este trabajo

En el estudio paleomagnético realizado para esta tesis se analizaron un total de 385 muestras de 45 estaciones recogidas a lo largo de dos campañas de campo realizadas durante el año 2011. El muestreo incluye 12 estaciones en rocas cretácicas (en Fm. Margas de Casa Medina [Turonense], Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada [Turonense], Fm. Brechas Dolomíticas de Cuenca [Coniaciense-Campaniense] y Fm. Villalba de la Sierra [Campaniense-Luteciense]), 20 estaciones en rocas del Bartonense-Rupeliense (Unidad Paleógena), 9 estaciones en rocas del Rupeliense-Aquitaniense (Unidad Paleógeno-Neógena) y 4 estaciones en rocas del Aquitaniense-Langhiense (1ª Unidad Neógena y 2ª Unidad Neógena) (Fig. 2.6). Se muestrearon arcillas, areniscas de grano fino y calizas, con la intención de obtener los mejores resultados posibles en el análisis paleomagnético y al mismo tiempo minimizar el posible efecto de paleocorrientes en la fábrica magnética. La mayoría de las rocas aflorantes en la Sierra de Altomira son dolomías mesozoicas, que no fueron muestreadas para evitar remagnetizaciones y/o rocas con intensidades muy bajas de magnetización natural remanente. Por otro lado, gran parte de los sedimentos expuestos en la cuenca de Loranca pertenecen a unidades sin-tectónicas, por lo que no proporcionan información estructural relacionada con los objetivos de este estudio. Solo en el extremo occidental de la cuenca de Loranca, cerca de la Sierra de Altomira, afloran unidades pre-tectónicas y sin-tectónicas. Por lo tanto, el muestreo se concentró a los limitados afloramientos no dolomíticos localizados en la Sierra de Altomira y en los pocos afloramientos adecuados para muestreo de rocas pre-tectónicas y sin-tectónicas situados en el extremo Oeste de la cuenca de Loranca (Fig. 2.6).

El análisis paleomagnético se llevó a cabo en el Laboratori de Paleomagnetisme CCiTUB-CSIC de Barcelona. Este análisis consistió en la desmagnetización térmica progresiva de la magnetización natural remanente de las muestras con un máximo de 20 pasos (máximo de 660°C). Para ello se usaron desmagnetizadores térmicos MMTD-80 (Magnetic Measurements) y TSD-1 (Schonstedt) y un magnetómetro de rocas

superconductor SRM 755R (2G Enterprises) (Fig. 5.1). Tras cada paso de la desmagnetización se midió la susceptibilidad magnética de cada muestra en un Kapabridge KLY-2, Agico para controlar posibles cambios mineralógicos ocurridos durante el calentamiento de la misma.

Las componentes características se determinaron mediante técnicas de regresión lineal tras el ajuste visual sobre los diagramas ortogonales de desmagnetización (diagramas de Zijdeveld; Zijdeveld, 1967). Este análisis se realizó con el software PALDIR desarrollado por el laboratorio de Utrecht.

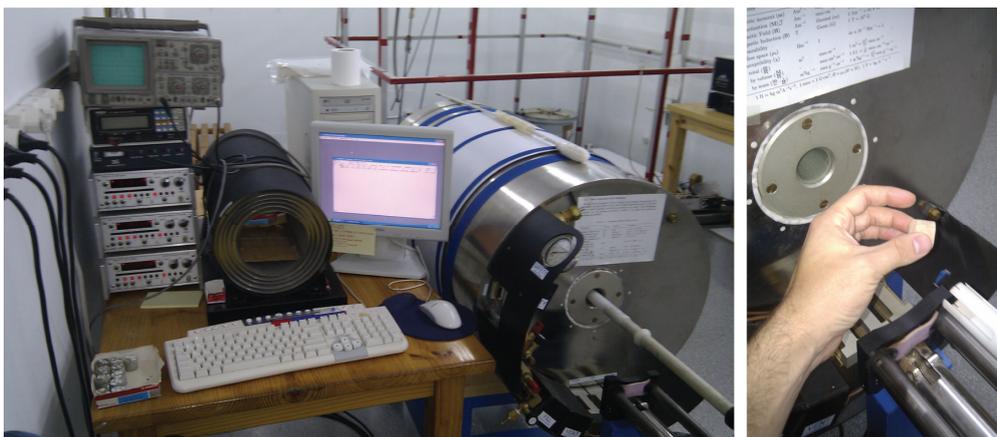


Fig. 5.1. Magnetómetro de rocas SRM 755R (2G Enterprises) en el Laboratori de Paleomagnetisme CCiTUB-CSIC de Barcelona.

Las direcciones obtenidas se clasificaron en 3 clases:

- 1ª clase: direcciones que muestran trayectorias claramente definidas hacia el origen con desviaciones angulares máximas de la regresión lineal menores a 10° .
- 2ª clase: direcciones con trayectorias hacia el origen pero más dispersas o con desviaciones angulares máximas mayores a 10° .
- 3ª clase: direcciones dispersas que no apuntan al origen, que son descartadas para posteriores análisis (ver lista completa de direcciones obtenidas en el Apéndice 1).

Las direcciones medias y los parámetros de dispersión (k y α_{95}) para cada estación se calcularon según el método estadístico de Fisher (Fisher, 1953). Las direcciones medias de cada estación se clasificaron también en tres “calidades”:

- Direcciones medias de 1ª clase: $\alpha_{95} < 10^\circ$
- Direcciones medias de 2ª clase: $10^\circ < \alpha_{95} < 20^\circ$
- Direcciones medias de 3ª clase: $\alpha_{95} > 20^\circ$. Estas direcciones medias fueron descartadas para posteriores interpretaciones.

Se realizaron también experimentos de mineralogía magnética para algunas muestras representativas de las diferentes litologías estudiadas, con el objetivo de caracterizar sus partículas ferromagnéticas. Estos experimentos consistieron en realizar curvas de adquisición progresiva de saturación isotérmica remanente (IRM) hasta 1.2 T usando un magnetizador de pulsos IM10-30 (ASC Scientific) y curvas de

desmagnetización de IRM de 3 ejes (con campos de 1.2, 0.3 y 0.1 T) de acuerdo con Lowrie (1990) usando para ello un desmagnetizador térmico TSD-1 (Shondstedt).

5.5 Resultados del análisis de paleomagnetismo

Los datos resultantes del análisis paleomagnético muestran dos comportamientos magnéticos diferenciados de acuerdo con las dos litologías muestreadas, es decir, por un lado arcillas rojas y areniscas de grano fino y por el otro calizas. La desmagnetización térmica de la magnetización remanente natural (Natural Remanent Magnetization, NRM) nos ha permitido definir la componente de la magnetización remanente característica (Characteristic Remanent Magnetization, ChRM). Ésta se encuentra entre 200-450 °C y 600 °C para las arcillas rojas y areniscas finas y entre 200-380° y 380-470 °C para las calizas (Fig. 5.2). Estas temperaturas máximas de desbloqueo permiten interpretar que los principales minerales portadores de la magnetización remanente son la hematites en el caso de las arcillas y areniscas finas y la (titano-)magnetita en el caso de las calizas.

Una descripción detallada de los resultados obtenidos de cada muestra analizada y ordenadas por estaciones se encuentra en el Apéndice 1 de este trabajo. Para cada muestra se indica: unidad a la que pertenece, edad, litología, coordenadas geográficas, estratificación, declinación e inclinación de la magnetización remanente característica (ChRM) antes y después de la corrección tectónica, intensidad (Int), error (err), clasificación por calidad y rango de temperaturas.

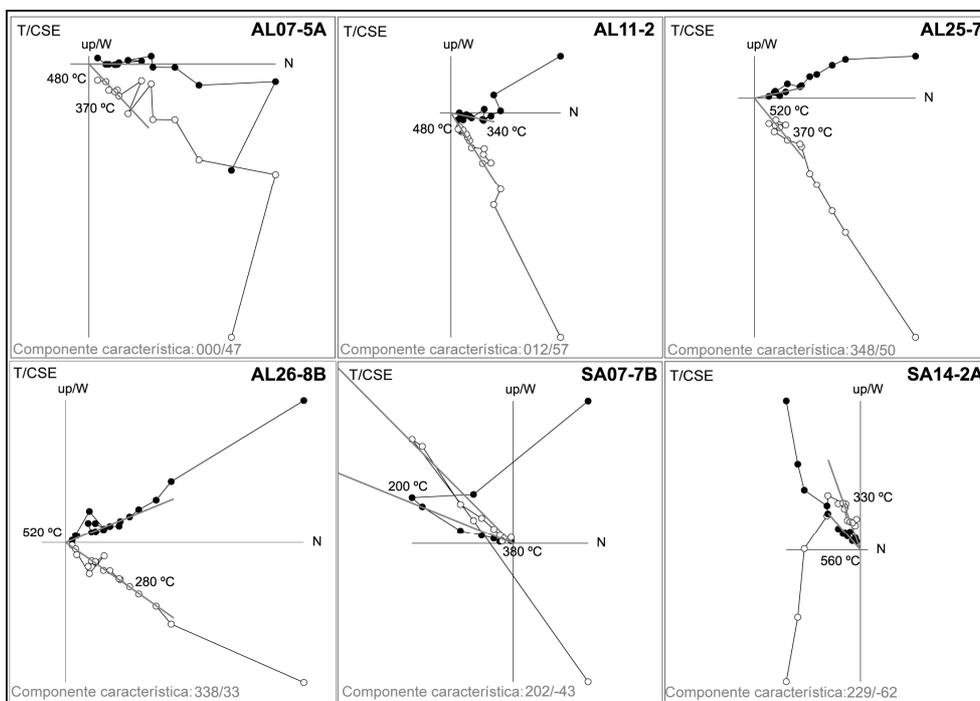


Fig. 5.2. Proyecciones ortogonales de la desmagnetización térmica de muestras representativas de las estaciones seleccionadas. Los puntos negros representan la proyección en el plano horizontal. Los puntos blancos representan la proyección en el plano vertical. T: desmagnetización térmica. CSE: Corregido Según Estratificación.

Las curvas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (Isothermal Remanent Magnetization, IRM) y la desmagnetización térmica de la IRM de 3 ejes confirman estas mineralogías. Todas las muestras analizadas de arcillas rojas y areniscas finas muestran un comportamiento de adquisición de la IRM similar, que no se saturan en campos magnéticos de 1.2 T (Fig. 5.3a,b). Por otro lado, los resultados de la desmagnetización térmica de la IRM de 3 componentes también muestran la predominancia de fases de alta coercividad con la magnetización decayendo suavemente desde 0 a 675 °C (Fig. 5.3a,b). Estos datos indican que la mineralogía magnética de estas muestras está controlada por hematites.

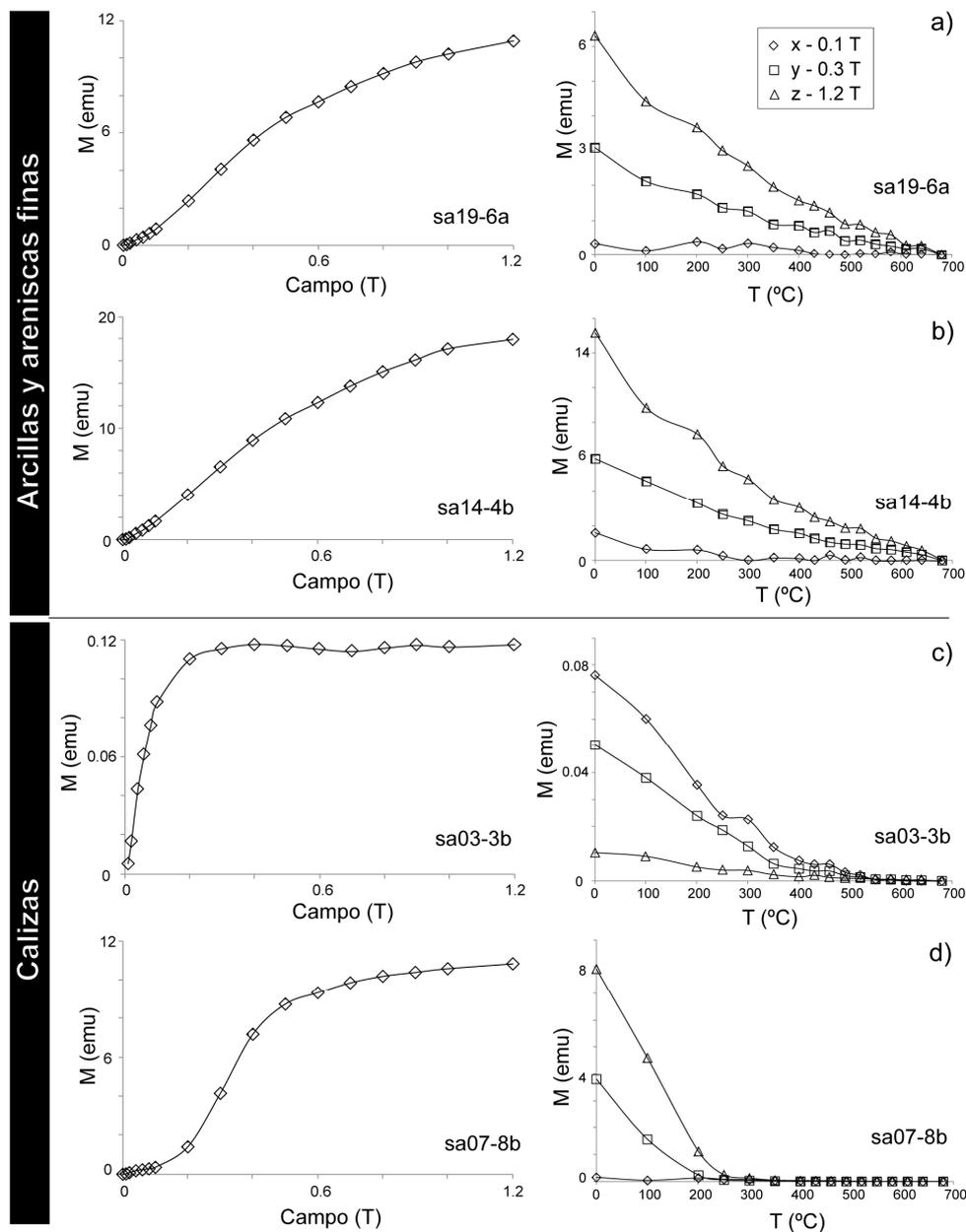


Fig. 5.3. Experimentos de mineralogía magnética para los dos grupos litológicos de muestras (arcillas rojas y areniscas finas; calizas y margas). Curvas de adquisición de la IRM y desmagnetización térmica de la IRM de 3 ejes.

Por lo que respecta a las calizas, la mayoría de las muestras presentan curvas de adquisición de la IRM protagonizadas por minerales de baja coercividad saturados en campos de 300-400 mT, lo que sugiere que la (titano-)magnetita es el principal portador de la magnetización (Fig. 5.3c,d, a la izquierda). Las curvas de desmagnetización térmica también muestran la contribución de minerales de baja y media coercividad, decayendo entre 200 y 350 °C probablemente a causa de la presencia de sulfuros de hierro. Sin embargo, la caída final de la magnetización ocurre a aproximadamente 550°C para los minerales de baja coercividad, indicando la presencia de magnetita (SA03, Fig. 5.3c, a la derecha). La estación SA07 muestra también una contribución variable de una fase de coercividad más alta, no saturada a 1.2 T (Fig. 5.3d). Esta fase de alta coercividad decae entre 100 y 200 °C durante la desmagnetización térmica, lo que sugiere la presencia de goethita en esta estación (Fig. 5.3d).

Tras analizar los diagramas de desmagnetización térmica de todas las muestras, se seleccionaron sólo aquellas muestras con una magnetización característica remanente (ChRM) bien definida y estaciones con ángulos de α_{95} bajos (menores a 20%). De las 12 estaciones muestreadas en rocas del Cretácico, solo la estación AL01 muestra ChRMs fiables (ver Tabla 5.1 y Apéndice 1). Sin embargo, el resultado no ha sido tenido en cuenta para su interpretación debido a la imposibilidad para definir su edad de magnetización con los datos de una sola estación. Además, las estaciones con inclinaciones anómalamente bajas tras la corrección tectónica ($I < 25\%$) se descartaron para posteriores interpretaciones cinemáticas. Este es el caso de las estaciones SA02, SA11 y AL13 (Tabla 5.1). De acuerdo con estos criterios de calidad mínima de los datos, sólo 6 estaciones se consideran válidas (Tabla 5.1), lo que representa el 13% de las estaciones muestreadas.

En el área estudiada, las rocas que mostraron datos paleomagnéticos insatisfactorios, y se descartaron para su interpretación por no satisfacer los criterios de calidad, probablemente a causa de valores de magnetización normal remanente inestables o muy bajos, son: (1) todas las calizas y margas muestreadas en unidades cretácicas, excepto una estación (AL01) muestreada en margas del Turoniense, (2) areniscas del Campaniense-Luteciense correspondientes a la Fm. Villalba de la Sierra, y (3) areniscas y arcillas arenosas muestreadas en la Unidad Paleógena (UP, Bartoniense-Rupeliense) y en la Unidad Paleógeno-Neógena (UPN, Rupeliense-Aquitaniense), mientras que las arcillas y las calizas de estas unidades fueron las litologías que arrojaron datos satisfactorios.

La componente de la magnetización remanente característica presenta en los dos grupos litológicos analizados (arcillas y areniscas finas, calizas y lutitas) polaridades normales e inversas (Tabla 5.1 y Fig. 5.4). Antes de la corrección tectónica, las direcciones medias de las estaciones presentan un ligero desagrupamiento en la dirección Norte e inclinaciones variables. Después de la corrección tectónica, no se incrementa el agrupamiento de las declinaciones, pero las direcciones medias sí adquieren inclinaciones similares, entre 34 y 43° (Tabla 5.1 y Fig. 5.4).

Site	Unit	Age	N	S ₀	In situ				Corregido según S ₀				
					Dec	Inc	α_{95}	K	Dec	Inc	α_{95}	K	
Primera y segunda clase ($\alpha_{95} < 20^\circ$)													
<i>Sector Norte</i>													
SA14	NU1	Aq	7	090/10	192	-40	14	19.6	199	-37	14	19.6	
SA02*	PNU	Rup-Aq	8	083/34	0.2	17.0	13.1	18.8	6.7	13.2	12.2	21.7	
AL11	PU	Bar-Rup	6	095/49	342.8	36.4	17.4	15.8	22.7	37.2	17.4	15.8	
SA07	PU	Bar-Rup	7	047/20	9	54.1	10.9	31.9	199.9	-36.8	10.9	31.9	
SA11*	PU	Bar-Rup	9	075/40	13	52	8	42.2	38	24	8	42.2	
AL01	Cr	Tur	4	233/23	8.3	54.3	7.5	149.6	332.0	66.0	7.5	149.6	
<i>Sector Central</i>													
AL07	PNU	Rup-Aq	5	030/15	5.2	56.4	11.4	45.7	11.3	42.3	11.4	45.7	
AL13*	PU	Bar-Rup	7	030/20	158.0	-23.6	6.3	91.6	161.5	-14.6	6.5	88.2	
<i>Sector Sur</i>													
AL25	PNU	Rup-Aq	4	250/30	17.5	29.8	18.2	26.4	356.9	44.7	18.2	26.4	
AL26	PU	Bar-Rup	8	250/30	353.1	27.3	9.7	33.3	336	30	8	49	
Tercera clase ($\alpha_{95} > 20^\circ$)													
<i>Sector Norte</i>													
AL10	PNU	Rup-Aq	4	085/39	356	38.6	34.7	8	21.8	27.6	34.7	8	
SA08	PNU	Rup-Aq	6	106/25	13.4	37.5	35.7	4.5	31.6	33.9	35.7	4.5	
SA15	PNU	Rup-Aq	5	000/00	8	39.4	52.7	3.1	7.8	39.4	52.7	3.1	
SA06	PU	Bar-Rup	7	130/74 (overt.)	18.9	-6.6	84.6	1.5	50.7	-16.7	84.6	1.5	
SA12	PU	Bar-Rup	7	109/40 - 117/55	7	26.8	48.9	2.5	38.5	26.4	51.6	2.3	
SA16	PU	Bar-Rup	7	090/25	24.8	32.6	33.7	4.2	35.4	19.3	33.7	4.2	
SA19	PU	Bar-Rup	10	115/40	335.2	17.6	25	4.7	354.5	43.5	25	4.7	
<i>Sector Central</i>													
AL08	PNU	Rup-Aq	7	088/40	3	33	39.2	3.3	23.4	20.8	39.2	3.3	
AL06	PU	Bar-Rup	7	124/14	358.7	20	29.4	5.2	4	27.2	29.4	5.2	

Tabla 5.1. Resultados del análisis paleomagnético. Est. = estación; Un. = Unidad; N = número de muestras; So: estratificación (dirección de buzamiento / buzamiento); Dec = Declinación; Inc = Inclinación; α_{95} , K = parámetros estadísticos según Fisher (Fisher, 1953); Unidades y edades: UN1 = 1ª Unidad Neógena (Aq = Aquitaniense), UPN = Unidad Paleógeno-Neógena (Rup-Aq = Rupeliense-Aquitaniense), UP = Unidad Paleógena (Bar-Rup = Bartoniense-Rupeliense), Cr= Cretácico (Tur = Turonian). *Estaciones de primera y segunda clase con inclinaciones anómalamente bajas ($I < 25^\circ$) tras la corrección según estratificación, descartadas para las interpretaciones.

La dispersión que presentan las declinaciones de las direcciones paleomagnéticas medias de las diferentes estaciones al realizar la corrección tectónica, se interpreta como causada por una rotación de eje vertical diferencial de las diversas estaciones respecto a la dirección de referencia ($D = 004^\circ$, $I = 48^\circ$, $\alpha_{95} = 6$). Esta dirección de referencia es la calculada para el intervalo Eoceno-Mioceno de acuerdo con las direcciones de referencia para el Eoceno (Taberner et al., 1999), Oligoceno (Barberà et al., 1996) y Mioceno (Larrasoña et al., 2006), ajustada a las coordenadas geográficas del área de estudio mediante el método de conversión de polo de Noël and Batt (1990). Así, se observan tres tendencias en las direcciones paleomagnéticas medias:

- Las estaciones AL07 (sector Central) y AL25 (sector Sur) no muestran rotación de eje vertical, teniendo en cuenta su margen de error y el error de la dirección de referencia (Fig. 5.4).
- Las estaciones SA07, SA14 y AL11, todas ellas situadas en el sector Norte del área de estudio, muestran una rotación horaria media de 17° (Fig. 5,4).
- La estación AL26, situada en el sector Sur de la zona de estudio, muestra una rotación anti-horaria de 21° (Fig 5.4).

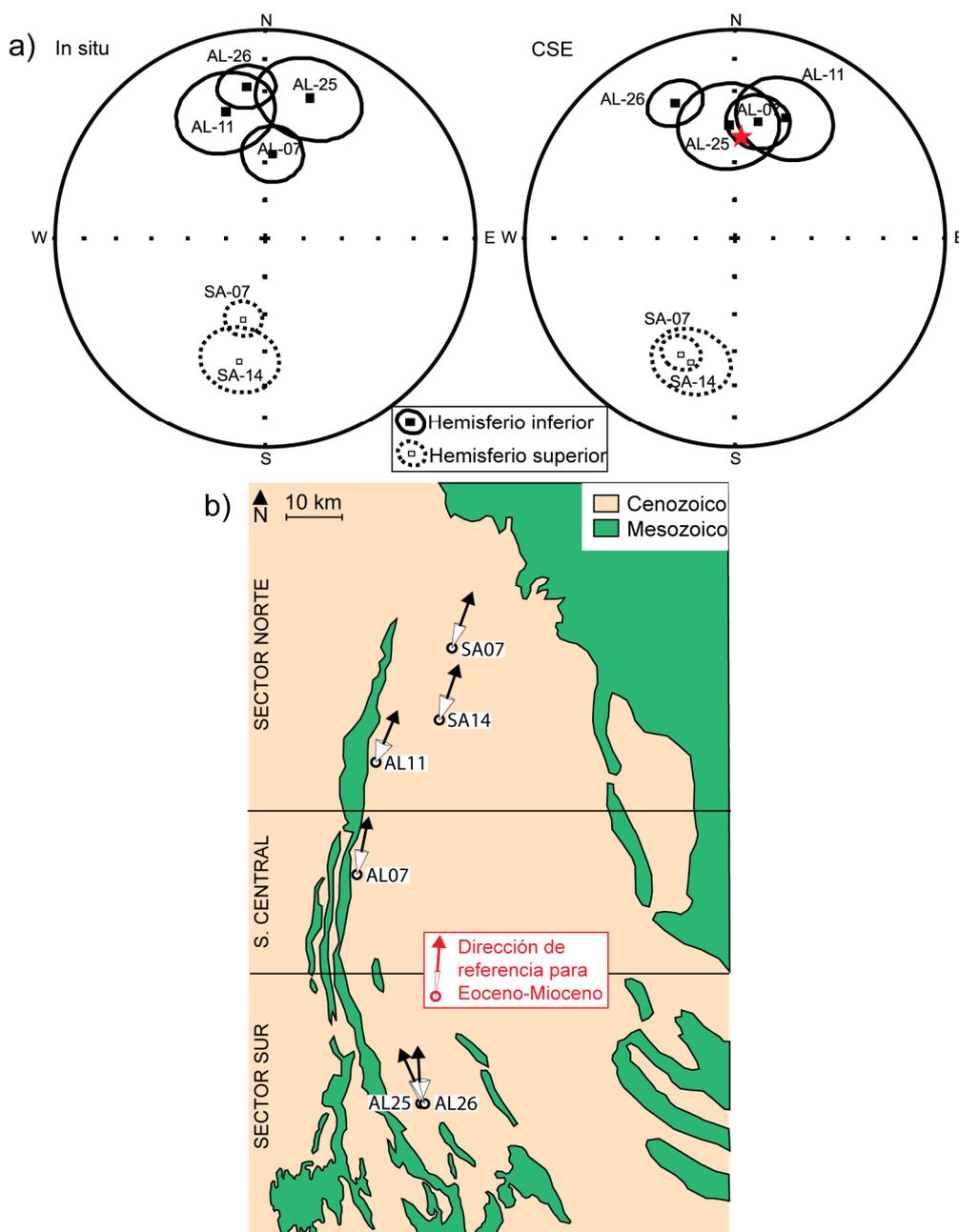


Fig. 5.4. (a) Direcciones paleomagnéticas medias in situ y corregidas según estratificación. La estrella representa la dirección de referencia para el intervalo Eoceno-Mioceno en las coordenadas geográficas de la zona de estudio ($D = 004$, $I = 48$, $\alpha_{95} = 6$). (b) Esquema geológico de la zona estudiada en el que se muestran los datos paleomagnéticos considerados para su interpretación cinemática. Las flechas representan la declinación media de la estación tras aplicar la corrección según estratificación, y los conos representan el error de declinación de las direcciones medias ($(Dec\ err = \alpha_{95}/\cos\ inc)$). La flecha roja y su cono representan la declinación paleomagnética de referencia para el Eoceno-Mioceno y su error correspondiente, respectivamente.

Debido a la escasez de datos paleomagnéticos fiables, la comparación de las desviaciones de las direcciones de capa con las desviaciones de las declinaciones de las direcciones paleomagnéticas (“strike test”, ver Eldredge et al., 1985) no proporciona resultados concluyentes.

5.6 Rotaciones de eje vertical teóricas calculadas a partir de estimaciones de acortamiento

5.6.1 Método

Gran parte de las rotaciones deducidas en contextos compresivos, como es el caso de la deformación alpina en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira, están relacionadas con el desplazamiento diferencial de láminas cabalgantes y/o variaciones laterales en el acortamiento tectónico de cinturones de pliegues y cabalgamientos (p.ej. Bates, 1989; McCaig and McClelland, 1992; Allerton, 1998; Wilkerson et al., 2002; Bayona et al., 2003; Sussman et al., 2004, 2012; Soto et al., 2006; Muñoz et al., 2013). En esta situación, la realización de modelos geométricos simples, a partir de mapas geológicos, del movimiento rotacional de las láminas cabalgantes estudiadas permite cuantificar el acortamiento y cómo éste varía a lo largo del eje de la estructura, utilizando relaciones trigonométricas como las propuestas por Pueyo et al. (2004) y Oliva-Urcia y Pueyo (2007) (Fig. 5.5a). En un caso con una alta cantidad de datos de rotaciones de eje vertical, el acortamiento teórico coincidirá con el acortamiento medido a partir de cortes geológicos solo si este ha sido correctamente estimado teniendo en cuenta los posibles movimientos fuera de plano y la deformación interna, muchas veces infraestimada (Sussman et al., 2012).

Este método se aplicó en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira para realizar una estimación teórica de los valores de rotación de eje vertical. Para ello se seleccionaron cuatro de los cortes geológicos compensados realizados por Muñoz-Martín y De Vicente (1998), elaborados perpendicularmente a la dirección actual de las estructuras principales de la zona, con orientaciones WNW-ESE, W-E y WSW-ENE (cortes II-II', IV-IV', V-V' y VI-VI', ver Fig. 5.5b). De estas secciones se seleccionaron las partes que cruzan la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca para calcular su acortamiento (ii, iv, v y vi, ver Fig. 5.5b), evitando el acortamiento asociado a estructuras situadas a su Este como la Sierra de Bascañana. Estos valores de acortamiento, de acuerdo con Muñoz-Martín y De Vicente (1998) son 7.2, 9.2, 14.3 y 14.3 km para las partes seleccionadas (ii, iv, v y vi) de los cortes II, IV, V y VI respectivamente.

5.6.2 Resultados

Tras aplicar la técnica trigonométrica propuesta por Pueyo et al. (2004), las rotaciones de eje vertical obtenidas fueron 3.6° y 9.7° en sentido horario para los sectores entre los cortes II y IV y IV y V, respectivamente (Fig. 5.5c). Esto implicaría

que el sector Norte y el sector Central del conjunto de pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca experimentó una rotación en sentido horario de 3.6° y 9.7° respectivamente. Por el contrario, el sector situado entre las secciones V y VI (Fig. 5.5b) mostraría una ausencia de rotación de eje vertical, ya que el acortamiento observado en los dos cortes es el mismo (Fig. 5.5c).

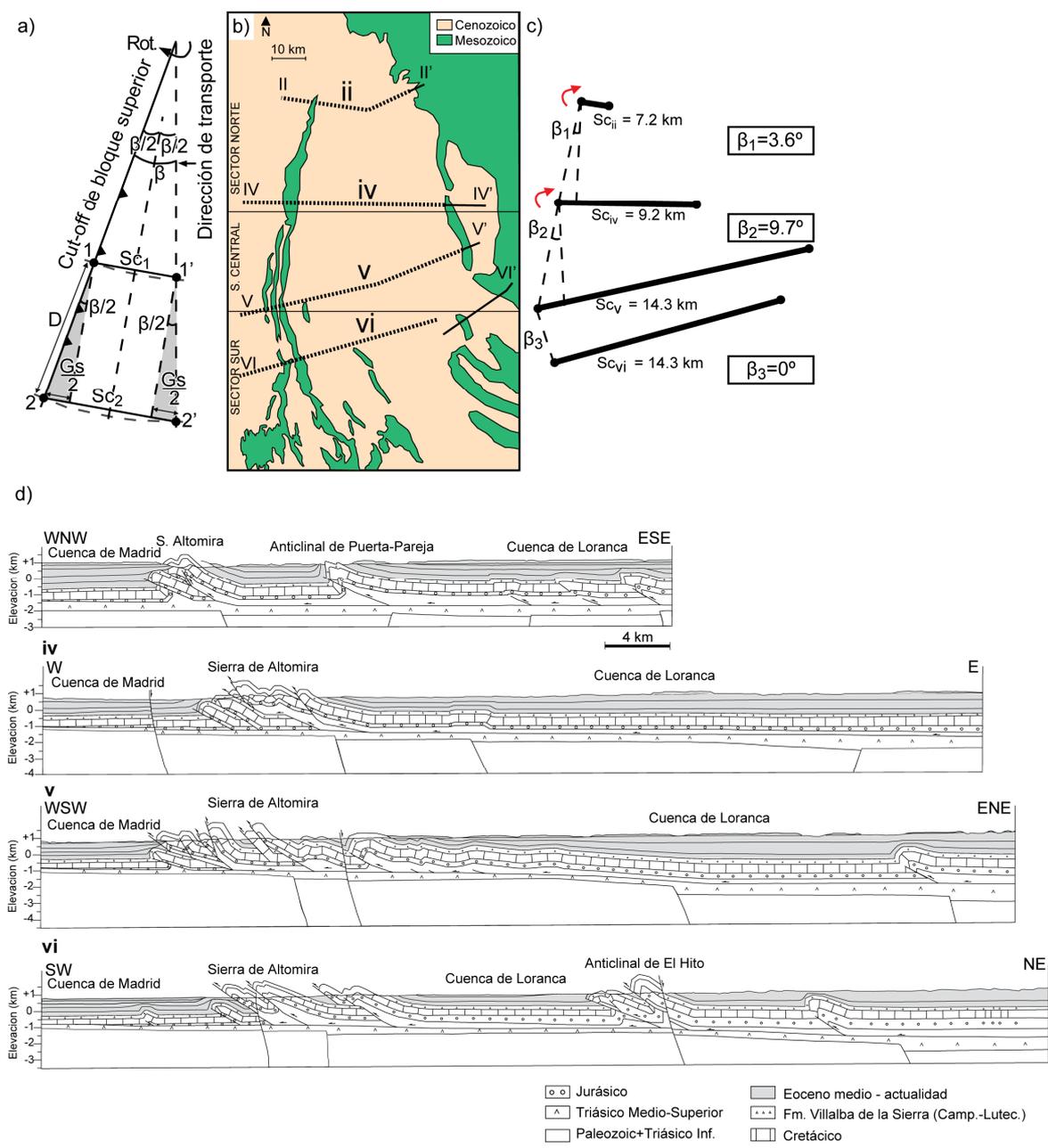


Fig. 5.5. (a) Modelo trigonométrico para la estimación teórica de rotaciones de eje vertical a partir del cálculo de gradientes de acortamiento. REV = Rotación de Eje Vertical. $G_s = (Sc_1 - Sc_2)/D = 2 \sin(\beta/2)$. Modificado de Oliva-Urcia y Pueyo (2007). (b) Localización de los cortes geológicos realizados por Muñoz-Martín y De Vicente (1998) (II-II', IV-IV', V-V', V-VI) en líneas gruesas y parte de cada corte utilizada para las diferentes estimaciones de acortamiento en este trabajo (ii, iv, v, vi) en líneas punteadas. (c) Aplicación de la técnica trigonométrica de Pueyo et al. (2004) y Oliva-Urcia y Pueyo (2007) al caso de Altomira-Loranca. Ángulos estimados obtenidos mediante la comparación de acortamientos entre los cortes II y IV ($\beta_1=3.6^\circ$), IV y V ($\beta_2=9.7^\circ$) y V y VI ($\beta_3=0^\circ$). (d) Cortes geológicos considerados en este estudio, modificados de Muñoz-Martín y De Vicente (1998).

5.7 Relaciones estructurales basamento-cobertera en el sector Sur y en el sector Norte de Loranca-Altomira

Como ya se ha mencionado en este trabajo, los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca son de tipo “piel fina”, que despegan en las evaporitas y arcillas del Triásico Medio-Superior (facies Keuper) y afectan a materiales desde el Jurásico al Paleógeno inferior (ver capítulo 2). Por debajo de esta cobertera, los datos sísmicos muestran un basamento bastante plano en el conjunto de la cuenca de Loranca, cuyo techo aparece cortado por fallas mesozoicas de alto ángulo (Muñoz-Martín y De Vicente, 1998). Varios autores han postulado la influencia de esas fallas de basamento previas en la nucleación de las estructuras cenozoicas posteriores (Muñoz-Martín, 1997; Muñoz-Martín y De Vicente, 1998; Biete et al., 2012).

Mediante el estudio de las relaciones estructurales entre basamento y cobertera es posible deducir la existencia de rotaciones de eje vertical si se observa un desacople angular, a través del despegue principal triásico, entre las orientaciones de las estructuras que afectan a las unidades de basamento y las que afectan a la cobertera. Para realizar este estudio se utilizaron las reconstrucciones 3D del techo del Keuper y del techo del basamento (i. e. techo del Triásico Inferior, facies Buntsandstein) de dos áreas representativas de los sectores Sur y Norte de la cuenca de Loranca: la reconstrucción 3D realizada por Biete et al. (2012) de la zona del anticlinal de El Hito y la reconstrucción 3D de la zona del anticlinal de Puerta-Pareja (descrita ampliamente en el capítulo 6). En las figuras 5.6 y 5.7 se pueden observar dichas reconstrucciones.

En el sector Sur, el área de El Hito se caracteriza por la existencia de varios pliegues y cabalgamientos con orientación NNW-SSE que se sitúan sobre varios altos en el basamento (Fig. 5.6, Biete et al., 2012). El origen de dichos altos en el basamento está relacionado con la inversión, probablemente de edad Cretácico-Paleoceno, de fallas extensivas de edad Pérmico superior – Triásico Inferior (Biete et al., 2012). Teniendo en cuenta que la inversión fue previa a la formación de las estructuras de la cobertera meso-cenozoica (formadas principalmente durante el Oligoceno superior – Mioceno inferior), dichos altos se interpretaron como perturbaciones mecánicas que controlaron la nucleación de las estructuras de la cobertera meso-cenozoica (Biete et al., 2012). La orientación de estos altos en el basamento y la de las estructuras posteriores de la cobertera meso-cenozoica no coincide exactamente, y se observa la existencia de un desacople parcial entre sus orientaciones (Fig. 5.6). La orientación media de las estructuras principales que afectan al techo del basamento (i. e. Triásico Inferior) y la de las que afectan al techo del Keuper (Triásico Superior) muestran un ángulo de 13° (ver Fig. 5.6). Este ángulo sería coherente con una rotación de eje vertical en sentido anti-horario en la cobertera sobre un basamento fijo (no rotado) en este sector. Otra posible causa para explicar la diferencia observada entre la orientación de las estructuras del basamento y las de la cobertera podría ser la existencia de variaciones de potencia en la serie meso-cenozoica. Los datos en esta área, sin embargo, no muestran cambios significativos de potencia (Querol, 1989).

En el sector Norte de la cuenca de Loranca, la única estructura de entidad que deforma los sedimentos de la cuenca es el anticlinal de Puerta-Pareja (ver capítulos 2 y 3). La interpretación sísmica detallada de la zona de Puerta-Pareja permite descartar la existencia de estructuras de basamento (Fig. 5.7 y explicación detallada en capítulo 6) que controlen la nucleación del anticlinal de Puerta-Pareja en la cobertera. Por lo tanto,

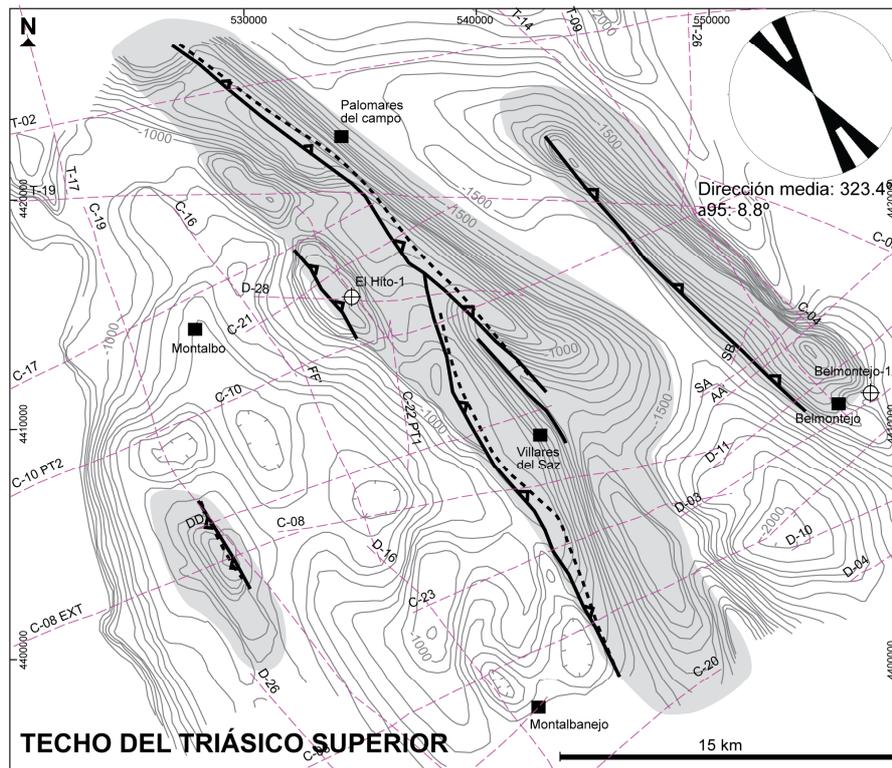
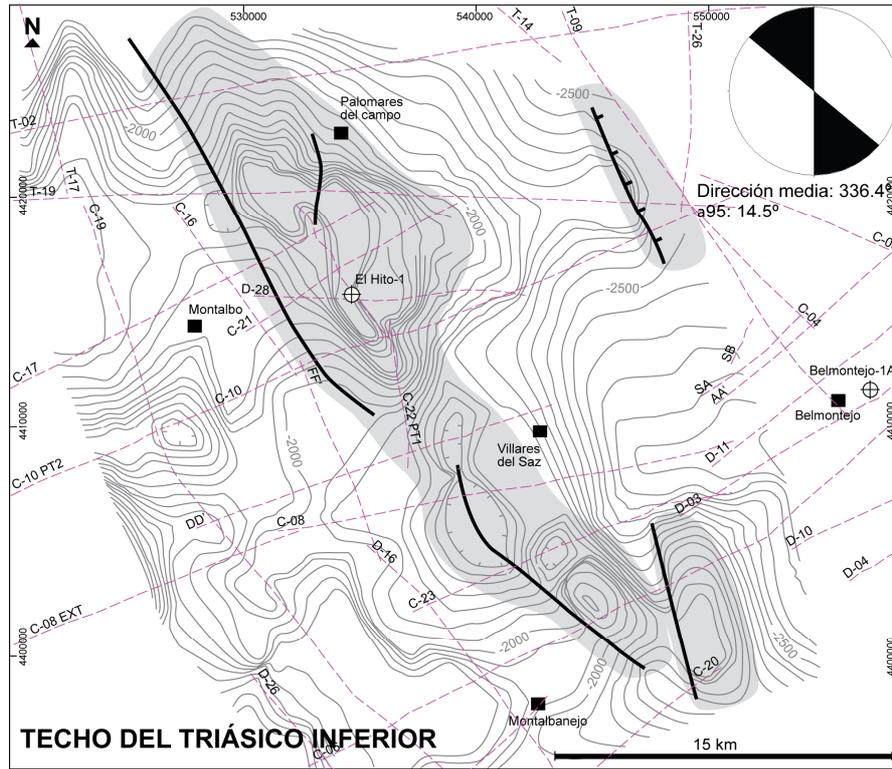
en la zona de Puerta-Pareja no es posible calcular un ángulo entre las orientaciones de las estructuras de cobertera y basamento. Bajo la Sierra de Altomira, en el sector Norte, los datos aeromagnéticos (Ardizzone et al., 1989) indican la presencia de una falla en el basamento, denominada falla de Sacedón, que controlaría el depósito sin-rift del Triásico (Sopeña et al., 1988; Peropadre y Meléndez, 2004) y la nucleación de posteriores estructuras compresivas cenozoicas (Perucha et al., 1995; Muñoz-Martín and De Vicente, 1998; Muñoz-Martín et al., 1998; Van Wees et al., 1996). Según los datos aeromagnéticos, la falla de Sacedón tendría una orientación aproximada N-S. Sin embargo, la ausencia de datos sísmicos de calidad impide analizar su geometría exacta y, por tanto, cuantificar el ángulo que forma la falla de Sacedón con los cabalgamientos de cobertera de la Sierra de Altomira. Por lo tanto, en el sector Norte de Loranca-Altomira no es posible calcular relaciones angulares entre las orientaciones de las estructuras de basamento y cobertera.

5.8 Discusión

5.8.1 Fiabilidad de los datos paleomagnéticos

En este estudio se escogió el paleomagnetismo por ser la única técnica que permite determinar de manera absoluta rotaciones de eje vertical (e.g. Norris and Black, 1961) y por ser una técnica robusta para caracterizar el origen de oblicuidades en cinturones de pliegues y cabalgamientos (primario, progresivo o secundario). Sin embargo, los datos paleomagnéticos presentan varias limitaciones y fuentes de errores cuando se aplican a la comprensión de la cinemática de cinturones de pliegues y cabalgamientos (ver Van der Voo, 1990; Pueyo, 2010): dificultades en el establecimiento correcto de la edad de magnetización y el aislamiento correcto de las componentes magnéticas habitualmente superpuestas, deformación interna afectando al vector paleomagnético y/o corrección según estratificación incorrecta de las componentes paleomagnéticas en estructuras no coaxiales o complejas. En este trabajo, se asumió que no existieron deformaciones importantes que afectasen a las rocas muestreadas y a los vectores paleomagnéticos. Además, se realizó una corrección según estratificación simple de los datos paleomagnéticos, ya que se evitó la toma de muestras en terminaciones periclinales de pliegues o en estructuras complejas. A pesar de ello, los datos de este estudio presentan dos limitaciones importantes: (1) se asume un componente primario de la magnetización y (2) existe una escasez de datos paleomagnéticos que satisfagan los criterios estadísticos de calidad.

Para obtener interpretaciones estructurales fiables es fundamental contar con una definición correcta de la edad de adquisición de la magnetización. En muchos trabajos las componentes de magnetización primaria se distinguen basándose en los resultados de tests de inversión (*reverse tests*) y tests del pliegue (*fold tests*) (e.g. Graham, 1949; Van der Voo, 1990; Weil et al., 2002). En este trabajo se considera la magnetización característica remanente (ChRM) como una componente primaria por los motivos siguientes:



- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Cutoff de falla inversa afectando al Paleozoico-Keuper | | Isobatas |
| | Cutoff de falla normal afectando al Paleozoico-Keuper | | Máximo relativo de profundidad |
| | Cutoff de bloque superior de cabalgamiento que afecta al Keuper | | Alto de basamento / anticlinal en cobertura |
| | Cutoff de bloque inferior de cabalgamiento que afecta al Keuper | | Sondeo |
| | Líneas sísmicas | | |

Fig. 5.6. Mapa de isobatas del techo del Triásico Inferior (techo del basamento) y del techo del Triásico Superior (facies Keuper) en el área de El Hito, modificado de Biete et al. (2012). Los diagramas de rosas representan la orientación de las principales fallas. Localización en Fig. 2.6.

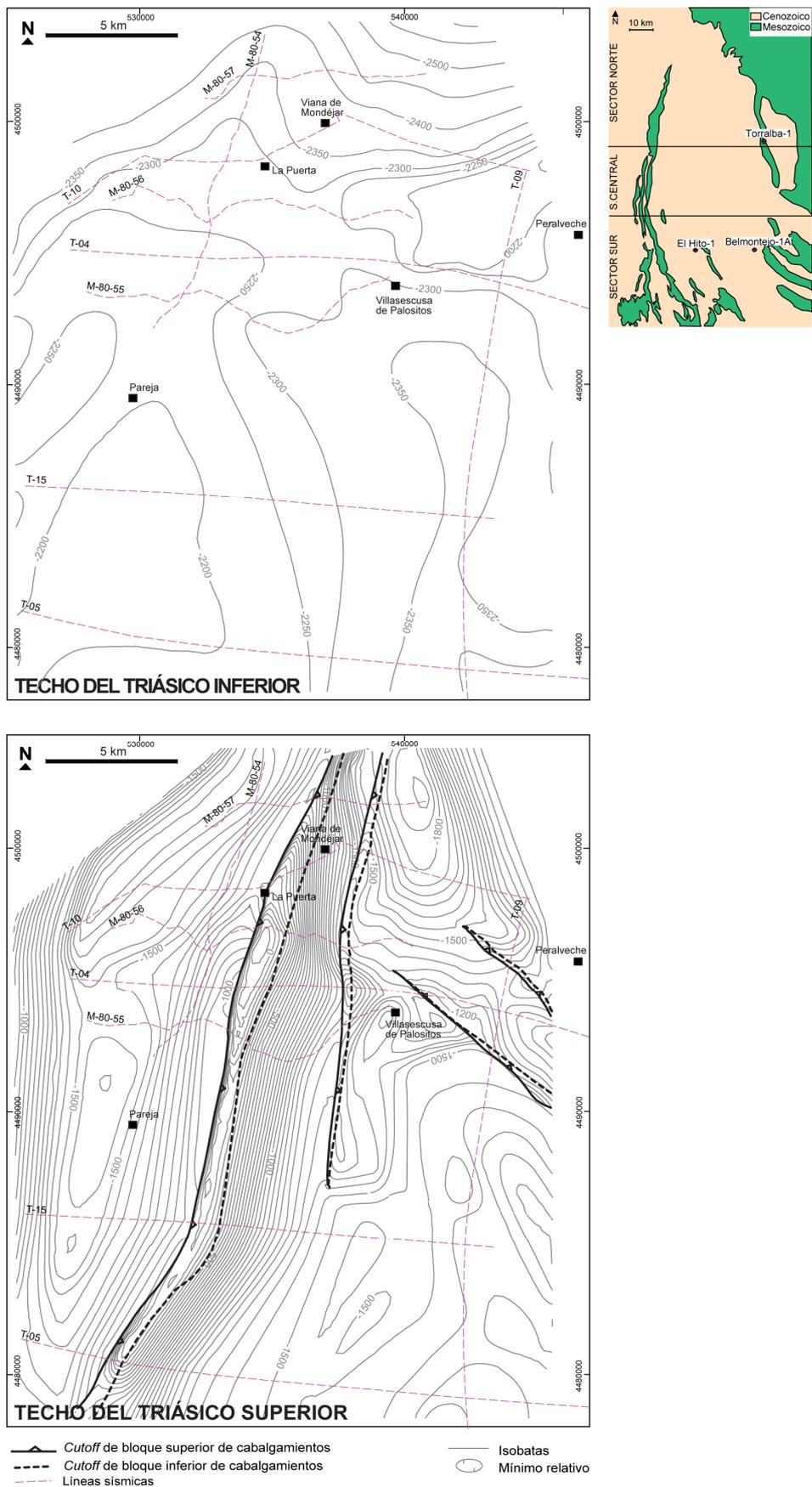


Fig. 5.7. Mapa de isobatas del techo del Triásico Inferior (techo del basamento) y del techo del Triásico Superior (facies Keuper) en el área de Puerta-Pareja, de acuerdo con la reconstrucción 3D descrita en el capítulo 6. Localización en Fig. 2.6.

- la presencia de polaridades normales e inversas de esta componente.
- las direcciones medias adquieren inclinaciones similares tras la corrección tectónica, a pesar de que la declinación mantenga su dispersión.

Por otro lado, en este estudio se obtuvo un número bajo de datos paleomagnéticos válidos para el cálculo de rotaciones de eje vertical, ya que solo 6 estaciones de 45 pudieron ser consideradas, a causa de las malas condiciones de afloramiento para el muestreo y de la pobre señal magnética que mostraron la mayoría de las muestras en el laboratorio. Sin embargo, la integración de los datos estructurales con los datos paleomagnéticos permitió caracterizar el origen de la oblicuidad de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca.

5.8.2 Rotaciones de eje vertical en Loranca y Altomira deducidas mediante paleomagnetismo

A pesar de la escasez de los datos paleomagnéticos obtenidos, de éstos se puede deducir cierta información respecto a la cinemática de Altomira-Loranca.

- En su **sector central**, puesto que los datos señalan ausencia de rotaciones de eje vertical (AL07, Tabla 5.1), se interpreta que la orientación actual aproximadamente N-S de las estructuras es una característica primaria, es decir, éstas se formaron desde un principio con orientación N-S, ya oblicua con respecto a la orientación principalmente NW-SE de la Rama Castellana de la Cadena Ibérica.
- En su **sector Norte**, los datos muestran una rotación de eje vertical de 17°. Cabe destacar que a pesar de ser escasas, las estaciones en el sector Norte (SA14, AL11 y SA07, Tabla A) no se encuentran agrupadas o restringidas a un punto determinado si no distribuidas a lo largo del sector Norte, lo que permite confiar en la consistencia de los resultados. En este sector, la estación SA14 es la más reciente de las que registran rotación (Fig. 5.4 y Tabla 5.1, situación en Fig. 2.6), lo que sugiere que la rotación de eje vertical sería aquí posterior al Aquitaniense.
- En su **sector Sur**, solo la estación AL26 muestra una rotación de eje vertical de 21° en sentido anti-horario (Fig. 5.4 y Tabla 5.1, situación en Fig. 2.6). La estación AL25, cercana a AL26 pero en la que se muestrearon rocas más recientes, sin embargo, no registra ninguna rotación de eje vertical (Fig. 5.4 y Tabla 5.1, situación en Fig. 5.6). Este hecho puede utilizarse para definir la edad del final de la rotación de eje vertical en este sector, que sería previo a la deposición de las rocas muestreadas en AL25 (Rupeliense-Aquitaniense). De todas formas, serían necesarios más datos para confirmarlo.

De esta manera, las rotaciones de 17° en sentido horario y de 21° en sentido anti-horario deducidas para los sectores Norte y Sur, respectivamente, implicarían que la geometría ligeramente curva de las estructuras de Altomira y Loranca al ser observadas en planta (NNE-SSW en el Norte, NNW-SSE en el Sur, ver Fig. 2.6) sería de origen secundario.

5.8.3 Integración de datos estructurales y datos paleomagnéticos

La cinemática de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, especialmente en lo relativo a la edad de la formación de las diferentes estructuras, ha sido estudiada mediante datos microestructurales y macroestructurales y relaciones entre tectónica y sedimentación por varios autores (Gómez et al., 1996; Díaz-Molina et al., 1995; Muñoz-Martín, 1997; Muñoz-Martín y De Vicente, 1998; Hernaiz et al., 1998a,b). Sin embargo, la caracterización del origen primario o secundario de su oblicuidad no había sido analizada previamente mediante paleomagnetismo.

Estudios previos han postulado un origen primario (es decir, ausencia de rotaciones de eje vertical para explicar la orientación actual) de las estructuras de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, basándose en los siguientes condicionantes que actuarían en la zona:

- Variaciones en las características del nivel de despegue en la dirección N-S y existencia de fallas normales oblicuas a la Rama Castellana de la Cadena Ibérica en el basamento que habrían condicionado la nucleación oblicua de las estructuras de cobertera (Van Wees and Stephenson, 1995; Muñoz-Martín and De Vicente, 1998; Biete et al., 2012)
- La influencia de la doble convergencia de las cadenas Pirenaica-Ibérica y Bética añadida a las anisotropías oblicuas mencionadas (Muñoz-Martín et al., 1998; Andeweg et al., 1999).

Modelos analógicos y numéricos han demostrado que la localización de los frentes de deformación (como la Sierra de Altomira) está fuertemente influida por la existencia de un límite entre sectores con diferentes características de despegue (e.g. Cotton and Koyi, 2000; Schreurs et al., 2001; Bahroudi and Koyi, 2003; Storti et al., 2007), y que la nucleación de cabalgamientos está condicionada por altos previos en el basamento (e.g. Schedl y Wiltschko, 1987).

Los datos paleomagnéticos obtenidos en este estudio confirman la ausencia de rotaciones de eje vertical en el **sector central** de Altomira y Loranca que expliquen la orientación N-S de las estructuras en este sector. Los cálculos teóricos de rotaciones de eje vertical a partir de acortamientos en este sector proporcionan una rotación de 9.7° en sentido horario (Fig. 5.5). Este dato podría encajar con el dato paleomagnético, ya que una rotación de menos de 10° se encuentra por debajo del límite de la resolución de las medidas paleomagnéticas. Cerca del límite entre el **sector central** y el **sector Sur** (cortes V-V' y VI-VI', ver Fig. 5.5), los cálculos teóricos de rotación indican ausencia de rotaciones de eje vertical en Altomira y Loranca, lo que apoyaría el origen primario de la orientación N-S en esta zona.

Los datos paleomagnéticos indican también el origen secundario de la geometría ligeramente curva de los cinturones de Altomira y Loranca por rotaciones de eje vertical en sentido horario y anti-horario para los **sectores Norte y Sur**, respectivamente.

En el **sector Sur** las relaciones basamento-cobertera analizadas en la zona de El Hito apuntan a una rotación anti-horaria de 13° de los sedimentos de cobertera respecto a un basamento fijo (Fig. 5.7). Esta rotación es coherente en gran medida con el único dato del sector Sur (AL26) que muestra rotación, de 21° ($\pm 8^\circ$) en sentido anti-horario

(Fig. 2.6, Tabla 5.1). Así, se puede interpretar la misma evolución cinemática a partir de los datos provenientes de estas dos técnicas.

En el **sector Norte** de Loranca-Altomira, debido a la ausencia de estructuras en el basamento que controlen la nucleación del anticlinal de Puerta-Pareja y a la ausencia de datos precisos sobre la orientación exacta de la falla de Sacedón en el basamento bajo la Sierra de Altomira, no es posible cuantificar el ángulo que forman las estructuras de cobertera y las de basamento. Sin embargo, de acuerdo con el fuerte despegue observado entre el anticlinal de Puerta-Pareja en la cobertera y el basamento, a través de las facies Keuper (se amplía en capítulo 6), y en coherencia con el desacople entre basamento y cobertera observado en el sector Sur de Loranca-Altomira, se deduce que en el sector Norte la rotación de eje vertical en sentido horario de la cobertera, interpretada por datos paleomagnéticos y cálculos teóricos a partir de los valores de acortamiento, se produjo también respecto a un basamento fijo. Este desacople basamento-cobertera, a favor de un nivel de despegue dúctil que provoca la rotación de las unidades de cobertera frente a un basamento que no rota, ha sido estudiado mediante técnicas paleomagnéticas en otros cinturones de pliegues y cabalgamientos (e.g. Sonnette et al., 2014). Para el estudio de la evolución cinemática del anticlinal de Puerta-Pareja a través de su restitución 3D, descrito en el capítulo 7 de esta Tesis, se considerará que el anticlinal de Puerta-Pareja rotó 17° en sentido horario respecto al basamento. En el capítulo 9 se amplía la discusión sobre la relación entre la falla de Sacedón y la Sierra de Altomira y sus implicaciones cinemáticas.

En resumen, de acuerdo con los estudios paleomagnéticos, de rotaciones teóricas y de relaciones basamento-cobertera, el origen de la orientación oblicua de las estructuras de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira y Loranca es primario en el sector central (sector con estructuras orientadas N-S), y en los sectores Norte y Sur la desviación que muestran las estructuras con respecto a la orientación N-S (orientaciones NNE-SSW y NNW-SSE respectivamente) es secundario.

5.9 Conclusiones

Este estudio aúna datos paleomagnéticos y estructurales para caracterizar el origen primario o secundario de las estructuras de los cinturones de pliegues-falla de Altomira y Loranca. Para ello, se muestrearon rocas pre-tectónicas y sin-tectónicas de edades Eoceno medio a Mioceno inferior. Debido a las malas condiciones de afloramiento y al mal comportamiento paleomagnético, se pudieron obtener pocos datos paleomagnéticos (13% de datos exitosos). Esto hace necesario la comparación de los resultados paleomagnéticos con otro tipo de datos provenientes de (1) cálculos teóricos de rotaciones de eje vertical asociados a la acomodación de variaciones de acortamiento a lo largo del eje de las estructuras, y (2) relaciones basamento-cobertera. La integración de estas tres metodologías muestra que el origen de la orientación de las estructuras de Altomira y Loranca es primario en el sector central del área estudiada (donde las estructuras se orientan N-S), y que en los sectores Norte y Sur la pequeña desviación que las estructuras muestran respecto a la orientación N-S (NNE-SSW y NNW-SSE

respectivamente) es secundaria. En este estudio se manifiesta la importancia de integrar diferentes diferentes datos para caracterizar la oblicuidad de cinturones de pliegues y cabalgamientos.

Capítulo 6

Reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja

Capítulo 6

RECONSTRUCCIÓN 3D DEL ANTICLINAL DE PUERTA-PAREJA

Las reconstrucciones 3D han demostrado ser útiles para la visualización y comprensión de la distribución de los cuerpos geológicos y sus propiedades (e.g. Borraccini et al., 2002; Tanner et al., 2003; Fernández et al., 2004; Ford et al., 2007; Zanchi et al., 2009; Vidal-Royo et al., 2012; Fernández et al., 2012), lo que resulta de gran importancia para aplicaciones como la exploración y producción de hidrocarburos, la planificación de sondeos o la ingeniería civil entre otras (e.g. Bistacchi et al., 2008; Moretti, 2008; Guzowski et al., 2009).

La zona del anticlinal de Puerta-Pareja, tal como se ha introducido en el capítulo 1, fue una de las seleccionadas por el Instituto Geológico y Minero de España en el año 2009 para su estudio como potencial reservorio para el almacenamiento profundo de CO₂. De acuerdo con el planteamiento inicial del proyecto, las rocas del Buntsandstein (Triásico Inferior) constituirían la roca almacén, mientras que los materiales del Keuper (Triásico Medio-Superior) actuarían como sello. La definición geométrica 3D de estas dos unidades es por tanto un objetivo principal. Sin embargo, para una correcta caracterización de la estructura es esencial realizar una reconstrucción 3D lo más completa posible del conjunto de unidades en la zona. Esto incluye la reconstrucción de unidades pre-tectónicas más recientes, y de las unidades sin-tectónicas aflorantes. De esta manera, la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja servirá como metodología para analizar su geometría, sus relaciones tecto-sedimentarias, sus mecanismos de plegamiento, su evolución cinemática y deformativa y su origen en su contexto regional. Esto permitirá maximizar el conocimiento estructural sobre la zona de Puerta-Pareja tanto para su interés científico como de aplicación a la caracterización de un almacén profundo, ambos aspectos estrechamente ligados.

En este capítulo se describe la metodología utilizada y los resultados obtenidos en la reconstrucción estructural 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y el área en que se sitúa.

6.1 Metodología de reconstrucción 3D

La metodología de reconstrucción 3D se presenta a continuación mediante una breve introducción (6.1.1), seguida de su aplicación al caso del área del anticlinal de Puerta-Pareja (6.1.2).

6.1.1 Breve introducción a los métodos de reconstrucción 3D

La reconstrucción 3D es una representación geométrica de estructuras geológicas derivadas de datos posicionados en un espacio tridimensional.

Los métodos de reconstrucción 3D se pueden dividir en dos categorías principales, dependiendo del tratamiento que se realiza de la incertidumbre asociada a

los datos de partida y al proceso de reconstrucción 3D (Mencos, 2010; Lopez-Mir, 2013):

- Métodos determinísticos. No incorporan la incertidumbre asociada a los datos de partida en el proceso de reconstrucción 3D, aunque ésta puede ser evaluada cualitativamente a posteriori (e.g. Fernández, 2004; Bistacchi et al., 2008).
- Métodos estocásticos o probabilísticos: asumen que la incertidumbre es cuantificable, y que ésta controla el resultado final de la reconstrucción 3D (e.g. Caumon, 2010).

Los métodos determinísticos son habitualmente utilizados para obtener representaciones geométricas de cuerpos geológicos, mientras que los métodos estocásticos se enfocan comúnmente a la modelización de facies o a la caracterización de las propiedades físicas de los cuerpos geológicos. Los métodos determinísticos pueden a su vez sub-dividirse en dos categorías (Mencos, 2010): reconstrucción 3D basada en volúmenes (implícita) o en superficies (explícita). La reconstrucción basada en volúmenes es adecuada en el caso de tratar con estructuras y unidades continuas y geoméricamente simples, y con una alta densidad de datos de partida (e.g. Calcagno et al., 2008), mientras que la reconstrucción basada en superficies es la ideal para realizar reconstrucciones 3D basadas en datos dispersos, en las que es necesaria la interpolación y la extrapolación (e.g., Carrera et al., 2009; Mencos, 2010; Vidal-Royo, 2010; López-Mir, 2013).

Entre los métodos determinísticos de reconstrucción 3D basada en superficies Fernández (2004) diferencia 3 metodologías principales:

a) Reconstrucción basada en cortes.

Se basa en la construcción de cortes seriados, paralelos o sub-paralelos entre ellos, con orientación perpendicular a la dirección de las estructuras principales estudiadas. La reconstrucción 3D a partir de cortes se basa en tres principios (Fernández, 2004):

- Existencia de un número suficiente de cortes. De manera aproximada se puede establecer que la separación entre los cortes sea aproximadamente la mitad de la longitud de onda de las estructuras en la zona estudiada (De Kemp, 1998).
- Las geometrías 3D deben estar correctamente representadas en los cortes.
- Las estructuras geológicas deben poder ser interpoladas linealmente entre las diferentes secciones. El peligro de esta asunción es que no se detecten estructuras menores o que se extrapolen estructuras más allá de sus límites reales. Para evitar esto, el espaciado entre cortes debería cumplir el criterio de De Kemp (1998) antes mencionado.

Las ventajas de esta metodología son principalmente que la interpolación entre datos se realiza siguiendo criterios geológicos y que los cortes son relativamente sencillos de visualizar, construir y corregir. Su desventaja

principal es que el uso de cortes geológicos para la obtención de reconstrucciones 3D puede introducir un alto grado de subjetividad en el proceso, ya que implica tres pasos interpretativos: la interpretación de la estructura general para la proyección de los datos en el corte, la realización del corte geológico y la interpretación necesaria para interpolar los datos entre los cortes (Fernández, 2004) (Fig. 6.1). La mejor manera de evitar esos problemas es construir una malla de cortes en vez de sólo cortes seriados. Esto implica, sin embargo, que cualquier modificación en uno de los cortes requiere una revisión de todos los cortes intersectados (Fernández, 2004).

b) Reconstrucción basada en la interpolación no condicionada de datos puntuales.

El uso de la interpolación de datos dispersos como método de reconstrucción 3D tiene su origen en la incorporación de datos geológicos de profundidad a las reconstrucciones. Cuando su densidad es suficiente, estos datos permiten la reconstrucción 3D sin necesidad de realizar cortes geológicos ni de incorporar criterios geológicos (Fernández, 2004). Este método de reconstrucción 3D se basa en datos puntuales, como observaciones de campo o datos de sondeos, aunque puede incluir otro tipo de datos que puedan ser reducidos a datos puntuales, como las trazas sísmicas. La interpolación de estos datos se basa en la “asunción de que el valor de la superficie en un punto está directamente relacionado con los valores de los puntos cercanos y menos directamente relacionado con valores que se encuentran en posiciones más lejanas” (Davis, 2002).

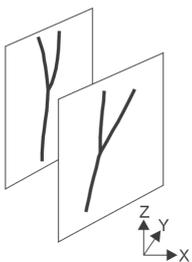
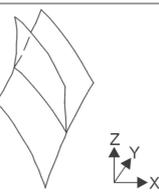
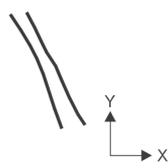
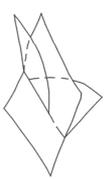
DATOS	INTERPRETACIONES POSIBLES	
	3D	MAPA
		
		
		

Fig. 6.1. Posibles reconstrucciones 3D de fallas a partir de dos cortes geológicos paralelos. Las implicaciones para los modelos geométricos y cinemáticos son claramente diferentes. Tomado de Fernández (2004) (modificado de Renard y Currioux, 1994).

Los métodos clásicos de interpolación automática (interpolación lineal, *kriging*, interpolación polinómica, etc, Swan y Sandilands, 1995; Davis, 2002) tienen una importante limitación: no pueden funcionar con superficies multivaluadas, es decir, los datos son tratados en un espacio horizontal bidimensional (X, Y) y el valor de elevación (Z) es considerado un atributo o función de X e Y, por lo que a cada par X, Y solo se le puede asignar un valor Z (Fernández, 2004). Otra limitación fundamental de estos métodos es que no pueden incorporar información geológica que restrinja o influya en la interpolación.

Como alternativa a los métodos clásicos se encuentra la interpolación DSI (*Discrete Smooth Interpolation*, Mallet, 1989, 1992, 1997). La interpolación DSI permite un mayor número de restricciones en el proceso de reconstrucción. No se trata de un método de interpolación tradicional, ya que requiere una superficie preexistente sobre la que operar (Fernández, 2004). Esta superficie inicial puede tener cualquier forma, y puede ser completamente plana en el caso más sencillo. A diferencia de los métodos clásicos de interpolación, que generan una única solución para un determinado conjunto de datos, la interpolación DSI opera ajustando iterativamente la superficie inicial a los datos de partida (Fig. 6.2). Por lo tanto, la superficie generada en una interpolación puede ser utilizada como base para una nueva interpolación si, por ejemplo, se incorporan nuevos datos al modelo (Fernández, 2004).

El proceso iterativo de interpolación DSI converge hacia una única solución (Mallet, 1989, 1997). El resultado de la DSI es una superficie 3D que en vez de ajustarse totalmente a los datos de origen produce superficies suaves que se ajustan lo mejor posible a los datos que actúan como restricciones. La influencia de estas restricciones puede ser ponderada individualmente de acuerdo con su importancia relativa (Fernández, 2004).

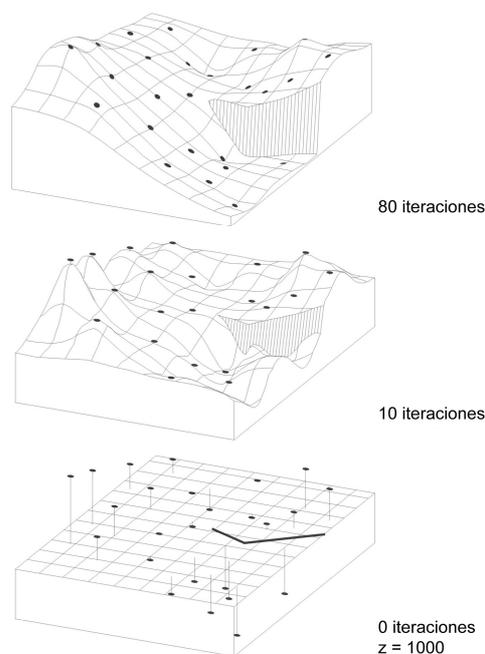


Fig. 6.2. Ejemplo de interpolación de datos puntuales con DSI. A partir de una superficie plana (elevación constante, $z = 1000$), las sucesivas iteraciones convergen hacia la solución más ajustada a los datos. La solución final no necesariamente coincide con los datos de partida, sino que realiza el mejor ajuste con la superficie más suave posible. El proceso de interpolación puede tener en cuenta discontinuidades en la superficie (p. ej. fallas). Tomado de Fernández (2004) (modificado de Mallet, 1989).

Las limitaciones principales de la reconstrucción 3D basada en interpolación no condicionada de datos puntuales son las siguientes:

- Las superficies reconstruidas a partir de pocos datos, o datos cuya distribución es muy irregular, produce áreas con un alto grado de incerteza en la reconstrucción, que sólo puede ser reducido incluyendo conocimientos geológicos. La interpolación DSI permite incluir buzamientos locales como condicionantes, pero sólo en puntos cercanos al buzamiento medido, por lo que su efectividad es limitada (Fernández, 2004).
 - Las superficies no pueden ser reconstruidas más allá de los puntos donde existen datos, es decir, los datos pueden ser interpolados pero no extrapolados para la reconstrucción de superficies (Fernández, 2004).
- c) Reconstrucción basada en métodos para la interpolación y extrapolación condicionadas por criterios geológicos.

Existen métodos automatizados para la reconstrucción 3D que incluyen restricciones geológicas, como pueden ser mapas de contornos (Bergbauer y Pollard, 2003; Mynatt et al., 2007) o datos puntuales de buzamiento y mapas de trazas (Yamamoto y Nishiwaki, 1976; De Kemp, 2000; Kaufmann y Martin, 2009).

Sin embargo, los métodos de interpolación automática no son eficientes en áreas con datos escasos o dispersos (López-Mir, 2013). Es posible utilizar métodos de interpolación y extrapolación semi-automática, a partir de una nube de datos (Husson y Mugnier, 2003), contornos estructurales (Fernández, 2004; Carrera et al., 2009) o partes representativas de la superficie (Snidero et al., 2011).

Los condicionantes geológicos también se pueden incluir en el proceso de reconstrucción 3D mediante métodos manuales. Groshong (1999) y Tearpock y Bischke (2003) discuten los métodos de interpolación clásica y proponen métodos para comprobar la validez geológica de las interpretaciones mediante la creación de mapas de contornos manuales. Estos autores destacan la importancia de realizar un análisis multi-superficie, es decir, comprobar la compatibilidad entre las diferentes superficies reconstruidas, para validar las interpretaciones tanto manuales como automáticas (Fernández, 2004).

La creación de mapas de contornos de manera manual es una de las mejores maneras de generar reconstrucciones 3D. Un mapa de contornos manual es de comprensión sencilla, fácilmente modificable, y permite la implementación del conocimiento geológico a la interpolación de una manera que no es posible con otros métodos. Además, los mapas de contornos manuales se pueden usar para representar superficies multivaluadas. La principal desventaja de los mapas de contornos manuales, como su nombre indica, es el hecho de que el trabajo se realiza de manera casi totalmente manual, por lo que las operaciones de interpolación y de inclusión de restricciones geológicas en ocasiones se realiza de manera semi-cuantitativa (Fernández, 2004).

6.1.2 Metodología aplicada en la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja

La elección del método más idóneo a utilizar para la reconstrucción geológica 3D depende en gran medida del tipo y cantidad de datos disponibles, tal como se ha introducido en el apartado anterior. En la estructura a reconstruir en este trabajo, el anticlinal de Puerta-Pareja, se dispone de los siguientes datos:

- 14 perfiles sísmicos de reflexión de diferentes campañas realizadas por Amospain (líneas T, 1969 y 1973) y Shell (líneas M, 1978 y 1989) (situación en Fig. 6.3). De éstos, 9 perfiles atraviesan el área a reconstruir y los otros 5 se utilizan para comprender el contexto estructural del anticlinal y permiten contrastar la información que muestran los horizontes sísmicos en el área de Puerta-Pareja con la información estratigráfica que aportan los sondeos.
- Los sondeos Torralba-1 y Belmontejo-1A (situación en Fig. 6.3), y Santa Bárbara-A (situación en Fig. 2.1) que proporcionan información sobre la profundidad a la que se encuentran los techos de las diferentes unidades estratigráficas en diferentes puntos relativamente cercanos a las estructuras estudiadas.

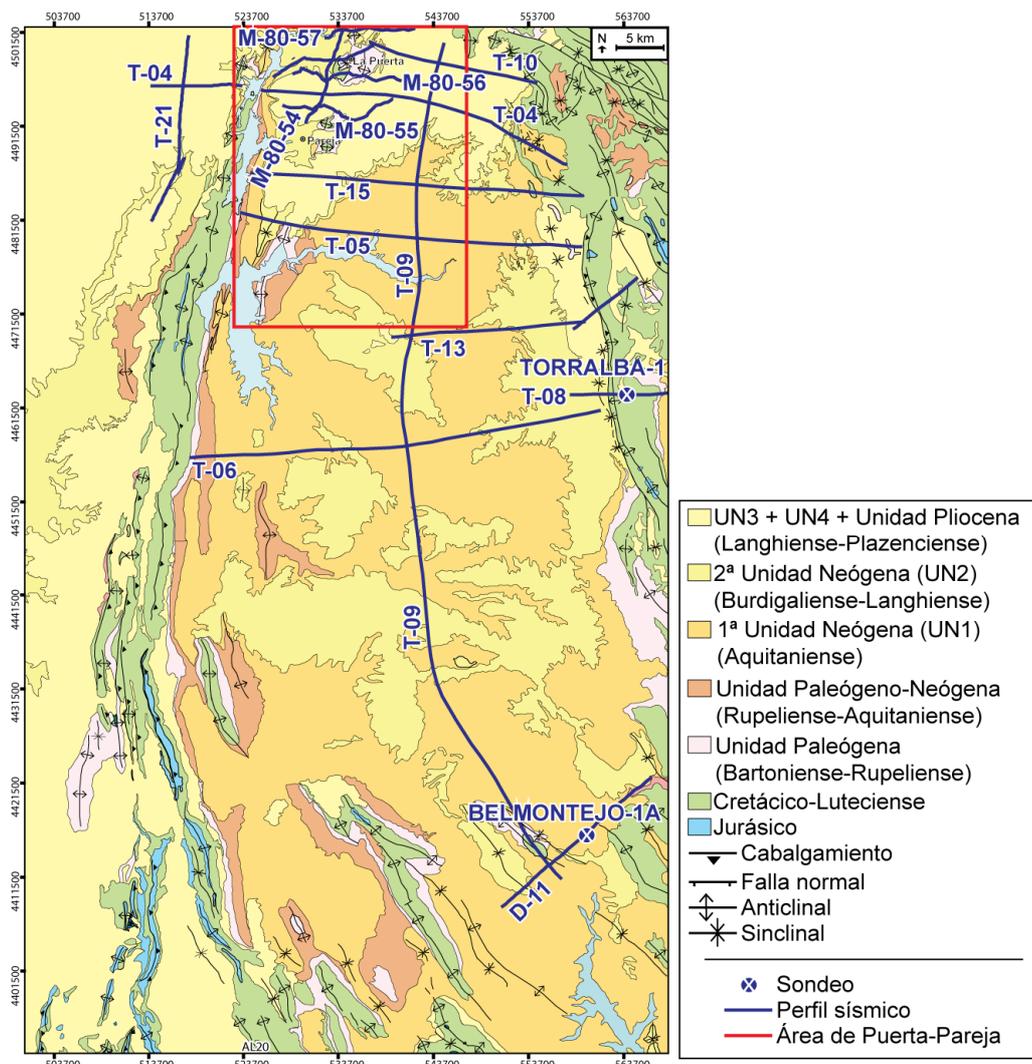


Fig. 6.3. Situación de perfiles sísmicos y sondeos Torralba-1 y Belmontejo-1A.

- 276 datos de buzamiento (todos de estratificación) medidos en afloramientos de superficie en 3 campañas de campo (Agosto de 2009, Marzo de 2010 y Septiembre de 2010), de los cuales 8 corresponden a formaciones del Cretácico Superior, 14 a la Fm. Villalba de la Sierra (Campaniense-Luteciense), 161 a la Unidad Paleógena (Bartoniense-Rupeliense), 9 a la Unidad Paleógeno-Neógena (Rupeliense-Aquitaniense), 18 a la 1ª Unidad Neógena (Aquitaniense), 26 a la 2ª Unidad Neógena (Burdigaliense-Langhiense), 38 a la 3ª Unidad Neógena (Langhiense-Tortonense) y 2 a la 4ª Unidad Neógena (Tortonense-Messiniense) (ver Fig. 6.4).
- Trazas de contactos entre las unidades aflorantes, obtenidas en campo y extraídas de los mapas geológicos 1:50.000 de Auñón (Hernaiz, 1998a), Valdeolivas (Lendínez et al., 1989), Sacedón (Díaz et al., 1999) y Priego (Torres et al., 1990).

Es importante tener en cuenta que los datos de buzamientos y contactos medidos en superficie para las formaciones pre-tectónicas de Puerta-Pareja se limitan a las dos unidades pre-tectónicas más recientes (Fm. Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena) y fundamentalmente a 3 zonas aflorantes, los valles del Río Ompolveda (Pareja), el Arroyo de Valdetrigos y el Arroyo de La Solana (La Puerta) (ver Fig. 6.4), lo que limita fuertemente la observación en superficie de la continuidad y posibles cambios laterales de las estructuras relacionadas con el anticlinal de Puerta-Pareja. De ahí que la interpretación de los datos sísmicos resulte fundamental para caracterizar la geometría del anticlinal de Puerta-Pareja.

A continuación se describen los pasos seguidos para la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja, resumidos en la Fig. 6.5. Estos pasos son iterativos e interactivos, es decir, en cualquier punto del proceso se pueden introducir nuevos datos o modificaciones que afectan a otros pasos con el fin de perfeccionar la reconstrucción. Por ejemplo, la no coherencia de una superficie extraída a partir de datos sísmicos con la superficie medida en afloramientos puede llevar a rectificar o refinar la interpretación sísmica previamente realizada.

6.1.2.1 Paso 1: Preparación de datos.

El primer paso realizado consistió en la recogida de información bibliográfica, cartográfica, conocimiento de campo de la zona, toma de datos de campo y recopilación de datos de subsuelo disponibles (perfiles de sísmica de reflexión y datos de sondeos profundos). Los datos de estratificación medidos en superficie se georreferenciaron sobre un modelo digital del terreno a escala 1:25000, mediante el programa Microstation (Bentley Systems, Inc.).

6.1.2.2 Paso 2: Interpretación sísmica

Para la interpretación sísmica realizada en este proceso se utilizó el software The Kingdom Suite (Seismic Micro-Technology, Inc). Del total de 14 perfiles de sísmica de reflexión con los que se contaba en este trabajo, 12 se encuentran disponibles en la base de datos del IGME en formato digital estándar georreferenciado SEG-Y (Barry et al., 1975), y 2 como imagen TIFF. En el primer caso, sólo fue necesario revisar y

corregir ciertos parámetros del fichero SEG-Y para introducirlos correctamente en The Kingdom Suite. En el caso de las imágenes TIFF, fue necesario convertirlas previamente a formato SEG-Y mediante la aplicación Image2SEGY (Farran, 2008) para el software MATLAB. La calidad de los perfiles provenientes de imágenes TIFF fue peor que la de los perfiles sísmicos disponibles en formato SEG-Y.

Una vez introducidos todos los perfiles sísmicos en The Kingdom Suite con formato SEG-Y, se definió un *datum* común, en este caso 1200 m, de manera que cualquier horizonte, incluido el horizonte creado para la topografía, se encontrase por debajo del *datum* común del proyecto. Puesto que el datum sísmico original de las líneas M era 800 m. y el de las líneas T era 900 m. (situación en Fig. 6.3), fue necesario reajustar (*shift*) los perfiles. Este paso permitió que los diferentes reflectores de todos los perfiles sísmicos coincidan donde intersectan. A continuación, se introdujeron los techos de las principales formaciones de los sondeos Belmontejo-1A, Torralba-1 y Santa Bárbara-1. Para ello se contó con la diagráfia sónica del sondeo Belmontejo-1A, que proporcionó información sobre las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en las distintas formaciones geológicas, lo que permitió la conversión de los datos de profundidad de los techos de las diferentes unidades a tiempo doble.

La identificación de los reflectores que corresponden a las bases y techos de las principales unidades estratigráficas de Puerta-Pareja, así como de las fallas, fue el resultado de la combinación de la observación de las facies sísmicas con la información que proporcionan los sondeos y los mapas geológicos de la zona. La asignación de reflectores coincidió, en buena medida, con otros trabajos realizados en la zona (p. ej. IGME, 1990; Perucha et al., 1995; Biete et al., 2012).

La interpretación sísmica se realizó de manera manual (ejemplo en Fig 6.5b), con la ayuda de las herramientas disponibles en The Kingdom Suite. Algunas de estas herramientas son: creación de polígonos de correlación, variaciones de los atributos sísmicos y creación de *grids* automáticas para una visión tridimensional preliminar sobre la consistencia de la interpretación realizada entre los distintos perfiles.

Es importante destacar que la resolución de los perfiles sísmicos es muy pobre en las zonas con flancos frontales verticalizados e invertidos de pliegues asociados a cabalgamientos, que caracterizan gran parte de la estructura de Puerta-Pareja. La información de superficie y el conocimiento del contexto estructural permitieron, sin embargo, contrarrestar esta limitación.

6.1.2.3 Paso 3: Construcción de superficies 3D

Puesto que los perfiles sísmicos interpretados en el área de Puerta-Pareja forman una malla poco densa (ver Fig. 6.3), se aplicó una metodología de reconstrucción 3D basada en todos los condicionantes geológicos disponibles. Esta elección se hizo con el fin de realizar la mejor interpolación y extrapolación posible, frente al uso de métodos de reconstrucción 3D basados en cortes geológicos o en la interpolación no condicionada de datos puntuales. A continuación se describen las tareas realizadas para construir las superficies 3D del área de Puerta-Pareja:

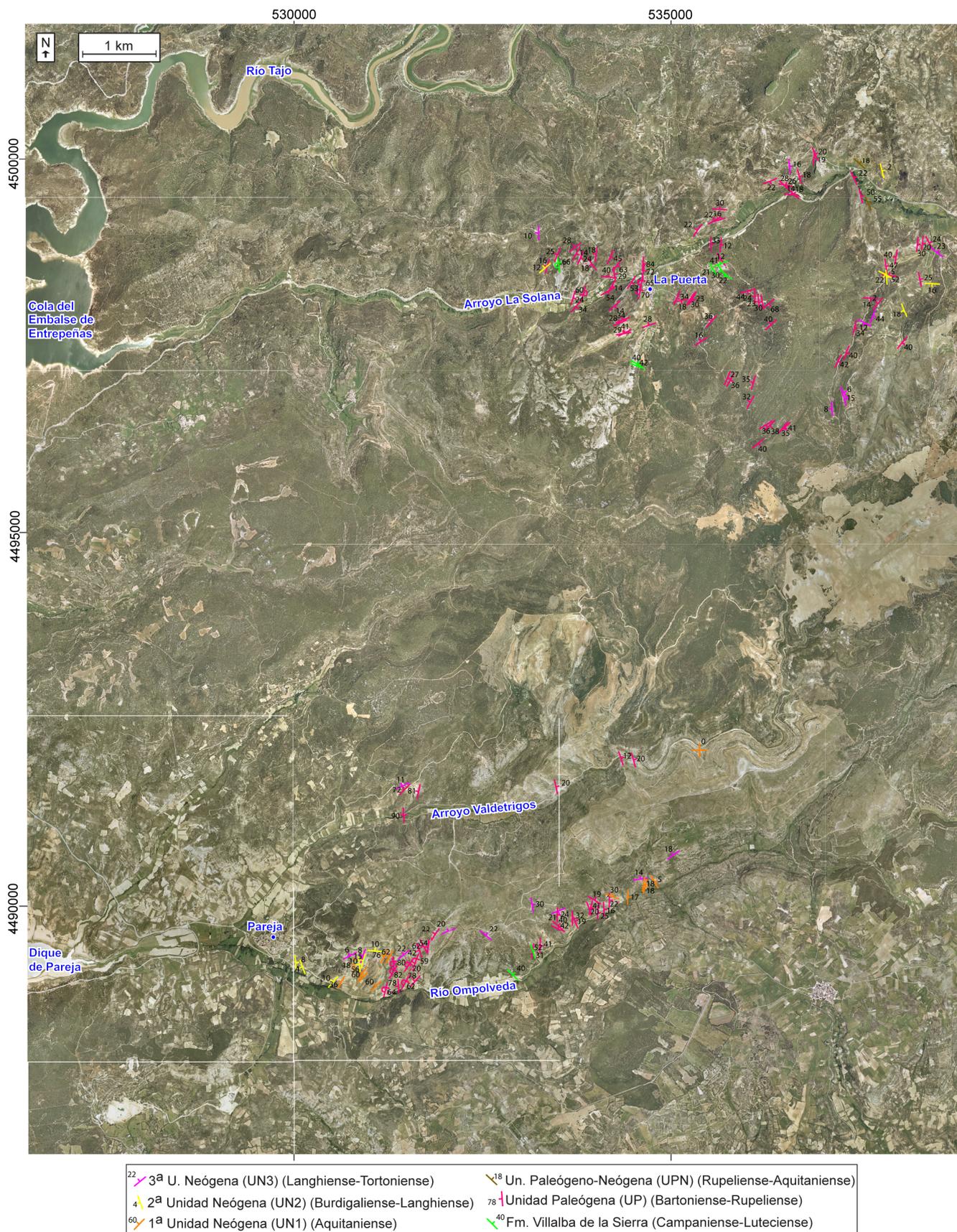


Fig. 6.4. Distribución de los datos de estratificación, georeferenciados, medidos en afloramientos en el área de Puerta-Pareja. En lugares con mucha densidad de datos no se han representado todos los buzamientos medidos.

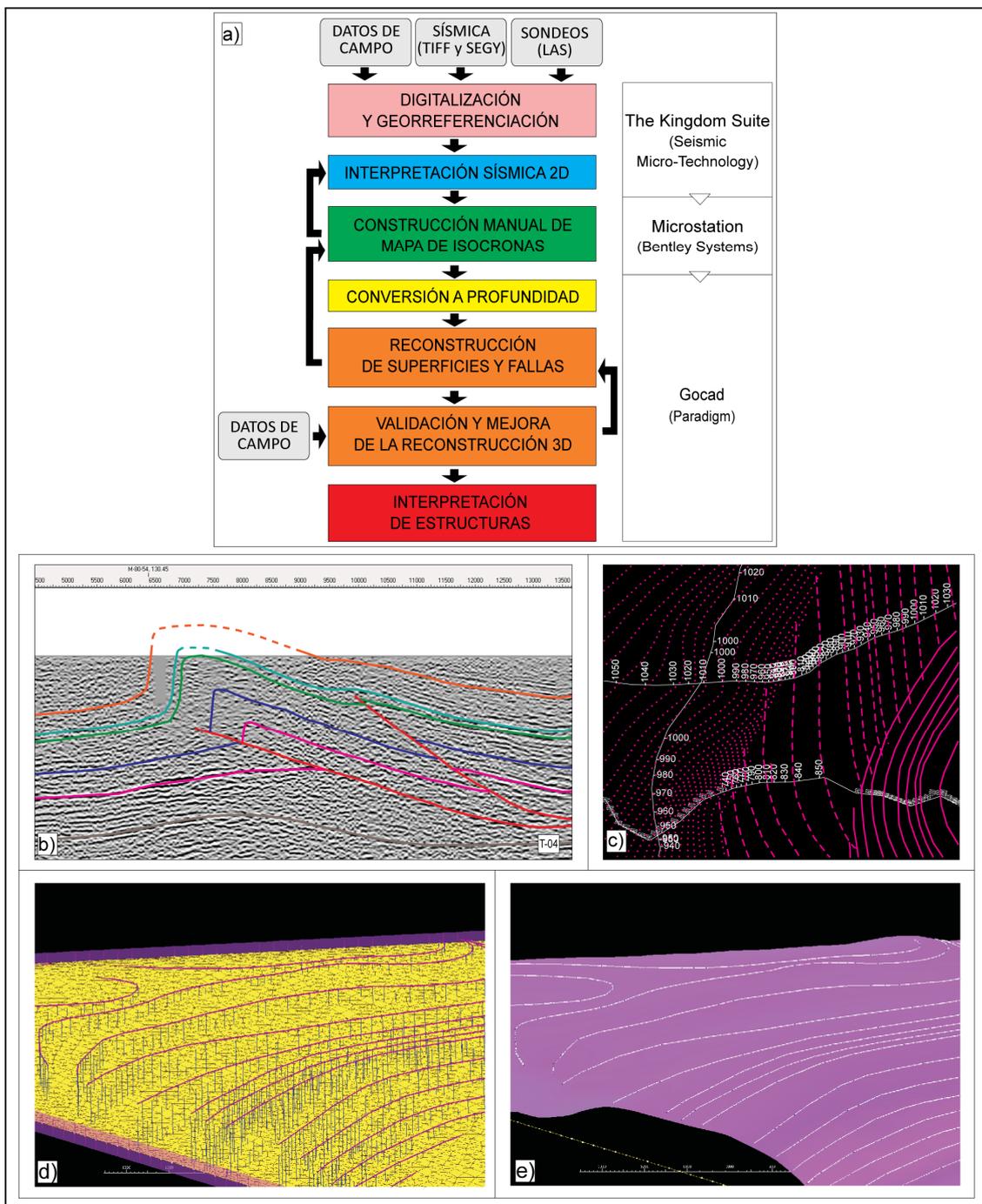


Fig. 6.5. Flujo de trabajo de la reconstrucción 3D realizada en este trabajo. (a) Diferentes pasos de la metodología y software utilizado para realizarlos. (b) Ejemplo de interpretación sísmica. (c) Ejemplo de construcción manual de isocronas en diferentes bloques separados por fallas (líneas punteadas = bloque inferior, líneas discontinuas = bloque superior1, líneas continuas = bloque superior2). Obsérvense las superposiciones. (d) Isohipsas generadas mediante la conversión a profundidad de las isocronas. Las isohipsas se utilizan como puntos de control para la interpolación DSI. (e) Superficie generada por interpolación DSI.

a) Construcción de mapas de isocronas:

La elaboración de los mapas de isocronas se llevó a cabo con el software Microstation (Bentley Systems, Inc.) complementado con el *plug-in* Geopak (Bentley Systems, Inc.) y las macros para reconstrucción 3D creadas por Fernández (2004). Los horizontes y fallas interpretados en los perfiles sísmicos,

exportados desde The Kingdom Suite, constituyeron los “datos duros” para la creación de estos mapas, es decir, los datos de partida y los más fiables para la elaboración de los mapas. Las isocronas se dibujaron manualmente teniendo en cuenta su significado estructural 3D y las fallas que limitan cada uno de los bloques (Fig. 6.5c). Debido a las características del anticlinal de Puerta-Pareja, con abundantes capas verticales e invertidas y presencia de cabalgamientos, que provocan superposiciones de la misma formación en la vertical, fue necesario crear para cada horizonte varios mapas de isocronas independientes entre ellos (Fig. 6.5c). De esta manera, se evitó que en el paso posterior de construcción de superficies existiesen superficies multivaluadas (ver apartados 6.1.1.b y 6.1.1.c). Este proceso es especialmente laborioso y requiere mucho tiempo para llevarlo a cabo, pero su correcta realización es fundamental para la reconstrucción 3D y las interpretaciones que se puedan derivar de ella.

b) Conversión a profundidad:

El método utilizado para convertir la información de tiempo a profundidad depende de la cantidad y calidad de los datos, de los objetivos del estudio y del tipo de estudio. En el caso de disponer de datos abundantes de sondeos y diagráfias es posible realizar esta conversión mediante la generación de un modelo de velocidades complejo, como puede ser un cubo de distribución variable de velocidades en profundidad en toda la zona de estudio. Sin embargo, en este estudio esta información es limitada, por lo que la conversión se realizó aplicando una velocidad constante desde el horizonte considerado hasta la superficie (datum), fundamentalmente a partir del perfil de velocidades extraído del registro sísmico del sondeo Belmontejo-1A, situado unos 60 km al Sur del área reconstruida (Fig. 6.3), y del calado realizado por el IGME del sondeo Torralba-1, sondeo situado unos 24 km al SE del área modelizada. Puesto que estos sondeos profundos no se encuentran en el área estricta de estudio, para poder realizar esta conversión se extendió la interpretación sísmica, con la máxima precisión posible, a gran parte de la Cuenca de Loranca a través de los perfiles T-9, D-11, T-13, T-6 y T-8 (Fig. 6.3). La conversión a profundidad se realizó en el entorno del programa Gocad (Paradigm), con las isocronas previamente exportadas desde Microstation. Las velocidades aplicadas a los diferentes mapas de isocronas para su conversión a profundidad (isohipsas) fueron las siguientes:

- Techo de Unidad Paleógena (UP): 3745 m/s, *two way time*
- Techo de Fm. Villalba de la Sierra (VIL): 3751 m/s, *two way time*
- Techo del Cenomaniense: 4392 m/s, *two way time*
- Techo del Jurásico: 4421 m/s, *two way time*
- Techo del Keuper: 4554 m/s, *two way time*
- Techo del Buntsandstein: 4684 m/s, *two way time*

La conversión de las fallas a profundidad se basó en la conversión de las líneas de intersección entre las fallas y las distintas superficies reconstruidas

(líneas de *cut-off*). Para cada línea se aplicó la velocidad de conversión correspondiente a la de la superficie intersectada y posteriormente se enlazaron las diferentes líneas de *cut-off*. En los casos en los que las fallas atraviesan el Keuper en tramos extensos, esto se combinó con la conversión de estos tramos mediante la velocidad de conversión del Keuper.

c) Construcción de superficies en profundidad.

Una vez generadas las isohipsas de las diferentes unidades a reconstruir, la generación de superficies se llevó a cabo mediante *Discrete Smooth Interpolation* (DSI) (ver apartado 6.1.1), método de interpolación integrada en el programa Gocad. Este método, como se ha dicho, produce una solución suave (cambios graduales de buzamiento) pero fuertemente ajustada a las restricciones impuestas (isohipsas de partida, líneas de *cut-off* y otros límites de las superficies). Este proceso se llevó a cabo individualmente para cada uno de los bloques limitados por fallas en cada superficie (ver Fig. 6.5c), con el fin de evitar superposiciones y obtención de superficies multivaluadas que impedirían la interpolación. Por último, una vez generadas las superficies de todos los techos y bases de las superficies deseadas, con las herramientas manuales de Gocad se ajustó la geometría de las fallas y se refinaron sus líneas de *cut-off* con las diferentes superficies.

6.1.2.4 Paso 4: Validación y mejora de la reconstrucción 3D

Una vez generadas las superficies 3D para las diferentes unidades reconstruidas, un paso básico para la comprobación de su validez es revisar que sean coherentes entre ellas, es decir, que no existan superposiciones de diferentes unidades o bloques que no tengan sentido geológico. Las superficies superiores se ajustaron a los datos de superficie, hecho que a su vez facilitó el perfeccionamiento de la reconstrucción de las superficies más profundas.

Otro método esencial de validación y mejora es la elaboración de cortes geológicos y su restitución 2D, y la restitución de las superficies 3D generadas, tal como se describe en los capítulos 3 y 7, respectivamente. Es importante destacar que las superficies descritas en este capítulo incluyen todos los perfeccionamientos que se derivan de dichas restituciones.

6.2 Resultados de la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja

En este apartado, siguiendo la metodología y datos disponibles anteriormente descritos, se describe la estructura 3D del área de Puerta-Pareja, definiendo las relaciones espaciales entre los horizontes estratigráficos y los cabalgamientos característicos de la zona. En este apartado se describen: los resultados de la interpretación de perfiles sísmicos (apartado 6.2.1), los resultados de la reconstrucción

3D realizada a partir de los datos sísmicos, datos de campo y mapas geológicos (apartado 6.2.2), y una breve discusión sobre la validación y mejora de la reconstrucción 3D (apartado apartado 6.2.3).

6.2.1 Resultados de la interpretación sísmica

En primer lugar, es importante tener en cuenta que los perfiles sísmicos del área de Puerta-Pareja son de calidad media. Éstos presentan muy baja resolución en las zonas de mayor complejidad estructural debido a la existencia de capas subverticales e invertidas. No obstante, se pueden identificar y correlacionar con claridad varios horizontes sísmicos en las zonas ligeramente o no deformadas. En las zonas de muy baja resolución, donde no es posible identificar horizontes sísmicos, la interpretación se basó en las observaciones de superficie y en el estilo estructural a escala regional. Así, la presencia bajo el anticlinal de Puerta-Pareja de varias fallas provoca una pérdida importante de la resolución sísmica que dificulta la correcta identificación de la geometría exacta de los diferentes horizontes sísmicos.

Se seleccionaron los siguientes horizontes sísmicos, por ser representativos e identificables en todos los perfiles: techo del Buntsandstein, techo del Keuper, techo del Jurásico, techo del Cenomaniense, techo de la Formación Villalba de la Sierra y techo de la Unidad Paleógena. Estos horizontes se indentificaron a través de la información proporcionada por los sondeos Torralba-1 y Belmontejo-1A (Fig. 6.6). Además, se identificaron las bases de la 1ª Unidad Neógena, 2ª Unidad Neógena y 3ª Unidad Neógena a partir de los contactos entre unidades en superficie, datos de campo y de contactos cartografiados en mapas geológicos previos (Hernaiz et al., 1998a y Díaz et al., 1999).

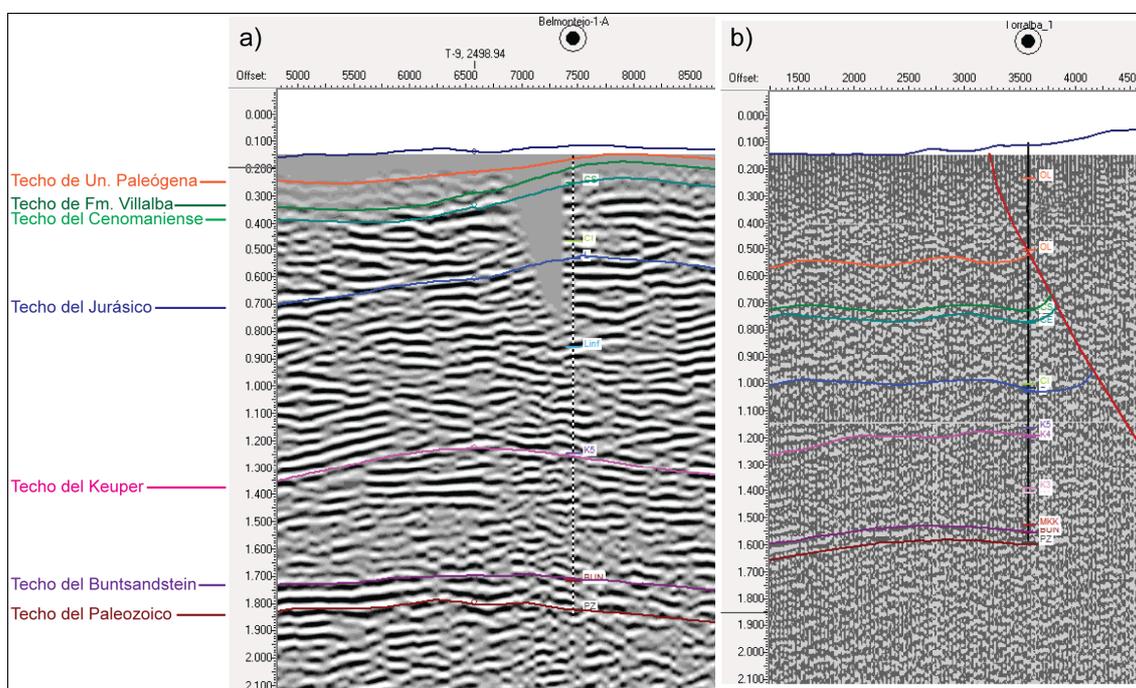


Fig. 6.6. Correspondencia de los horizontes interpretados con los techos de formaciones presentes en los sondeos Belmontejo-1A (a) y Torralba-1 (b). PZ = Techo del Paleozoico. BUN= Techo del Buntsandstein. MKK = Techo del Muschelkalk. K5 = Techo del Keuper. L = Techo del Lias (techo del Jurásico). CI = Techo del Cretácico Inferior. CE = Techo del Cenomaniense. OL = Techo del Oligoceno. CARB = Carbonífero. Ver situación de sondeos en la Fig. 6.3. Extraído de The Kingdom Suite.

Los horizontes correspondientes al techo del Paleozoico y del Triásico Inferior (facies Buntsandstein) son fácilmente identificables a lo largo de gran parte de los perfiles sísmicos. Ambos se muestran sub-horizontales a excepción de la zona situada por debajo de la estructura de Puerta-Pareja, donde éstos definen un claro antiforame simétrico de dirección N-S y no asociado a ninguna discontinuidad (recuadro amarillo en Figs. 6.8, 6.9 y 6.10). Este antiforame ha sido interpretado como un artefacto sísmico de tipo *velocity pull-up*, ya sugerido por Muñoz-Martín y De Vicente (1998). Un *velocity pull-up* consiste en una variación lateral de las velocidades de propagación debido al relieve estructural positivo creado por estructuras contractivas. En estas condiciones, en el bloque inferior de dichas estructuras puede observarse una aparente elevación estructural que no se corresponde con la realidad geológica (ver Fig. 6.7 y Gadallah y Fisher, 2008). En el caso de Puerta-Pareja, se observa como dicho antiforame es mucho mayor al Norte (Fig. 6.8), donde el cabalgamiento tiene mayor desplazamiento, que al Sur (Fig. 6.10), donde este es menor, corroborando que se trata de un artefacto sísmico. Esta observación es clave para realizar la posterior reconstrucción 3D de las estructuras de Puerta-Pareja.

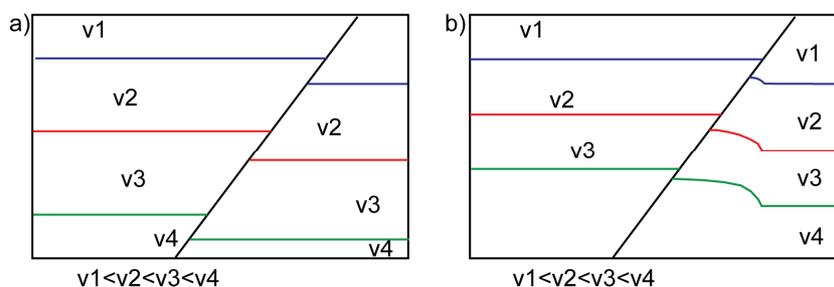


Fig. 6.7. Esquema comparativo entre (a) la geometría real de un cabalgamiento y (b) el *velocity pull-up* que se puede observar en un perfil sísmico en el bloque inferior de un cabalgamiento, que deforma la geometría real de la estructura, como es el caso de los perfiles de las Figs. 6.8, 6.9 y 6.10. Tomado de Gadallah y Fisher (2008).

Con respecto al techo del Keuper, éste es uno de los horizontes sísmicos más fácilmente identificable en todos los perfiles sísmicos. Puede observarse como este horizonte no es paralelo al techo del Buntsandstein, y al mismo tiempo es sub-paralelo a los horizontes superiores, hecho que demuestra que todas las estructuras despegan a favor del Keuper (Figs. 6.8, 6.9 y 6.10).

Se identifica claramente que el anticlinal de Puerta-Pareja está asociado a un cabalgamiento principal ciego con vergencia hacia el Oeste despegado en la parte inferior de las facies Keuper (cabalgamiento de Pareja, Figs. 6.8, 6.9 y 6.10). Este cabalgamiento va acompañado en el sector Norte por varios cabalgamientos de menor salto, situados al Este del cabalgamiento principal (cabalgamientos de La Puerta, Viana y Villaescusa, Fig. 6.8 y Fig. 6.9) y por otro cabalgamiento de salto menor situado al Este del cabalgamiento de Villaescusa, el cabalgamiento de Peralveche (identificable en T-09, situación del perfil en Fig. 6.3). Por el contrario, en el sector Sur se encuentra un único cabalgamiento, el cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.10). Las relaciones espaciales entre ellos se describen en el apartado 6.2.2 (Resultados de la reconstrucción 3D).

Los techos del Keuper, Jurásico y Cenomaniense aparecen concordantes entre ellos en el área de Puerta-Pareja, definiendo anticlinales sobre los cabalgamientos presentes en la zona. Los techos de la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena aparecen concordantes entre ellos, pero con algunas desarmonías sobre la geometría de

las unidades inferiores (Fig. 6.8), asociadas a la deformación interna de la Fm. Villalba de la Sierra durante la formación de estructuras (ver capítulo 2 y Hernaiz et al., 1998a,).

Las bases de la 1ª Unidad Neógena y 2ª Unidad Neógena tienen un ligero buzamiento a ambos lados del anticlinal (Fig. 6.8, 6.9, 6.10). Las unidades existentes entre el techo de la Unidad Paleógena (techo del paquete de unidades pre-tectónicas) y la base del horizonte sísmico correspondiente a la 3ª Unidad Neógena muestran importantes cambios de espesor, adelgazándose en todos los perfiles hacia la zona de cresta del anticlinal de Puerta-Pareja (Fig. 6.9, 6.10). Estas geometrías, también observadas en superficie, demuestran el carácter sin-tectónico de estos materiales con respecto a la formación del anticlinal de Puerta-Pareja. La base de la 3ª Unidad Neógena aparece subhorizontal y en *onlap* sobre las superficies erosionadas de la Unidad Paleógena y la Fm. Villalba de la Sierra, mostrando su carácter post-tectónico con respecto a esta estructura (ver Figs. 6.8, 6.9 y 6.10).

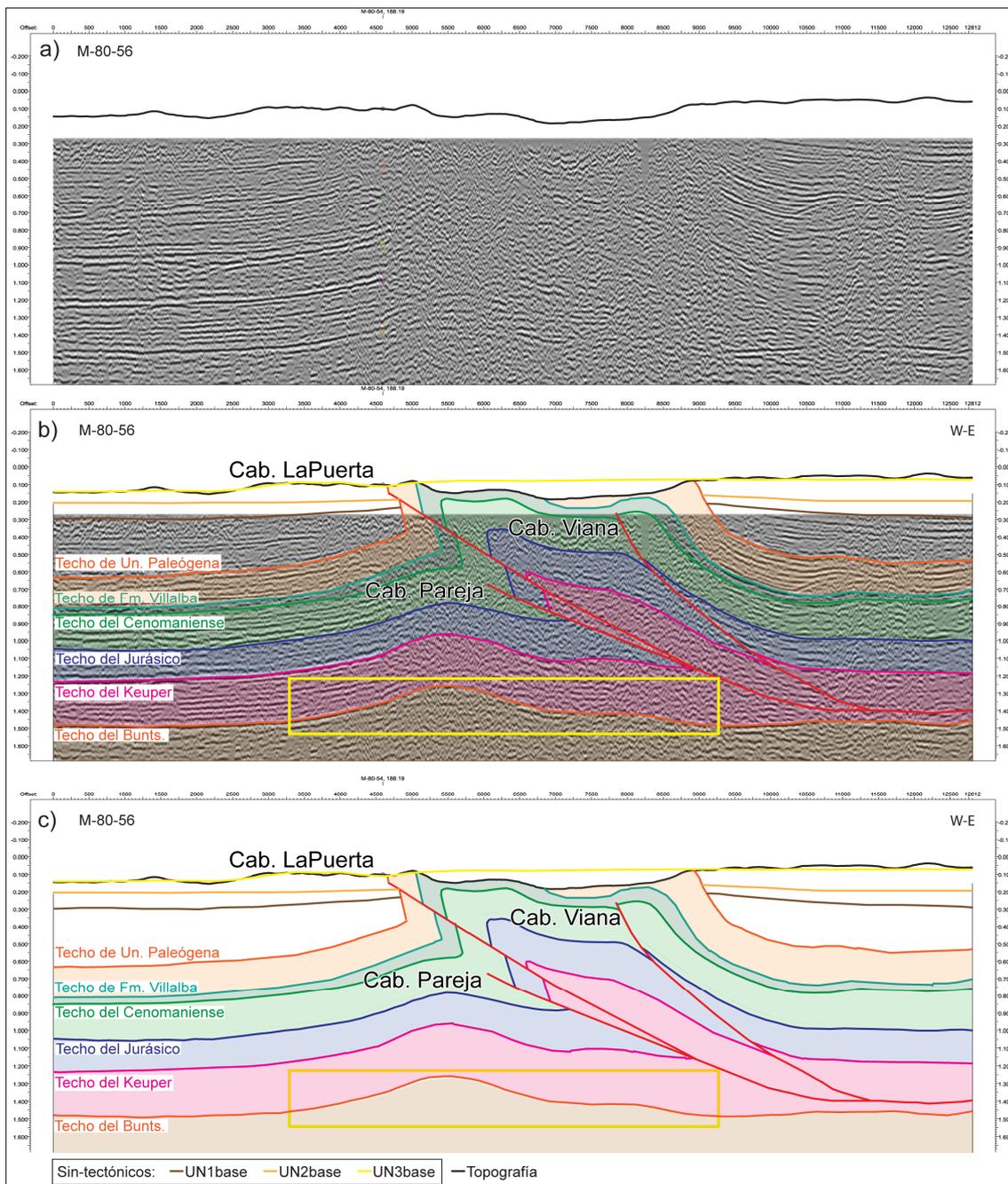


Fig. 6.8. Interpretación sísmica del perfil M-80-56 (ver situación en Fig. 6.3). Techos del Buntsandstein (techo del basamento), Keuper, Jurásico, Cenomaniense, Formación Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena. Bases de la 1ª Unidad Neógena, 2ª Unidad Neógena y 3ª Unidad Neógena. Cabalgamientos de Pareja, La Puerta y Viana. El recuadro amarillo señala el antiforame que afecta al techo del basamento, interpretado como un *velocity pull-up*. Extraído de The Kingdom Suite.

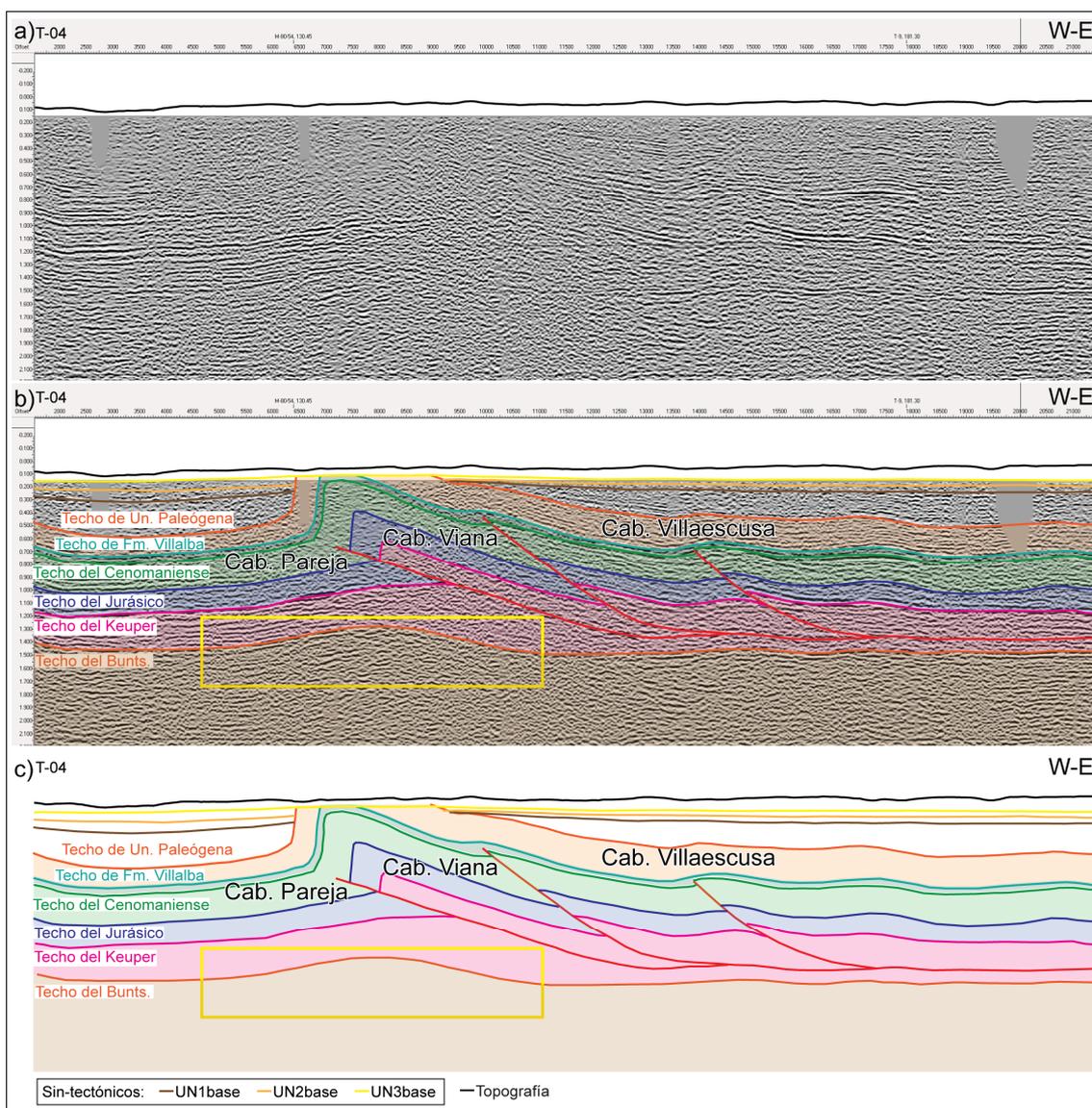


Fig. 6.9. Interpretación sísmica del perfil T-04 (ver situación en Fig. 6.3). Techos del Buntsandstein (techo del basamento), Keuper, Jurásico, Cenomaniense, Formación Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena. Bases de la 1ª Unidad Neógena, 2ª Unidad Neógena y 3ª Unidad Neógena. Cabalgamientos de Pareja, Viana y Villaescusa. El recuadro amarillo señala el antiforme que afecta al techo del basamento, interpretado como un *velocity pull-up*. Extraído de The Kingdom Suite.

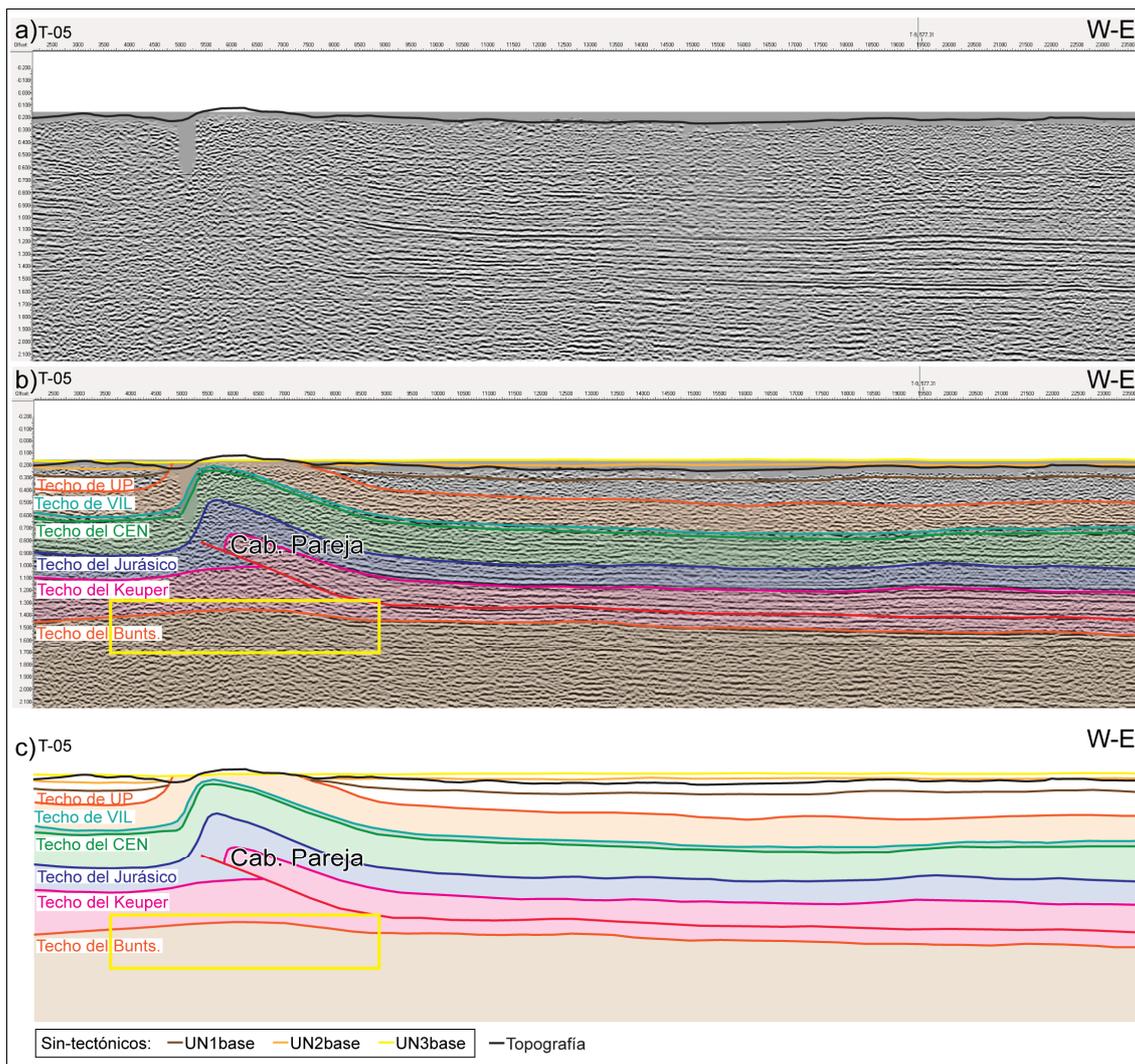


Fig. 6.10. Interpretación sísmica del perfil T-05 (ver situación en Fig. 6.3). Techos del Buntsandstein (techo del basamento), Keuper, Jurásico, Cenomaniense, Formación Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena. Bases de la 1ª Unidad Neógena, 2ª Unidad Neógena y 3ª Unidad Neógena. Cabalgamiento de Pareja. El recuadro amarillo señala el antiforme que afecta al techo del basamento, interpretado como un *velocity pull-up*. Extraído de The Kingdom Suite.

6.2.2 Resultados de la reconstrucción 3D

En la Tabla 6.1 se muestra un listado de las superficies estratigráficas y superficies de cabalgamientos seleccionadas para su reconstrucción 3D. Se han nombrado los diferentes cabalgamientos según el nombre de la localidad más cercana a ellos (ver localidades en Fig. 1.13). En la Fig. 6.11 se muestran en perspectiva algunas de las superficies pre-tectónicas que componen la reconstrucción 3D y la traza de diferentes secciones de la reconstrucción mostradas en la Fig. 6.12. Estas secciones permiten visualizar en 2D el estilo estructural en diferentes sectores de la estructura de Puerta-Pareja. A continuación se describe cada una de las superficies.

Superficie	Método de reconstrucción 3D
6.2.2.1 Cabalgamientos	
a) Cabalgamiento de Pareja	Interpretación sísmica.
b) Cabalgamiento de La Puerta	Interpretación sísmica.
c) Cabalgamiento de Viana	Interpretación sísmica.
d) Cabalgamiento de Villaescusa	Interpretación sísmica.
e) Cabalgamiento de Peralveche	Interpretación sísmica.
6.2.2.2 Superficies estratigráficas pre-tectónicas	
a) Techo del Buntsandstein	Interpretación sísmica y sondeos.
b) Techo del Keuper	Interpretación sísmica y sondeos.
c) Techo del Jurásico	Interpretación sísmica y sondeos.
d) Techo del Cenomaniense	Interpretación sísmica y sondeos.
e) Techo de la Fm. Villalba de la Sierra	Interpretación sísmica, sondeos, datos de campo y mapa geológico.
f) Techo de la Unidad Paleógena	Interpretación sísmica, sondeos, datos de campo y mapa geológico.
6.2.2.3 Superficies estratigráficas sin-tectónicas	
a) Base de la 1ª Unidad Neógena	Datos de campo, mapa geológico e interpretación sísmica.
b) Base de la 2ª Unidad Neógena	Datos de campo, mapa geológico e interpretación sísmica.
c) Base de la 3ª Unidad Neógena	Datos de campo, mapa geológico e interpretación sísmica.

Tabla 6.1. Superficies geológicas seleccionadas para la reconstrucción 3D y métodos de reconstrucción 3D.

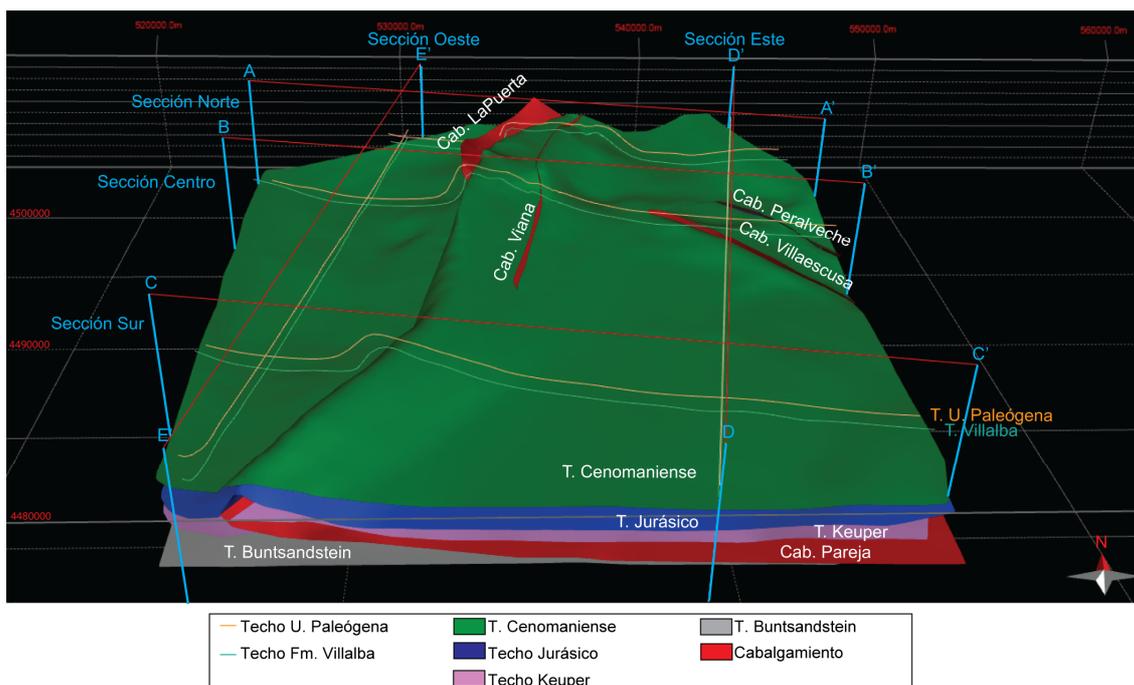


Fig. 6.11. Vista en perspectiva de la reconstrucción 3D de los materiales pre-tectónicos de Puerta-Pareja. Situación de las secciones representadas en la Fig. 6.12. Los techos de la Fm. Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena se muestran como líneas para facilitar la visualización de la terminación de los cabalgamientos de Viana, Villaescusa y Peralveche.

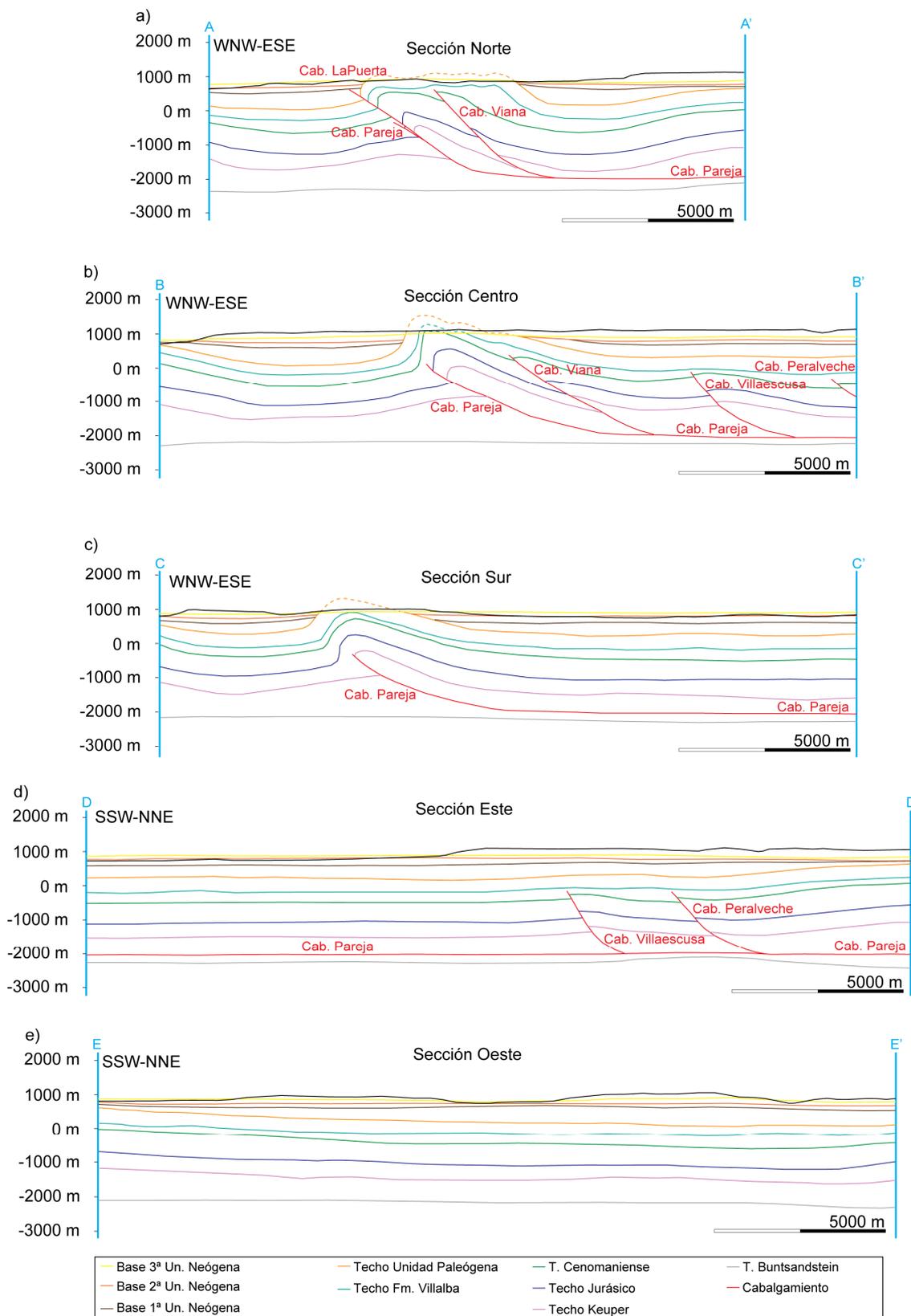


Fig. 6.12. Secciones representativas de diferentes sectores de la reconstrucción 3D de Puerta-Pareja. La situación de las secciones se muestra en la Fig. 6.11. a) Sección Norte (A-A'). b) Sección Centro (B-B'). c) Sección Sur (C-C'). d) Sección Este (D-D'). e) Sección Oeste (E-E').

6.2.2.1 Cabalgamientos

Ninguno de los cabalgamientos reconstruidos afloran en la actualidad. Los que afectan a las superficies pre-tectónicas más recientes se encuentran cubiertos por los sedimentos sin-tectónicos, mientras que otros cabalgamientos terminan en unidades pre-tectónicas más antiguas.

a) El cabalgamiento de Pareja

El cabalgamiento de Pareja se sigue en profundidad a lo largo de toda el área estudiada, desde su extremo Sur a su extremo Norte, al Este de la localidad de Pareja y bajo la localidad de La Puerta (Fig. 6.13). Se trata de una superficie cuyo buzamiento pasa de ser sub-horizontal en el extremo Este del área estudiada a ser de 35° en su terminación occidental. El cabalgamiento de Pareja se encuentra a una profundidad de 2100 metros en su parte sub-horizontal, y se eleva hasta 115 m de profundidad en su terminación occidental. En la parte no sub-horizontal del cabalgamiento su orientación general es SSW-NNE con vergencia hacia el WNW, pero pueden distinguirse un sector Sur de orientación media 126/31, un sector Central de orientación media 100/33 y un sector Norte con orientación media 107/33 (Fig. 6.13). El cabalgamiento de Pareja corta materiales progresivamente más recientes desde el Sur hacia el Norte del área estudiada, y su desplazamiento asociado aumenta progresivamente en el mismo sentido. Así, en su mitad Sur corta parte de los materiales jurásicos (Fig. 6.10), mientras que en su mitad Norte corta, además de todos los materiales jurásicos, parte de los materiales cretácicos (Fig. 6.8 y Fig. 6.9). En el cabalgamiento de Pareja se entroncan los cabalgamientos de La Puerta, Viana, Villaescusa y Peralveche (Fig. 6.13b,c). La geometría de la superficie del cabalgamiento de Pareja, sus desplazamientos asociados y sus variaciones laterales están fuertemente relacionados con la configuración 3D del anticlinal de Puerta-Pareja, variando características como la posición de la superficie axial, la amplitud del anticlinal o la inclinación de los flancos. Estas relaciones se comentan en la descripción de las superficies estratigráficas (apartados 6.2.2.2 y 6.2.2.3).

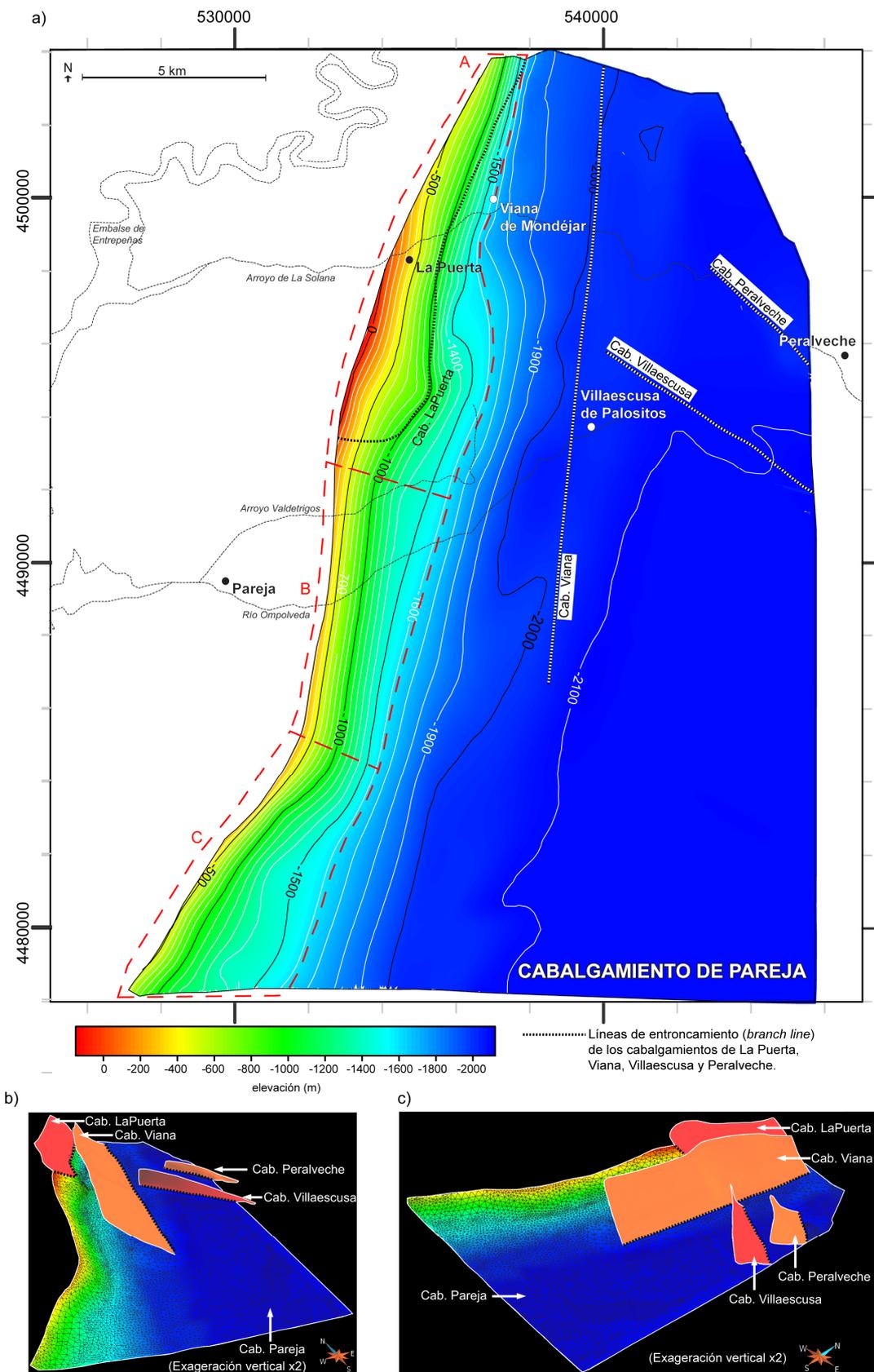


Fig. 6.13. (a) Mapa de elevaciones del cabalgamiento de Pareja. Las líneas de puntos corresponden a las líneas de entroncamiento (branch lines) de los cabalgamientos de La Puerta (ver Fig. 6.14), Viana (ver Fig. 6.15), Villaescusa (ver Fig. 6.16) y Peralveche (ver Fig.6.17) con el cabalgamiento de Pareja. Las líneas de rayas discontinuas marcan 3 sectores del cabalgamiento con diferentes direcciones de buzamiento: A = 107/33, B = 100/33, C = 126/31. (b) Vista en perspectiva desde el SSW de los diferentes cabalgamientos del área de estudio. (c) Vista desde el ESE. Exageración vertical x2.

b) El cabalgamiento de La Puerta

El cabalgamiento de La Puerta (Fig. 6.14) se sitúa al Norte del área estudiada, con una longitud aproximada de 9 km. Afecta a todas las rocas pre-tectónicas, desde el Keuper hasta la Unidad Paleógena (Bartoniense-Rupeliense). No aflora en superficie, oculto bajo los sedimentos sin-tectónicos. Su buzamiento promedio es 108/36. Entronca con el cabalgamiento de Pareja (ver línea punteada en Fig. 6.13a y situación en Fig. 6.13b). La conexión con el cabalgamiento de Pareja se produce de manera suave mediante un cambio progresivo del buzamiento en la zona cercana a la línea de entroncamiento (Fig. 6.14b y Fig. 6.14c). Su situación en el bloque superior del cabalgamiento de Pareja permite interpretarlo a priori como un cabalgamiento *breakthrough* a través del pliegue de propagación asociado al cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.14b,c) (esta interpretación se desarrolla en el capítulo 9 de esta Tesis). La combinación del cabalgamiento de La Puerta con el de Pareja está asociada a un cambio lateral progresivo en la geometría del anticlinal respecto a la parte Sur de Puerta-Pareja, donde solo actúa el cabalgamiento de Pareja. Esta relación se analiza en la descripción de las superficies estratigráficas (apartados 6.2.2.2 y 6.2.2.3).

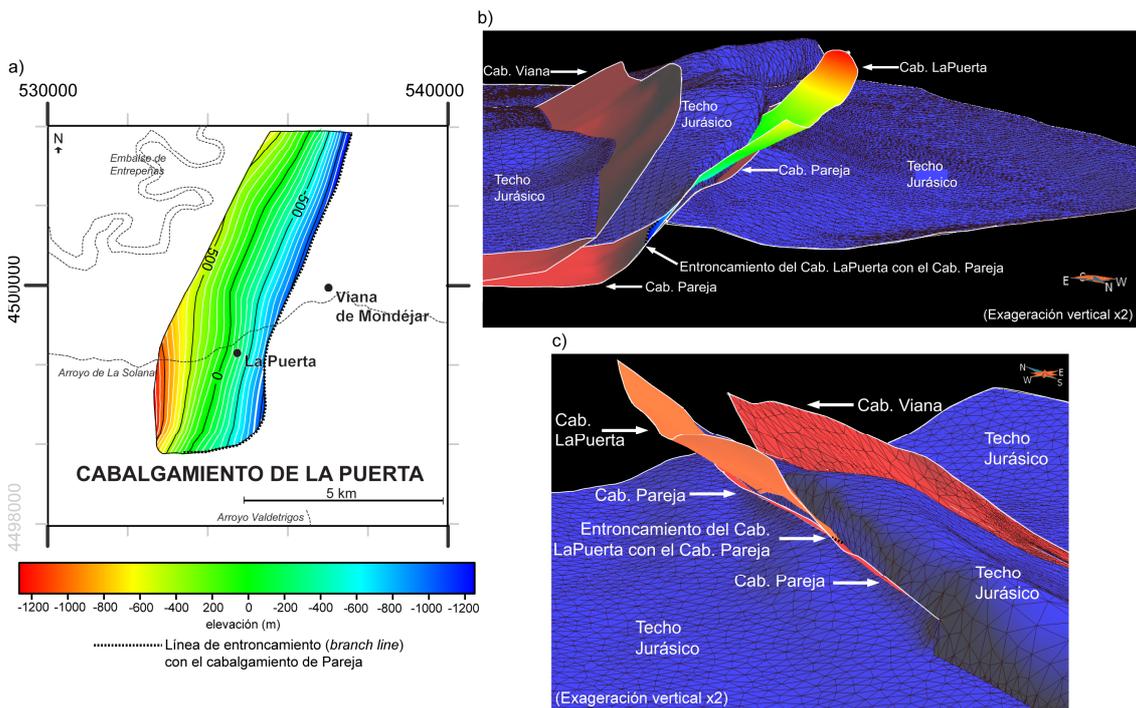


Fig. 6.14. (a) Mapa de elevaciones del cabalgamiento de La Puerta. La línea punteada marca el entroncamiento (*branch line*) con el cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.13). (b) Vista en perspectiva desde el NNE del cabalgamiento de La Puerta y su relación con el cabalgamiento de Pareja. Se muestra el techo del Jurásico para una mejor comprensión de las relaciones geométricas entre los diferentes cabalgamientos. (c) Vista en perspectiva desde el SSW. Exageración vertical x2.

c) El cabalgamiento de Viana

El cabalgamiento de Viana (Fig. 6.15) se encuentra en la parte Norte y central del área estudiada. Su longitud es de 16 km y se entronca con el cabalgamiento de Pareja (ver línea punteada en Fig. 6.15a). Presenta una vergencia hacia el WNW prácticamente constante, con una orientación media 098/37. El salto máximo que produce en las diferentes capas es de unos 350 metros, correspondiente a la parte Norte del cabalgamiento. El desplazamiento disminuye en su parte Sur hasta desaparecer, por lo que su extremo meridional se ha interpretado como una línea de contorno (Fig. 6.15b).

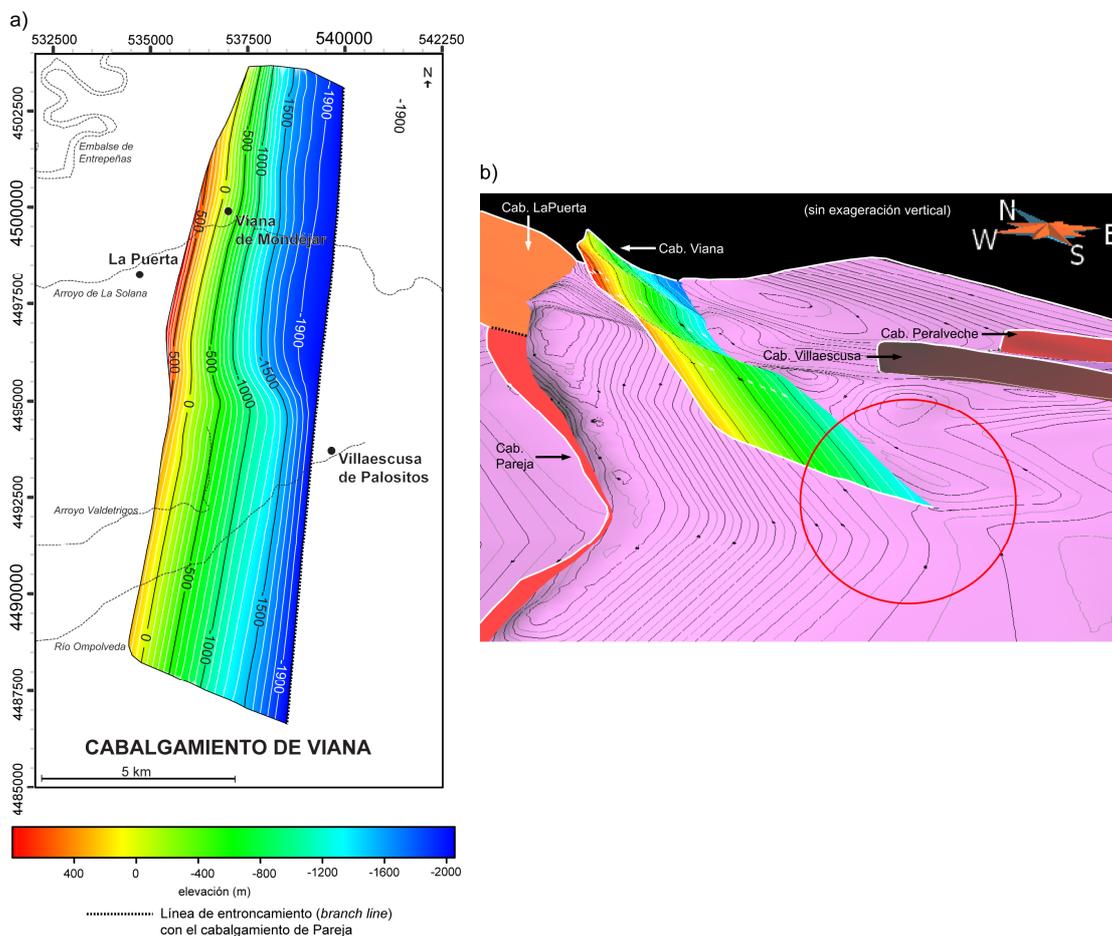


Fig. 6.15. (a) Mapa de elevaciones del cabalgamiento de Viana. La línea punteada marca el entroncamiento (*branch line*) con el cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.13). (b) Vista en perspectiva desde el SSW del cabalgamiento de Viana cortando el techo del Keuper. El salto de falla disminuye hacia el Sur hasta desaparecer (círculo rojo).

d) El cabalgamiento de Villaescusa

El cabalgamiento de Villaescusa tiene una orientación NW-SE (orientación promedio 041/50), con una extensión lateral de 7500 metros en el área estudiada y que provoca unos desplazamientos en las diferentes formaciones de entre 150 y 250 metros. Se entronca con el cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.16). La terminación superior de este cabalgamiento se produce en la Formación Villalba de la Sierra. La situación de su línea de contorno oriental es desconocida, puesto que esta falla se extiende fuera de la zona en la que se tiene control de las estructuras, ya sea a partir de perfiles sísmicos o por afloramientos pre-tectónicos. A efectos de representación gráfica, este extremo oriental se dibujó con orientación N-S, paralela al límite del área de estudio (Fig. 6.16b). El cabalgamiento de Villaescusa y el de Peralveche comparten la característica de ser marcadamente oblicuos respecto a la dirección de transporte tectónico regional (aproximadamente E-W).

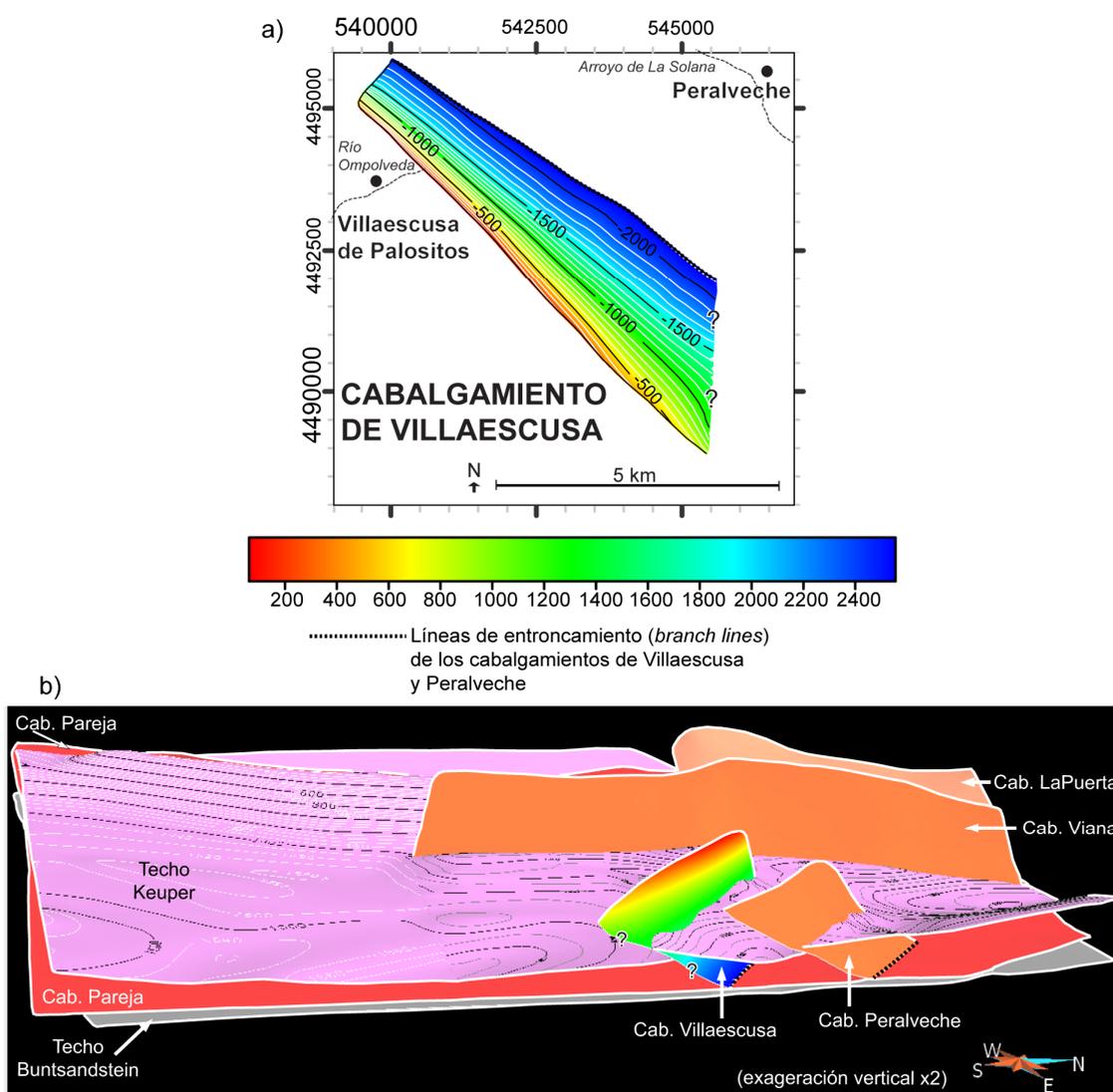


Fig. 6.16. (a) Mapa de elevaciones del cabalgamiento de Villaescusa. La línea punteada marca el entroncamiento (*branch line*) con el cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.13). (b) Vista en perspectiva desde el ESE del cabalgamiento de Villaescusa y su relación con el cabalgamiento de Pareja, el techo del Keuper y el techo del Buntsandstein. La situación de la línea de contorno oriental del cabalgamiento es desconocida, lo que se señala con "?".

e) El cabalgamiento de Peralveche

Situado en el extremo NE del área estudiada, el cabalgamiento de Peralveche tiene una orientación NW-SE (orientación media 047/38), aproximadamente paralela a la del cabalgamiento de Villaescusa, una extensión lateral de unos 5000 metros y un desplazamiento de falla de unos 220 metros en los diferentes estratos. Se entronca con el cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.17). Como en el caso del cabalgamiento de Villaescusa, la orientación del cabalgamiento de Peralveche es marcadamente oblicua a la dirección de transporte tectónico. Su línea de contorno oriental es también desconocida, ya que la falla continúa hacia al Este fuera del área de estudio.

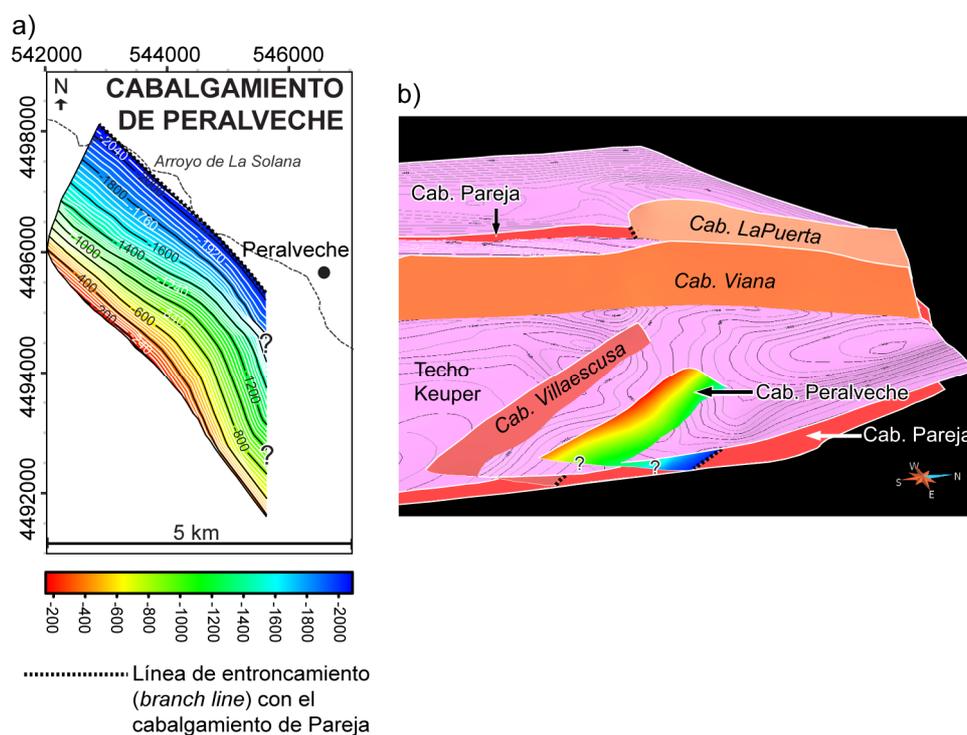


Fig. 6.17. (a) Mapa de elevaciones del cabalgamiento de Peralveche. La línea punteada marca el entroncamiento (*branch line*) con el cabalgamiento de Pareja (Fig. 6.17). (b) Vista en perspectiva desde el ESE del cabalgamiento de Peralveche y sus relaciones con el techo del Keuper y con los cabalgamientos de Pareja, Villaescusa, Viana y La Puerta. Se observa el entroncamiento del cabalgamiento de Peralveche con el de Pareja. La situación de la línea de contorno oriental del cabalgamiento es desconocida, lo que se señala con “?”.

6.2.2.2 Superficies estratigráficas pre-tectónicas

Se han seleccionado como superficies a reconstruir aquellas que son representativas de la estratigrafía del área de estudio e identificables en todos los perfiles sísmicos. Para una mejor comparación entre las diferentes superficies, en las figuras todas las superficies se muestran a la misma escala y en todas se representa la misma frecuencia de curvas de nivel, una cada 40 metros de elevación.

a) Techo del Buntsandstein

El techo del Buntsandstein (Fig. 6.18) es una superficie que en la mayor parte de su extensión se sitúa entre los 2200 y los 2400 metros de profundidad bajo el nivel del mar. Destacan dos zonas elevadas, una en la parte SW de la superficie y otra en el extremo ENE. En el extremo NNE de la superficie destaca una zona deprimida que adquiere una profundidad de hasta -2560 m (ver Fig. 6.18). Estas variaciones de profundidad en el techo del Buntsandstein están probablemente relacionadas con pliegues generados durante la Orogenia Hercínica (Gil et al., 1983, Querol, 1989) y la extensión durante el Pérmico y Triásico Inferior (Calvet et al., 2004).

El contraste de profundidad entre el extremo NNE y el alto de la zona de Villaescusa-Peralveche (de unos 400 m., Fig. 6.18) probablemente facilitó la formación de los cabalgamientos de Peralveche y Villaescusa, pese a que la dirección de estos cabalgamientos no coincide exactamente con la orientación del alto en el basamento (ver Figs. 6.18 y 6.19). Este condicionamiento pudo haber determinado su orientación NW-SE, fuertemente oblicua respecto al resto de cabalgamientos de la zona estudiada. En la sección Norte-Sur de la Fig. 6.12d se observa claramente la relación entre el alto en el Buntsandstein y la posición de estos cabalgamientos. Esta relación solo es posible si los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche se formaron una vez experimentada la rotación de eje vertical que afectó a la zona de Puerta-Pareja (ver capítulo 5) y que situó las estructuras de cobertera de la zona de Puerta-Pareja en su orientación y posición actual.

Por otro lado, se interpreta que la zona elevada en el SW del techo del Buntsandstein no condicionó la posición y orientación del cabalgamiento de Pareja en la cobertera, por tres razones: (1) la zona elevada del basamento se concentra en el sector Sur, mientras que el desplazamiento del cabalgamiento de Pareja es menor en el Sur y aumenta progresivamente de Sur a Norte (ver Fig. 6.18); (2) a diferencia del alto de Villaescusa y Peralveche, se trata de una zona elevada de muy poca entidad y muy progresiva, prácticamente indistinguible a la escala del conjunto de superficies pre-tectónicas, por lo que no debería ejercer un control marcado sobre el Keuper (ver Fig. 6.12a,b,c) (3), en cualquier caso, de acuerdo con la antigüedad mínima de la rotación de eje vertical interpretada para el sector Norte de Altomira-Loranca, donde se incluye la zona de Puerta-Pareja, y el desacople deducido entre cobertera y basamento (ver capítulo 5), el cabalgamiento de Pareja se habría formado en otra posición y orientación, varios kilómetros al Este de esta zona elevada, y posteriormente rotó hasta su posición y orientación actual. Por lo tanto, el alto en el SW no podría haber definido la posición ni orientación del cabalgamiento de Pareja. Para establecer correctamente estas relaciones entre zonas elevadas en el basamento y posición de cabalgamientos en la cobertera es necesario precisar las relaciones temporales entre la rotación de eje vertical experimentada en la zona de Puerta-Pareja y la formación de los diferentes cabalgamientos que configuraron el anticlinal. En los siguientes capítulos se profundiza en el estudio de estas relaciones, a través de la restitución de superficies 3D (capítulo 7), el estudio de fracturación (capítulo 8) y la integración y discusión del conjunto de estudios realizados (capítulo 9).

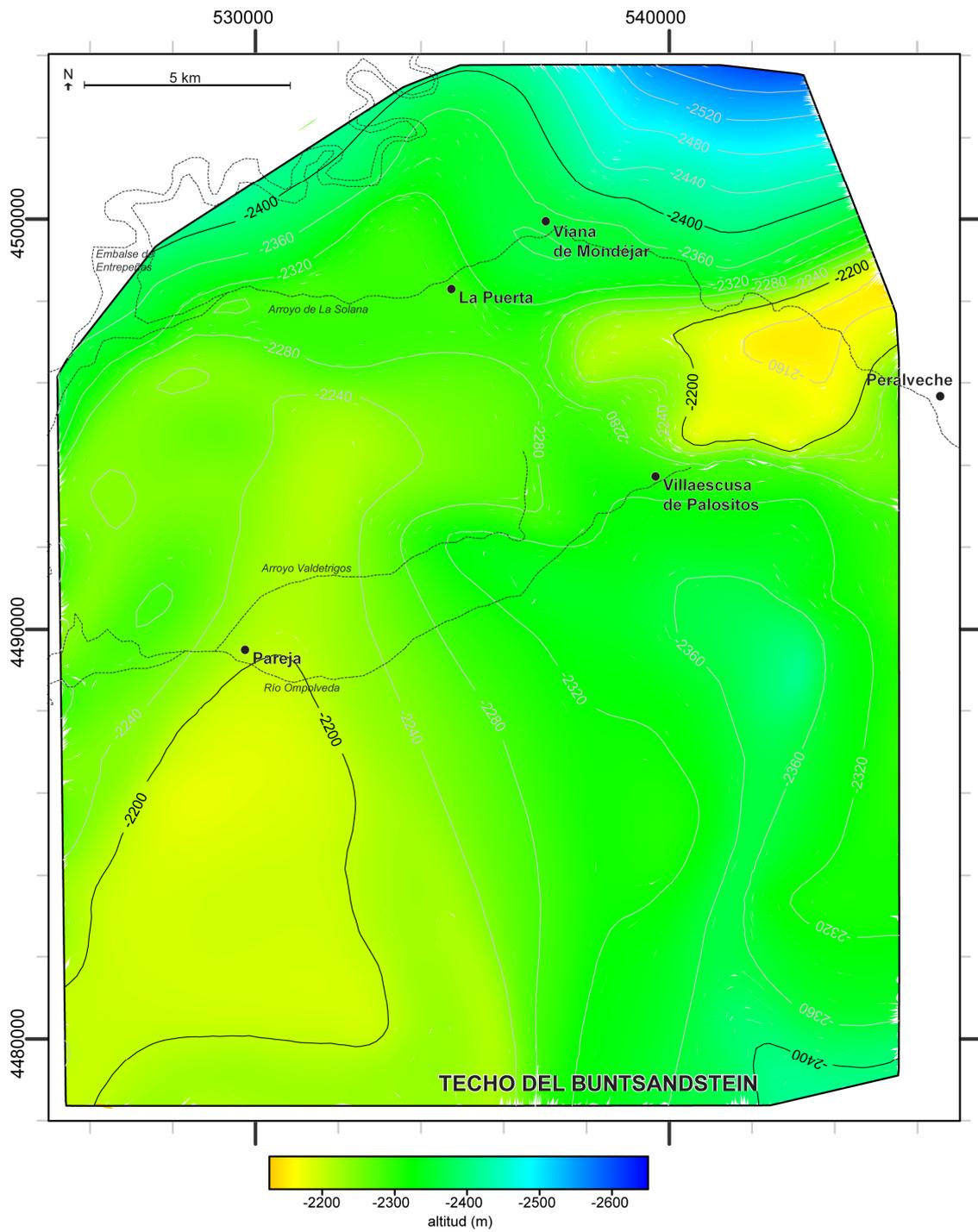


Fig. 6.18. Mapa de elevaciones del techo del Buntsandstein (techo del basamento). Destacan dos zonas elevadas, en el extremo SW y en los alrededores de Peralveche y Villaescusa.

b) Techo del Keuper

Las margas, arcillas y evaporitas del Keuper (Triásico Superior) constituyen el nivel de despegue principal de las estructuras que configuran el área de Puerta-Pareja, por lo que la reconstrucción de su techo es especialmente útil para observar todos los cabalgamientos y pliegues que afectan a la cobertera mesozoica y sus diferencias con la geometría del techo del basamento (techo del Buntsandstein).

El techo del Keuper está condicionado principalmente por los cabalgamientos de Pareja y La Puerta, y en menor medida por los cabalgamientos de Viana, Villaescusa y Peralveche.

El cabalgamiento de Pareja desplaza el techo del Keuper en toda su extensión N-S. Su mayor desplazamiento se produce en las cercanías de la localidad de La Puerta (desplazamiento máximo de 1400 metros), y es claramente menor el extremo Sur del área estudiada, donde se encuentra el desplazamiento mínimo, de 650 metros. En el bloque superior de este cabalgamiento se desarrolla el anticlinal de Puerta-Pareja. Se trata de un anticlinal cuyo flanco oriental buza 20-25° hacia ESE de manera general, aunque se pueden distinguir tres sectores, Norte, Central y Sur, con buzamientos promedios del flanco occidental 093/25, 102/20 y 125/19 respectivamente. El buzamiento de su flanco occidental varía desde 80°W en su parte Norte a 30-40°WNW en su extremo Sur.

En la parte Norte del cabalgamiento de Pareja se entronca el cabalgamiento de La Puerta (ver Fig. 6.14), lo que genera una subdivisión del flanco occidental del anticlinal de Puerta-Pareja en el techo del Keuper (y en formaciones superiores), que aparece en este sector con buzamiento invertido (Fig. 6.20). El desplazamiento máximo del techo del Keuper asociado este cabalgamiento es de 120 metros.

Al Oeste del cabalgamiento de Pareja se encuentra un suave sinclinal de orientación NNW-SSE con buzamientos de 10-15° en su flanco oriental y 10° en su flanco occidental. Este buzamiento de 10°E en el extremo Oeste de la reconstrucción está relacionado con el inicio hacia el Oeste de los pliegues y cabalgamientos que conforman la Sierra de Altomira, aproximadamente paralela al anticlinal de Puerta-Pareja.

Unos 5 km al Este del cabalgamiento de Pareja y aproximadamente paralelo a él se encuentra el cabalgamiento de Viana, que desplaza el techo del Keuper un máximo de 350 metros en su parte Norte, desplazamiento que se reduce a 80 metros en su parte Sur hasta desaparecer en la zona central del área estudiada (Fig. 6.19). En su bloque superior, en la zona más cercana al cabalgamiento de Viana, el techo del Keuper presenta un buzamiento de unos 15° hacia el Este. La presencia del cabalgamiento de Viana implica una modificación parcial de la geometría del anticlinal de Puerta-Pareja: el anticlinal se hace más apretado hacia el Norte.

En el extremo NE de la zona de estudio la disposición de la superficie del techo del Keuper viene determinada por los cabalgamientos de Villaescusa y de Peralveche, dos cabalgamientos sub-paralelos con orientación NW-SE, ambos con desplazamientos de entre 150 y 250 metros, con sus respectivas zonas elevadas en los bloques superiores de los cabalgamientos, a profundidades de 1200 metros. La posición de estos cabalgamientos probablemente está condicionada por la zona elevada observada en el extremo NE del techo del basamento, pese a que el alto de basamento señalado presenta

una orientación a grandes rasgos NNE-SSW a E-W, que no coincide exactamente con la orientación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche. En la parte suroriental, por el contrario, se encuentra una zona deprimida, con profundidades de entre 1400 y 1520 metros.

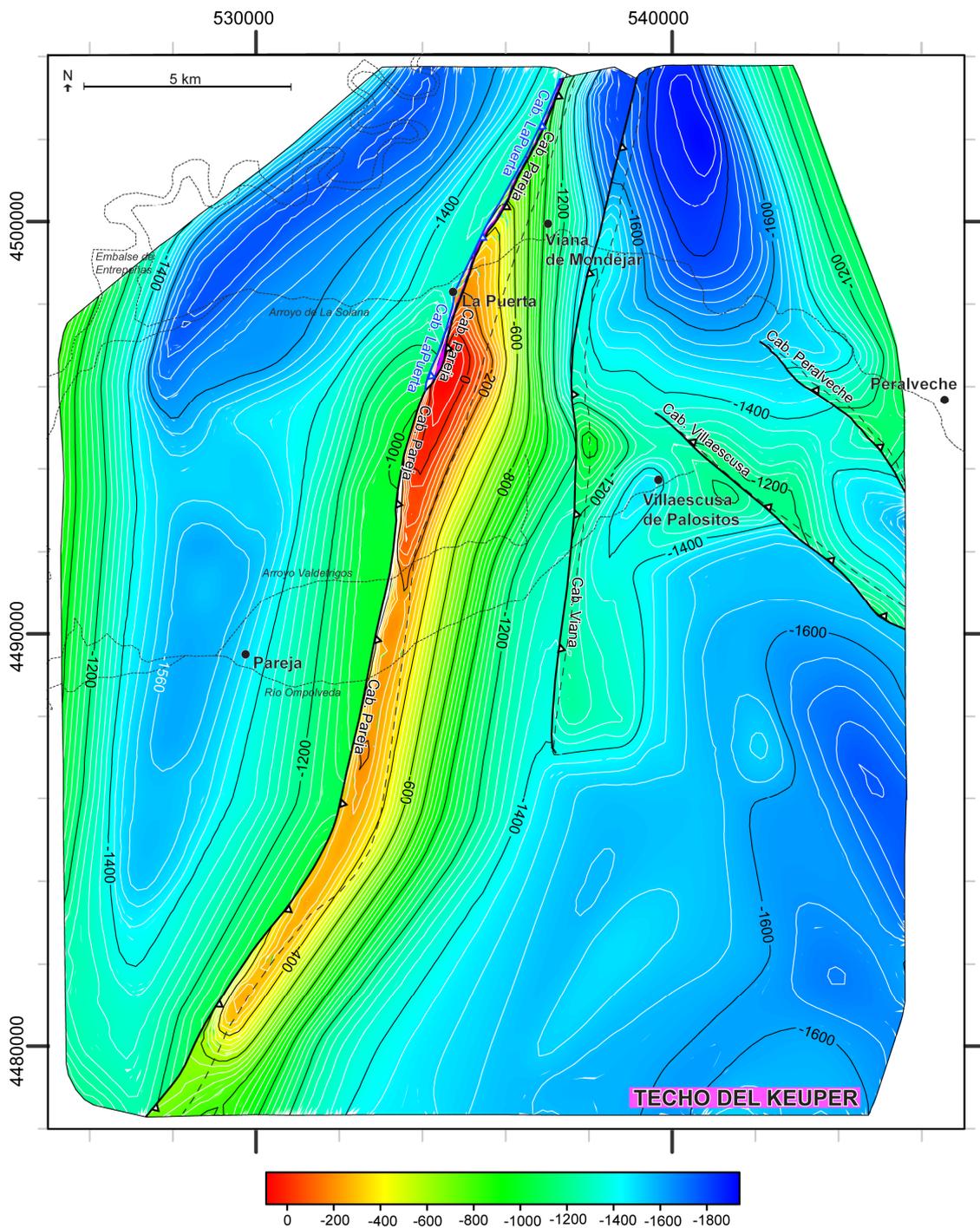


Fig. 6.19. Mapa de elevaciones del techo del Keuper. Se observan los cut-offs de los cabalgamientos de Pareja, La Puerta, Viana, Villaescusa y Peralveche.

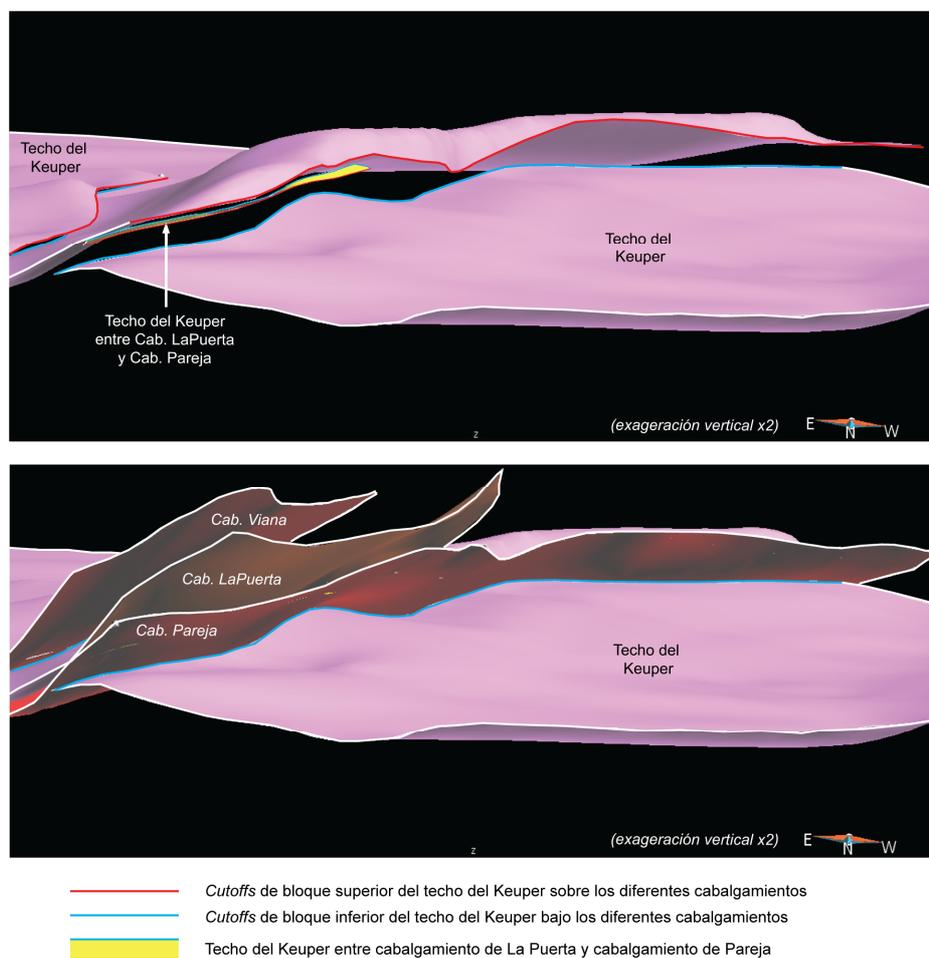


Fig. 6.20. Vista en perspectiva desde el NNW del techo del Keuper y su relación con los cabalgamientos de Pareja, La Puerta y Viana. (a) Se muestra solamente la superficie del techo del Keuper para permitir la observación de la parte que se encuentra entre el cabalgamiento de La Puerta y el Cabalgamiento de Pareja. (b) Se muestran los cabalgamientos.

c) Techo del Jurásico

La geometría de la superficie del techo del Jurásico es a grandes rasgos similar a la del techo del Keuper. La principal diferencia que presenta es que el cabalgamiento de Pareja corta solo la mitad Norte del techo del Jurásico, mientras que en la mitad Sur de la zona estudiada se encuentra solamente el anticlinal de Puerta-Pareja con su flanco occidental subvertical, sin que se observe un salto por cabalgamiento (Fig. 6.21 y Fig. 6.14c).

En el sector Norte del techo del Jurásico, de la misma manera que en el del Keuper, se encuentra la superposición de los cabalgamientos de La Puerta y Pareja, (Fig. 6.21 y 6.14b,c), que subdivide el flanco occidental del anticlinal de Puerta-Pareja. El desplazamiento máximo que genera el cabalgamiento de Pareja en el techo del Jurásico es de 650 metros, frente a los 1400 metros que genera en el techo del Keuper.

Por lo demás, en el techo del Jurásico se encuentran los mismos rasgos que definen la geometría del Keuper: la influencia de los cabalgamientos (Pareja, Viana, Villaescusa, Peralveche) genera zonas elevadas en sus bloques superiores, de hasta 400

metros sobre el nivel del mar en el caso del cabalgamiento de Pareja, mientras que las zonas más deprimidas corresponden al sinclinal occidental, al Oeste del cabalgamiento de Pareja, con profundidades de hasta 1320 metros, y a las zonas deprimidas orientales, con más de 1400 metros de profundidad en el NE y 1200 metros de profundidad en la zona suroriental.

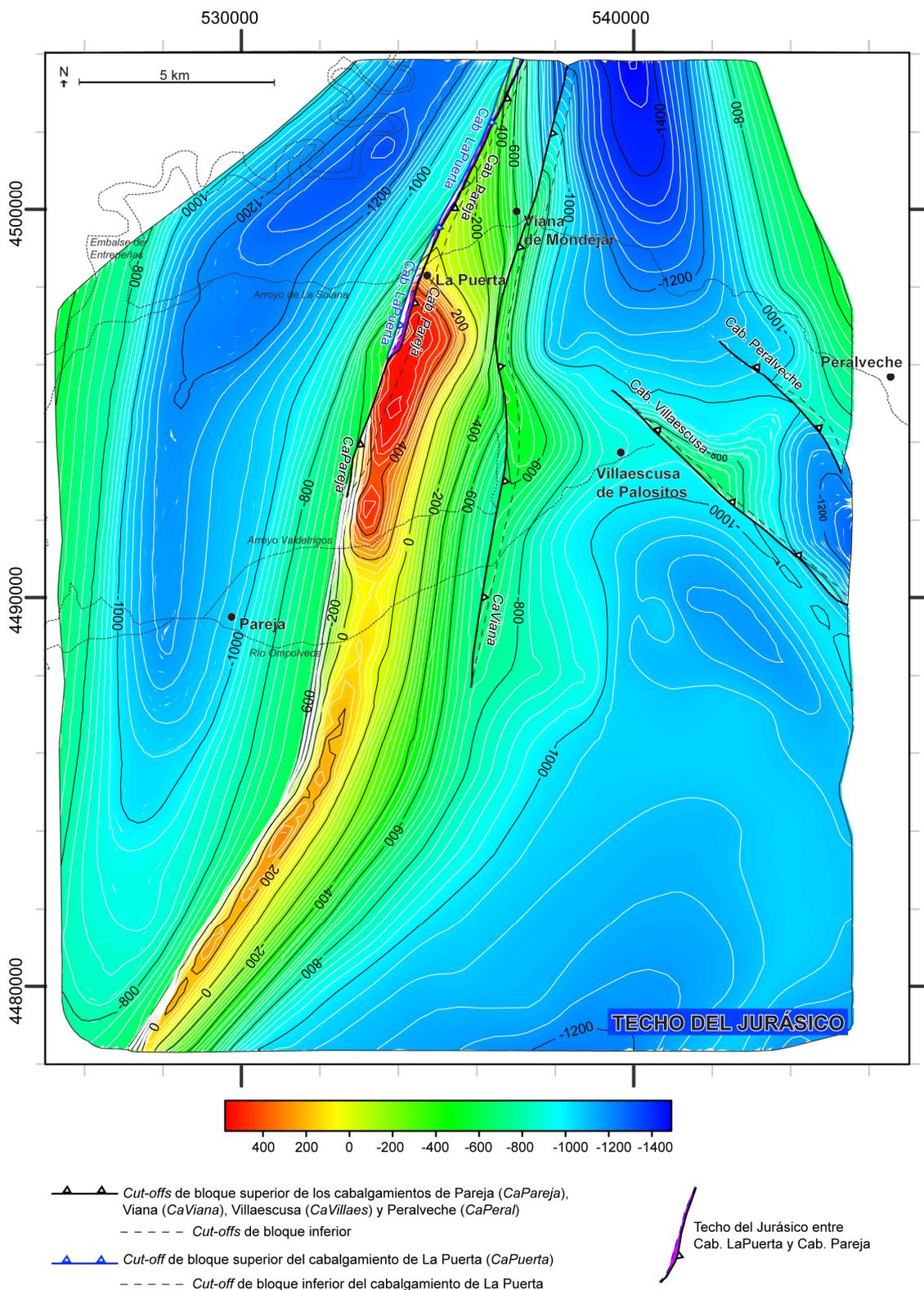


Fig. 6.21. Mapa de elevaciones del techo del Jurásico. Se observan los *cut-offs* de los cabalgamientos de Pareja, La Puerta, Viana, Villaescusa y Peralveche.

d) *Techo del Cenomaniense*

El techo del Cenomaniense es la superficie estratigráfica no aflorante más reciente del área estudiada. Su disposición en el anticlinal de Puerta-Pareja es semejante a la de los techos del Keuper y del Jurásico. Sin embargo, a diferencia de los techos del Keuper y del Jurásico, el techo del Cenomaniense no está cortado en ningún momento por el cabalgamiento de Pareja, que tiene su terminación entre el techo del Jurásico y el techo del Cenomaniense y transmite su deformación a los estratos superiores en forma de pliegue. En el sector Norte el flanco occidental del anticlinal se encuentra desplazado solamente por el cabalgamiento de La Puerta, con un desplazamiento general de 250 metros que en algunos puntos supera los 350 metros. En los sectores Central y Sur se observa el anticlinal de Puerta-Pareja con flanco occidental sub-vertical (Fig. 6.22) de manera análoga a lo que ocurre en el techo del Jurásico.

Los puntos más elevados del techo del Cenomaniense se encuentran en la cresta del anticlinal de Puerta-Pareja (alrededor de 1000 metros de altitud) y en el bloque superior del cabalgamiento de Viana (alrededor de 800 metros), mientras que las zonas más deprimidas se sitúan a 600 metros bajo el nivel del mar.

Es importante señalar que las superficies de los techos del Cenomaniense, Fm. Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena se han reconstruido sin representar la erosión que experimentaron durante y tras la formación de las estructuras del área estudiada, erosión especialmente importante en la zona de charnela del anticlinal de Puerta-Pareja.

Se ha escogido el techo del Cenomaniense para analizar en detalle la relación entre la amplitud y geometría 3D del pliegue y el desplazamiento del cabalgamiento mayor al que va asociado, el cabalgamiento de Pareja (Figs. 6.22 y 6.23). Se observa que el anticlinal de Puerta-Pareja en su extremo Sur presenta un flanco frontal que buza entre 60 y 80° WNW. Tomando como referencia la línea de inflexión que define el límite de este flanco frontal de alto buzamiento (línea punteada, Figs. 6.22 y 6.23), en el extremo Sur la traza correspondiente a la superficie axial del pliegue (línea rayada, Fig. 6.22 y 6.23) se sitúa unos 100 metros al Este de la línea de inflexión. Esta distancia se mantiene aproximadamente constante hacia el Norte hasta la aparición del cabalgamiento de Viana (*tip point* del cab. Viana, Figs. 6.22 y 6.23). A partir de entonces, hacia el Norte la traza axial se desplaza progresivamente hacia el Oeste, hasta situarse a 30 m de la línea de inflexión, al mismo tiempo que el buzamiento del flanco frontal del anticlinal de Puerta-Pareja aumenta, hasta situarse alrededor de los 90° de buzamiento. La elevación de la cresta del anticlinal aumenta también, hasta marcar su máximo en 1120 m. A partir del *tip point* del cabalgamiento de La Puerta hacia el Norte, el flanco occidental del anticlinal está invertido y cortado por el cab. de La Puerta. Desde este punto, la distancia entre la traza axial y el flanco frontal se mantiene aproximadamente constante y el buzamiento del flanco frontal sigue aumentando (ver Fig. 6.23), pero la elevación de la charnela disminuye progresivamente (Figs. 6.12a, 6.12b y 6.22).

En resumen, como tendencia general, a medida que aumenta el desplazamiento del cabalgamiento de Pareja en sentido Sur a Norte, la amplitud del pliegue se reduce progresivamente, la cresta aumenta su elevación y la distancia entre la traza axial y el flanco frontal se reduce. La aparición hacia el Norte del cabalgamiento de la Puerta, sin embargo, modifica parcialmente esa tendencia, y en el extremo Norte la cresta del anticlinal pierde elevación progresivamente. Existe, por lo tanto, un marcado control de la geometría del anticlinal en función del número de cabalgamientos y de su desplazamiento asociado.

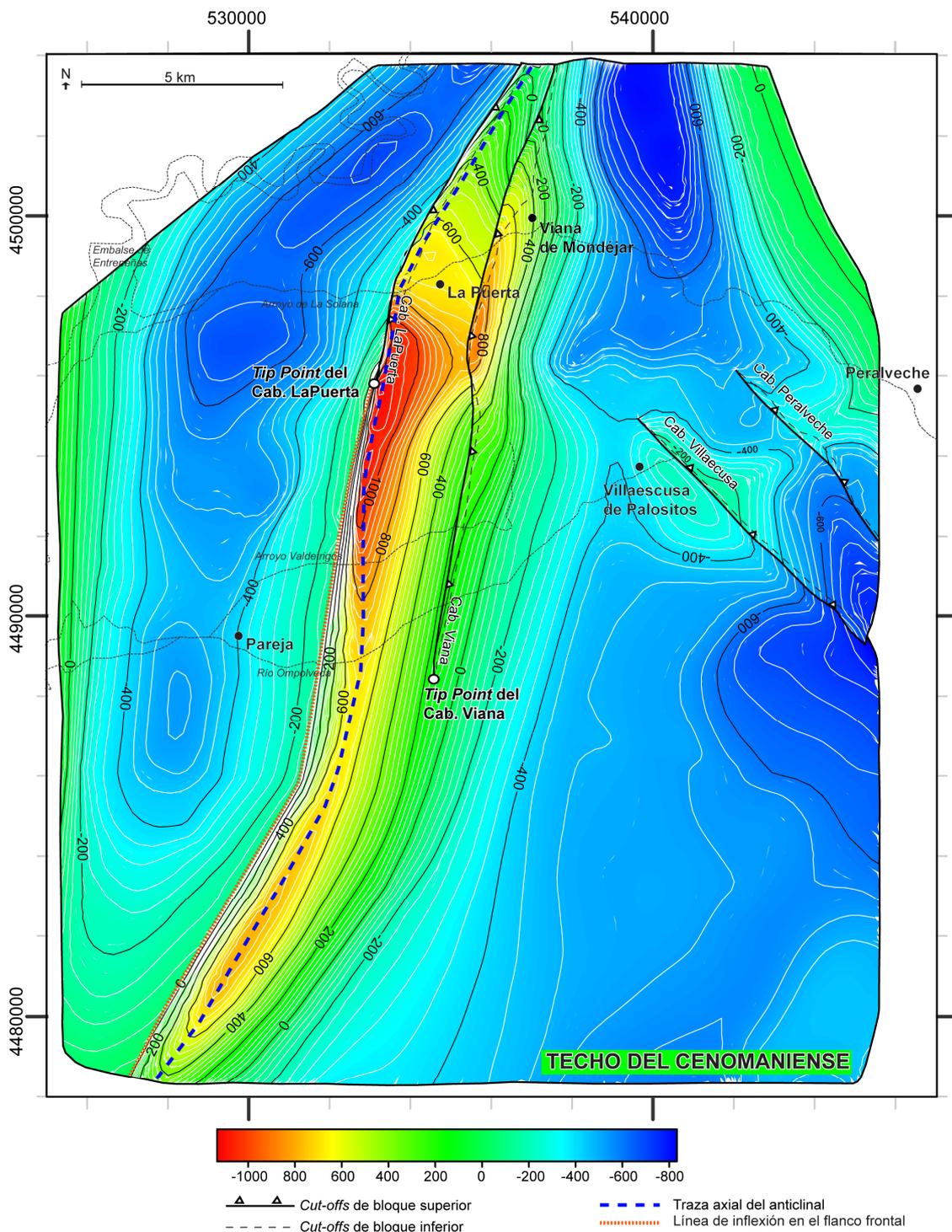


Fig. 6.22. Mapa de elevaciones del techo del Cenomaniense. Se observan los *cut-offs* de los cabalgamientos de La Puerta, Viana, Villaescusa y Peralveche. Se señalan la traza de la superficie axial del anticlinal de Puerta-Pareja, la línea de inflexión que marca el inicio del flanco frontal del pliegue, y los *tip points* de los cabalgamientos de La Puerta y Viana. El anticlinal de Puerta-Pareja, desarrollado en toda el área reconstruida sobre la terminación del cabalgamiento de Pareja, en su extremo Sur presenta un flanco occidental que buza entre 60 y 80° WNW. En esta zona su traza axial se sitúa unos 100 metros al Este de la línea de inflexión (línea punteada). Este espaciado se mantiene aproximadamente constante hacia el Norte hasta la aparición del cabalgamiento de Viana (ver tip point). A partir de entonces, hacia el Norte la traza axial se desplaza progresivamente hacia el Oeste, al mismo tiempo que el buzamiento del flanco occidental del anticlinal de Puerta-Pareja aumenta, hasta situarse alrededor de los 90°. La elevación de la cresta del anticlinal aumenta también, hasta marcar su máximo en 1120 metros. A partir del tip point del cabalgamiento de La Puerta hacia el Norte el flanco occidental del anticlinal está invertido y cortado por el cabalgamiento de La Puerta. A medida que aumenta el desplazamiento en el cabalgamiento de La Puerta hacia el Norte, la elevación de la cresta del anticlinal disminuye.

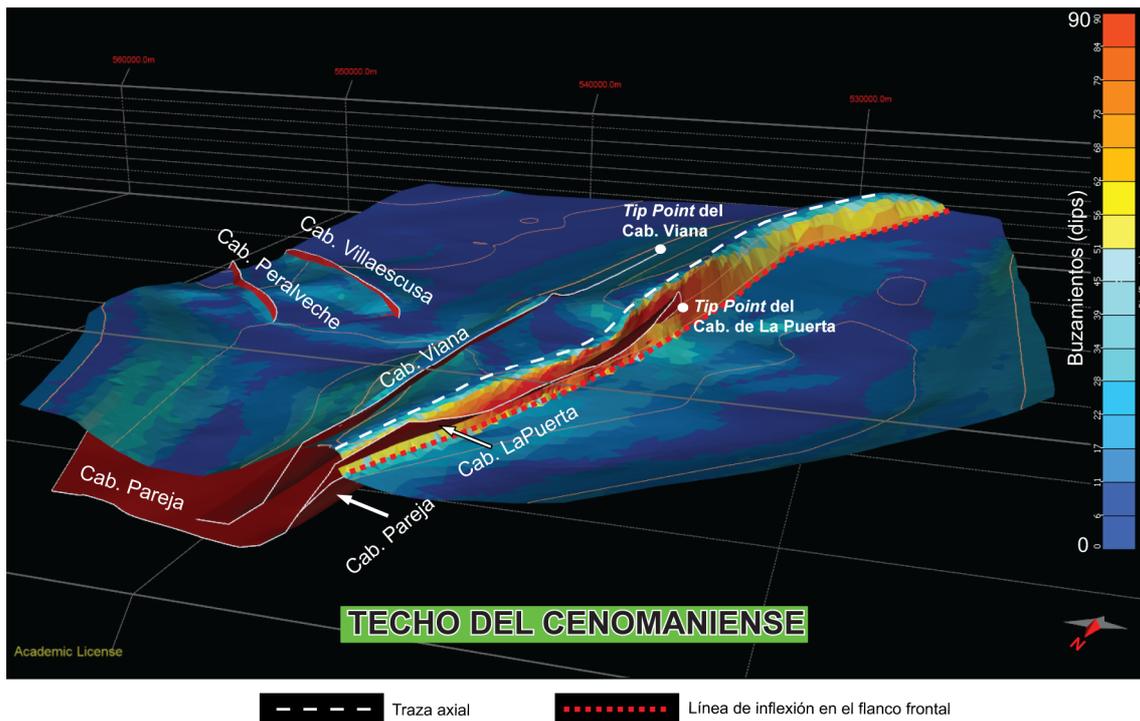


Fig. 6.23. Vista en perspectiva desde el Norte del techo del Cenomaniense mostrando la distribución de buzamientos (escala de colores). Se señalan la traza de la superficie axial del anticlinal de Puerta-Pareja, la línea de inflexión que define el inicio flanco frontal, y los *tip points* de los cabalgamientos de La Puerta y Viana.

e) Techo de la Formación Villalba de la Sierra

La Formación Villalba de la Sierra es la más profunda de las que afloran en superficie en algún punto del área reconstruida. La disposición de su techo está marcada por la presencia de un solo cabalgamiento, el de La Puerta, en toda su superficie, y por la ausencia de los cabalgamientos de Viana, Villaescusa y Peralveche (Fig. 6.24) que sí cortan las superficies inferiores.

En el anticlinal de Puerta-Pareja se pueden distinguir, como en horizontes más profundos, tres sectores: Norte, Central y Sur. La capacidad de deformación interna de la Fm. Villalba de la Sierra favorece la existencia de desarmonías geométricas respecto a las unidades inferiores (Hernaiz et al., 1998a), especialmente en el sector Norte.

- El sector Sur está caracterizado por un plano axial de orientación aproximada 125/80, un flanco oriental con buzamiento medio de 18°ESE y un flanco occidental con buzamiento general de unos 40-50°WNW. El techo de la Fm. Villalba en la cresta del anticlinal se sitúa a unos 900 metros.
- El sector Central presenta un plano axial de orientación aproximada 100/80 y flancos también con buzamientos de unos 18°ESE (oriental) y 40-50°WNW (occidental). El techo de la Fm. Villalba en la cresta varía entre unos 800 y unos 1400 metros de elevación.
- En el sector Norte el anticlinal de Puerta-Pareja se encuentra cortado por el cabalgamiento de La Puerta, que desplaza el techo de la Fm. Villalba unos 200 metros y está asociado a la inversión del flanco frontal del pliegue. En el bloque superior del cabalgamiento de La Puerta se desarrolla una zona elevada de unos 3000 metros de ancho (medidos en dirección WNW-ESE), que engloba también la zona bajo la cual se encuentra el cabalgamiento de Viana en horizontes inferiores (ver Fig. 6.22). Esta zona elevada, que aflora en superficie en algunos puntos, no presenta una superficie plana, si no que contiene varios pequeños pliegues, de alrededor de 300 metros de longitud de onda y con orientaciones variables, que modifican a pequeña escala la geometría general del anticlinal de Puerta-Pareja. Esta zona elevada termina en su flanco oriental con buzamientos variables de entre 25 y 40° con diferentes orientaciones.

El resto de la superficie del techo de la Fm. Villalba está definido por un suave sinclinal al Oeste del anticlinal de Puerta-Pareja (mínimo de -200 metros) y dos zonas deprimidas al NE y al SE de la zona estudiada (-400 y -200 metros), separadas por una zona relativamente menos deprimida en los alrededores de Villaescusa de Palositos (entre -40 y -120 metros).

Es importante señalar que los techos de la Fm. Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena se han reconstruido sin representar la erosión que experimentaron durante y tras la formación de las estructuras del área estudiada, erosión especialmente importante en la zona de charnela del anticlinal de Puerta-Pareja.

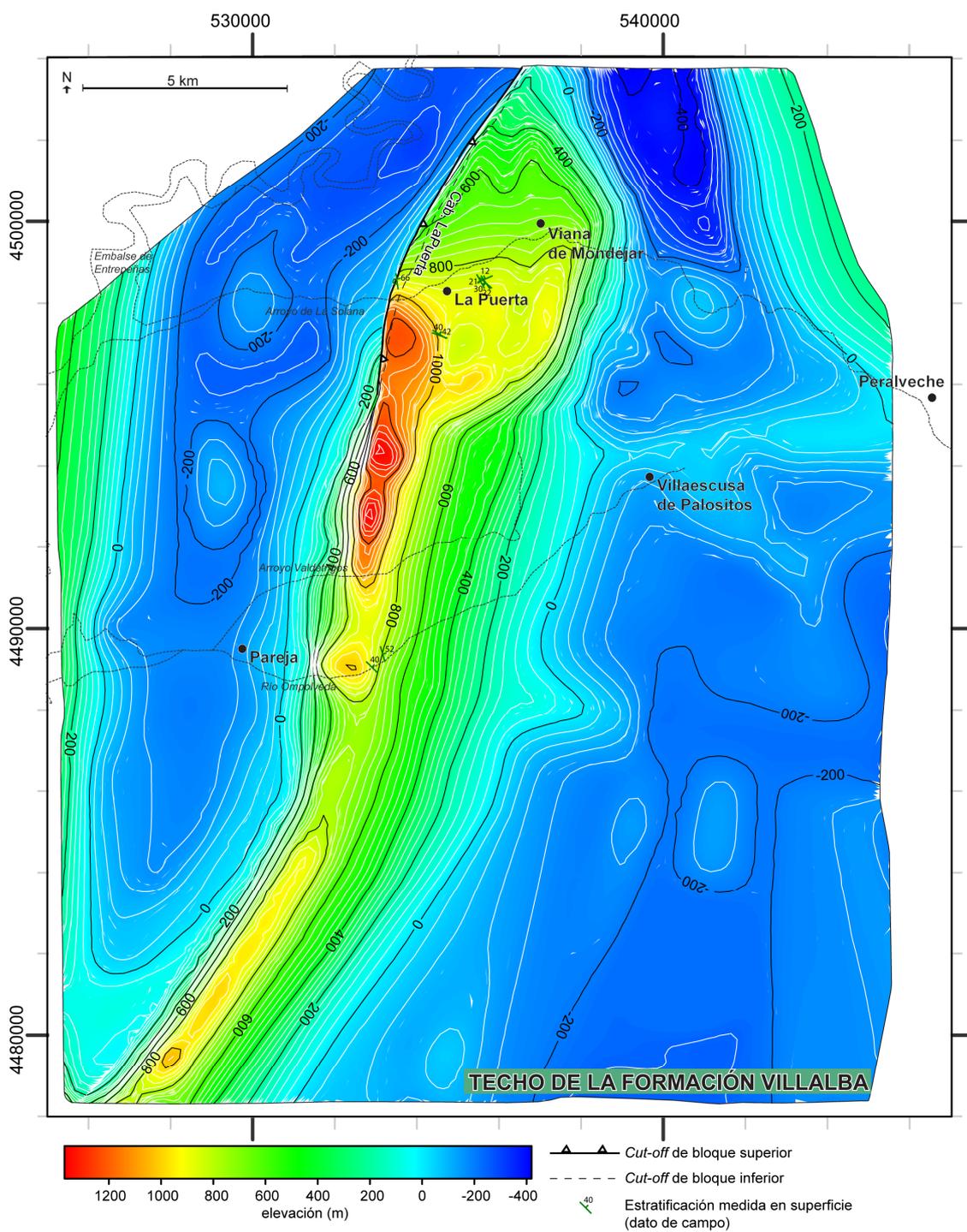


Fig. 6.24. Mapa de elevaciones del techo de la Formación Villalba de la Sierra y datos de estratificación de la Fm. Villalba de la Sierra medidos en superficie (datos de campo). Se observa el *cut-off* del cabalgamiento de La Puerta.

f) *Techo de la Unidad Paleógena*

El techo de la Unidad Paleógena, unidad pre-tectónica más reciente, muestra una geometría prácticamente equivalente a la del techo de la Fm. Villalba.

El anticlinal de Pareja presenta, de la misma manera que en la Fm. Villalba, un sector Sur con plano axial de orientación aproximada 125/80, un sector central con plano axial de orientación aproximada 100/80 y un sector Norte condicionado por el cabalgamiento de La Puerta. Los buzamientos en ambos flancos del anticlinal son similares a los observados en el techo de la Fm. Villalba. En el techo de la Unidad Paleógena el desplazamiento asociado al cabalgamiento de Pareja es de entre 60 y 150 metros, y la zona elevada en su bloque superior es de unos 3000 metros de ancho en sentido WNW-ESE (Fig. 6.26). De la misma manera que en la Fm. Villalba, esta zona elevada presenta pliegues de pequeña escala y diferentes orientaciones (ver datos de estratificación medidos en campo en Fig. 6.26) que modifican a pequeña escala la geometría general del anticlinal de Puerta-Pareja (ejemplo en Fig. 6.25).

En este caso la cresta del anticlinal sitúa el techo de la Unidad Paleógena a unos 1300 metros de elevación en el sector Sur, entre 1300 y 1500 metros en el sector central y entre 600 y 1500 metros en el sector Norte. La zona elevada de La Puerta y Viana de Mondéjar se encuentra entre 1000 y 1200 metros sobre el nivel del mar.

A ambos lados del anticlinal se encuentran áreas deprimidas a unos 200 metros de elevación, con una zona relativamente más elevada en los alrededores de Villaescusa de Palositos.

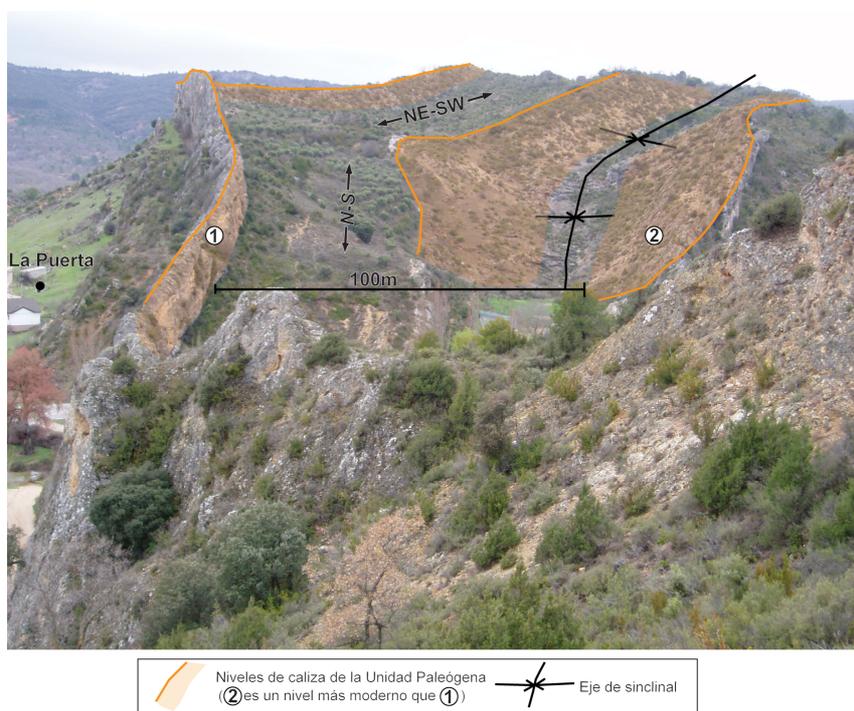


Fig. 6.25. Vista en perspectiva desde el Norte de un afloramiento de la Unidad Paleógena al Oeste de la localidad de La Puerta. Se observa un sinclinal cuya orientación del eje varía en pocos metros de N-S a NE-SW. Junto a la localidad de La Puerta se encuentra un nivel de caliza subvertical (1), y a unos 100 metros a su Oeste se encuentra el eje del sinclinal del pliegue. En un nivel superior se encuentra un buzamiento de 53°E (2). Ver situación de la foto en Fig. 6.26 (localidad de La Puerta como referencia). Pliegues de esta escala (<1km) y con orientaciones variables como el mostrado en esta foto son habituales en los afloramientos de la Unidad Paleógena en el sector Norte del anticlinal de Puerta-Pareja. Este tipo de pliegues son de escala mucho menor que los componen el anticlinal en profundidad (unidades cretácicas inferiores, jurásicas y facies Keuper), y se asocian a desarmonías generadas en la Fm. Villalba de la Sierra por deformación interna (Hernaiz et al., 1998a), que se transmiten a la Unidad Paleógena, inmediatamente superior.

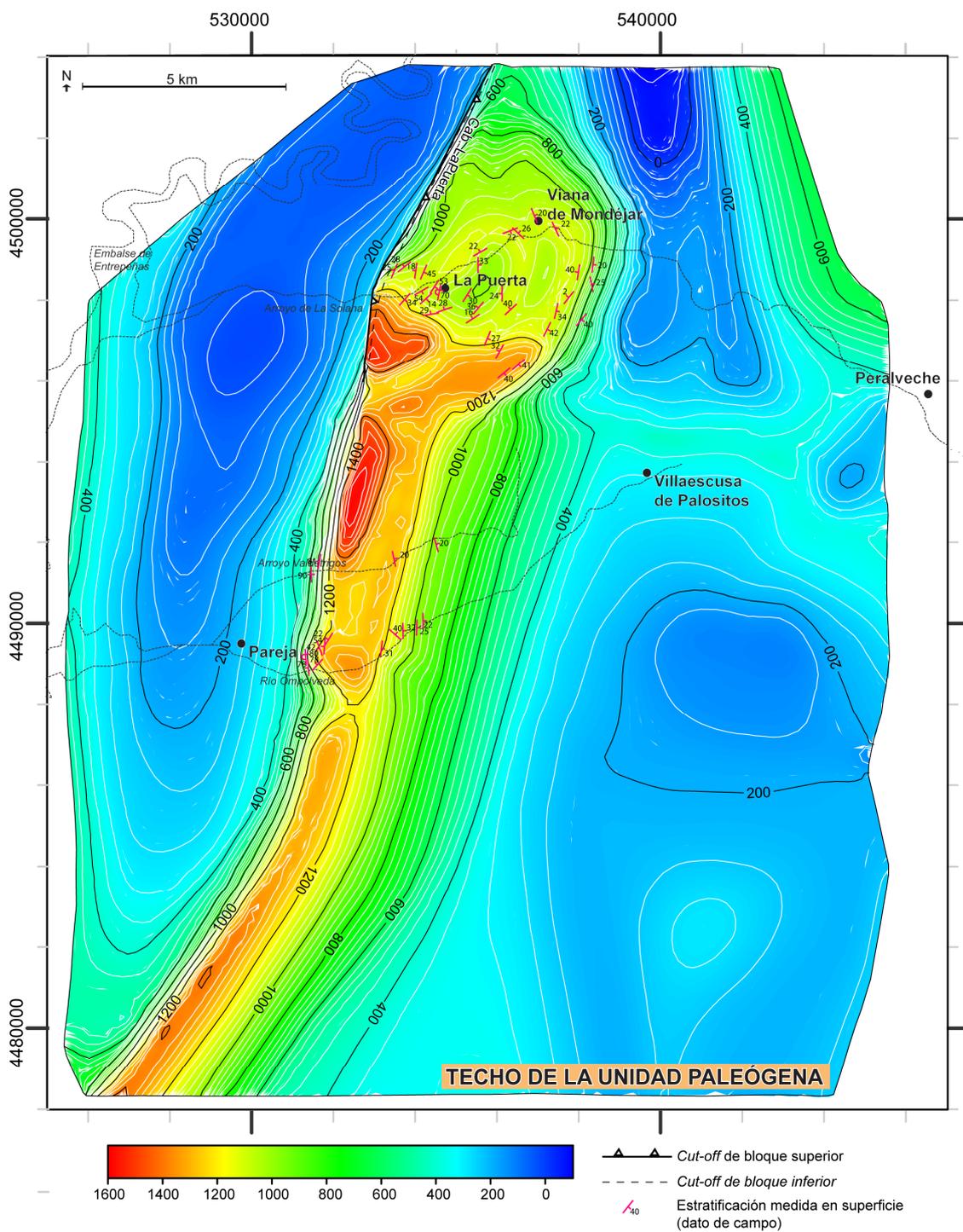


Fig. 6.26. Mapa de elevaciones del techo de la Unidad Paleógena y datos de estratificación de la Unidad Paleógena medidos en superficie (datos de campo). Se observa el *cut-off* del cabalgamiento de La Puerta.

6.2.2.3 Superficies estratigráficas sin-tectónicas

Para la reconstrucción de las unidades sin-tectónicas se ha decidido representar sus bases y no sus techos, puesto que la disposición de cada una de las unidades sin-tectónicas en discordancia angular erosiva sobre las unidades inferiores impide definir correctamente el techo de cada unidad. Se han reconstruido las bases de la 1ª Unidad Neógena (UN1), 2ª Unidad Neógena (UN2) y 3ª Unidad Neógena (UN3). Mientras que la geometría de la base de UN1 se ha definido, en lo posible, principalmente a partir de los perfiles sísmicos (ver Figs. 6.8, 6.9 y 6.10), las bases de UN2 y UN3 se han trazado fundamentalmente a partir de los contactos entre unidades observados en campo o obtenidos de cartografía previa (ver Fig. 2.13 y Hernaiz et al., 1999a; Díaz et al., 1999a).

a) Base de la 1ª Unidad Neógena

La base de la 1ª Unidad Neógena es la unidad sin-tectónica respecto al anticlinal de Puerta-Pareja más antigua de las 3 reconstruidas. La mayor parte de su superficie se encuentra entre 560 y 640 metros sobre el nivel del mar. Su rasgo más característico es la discordancia angular progresiva que dibuja a ambos flancos del anticlinal de Puerta-Pareja y en su extremo Norte, llegando hasta 880 metros de altitud. Así, sus buzamientos son de entre 0 y 5° en la mayoría del área de Puerta-Pareja, mientras que aumentan en los bordes del anticlinal (Fig. 6.27).

En la Fig. 6.27 se pueden observar también 2 datos de estratificación de la Unidad Paleógena-Neógena medidos en superficie, en uno de los pocos puntos donde ésta aflora. Estos datos, correspondientes a la unidad inmediatamente anterior a la 1ª Unidad Neógena (UN1), muestran cómo la estratificación puede variar en menos de 1 km de distancia desde 55°NE a 18°NE, a medida que aumenta la distancia al anticlinal de Puerta-Pareja.

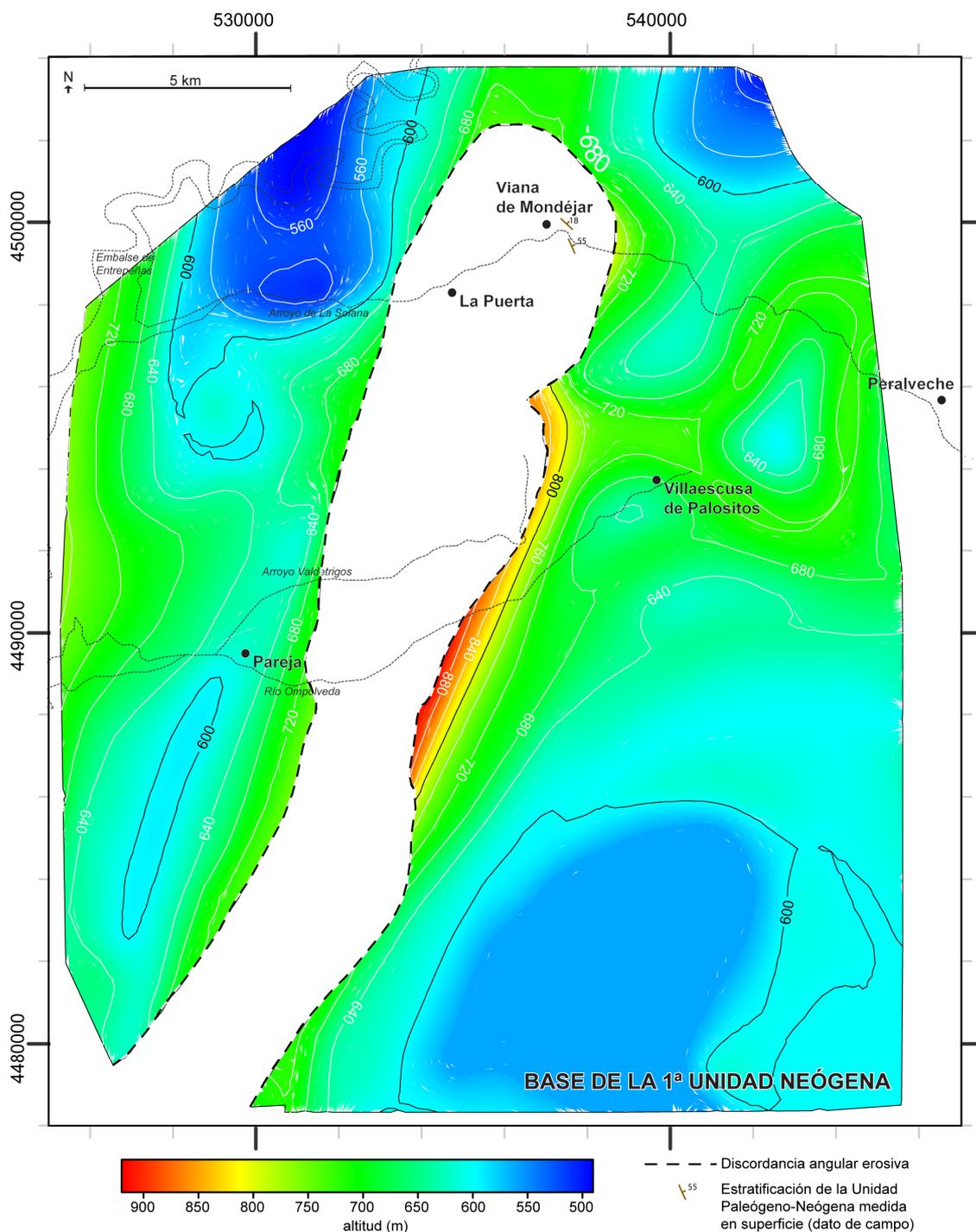


Fig. 6.27. Mapa de elevaciones de la base de la 1ª Unidad Neógena (UNI) y datos de estratificación de la Unidad Paleógeno-Neógena medidos en superficie (datos de campo).

b) Base de la 2ª Unidad Neógena

La base de la 2ª Unidad Neógena (UN2) se caracteriza por una geometría ligeramente más plana que la base de UN1, situándose en la mayoría de su extensión entre 740 y 800 metros de altitud. En los bordes del anticlinal de Puerta-Pareja se encuentran las mayores elevaciones y buzamientos (Fig. 6.28).

En la Fig. 6.28 se representan los datos de estratificación medidos en superficie correspondientes a la 1ª Unidad Neógena (UN1). Se puede observar la variación progresiva de buzamientos tanto en el flanco occidental (76°WNW, 56°WNW, 36°NW) como en el oriental (30°NNE, 17°E, 5° ENE).

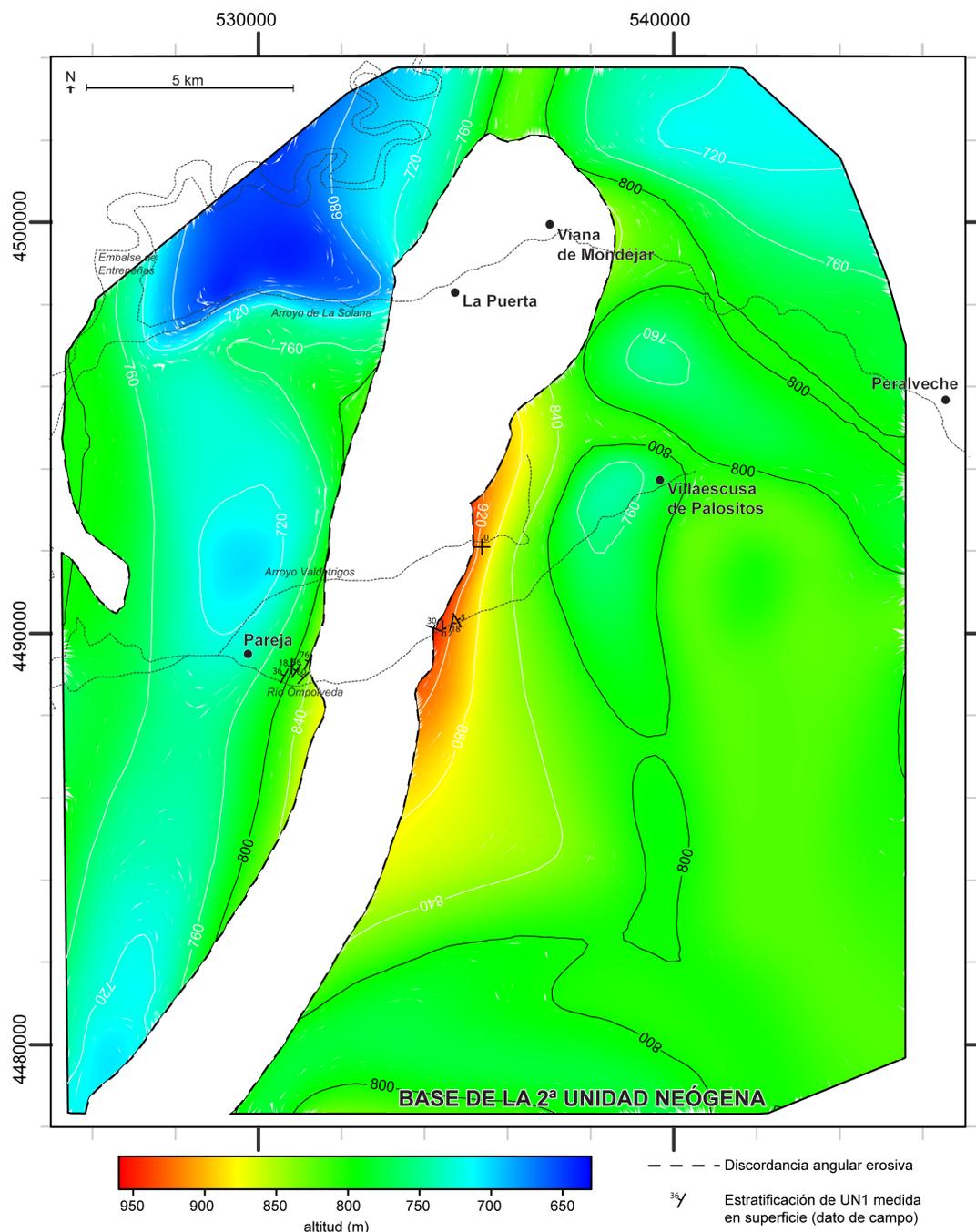


Fig. 6.28. Mapa de elevaciones de la base de la 2ª Unidad Neógena (UN2) y datos de estratificación de la 1ª Unidad Neógena (UN1) medidos en superficie (datos de campo).

c) Base de la 3ª Unidad Neógena

La 3ª Unidad Neógena (UN3) cubre totalmente el anticlinal de Puerta-Pareja una vez erosionada su cresta. Su base se sitúa mayoritariamente entre 840 y 920 metros, y se eleva hasta 1000 metros en algunos puntos sobre el anticlinal (Fig. 6.29). En sus alrededores se encuentran los mayores buzamientos de esta superficie. En la Fig. 6.29 se representan los datos de estratificación de la 2ª Unidad Neógena (UN2) medidos en campo. Son buzamientos de entre 2 y 22°, claramente menores que los observados en UN1 (hasta 76°, Fig. 6.29).

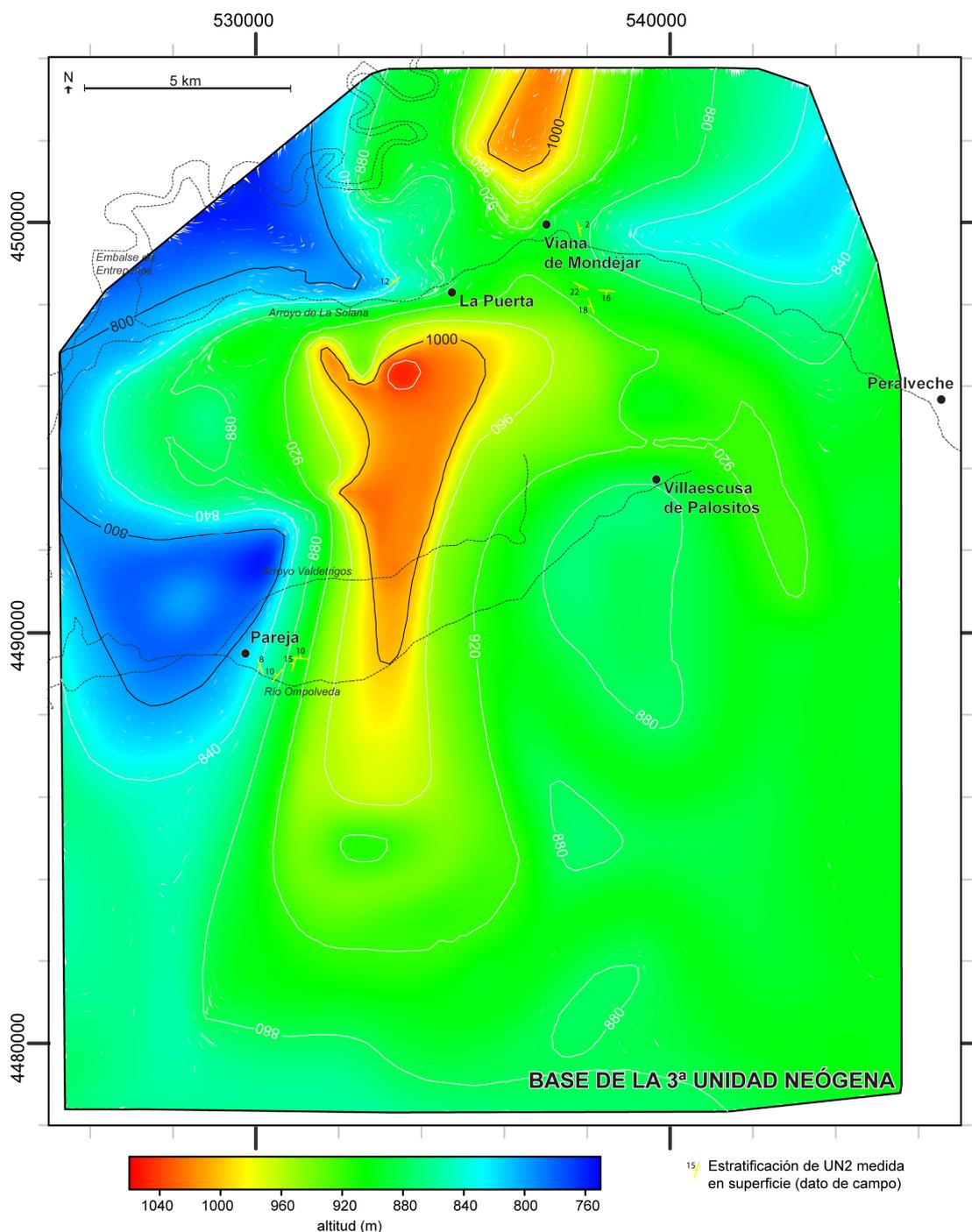


Fig. 6.29. Mapa de elevaciones de la base de la 3ª Unidad Neógena (UN3) y datos de estratificación de la 2ª Unidad Neógena (UN2) medidos en superficie (datos de campo).

6.2.3 Validación y mejora de la reconstrucción geológica 3D

Las profundidades resultantes de los techos y bases de las unidades reconstruidas coinciden con las profundidades observadas en el sondeo Belmontejo-1A y son coherentes, con pequeñas diferencias, con las profundidades obtenidas en el sondeo Torralba-1. Esta correspondencia constituye un primer elemento de validación de las superficies reconstruidas. Además, estas profundidades coinciden en general con las que muestran varios cortes geológicos realizados anteriormente en la Cuenca de Loranca (p. ej. Perucha et al, 1995, Muñoz-Martín, 1997, Hernaiz, 1999a).

Los datos de estratificación y contactos entre unidades medidos en afloramientos de las unidades pre-tectónicas más recientes, unidades sin-tectónicas y unidades post-tectónicas (Fig. 6.4) permitieron un acercamiento complementario al de la interpretación sísmica y de sondeos para la reconstrucción 3D del Anticlinal de Puerta-Pareja. En los puntos en los que las superficies 3D generadas inicialmente a partir de la información sísmica no coincidían con los datos de superficie, como es el caso de algunas zonas de los techos de Fm. Villalba y Unidad Paleógena y de las bases de UN1, UN2 y UN3, éstas fueron reinterpretadas y ajustadas a dichos datos de superficie.

Un método fundamental para la validación y perfeccionamiento de la reconstrucción geológica 3D, como se mencionaba en el apartado 6.1.2.4, es la restitución de las superficies 3D, que además permite mejorar el conocimiento sobre su evolución cinemática. La aplicación de este método al área de Puerta-Pareja se describe en el capítulo 7. Como se ha dicho, es importante señalar que la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja descrita en este capítulo 6 incluye todos los perfeccionamientos que se derivan de dichas restituciones.

6.3 Discusión

La reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja ha permitido la visualización y caracterización geométrica de las distintas unidades geológicas y estructuras que lo componen. Dicha reconstrucción 3D sería de gran utilidad en caso de plantearse la utilización de dicha estructura como reservorio geológico en el futuro. Además, la realización de esta reconstrucción 3D ha permitido comprender varios aspectos relacionados con su caracterización geométrica y cinemática, que se discuten a continuación.

1. El número de cabalgamientos y su desplazamiento aumentan de Sur a Norte. Así, en el sector Sur únicamente aparece el cabalgamiento de Pareja con 650 m. de desplazamiento, mientras en el sector Norte se caracteriza por la presencia de tres cabalgamientos: la estructura mayor, el cabalgamiento de Pareja con un desplazamiento máximo en este sector de 1400 m, y los cabalgamientos de Viana y La Puerta con 350 y 120 m de desplazamientos máximos, respectivamente. Estas diferencias de Sur a Norte implican un importante aumento de acortamiento a lo largo del eje del pliegue de Puerta-Pareja en el mismo sentido. La falta de retro-cabalgamientos asociados al anticlinal de Puerta-Pareja (ver Soto et al., 2006) y/o la falta de importantes diferencias en el

grado de deformación interna de la estructura de Puerta-Pareja que pudieran compensar las variaciones de desplazamiento hacia el antepaís de los cabalgamientos implicaría la existencia de una rotación de eje vertical anti-horaria de esta estructura (Pueyo et al., 2004; Soto et al., 2006; Sussman et al., 2012). En el capítulo de 9 de esta Tesis se discute esta interpretación, teniendo en cuenta que el sector Norte de la cuenca de Loranca-Sierra de Altomira experimentó en conjunto una rotación de eje vertical horaria de 17° según los datos paleomagnéticos, es decir, de sentido contrario a la interpretada del anticlinal de Puerta-Pareja.

2. Se observa una relación directa entre la amplitud y geometría 3D del pliegue y el desplazamiento del cabalgamiento mayor al que va asociado, el cabalgamiento de Pareja. Esta relación se ha analizado en detalle en la superficie correspondiente al techo del Cenomaniense (Figs. 6.22 y 6.23). Como tendencia general, la amplitud del anticlinal de Puerta-Pareja se reduce progresivamente de Sur a Norte (de unos 6 km a unos 3 km) conforme el desplazamiento del cabalgamiento de Pareja aumenta (de 650 a 1400 m de Sur a Norte en el techo del Cenomaniense). También como tendencia general, el aumento de desplazamiento del cabalgamiento de Pareja y la reducción progresiva en la amplitud del pliegue van asociadas a un aumento de la elevación de la charnela (de 400 m de elevación en el extremo Sur a 1120 m de elevación en el *tip point* del cabalgamiento de La Puerta en el techo del Cenomaniense, y a un aumento progresivo del buzamiento del flanco occidental en el mismo sentido (de 60-80° en el Sur a un buzamiento invertido de 80° en el Norte del techo del Cenomaniense). La aparición en el Norte de otros cabalgamientos, fundamentalmente el cabalgamiento de La Puerta, va asociada a una modificación parcial de la tendencia general mencionada: continúa hacia el Norte la reducción de la amplitud del pliegue y el aumento de buzamiento del flanco frontal pero la elevación de la charnela disminuye progresivamente.

3. En general, los cabalgamientos asociados al anticlinal de Puerta-Pareja (cabalgamientos de Pareja, La Puerta y Viana) son paralelos al eje del pliegue. Esto es coherente con la inexistencia de variaciones de espesor importantes de Norte a Sur en los materiales del nivel de despegue triásico (ver Fig. 6.30) y en la cobertera, y sugiere también la inexistencia de variaciones litológicas importantes en dirección Norte-Sur. Sin embargo, en la mitad Norte de la zona estudiada aparecen dos cabalgamientos orientados NW-SE (041/50 y 047/38), los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche, marcadamente oblicuos respecto a la orientación NNE-SSW del resto de estructuras. La relación con los materiales afectados no permite concluir si estos cabalgamientos se emplazaron de forma simultánea o no con los del resto del anticlinal de Puerta-Pareja ni permite diferenciar qué tipo de secuencia de emplazamiento siguieron con respecto al resto de estructuras de la cuenca de Loranca. Un análisis detallado de la reconstrucción 3D realizada ha permitido distinguir un alto relativo del techo del Buntsandstein (Fig. 6.18) coincidiendo con el sector donde aparecen estas estructuras. Por tanto, se interpreta que este alto relativo de los materiales de basamento podría condicionar la nucleación de estos dos cabalgamientos, como

ocurre en el Sur de la cuenca de Loranca (Biete et al., 2012), pese a que el alto de basamento señalado en la reconstrucción de la zona de Puerta-Pareja presenta una orientación a grandes rasgos NNE-SSW a E-W, que no coincide exactamente con la orientación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche (comparar Fig. 6.18 con Fig. 6.19).

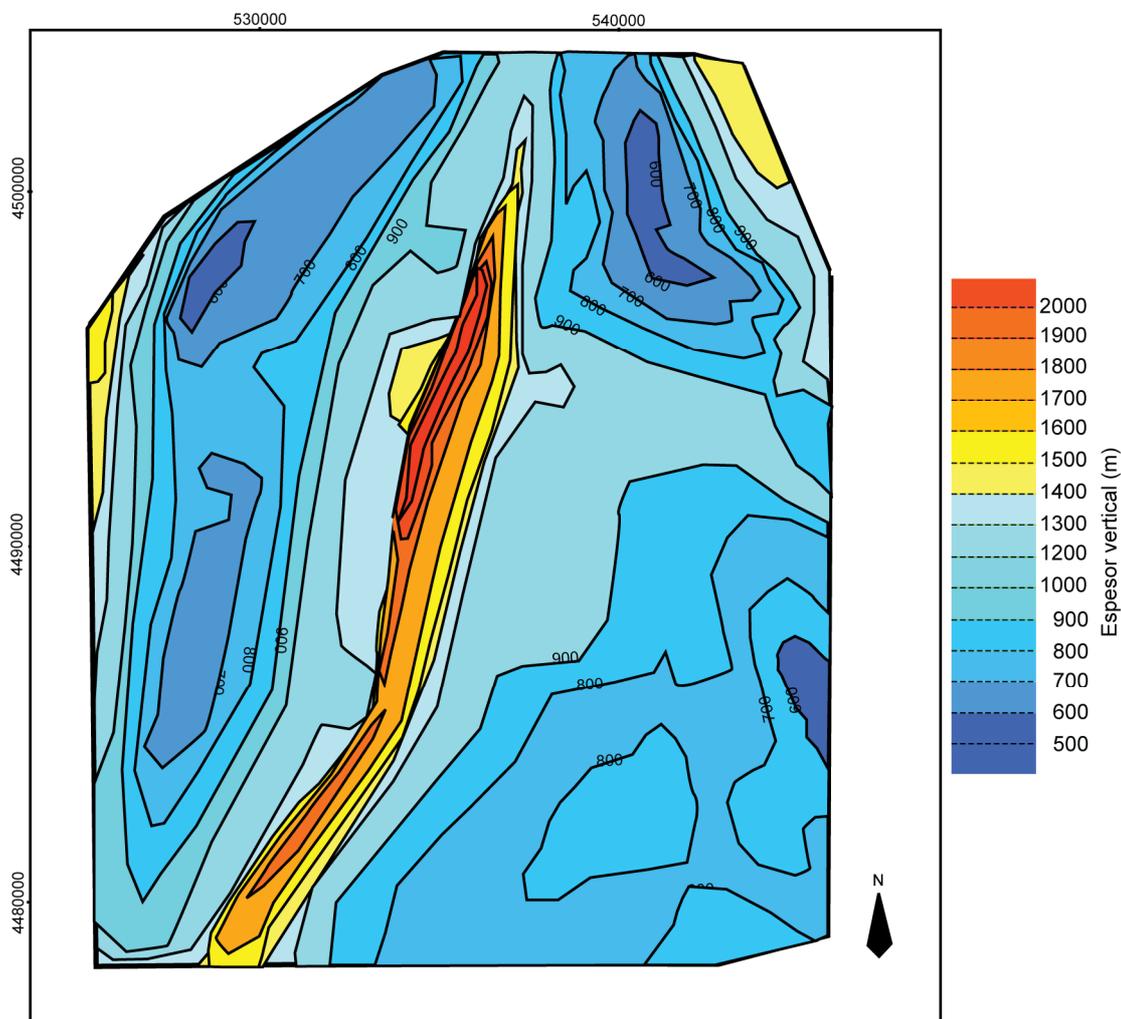


Fig. 6.30. Espesor vertical del Keuper (cómputo de la distancia vertical entre el techo del Keuper y el techo del Buntsandstein). No se observan diferencias de espesor importantes en dirección Norte-Sur en el área estudiada.

4. La comparación de las distintas superficies reconstruidas ha permitido precisar las desarmonías geométricas existentes entre los materiales mesozoicos y los materiales de la Fm. Villalba de la Sierra y superiores, ya mencionadas por Hernaiz et al. (1998a). Así, se observan diferencias en la geometría de las reconstrucciones del techo del Keuper, Jurásico y Cenomaniense con respecto a las reconstrucciones del techo de la Fm. Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena. Estas desarmonías se manifiestan fundamentalmente en el sector Norte del anticlinal de Puerta-Pareja, puesto que este sector es el que sufre un mayor acortamiento. Estas diferencias se relacionan con el carácter dúctil de los materiales de la Fm. Villalba de la Sierra (Hernaiz et al., 1998a), compuesta fundamentalmente por arcillas y yesos, que podrían actuar como un segundo nivel de despegue y favorecer la existencia de un desacople (*decoupling*) de la deformación. Así, la Fm. Villalba de la Sierra por una parte inhibe la

propagación hacia los niveles suprayacentes de las fallas que cortan niveles más profundos (Couzens-Schultz et al., 2003; Soto et al., 2007) (cabalgamientos de Viana, Villaescusa y Peralveche). Por otra parte, la Fm. Villalba aumenta su deformación interna gracias a la formación de pliegues menores (de amplitud <1 km), que se transmiten a la formación inmediatamente superior, la Unidad Paleógena (ver Fig. 6.31). Estos pliegues de escala menor han sido incluidos en la reconstrucción 3D (ver techo de Fm. Villalba y techo de Unidad Paleógena en Figs. 6.12a,b, 6.24 y 6.26), con la precisión que permite la escala de la misma. Este tipo de fenómeno está ampliamente descrito en la literatura y ha sido analizado en detalle mediante modelización analógica en cinturones de pliegues y cabalgamientos (e.g. Couzens-Schultz et al., 2003, ver Fig. 6.31).

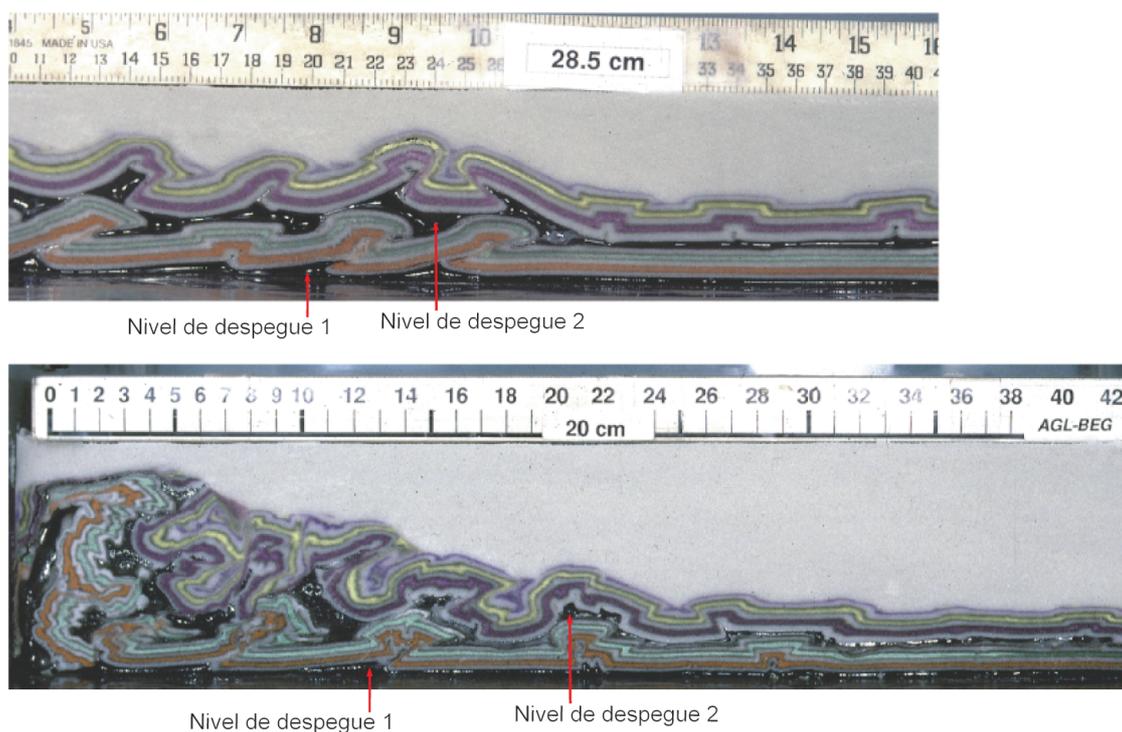


Fig. 6.31. Ejemplo de modelo analógico en el que existen dos niveles de despegue. Las geometrías de las capas superiores no se corresponden totalmente con las geometrías de las inferiores, al estar separadas entre ellas por un segundo nivel de despegue (Nivel de despegue 2). Tomado de Couzens-Schultz et al. (2003).

5. Pese a la espectacular discordancia progresiva que se observa en el flanco occidental del anticlinal de Puerta-Pareja en la localidad de Pareja, que forman los materiales sin-tectónicos de la 1ª, 2ª y 3ª Unidad Neógena (UN1, UN2, UN3) sobre los materiales de la Unidad Paleógena (Fig. 2.12), y que ha permitido datar el crecimiento del pliegue asociado al cabalgamiento de Pareja, la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión y la reconstrucción 3D realizada no permite datar el movimiento del resto de cabalgamientos (cabalgamientos de La Puerta, Viana, Villaescusa y Peralveche) ni definir la secuencia de emplazamiento de los diferentes cabalgamientos, por ausencia o falta de resolución adecuada en los perfiles sísmicos para detectar y datar discordancias progresivas (*growth strata*).

Capítulo 7

Restitución de superficies 3D del anticlinal de Puerta-Pareja

Capítulo 7

RESTITUCIÓN DE SUPERFICIES 3D DEL ANTICLINAL DE PUERTA-PAREJA

La reconstrucción 3D de las unidades estratigráficas no aflorantes del anticlinal de Puerta-Pareja, tal como se ha descrito en el capítulo anterior, se ha basado fundamentalmente en la creación manual de mapas de isocronas a partir de perfiles sísmicos de calidad media, los cuales presentan muy baja resolución en las zonas de mayor complejidad estructural debido a la existencia de capas sub-verticales e invertidas. Además, existen amplios sectores del área de estudio no cubiertos directamente por perfiles sísmicos, ya que la separación entre ellos en varias zonas es de más de 5 km (ver Fig. 6.3). En estas condiciones, la reconstrucción 3D preliminar del área de Puerta-Pareja presentaba un importante grado de incertidumbre. La restitución de superficies 3D se plantea como una herramienta para reducir la incertidumbre asociada a la reconstrucción 3D, mediante el análisis y búsqueda de la compatibilidad geométrica y cinemática de los diferentes sectores de la estructura, como se detalla en los siguientes apartados de este capítulo, y como herramienta para una mejor comprensión de su cinemática.

Los términos nD (2D, 2.5D, 3D, 4D) se han utilizado muchas veces de manera poco clara en geología estructural (Moretti, 2008). Para evitar confusiones, en este capítulo se utiliza siempre la expresión “restitución de superficies 3D” (bases y techos de unidades, superficies de falla), para diferenciarla de la restitución de volúmenes (p. ej. Durand-Riard et al., 2010). Además, esta restitución es cinemática, y no geomecánica, ya que no considera las propiedades de la roca para realizar la restitución. A continuación se describe la metodología utilizada, los resultados obtenidos y una discusión final sobre la restitución de superficies 3D realizada en el área de Puerta-Pareja.

7.1 Metodología de la restitución de superficies 3D

7.1.1 Breve introducción a la metodología de restitución de superficies 3D

En la generación de una restitución de superficies 3D la situación de partida es una reconstrucción estructural 3D y la situación final es la disposición y geometría de los cuerpos estratigráficos con anterioridad a la deformación. Entre las situaciones inicial y final, la restitución se divide en varios pasos intermedios, en sentido inverso a la evolución estructural continua de la zona. Puesto que las posibilidades de evolución

entre el estado pre-deformación y el estado deformado son múltiples, para que esta restitución sea útil deben tenerse en cuenta las máximas restricciones posibles al realizarla: edad relativa de las estructuras, direcciones de acortamiento, estilo estructural y mecanismos de plegamiento asociados, posibles rotaciones, etc. La restitución puede ser multi-superficie si se asume que la potencia de las unidades estratigráficas es constante o existe control sobre su variación (Williams et al., 1997).

Para la restitución de pliegues asociados a fallas es necesario aplicar dos tipos de operaciones: la restitución de pliegues (*unfold*) y la restitución de los desplazamientos sobre las fallas (*unfault* o *move on fault*), que en el entorno 3D son superficies irregulares. Los algoritmos de restitución de pliegues (*unfold*) se basan en dos mecanismos de deformación diferentes: cizalla simple (*simple shear*) y deslizamiento flexural (*flexural slip*). Los algoritmos basados en la cizalla simple suelen utilizarse en contextos extensivos (e.g. Kerr et al., 1993; Buddin et al., 1997), mientras que los basados en *flexural slip* son los utilizados generalmente en contextos compresivos (e.g. Fernández et al., 2004; Yin & Groshong, 2006; Ramón et al., 2012). Entre los métodos de restitución del desplazamiento sobre fallas se pueden señalar la parametrización de superficies (Léger et al., 1997; Massot, 2002), el *flexural flattening* (Egan et al., 1999) y el *fault-parallel flow* (Kane et al., 2003; Ziesch et al., 2014).

El software Move (Midland Valley) integra los algoritmos *flexural slip* y *fault-parallel flow*, cuyo uso combinado es adecuado para la restitución de pliegues relacionados con fallas en contextos compresivos.

- *Fault-parallel flow*. El algoritmo *fault-parallel flow* (Kane et al., 2003; Ziesch et al., 2014), se basa en el desplazamiento de todos los puntos del bloque superior de una falla en una dirección paralela a la superficie de la misma. Como se aclaraba en el capítulo 3 para el caso 2D, si la concavidad de los cabalgamientos a restituir es poco marcada (es decir, existen ángulos pequeños entre los buzamientos de sus diferentes tramos), la elongación causada por la restitución mediante este algoritmo será despreciable, por lo que puede asumirse la práctica conservación del área de las superficies restituidas (ver Ziesch et al., 2014). Este algoritmo permite su aplicación a cualquier superficie de falla, sin limitaciones en cuanto a su geometría. La dirección de transporte aplicada debe estar contenida en el plano de falla (debe ser paralela a la superficie), pero puede ser oblicua a la línea de máxima pendiente de la falla (Savage & Cooke, 2003). Este método tiene la ventaja de que no requiere definir superficies axiales para la restitución, las cuales, al trabajar en tres dimensiones y con variaciones laterales en la geometría de los pliegues y cabalgamientos, son difíciles de determinar. En Move 2013 el algoritmo *fault-parallel flow* permite restituir superficies tanto a la horizontal como a una superficie no horizontal que se defina como objetivo (*target*).
- *Flexural slip unfolding*. Este algoritmo es útil no solo para “deshacer” un pliegue, sino también la deformación causada por una falla, ya que este

algoritmo mantiene la longitud y área de la superficie restituida a través de la dirección de transporte (Tanner et al., 2003; Yin & Groshong, 2006). Mediante este algoritmo, una superficie se restituye a otra superficie (definida como objetivo), o a una superficie horizontal. Si interesa, otras superficies pueden ser desplegadas pasivamente mediante los mismos vectores de desplazamiento (Tanner et al., 2003).

7.1.2 Metodología de restitución de superficies 3D aplicada en Puerta-Pareja

La restitución del área del anticlinal de Puerta-Pareja se realizó a partir de la reconstrucción 3D descrita en el capítulo 6. Son necesarias varias consideraciones respecto a los condicionantes de la restitución llevada a cabo:

- De acuerdo con la argumentación descrita en el capítulo 3 (ver apartado 3.3), se considera una secuencia hacia el traspáis en la generación de los cabalgamientos que configuran la zona de Puerta-Pareja.
- Para la restitución se ha tenido en cuenta la rotación de eje vertical de 17° en sentido horario que sufrió el sector Norte de la cuenca de Loranca (ver capítulo 5), (donde se encuentra el anticlinal de Puerta-Pareja), cuya edad es al menos Mioceno inferior (posterior a la deposición de la 1ª Unidad Neógena). Puesto que en el sector Sur de Loranca-Altomira la rotación de eje vertical se produjo durante la formación de las principales estructuras de la cuenca, probablemente asociada a diferencias en la cantidad de acortamiento (ver capítulo 5), para el sector Norte de Altomira-Loranca, donde se sitúa el anticlinal de Puerta-Pareja, cabe deducir un mecanismo similar, por lo que la rotación en este sector probablemente fue también sin-tectónica. De acuerdo con la edad de inicio de la rotación y la secuencia de bloque superior asumida en la zona, la rotación debió ser posterior a la formación de los cabalgamientos de Pareja y La Puerta (primeros cabalgamientos en formarse, durante el Oligoceno superior), y posiblemente sincrónica a las últimas estructuras generadas (cabalgamientos de Viana, Villaescusa y Peralveche, formados sucesivamente hacia el traspáis). Al realizar la restitución, para simplificar esta sincronía entre rotación y progresión de la deformación, se dividieron los 17° de rotación en dos rotaciones puntuales de 8.5°.
- Puesto que los datos paleomagnéticos muestran valores equivalentes de rotación en el anticlinal de Puerta-Pareja y en la Sierra de Altomira (17°, ver capítulo 5, Fig. 5.4), se ha interpretado que Altomira y Puerta-Pareja rotaron conjuntamente respecto a una cuenca de antepáis fija (cuenca de Madrid) a través de los cabalgamientos de la Sierra de Altomira, y que por lo tanto no existe rotación importante entre los bloques superiores e inferiores de los cabalgamientos del anticlinal de Puerta-Pareja. Por tanto, al restituir se ha aplicado el mismo valor

de rotación a todas las superficies estratigráficas y de falla de la cobertera de Puerta-Pareja.

- La rotación de 17° en sentido horario afectaría solamente a la cobertera mesozoica, por lo que el techo del basamento no experimentaría rotación (ver capítulo 5).
- Se ha considerado para la restitución el plano de transporte 180/90, correspondiente a la dirección de acortamiento regional E-W (Muñoz-Martín & De Vicente, 1998; Capote et al., 2004; De Vicente et al., 2009). En los apartados 7.2.2 y 7.3.1 se señalan las diferencias entre considerar un único o varios planos de transporte.
- La deformación interna experimentada por la Fm. Villalba de la Sierra durante la estructuración de Puerta-Pareja (Hernaiz et al., 1998a), ya comentada en anteriores capítulos, impide restituir toda la secuencia estratigráfica mesozoica de manera conjunta. De acuerdo con sus propiedades, en los dos primeros pasos de la restitución realizada (cabalgamientos de Peralveche y Villaescusa) se ha considerado que la Fm. Villalba absorbe la deformación de los cabalgamientos que afectan solamente a las unidades inferiores, y en el tercer paso de la restitución las superficies de los techos de Fm. Villalba y U. Paleógena se han restituido de manera separada respecto a las demás superficies hasta ser coherentes geoméricamente con las inferiores (se describe en el apartado 7.2.1).

Para la restitución del anticlinal y el área de Puerta-Pareja se han combinado los algoritmos *fault-parallel flow* y *flexural slip unfolding*, rotaciones de eje vertical y en algún caso correcciones manuales de las superficies, como por ejemplo la división de una superficie en varios sectores de características diferentes al restituir. Todas estas operaciones se detallan en el apartado 7.2.1.

7.2 Resultados de la restitución de las superficies 3D pre-tectónicas

Los resultados de la restitución de superficies se presentan a continuación de manera progresiva, pero es imprescindible recordar el carácter iterativo e interactivo de todo proceso de restitución: cada una de las pruebas realizadas en cada paso de la restitución antes de conseguir la restitución considerada geométrica y geológicamente más adecuada implica a menudo modificaciones de las superficies a restituir, tanto de las unidades estratigráficas como de los cabalgamientos y las líneas de interrupción

(*cut-offs*). Estas modificaciones se han realizado siempre considerando como datos más fiables (“datos duros”), aquellos puntos en los que las superficies están directamente condicionadas por la información obtenida de perfiles sísmicos, y permitiendo una mayor variación en las zonas no cubiertas directamente por información sísmica. De esta manera, el proceso de restitución de superficies permite refinar la reconstrucción 3D de Puerta-Pareja teniendo como condicionantes principales el contexto geológico y los algoritmos de restitución disponibles, superando de esta manera las limitaciones de la información de partida disponible.

Los pasos descritos a continuación (apartado 7.2.1) corresponden a la restitución de las superficies pre-tectónicas. El análisis de la relación entre las unidades sin-tectónicas y las pre-tectónicas se describe en el apartado 7.4.

7.2.1 Pasos de la restitución de superficies pre-tectónicas

- *Paso 1: Restitución del cabalgamiento de Peralveche*

De acuerdo con la reconstrucción geológica 3D (capítulo 6), el cabalgamiento de Peralveche corta al Keuper, a las unidades jurásicas y a las unidades cretácicas, siendo el techo del Cenomaniense la superficie más reciente cortada por el cabalgamiento. La Fm. Villalba absorbería estas deformaciones, de manera que los techos de la Fm. Villalba y de la Unidad Paleógena no están desplazados por el cabalgamiento de Peralveche. Por lo tanto, los techos de la Fm. Villalba y la Unidad Paleógena no fueron modificados en este paso.

Teniendo esto en cuenta, para restituir el cabalgamiento de Peralveche, sobre su superficie se desplazaron el techo del Keuper, el techo del Jurásico y el techo del Cenomaniense. Para ello se utilizó el algoritmo *fault-parallel flow*, y se definió como objetivo (*target*) el encaje de las líneas de interrupción (*cut-offs*) superior e inferior del techo del Cenomaniense (*join beds*), desplazando como objetos pasivos el techo del Jurásico y el techo del Keuper.

En la Fig. 7.1 se observan las situaciones previa (Fig. 7.1a) y posterior (Fig. 7.1b) a la aplicación de este paso.

De acuerdo con esta restitución, la formación del cabalgamiento de Peralveche sería compatible con un mecanismo de *fault-parallel flow* según una dirección E-W, oblicua a la dirección de máxima pendiente del cabalgamiento de Peralveche. El resultado de la restitución (Fig. 7.1b,c) confirma la concordancia entre los techos del Keuper, Jurásico y Cenomaniense. Las superficies obtenidas tras este paso corresponden a la situación estructural previa a la formación del cabalgamiento de Peralveche.

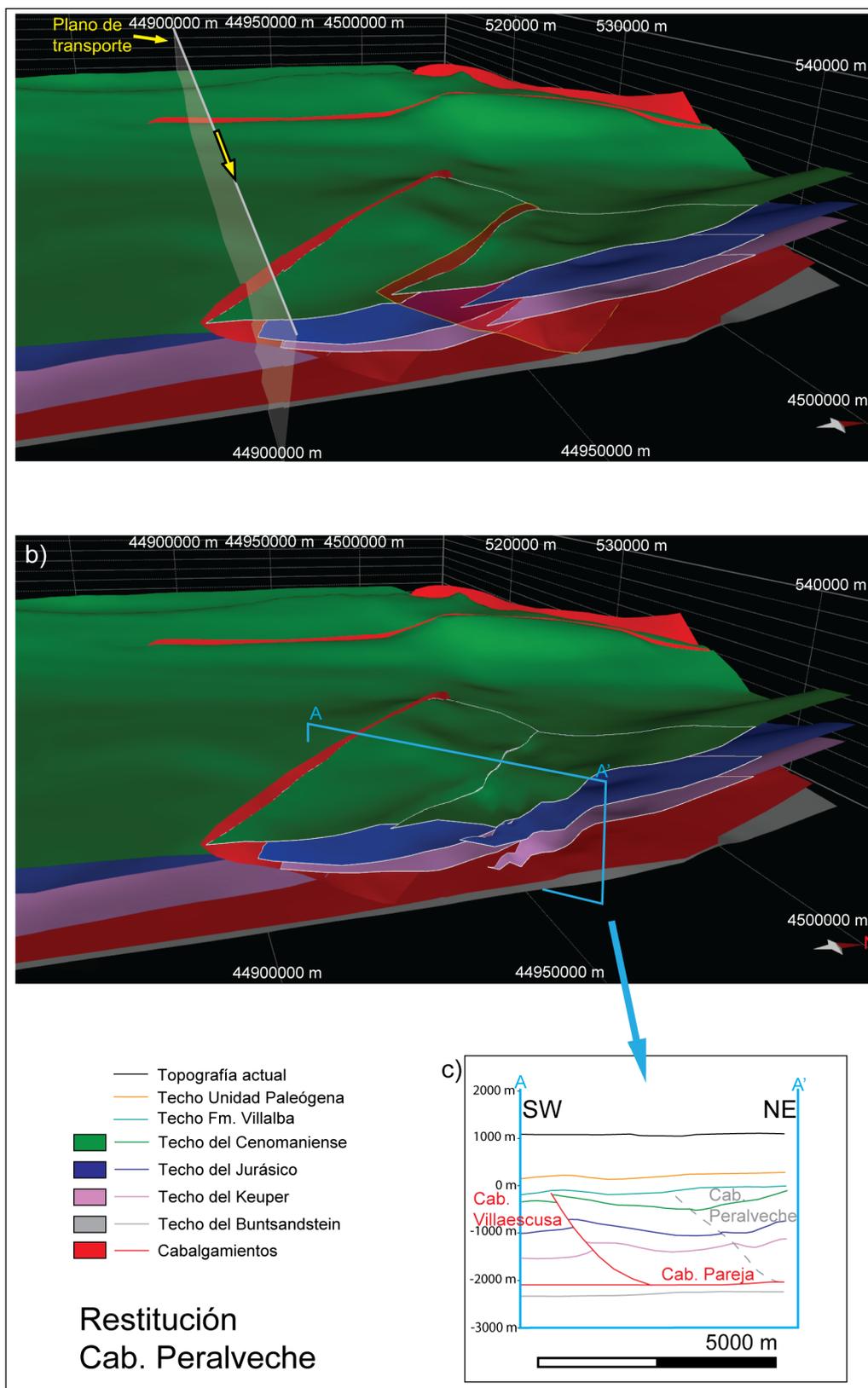


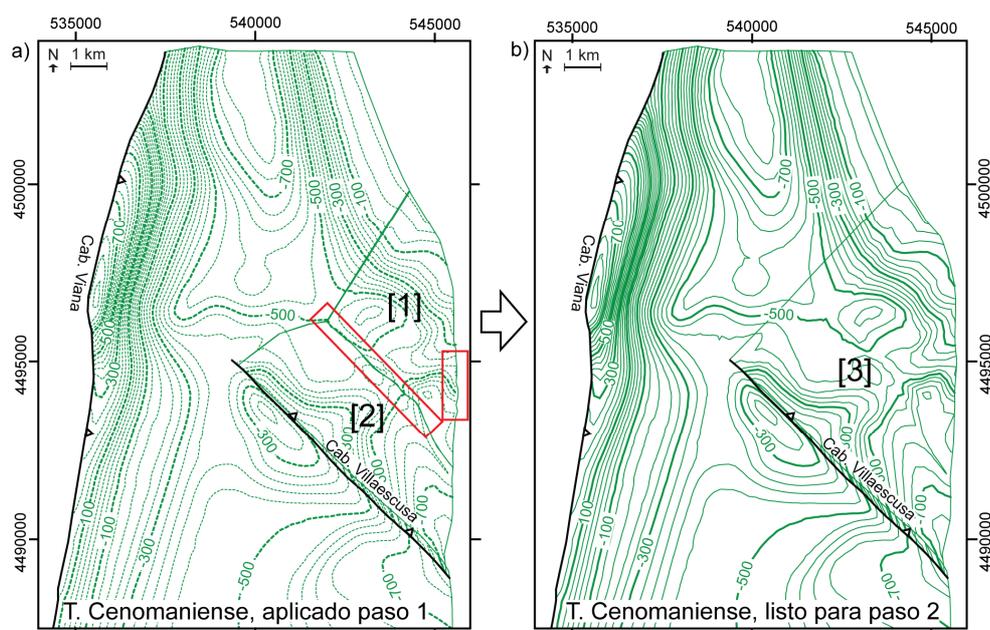
Fig.7.1. **Paso 1:** Restitución del **cabalgamiento de Peralveche**. (a) Vista en perspectiva desde el ESE de la situación estructural actual, previa a aplicar la restitución. Se observa la superficie del cabalgamiento de Peralveche y parcialmente los *cut-offs* de los techos de Keuper, Jurásico y Cenomaniense. (b) Situación una vez restituido el cabalgamiento de Peralveche según el algoritmo *fault-parallel flow*. Situación de la sección A-A' (c) Sección A-A' donde se muestra la situación una vez aplicada la restitución del cabalgamiento de Peralveche. Se observa la coincidencia exacta en los *cut-offs* de los techos del Cenomaniense y el Keuper y un pequeño desajuste en el techo del Jurásico.

- *Paso 2: Restitución del cabalgamiento de Villaescusa*

Para aplicar correctamente cualquier paso de la restitución es necesario que la superficie que se desplace en el bloque superior del cabalgamiento sea continua. Puesto que del paso 1 resultan dos superficies contiguas separadas (ver [1] y [2] en Fig. 7.2a,c,e), fue necesario unir estas superficies manualmente. Además, esta corrección sirvió para eliminar pequeños desajustes en los extremos de las superficies que impedirían continuar la restitución correctamente (ver recuadros rojos en Fig. 7.2). De esta manera, se dispone de una superficie única continua para la restitución del cabalgamiento de Villaescusa (ver [3] en Fig. 7.2b,d,f).

Para la restitución del cabalgamiento de Villaescusa se utilizaron los mismos parámetros que en el cabalgamiento de Peralveche, es decir: se utilizó el algoritmo *fault-parallel flow* y se marcó como objetivo de la restitución el encaje de las líneas de interrupción (*cut-offs*) del techo del Cenomaniense, con los techos del Jurásico y del Keuper como objetos pasivos. Como en el caso del cabalgamiento de Peralveche, la Fm. Villalba absorbería las deformaciones asociadas al cabalgamiento de Villaescusa, de manera que los techos de la Fm. Villalba y de la Unidad Paleógena no fueron modificados en este paso. La aplicación de esta restitución se observa en la Fig. 7.3.

El resultado de esta restitución confirma la concordancia en esta zona del Keuper, unidades jurásicas y unidades cretácicas hasta el Cenomaniense, y que la formación del cabalgamiento de Villaescusa, de orientación NW-SE, es compatible una dirección de transporte E-W.



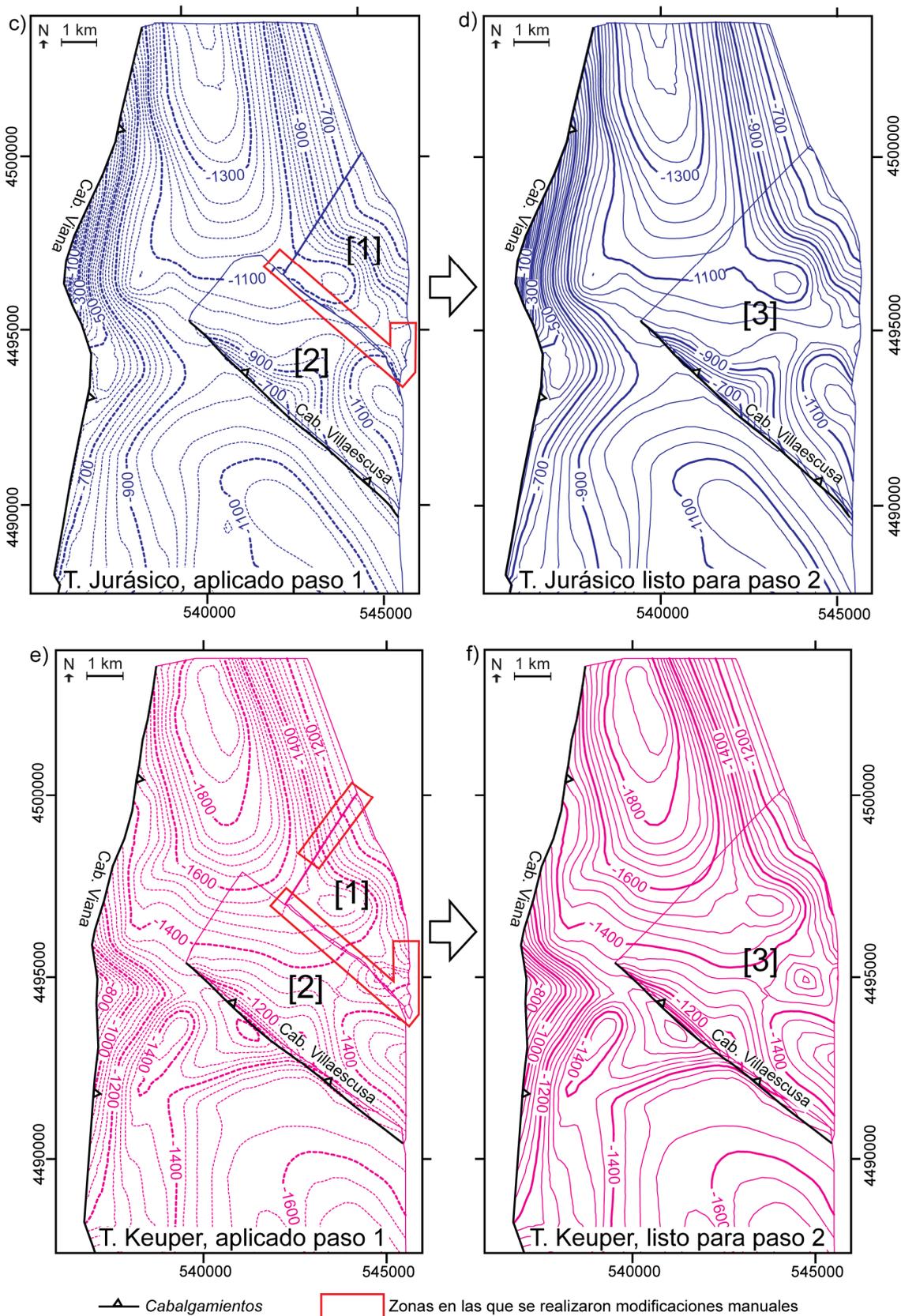


Fig.7.2. Modificaciones manuales realizadas tras la aplicación de la restitución del cabalgamiento de Peralveche (paso 1) y previamente a la restitución del cabalgamiento de Villaescusa (paso 2). Se comparan las superficies antes y después de las modificaciones manuales. Antes: [1] y [2] en a, c, e. Después: [3] en b, d, f.

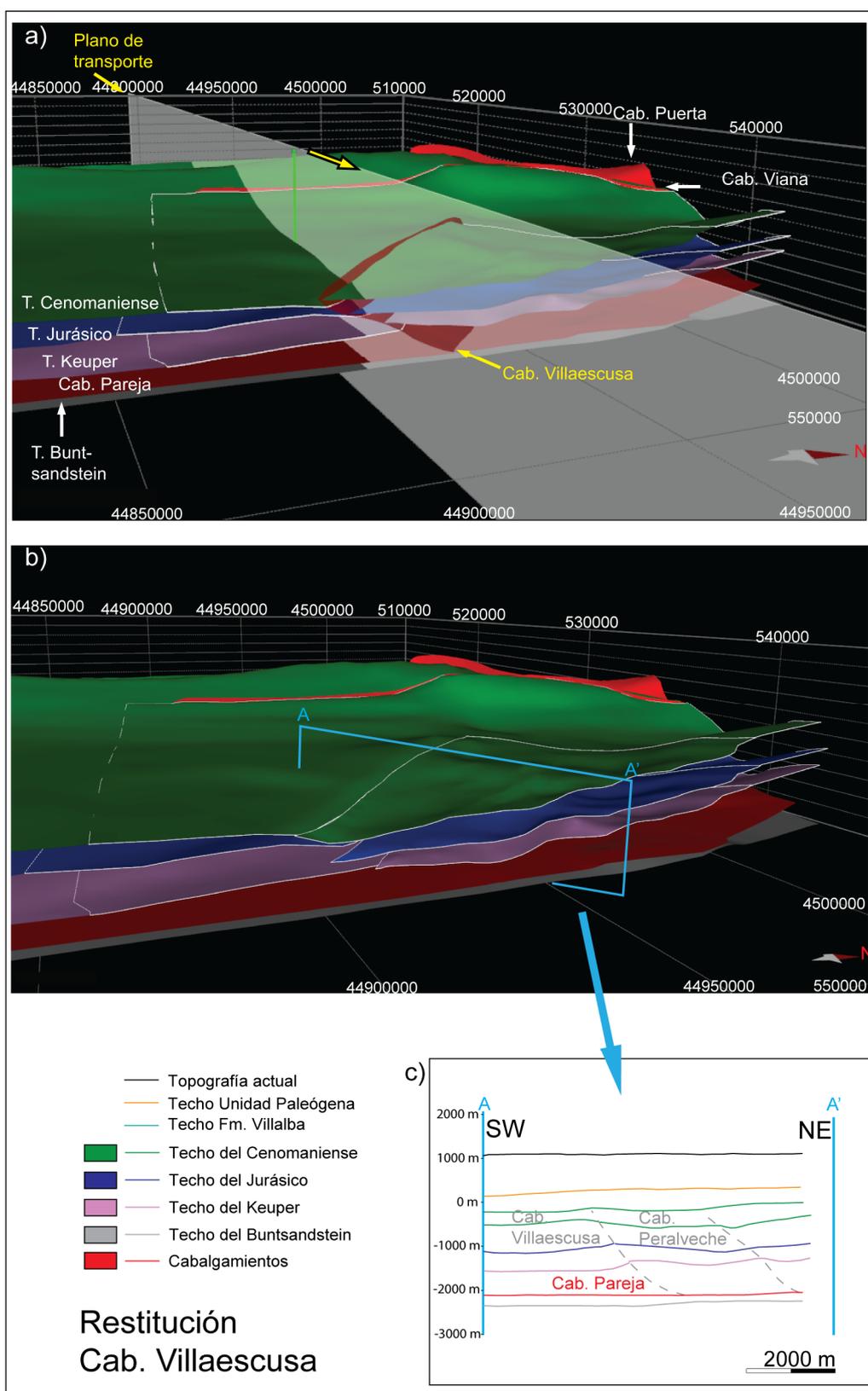


Fig.7.3. **Paso 2: Restitución del cabalgamiento de Villaescusa.** (a) Vista en perspectiva desde el ESE de la situación previa a aplicar la restitución. Se observa la superficie del cabalgamiento de Villaescusa y parcialmente los *cut-offs* de los techos de Keuper, Jurásico y Cenomaniense. (b) Situación una vez restituido el cabalgamiento de Villaescusa según el algoritmo *fault-parallel flow*. Situación de la sección A-A' (c) Sección A-A' donde se muestra la situación estructural una vez aplicada la restitución del cabalgamiento de Villaescusa. Se observa la coincidencia exacta en los *cut-offs* del techo del Cenomaniense y pequeños desajustes en los techos del Jurásico y el Keuper. Se representa también la posición actual del cabalgamiento de Peralveche.

- *Paso 3: Primera rotación anti-horaria de 8.5° de la cobertera y restitución del cabalgamiento de Viana*

Tras aplicar la restitución del cabalgamiento de Villaescusa (paso 2), y previamente a la restitución del cabalgamiento de Viana (paso 3), se corrigieron manualmente los desajustes generados en los bordes de las superficies y se obtuvo una superficie única en el bloque superior del cabalgamiento de Viana, de manera similar a lo mostrado en la Fig. 7.2 para el cabalgamiento de Peralveche.

A continuación se llevó a cabo una rotación de eje vertical de 8,5° en sentido anti-horario (ver la argumentación sobre la rotación en el apartado 7.1.2). El eje vertical sobre el que se realizó la rotación se situó en el punto de coordenadas $x = 535270$, $y = 4508399$, que corresponde al extremo Norte del anticlinal de Puerta-Pareja (Fig. 7.4a).

Seguidamente se realizó la restitución del cabalgamiento de Viana, utilizando el algoritmo *fault-parallel flow*. Se estableció como objetivo el encaje de los *cut-offs* del techo del Cenomaniense, con los techos del Jurásico y Keuper como superficies pasivas respecto a él (Fig. 7.4b,c,d,e). Esto provocó pequeños desajustes en el encaje de los *cut-offs* de los techos del Jurásico y el Keuper al restituir (Fig. 7.4e), que debieron ser corregidos manualmente posteriormente para poder realizar el siguiente paso de restitución.

El algoritmo *fault-parallel flow* no permite restituir automáticamente el pliegue generado en las superficies no cortadas por el cabalgamiento de Viana (techos de la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena) junto a las demás superficies (techos de Keuper, Jurásico y Cenomaniense). Por lo tanto, fue necesario restituir los techos de estas unidades de manera separada. Para ello se aplicó a estas superficies el algoritmo *flexural slip*, definiendo como objetivo la restitución del pliegue asociable al cabalgamiento de Viana (comparar líneas punteadas y líneas continuas en la Fm. Villalba y Unidad Paleógena, Fig. 7.4e).

Las correcciones realizadas en las superficies para posibilitar la restitución del cabalgamiento de Viana mejoraron la coherencia y compatibilidad de los techos del Keuper, Jurásico y Cenomaniense en el entorno del cabalgamiento. Así, por ejemplo, la reducción lateral de la cantidad de desplazamiento sobre el cabalgamiento en sentido Norte a Sur se produce de manera progresiva (ver Fig. 7.5). Por otro lado, la restitución de los techos de la Fm. Villalba y la U. Paleógena muestra que en la situación estructural previa a la formación del cabalgamiento de Viana, la Fm. Villalba perdería espesor progresivamente hacia el Oeste, acunándose hacia el núcleo del anticlinal de Puerta-Pareja (Fig. 7.4e). Esta variación de potencia estaría relacionada con la deformación interna de dicha unidad (Hernaiz et al., 1998a). El techo de la Unidad Paleógena es totalmente concordante geoméricamente con el de la Fm. Villalba tanto antes como después de la formación del cabalgamiento.

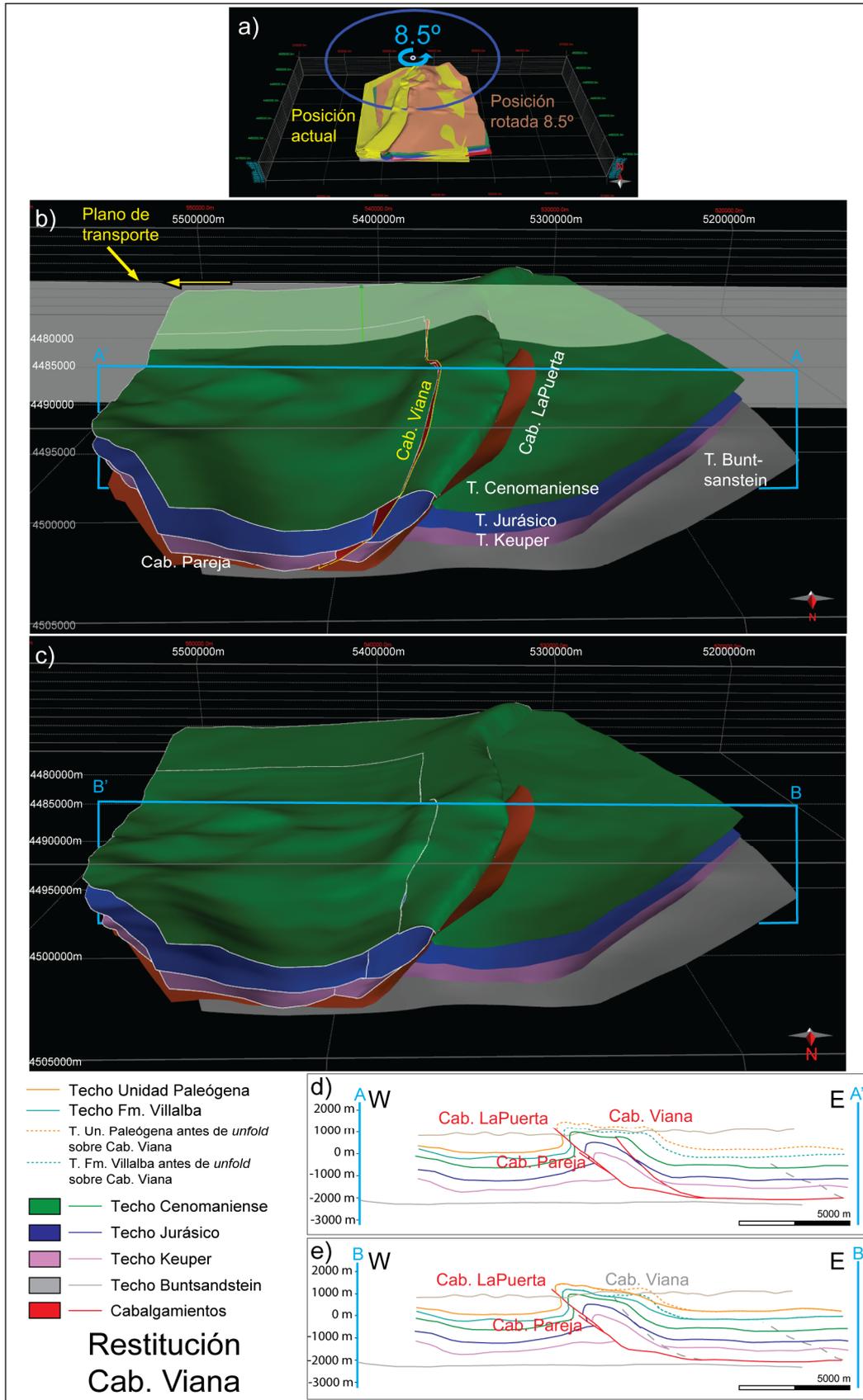


Fig.7.4. Paso 3: Primera rotación de la cobertera en Puerta-Pareja y restitución del **cabalgamiento de Viana**. (a) Vista en perspectiva desde el Sur de la aplicación de la rotación de eje vertical de 8.5° en sentido anti-horario a todas las estructuras y superficies de la cobertera. (b) Vista en perspectiva desde el Norte de la situación previa a la restitución del cab. De Viana. Situación de la sección A-A'. (c) Situación una vez restituido el cab. Viana mediante el algoritmo *fault-parallel flow*. Situación de la sección B-B'. (d) Sección A-A': situación estructural previa a la restitución de cab. De Viana. (e) Sección B-B': situación estructural una vez aplicada la restitución del cabalgamiento de Viana. Los techos de la Fm. Villalba y la U. Paleógena se representan según su geometría antes (línea punteada) y después (línea continua) de restituir el pliegue asociado al Cab. Viana.

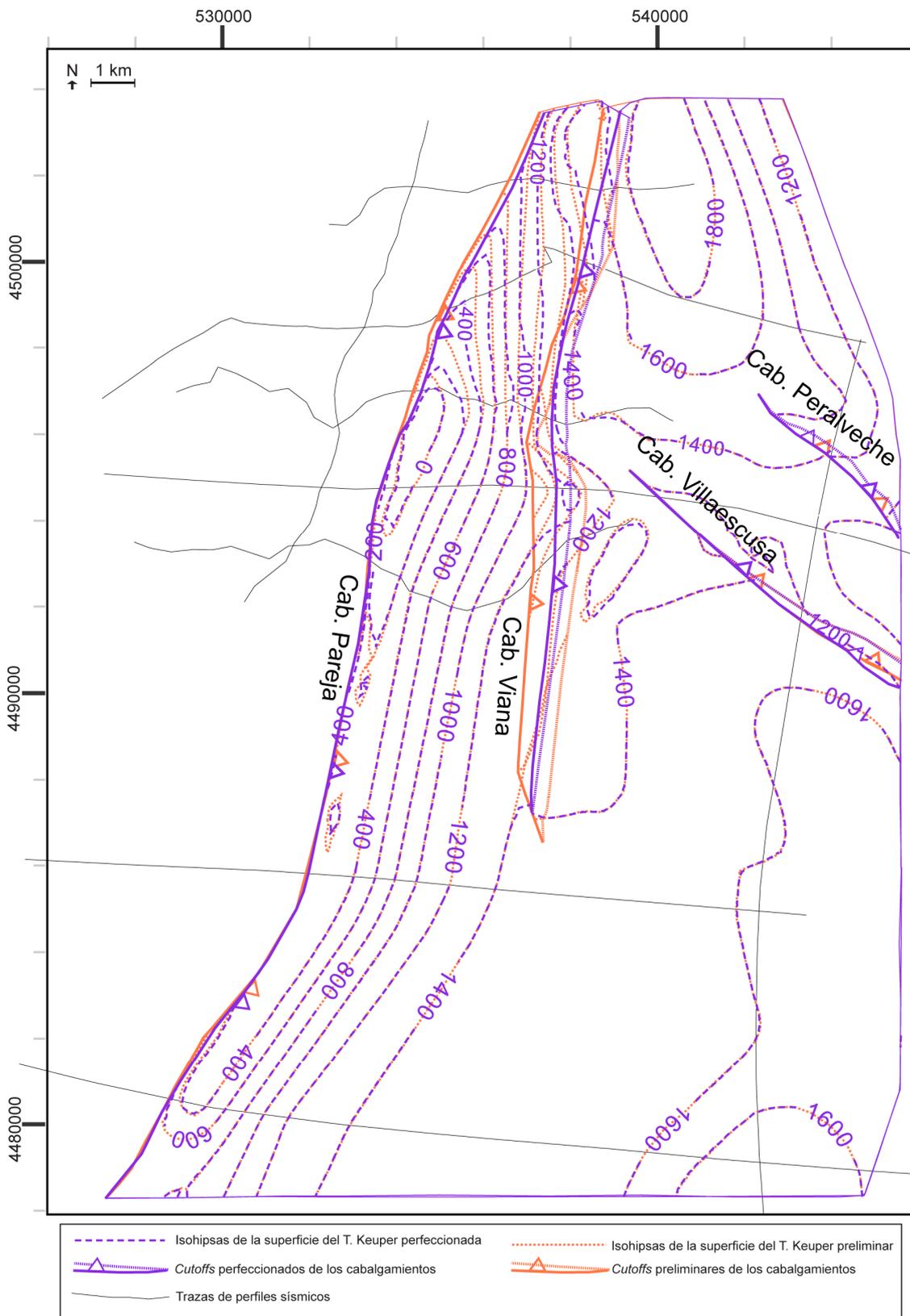


Fig. 7.5. Comparación entre la reconstrucción preliminar del techo del Keuper (líneas punteadas, color naranja) y su reconstrucción perfeccionada tras mejorar su coherencia durante el proceso de restitución (líneas rayadas, color morado).

- *Paso 4: Segunda rotación anti-horaria de 8.5° de la cobertera y restitución del cabalgamiento de La Puerta*

De acuerdo con las consideraciones planteadas para la influencia de la rotación de eje vertical en el área de Puerta-Pareja (ver apartado 7.1.2), el inicio de la rotación se habría producido tras la formación de los cabalgamientos de Pareja y La Puerta, una vez transcurrido el estadio inicial de formación del pliegue. Por ello, antes de realizar la restitución del cabalgamiento de La Puerta se aplicó la segunda parte de la rotación de eje vertical ($8.5^\circ + 8.5^\circ = 17^\circ$, de acuerdo con los datos paleomagnéticos), hasta situar toda la estructura del área de Puerta-Pareja en la orientación previa a la rotación (Fig. 7.6a).

El cabalgamiento de La Puerta se desarrolla solamente en el sector Norte del anticlinal de Puerta-Pareja, por lo que la restitución se realiza en este sector. (Fig. 7.6b). Esta restitución se realizó mediante el algoritmo *fault-parallel flow*, e imponiendo la unión entre los *cut-offs* de bloque superior y bloque inferior del techo del Jurásico, con el resto de superficies como objetos pasivos (techos de Keuper, Cenomaniense, Fm. Villalba y U. Paleógena, Fig. 7.6c,d). El desplazamiento medio sobre el cabalgamiento es de aproximadamente 200 metros. En las Fig. 7.6e y Fig. 7.6f se observa una sección de la reconstrucción 3D antes y después de la aplicación de la restitución, respectivamente.

La coherencia entre las diferentes superficies al restituir el cabalgamiento de La Puerta mediante *fault-parallel flow* y su posición respecto al cabalgamiento de Pareja lo confirman como un cabalgamiento *breakthrough* (Suppe & Medwedeff, 1990) asociable a un aumento del acortamiento en el sector Norte del área de Puerta-Pareja respecto a los sectores Central y Sur. Las correcciones realizadas en los techos del Keuper, Cenomaniense, Fm. Villalba y Unidad Paleógena para mejorar su compatibilidad con el desplazamiento conjunto sobre el cabalgamiento de La Puerta sirvieron para refinar sus geometrías en una zona en la que los perfiles sísmicos no permiten observar completamente la estructura, a causa de la inversión del flanco frontal del anticlinal.

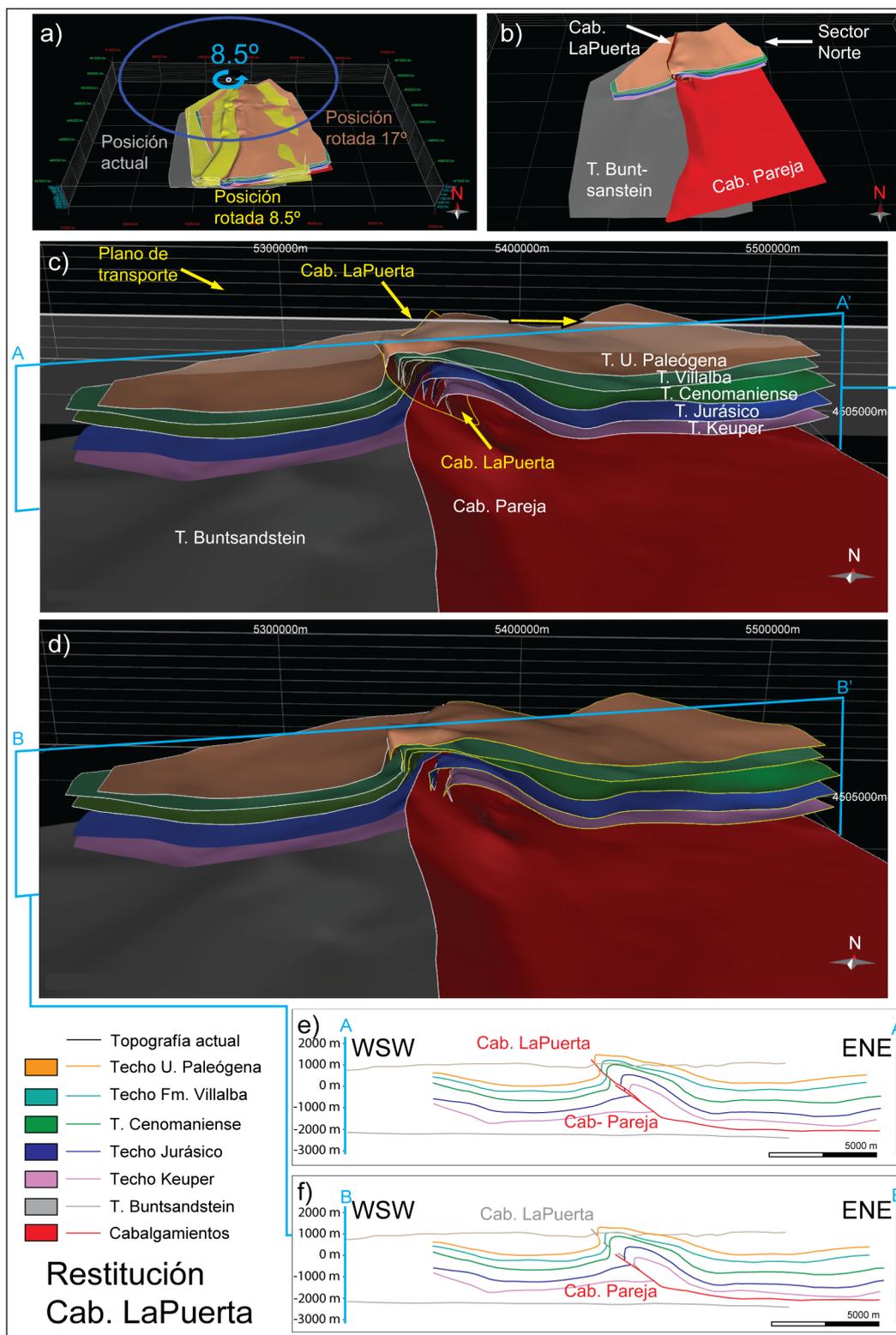


Fig.7.6. Paso 4. Segunda rotación de la cobertera en Puerta-Pareja y restitución del **cabalgamiento de La Puerta**. (a) Aplicación de la segunda parte de la rotación de la cobertera (8,5° en sentido anti-horario) hasta situarla según la orientación previa a la rotación de eje vertical obtenida mediante paleomagnetismo (17° en sentido horario). (b) Vista en perspectiva desde el Sur de la relación entre la posición del basamento (no rotado) y la posición de la cobertera, señalando el sector Norte, en el que se aplica la restitución del cabalgamiento de La Puerta. (c) Vista en perspectiva desde el SSE del sector Norte de la situación previa a la restitución del cabalgamiento. Situación de la sección A-A' (d) Vista en perspectiva desde el SSE del sector Norte una vez aplicada la restitución del cabalgamiento de La Puerta mediante el algoritmo *fault-parallel flow* hasta la unión de los *cut-offs* de bloque superior y bloque inferior del Jurásico, con el resto de superficies como objetos pasivos en la restitución. Situación de la sección B-B'. (e) Sección previa a la aplicación de la restitución del cabalgamiento de La Puerta. (f) Sección una vez aplicada la restitución del cabalgamiento de La Puerta.

- *Paso 5: Restitución del anticlinal asociado al cabalgamiento de Pareja y restitución del cabalgamiento de Pareja*

El desplazamiento de las diferentes unidades de la cobertera sobre el cabalgamiento de Pareja y la formación del anticlinal en su bloque superior son dos procesos geológicos sincrónicos de acuerdo con el mecanismo de pliegue de propagación de falla interpretado para el cabalgamiento (ver capítulo 3 y Suppe & Medwedeff, 1990). Para su restitución mediante el uso de Move, sin embargo, es necesario dividir este proceso en varios pasos, que fueron los siguientes:

- *Paso 5a: Restitución del pliegue en los techos de Cenomaniense, Fm. Villalba y Unidad Paleógena.*

Se realizó el *unfold* de los techos del Cenomaniense, Fm. Villalba y U. Paleógena de manera conjunta mediante el algoritmo *flexural slip*, desplegando los techos de la Fm. Villalba y U. Paleógena como superficies pasivas respecto al despliegue del techo del Cenomaniense. Para ello se definió una “superficie objetivo” (Fig. 7.7a) y un *pin plane*, de orientación 083/50, establecido según la orientación media estimada del plano axial del anticlinal. Al desplegar las superficies (Fig. 7.7a) se observa aún una cierta ondulación en los techos de la Fm. Villalba y la U. Paleógena (Fig. 7.7b), consecuencia de que las 3 unidades no tienen la misma potencia en toda su extensión. Esta desarmonía confirma el papel estructural que juegan las características reológicas de la Fm. Villalba (Hernaiz et al., 1998a), que absorbe parte de la deformación de las unidades inferiores (ver cap. 6).

- *Paso 5b: Restitución del pliegue en los techos de Keuper y Jurásico.*

A diferencia de los techos del Cenomaniense, Fm. Villalba y U. Paleógena, los techos del Keuper y del Jurásico están cortados por el cabalgamiento de Pareja (el techo del Jurásico, en su sector Norte -Fig. 7.8-, y el del Keuper, en su totalidad -Fig. 7.9-). Por ello, los techos del Keuper y el Jurásico se restituyeron de manera independiente respecto a las demás superficies. Se realizó en primer lugar un *unfold*, también con *pin plane* 083/50 (Fig. 7.9a,b), y posteriormente se restituyó el desplazamiento sobre el cabalgamiento (ver paso 5c).

- *Paso 5c: Restitución del cabalgamiento de Pareja.*

Tras el *unfold*, se restituyó el desplazamiento de los techos del Keuper y el Jurásico sobre el cabalgamiento de Pareja. Se aplicó el algoritmo *fault-parallel flow*, definiendo como objetivo el encaje de los *cut-offs* de bloque inferior y de bloque superior de las dos unidades (Fig. 7.9b,c,d). Los desplazamientos al restituir varían entre unos 800 y unos 1300 metros.

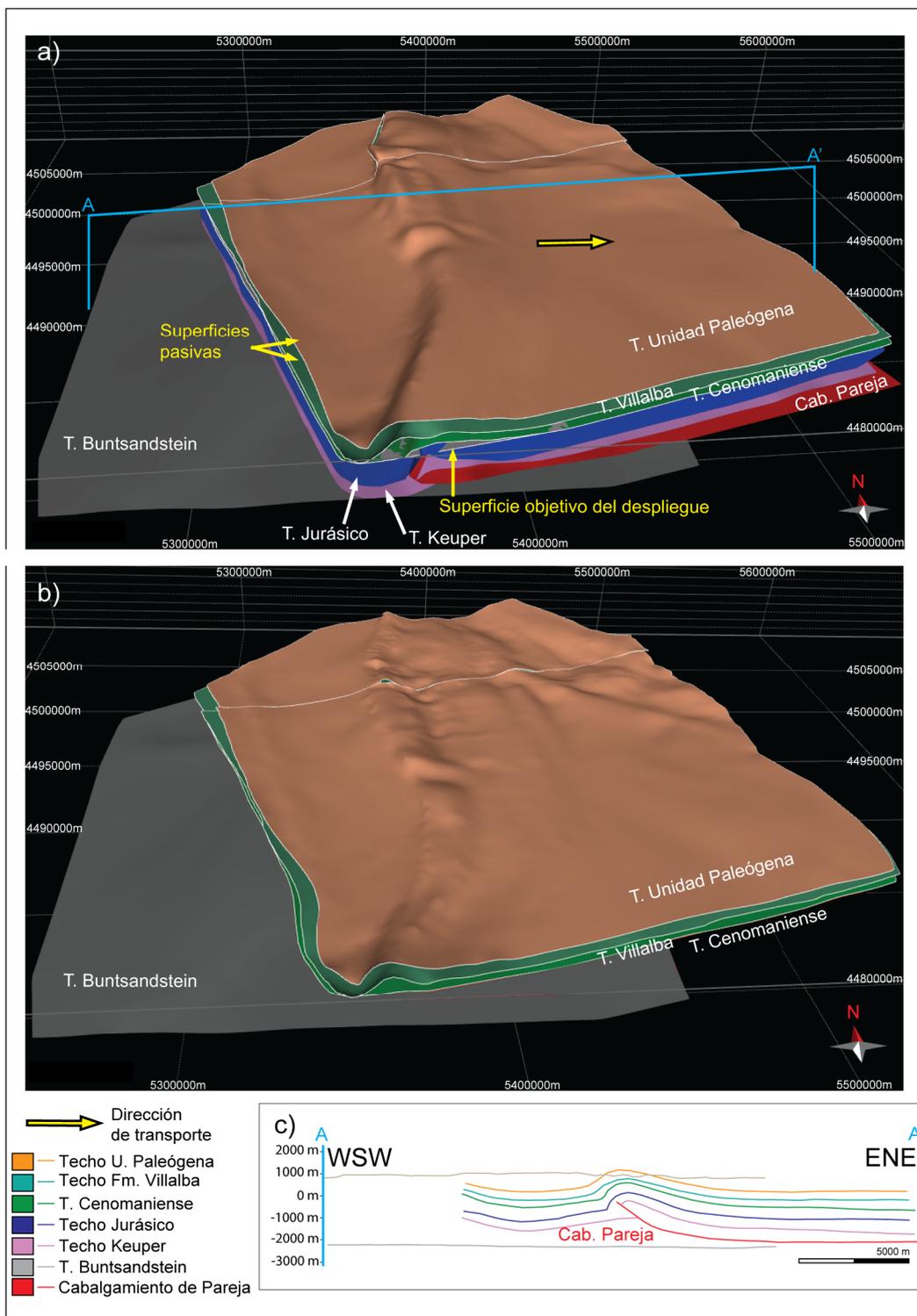


Fig.7.7. Paso 5a: Despliegue en los techos de las unidades Cenomaniense, Fm. Villalba y Unidad Paleógena del **pliegue formado sobre el cabalgamiento de Pareja**. (a) Vista en perspectiva desde Sur de la situación previa a aplicar *unfold*. Situación de la sección A-A'. (b) Situación tras la aplicación del *unfold*. (c) Sección A-A' donde se muestra la situación previa al despliegue.

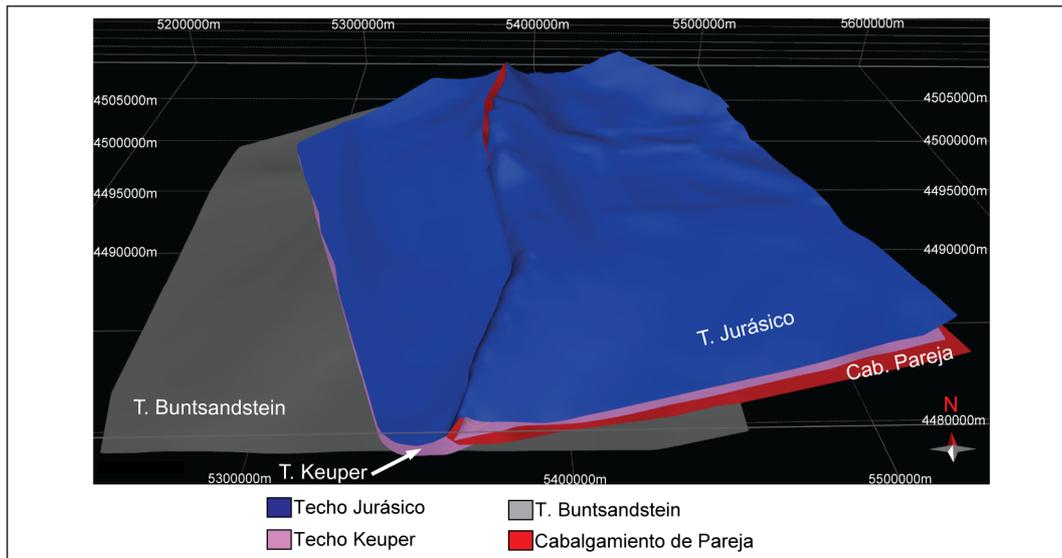


Fig.7.8. Techos del Jurásico y el Keuper en la situación previa a la restitución del cabalgamiento de Pareja. Se observa que el cabalgamiento de Pareja corta el techo del Jurásico solamente en su parte Norte.

La aplicación de la restitución del cabalgamiento de Pareja y su anticlinal asociado revela la marcada variabilidad de relaciones que mantienen estas estructuras entre sí y con respecto a las diferentes unidades estratigráficas, lo que las diferencia de las demás estructuras de la zona estudiada, más sencillas. Con la división de la restitución del cabalgamiento de Pareja y su anticlinal asociado en diversos “sub-pasos” (5a, 5b, 5c), y la combinación de algoritmos de restitución de pliegues (*unfold*) y de restitución de cabalgamientos (*move on fault*) se ha conseguido modelizar la evolución, en toda su extensión, del cabalgamiento y pliegue más característicos y de mayor entidad de toda el área de Puerta-Pareja. A la vez, este paso ha permitido perfeccionar la reconstrucción 3D de las diferentes unidades, mejorando la compatibilidad entre las zonas en las que las superficies están cortadas por el cabalgamiento de Pareja y las zonas en las que éstas están plegadas sobre el mismo.

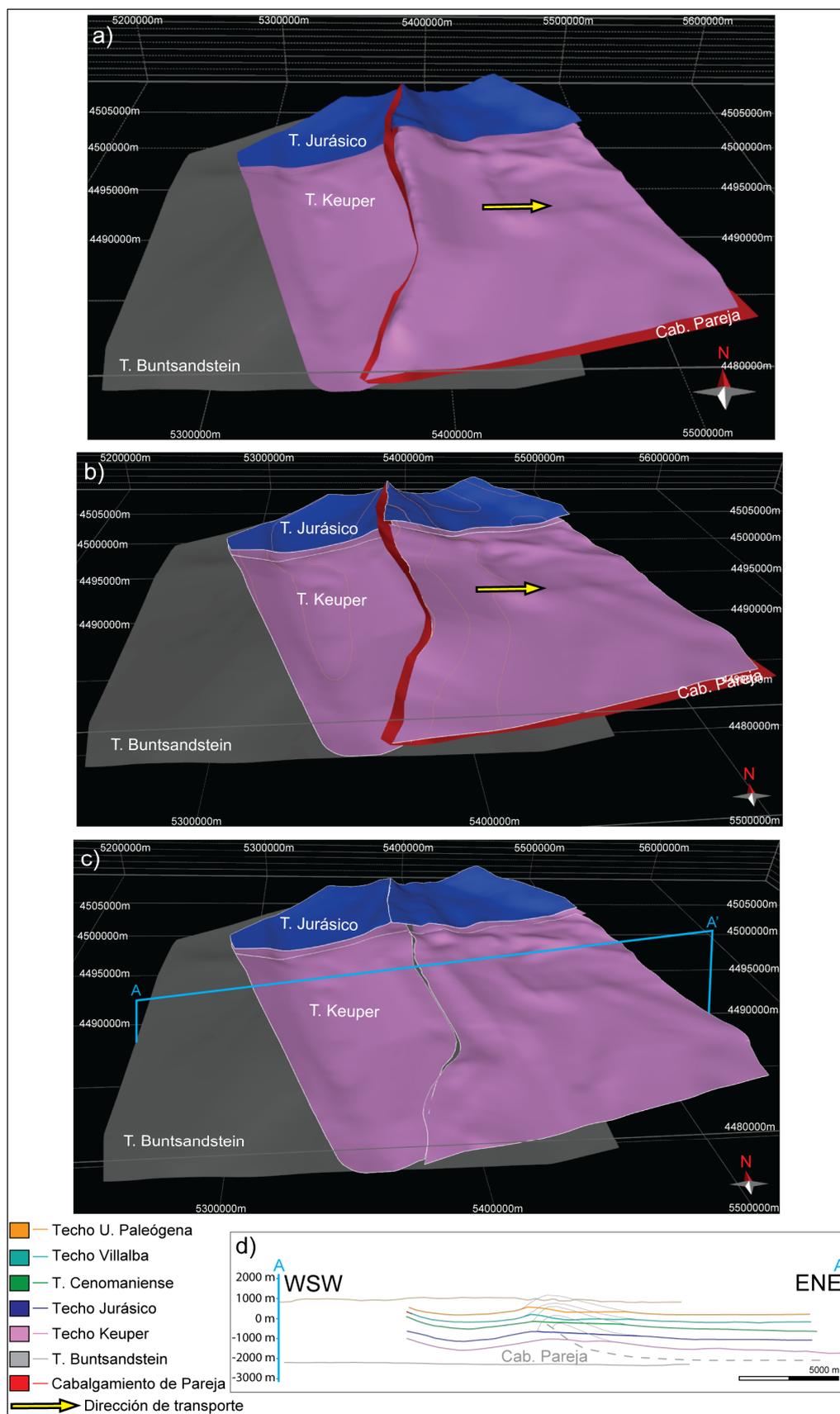


Fig.7.9. **Pasos 5b y 5c:** Despliegue del anticlinal en los techos de Keuper y Jurásico y restitución del cabalgamiento de Pareja. (a) Situación previa al despliegue de los techos de Keuper y Jurásico. (b) Situación de los techos de Keuper y Jurásico una vez aplicado el *unfold* mediante el algoritmo *flexural slip*. (c) Situación de los techos de Keuper y Jurásico una vez restituido el desplazamiento sobre el cabalgamiento de Pareja mediante *fault-parallel flow* y definiendo como objetivo el encaje de los *cut-offs* inferior y superior del techo del Keuper. Situación de la sección A-A' donde se muestra la geometría de todas las superficies pre-tectónicas de la cobertera tras el despliegue del anticlinal y la restitución del cabalgamiento de Pareja (en gris se señalan las geometrías anteriores a estas operaciones).

- *Paso 6: Despliegue final*

Tras la restitución de todos los cabalgamientos del área de Puerta-Pareja existen aún ciertas ondulaciones en las superficies restituidas (Fig. 7.9c,d, Fig. 7.10a). De cara a calcular los acortamientos totales producidos durante la generación de las estructuras de Puerta-Pareja (apartado 7.3) es necesario realizar un último paso de la restitución, desplegando cada una de las superficies a la horizontal (Fig. 7.10). Es necesario establecer para ello una profundidad de referencia (*datum*) para cada superficie. Para este trabajo se establecieron como *datum* las profundidades del extremo Este del corte del área de Puerta-Pareja realizado en el capítulo 3, que son -1680 m (techo del Keuper), -1040 m (techo del Jurásico), -675 m (techo del Cenomaniense), -230 m (techo de Fm. Villalba) y +190 m (techo de U. Paleógena).

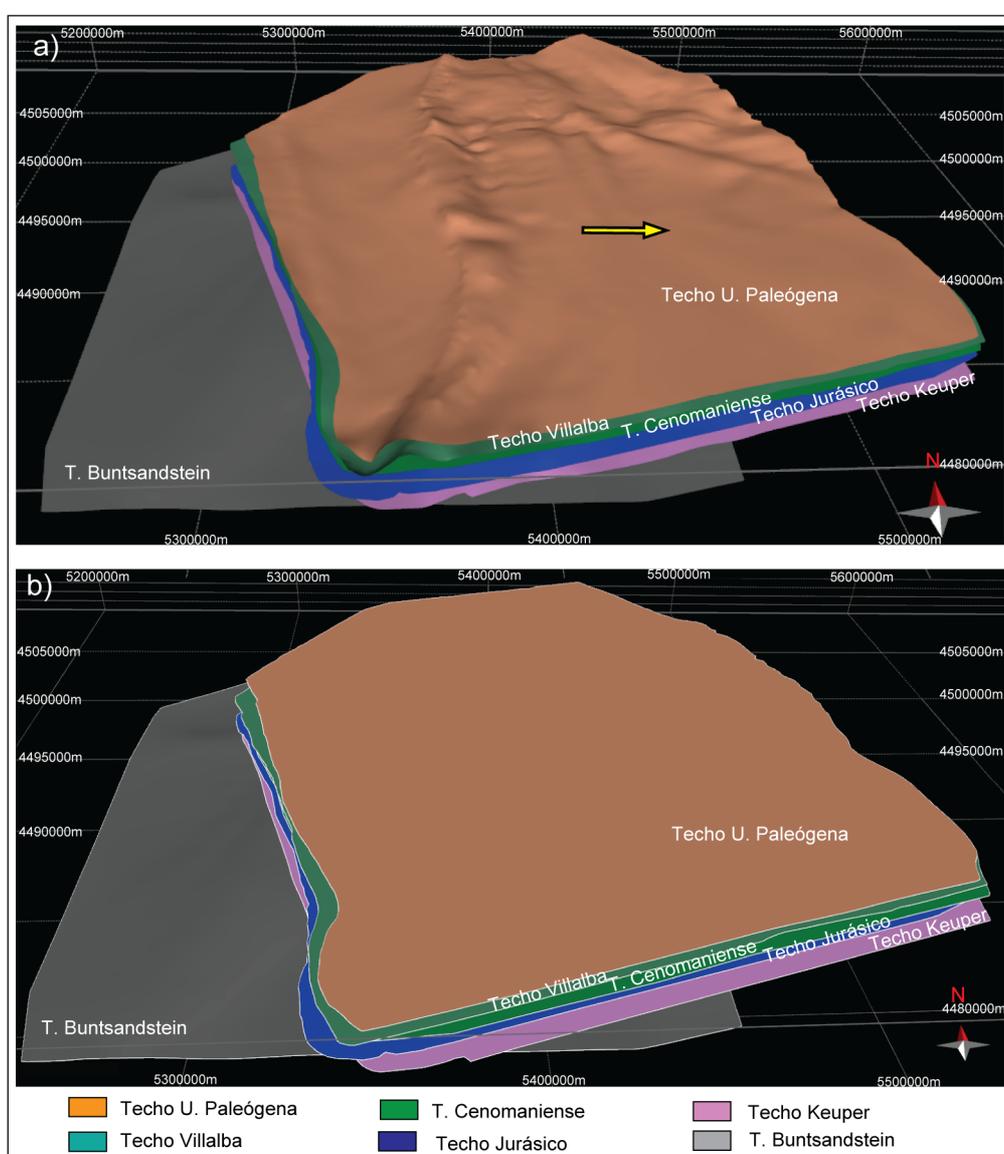


Fig.7.10. **Paso 6: Despliegue final** de todas las superficies de la cobertera. (a) Vista en perspectiva desde Sur de la situación previa a aplicar *unfold*. (b) Todas las superficies de la cobertera desplegadas a la horizontal, a las siguientes profundidades: -1680 m (techo del Keuper), -1040 m (techo del Jurásico), -675 m (techo del Cenomaniense), -230 m (techo de Fm. Villalba) y +190 m (techo de Unidad Paleógena).

7.2.2 Comparación con la restitución mediante varios planos de transporte

Como método alternativo de restitución, en Puerta-Pareja se experimentó con la realización de una restitución en la que intervinieran diferentes planos de transporte en diferentes partes del área reconstruida. El criterio fue en este caso aplicar a cada estructura el desplazamiento sobre un plano perpendicular a la orientación media de cada cabalgamiento, sector de cabalgamiento o superficie axial de anticlinal. En concreto, se realizaron las operaciones siguientes:

- Cab. de Villaescusa: *fault-parallel flow* con desplazamiento en el plano 046/90 (dirección de buzamiento / buzamiento).
- Cab. de Peralveche: *fault-parallel flow* con desplazamiento en el plano 040/90
- Cab. de Viana: *fault parallel flow* con desplazamiento en el plano 002/90
- Cab. de La Puerta: *fault-parallel flow* con desplazamiento en el plano 003/90
- *Unfold* del anticlinal formado sobre el cabalgamiento de Pareja: se dividió el anticlinal en 3 sectores, Norte, Centro y Sur, en los que el *unfold* se aplicó según los planos 002/90, 354/90 y 015/90 respectivamente.
- Cab. de Pareja: se dividió el cabalgamiento en 3 sectores, Norte, centro y Sur, en los que se aplicó *fault-parallel flow* con desplazamiento según los planos 000/90, 354/90 y 015/90, respectivamente.

Al comparar estos dos métodos de restitución la diferencia principal observada es que el uso de varias orientaciones permite un encaje siempre perfecto entre los *cut-offs* (ver Fig. 7.11), a diferencia de la restitución realizada con un plano de transporte único para toda el área de Puerta-Pareja, que produce pequeños huecos, superposiciones, y deformaciones anómalas, especialmente en las partes en las cuales la dirección de acortamiento impuesta difiere mucho de la perpendicular a la orientación de la estructura (comparar Fig. 7.11 con sector Sur en Fig. 7.9c). Sin embargo, estos

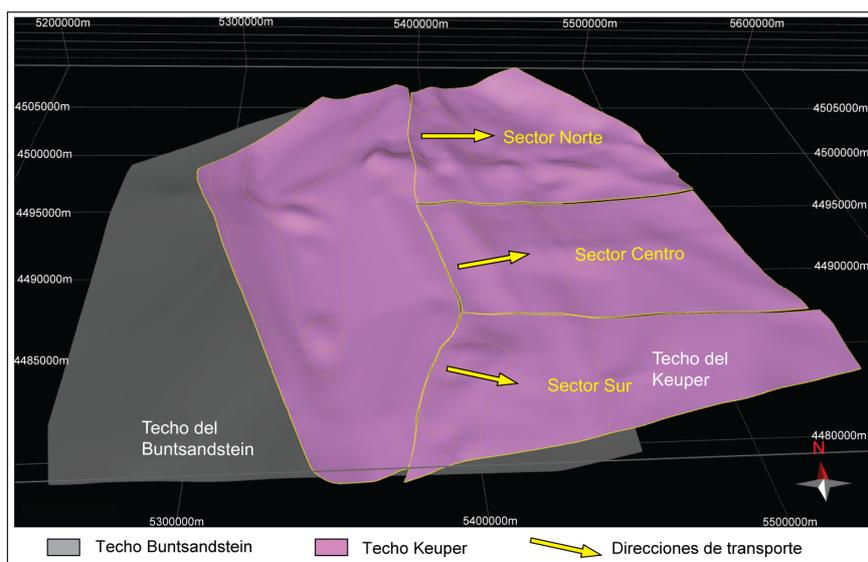


Fig.7.11. Muestras de pasos de restitución de Puerta-Pareja introduciendo varios sectores con diferentes orientaciones al restituir. Se muestra el efecto de aplicar *fault-parallel flow* al cabalgamiento de Pareja con desplazamiento según los planos 180/90, 174/90 y 195/90 para los sectores Norte, Centro y Sur respectivamente: el encaje de los *cut-offs* es prácticamente perfecto, a diferencia de lo que ocurre al usar una única dirección para la restitución (ver parte Sur en Fig. 7.9c).

pequeños errores no impidieron la restitución correcta, mediante un único plano de transporte (180/90), de cabalgamientos como los de Villaescusa y Peralveche, que poseen orientaciones claramente oblicuas a dicho plano. Teniendo en cuenta que el algoritmo *fault-parallel flow* permite desplazamientos oblicuos a las superficies de falla, que no se observan desajustes “inaceptables” al restituir, y que se debe buscar siempre la solución más acorde con la realidad geológica, en el caso de Puerta-Pareja fue claramente preferible aplicar la restitución de las estructuras mediante una orientación única en toda el área estudiada.

7.3 Cálculo de acortamientos

La utilización de algoritmos que conservan el área de las superficies restituidas (ver apartado 7.1) permite analizar los acortamientos (*bulk shortening*) que experimentaron los diferentes sectores de la zona de Puerta-Pareja durante la formación de sus estructuras, comparando su extensión antes y después de la aplicación de la restitución (Fig. 7.12). Los resultados se muestran en la Tabla 7.2. En la Fig. 7.12 se observa que la extensión de cada superficie restituida es ligeramente diferente, es decir, los acortamientos producidos durante la restitución varían entre las diferentes superficies. Esta variabilidad está relacionada con las limitaciones de la metodología utilizada. La restitución de superficies realizada se ha aplicado asumiendo que toda la compresión que afecta al área analizada se manifiesta únicamente en forma de desplazamiento de fallas y de deslizamiento flexural de las unidades. Sin embargo, existen otros efectos de la compresión en la naturaleza que no han sido considerados en la restitución, como son la generación de fracturas y especialmente la deformación interna de las unidades. En el caso de Puerta-Pareja, a excepción del cabalgamiento de La Puerta, los cabalgamientos no cortan todas las unidades pre-tectónicas sino que tienen su terminación en unidades inferiores, de manera que su deformación asociada se transmite a las unidades superiores en forma de pliegue (cabalgamientos de Pareja y de Viana) o es absorbida en la misma unidad en forma de deformación interna (cabalgamientos de Peralveche y Villaescusa).

El error asociado a no considerar la deformación interna de las unidades quedó registrado, por ejemplo, en la diferencia marcada entre el acortamiento del techo del Keuper y el del techo del Jurásico que existe en gran parte del área estudiada (Fig. 7.12), lo que coincide con la terminación del cabalgamiento de Pareja, el mayor de la zona, en las rocas del Jurásico, y su transmisión a las unidades superiores en forma de pliegue (ver Fig. 7.8). También se observan diferencias marcadas de acortamiento entre el techo del Cenomaniense y el techo de la Fm. Villalba de la Sierra (Fig. 7.12). En este caso las mayores diferencias se encuentran en la mitad Norte, coincidiendo con la existencia en esta mitad Norte de los cabalgamientos de Viana, Villaescusa y Peralveche, que tienen su terminación en la Fm. Villalba de la Sierra, mientras que en el sector Sur las diferencias de acortamiento de la Fm. Villalba y Unidad Paleógena respecto a las unidades inferiores son mínimas.

7.3.1 Comparación de acortamientos en los sectores Norte, Central y Sur de Puerta-Pareja

Para la cuantificación de acortamientos en el área de Puerta-Pareja se han seleccionado tres puntos de referencia en los sectores Norte, Central y Sur, en los que se han medido las distancias entre los extremos de las superficies actuales y los extremos de las superficies restituidas. A continuación, se ha calculado la media de acortamientos de las diferentes superficies. Además, se han comparado los acortamientos resultantes al aplicar un único plano de transporte (Su_{Nor} , Su_{Cen} , Su_{Sur} , Fig. 7.12a) y al aplicar varios planos de transporte (Sv_{Nor} , Sv_{Cen} , Sv_{Sur} , Fig. 7.12b).

Puesto que al restituir se aplicó un mismo valor de rotación de eje vertical al conjunto de superficies estratigráficas y fallas del área reconstruida (ver apartado 7.1.2), para el cálculo de acortamientos no se ha considerado necesario aplicar correcciones por rotación.

Teniendo en cuenta que en el caso de los techos de la Fm. Villalba y la U. Paleógena existe un desajuste importante en la cantidad de acortamiento en la mitad Norte relacionado con la deformación interna de la Fm. Villalba de la Sierra (Hernaiz et al., 1998a), se ha calculado también la media de acortamientos sin considerar estas dos superficies (Su' y Sv' Tabla 7.2).

En la restitución según un único plano de transporte, los acortamientos medios calculados considerando todas las superficies pre-tectónicas son $Su_{Nor} = 1.57$ km, $Su_{Cen} = 1.69$ km y $Su_{Sur} = 1.36$ km. Si no se consideran los techos de Fm. Villalba y U. Paleógena para el cálculo, los acortamientos son $Su_{Nor}' = 1.95$ km, $Su_{Cen}' = 1.85$ km y $Su_{Sur}' = 1.48$ km (Tabla 7.2).

En la restitución según varios planos de transporte, los acortamientos medios calculados considerando todas las superficies pre-tectónicas son $Sv_{Nor} = 1.72$ km, $Sv_{Cen} = 1.68$ km y $Sv_{Sur} = 1.31$ km. Si no se consideran los techos de Fm. Villalba y U. Paleógena para el cálculo, los acortamientos obtenidos son $Sv_{Nor}' = 2.19$ km, $Sv_{Cen}' = 1.81$ km y $Sv_{Sur}' = 1.39$ km (Tabla 7.2).

Tomando como correcto el cálculo de acortamiento que no incluye la Fm. Villalba y la U. Paleógena (Su' , Sv'), los datos muestran que el acortamiento aumenta claramente de Sur a Norte, lo que es coherente con el aumento del número de cabalgamientos y de su desplazamiento en el mismo sentido. Este aumento podría relacionarse con cierto componente de rotación de eje vertical anti-horaria en la zona de Puerta-Pareja, de sentido contrario a la rotación horaria de 17° considerada para el conjunto del sector Norte de Altomira-Loranca. En el capítulo 9 se amplía esta interpretación.

Las diferencias de acortamiento calculado al considerar uno o varios planos de transporte son de 240 metros en el sector Norte, lo que supone una variación de un 11%. En el sector Sur la diferencia es de 90 metros, un 5% (Tabla 7.2). Con estos datos se

pone de manifiesto que en la estructuras estudiada la diferencia (en porcentaje) entre usar uno o varios planos locales de transporte es mayor cuanto mayor es el acortamiento. Es de esperar que estas diferencias serían más marcadas en casos en los que, además, el ángulo entre las diferentes orientaciones locales de las estructuras a restituir fuese más elevado. En el capítulo 9 se discuten las implicaciones de considerar una o varias direcciones locales de transporte de acuerdo con la evolución estructural interpretada en Puerta-Pareja.

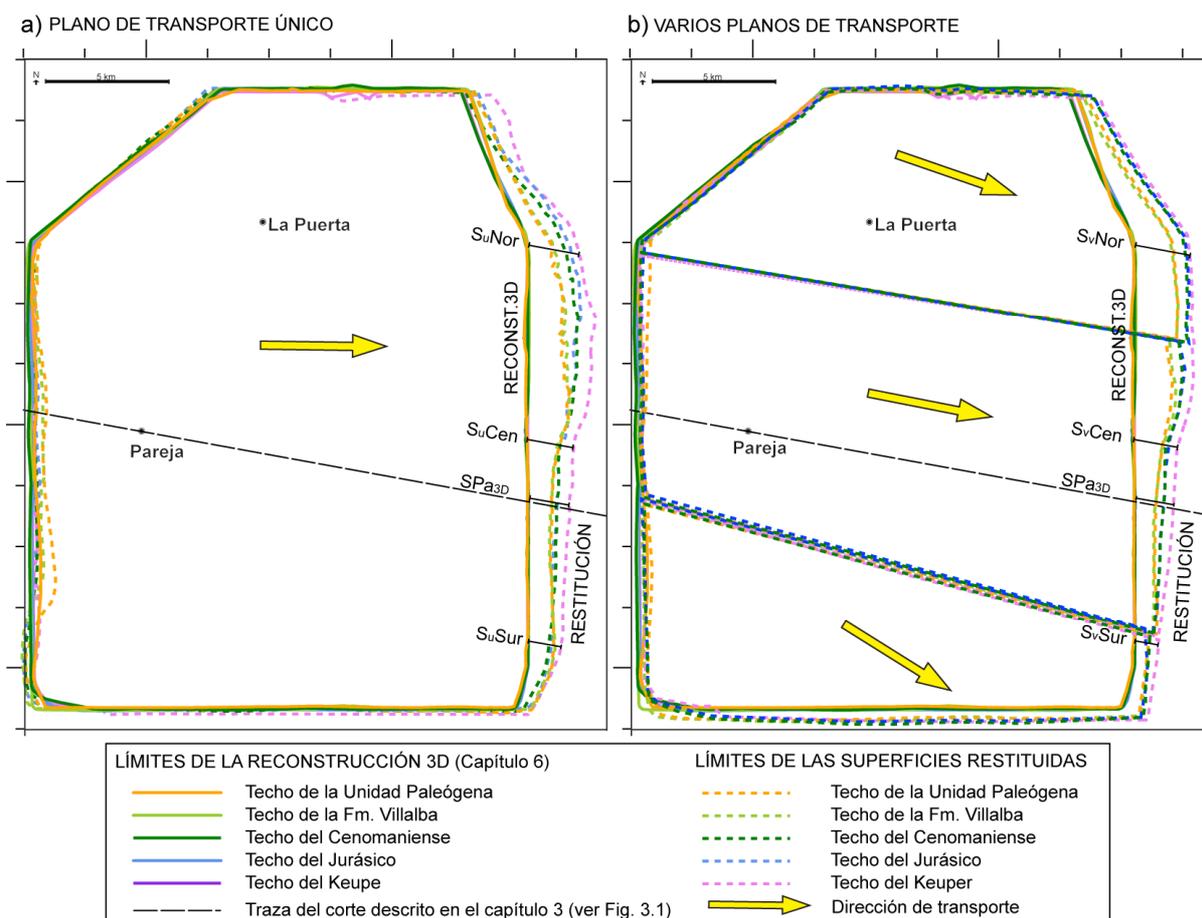


Fig.7.12. Cálculo de acortamientos mediante la comparación entre las extensiones de las superficies de la reconstrucción geológica 3D (descrita en el capítulo 6) (líneas continuas), y las superficies totalmente restituidas (líneas discontinuas). Se señalan los lugares donde se midieron los acortamientos en el Norte (SNor), Centro (SCen) y Sur (SSur) del área de Puerta-Pareja, y el acortamiento medido en la sección que coincide con la restitución 2D del corte descrito en el capítulo 3 (SPa_{3D}). (a) Cálculos de acortamiento al aplicar un plano único de transporte. (b) Cálculos de acortamiento al aplicar un varios planos de transporte. Los valores obtenidos se muestran en la Tabla 7.2.

Acortamientos (km)	S. Norte	S. Central	S. Sur
Su	1.57	1.69	1.36
Su' (Keuper-Jurásico-Cenom.)	1.95	1.85	1.48
Sv	1.72	1.68	1.31
Sv' (Keuper-Jurásico-Cenom.)	2.19	1.81	1.39

Tabla 7.2. Valores medios de acortamiento medidos mediante comparación de las extensiones de las superficies en su situación estructural actual y restituidas a la situación pre-tectónica. Si no se consideran para el cálculo de la media los acortamientos de la Fm. Villalba de la Sierra y la Unidad Paleógena, ya que éstos están condicionados por una marcada deformación interna de la Fm. Villalba en el sector Norte, los acortamientos aumentan progresivamente de Sur a Norte (Su', Sv'). Las diferencias de acortamiento calculado entre considerar uno o varios planos de transporte es de 240 metros en el sector Norte (11%) y de 90 metros en el sector Sur (5%).

7.3.2 Comparación entre la restitución 2D del corte regional de Altomira-Loranca en la zona de Puerta-Pareja y la restitución de superficies 3D

Además de los cálculos anteriores, se ha medido el acortamiento en la sección de la restitución 3D que coincide con la restitución 2D descrita en el capítulo 3 (Fig. 3.3), de manera que se puedan comparar los datos de la restitución 2D del corte con los de la restitución de superficies 3D (SPa_{3D} en Fig. 7.11). El acortamiento obtenido mediante la restitución del corte es de 1.74 km para los techos del Keuper, Jurásico y Cenomaniense (SPa', Tabla 7.2), y de 0.93 km para los techos de la Fm. Villalba de la Sierra y Unidad Paleógena (SPa_{UP-VIL}, Tabla 7.2), de manera que la media de acortamientos es de 1.42 km si se considera el conjunto de superficies (SPa, Tabla 7.2). Los acortamientos extraídos de la restitución de superficies (SPa_{3D} en Fig. 7.12) son de 1.76 km para Keuper, Jurásico y Cenomaniense (SPa', Tabla 7.2), y de 1.33 km para Fm. Villalba y Unidad Paleógena (SPa_{UP-VIL}, Tabla 7.2), resultando una media de 1.59 km al considerar el conjunto de superficies (SPa, Tabla 7.2). Por lo tanto, el acortamiento medido mediante la restitución de superficies 3D es ligeramente mayor al calculado en la restitución 2D del corte geológico.

Comparación en Pareja (m)	Restitución 2D (capítulo 3) (km)	Restitución superficies 3D (SPa _{3D} , Fig. 7.11) (km)
SPa _{UP-VIL}	0.93	1.33
SPa	1.42	1.59
SPa' (Keuper-Jurásico-Cenom.)	1.74	1.76

Tabla 7.2. Comparación de los acortamientos medidos según restitución 2D del corte descrito en el capítulo 3 y según la restitución de superficies 3D. Los acortamientos obtenidos mediante la restitución de superficies 3D son ligeramente mayores.

Cabe interpretar que este acortamiento ligeramente mayor obtenido mediante la restitución de superficies 3D se debe a la inclusión en la misma de desplazamientos fuera del plano del corte geológico. El hecho de que estas diferencias sean pequeñas indica que en este sector de Puerta-Pareja (sector Central) los desplazamientos fuera del plano de corte geológico fueron de poca entidad, probablemente menores a los ocurridos en la mitad Norte. En la zona de Pareja, por lo tanto, se considera aceptable la restitución 2D del corte descrita en el capítulo 3 (apartado 3.4).

7.4 Restitución de las superficies sin-tectónicas

Mediante la restitución de las superficies sin-tectónicas asociadas a la formación de un anticlinal es posible analizar la evolución temporal de la geometría de las superficies pre-tectónicas del mismo. Para ello, se debe asumir que las superficies sin-tectónicas se sedimentaron horizontalmente (Poblet y Hardy, 1995) y se plegaron durante la formación del anticlinal de hasta adquirir su geometría actual.

Se debe escoger al menos una superficie pre-tectónica de referencia, que actuará como superficie pasiva respecto a las superficies sin-tectónicas. Al restituir

secuencialmente cada superficie sin-tectónica seleccionada, la superficie pre-tectónica de referencia reflejará la geometría del anticlinal en el momento de inicio de sedimentación de dicha unidad sin-tectónica. En el caso del anticlinal de Puerta-Pareja, la restitución se realizó en 3 pasos, restituyendo las bases de la 3ª Unidad Neógena (UN3base), 2ª Unidad Neógena (UN2base) y 1ª Unidad Neógena (UN1base), con el techo de la Unidad Paleógena (unidad pre-tectónica más reciente) como superficie pasiva de referencia respecto a las unidades sin-tectónicas. En todos los pasos se aplicó el algoritmo *flexural slip unfold* con *pin plane* 083/65:

- Paso 1. Restitución de UN3base, con UN2base, UN1base y techo de Unidad Paleógena como superficies pasivas.
- Paso 2. A partir de las geometrías resultantes del paso 1, restitución de UN2base, con UN1base y techo de Unidad Paleógena como superficies pasivas.
- Paso 3. A partir de las geometrías resultantes del paso 2, restitución de UN1base, con el techo de la Unidad Paleógena como superficie pasiva.

De esta manera, la aplicación de los pasos 1, 2 y 3 de la restitución permite observar la geometría del techo de la Unidad Paleógena al inicio del Aquitaniense (comienzo de la sedimentación de UN1, Fig. 7.13a), al inicio del Burdigaliense (comienzo de la sedimentación de UN2, Fig. 7.13b) y al inicio del Langhiense (comienzo de la sedimentación de UN3, Fig. 7.13c), respectivamente. De acuerdo con las distribuciones de buzamientos mostradas en la Fig. 7.13, la evolución es la siguiente:

- En el intervalo entre el inicio de la formación del anticlinal (Rupeliense, Oligoceno superior) y el comienzo de la sedimentación de la 1ª Unidad Neógena (Aquitaniense, Mioceno inferior), la Unidad Paleógena pasó de una disposición horizontal (buzamientos = 0, situación pre-tectónica) a una geometría con buzamientos de 20° y superiores en el flanco frontal del anticlinal y varias zonas de más de 10° de buzamiento (Fig. 7.13a).
- Entre el inicio de la sedimentación de la 1ª Unidad Neógena (Aquitaniense) y la sedimentación de la 2ª Unidad Neógena (Burdigaliense) los incrementos de buzamientos son mucho menores, de unos 5° en el flanco caudal del anticlinal (comparar Figs. 7.13a y 7.13b). En este periodo el aumento de buzamiento se concentra especialmente en los extremos Norte y Sur del anticlinal restituido (comparar Figs. 7.13a y 7.13b), lo que indicaría una marcada propagación lateral del anticlinal hacia Norte y Sur durante este intervalo.
- Por último, entre el inicio de la sedimentación de la 2ª Unidad Neógena (Burdigaliense, Mioceno inferior) y el inicio de la sedimentación de la 3ª Unidad Neógena (final de la formación del anticlinal, Langhiense, Mioceno medio), el aumento de buzamientos en los flancos es mínimo, de unos 2-3° como máximo (comparar Figs. 7.13b y 7.13c).

Por lo tanto, en el intervalo entre el inicio de la formación del anticlinal (Rupeliense, Oligoceno superior) y el comienzo de la sedimentación de la 1ª Unidad

Neógena (Aquitaniense, Mioceno inferior) se produjo la mayor parte del plegamiento de la Unidad Paleógena asociado a la formación del anticlinal de Puerta-Pareja.

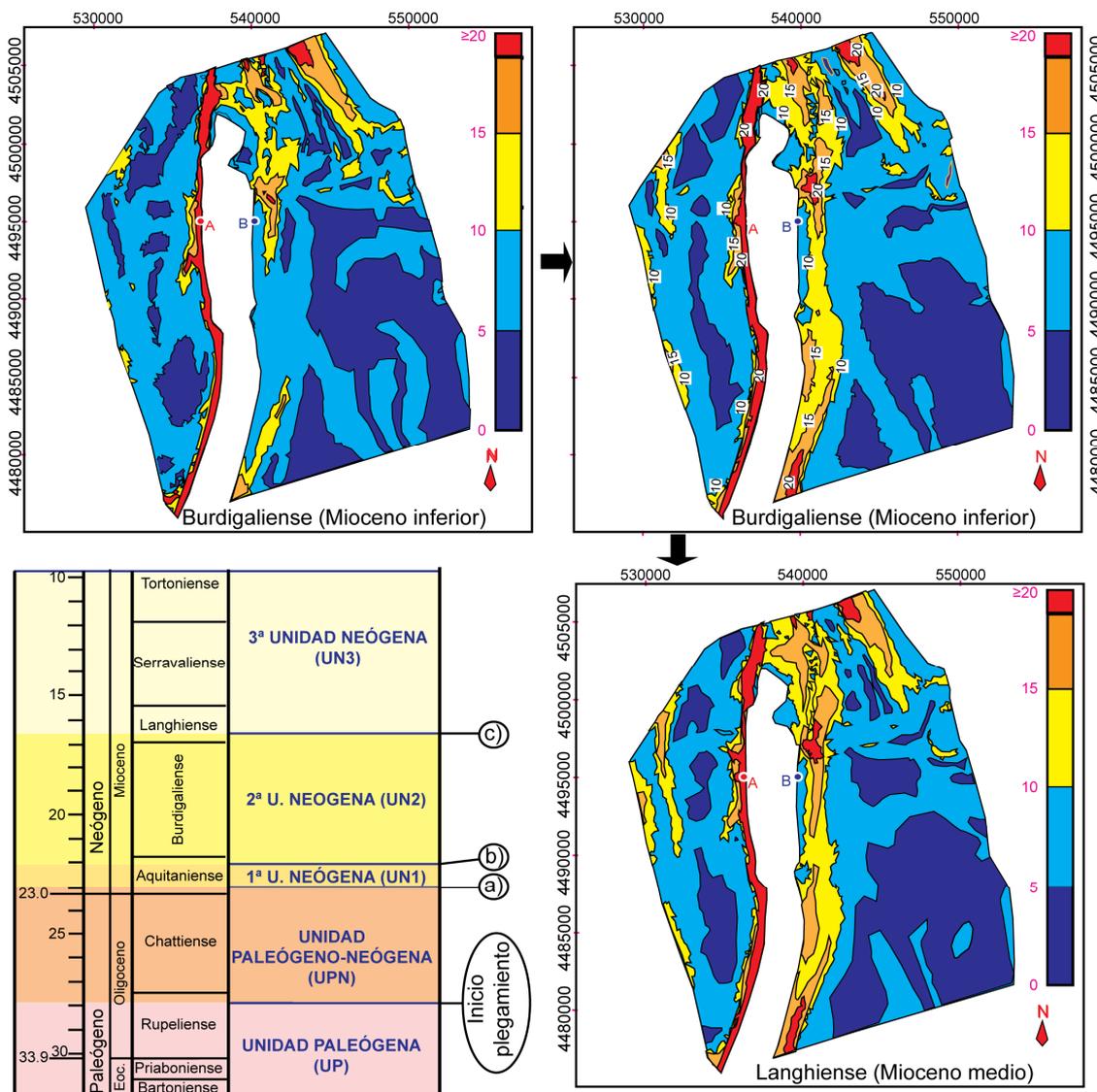


Fig. 7.13. Distribución de buzamientos de la Unidad Paleógena al restituirla como superficie pasiva respecto a las unidades sintectónicas. A y B señalan la situación de los puntos de referencia de la Fig. 7.14. (a) Geometría de UP al inicio del Aquitaniense (comienzo de sedimentación de UN1). (b) Geometría de UP al inicio del Burdigaliense (comienzo de sedimentación de UN2). (c) Geometría de UP al inicio del Langhiense (comienzo de sedimentación de UN3). El aumento de buzamientos es máximo en el periodo que abarca desde el inicio del plegamiento (Rupeliense) hasta el inicio del depósito de UN1 (Aquitaniense) (ver (a)). Entre el Aquitaniense y el Burdigaliense los aumentos de buzamiento son mucho menores. Se concentran especialmente en los extremos Norte y Sur del anticlinal (comparar (a) y (b)). Entre el Burdigaliense y el Langhiense los aumentos de buzamiento son mínimos (comparar (b) y (c)).

En la Fig. 7.14 se muestra la evolución de la altitud del techo de la Unidad Paleógena en 2 puntos representativos del flanco frontal y el flanco oriental del anticlinal (A y B en Fig. 7.13), de acuerdo con la restitución de superficies sintectónicas realizada. Los datos muestran que la mayor tasa de elevación del anticlinal en los puntos de referencia se produjo en el estadio inicial de formación del pliegue (durante la sedimentación de la Unidad Paleógeno-Neógena).

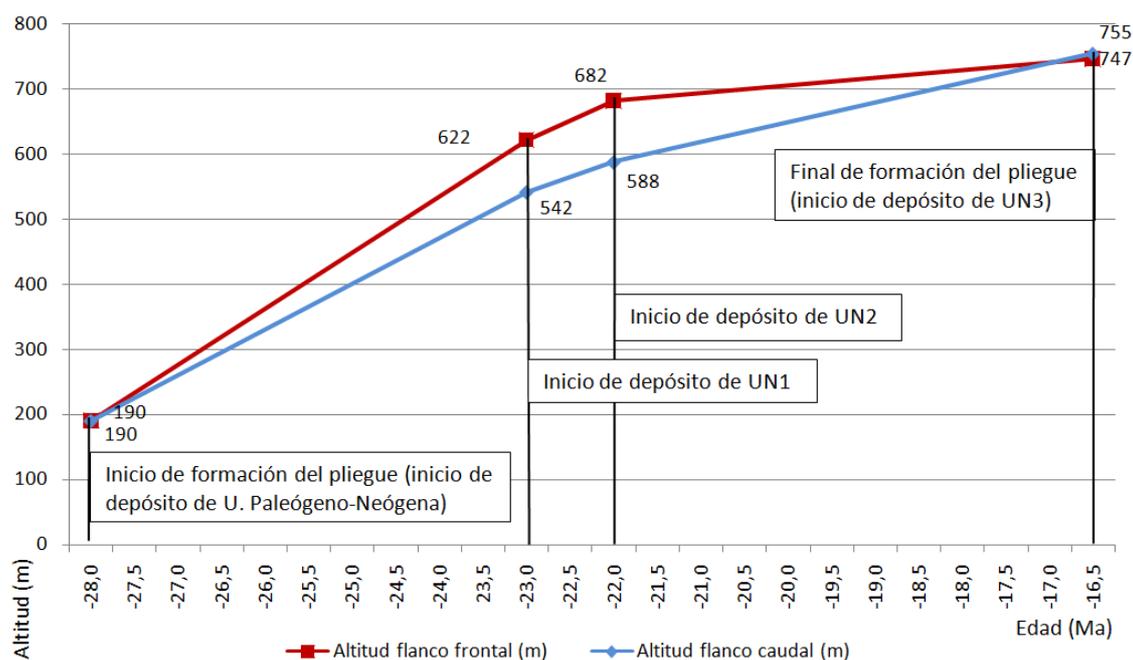


Fig. 7.14. Evolución de la elevación del techo de la Unidad Paleógena de acuerdo con la restitución de superficies sin-tectónicas. La altitud se calcula en los puntos de referencia situados en la Fig. 7.13.

7.5 Discusión

La fiabilidad de cualquier reconstrucción 3D de estructuras geológicas está fuertemente condicionada por la cantidad y calidad de los datos de partida y su distribución en el espacio. En el caso de Puerta-Pareja, como se describe en anteriores capítulos, estos datos de partida presentan importantes limitaciones: los perfiles sísmicos muestran poca resolución en las zonas más cercanas a los cabalgamientos, al mismo tiempo que los datos de campo de unidades pre-tectónicas se reducen a afloramientos limitados (ver capítulo 6).

Con estos condicionantes, la realización de la restitución de superficies 3D, además de permitir mejorar el conocimiento sobre la evolución cinemática de los pliegues asociados a cabalgamientos de la zona de Puerta-Pareja, tiene la finalidad de reducir al mínimo las incertidumbres en la reconstrucción 3D del anticlinal, aumentando así su fiabilidad. Para ello, se ha buscado la máxima coherencia geológica y geométrica entre las diferentes superficies con las herramientas disponibles, como son la restitución de varias superficies de manera conjunta (restitución multisuperficie) y el uso de algoritmos correspondientes a mecanismos de plegamiento conocidos y coherentes con el contexto estructural. En la Fig. 7.5 se muestran como ejemplo las diferencias entre una geometría preliminar de la reconstrucción 3D del Keuper y la definitiva.

La restitución realizada permite interpretar la secuencia de formación de cabalgamientos en el área de Puerta-Pareja. Por un lado, los datos paleomagnéticos indican que la formación del anticlinal de Puerta-Pareja se inició antes de la rotación de eje vertical en la zona (ver capítulo 5 y Fig. 7.15a). Por otro lado, se ha interpretado que el alto en el basamento en la zona de Villaescusa-Peralveche probablemente facilitó la formación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche, fuertemente oblicuos al resto de cabalgamientos, al dificultar el avance de la deformación (ver capítulo 6 y sección en Fig. 7.15c). Para esto, los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche debieron formarse sobre el alto de Villaescusa-Peralveche (ver Fig. 7.15c).

Esto significa que la formación del cabalgamiento de Pareja, que definió el estadio inicial de la formación del anticlinal de Puerta-Pareja, nucleado inicialmente al Este de la posición actual (Fig. 7.15a), es necesariamente previo a la formación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche, formados ya en la situación rotada y coincidiendo con el alto de Villaescusa-Peralveche en el basamento (Fig. 7.15c). Esta relación temporal entre el cabalgamiento de Pareja y los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche definen una secuencia de formación de bloque superior, hacia el traspáis.

No se ha podido datar el movimiento de los cabalgamientos de La Puerta y Viana (Fig. 7.15b), pero la relación temporal entre el cabalgamiento de Pareja y los de Villaescusa y Peralveche lleva a interpretar que los cab. de La Puerta y Viana se formaron siguiendo la secuencia de bloque superior definida en la zona (Fig. 7.15a,b,c).

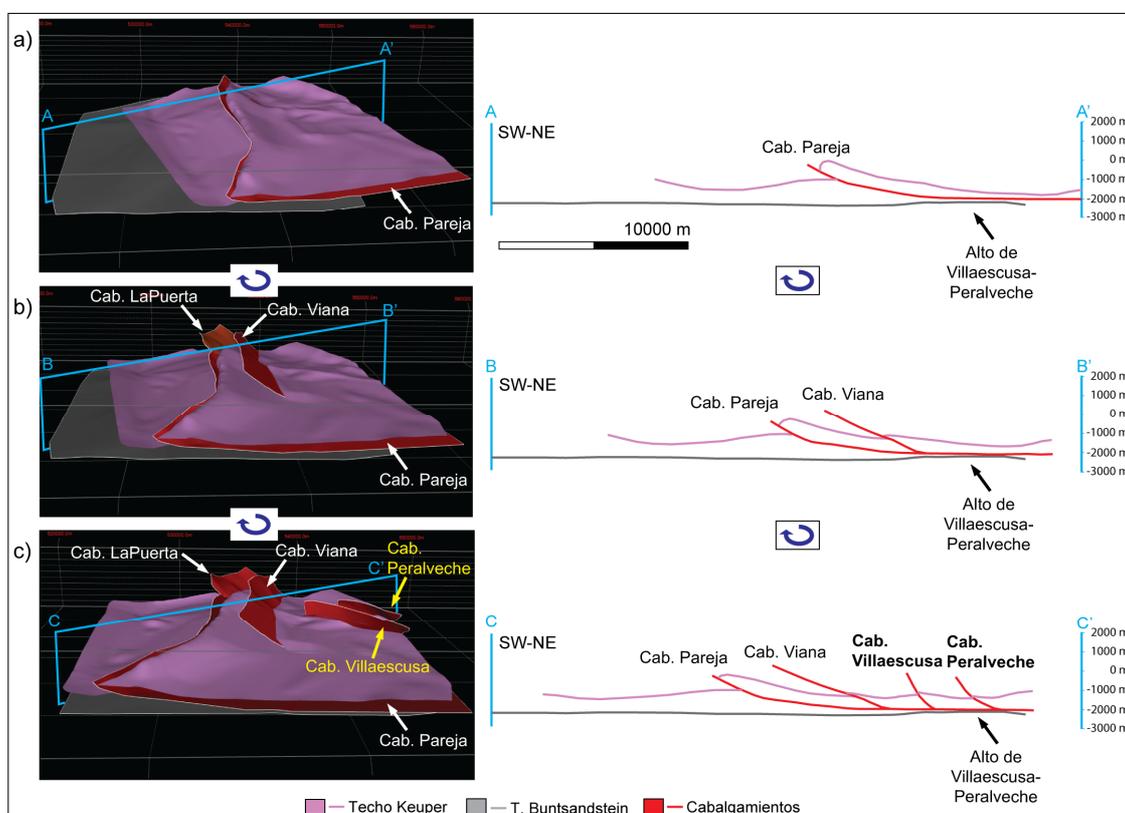


Fig. 7.15. Relación entre la rotación de la cobertera, la secuencia de formación de cabalgamientos en el área de Puerta-Pareja, el alto en el basamento de la zona Villaescusa y Peralveche, y el desarrollo de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche. Las secciones (derecha) son ligeramente oblicuas a los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche y fuertemente oblicuas a los cabalgamientos de Pareja y Viana. a) Situación durante la formación del cabalgamiento de Pareja. b) Situación durante la formación del cabalgamiento de Viana. c) Situación durante la formación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche.

La restitución de las superficies sin-tectónicas (apartado 7.4) permite también observar que la mayor parte del crecimiento del anticlinal de Puerta-Pareja se produjo en los estadios iniciales de su formación, durante el Oligoceno superior, y su crecimiento disminuyó fuertemente a continuación. En la reconstrucción 3D (capítulo 6) esto se manifiesta mediante una disminución de los buzamientos hacia las unidades más modernas (UN3base tiene menores buzamientos que UN2base, y menores buzamientos que UN1base, ver capítulo 6). De esta evolución se interpreta que dicho anticlinal se formó inicialmente mediante un mecanismo de rotación de los flancos del pliegue (ver Fig. 7.16b) (Poblet & Hardy, 1995). Esto es compatible con el crecimiento inicial del anticlinal de Puerta-Pareja como pliegue de despegue (Hardy & Poblet, 1994; Poblet & Hardy, 1995; Epard & Groshong, 1995; Storti & Poblet, 1997), antes de progresar hacia un pliegue de propagación de falla. Esta transición progresiva de un mecanismo al otro ha sido descrita por diversos autores, y se ha asociado a un incremento de la cantidad de acortamiento experimentada (Fig. 7.17) (e.g. McNaught and Mitra, 1993; Storti et al., 1997).

La aplicación de la restitución de superficies 3D en el área del anticlinal de Puerta-Pareja ha puesto de manifiesto algunas de las limitaciones de la metodología utilizada. Entre ellas destacan:

- La imposibilidad de restituir el desplazamiento de varios cabalgamientos simultáneamente mediante el software Move 2013. Así, en la restitución la evolución estructural de un área que incluya varios cabalgamientos y sus pliegues asociados estará siempre simplificada, mediante una sucesión de pasos en los cuales se impone que durante la formación de un cabalgamiento no existe ningún otro cabalgamiento activo en la zona. Esto limita en parte la capacidad de la restitución de superficies 3D como herramienta para reproducir fielmente una evolución estructural. La evolución simultánea de varios cabalgamientos sí es posible, por ejemplo, mediante la realización de modelos analógicos, aunque estos cuentan con otras limitaciones como la dificultad de la cuantificación de sus resultados, que en la restitución de superficies 3D es inmediata y constantemente georreferenciada.
- La división de las superficies en varios “fragmentos”, a causa de las terminaciones laterales de los cabalgamientos (*tip lines*, McClay, 1992): en Move 2013, para restituir el desplazamiento del bloque superior respecto al bloque inferior de un cabalgamiento, estos bloques deben pertenecer a superficies geométricas separadas. En el área de Puerta-Pareja, esto es coherente con la estructura geológica real en el caso del bloque inferior y el bloque superior del techo del Keuper sobre el cabalgamiento de Pareja, que atraviesa de Norte a Sur toda el área reconstruida, y por lo tanto divide en dos superficies totalmente separadas el techo del Keuper (ver Fig. 7.8). Sin embargo, en los cab. de Peralveche, Villaescusa, Viana y La Puerta, dichos cabalgamientos terminan lateralmente. y por lo tanto dividen los techos de las unidades en 2 superficies

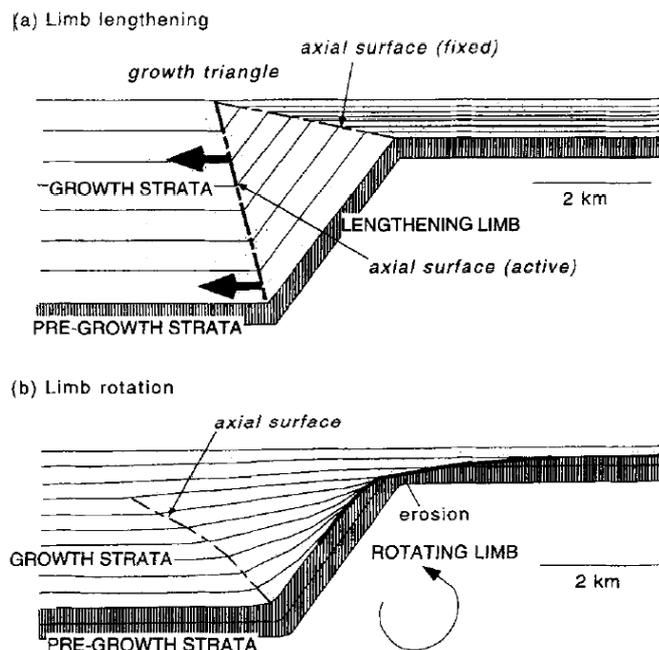


Fig. 7.16. Modelos que muestran los dos principales procesos (alargamiento de flancos y rotación de flancos) que pueden generar discordancias progresivas en sedimentos sin-tectónicos. a) Alargamiento de flancos de acuerdo con el modelo de eje fijo y migración *kink band* de Suppe & Medwedeff (1990). b) Modelo de rotación de flancos de Hardy & Poblet (1995), que muestra rotación progresiva y estrechamiento progresivo de los estratos. Tomado de Ford et al. (1997).

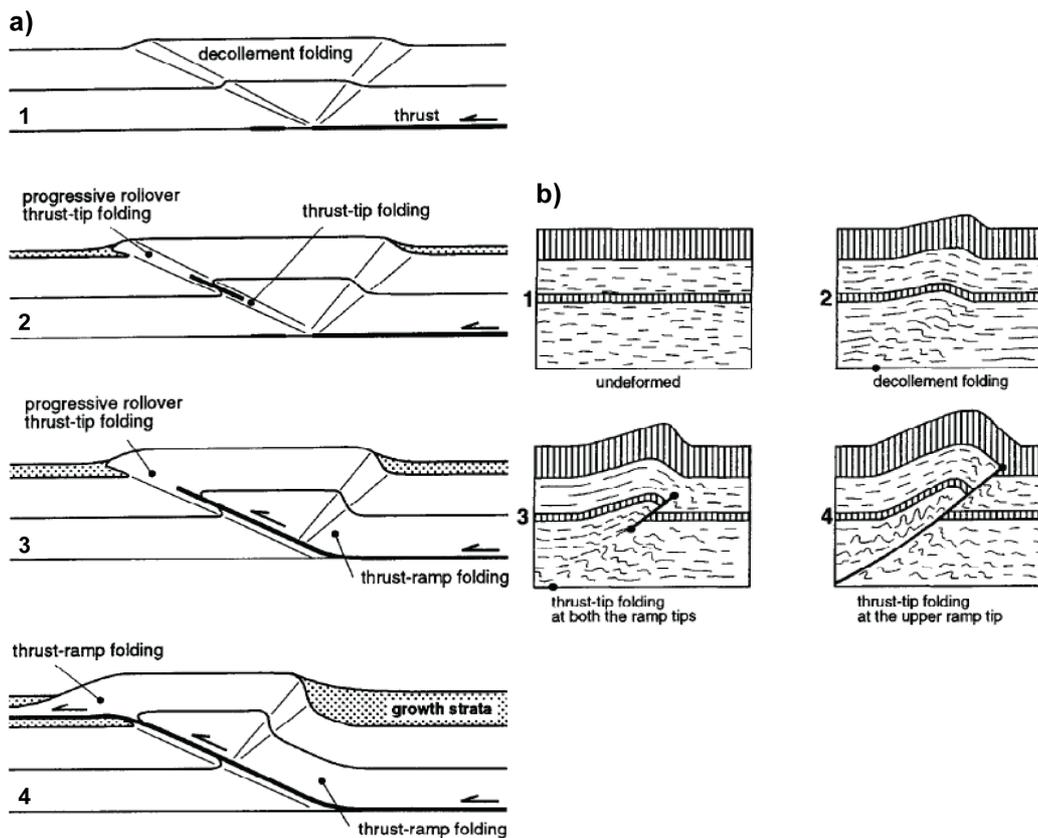


Fig. 7.17. a) Modelo conceptual en el que se muestra la evolución observada durante el crecimiento de anticlinales en modelos analógicos llevados a cabo por Storti et al. (1997). El plegamiento generado en la terminación de del cabalgamiento (*thrust tip*) se desarrolla de acuerdo con la cinemática de de *rollover* progresivo (Storti & Salvini, 1996). b) Modelo evolutivo para pliegues relacionados con cabalgamientos en el cabalgamiento de Osen-Roa, Noruega, por Morley, 1994.

geométricas separadas solo en el sector de la reconstrucción 3D que cortan. Es necesario, por tanto, individualizar de manera artificial el bloque superior de las superficies en cada cabalgamiento respecto al resto de la reconstrucción 3D (ver Fig. 7.2). Este procedimiento implica que durante los diversos pasos de restitución se pierde la continuidad de las superficies en las zonas cercanas a las *tip lines* de los cabalgamientos. Sin embargo, puesto que por definición el salto de los cabalgamientos se reduce lateralmente de manera progresiva hasta ser 0 en la *tip line*, esta división “artificial” de la superficie no afecta a su geometría durante la restitución más allá de pequeños desajustes (ver. Fig. 7.2e). Por otra parte, este proceder requiere dividir e unir varias superficies manualmente en varias ocasiones, lo que aumenta el tiempo a invertir en el ejercicio de restitución.

- La simplificación de la rotación de eje vertical experimentada en la zona de Puerta-Pareja. La influencia de la rotación de eje vertical de 17° interpretada para el sector Norte de Loranca-Altomira (ver capítulo 5) se ha introducido en la restitución de superficies 3D de manera sumamente simplificada (ver apartado 7.1.2), mediante dos rotaciones discretas sucesivas de $8,5^\circ$ del conjunto de las superficies de cobertera. Para modelizar de manera más precisa la evolución estructural de Puerta-Pareja en 3D sería necesaria la adición de vectores paleomagnéticos como condicionantes en la restitución, por ejemplo con el método de restitución *Pmag3Drest* propuesto por Ramón et al., 2012, Sin embargo, la cantidad muy limitada de datos paleomagnéticos en el sector Norte de Loranca-Altomira (solo 1 dato en el anticlinal de Puerta-Pareja) impide aplicar dicho método.

Con las limitaciones expuestas y las características descritas a lo largo de este capítulo, la restitución de superficies 3D aplicada en Puerta-Pareja no puede considerarse como totalmente tridimensional, y podría denominarse “restitución 2.5D”. En este sentido, sería necesario realizar avances sustanciales en las herramientas de restitución disponibles para facilitar la realización de restituciones cinemáticas completamente 3D. Pese a todo esto, la restitución de superficies 3D ha constituido una potente herramienta para mejorar la comprensión de la evolución estructural en la zona de Puerta-Pareja y para dotar de mayor precisión, robustez y fiabilidad a la reconstrucción 3D de sus estructuras.

7.6 Conclusiones

El proceso de restitución de las superficies 3D que componen el anticlinal y la zona de Puerta-Pareja ha permitido:

- Perfeccionar la reconstrucción geológica 3D del anticlinal de Puerta-Pareja, especialmente la reconstrucción de los techos de las unidades estratigráficas en las zonas adyacentes a los cabalgamientos, donde la información sísmica de partida es menos clara y las geometrías preliminares de las superficies no permitían su restitución. El resultado es una reconstrucción coherente geológica y geoméricamente en 3D, en la que se ha reducido el nivel de incertidumbre respecto a la reconstrucción preliminar.
- Mejorar la comprensión de la evolución cinemática del anticlinal modelizándola mediante pasos discretos con significado estructural.
- Comparar las implicaciones de asumir varios planos de transporte o un único plano de transporte para la evolución estructural de Puerta-Pareja.
- Calcular los acortamientos (*bulk shortening*) producidos en los diferentes sectores del anticlinal de Puerta-Pareja durante su formación de acuerdo con la restitución de superficies 3D, y compararlos con los datos obtenidos en la restitución del corte geológico descrito en el capítulo 3.
- Determinar que la secuencia de formación de cabalgamientos en la zona de Puerta-Pareja fue de bloque superior, lo que coincide con la secuencia regional de bloque superior en el conjunto de pliegues y cabalgamientos del sector Norte de Altomira-Loranca.
- Analizar los posibles mecanismos de formación de los pliegues y cabalgamientos del anticlinal de Puerta-Pareja, a través del uso de diferentes algoritmos de restitución y a partir de la información aportada por la restitución de superficies sin-tectónicas.
- Comprender las ventajas y limitaciones de la restitución de superficies 3D.

En el capítulo 9 se discuten las interpretaciones que se derivan de la restitución de superficies 3D del anticlinal de Puerta-Pareja al combinarlas con el resto de estudios realizados en Puerta-Pareja y en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira.

Capítulo 8

Estudio de fracturación del anticlinal de Puerta-Pareja

Capítulo 8

ESTUDIO DE FRACTURACIÓN DEL ANTICLINAL DE PUERTA-PAREJA

El análisis estadístico sistemático de las fracturas asociadas a la formación de pliegues relacionados con cabalgamientos, y de sus variaciones en los diferentes sectores de dichos pliegues, pueden proporcionar información muy valiosa para precisar su historia cinemática (Salvini & Storti, 2001; Tavani et al, 2006) y sus mecanismos de formación (Ramsay, 1974; Price & Cosgrove, 1990). Además, si en el estudio de la fracturación se tienen en cuenta las propiedades mecánicas de las diferentes unidades estratigráficas plegadas, éste permitirá mejorar el conocimiento sobre migración y acumulación de fluidos en un posible reservorio (Price & Cosgrove, 1990).

El estudio de fracturación realizado en el anticlinal de Puerta-Pareja, de escala mesoscópica, complementa la información aportada por los estudios sobre las relaciones entre pliegues y fallas a escala macroscópica que se describieron en los capítulos anteriores (capítulos 3, 6 y 7), de cara a determinar la evolución cinemática del anticlinal de Puerta-Pareja. Este estudio se basa en el análisis de datos de campo (apartado 8.1) y en la realización de un modelo discreto de fracturas a partir de una restitución geomecánica 3D (apartado 8.2). Finalmente, ambas técnicas han sido comparadas con el fin de analizar la validez y las limitaciones de los resultados obtenidos a partir del modelo discreto de fracturas.

8.1 Estudio de fracturación a partir de datos de campo

8.1.1 Metodología

Para el análisis de fracturación del anticlinal de Puerta-Pareja se tomaron en el campo 174 datos de fracturas en 10 estaciones de medida (entre 12 y 25 fracturas medidas por estación). Todos los datos se tomaron en los niveles de calizas y areniscas de los materiales pre-tectónicos de la Unidad Paleógena (Bartoniense-Rupeliense) por tener condiciones de afloramiento favorables. Las estaciones se sitúan en 3 zonas: las zonas de La Puerta, Valdetrigos y Pareja (Fig. 8.1). No se realizó ninguna estación de medida en la zona de Sacedón, la zona más meridional del pliegue, por falta de afloramiento adecuado.

En cada estación de medida se establecieron las coordenadas geográficas y la orientación de la estratificación asociada (10 datos de estratificación, uno para cada estación), se midieron orientación, longitud y espaciado de las fracturas, se realizaron esquemas de las relaciones geométricas entre ellas y se tomaron fotos representativas (ver ejemplos en Fig. 8.2). Allá donde fue posible se establecieron también las relaciones de terminación de fracturas entre las diferentes familias de fracturas. Para su análisis estructural, los datos de fracturas y de estratificación asociados fueron representados en proyecciones estereográficas (1) in situ, (2) corregidos según la inmersión del eje del pliegue y la estratificación característica de cada estación y (3)

rotados según la orientación local del pliegue en cada estación (Ramsay, 1967). Se representaron los polos de las fracturas y de la estratificación y se realizó su análisis de densidad para cada estación utilizando el software Stereonet 8 (Allmendinger et al., 2013). El análisis de densidad de los datos permite la clasificación de fracturas en diferentes familias según sus orientaciones (Tavani et al., 2006) y permite analizar posibles diferencias entre los patrones de fracturación correspondientes a los distintos sectores de la estructura del anticlinal de Puerta-Pareja. Además, cuando fue posible, también se analizaron las relaciones temporales entre las diferentes familias de fracturas mediante la observación de sus terminaciones (e. g. Price & Cosgrove, 1990; Tavani et al., 2006). En el Apéndice 2 puede consultarse información complementaria de cada estación.

8.1.2 Resultados e interpretaciones

En relación a las fracturas estudiadas, no se observaron planos de presión-disolución, ni indicadores de direccionalidad que pudiesen asociar a priori las fracturas estudiadas a planos de fallas.

Al representar todas las fracturas, se observa una reducción de la dispersión de orientaciones al aplicar una rotación de las capas hasta su posición horizontal de acuerdo con la inmersión el eje del pliegue y la estratificación (ver Fig. 8.3). Una vez aplicada esta corrección, a pesar que permanece cierta dispersión, pueden distinguirse dos orientaciones con alta concentración de fracturas: una NNW-SSE (1) y otra E-W (2), ambas con buzamientos cercanos a los 90° (es decir, aproximadamente perpendiculares a la estratificación) (Fig. 8.3).

Si, del total de fracturas, se analizan por separado las fracturas de la zona de La Puerta (SF09, SF10, SF12, SF14, ver Fig. 8.1) y las de la zona de Pareja-Valdetrigos (SF01, SF02, SF03, SF04, SF05, SF06, ver Fig. 8.1), se observa de una manera más clara la reducción en la dispersión de sus orientaciones al realizar las correcciones según la inmersión del pliegue y según la estratificación (Fig. 8.4), y el predominio de fracturas perpendiculares a la estratificación, más marcado en la zona de La Puerta (polos de fracturas concentrados en los bordes de los estereogramas) (Fig. 8.4c,d).

La orientación de las fracturas varía de Norte a Sur. Se pueden distinguir dos zonas: la zona de Pareja-Valdetrigos, donde el eje del anticlinal presenta una orientación aproximada N-S relativamente constante, y la zona de La Puerta, donde la estructura se caracteriza por un mayor número de cabalgamientos en profundidad, y cuya orientación axial es más variable (ver capítulo 6). Las diferencias observadas son las siguientes: en la zona de La Puerta se observan dos familias de fracturas mayoritarias, NNW-SSE (familia 1) y WSW-ENE (familia 2), y dos familias menos abundantes de orientación SW-NE (familia 3) y NW-SE (familia 4) (Fig. 8.4c), mientras que en la zona de Pareja-Valdetrigos existe una mayor dispersión de datos y las orientaciones preferentes son N-S (familia 5) y E-W (familia 6), acompañadas por dos familias menos abundantes: SW-NE (familia 3) y NW-SE (familia 4) (Fig. 8.4d).

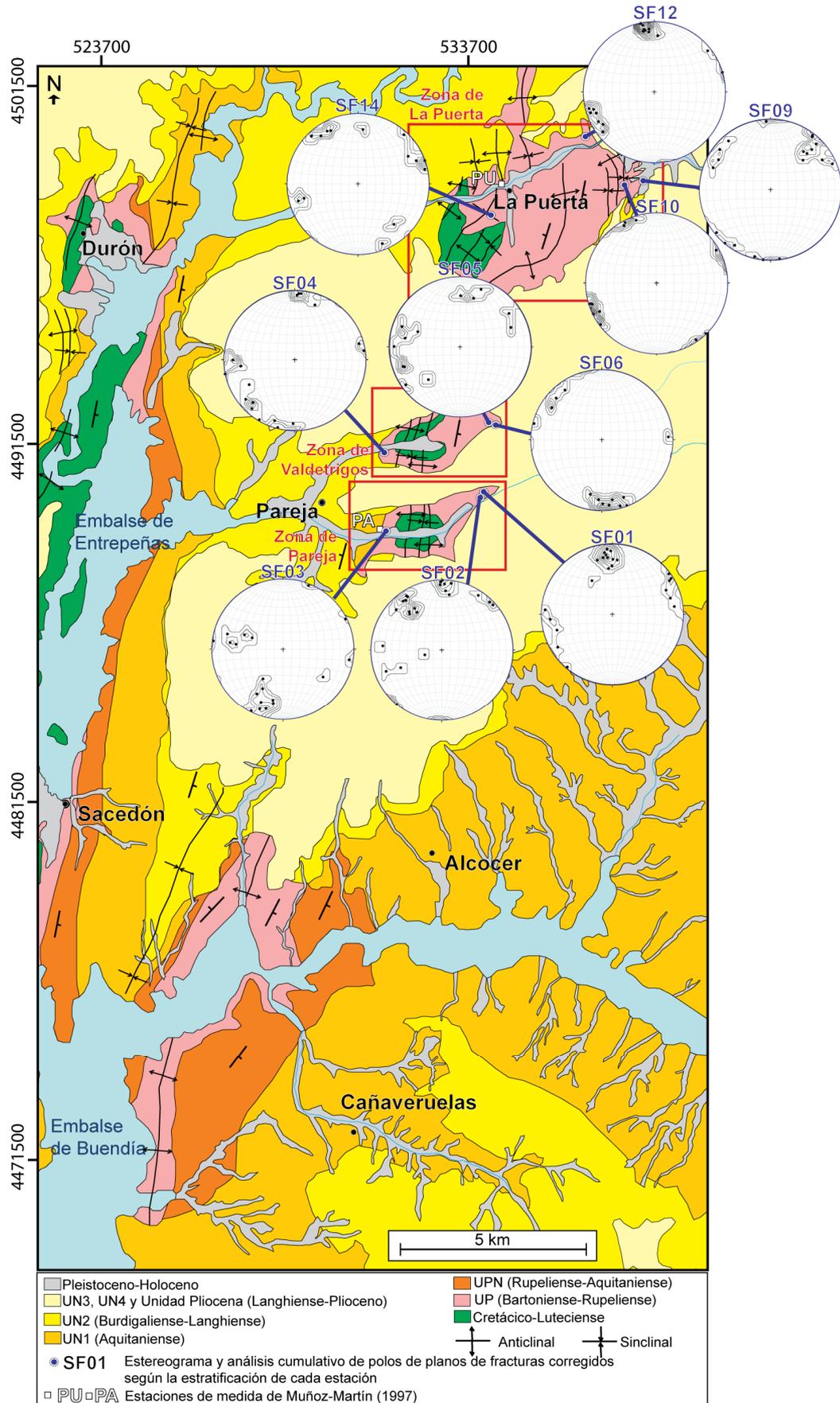


Fig.8.1. Situación de las estaciones de fracturación, estereogramas y análisis de densidades de las orientaciones de las fracturas de cada estación corregidas según estratificación. Estereogramas realizados con el software Stereonet 8 (Allmendinger et al., 2013).

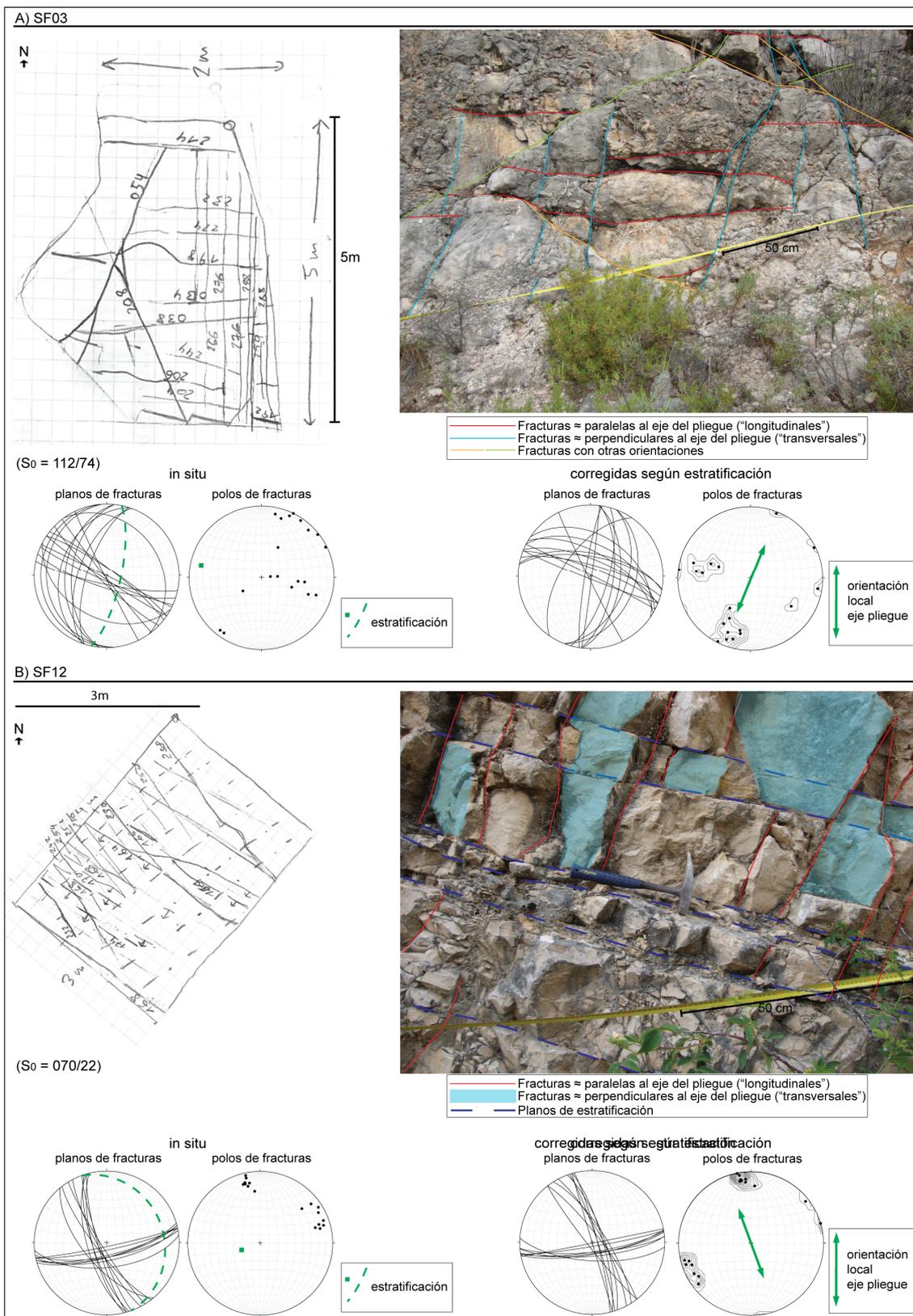


Fig.8.2. Relaciones geométricas y de terminaciones entre las diferentes familias de fracturas en las estaciones SF03 y SF12.

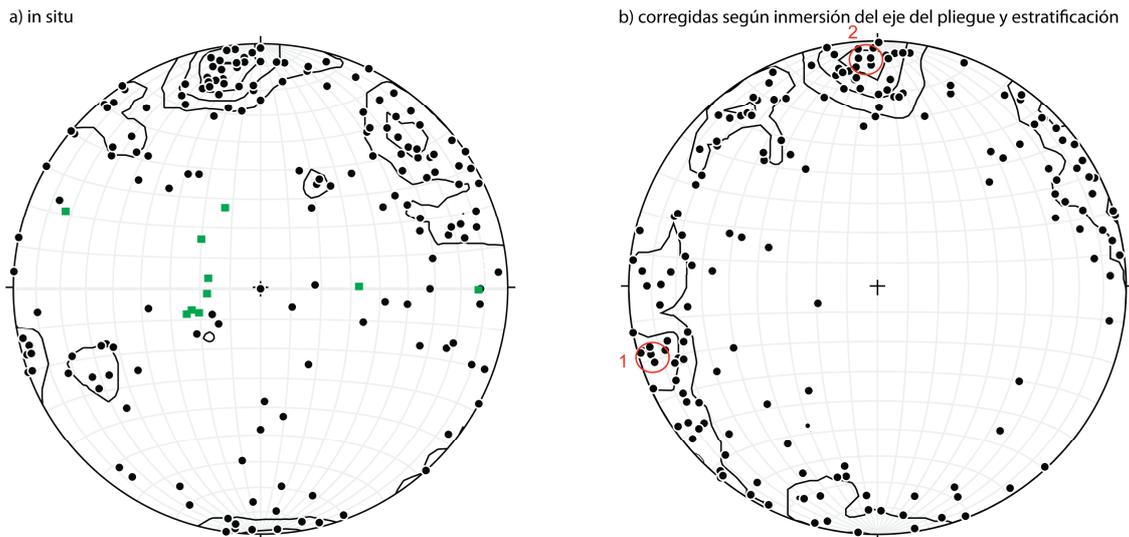


Fig.8.3. a) Estereograma y análisis de densidad de los polos de todos los planos de fracturas medidas en campo in situ (174) y polos de planos de estratificación (10, cuadrados verdes). b) Estereograma y análisis de densidad de los polos de todos los datos de fracturas corregidos según inmersión del eje del pliegue y según estratificación. En los datos corregidos (b) se observan 2 orientaciones de máxima concentración de datos: una de orientación NNW-SSE (1) y otra E-W (2). Estereogramas realizados con el software Stereonet 8 (Allmendinger et al., 2013).

Por otro lado, al rotar las fracturas según la orientación local del eje del pliegue en cada estación (Fig. 8.5), se observa que, con pequeñas variaciones y cierta dispersión, existen las mismas orientaciones de fracturas en las estaciones de la zona de La Puerta (Fig. 8.5a) que en las de la zona de Pareja-Valdetrigos (Fig. 8.5b). En la figura 8.5d se esquematizan las relaciones angulares entre las fracturas una vez rotadas según la orientación local del eje del pliegue.

- La familia 1 presenta una orientación paralela al eje del anticlinal de Puerta-Pareja en sus diferentes zonas. Esta familia se puede denominar longitudinal respecto al eje (L).
- La familia 2 presenta una orientación aproximadamente perpendicular a las L y al eje del anticlinal (aunque con una desviación de 8° respecto a la perpendicular exacta), por lo que se pueden denominar fracturas transversales (T).
- La relación geométrica entre las fracturas L y T es aproximadamente la misma en la zona de La Puerta que en la de Pareja-Valdetrigos (Fig. 8.5a,b).
- Las familias 3 y 4 son oblicuas respecto al eje del anticlinal de Puerta-Pareja, y como las anteriores familias, son mayoritariamente perpendiculares a la estratificación. Se encuentran orientadas a 30° y 35° de las fracturas T (ver O_1 y O_2 en Fig. 8.5d).
- La familia 5 se encuentra orientada a 16° de las fracturas L.

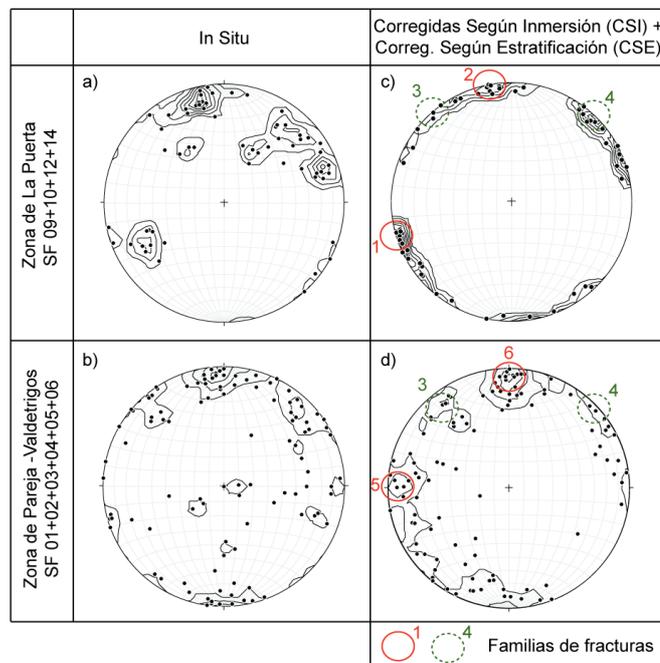


Fig.8.4. Esterogramas y análisis de densidad de polos de los planos de fracturas, in situ (a, b) y corregidas según estratificación (c, d) en las zonas de La Puerta (a, c) y de Pareja-Valdetrigos (b, d). Una vez corregida la orientación de las fracturas de acuerdo con la estratificación, en la zona de La Puerta se observan dos orientaciones preferentes, NW-SE (1) y WSW-ENE (2), y dos familias menos abundantes, SW-NE (3) y NW-SE (4). En la zona de Pareja-Valdetrigos se observa una mayor dispersión de los datos y las orientaciones preferentes son N-S (5) y E-W (6). Además, se observan las familias SW-NE (3) y NW-SE (4), menos abundantes. Extraído de Stereonet (Allmendinger et al., 2013).

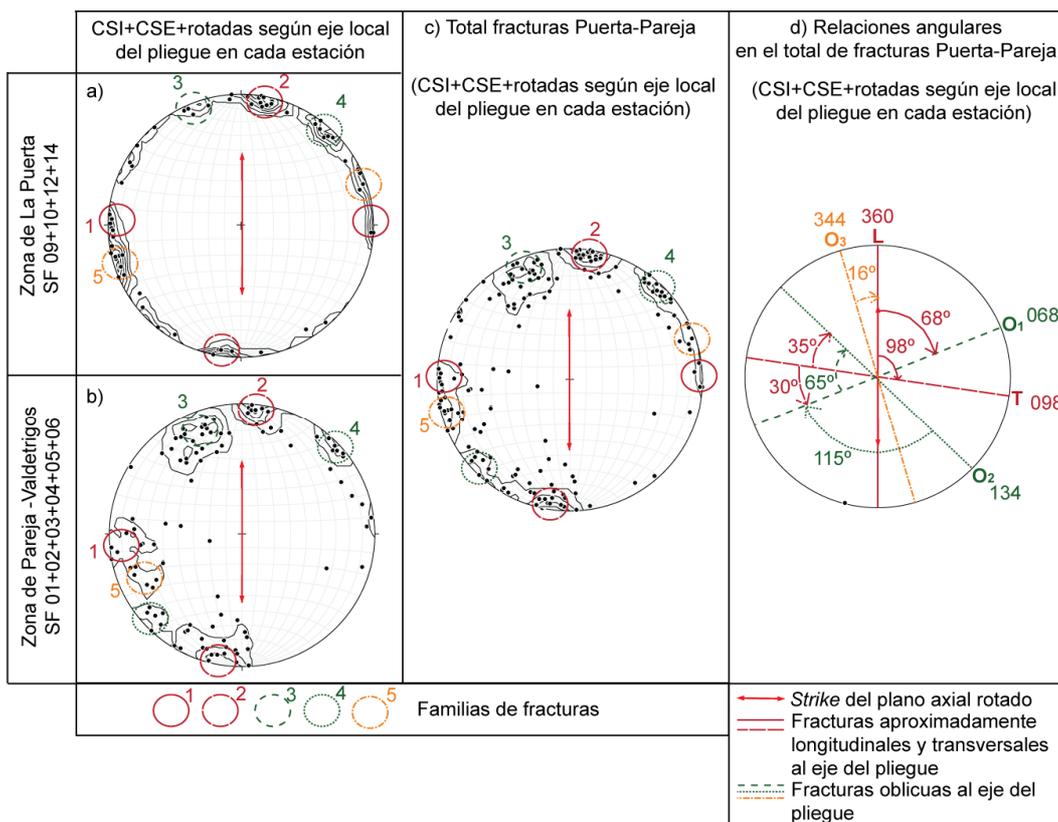


Fig.8.5. Esterogramas y análisis de densidad de polos de los planos de fracturas, corregidos según inmersión del pliegue y corregidos según estratificación, y rotados según el eje local del eje del pliegue en cada estación. a) Zona de La Puerta. b) Zona de Pareja-Valdetrigos. c) Conjunto de fracturas de Puerta-Pareja. d) Relaciones angulares esquematizadas en el conjunto de las fracturas de Puerta-Pareja. Extraído de Stereonet (Allmendinger et al., 2013). Se observan varias familias de fracturas predominantes: longitudinales (L), aproximadamente transversales (T), y tres familias de fracturas oblicuas (O₁, O₂, O₃). Las familias O₁ y O₂ se encuentran a 30 y 35° de las transversales (T), respectivamente.

La Fig. 8.6 muestra las orientaciones de las fracturas (corregidas según inmersión del pliegue y según estratificación) mediante diagramas de rosas. Esta representación permite observar que la proporción de fracturas transversales (T) respecto a las longitudinales (L) es mucho mayor en La Puerta (Fig. 8.6b) que en Pareja-Valdetrigos (Fig. 8.6c). De acuerdo con el modelo de distribución de la fracturación que tiene en cuenta la existencia de extensión a lo largo del eje del pliegue asociado a su curvatura (Fig. 8.7b) (Stearns, 1964), el hecho de encontrar más fracturas T en la zona de La Puerta (parte más septentrional del pliegue) con respecto a la zona de Pareja-Valdetrigos (menor proporción de fracturas T) concuerda con una mayor cercanía a la terminación periclinal del pliegue en la zona de La Puerta, con respecto a la zona de Pareja-Valdetrigos, que se sitúa aproximadamente en la parte central del pliegue (ver Fig. 8.1), lejos tanto de la terminación periclinal septentrional como meridional del pliegue.

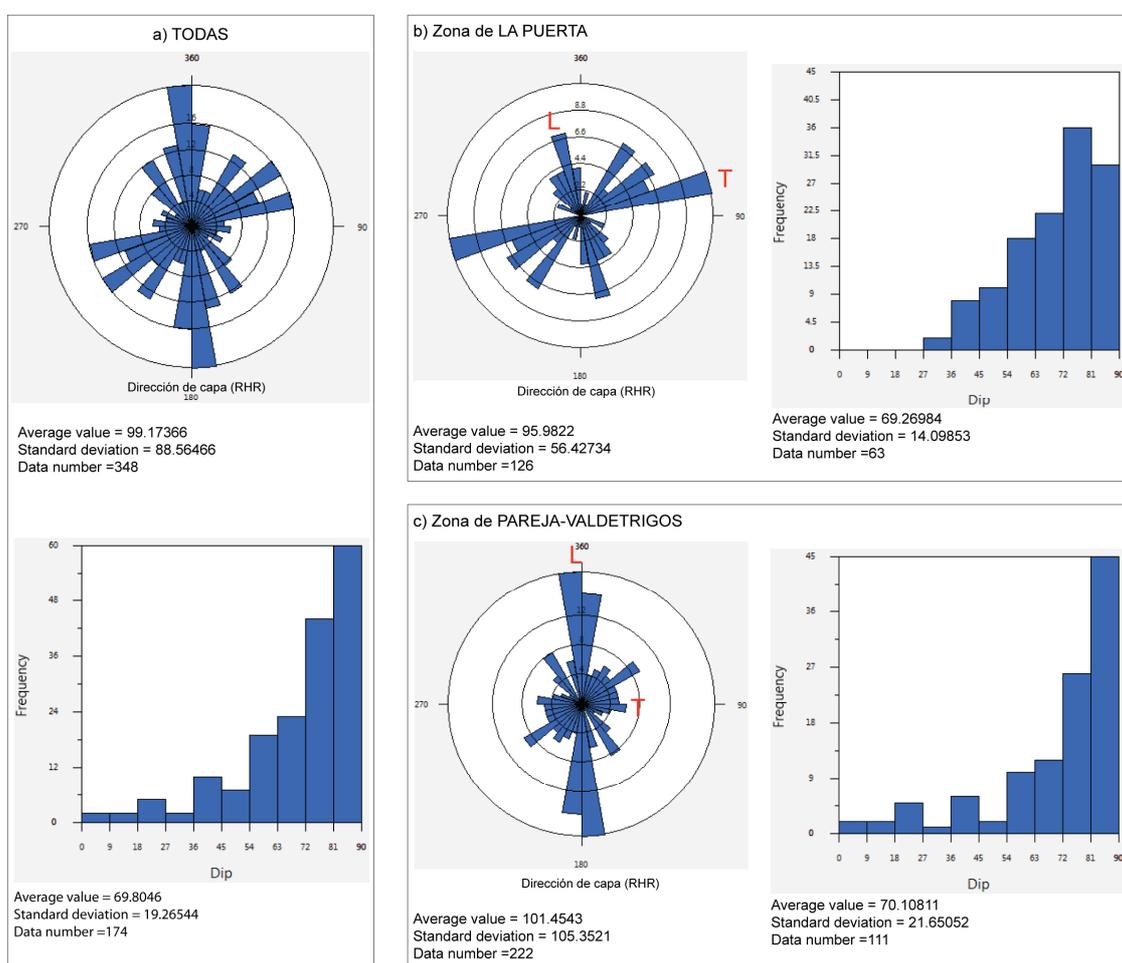


Fig.8.6. Análisis de frecuencia de orientaciones de las fracturas (corregidas según estratificación). Se muestran diagramas de rosas para las direcciones de capa e histogramas para los buzamientos (*dips*). (a) Todos los datos de fracturas. (b) Zona de La Puerta. (c) Zona de Pareja-Valdetrigos. En conjunto existe una mayor presencia de fracturas longitudinales que de transversales (a). Las fracturas transversales son mucho más abundantes en La Puerta (b) que en Pareja-Valdetrigos (c). Extraído de Open Plot Project (Tavani et al., 2011b).

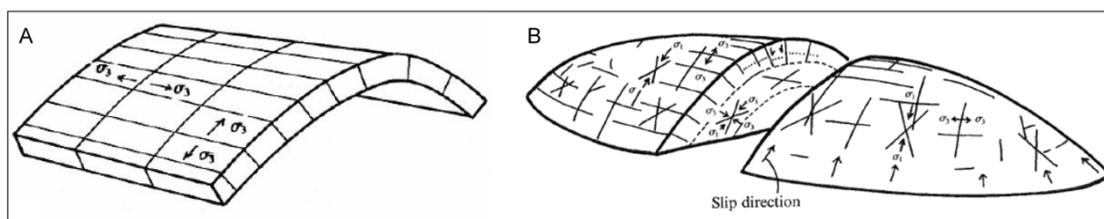


Fig. 8.7. Esquema de orientaciones de las fracturas asociadas a la formación de pliegues. (a) Típica distribución de fracturas extensionales en un pliegue. Se representan también las orientaciones de esfuerzos (de diferentes edades). (b) Posible distribución de las fracturas y su relación con las terminaciones periclinales de un pliegue. Tomados de Price & Cosgrove (1990).

El análisis de las relaciones temporales de las fracturas T y L mediante la observación de sus terminaciones indica la falta de un patrón constante (e.g. Fig. 8.2a). Sólo en la estación SF12, la más septentrional del pliegue de Puerta-Pareja, se observa un predominio de terminación de las fracturas T en las L, lo que representaría una edad más reciente de las fracturas transversales (Fig. 8.2b). Se interpreta, por lo tanto, que en conjunto las fracturas L y T fueron simultáneas. Respecto a las fracturas oblicuas, en las estaciones SF04, SF05, SF06 y SF14 éstas terminan en las fracturas L y T, pero en las estaciones SF01 y SF09 son las fracturas L y T las que tienen su terminación en las oblicuas, mientras que en SF02 existen los dos tipos de terminaciones. Por lo tanto, a falta de un patrón único de terminaciones, se interpreta que las fracturas oblicuas fueron simultáneas a las L y T.

En cuanto a las relaciones temporales entre la generación de las fracturas y la formación del anticlinal de Puerta-Pareja, puesto que las orientaciones de estas fracturas reducen su dispersión al efectuar la corrección según estratificación, agrupándose en las familias L, T, O_1 , O_2 y O_3 y orientándose mayoritariamente verticales o sub-verticales (Fig. 8.4, Fig. 8.5), dichas fracturas debieron formarse o bien previamente a la generación del anticlinal o bien en los primeros estadios de formación del mismo.

En conjunto el patrón de fracturas longitudinales (L), transversales (T) y oblicuas se corresponde con la distribución asociada clásicamente a los estadios iniciales de la formación de un pliegue (e.g. Price & Cosgrove, 1990; Tavani et al., 2011a). Las orientaciones de las fracturas oblicuas O_1 y O_2 , ambas a aproximadamente 30° de las fracturas transversales (T) (Fig. 8.5d) permiten interpretarlas como fallas conjugadas (Price & Cosgrove, 1990; Tavani et al., 2011a, Fig. 8.7b), si bien no se observaron señales claras de desplazamiento en las fracturas oblicuas de las estaciones analizadas. Las fracturas de la familia O_3 podrían interpretarse como fallas conjugadas respecto a las fracturas L, si bien tampoco en este caso se observaron señales de desplazamiento y su ángulo respecto a las fracturas L (16°) (Fig. 8.5d) es menor del que correspondería a la configuración teórica (30°).

De acuerdo con esta interpretación, la generación de las fracturas durante los estadios iniciales del crecimiento del anticlinal de Puerta-Pareja las sitúa temporalmente en el Oligoceno superior, coincidiendo con el inicio de la sedimentación de la primera unidad sin-tectónica, la Unidad Paleógeno-Neógena (Rupeliense-Aquitaniense). Por otro lado, de acuerdo con los datos paleomagnéticos, la rotación horaria que tuvo lugar

en todo el sector Norte de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, donde se encuentra incluido el anticlinal de Puerta-Pareja, se inició al menos tras el depósito de la 1ª Unidad Neógena (Aquitaniense, Mioceno inferior), y probablemente durante el depósito de la 2ª Unidad Neógena (Burdigaliense-Langhiense, Mioceno inferior-medio) y de la 3ª Unidad Neógena (Langhiense-Tortonense, Mioceno medio-superior) (ver capítulo 5). Puede establecerse, por lo tanto, que la rotación de eje vertical ocurrida en el sector Norte de Loranca-Altomira fue posterior a la formación de las fracturas observadas en el anticlinal de Puerta-Pareja.

De acuerdo con muchos de los estudios de fracturación en cinturones de pliegues y cabalgamientos, las fracturas longitudinales y transversales generadas en los estadios iniciales de la formación de un pliegue se disponen perpendiculares y paralelas, respectivamente, a la dirección de acortamiento regional (e.g. Tavani et al., 2011a, Cooper, 1992; Tavani et al., 2015). En los pocos estudios en los que los datos de campo muestran que la dirección de acortamiento regional es oblicua al eje de los anticlinales, se ha observado que la orientación de las estructuras de deformación extensionales sin-plegamiento están fundamentalmente controladas por el campo de esfuerzos regional (Tavani et al., 2015).

En el conjunto de Altomira-Loranca, la dirección de acortamiento regional y de transporte tectónico durante la formación de los pliegues y cabalgamientos fue aproximadamente E-W (Muñoz-Martín & De Vicente, 1998; Capote et al., 2004; De Vicente et al., 2009). Sin embargo, en las estaciones de fracturación se observan orientaciones del conjunto L-T-O que forman ángulos variables respecto a la dirección de acortamiento regional E-W, en función de la orientación local del eje de las estructuras en cada estación (Fig. 8.8b).

Los datos de rotaciones de eje vertical obtenidos mediante paleomagnetismo (capítulo 5) no ofrecen resolución espacial suficiente como para determinar si las variaciones locales de orientaciones axiales entre las diferentes estaciones de fracturación se deben a diferencias en la cantidad de rotación en cada punto. Sin embargo, considerando que las fracturas L y T debieron formarse perpendiculares y paralelas a la dirección de acortamiento regional de Loranca-Altomira, y habiendo determinado la existencia de una rotación horaria media de 17° en el sector Norte de la cuenca, posterior a la formación de las fracturas, la interpretación que se deriva es que:

1. En primer lugar se formaron las fracturas L y T, durante el inicio de la formación del anticlinal de Puerta-Pareja (Rupeliense-Aquitaniense, Oligoceno superior). El anticlinal tenía en este estadio una orientación aproximadamente constante en toda su extensión, con un eje aproximadamente N-S, y las fracturas L y T se formaron con orientaciones paralela y perpendicular al eje del anticlinal y a la dirección de acortamiento regional en Loranca-Altomira (Fig. 8.8a).
2. En segundo lugar se produjo la rotación de eje vertical en sentido horario en el sector Norte de Loranca-Altomira (a partir del Burdigaliense, Mioceno

inferior), y en el anticlinal de Puerta-Pareja esta rotación fue variable a lo largo del eje del pliegue, de manera que se generaron variaciones locales en las orientaciones del eje del pliegue, y las fracturas longitudinales, transversales y oblicuas rotaron pasivamente respecto a dicho eje, hasta adquirir las diferentes orientaciones actuales (Fig. 8.8b).

La limitación de afloramientos disponibles para la medida de fracturas impide un mayor control sobre las variaciones de los patrones de fracturación en diferentes partes del pliegue y/o en diferentes formaciones estratigráficas, que podrían permitir extraer interpretaciones más completas sobre la evolución deformacional del anticlinal de Puerta-Pareja.

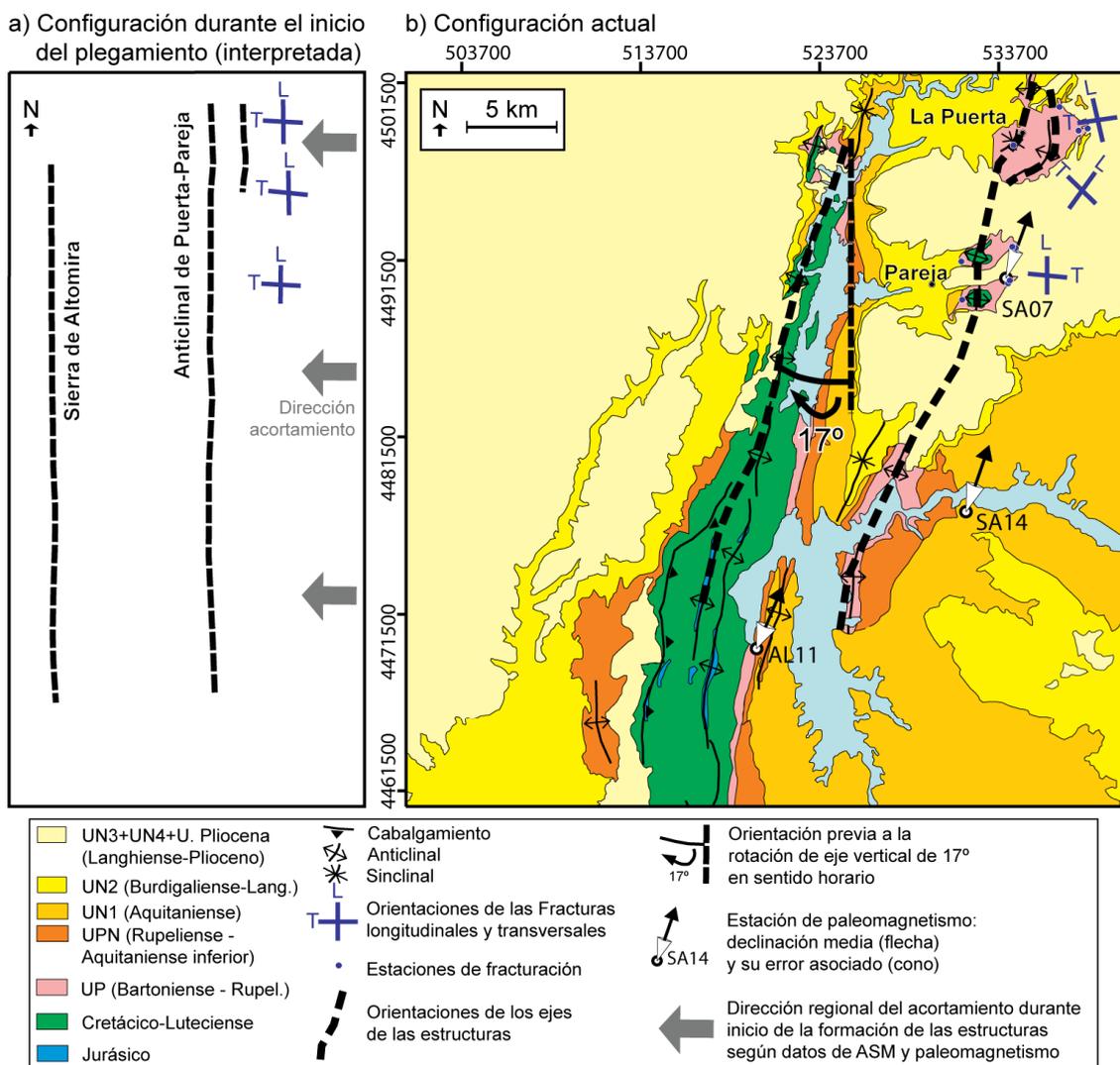


Fig.8.8. a) Configuración interpretada de las estructuras durante los estadios iniciales de formación del anticlinal de Puerta-Pareja (Oligoceno superior), previos a la rotación de eje vertical en sentido horario cuya antigüedad máxima es Mioceno inferior: los ejes de las estructuras son paralelos a la dirección de acortamiento regional, y las fracturas transversales (T) y longitudinales (L) son perpendiculares y paralelas a la dirección de acortamiento regional, respectivamente. b) Distribución actual de las fracturas longitudinales (L) y transversales (T), cuyas orientaciones están controladas por la orientación local del anticlinal de Puerta-Pareja. En la actualidad se mantienen las relaciones geométricas entre fracturas L-T-O y eje local del pliegue en todas las estaciones, pero presentan orientaciones diferentes respecto a la dirección de acortamiento regional del conjunto Loranca-Altomira.

8.1.3 Comparación con el análisis de paleoesfuerzos de Muñoz-Martín (1997)

Muñoz-Martín (1997) realizó un “análisis de paleoesfuerzos” a escala regional en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. Dicho estudio se basó fundamentalmente en la medición de planos de fallas con estrías en múltiples estaciones de medida, y la aplicación posterior del método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992). Dos de las localizaciones de sus estaciones coinciden con las zonas en las que se situaron algunas estaciones del presente estudio de fracturación (PU y PA en Fig. 8.1). En ellas Muñoz-Martín (1997) estableció 7 “sub-estaciones”: PU 1, 2, 3 y PA 1, 2, 3, 4, todas ellas medidas en la Unidad Paleógena (Eoceno-Oligoceno).

Al interpretarlas en conjunto con el resto de estaciones de toda la cuenca de Loranca, Muñoz-Martín (1997) las asignó a diferentes “campos de paleoesfuerzos”, que según su interpretación se sucederían en el tiempo: “Altomira extensivo”, “Altomira compresivo” (coetáneos durante el Eoceno - Mioceno inferior), “Guadarrama” (Mioceno medio – actualidad) y “Reciente” (Mioceno superior – actualidad) (Fig. 8.9).

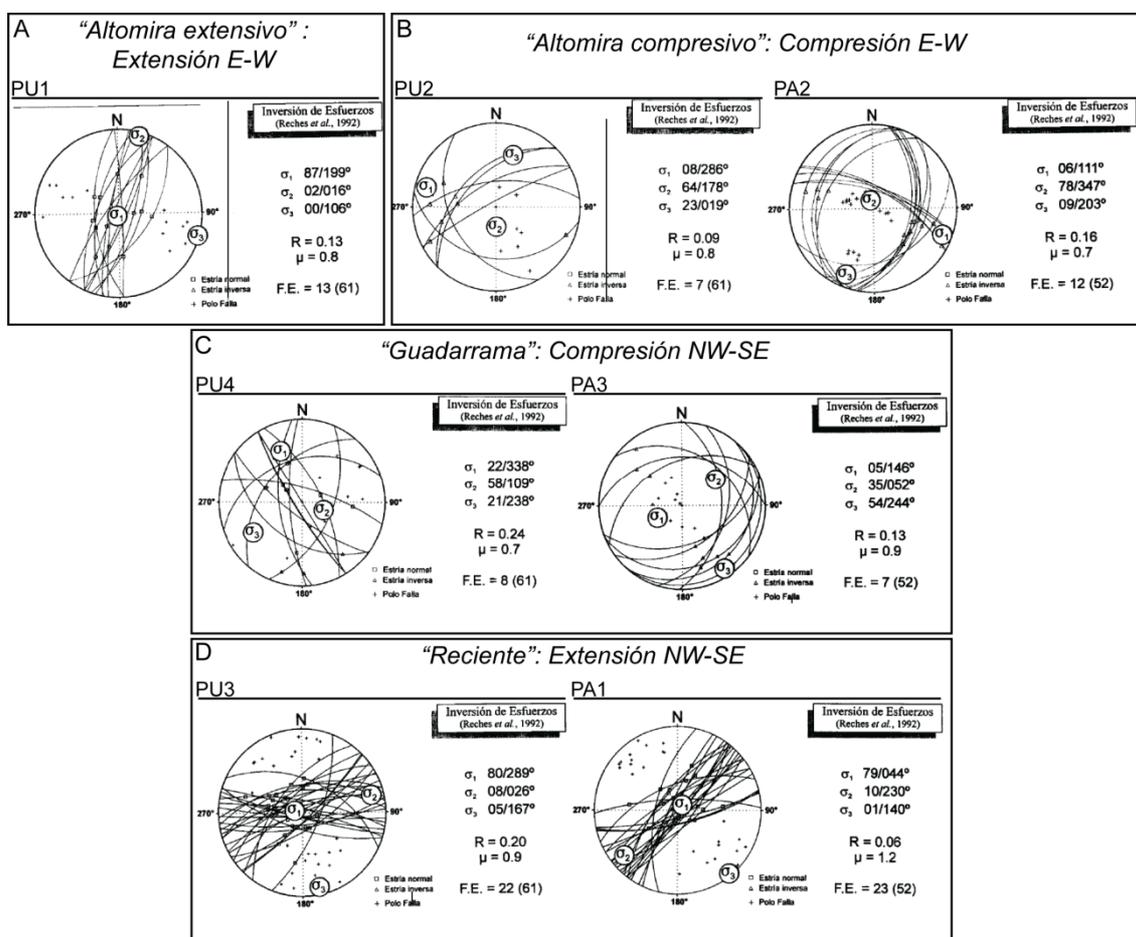


Fig.8.9. Datos de las estaciones del análisis de paleoesfuerzos de Muñoz-Martín (1997) en la zona del anticlinal de Puerta-Pareja (situación en Fig. 8.1), asignadas por él a los campos de paleoesfuerzos “Altomira extensivo” (extensión E-W, A), “Altomira compresivo” (compresión E-W, B), “Guadarrama” (compresión NW-SE, C) y “Reciente” (extensión NW-SE, D).

Al comparar la interpretación del presente estudio de fracturación con el análisis de Muñoz-Martín (1997), las fracturas L y T serían compatibles (Fig. 8.5) con la orientación general compresiva E-W de los “paleoesfuerzos” del campo “Altomira compresivo” ($\sigma_1 = 08/286$ y $\sigma_1 = 06/111$ para las estaciones PU2 y PA2, respectivamente) (Fig. 8.9b).

Sin embargo, en el estudio de fracturación no se han obtenido datos que permitan interpretar la existencia de una compresión y extensión NW-SE posteriores a la compresión E-W (campos de paleoesfuerzos “Guadarrama” y “Reciente” de Muñoz-Martín, Fig. 8.9c,d). Aunque en el estudio de fracturación aparecen familias con orientaciones aproximadas NW-SE y NE-SW (Fig. 8.4c,d), éstas se interpretan como generadas en los estadios iniciales de formación del pliegue (Oligoceno superior). Además, una vez rotadas todas las fracturas de acuerdo con la orientación del eje del pliegue en cada estación, se observa que las fracturas oblicuas respecto a las T y L se concentran principalmente en dos familias con orientaciones a 30° de las transversales

(O_1 y O_2 , Fig. 8.5d), por lo que se interpretan como posibles fallas conjugadas asociadas a una compresión E-W. Por lo tanto, estas fracturas no pueden interpretarse como asociadas a una compresión y extensión NW-SE durante el Mioceno.

En conjunto, los patrones de fracturación observados e interpretados en este estudio son explicables mediante la combinación de una compresión regional de dirección E-W durante el inicio de la formación del anticlinal de Puerta-Pareja y la posterior rotación de eje vertical en sentido horario de las estructuras (pliegues, fallas y fracturas), y no se han encontrado indicios que permitan deducir una compresión y extensión tardías de dirección NW-SE tal como interpretó Muñoz-Martín (1997) para el conjunto de Loranca-Altomira.

8.2 Restitución geomecánica 3D y modelo discreto de fracturas en el anticlinal de Puerta-Pareja

Como se ha indicado en el apartado anterior, el número de estaciones de medida de datos de campo para el estudio de fracturación del pliegue de Puerta-Pareja fue limitado, puesto que sólo se realizaron estaciones de medidas en la Unidad Paleógena y en la mitad septentrional del pliegue. En este apartado se describe y discute un modelo discreto de fracturas realizado para dicho pliegue a partir de una restitución geomecánica 3D con el fin de realizar una comparación directa con los resultados obtenidos de los datos de campo y validar los resultados obtenidos. La restitución geomecánica 3D, al contrario que la restitución geométrica presentada en el capítulo 7,

tiene en cuenta las leyes físicas fundamentales que condicionan el desarrollo de fracturas y fallas. La metodología básica de restitución geomecánica consiste en el cálculo de la distribución de esfuerzos durante un evento tectónico determinado, utilizando para ello, además de la distribución de pliegues y fallas y el contexto estructural, las propiedades de la roca (Maerten & Maerten, 2006), expresadas en parámetros como la densidad, el módulo de Young y el coeficiente de Poisson característicos de una determinada unidad estratigráfica (Maerten & Maerten, 2006; Guzowski et al., 2009). Una vez realizada esta restitución, la distribución de esfuerzos puede ser utilizada para generar un modelo de fracturas.

8.2.1 Metodologías de restitución geomecánica 3D y de modelización de fracturas aplicadas en Puerta-Pareja

La restitución geomecánica 3D se aplicó al anticlinal de Puerta-Pareja mediante el módulo *Geomechanical Modelling* integrado en el programa Move 2013 (Midland Valley Exploration). Se consideró para ello el mismo estadio deformado utilizado para la restitución geométrica, es decir, la reconstrucción 3D descrita en el capítulo 6. Esta restitución se aplicó a la Unidad Paleógena (Bartoniense-Rupeliense), dado que su objetivo último es generar un modelo de fracturas que pueda ser contrastado con los datos de fracturación obtenidos a partir de datos de campo, todos ellos tomados en la Unidad Paleógena. Dicha unidad está compuesta básicamente por niveles de areniscas y calizas lacustres intercalados entre arcillas (ver capítulo 2), por lo que se consideran válidos los parámetros utilizados por Vidal (2010) para el Cretácico-Paleoceno (el resto de parámetros establecidos para la restitución se recogen en el Apéndice 3), siempre teniendo presente que estos valores constituyen una aproximación.

- Módulo de Young: 2.8 e+10 Pa
- Coeficiente de Poisson: 0.14
- Densidad: 2530 kg /m³

El área a restituir se dividió, de la misma manera que en la restitución geométrica, en sector Norte y sector Centro-Sur, por sus marcadas diferencias en estilo estructural. El proceso de restitución implica el siguiente flujo de trabajo (establecido en el módulo de modelización geomecánica de Move):

1. Establecimiento de la estratigrafía en el modelo deformado, asignando a cada unidad sus propiedades físicas.
2. Selección de la unidad a restituir y definición del objetivo de restitución (a la horizontal o a una superficie concreta).
3. Selección de las líneas de *cutoff* de bloque superior y bloque inferior en cada cabalgamiento que será restituido a la situación previa a la formación del mismo.
4. Establecimiento de otros parámetros (tolerancia de cambios en el área, superficies de desplazamiento, etc.)

5. Aplicación de la restitución.

Una vez aplicada la restitución geomecánica, es posible calcular diferentes atributos asociados a la deformación ocurrida entre el estadio restituido y el estadio deformado (dilatación, tensores, ratios de deformación, direcciones principales). De cara al objetivo de generar un modelo de fracturas se visualizó el esfuerzo máximo (e_1) y se guardó como una propiedad de la Unidad Paleógena en el estadio deformado del modelo, definido por un *geocellular volume*, de acuerdo con la terminología de Move (Fig. 8.10b).

A partir del *geocellular volume* correspondiente a la Unidad Paleógena se generó un modelo de fracturas, utilizando el módulo *Fracture Modelling* de Move 2013. Para ello, se generó un conjunto de fracturas cuyas orientaciones e intensidad fueron condicionadas por los valores de e_1 , dirección de buzamiento de e_1 (*e1 azimuth*) y buzamiento de e_1 (*e1 dip*) (ver todos los parámetros en Apéndice 3). Tras la generación de las fracturas, se analizaron sus patrones de orientación e intensidad, para compararlos con los datos de campo.

8.2.2 Resultados de la restitución geomecánica y el modelo de fracturas

La aplicación de la restitución geomecánica 3D y la generación del modelo de fracturas proporcionaron los siguientes resultados, con algunas significativas diferencias entre los sectores Centro-Sur (Fig. 8.10) y Norte (Fig. 8.11) del anticlinal de Puerta-Pareja:

En la zona Centro-Sur, donde la simplicidad del anticlinal de Puerta-Pareja es mayor, se obtuvieron unos valores de azimuth de e_1 mayoritariamente entre 260 y 310 en su flanco oriental y entre 80 y 130 en su flanco occidental (Fig. 8.10c). En el resto del área, donde los desplazamientos de los materiales asociados a la generación de los pliegues y cabalgamientos son mucho menores (ver Fig. 8.10a), los valores de azimuth de e_1 son muy variables. Las fracturas generadas se concentran mayoritariamente en la zona de la cresta del anticlinal (Fig. 8.10d). El análisis del azimuth de las fracturas (Fig. 8.10e) muestra un claro predominio de las orientaciones entre 260 y 310 aproximadamente, mayoritarias en toda la parte oriental. En el flanco occidental se observan unos valores de azimuth mayoritarios entre 080 a 130, lo que equivale a un predominio de las fracturas con orientaciones (direcciones de capa) N-S a NNE-SSW (Fig. 8.10f). En cuanto al buzamiento (Fig. 8.10g,h), predominan los valores de 70-80° en el flanco oriental y entre 10 y 40° en el occidental. Todos estos valores de buzamiento son aproximadamente perpendiculares a la estratificación (*bedding*) de la Unidad Paleógena.

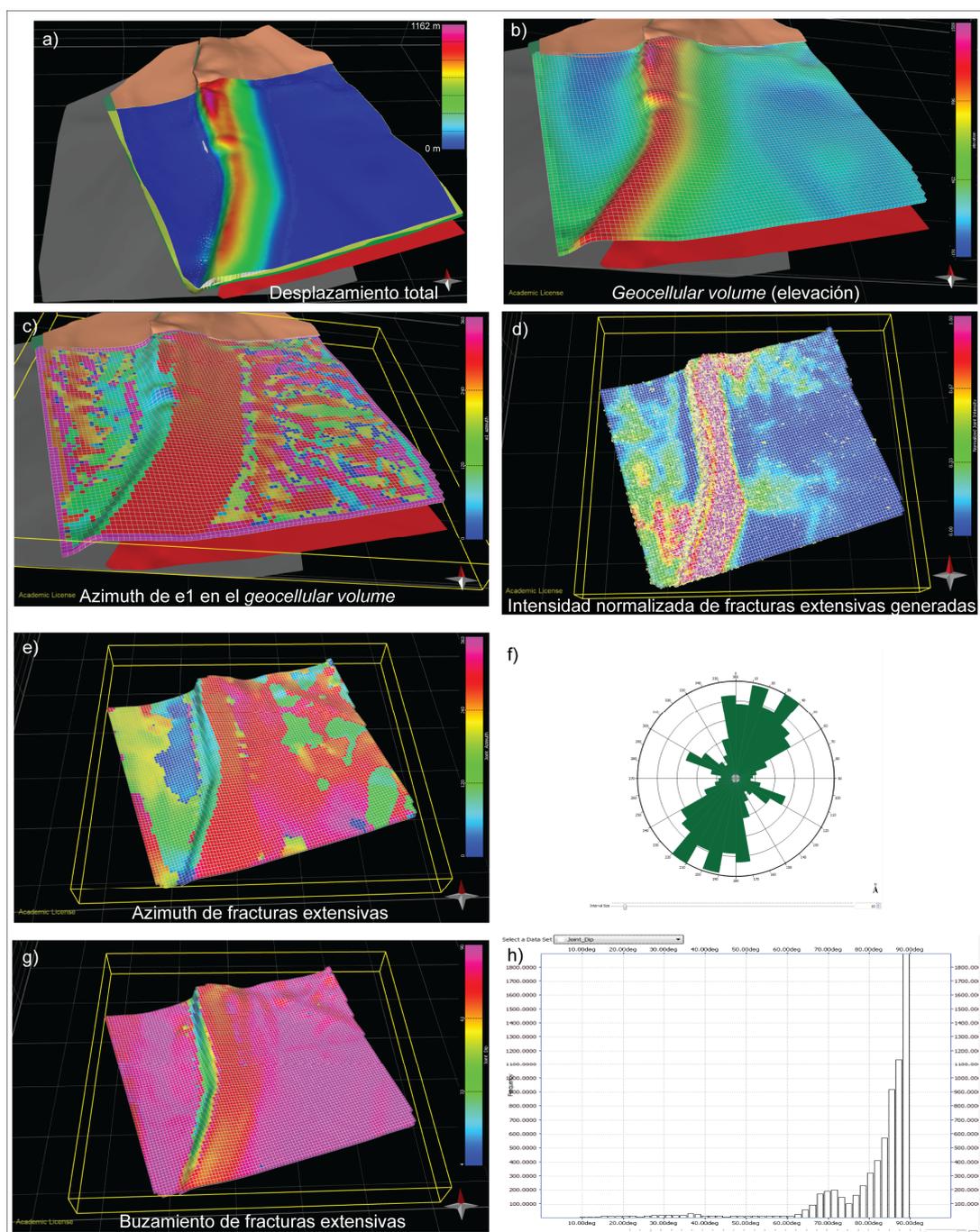


Fig.8.10. Restitución geomecánica y modelo de fracturas para el sector Centro-Sur de la Unidad Paleógena. (a) Desplazamiento total. (b) Volumen generado con las propiedades mecánicas de la Unidad Paleógena. (c) Azimuth del sentido de esfuerzo máximo (e1). (d) Intensidad normalizada de fracturas extensionales, claramente mayor en la zona de charnela. (e) Distribución de azimuths de las fracturas extensionales, mayoritariamente entre 260 y 310 en la parte oriental. (f) Diagrama de rosas de las direcciones de capa de las fracturas. (g) Buzamientos de las fracturas extensionales: predominan los buzamientos subverticales excepto en la zona de charnela. En todos los casos son aproximadamente perpendiculares a la estratificación. (h) Histograma de buzamientos de las fracturas.

- En la zona Norte del modelo (Fig. 8.11) la zona de charnela más amplia que en la zona Sur, con cierta forma de caja (Fig. 8.11a), favorece que la mayor intensidad de fracturas generadas se concentre en los dos flancos “mayores” y exista una zona elevada con relativamente menor fracturación (Fig. 8.11b). Los azimuths predominantes de las fracturas tienen orientaciones entre 230 y 270 (flanco oriental) y alrededor de 100 (flanco occidental)

(Fig. 8.11c) lo que equivale a un predominio de las fracturas con orientaciones (direcciones de capa) N-S (Fig. 8.11d). En cuanto a los valores de buzamiento, predominan los subverticales (aunque menos marcadamente que en el sector Centro-Sur), y son también en toda la zona aproximadamente perpendiculares a la estratificación (Fig. 8.11e,f).

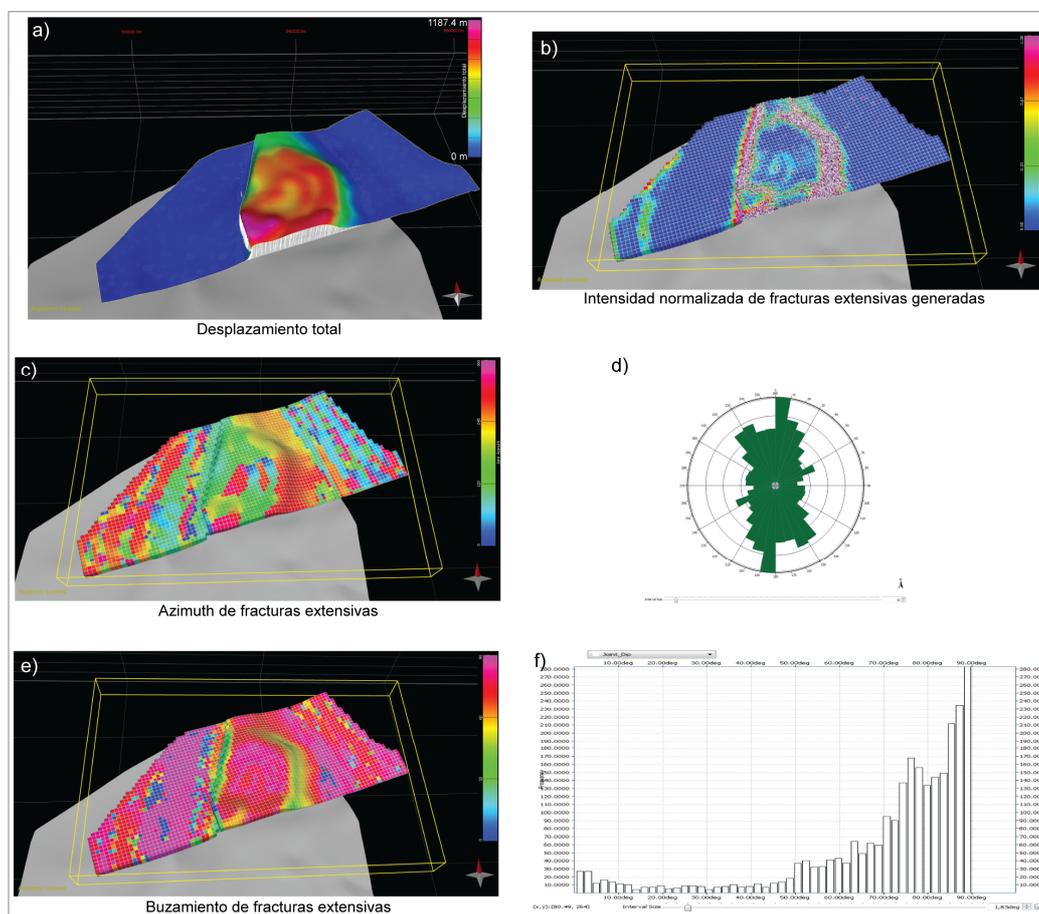


Fig.8.11. Restitución geomecánica y modelo de fracturas para el sector Norte de la Unidad Paleógena. (a) Desplazamiento total. (b) Intensidad normalizada de fracturas generadas, mayor en los flancos y relativamente menor en la zona elevada. (c) Distribución de azimuths de las fracturas: predominan orientaciones entre 230 y 270 en el flanco oriental y alrededor de 100 en el flanco occidental. (d) Diagrama de rosas de las direcciones de capa de las fracturas. (e) Buzamientos de las fracturas: predominan los subverticales excepto en las zonas donde los flancos tienen mayores buzamientos; en todos los casos aproximadamente perpendiculares a la estratificación. (f) Histograma de valores de buzamiento.

8.2.3 El modelo de fracturas frente a los datos de campo

Las fracturas generadas en el modelo para la Unidad Paleógena son aproximadamente perpendiculares a la estratificación tanto en el sector Norte como en el sector Centro-Sur, de manera que coinciden con la tendencia general en los datos de campo. En cuanto a sus azimuths, en el modelo destacan, pese a la dispersión, unos valores predominantes aproximadamente perpendiculares al eje del anticlinal de Puerta-Pareja, de 260 a 310 y de 080 a 130 en el sector Sur, y de 230 a 270 y alrededor de 100 en el sector Norte. Estos valores representan unas direcciones de fracturas predominantes aproximadamente paralelas al eje del anticlinal, teniendo en cuenta las

variaciones de la orientación del eje a lo largo del pliegue (Fig. 8.10f, 8.11d). Estas orientaciones predominantes coinciden en gran parte con las fracturas longitudinales (L) obtenidas en los datos de campo (ver Fig. 8.5). Sin embargo, el modelo de fracturas genera una proporción muy pequeña de fracturas transversales al eje del pliegue (fracturas T) respecto a la observada en los datos de campo, especialmente en la zona de La Puerta. Esto podría deberse a que la restitución geomecánica no tiene en cuenta la posible generación de fracturas transversales por extensión en la dirección del eje del pliegue (Fig. 8.7b), relacionada con la cercanía a la terminación Norte del anticlinal de Puerta-Pareja (ver apartado 8.1.2). Tampoco resalta en el modelo de fracturas la existencia de dos familias de fracturas oblicuas orientadas a unos 30° de las transversales o a unos 60° de las longitudinales, que corresponderían a las fracturas oblicuas O₁ y O₂ observadas en campo (ver Fig. 8.5).

En conjunto, el modelo de fracturas realizado para Puerta-Pareja a partir de restitución geomecánica 3D puede considerarse válido para identificar algunos de los patrones más importantes de fracturación, pero sus resultados muestran que, en caso de ser posible, el análisis de los datos de fracturas medidas en campo, aún en un limitado número de afloramientos, permite caracterizar de manera más completa la fracturación del anticlinal.

Capítulo 9

Integración de los estudios realizados y discusión

Capítulo 9

INTEGRACIÓN DE LOS ESTUDIOS REALIZADOS Y DISCUSIÓN

La aplicación combinada de diferentes técnicas de estudio estructural en los cinturones de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, a escala regional, y en la zona del anticlinal de Puerta-Pareja, a escala local, ha permitido extraer varias interpretaciones sobre la geometría y la evolución cinemática de las estructuras que los constituyen, además de realizar ciertas observaciones sobre las características geomecánicas de las rocas implicadas. En este capítulo se sintetizan dichas interpretaciones a la vez que se plantean sus limitaciones y perspectivas de avance.

9.1 Modelo sintético de evolución estructural de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira y Loranca

Para el conjunto de Altomira-Loranca, mediante la integración de los datos provenientes del estudio de ASM y paleomagnético, cálculos teóricos de rotación a partir de estaciones de fracturación, análisis de las relaciones basamento-cobertera, reconstrucción y restitución 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y estudio de fracturación realizados en este trabajo, sumados al conocimiento tecto-sedimentario previo (ver referencias en capítulo 2), se propone la siguiente evolución cinemática, esquematizada en la Fig. 9.1.

Durante el Pérmico Superior-Triásico Inferior se generaron en el basamento de la zona estudiada varias fallas extensivas, entre las que destacan, en el Norte, la falla de Sacedón, de orientación N-S, y en el Sur varias fallas extensivas de orientación NNW-SSE (Biete et al., 2012). Sobre dicho basamento se depositaron los materiales pertenecientes al nivel de despegue regional (materiales del Triásico Medio y Superior) y la cobertera meso-cenozoica. Durante la orogenia alpina, la cobertera se despegó del basamento a favor de los materiales evaporíticos del Triásico Medio y Superior, generando una deformación de tipo piel fina (thin-skinned deformation).

Durante el Cretácico-Paleoceno, las fallas extensivas de basamento situadas en el Sur fueron invertidas y condicionaron la posición de la nucleación posterior de estructuras alpinas (Biete et al., 2012).

A partir del Oligoceno inferior, la deformación se propagó de la Rama Castellano-Valenciana (zona interna de la Cadena Ibérica) hacia zonas más externas (Gómez et al., 1996; Muñoz-Martín, 1997), con diferencias entre la evolución en el Norte y el Sur. En el Norte, la deformación se concentró en la Sierra de Altomira, condicionada, además de por la terminación del nivel de despegue regional hacia el Oeste, por la presencia de la falla de Sacedón, dando lugar a la secuencia hacia el traspais característica de este sector (Gómez et al., 1996). En el Sur, la deformación se

inició en el interior de la cuenca de Loranca siguiendo una secuencia de bloque inferior (Muñoz-Martín, 1997), y condicionada por la existencia de varias fallas de basamento de menor entidad (ver capítulo 5, Fig. 5.6, Biete et al., 2012). La secuencia continuó en este sector con la formación de nuevos cabalgamientos y pliegues asociados en secuencia hacia el antepaís, simultáneos a una rotación de eje vertical en sentido anti-horario de la cobertera despegada del basamento a favor del nivel de despegue regional (Fig. 9.1a,b). Esta rotación de eje vertical generó un pequeño desacople entre las orientaciones de los cabalgamientos de cobertera y las fallas de basamento (ver capítulo 5, Fig. 5.6).

Durante el Oligoceno superior, el sector Norte de la cuenca de Loranca comenzó a deformarse en secuencia de bloque superior hacia el traspais, desarrollándose el anticlinal de Puerta-Pareja con orientación general N-S, aproximadamente paralela a la orientación de las estructuras de Altomira en esta zona (Fig. 9.1c).

Finalmente, durante el Mioceno, el sector Norte de Altomira-Loranca experimentó una rotación de eje vertical en sentido horario de 17°, asociada a un menor acortamiento con respecto al sector Central de Altomira-Loranca (Fig. 9.1d). Durante este periodo, la deformación podría haber avanzado parcialmente hacia el antepaís en la parte meridional del Sector Norte, hasta adquirir los cabalgamientos de Altomira su orientación actual.

Como se deduce del modelo sintético estructural propuesto, la evolución de la deformación en la Sierra de Altomira y cuenca de Loranca está condicionada en toda su extensión por el adelgazamiento y desaparición de las facies plásticas del Keuper (principal nivel de despegue), al Oeste de la zona de estudio. Esta relación ya ha sido argumentada por autores previos (e.g. Van Wees y Stephenson, 1995; Muñoz-Martín, 1997). Además, la estructura del basamento también controló la deformación alpina, fundamentalmente en lo que respecta a la localización de las diferentes estructuras. Así, la evolución de la deformación alpina en los diferentes sectores de la cuenca fue:

- En el sector Sur, los altos en el basamento descritos por Biete et al. (2012) (ver capítulo 5) condicionaron la posición de los pliegues y cabalgamientos en la cobertera, que se sucedieron en secuencia de bloque inferior a medida que la deformación avanzó desde las partes internas de la Cadena Ibérica hacia el antepaís durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno. Esta secuencia de bloque inferior se produjo también en el sector Central.
- En el sector Norte, la falla de basamento de Sacedón definió una evolución cinemática diferente. Se trata de una falla normal, de unos 250 metros de salto y 80° de buzamiento (Muñoz-Martín, 1997) que condicionó el depósito de las facies Keuper (e.g. Gómez et al., 1996; Muñoz-Martín, 1997). En este trabajo se interpreta que, además del efecto de la terminación del nivel de despegue, la falla de Sacedón actuó como contrafuerte (*buttress*) (e.g. Sepehr & Cosgrove, 2004; Sussman et al., 2012) durante la mayor parte de la formación de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca, impidiendo el avance de la deformación hacia el antepaís. Esto explica que en este sector se produjese una secuencia de la deformación de bloque superior, expresada en que el anticlinal de Puerta-Pareja se formó con posterioridad a las estructuras de Altomira.

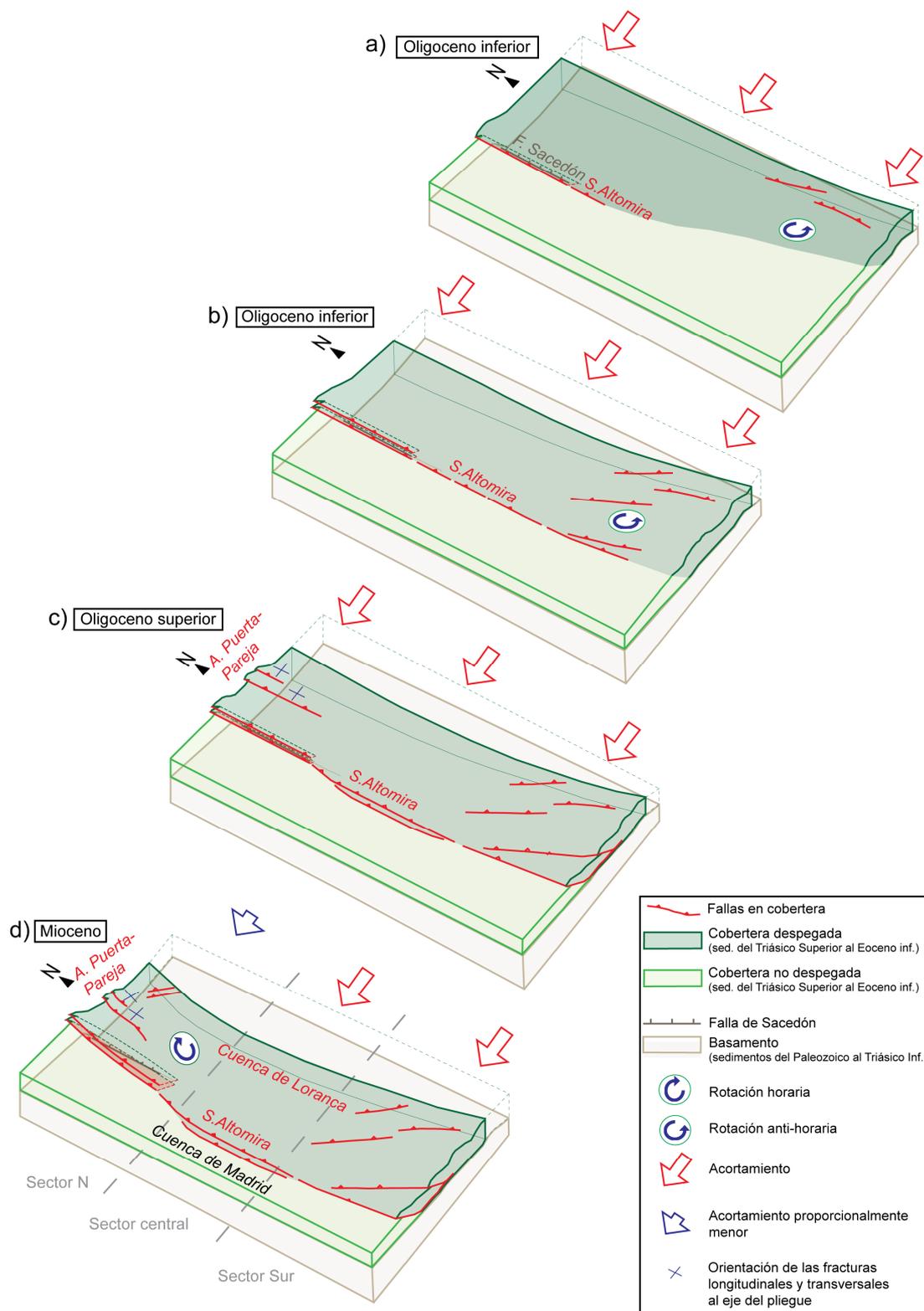


Fig. 9.1. Modelo de evolución cinemática de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca. (a) Oligoceno inferior: inicio de la formación de cabalgamientos en la S. de Altomira (al Norte) y en el Sur de la cuenca de Loranca, cuya posición y orientación iniciales están condicionadas por las estructuras previas. (b) Oligoceno inferior: continuación hacia el Sur de la formación de estructuras que conforman la S. de Altomira, y formación de cabalgamientos en el Sur de la cuenca de Loranca en secuencia de bloque inferior, contemporáneamente a una rotación de eje vertical anti-horaria. (c) Oligoceno superior: formación del anticlinal de Puerta-Pareja en el Norte de la cuenca de Loranca, y los cab. asociados de Pareja, La Puerta y Viana. (d) Mioceno: rotación en sentido horario del sector Norte de Altomira-Loranca, que afecta al área de Puerta-Pareja, y formación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche. En el sector Norte, la falla de Sacedón actuaría como contrafuerte (*buttress*), impidiendo el avance de la deformación hacia el antepaís durante el Oligoceno y favoreciendo una secuencia de cabalgamientos de bloque superior, mientras que en el sector Sur, la secuencia fue de bloque inferior.

- Durante el Mioceno, el mayor avance de la deformación hacia el antepaís en los sectores Central y Sur de Loranca-Altomira respecto al sector Norte iría asociado a una rotación en sentido horario del sector Norte (Fig. 9.1d). De los datos paleomagnéticos se interpreta que a escala regional esta rotación de 17° implicó al conjunto del sector Norte de Loranca-Altomira. En el apartado 9.3 se discute la relación entre esta rotación y las orientaciones y acortamientos variables observados en la zona del anticlinal de Puerta-Pareja

Los resultados obtenidos en este trabajo, en concreto la orientación aproximada E-W del acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) deducida a partir de la ASM y las orientaciones E-W de los esfuerzos deducidas de los patrones de fracturación pertenecientes a los estadios iniciales de formación del anticlinal de Puerta-Pareja apoyan el modelo de deformación propuesto por Muñoz-Martín et al. (1998) y De Vicente et al. (2009) en el cual la dirección de transporte tectónico y la dirección de acortamiento regional de los pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca fue aproximadamente Este-Oeste, habiéndose formado en un contexto compresivo N-S asociado a las compresiones pirenaica y bética (Van Wees et al., 1995; Muñoz-Martín, 1997). El análisis de las rotaciones de eje vertical deducidas en este trabajo para los sectores Norte y Sur de Altomira-Loranca, respecto a una cuenca de Madrid y un basamento fijos, complementan este modelo evolutivo propuesto por Muñoz-Martín et al. (1998) y De Vicente et al. (2009).

9.2 Implicaciones de los análisis de paleomagnetismo y de ASM para el estudio de la evolución del anticlinal de Puerta-Pareja

Los resultados del análisis de paleomagnetismo en el sector Norte de Altomira-Loranca han permitido enmarcar correctamente el estudio estructural del anticlinal de Puerta-Pareja. La introducción de la rotación de eje vertical horaria de 17° en la restitución de superficies, como elemento sincrónico a la formación de estructuras, ha permitido una comprensión verdaderamente tridimensional de la formación y evolución del anticlinal, superando las limitaciones de las simplificaciones bidimensionales.

El desacople angular interpretado entre la cobertera y el basamento en la zona de Puerta-Pareja, asociado a la rotación de 17° en sentido horario, conlleva que el anticlinal de Puerta-Pareja se formó inicialmente en otra posición y orientación no coincidentes con su situación actual (ver Fig. 7.9), un mínimo de 10 km al Este de la zona interpretada como *velocity pull-up* en los perfiles sísmicos (Figs. 6.8, 6.9, 6.10). Esto supone un nuevo argumento para descartar que la existencia de un anticlinal en el techo del basamento bajo la posición actual del anticlinal de cobertera de Puerta-Pareja facilitase su nucleación, como sugieren Hernaiz et al. (1998a). Esta interpretación es una prueba de la importancia de realizar un correcto estudio regional para caracterizar las estructuras a escala local, lo que puede tener consecuencias, por ejemplo, para la elección de un posible almacenamiento subterráneo.

Los resultados de ASM, combinados con la rotación de eje vertical deducida mediante paleomagnetismo, muestran que las direcciones de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) fueron similares en los sectores Norte y Central de la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. En el sector Norte, donde a causa de la rotación de eje vertical la dirección de transporte tectónico regional (E-W, Muñoz-

Martín & De Vicente, 1998; Capote et al., 2004; De Vicente et al., 2009) y la dirección de *layer-parallel shortening* (WNW-ESE) no coinciden, los datos de ASM han permitido establecer la orientación en la cual las estimaciones de acortamiento (*bulk shortening*) son más precisas: la dirección de *layer-parallel shortening*, perpendicular a la dirección de las estructuras. Al no haber podido establecer estaciones de medida de ASM en los afloramientos pre-tectónicos de la zona de La Puerta y no haber obtenido lineaciones magnéticas bien definidas en la zona de Pareja-Valdetrigos (ver Fig. 4.7a), no ha sido posible comparar las orientaciones locales de ASM con las orientaciones preferentes de fracturas. Sin embargo, el establecimiento de varias estaciones de medida de fracturas en las zonas de la Puerta y de Pareja-Valdetrigos ha complementado a escala local la información sobre la historia deformacional que la ASM aportó a escala regional. Mientras el análisis de ASM muestra una dirección general de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) WNW-ESE para el sector Norte de Altomira-Loranca, donde se incluye la zona de Puerta-Pareja (k_{\max} NNE-SSW, ver Fig. 4.7), el estudio de fracturación en el anticlinal de Puerta-Pareja muestra que, según la situación actual del anticlinal, en detalle la dirección de deformación varía localmente de acuerdo con las variaciones en la orientación del eje del anticlinal.

9.3 La formación y evolución del anticlinal de Puerta-Pareja

La reconstrucción geológica 3D generada para el área del anticlinal de Puerta-Pareja a partir de datos de perfiles sísmicos, sondeos y datos de superficie ha permitido adquirir un conocimiento más detallado sobre las relaciones espaciales entre las unidades estratigráficas y las estructuras que lo conforman. Dicha reconstrucción ha servido, además, como base sobre la que realizar otros estudios, como son la restitución de superficies 3D y la generación de un modelo de fracturas a partir de la restitución geomecánica 3D de la estructura reconstruida.

La aplicación en Puerta-Pareja de la restitución de superficies ha permitido proponer un modelo tridimensional de evolución estructural geométrica y geológicamente viable y coherente con el contexto estructural y las interpretaciones de los datos paleomagnéticos, y ha permitido determinar que la formación del cabalgamiento de Pareja fue anterior a la formación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche. Esto define una secuencia de bloque superior en el área de Puerta-Pareja, lo que coincide con la secuencia regional de bloque superior para el conjunto de pliegues y cabalgamientos del sector Norte de Altomira-Loranca.

Entre la información aportada por la restitución de superficies 3D se encuentra, además, la cuantificación de acortamientos (*bulk shortening*) en las diversas zonas de Puerta-Pareja. Con los datos obtenidos al respecto, destaca un aumento del acortamiento en el anticlinal de Sur a Norte, que coincide con un aumento del número de cabalgamientos. De acuerdo con el modelo geométrico de Pueyo et al. (2004) (ver capítulo 5), esto implicaría una rotación de eje vertical anti-horaria si sólo se tuviesen en cuenta los datos del anticlinal. Sin embargo, a partir de los datos paleomagnéticos se ha interpretado una rotación en sentido horario, de 17° , en todo el sector Norte de Altomira-Loranca (donde se encuentra Puerta-Pareja). En este escenario, parece evidente que el aumento de acortamiento de Sur a Norte que experimenta el anticlinal

de Puerta-Pareja se podría haber generado para acomodar en parte la rotación regional horaria del sector Norte de Altomira-Loranca, compensando en una pequeña parte la reducción del acortamiento en sentido Sur a Norte asociada a los cabalgamientos de la Sierra de Altomira (ver Fig. 9.1d y Fig. 2.6). Un ejemplo similar bien documentado de este tipo de evolución es lo que ocurre en el anticlinal de Boltaña, en la cuenca Surpirenaica, que experimenta una rotación horaria de 50-70° (Mochales et al., 2011; Muñoz et al., 2013), mientras que el desplazamiento del cabalgamiento al que va asociado también aumenta de Sur a Norte (Soto y Casas, 2001).

A partir del estudio de fracturación realizado, se ha determinado que las familias de fracturas longitudinales (L), transversales (T) y oblicuas (O_1 , O_2 , O_3) al eje del anticlinal de Puerta-Pareja se generaron durante los estadios iniciales de la formación del pliegue (Rupeliense-Aquitaniense, Oligoceno superior), con anterioridad a la rotación de eje vertical (a partir del Burdigaliense, Mioceno inferior). Se ha observado también que las relaciones geométricas entre las fracturas y el eje del anticlinal se mantienen constantes a pesar de las variaciones locales en la orientación del eje del pliegue. Por otra parte, es sabido que las fracturas L y T generadas en los estadios iniciales de la formación de un pliegue típicamente se disponen perpendiculares y paralelas, respectivamente, a la dirección de acortamiento regional (e.g. Tavani et al., 2011a, Cooper, 1992; Tavani et al., 2015).

Así, a partir de las relaciones cronológicas y geométricas entre datos paleomagnéticos y datos de fracturas, se ha interpretado que el anticlinal de Puerta-Pareja se generó inicialmente con una orientación N-S, perpendicular a la dirección de acortamiento regional E-W (Muñoz-Martín & De Vicente, 1998; Capote et al., 2004; De Vicente et al., 2009), y que tras los estadios iniciales de formación, a causa de pequeñas diferencias locales en la cantidad de rotación en sentido horario experimentada en el sector Norte de Loranca-Altomira, se generaron las variaciones locales en la orientación axial del anticlinal de Puerta-Pareja que se observan actualmente (sectores Norte, Central y Sur). La metodología utilizada en la restitución de superficies 3D realizada no permite incluir estas rotaciones diferenciales entre diferentes sectores de Puerta-Pareja sin sacrificar la continuidad entre sectores de las superficies. Sin embargo, es posible representar la evolución estructural descrita, de manera simplificada, mediante un modelo conceptual como el mostrado en la Fig. 9.2.

Este modelo pone de manifiesto que la restitución de superficies 3D mediante un plano de transporte (Fig. 9.2a',b',c'), tal como se ha aplicado en esta Tesis, se ajusta mejor de manera general a la evolución real del anticlinal (Fig. 9.2a,b,c) que la restitución mediante varios planos de transporte (Fig. 9.2a'',b'',c''). Sin embargo, debido a que la rotación de eje vertical, y por tanto también las rotaciones diferenciales en el anticlinal de Puerta-Pareja, fueron posteriores al estadio inicial de deformación, en este primer estadio la restitución según varios planos de transporte se ajustaría más a la relación angular interpretada entre plano axial y dirección de acortamiento regional (Fig. 9.2a''). De todas formas, este modelo conceptual destaca las diferencias entre la evolución estructural interpretada (Fig. 9.2a,b,c) y la restitución de superficies 3D realizada (Fig. 9.2a',b',c'), causadas por no poder incluir en la restitución rotaciones diferenciales en los diferentes sectores del pliegue. En conjunto, en este trabajo se muestra la dificultad que implica caracterizar correctamente evoluciones con importante componente rotacional mediante restituciones cinemáticas de superficies.

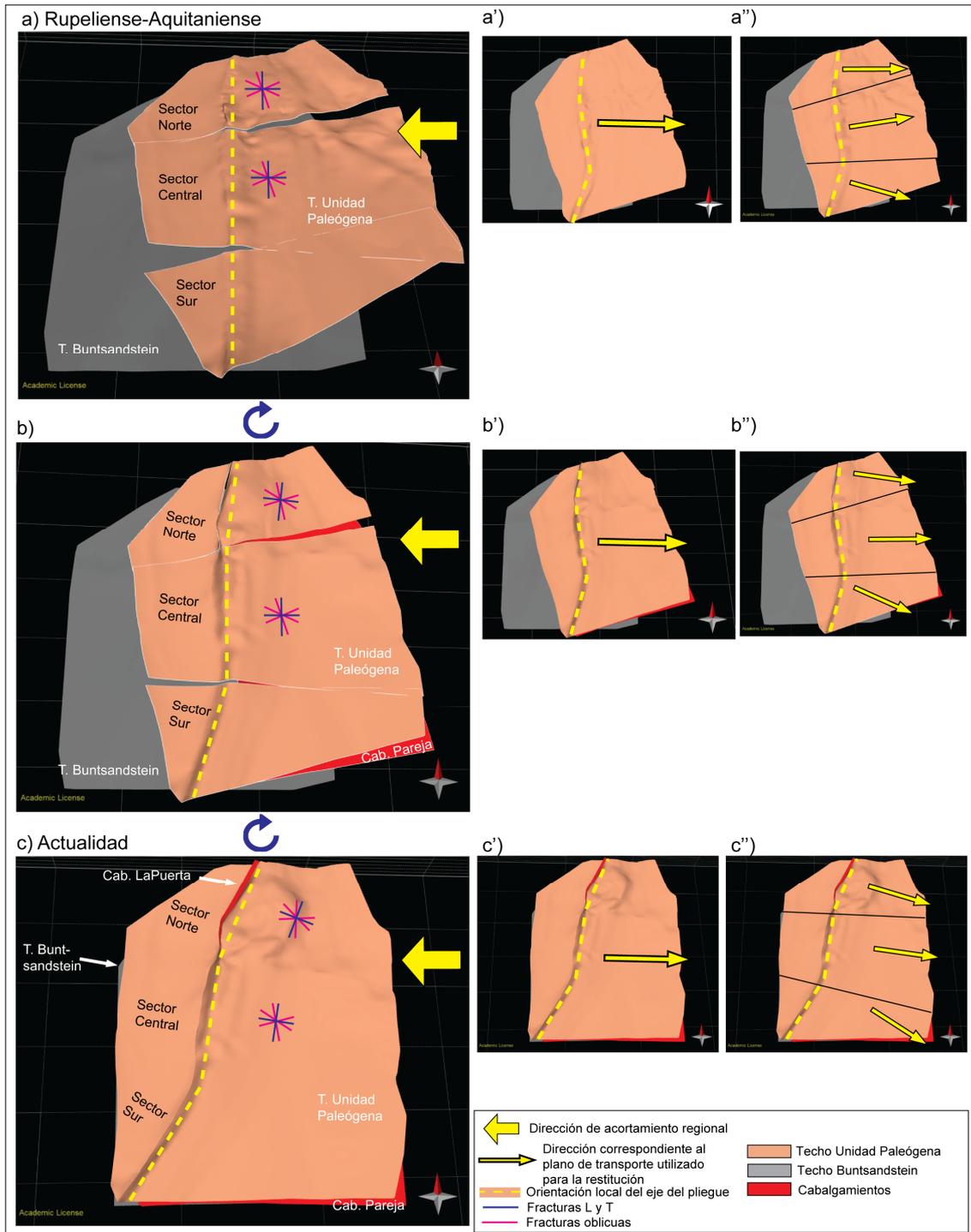


Fig. 9.2. Modelo conceptual simplificado de la evolución estructural del anticlinal de Puerta-Pareja a partir de integración de todos los estudios realizados. (a) Inicio de la formación del anticlinal, cuyo eje se orienta perpendicular a la dirección de acortamiento regional E-W. Las fracturas T, L y O se forman en este estadio, transversales, longitudinales y oblicuas a la dirección de acortamiento regional. (b) Tras los estadios iniciales de la formación del anticlinal se inicia la rotación de eje vertical horaria en el sector Norte de Loranca - Altomira, con variaciones locales de cantidad de rotación en los diferentes sectores del anticlinal de Puerta-Pareja. (c) En la situación actual, se diferencian tres sectores en el pliegue, Norte, Centro y Sur, con orientaciones axiales aproximadas 109/80, 101/80 y 122/80 respectivamente. Las orientaciones de las fracturas rotaron durante la evolución del pliegue de manera pasiva, manteniendo las mismas relaciones geométricas con las diferentes orientaciones locales del anticlinal. (a'), (b') y (c') permiten comparar la evolución interpretada (a, b, c) con la restitución descrita en el capítulo 7 (a', b', c').

La reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y la restitución de sus superficies ha permitido, por otro lado, precisar el papel de la Formación Villalba de la Sierra en la configuración del anticlinal de Puerta-Pareja. Como se señala en los capítulos 6 y 7, existen claras desarmonías geométricas entre los techos de las unidades de edades comprendidas entre el Triásico Superior y el Cenomaniense y los techos de la Fm. Villalba y la Unidad Paleógena. Puesto que todas ellas son unidades pre-tectónicas, estas diferencias se interpretan, como ya introdujeron Hernaiz et al. (1998a), como causadas por la deformación interna experimentada por la Fm. Villalba durante la compresión alpina, cuya litología y comportamiento dúctil es observable en afloramientos de superficie.

Esta capacidad de deformación interna favorece que la Fm. Villalba inhiba la propagación hacia los niveles suprayacentes de algunos de los cabalgamientos, como son los de Viana, Villaescusa y Peralveche, y que se formen pliegues menores (de amplitud <1km) no presentes en unidades infrayacentes.

Las desarmonías observadas ponen de relieve las precauciones que se deben tomar al extrapolar geometrías estructurales observadas en superficie a formaciones profundas, aunque todas las unidades formen parte de un mismo conjunto pre-tectónico. Para generar una reconstrucción realista es necesario, por lo tanto, tener un control lo más preciso posible, no solo estructural sino también litológico-reológico, de todas las unidades que lo conforman.

9.3.1 Los mecanismos de formación del anticlinal de Puerta-Pareja

Las características geométricas del anticlinal de Puerta-Pareja observadas en los perfiles sísmicos y en superficie, y representadas en la reconstrucción 3D, coinciden con algunas características habituales de las estructuras formadas mediante el modelo cinemático de plegamiento por propagación de falla descrito por Suppe & Medwedeff (1990). Algunas de estas características son (Shaw et al, 2005):

- 1) El pliegue es asimétrico, con un flanco frontal marcadamente más verticalizado y más estrecho que el flanco caudal.
- 2) La posición del sinclinal frontal está anclada a la terminación del cabalgamiento.
- 3) El pliegue se hace más estrecho al aumentar la profundidad.
- 4) El desplazamiento del cabalgamiento disminuye hacia la superficie, terminando en un pliegue.

Sin embargo, la clave para la caracterización de un pliegue como pliegue de propagación de falla (*fault-propagation fold*, Suppe & Medwedeff, 1990) no se encuentra exclusivamente en su geometría final, si no en determinar su evolución cinemática, y en concreto en la relación temporal entre formación del pliegue y formación del cabalgamiento. Así, mientras que el modelo *fault-bend folding* implica que la formación del pliegue es posterior a la formación del cabalgamiento (Suppe, 1983), el modelo *fault-propagation folding* implica que la generación del pliegue y del cabalgamiento son simultáneas (Suppe & Medwedeff, 1990). En este sentido, el uso de la restitución es fundamental como técnica para determinar dicho proceso cinemático.

En este trabajo, desde un enfoque 2D, se ha podido restituir el anticlinal de Puerta-Pareja en su parte Sur intercalando varios pasos de restitución de cabalgamientos (*move on fault* mediante *fault-parallel flow*) y restitución de pliegues (*unfold* mediante *flexural slip*). Según la evolución interpretada a partir de esta restitución 2D, el anticlinal se inició como pliegue de despegue, y posteriormente se formó el cabalgamiento de Pareja, y el anticlinal continuó su formación como pliegue de propagación de falla (ver apartado 3.4).

Por otro lado, mediante *forward modelling*, se ha podido emular la evolución del anticlinal utilizando principalmente el algoritmo *fault-propagation fold* de Move, (sumado a cierto componente de plegamiento mediante el algoritmo *flexural Slip*), lo que refuerza que el anticlinal de Puerta-Pareja se formó en su sector Sur fundamentalmente como pliegue de propagación de falla. De acuerdo con el *forward modelling*, se formaría en primer lugar el cabalgamiento de Pareja y el pliegue en su bloque superior, y posteriormente se produciría un despegue del conjunto (ver apartado 3.5).

En cuanto al enfoque tridimensional, el módulo de restitución 3D de Move 2013 no dispone de un algoritmo *fault-propagation fold*. Sin embargo, ha sido posible restituir el anticlinal de Puerta-Pareja a la horizontal mediante la intercalación de varios pasos intermedios de restitución de pliegues (*unfold* mediante *flexural slip*) y restitución de cabalgamientos (*move on fault* mediante *fault-parallel flow*) (ver pasos 4, 5a, 5b, 5c y 6 en capítulo 7). Si se analiza en su conjunto, esta intercalación puede considerarse la simplificación en pasos discretos de un proceso en realidad continuo, en el que los cabalgamientos y los pliegues se habrían generado simultáneamente, evolución característica de los pliegues de propagación de falla.

Mediante la restitución de las superficies 3D sin-tectónicas, además, se ha observado que el mayor aumento de elevación del anticlinal se produjo durante los estadios iniciales de su formación (Rupeliense-Aquitaniense), y posteriormente los aumentos de elevación fueron mínimos (Aquitaniense-Langhiense). De esto se interpreta que el anticlinal se formó en un inicio por rotación de flancos, mecanismo asociado al crecimiento como pliegue de despegue, y posteriormente evolucionó como pliegue de propagación de falla. Esto es compatible con la evolución interpretada mediante la restitución 2D del corte descrito en el capítulo 3.

En resumen, de acuerdo con la evolución cinemática apuntada por las restituciones 2D y de superficies pre-tectónicas y sin-tectónicas 3D, y las características geométricas actuales, la estructura de Puerta-Pareja puede definirse como un pliegue de propagación de falla nucleado inicialmente como pliegue de despegue.

El anticlinal de Puerta-Pareja representa un buen ejemplo de cómo puede variar lateralmente la configuración de un pliegue de propagación de falla en función de la cantidad de acortamiento que experimenta y la respuesta de las rocas involucradas. En el sector Sur de Puerta-Pareja, donde el acortamiento es menor, la geometría observada y la evolución estructural se pueden emparentar con el modelo más sencillo de pliegue de propagación de falla propuesto por Suppe & Medwedeff (1990) (ver Fig. 9.3c,d), mientras que en el sector Norte la geometría y evolución de las estructuras presenta las características de un pliegue de propagación de falla del tipo *steep-limb breakthrough*, tal como lo definen los mismos autores, incluida la forma de “cabeza de serpiente” y el sinclinal frontal invertido con plano axial subparalelo al cabalgamiento (Suppe &

Medwedeff, 1990) (ver Fig. 9.3a,b). El uso conjunto de datos de superficie y datos sísmicos ha sido imprescindible para definir dichas geometrías. El análisis estructural del anticlinal de Puerta-Pareja es un buen ejemplo de cómo los modelos geométricos pueden ser útiles como referencia en estudios con poca disponibilidad de datos de partida (Suppe, 1983).

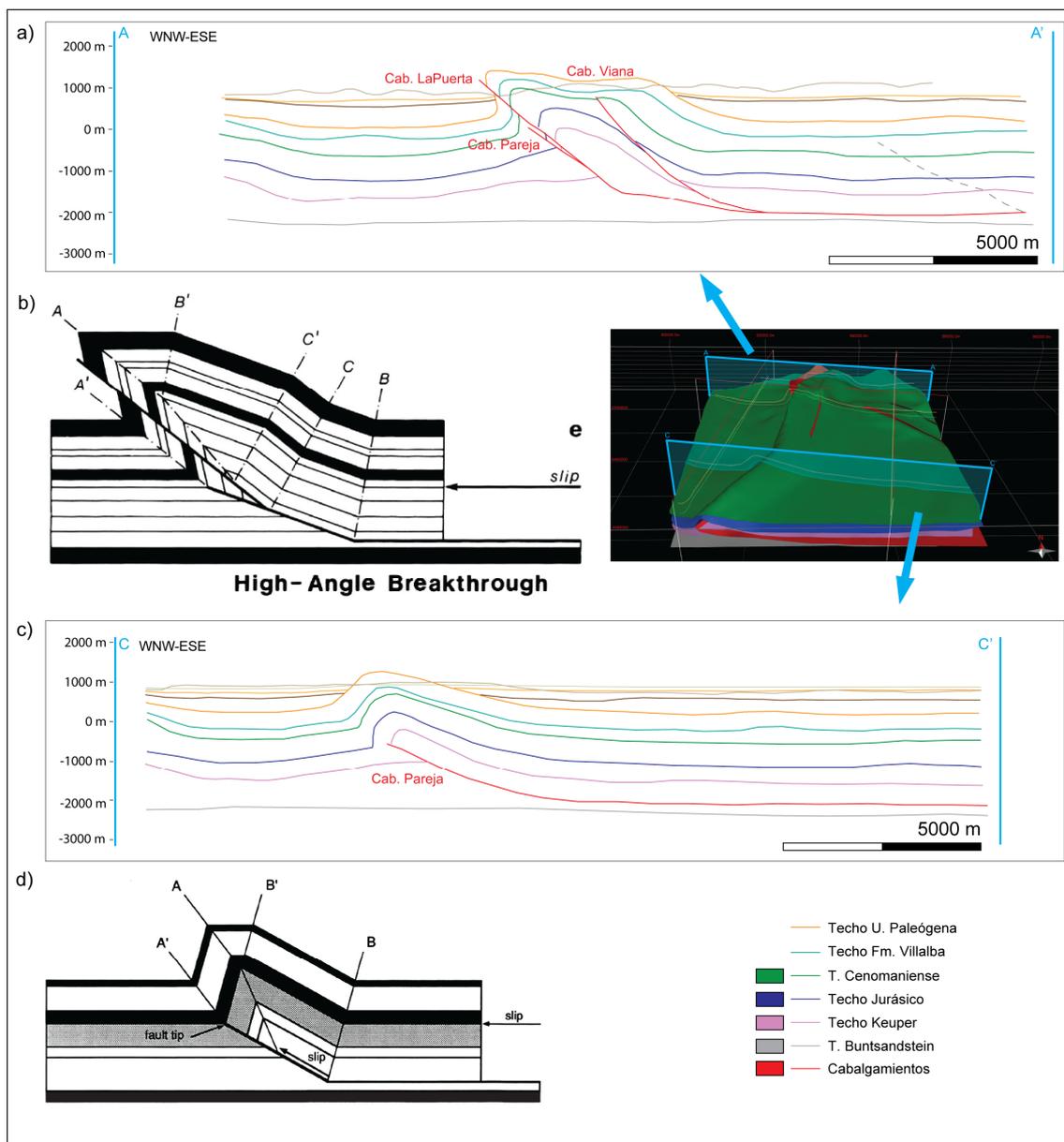


Fig. 9.3. Secciones de la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y sus parecidos geométricos con los modelos de Suppe & Medwedeff (1990). (a) Sección en el sector Norte de Puerta-Pareja. (b) Modelo estructural compensado de pliegue de propagación de falla de tipo *steep-limb breakthrough*, también conocido como *high-angle breakthrough* (tomado de Suppe & Medwedeff, 1990). (c) Sección en el sector Sur de Puerta-Pareja. (d) Modelo retrodeformable del desarrollo de un pliegue de propagación de falla sencillo (tomado de Suppe & Medwedeff, 1990), para un buzamiento del cabalgamiento de 29°, con plano axial fijo respecto a los materiales.

9.4 La zona del anticlinal de Puerta-Pareja como potencial emplazamiento para el almacenamiento de CO₂ y como análogo estructural

Entre los objetivos definidos para esta Tesis se encuentra la evaluación del área del anticlinal de Puerta-Pareja como posible localización para el almacenamiento de CO₂. Las condiciones de presión necesarias para que dicho gas pueda ser almacenado (en estado supercrítico) implican que la unidad estratigráfica que constituya la roca almacén debe situarse a una profundidad mínima de 800 m (Bachu, 2000).

Como se ha introducido en el capítulo 1, en el caso de Puerta-Pareja se señaló inicialmente como posible reservorio para el almacenamiento de CO₂ las rocas de las facies Buntsandstein (Triásico Inferior), con los materiales de las facies Muschelkalk y Keuper como sello (Triásico Medio y Superior). Como trampa estructural para dicho almacenamiento se consideró el anticlinal en el basamento sugerido por Hernaiz et al. (1998a) (ver Fig. 2.14). Sin embargo, en esta Tesis se ha interpretado que tal anticlinal no existe y que corresponde a un falso anticlinal en las líneas sísmicas con una escala vertical en tiempo de propagación de las ondas sísmicas, como resultado de la variación lateral de su velocidad de propagación (*velocity pull-up*). Por otra parte, las rocas que conforman el anticlinal de Puerta-Pareja generado en la cobertera meso-cenozoica no se sitúan a suficiente profundidad como para permitir el almacenamiento de CO₂. Sin embargo, el anticlinal de Puerta-Pareja comparte en gran parte estilo estructural con muchas de las estructuras de cobertera de la cuenca de Loranca que sí podrían permitir el almacenamiento de gas. Además, el anticlinal de Puerta-Pareja es la estructura de la cuenca en la que los perfiles sísmicos están mejor complementados por afloramientos en superficie. Debido a estas características, se consideró que, pese a no tener el interés

directo para el almacenamiento de CO₂ inicialmente planteado, el estudio estructural detallado del anticlinal de Puerta-Pareja podría ser útil como análogo para otras estructuras, de la cuenca de Loranca o externas a ella, con características estructurales y estratigráficas similares.

El estudio de fracturación del anticlinal de Puerta-Pareja realizado a partir de datos de campo ha permitido, además de realizar interpretaciones sobre su evolución estructural, comprobar y cuestionar la fiabilidad del modelo discreto de fracturas que se generó a partir de la restitución geomecánica de la Unidad Paleógena (Bartoniense-Rupeliense) (ver capítulo 8). El modelo de fracturas realizado ha identificado algunos de los patrones más importantes de fracturación, fundamentalmente la existencia de fracturas longitudinales respecto al eje del anticlinal (fracturas L). Sin embargo, por comparación con los datos de campo, en el modelo discreto de fracturas se encuentran infrarrepresentadas las fracturas transversales (T), y no destacan las orientaciones oblicuas (a 30° de las T y a 16° de las L) observadas en el campo.

Se concluye que en el caso de la Unidad Paleógena de Puerta-Pareja, el análisis de los datos de fracturas medidas en campo, aún en un limitado número de afloramientos, ha permitido caracterizar de manera más completa la fracturación del anticlinal que el modelo discreto de fracturas. Es esperable, sin embargo, que en caso de poder aumentar la precisión de los parámetros geomecánicos, y poder incorporar a la restitución geomecánica un mayor control sobre los factores que controlan la evolución estructural, aumentaría la información aportada por el modelo discreto de fracturas.

En caso de no poder realizar un análisis de fracturas en campo, como ocurre en muchas estructuras de la cuenca de Loranca que están totalmente ocultas bajo los sedimentos sin-tectónicos y/o post-tectónicos, la generación de modelos discretos de fracturas sería recomendable para identificar los patrones más importantes de fracturación.

De cara a su aplicación para potenciales almacenamientos, es importante señalar que los resultados del estudio de distribución de fracturas en una unidad estratigráfica no pueden ser directamente extrapolados a otras unidades, ya que varían tanto las propiedades geomecánicas de las rocas como la configuración estructural. En ese sentido, cuanto más completo sea el conocimiento estructural (geométrico, cinemático, geomecánico) en todos los niveles (desde los más profundos hasta la superficie) y escalas (regional y local), más fiable será realizar modelos de fracturación en una unidad estratigráfica a partir de los datos obtenidos en otra.

9.5 Aspectos metodológicos

La metodología utilizada en cualquier estudio geológico debe ser la adecuada a los objetivos marcados, a la información de partida de que se dispone y a la información que se considera que es posible obtener. En la actualidad, para la realización de estudios estructurales se puede disponer de información de calidad en profundidad, con una buena cobertura de perfiles sísmicos o sísmica 3D y sondeos en la zona a analizar. En su defecto, es común estudiar estructuras cuyos afloramientos permiten definir con relativa precisión su geometría completa, secuencia de formación o relaciones tectónica-sedimentación. Sin embargo, existen muchos escenarios a estudiar donde no se dan estas circunstancias favorables, como es el caso del anticlinal de Puerta-Pareja.

Es en casos como el del anticlinal de Puerta-Pareja en los que es necesario extraer el máximo partido interpretativo a la información proporcionada por los diferentes análisis que se llevan a cabo. En esta situación, el peligro que se presenta es el de realizar asunciones infundadas, más allá de lo que los datos obtenidos permiten interpretar, lo que chocaría con las exigencias metodológicas de cualquier trabajo científico. Es por eso que en esta Tesis se ha querido dejar especialmente claro en todo momento qué argumentos han llevado a realizar una determinada interpretación y cuáles son las limitaciones con que ésta se ha encontrado. Para fortalecer las interpretaciones realizadas se han integrado, en lo posible, varios métodos de estudio estructural en una interpretación conjunta, de manera que se superen las limitaciones individuales de cada metodología, y que los resultados de las diferentes técnicas utilizadas puedan ser contrastados y/o complementados.

En concreto, pueden destacarse los siguientes beneficios y limitaciones principales de cada método utilizado para el estudio estructural del anticlinal de Puerta-Pareja en su contexto regional:

- Corte regional y su restitución. Ha facilitado una comprensión a grandes rasgos de la estructura de la parte Norte de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca. Este método tiene la principal limitación de no incluir la perspectiva

tridimensional, y la deformación fuera de plano (*out-of-plane deformation*) asociada a zonas donde se producen rotaciones de eje vertical.

- Estudios de paleomagnetismo y ASM. El paleomagnetismo, como única técnica que permite el establecimiento de rotaciones absolutas de eje vertical, ha servido para identificar y cuantificar las rotaciones de eje vertical en los sectores Norte y Sur de Loranca-Altomira. Por otro lado, el estudio de ASM podría proporcionar información sobre la evolución de las direcciones de deformación tectónica (*layer-parallel shortening*) durante la formación de los pliegues y cabalgamientos de Loranca-Altomira. Sin embargo, los escasos afloramientos de la zona limitaron las unidades en las que ha sido posible muestrear, y han resultado en un bajo número de datos válidos, tanto paleomagnéticos como de fábricas magnéticas, lo que ha reducido de manera importante las interpretaciones que se han podido extraer de dichos análisis respecto a las expectativas iniciales.
- Reconstrucción 3D. Ha resultado una herramienta muy útil para la integración de todos los datos estructurales disponibles y para la comprensión de la geometría de los diferentes pliegues y cabalgamientos que constituyen la zona del anticlinal de Puerta-Pareja, reconstrucción cuya validez geológica y geométrica ha sido además reforzada por la restitución de superficies 3D. Como limitación, cabe señalar que esta reconstrucción mantiene algunas incertidumbres, como la definición correcta de las terminaciones laterales de algunos cabalgamientos, donde ni los datos en profundidad ni los datos en superficie aportan información para su reconstrucción precisa.
- Restitución de superficies 3D. Ha servido para perfeccionar y validar la reconstrucción 3D del anticlinal de Puerta-Pareja y para describir su posible evolución cinemática, comparándola con modelos teóricos e incluyendo la rotación de eje vertical interpretada mediante paleomagnetismo. La mayor limitación de esta técnica se encuentra en la necesidad de simplificación de un proceso continuo en varios pasos discretos sucesivos, y de un área continua en diversos sectores con características similares.
- Análisis de fracturas. La caracterización de la fracturación del anticlinal de Puerta-Pareja posibilita extraer ciertas implicaciones cinemáticas y predecir, con las precauciones necesarias, patrones generales de fracturación a partir de afloramientos limitados. Esta caracterización no sirve, sin embargo, para extrapolar directamente patrones de fracturación a unidades más profundas, en caso de que interesase su determinación para posibles almacenamientos. En ese sentido, un mayor control sobre las propiedades geomecánicas de las diferentes unidades si facilitaría esta extrapolación, si bien no al nivel de detalle que permite el análisis de datos de campo.

A pesar de las limitaciones descritas, la integración de todas estas técnicas ha dado lugar a un estudio estructural global y consistente, en el que se incluye la identificación de rotaciones de eje vertical no conocidas hasta el momento, y, además de definir con precisión las características estructurales del anticlinal de Puerta-Pareja, se ha determinado su evolución cinemática. En conjunto, finalmente resulta el estudio más completo y detallado de esta estructura hasta la fecha.

9.6 Perspectivas de avance

Inicialmente, el objetivo principal de esta Tesis, de acuerdo con el proyecto del Instituto Geológico y Minero de España en el que se enmarcó, era la realización de una reconstrucción estructural 3D del anticlinal de Puerta-Pareja que permitiera caracterizar al máximo detalle sus propiedades como posible almacenamiento de CO₂. Sin embargo, al afrontar dicha tarea se consideró que un estudio completo debía comprender no sólo la descripción de su geometría actual, sino también la comprensión de su formación y evolución. Este enfoque llevó directamente a la necesidad de considerar el anticlinal de Puerta-Pareja en su contexto regional. En este sentido se plantearon los estudios de paleomagnetismo y ASM en la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira. Como posibles estudios a realizar en el futuro, una vez conocidas las rotaciones de eje vertical existentes en Altomira-Loranca, podría resultar muy útil determinar la existencia o ausencia de rotaciones de eje vertical en la cercana Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica, para mejorar la comprensión sobre las relaciones estructurales entre ésta y los cinturones de pliegues y cabalgamientos de Altomira-Loranca. A esta escala, sería también interesante la realización de modelos analógicos en los que analizar, a escala de laboratorio, los efectos de una compresión a gran escala de orientación N-S (compresiones pirenaica y bética) en una región fuertemente constreñida desde el punto de vista estructural (caso de la Sierra de Altomira y la cuenca de Loranca). Estos modelos podrían proporcionar información geodinámica interesante más allá de las interpretaciones cinemáticas realizadas.

En cuanto al anticlinal de Puerta-Pareja en concreto, es evidente que sería muy recomendable para su mejor caracterización la adquisición de nuevos perfiles sísmicos y sondeos que aumentaran la cobertura de información en zonas del anticlinal en las que no existen datos ni en afloramientos ni en profundidad. Esto sería especialmente importante en las terminaciones Norte y Sur del anticlinal, ya que la reconstrucción 3D realizada en esta Tesis no pudo definir dichas terminaciones por falta de información sísmica. La nueva información sísmica, además, probablemente tendría una mejor resolución, lo que podría aumentar la precisión de la reconstrucción 3D en las zonas de mayor complejidad estructural y de las interpretaciones sobre las relaciones tectónica-sedimentación.

Por otro lado, en esta Tesis se realizaron restituciones de superficies y geomecánicas 3D asumiendo varias simplificaciones derivadas de la cantidad de información disponible y del alcance del trabajo. Sería deseable, en futuros estudios, profundizar en la integración de rotaciones de eje vertical en el proceso restitución de superficies 3D, y profundizar en el uso de la restitución geomecánica 3D como herramienta para determinar la distribución de propiedades de las rocas como la fracturación, porosidad, permeabilidad o influencia de fluidos en las diferentes unidades que conforman los cinturones de pliegues y cabalgamientos.

Capítulo 10

CONCLUSIONES

Capítulo 10

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones extraídas a partir de los diferentes estudios presentados en esta Tesis son las siguientes:

- A partir del análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), se ha deducido que las orientaciones de acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*) durante la formación de los cinturones de pliegues y cabalgamientos de la cuenca de Loranca y la Sierra de Altomira fueron aproximadamente E-W en sus sectores Central y Norte. Se interpreta también que cuando la zona de estudio constituía la cuenca de antepaís de la Cadena Ibérica, las condiciones compresivas reinantes eran similares a las que gobernaron durante la etapa tectónica posterior, de formación de los cinturones de pliegues y cabalgamientos.
- La oblicuidad de las estructuras de Altomira y Loranca respecto a la Rama Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica es primaria en el sector Central del área estudiada, donde las estructuras se orientan N-S; es decir, éstas se formaron con la misma orientación que muestran actualmente. En los sectores Norte y Sur de Loranca-Altomira la desviación que muestran las estructuras respecto a la orientación N-S (orientaciones NNE-SSW y NNW-SSE, respectivamente) es secundaria. De acuerdo con los datos paleomagnéticos, el sector Norte experimentó una rotación de 17° en sentido horario y el sector Sur experimentó una rotación de 21° en sentido anti-horario.
- La integración de los datos paleomagnéticos junto con datos previos de otros autores han permitido concluir que las estructuras en el sector Sur de la cuenca de Loranca se formaron en secuencia de bloque inferior simultáneamente a una rotación de eje vertical en sentido anti-horario, mientras que las estructuras formadas en secuencia de bloque superior del sector Norte experimentaron una rotación de eje vertical en sentido horario posteriormente, durante el Mioceno.
- Se observan desacoples de la deformación a favor del nivel de despegue regional (facies Keuper) entre las estructuras de basamento y de la cobertera en la zona del El Hito debido a la rotación de eje vertical de los materiales de la cobertera. Estos desacoples se pueden cuantificar teniendo en cuenta las variaciones angulares entre las orientaciones de las estructuras de basamento y las de cobertera.
- Se interpretan los efectos de la terminación del nivel de despegue regional (facies Keuper) y de contrafuerte (*buttressing*) causado por la falla de basamento de Sacedón como los principales condicionantes de la existencia de deformación en secuencia de bloque superior en el sector Norte de Altomira-Loranca.
- La geometría del anticlinal de Puerta-Pareja varía tanto en el número de estructuras como en su desplazamiento y amplitud de Sur a Norte. Como tendencia general, la amplitud del anticlinal de Puerta-Pareja se reduce progresivamente de Sur a Norte conforme el desplazamiento del cabalgamiento

de Pareja aumenta. El aumento de desplazamiento del cabalgamiento de Pareja y la reducción progresiva en la amplitud del pliegue van asociadas, como tendencia general, a un aumento de la elevación de la charnela y a un aumento progresivo del buzamiento del flanco occidental en el mismo sentido.

- Todos los cabalgamientos de la zona de Puerta-Pareja tienen su nivel de despegue en los materiales del Keuper. Se interpreta que el cabalgamiento de Pareja actúa como cabalgamiento principal en el que se entroncan los demás cabalgamientos descritos. La tendencia general es de un aumento del número de cabalgamientos y de sus acortamientos asociados en sentido Sur a Norte. Este aumento probablemente se generó para acomodar en parte la rotación regional horaria del sector Norte de Altomira-Loranca, compensando en una pequeña parte la importante reducción del acortamiento en sentido Sur a Norte en los cabalgamientos de la Sierra de Altomira.
- La Formación Villalba de la Sierra (Cretácico Superior – Eoceno medio), de comportamiento plástico a causa de su composición yesífera favoreció la terminación en dicha unidad de algunos de los cabalgamientos de la zona (cabalgamientos de Viana, Villaescusa y Peralveche), inhibiendo su propagación hacia unidades superiores.
- Las características geométricas observadas en la reconstrucción 3D y las implicaciones de la restitución de superficies 3D del anticlinal de Puerta-Pareja permiten clasificarlo como un pliegue de propagación de falla nucleado inicialmente como pliegue de despegue. En su parte Sur se corresponde con un modelo sencillo de propagación de falla, mientras que en su parte Norte su configuración es del tipo *steep-limb breakthrough*.
- La relación temporal entre la formación del cabalgamiento de Pareja, la rotación de eje vertical en el área de Puerta-Pareja y la formación de los cabalgamientos de Villaescusa y Peralveche definen una secuencia de bloque superior. Para determinar esta secuencia ha sido clave la realización de la restitución de superficies 3D.
- El techo del basamento bajo el anticlinal de Puerta-Pareja es relativamente horizontal. El análisis de los datos sísmicos muestra que no se encuentra afectado por ninguna falla o alto estructural destacable que pudiese condicionar directamente la posición y desarrollo del anticlinal de Puerta-Pareja en la cobertera. Se descarta por tanto la existencia de una trampa estructural en el basamento adecuada para el almacenamiento de CO₂.
- La fracturación en el anticlinal de Puerta-Pareja se caracteriza fundamentalmente por dos familias de fracturas, una longitudinal (L) y otra transversal (T) al eje del pliegue. Además, se encuentran varias familias de fracturas orientadas aproximadamente a 30° de las fracturas L y T que se interpretan como posibles fallas conjugadas. Todas estas fracturas se generaron durante los estadios iniciales de formación del pliegue, previamente a la rotación de eje vertical horaria que afectó al anticlinal.
- A partir de las relaciones cronológicas y geométricas entre los datos paleomagnéticos y los datos de fracturas, se ha interpretado que el anticlinal de

Puerta-Pareja se generó inicialmente con una orientación N-S, perpendicular a la dirección de acortamiento regional E-W, y que posteriormente, a causa de pequeñas diferencias locales en la cantidad de rotación en sentido horario experimentada, se generaron las variaciones locales en la orientación axial del anticlinal de Puerta-Pareja que se observan actualmente (sectores Norte, Central y Sur).

- En el caso de Puerta-Pareja, la restitución de superficies 3D según un único plano de transporte se ajusta mejor a la evolución real del anticlinal que la restitución mediante varios planos de transporte. Los acortamientos medidos mediante restitución 2D del corte y mediante restitución de superficies 3D en la sección que atraviesa la localidad de Pareja son similares, lo que implica que en el sector Central del pliegue la deformación fuera del plano del corte es mínima.
- En esta Tesis se pone de manifiesto la dificultad que implica caracterizar correctamente evoluciones estructurales con importante componente rotacional mediante restituciones cinemáticas de superficies.
- La integración de varios métodos de análisis estructural permite validar, mejorar y complementar cada uno de los estudios individuales, fomenta un enfoque crítico de las interpretaciones obtenidas y sus limitaciones, y facilita una caracterización estructural robusta de los pliegues y cabalgamientos estudiados.

Bibliografía

BIBLIOGRAFÍA

- Adell, F., Lendínez, A., Martínez, F., Tena-Dávila, M., 1978. Hoja Geológica MAGNA, nº 513 (Zaorejas). IGME, Madrid.
- Allerton, S., 1998. Geometry and kinematics of vertical-axis rotations in fold and thrust belts. *Tectonophysics* 299, 15-30.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D., 2013, *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Alonso, J.L., Vallaure, A.M., Rodríguez, Á.S., 2009. Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica acta* 7, 451–473.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., García del Cura, M.A., 1990. Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 46: 415-532.
- Álvarez, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica* 14, 172–177.
- Anadón, P., Roca, E., 1996. Geological setting of the Tertiary basins of Northeast Spain. En: *Tertiary Basins of Spain*, P. Friend & C. Dabrio (Eds.). Cambridge Univ. Press: 43-48
- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloething, S., Giner, J.L., Muñoz Martín, A., 1999. Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics* 305, 153–164.
- Álvarez et al., 1979
- Apotria, T.G., 1995. Thrust sheet rotation and out-of-plane strains associated with oblique ramps: An example from the Wyoming salient, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 17, 647–662.
- Ardizzone, J., Mezcuca, J., Socías, I., 1989. Mapa aeromagnético de España peninsular. Instituto Geográfico Nacional.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J. C., 2003. Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162(3), 239-271.
- Bachu, S., 2000. Sequestration of CO₂ in geological media: criteria and approach for site selection in response to climate change. *Energy conversion and management* 41, 953–970.
- Bahroudi, A., Koyi, H.A., Talbot, C.J., 2003. Effect of ductile and frictional décollements on style of extension. *Journal of Structural Geology* 25, 1401-1423.

- Barry, K., Cavers, D., Kneale, C., 1975. Recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, 40, 344, 352.
- Bates, M.P., 1989. Palaeomagnetic evidence for rotations and deformation in the Nogueras Zone, Central Southern Pyrenees, Spain. *Journal of the Geological Society of London* 146, 459-476.
- Bayona, G., Thomas, W.A., Van der Voo, R., 2003. Kinematics of thrust sheets within transverse zones: a structural and paleomagnetic investigation in the Appalachian thrust belt of Georgia and Alabama. *Journal of Structural Geology* 25, 1193-1212.
- Bergamín, J., Tejero, R., Rivas, A., 1993. Interpretación del mapa de anomalías de Bouguer de la zona nororiental de la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 14, 192-131.
- Bergamín, J., Tejero, R., 1994. Interpretación de la estructura de la zona NE de la Cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe*, 19, 215-227.
- Bergbauer, S., Pollard, D. D., 2003. How to calculate normal curvatures of sampled geological surfaces. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 277–289.
- Biete, C., Roca, E., Hernaiz-Huerta, P.P., 2012. The Alpine structure of the basement beneath the southern Loranca Basin and its influence in the thin-skinned contractional deformation of the overlying Mesozoic and Cenozoic cover. *Geo-Temas* 13, 173.
- Bistacchi, A., Massironi, M., Dal Piaz, G., Monopoli, B., Schiavo, A., Toffolon, G., 2008. 3D fold and fault reconstruction with an uncertainty model: An example from an Alpine tunnel case study. *Computers and Geosciences*, v. 34, n.4, p. 351–372.
- Borraccini, F., De Donatis, M., Di Bucci, D., Mazzoli, S., 2002. 3D model of the active extensional fault system of the high Agri River valley, Southern Apennines, Italy. *J. Virtual Expl* 6, 1–6.
- Borradaile, G. J., 1988. Magnetic susceptibility, petro-fabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- Borradaile, G. J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Pure and Applied Geophysics*, 135, 15-29.
- Borradaile, G. J., Tarling, D. H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*, 77, 151-168.
- Boyer, S.E., 1992. Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts, in: *Thrust Tectonics*. Springer, pp. 377–390.
- Buddin, T., Kane, S., Williams, G., Egan, S., 1997. A sensitivity analysis of 3-dimensional restoration techniques using vertical and inclined shear constructions. *Tectonophysics* 269, 33–50.

- Butler, R.F., 1998. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition 23.
- Calcagno, P., Chilès, J., Courrioux, G., Guillen, A., 2008. Geological modeling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 171, n. 1-4, p. 147–157.
- Calvet, F., Anglada, E., Salvany, J.M., (2004): El Triásico de los Pirineos. In: *Geología de España* (J.A. Vera ed.), SGE-IGME, 272-274.
- Capote, R., 1983. La fracturación subsecuente a la Orogenia Hercínica. En *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. Tomo II*, 17-25.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: Gibbons, W, Moreno, T (Eds.), *Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 385–397.
- Carola, E., 2014. The transition between thin- to thick-skinned styles of deformation in the Western Pyrenean Belt. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- Carrera, N., Muñoz, J.A., Roca E., 2009. 3D reconstruction of geological surfaces by the equivalent dip-domain method: An example from field data of the Cerro Bayo Anticline (Cordillera Oriental, NW Argentine Andes). *Journal of Structural Geology*, v. 31, n. 12, p. 1573-1585.
- Casas-Sainz, A.M., Faccenna, C., 2001. Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13 (2001), pp. 281–288
- Caumon, G., 2010. Towards stochastic time-varying geological modeling. *Mathematical Geoscience*, v. 42, p. 555–569.
- Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.
- Cotton, J.T., Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society American Bulletin* 112, 351-363.
- Couzens-Schultz, B.A., Vendeville, B.C., Wiltschko, D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology* 25, 1623–1644.
- Daams, R., Lacomba, J.I., López-Martínez, N., 1986. Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario continental de la Depresión Intermedia (Prov. De Cuenca, España Centro Oriental) *Est. Geol.* 42: 181-196.
- Daams, R., Díaz Molina, M., Mas, R., 1996. Uncertainties in the stratigraphic analysis of fluvial deposits from the Loranca Basin, central Spain. *Sedimentary Geology*, 102, 187-209

- Daams, R., Freudenthal, M., Lacomba, J. I., Alvarez, M.A., 1989. Upper Oligocene micromammals from Pareja, Loranca Basin, prov. Of Guadalajara, Spain. *Scripta Geol.*, 89: 27-56.
- Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 18, 332-406.
- Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, NYC, NY, pp. 638.
- De Kemp, E., 1998. Three-dimensional projection of curvilinear geological features through direction cosine interpolation of structural field observations. *Computers & Geosciences* 24(3), 269-284.
- De Kemp, E., 1999. Visualization of complex geological structures using 3-D Bézier construction tools. *Computers & Geosciences* 25, 581-597.
- De Kemp, E., 2000. 3-D visualization of structural field data: examples from the Archean Caopatina Formation, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Computers & Geosciences* 26, 509-530.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Vegas, R., Cloetingh, S., Casas, A., González Casado, J.M., Álvarez, J., 2005. Neutral points and constrictive deformation in paleostresses analysis: the Cenozoic contraction of Iberia. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 7, 04272
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J., Muñoz-Martín, A., Casas, A., Martín-Velázquez, S., Heredia, N., Rodríguez, R., González-Casado, J.M., Cloetingh, S., Andeweg, B., Álvarez, J., Olaiz, A., 2004. Evolución geodinámica y cenozoica de la placa ibérica y su registro en el antepaís. *Geología de España*, 597-602.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sainz, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470, 224-242.
- Díaz, J.A., Cabra, P., Portero, J.M., Del Olmo, P., Gabaldón, V., 1999. Mapa Geológico de España, Hoja 562 (Sacedón). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Díaz-Molina, M., 1978. Bioestratigrafía y paleografía del Terciario al este de la Sierra de Altomira. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid. 370 pp.
- Díaz-Molina, M., Arribas, J. and Bustillo-Revuelta, M.A., 1989. The Tórtola and Villalba de la Sierra fluvial fans: Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, central Spain. 4th Int. Conf. on Fluvial Sedimentology, Barcelona-Sitges, Field Trip 7, 74 pp.
- Díaz-Molina, M., Arribas, J., Gómez, J.J, Tortosa, A., 1995. Geological modelling of a reservoir analogue: Cenozoic meander belts, Loranca Basin, Spain. *Petroleum Geoscience* 1: 43-48

- Dinarès-Turell, J., E. McClelland, E. Santanach, P., 1991. "Significado de la fábrica magnética de algunas rocas sedimentarias de las Unidades sudpirenaicas." *Revista: Sociedad Geológica de España* 4 (1991): 179-186.
- Dinarès-Turell, J., 1992. *Paleomagnetisme a les unitats sud-pirinenques superiors. Implicacions estructurals*. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, 451 pp.
- Durand-Riard, P., Caumon, G., Muron, P., 2010. Balanced restoration of geological volumes with relaxed meshing constraints. *Computers & Geosciences* 36, 441–452. doi:10.1016/j.cageo.2009.07.007
- Duebendorfer, E.M., Black, R.A., 1992. Kinematic role of transverse structures in continental extension: An example from the Las Vegas Valley shear zone, Nevada. *Geology* 20, 1107-1110.
- Ebinger, C.J., B.R., R., Reynolds, D.J., 1987. Tectonic model of the Malawi rift, Africa. *Tectonophysics* 141, 215-235.
- Egan, S.S., Kane, S., Buddin, T.S., Williams, G.D., Hodgetts, D., 1999. Computer Modelling and Visualisation of the Structural Deformation Caused by Movement Along Geological Faults. *Comput. Geosci.* 25, 283–297.
- ENUSA, 1984. *Exploración de Uranio en la Depresión Intermedia (Tajo Oriental): estratigrafía, tectónica, análisis de cuenca, evolución de ambientes sedimentarios, bioestratigrafía, hidrogeoquímica, otros estudios*, 395 pp.
- Eldredge, S., Bachtadse, V., Van Der Voo, R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics* 119, 153-179.
- Epard, J.-L., Groshong Jr, R., 1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics* 247, 85–103.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T.Q., 1986. Magnetic fabric in “undeformed” marine clays from compressional zones. *Tectonics* 5, 769-781.
- Farran, M. (2008). *Image2SEGY: Una aplicación informática para la conversión de imágenes de perfiles sísmicos a ficheros en formato SEG-Y*. *Geo-Temas*, 10, 1210-1218.
- Fernández, O., Muñoz, J., Arbués, P., 2003. Quantifying and correcting errors derived from apparent dip in the construction of dip-domain cross-sections. *Journal of structural geology* 25, 35–42.
- Fernández, O., 2004. *Reconstruction of geological structures in 3D: an example from the southern Pyrenees*. Doctoral Thesis, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain, 376 pp.
- Fernández, O., Muñoz, J., Arbués, P., Falivene, O., Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *AAPG bulletin* 88, 1049–1068.

- Fernández, O., Muñoz, J., Arbués, P., Falivene, O., 2012. 3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds: the Ainsa basin (Spanish Pyrenees). *Journal of the Geological Society* 169, 545–559.
- Fernández-Gianotti, J., Fernández, E., García, A., Mansilla, H., Quintero, J., 2002. Hoja Geológica MAGNA, nº 512 (Cifuentes). IGME, Madrid.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J., Hardy, S., 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of structural Geology* 19, 413–441.
- Ford, M., Le Carlier de Veslud, C., Bourgeois, O., 2007. Kinematic and geometric analysis of fault-related folds in a rift setting: The Dannemarie basin, Upper Rhine Graben, France. *Journal of Structural Geology* 29, 1811–1830.
- Gadallah, M. R., Fisher, R., 2008. *Exploration Geophysics*. Springer.
- Gallart, J., Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Díaz, J., Ruiz, M., 2004. A refraction/wide-angle seismic profile through the Iberian Chain: preliminary report. *Geo-Temas*, 6 (2).
- García-Abad, F., 1975. Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 475 págs.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A. M., Pérez-Lorente, F., 2013. Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: insights from early compactional structures. *Geophysical Journal International*, ggt098.
- Gil, I., Julivert, M., Martínez, F.J., 1983. La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, *Geología de España*, Tomo I, 607-612.
- Gil-Imaz, A., 2001. La estructura de la Sierra de Cameros: deformación dúctil y su significado a escala cortical. Instituto de Estudios Riojanos.
- Gil-Imaz, A., Pocovi, A., Lago, M., Gale, C., Arranz, E., Rillo, C., Guerrero, E., 2006. Magma flow and thermal contraction fabric in tabular intrusions inferred from AMS analysis. A case study in a late-Variscan folded sill of the Albarracín Massif (southeastern Iberian Chain, Spain). *Journal of structural geology*, 28(4), 641-653.
- Gómez, J.J., Díaz Molina, M., Lendínez, A., 1996. Tectonosedimentary analysis of the Loranca Basin (Upper Oligocene-Miocene, central Spain): a "non sequenced" foreland basin. *Tertiary basins of Spain*. Cambridge University Press, 285-294.
- Goy, A. y Suárez Vega, L.C., 1983. La tectónica durante el Mesozoico en los dominios de plataforma e intermedios. El Jurásico. Libro Jubilar J.M. Ríos (IGME), Tomo II: 62-66.
- Graham, J.W., 1949. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *J. Geophys. Res.* 54, 131-167

- Graham, J. W. 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: *The Earth Beneath the Continents* (edited by Steinhart, J. S. & Smith, T. J.). Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr. 10, 627-648.
- Groshong, R. H., 1999. 3-D structural geology: A practical guide to surface and subsurface map interpretation. Springer-Verlag, Berlin, pp. 324.
- Guimerà, J., 1984. Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian peninsula. *Geol. Mag.*, 5, pp. 413–420
- Guimerà, J., 1988. Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis Univ. Barcelona, 600 p.
- Guimerà, J., Álvaro, M., 1990. Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Iberique et Chaîne Cotiere Catalane. *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI: 339-348
- Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J., Casas, A., 1996. Extensión mesozoica e inversió compressiva terciaria en la Cadena Ibérica: aportaciones a partir del análisis de un perfil gravimétrico. *Geogaceta*, 20 (7).
- Guimerà, J., 2004. Cadenas con cobertera: Las Cadenas Ibérica y Costera Catalana. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- Guzofski, C. a., Mueller, J.P., Shaw, J.H., Muron, P., Medwedeff, D. a., Bilotti, F., Rivero, C., 2009. Insights into the mechanisms of fault-related folding provided by volumetric structural restorations using spatially varying mechanical constraints. *AAPG Bulletin* 93, 479–502. doi:10.1306/11250807130
- Hardy, S., Poblet, J., 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology* 22, 371–374.
- Hernaiz, P., Cabra, P., Solé, J., Portero, J., Del Olmo, P., 1998a. Mapa Geológico de España, Hoja 537 (Añón). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Hernaiz, P., Cabra, P., Solé, J., 1998b. Mapa Geológico de España, Hoja 661 (Villarejo de Fuentes). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Hossack, J.R., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction : A review. *Geology* 136.
- Hrouda, F., Janak. F., 1971. A study of the hematite fabric of some red sediments on the basis of their magnetic susceptibility anisotropy. *Sediment. Geol.* 6: 187-199.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geoplzys. Surveys*, 5, 37-82.
- Hrouda, F. (1979) The strain interpretation of magnetic anisotropy in rocks of the Nizky Jeseník Mountains (Czechoslovakia). *Sb. Geol. Ved. uz. Geofyz.*, 16,27-62.

- Husson, L., Mugnier, J.-L., 2003. Three-dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baisahi anticline, western Nepal. *Journal of Structural Geology*, v. 25, n. 1, p. 79–90.
- IGME, 1990. Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España. Tomo III (Madrid - Depresión Intermedia)
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.
- Julivert, M., 1983. La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. En: Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España. Tomo I, 593-601.
- Kane, S.J., Williams, G.D., Buddin, T.S., 2003. A generalised flow approach to section restoration—fault bend folding. En preparación.
- Kaufmann, O., Martin, T., 2009. Reprint of "3D geological modeling from boreholes, crosssections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines". *Computers and Geosciences*, v. 35, n. 1, p. 70–82.
- Kerr, H.G., White, N., Brun, J.-P., 1993. An automatic method for determining three-dimensional normal fault geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 98, 17837–17857.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T.Q., 1986. Magnetic fabric in “undeformed” marine clays from compressional zones. *Tectonics* 5, 769-781.
- Lanaja, J.M., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid 465 pp.
- Larrasoaña, J.C., Pueyo, E.L., Millán, H., Parés, J.M., del Valle, J., 1997. Deformation mechanism deduced from AMS data in the Jaca-Pamplona basin (Southern Pyrenees). *Physics and Chemistry of the Earth* 22 (1–2), 147–152.
- Larrasoaña, J. C., 2000. Estudio magneto-tectónico de la zona de transición entre el Pirineo central y occidental: implicaciones estructurales y geodinámicas. Tesis doctoral Univ. de Zaragoza. 287 p.
- Lee, T.Q., Kissel, C., Laj, C., Horng, C.S., Lue, Y.T., 1990. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene sedimentary formations of the Coastal Range of Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 23-32.
- Léger, M., Thibaut, M., Gratier, J.-P., Morvan, J.-M., 1997. A least-squares method for multisurface unfolding. *Journal of structural geology* 19, 735–743.
- Lendínez, A., Tena, M., Gabaldón, V., 1989. Mapa Geológico de España, Hoja 538 (Valdeolivas). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Lendínez, A., Muñoz, J.L., Olmo, P., Portero, J.M., Gabaldón, V., 1998a. Mapa Geológico de España, Hoja 585 (Almonacid de Zorita). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

- Lendínez, A., Díaz Molina, M., Olmo, P., Portero, J.M., Gabaldón, V., 1998b. Mapa Geológico de España, Hoja 608 (Huete). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Lendínez, A., Díaz Molina, M., Gabaldón, V., 1998c. Mapa Geológico de España, Hoja 633 (Palomares del Campo). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics* 307, 51-74.
- Liesa, C.L., Simón-Gómez, J.L., 2007. A probabilistic approach for identifying independent remote compressions in an intraplate region: the Iberian Chain (Spain). *Mathematical Geology* 39 (3), 337–348.
- López-Mir, B., 2013. Extensional salt tectonics in the Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): 3D structure and evolution. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- López-Martínez, N., Torres, T., 1990. La microfauna de los sondeos de ENUSA en la Depresión Intermedia (provincias de Cuenca y Guadalajara, España). *Rev. Esp. Micropaleont.*, 26: 117-140.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters* 17, 159-162.
- Maerten, L., Maerten, F., 2006. Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically based restoration: Technique and industry applications. *AAPG Bulletin* 90, 1201–1226.
- Mallet, J.L., 1989. Discrete smooth interpolation. *ACM Transactions on Graphics* 8(2), 121-144.
- Mallet, J.L., 1992. GOCAD: A computer aided design program for geological applications. In: *Three Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems*, Turner, A.K., ed. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 123-141.
- Mallet, J.L., 1997. Discrete modeling for natural objects. *Math. Geol.* 29(2), 199-219.
- Mallet, J.L., 1989. Discrete smooth interpolation. *ACM Transactions on Graphics* 8(2), 121-144.
- Malod, J. A., Mauffret, A., 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184(3), 261-278.
- Martín, C., Alcalá, L., 1996. Estructura y tectónica de la Sierra de Altomira en los trabajos de Royo Gómez. *Geogaceta*, 19.
- Massot, J., 2002. Implémentation de méthodes de restauration équilibrée 3D (implementation of 3D balanced restoration methods). Ph. D. Dissertation, Institut Polytechnique National de Lorraine, Nancy, France, 157pp.

- Mattei, M., Funicello, R., Kissel, C., 1995. Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the Central Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research* 100 (B9), 17863–17883.
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funicello, R., 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: Relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics* 271, 107–122.
- McCaig, A.M., McClelland, E., 1992. Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, pp. 209-216.
- McClay, K., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. *Thrust tectonics* 419.
- McClelland, E., Union, A.G., Society, E.G., 1986. *Magnetotectonics*. American Geophysical Union, European Geophysical Society.
- McNaught, M.A., Mitra, G., 1993. A kinematic model for the origin of footwall synclines. *Journal of Structural Geology* 15, 805–808.
- Mencos, J., 2010: Metodologies de reconstrucció i modelització 3D d'estructures geològiques: anticlinal de Sant corneli - Bóixols (Pirineus Centrals). Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 375 p.
- Mezcua, J., Gil, A., Benarroch, R., 1996. Estudio Gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares. Ministerio de fomento, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Mochales López, T., Pueyo Morer, E.L., Casas Sanz, A., 2011. Chronostratigraphy, vertical axis rotations and AMS in the Boltaña anticline (Southern Pyrenees): Kinematic implications. Zaragoza, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- Moretti, I., 2008. Working in complex areas: New restoration workflow based on quality control, 2D and 3D restorations. *Marine and Petroleum Geology* 25, 205–218. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.07.001
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L., Munn, S.G., 1990. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *Am. Assoc. Petr. Geol Bull.* 74, 1234-1253.
- Morley, C., 1994. Fold-generated imbricates: examples from the Caledonides of Southern Norway. *Journal of Structural Geology* 16, 619–631.
- Mudge, M.R., 1970. Origin of the disturbed belt in northwestern Montana. *Geological Society of America Bulletin* 81, 377–392.
- Muñoz, J., Martínez, A., Vergés, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 8, 399–405.
- Muñoz, J. A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J., Poblet, J., 2013. The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics*, 32(5), 1142-1175.

- Muñoz-Martín, A., 1997. Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., 1998. Cuantificación del acortamiento alpino y estructura en profundidad del extremo sur-occidental de la Cordillera Ibérica (Sierras de Altomira y Bascunñana). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 11 (3/4), 39–58.
- Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S., De Vicente, G., Andeweg, B., 1998. Finite-element modelling of Tertiary paleostress fields in the Eastern part of the Tajo Basin (central Spain). *Tectonophysics* 300, 47-62.
- Muñoz-Martín, A., Álvarez, J., Carbó, A., De Vicente, G., Vegas, R., Cloetingh, S., 2004. La estructura de la corteza del Antepaís Ibérico. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- Mynatt, I., Bergbauer, S., Pollard, D. D., 2007. Using differential geometry to describe 3-D folds. *Journal of Structural Geology*, v. 29, p. 1256–1266
- Norris, D., Black, R., 1961. Application of palaeomagnetism to thrust mechanics. *Nature*, v.192, n. 4806, pp 933-935.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., 2007. Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the Southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20 (1-2), 105-118.
- Ortí, F., 1974. El Keuper del Levante español. *Estudios geológicos*, 30, 7-46.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1 – 14.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics* 350, 283-298.
- Peropadre, C., Meléndez, N., 2004. Las facies continentales del Cretácico Inferior en la zona meridional de la Sierra de Altomira (Cordillera Ibérica): estratigrafía, sedimentología y discusión sobre su correlación regional. *Rev. Soc. Geol. España*, 17, 1-2.
- Perucha, M.A., Muñoz-Martín, A., Tejero, R., Bergamín, J.F., 1995. Estudio de una transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, 18, 15-18.
- Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Roca, E., García-Lobón, J.L., Ibarra, P., Biete, C., 2013. Two-dimensional magnetotelluric characterization of the El Hito Anticline (Loranca Basin, Spain). *Journal of Applied Geophysics* 95, 121–134.
- Poblet, J., Hardy, S., 1995. Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology* 17, 1707–1724.
- Price, N., Cosgrove, J., 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge.

- Pueyo-Anchuela, O., Pueyo, E., Pocoví Juan, A., Gil Imaz, A., 2012. Vertical axis rotations in fold and thrust belts: Comparison of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees). *Tectonophysics* 532, 119–133.
- Pueyo, E.L., Millán, H., Pocoví, A., 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology* 146, 191-208.
- Pueyo, E.L., Pocoví, A., Millán, H., Sussman, A.J., 2004. Map-view models for correcting and calculating shortening estimates in rotated thrust fronts using paleomagnetic data. In: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*. Geological Society of America Special Publication, 383, pp. 57-71.
- Pueyo, E.L., 2010. Evaluating the paleomagnetic reliability in fold and thrust belt studies. *Trabajos de Geología* 30 (1), 145 -154.
- Pueyo-Morer, E., Millán-Garrido, H., Pocoví-Juan, A., Parés, J., 1997. Determination of the folding mechanism by AMS data. Study of the relation between shortening and magnetic anisotropy in the Pico del Aguila anticline (southern Pyrenees). *Physics and Chemistry of the Earth* 22, 195–201.
- Ramón, M., Pueyo, E.L., Briz, J.L., Pocoví, A., Ciria, J.C., 2012. Flexural unfolding of horizons using paleomagnetic vectors. *Journal of Structural Geology* 35, 28–39.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York. 568pp.
- Rathore, J., 1979. Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian slate belt of North Wales and correlation with strain. *Tectonophysics* 53, 83–97.
- Reches, Z., Raer, G., Hatzor, Y., 1992. Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97.
- Renard, P., Courrioux, G., 1994. Three-dimensional geometric modeling of a faulted domain: the Soultz Horst example (Alsace, France). *Computers & Geosciences* 20(9), 1379-1390.
- Rivero, L., Guimerà, J., Salas, R., Casas, A., 2008. Constraints on the Moho depth in the Iberian chain. *Geo-temas* 10.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology* 9, 1015–1020.
- Querol, R., 1989. *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, 48.
- Sagnotti, L., Speranza, F., 1993. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene clayey units of the Sant’Arcangelo basin, southern Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 77, 165–176.

- Sagnotti, L., Faccenna, C., Funicello, R., Mattei, M., 1994. Magnetic fabric and structural setting of Plio-Pleistocene clay units in an extensional regime: the Tyrrhenian margin of central Italy. *Journal of Structural Geology* 16, 1243-1257.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A., 2001. Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Mémoires du Museum national d'Histoire naturelle*, 186, 145-186.
- Salas, R., Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228(1), 33-55.
- Savage, H.M., Cooke, M.L., 2003. Can flat-ramp-flat fault geometry be inferred from fold shape?: A comparison of kinematic and mechanical folds. *Journal of Structural Geology* 25, 2023–2034.
- Schedl, A., Wiltschko, D.V., 1987. Possible effects of pre-existing basement topography on thrust fault ramping. *Journal of Structural Geology* 9 (8), 1029–1037.
- Sepehr, M., Cosgrove, J., 2004. Structural framework of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology* 21, 829–843.
- Schreurs, G., Hänni, R., Vock, P., 2001. Four-dimensional analysis of analog models: Experiments on transfer zones in fold and thrust belts. *Geological Society of America Memoir* 193, 179-190.
- Salvini, F., Storti, F., 2001. The distribution of deformation in parallel fault-related folds with migrating axial surfaces: comparison between fault-propagation and fault-bend folding. *Journal of Structural Geology* 23, 25–32.
- Shaw, J. H., Connors, C. D., Suppe, J. , 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds: An AAPG seismic atlas. *American Association of Petroleum Geologists*.
- Snidero, M., Amilibia, A., Muñoz, J. A., Blanc, E. J. P., 2011. The 3D reconstruction of geological structures based on remote sensing data: example from the Anaran anticline, Lurestan province, Zagros fold and thrust belt, Iran. *Journal of the Geological Society*, v. 168, n. 3, p. 769-782
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Perez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S., 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic rifting; Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. *Developments in Geotectonics*, 22. Elsevier, Amsterdam, pp. 757-786.
- Sopeña, A., 2004. Cordillera Ibérica y Costero Catalana. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 465–527.
- Sonnette, L., Humbert, F., Aubourg, C., Gattacceca, J., Lee, J.-C., Angelier, J., 2014. Significant rotations related to cover–substratum decoupling: Example of the Dôme de Barrôt (Southwestern Alps, France). *Tectonophysics*.

- Soto, R., Casas, A., 2001. Geometría y cinemática de las estructuras Norte-Sur de la cuenca de Ainsa. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14, 199–211.
- Soto, R., Casas, A.M., Storti, F., Faccenna, C., 2002. Role of lateral thickness variation on the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics* 350 (3), 215-235.
- Soto, R., 2003. Estructuras oblicuas: Modelización analógica y ejemplos de la Zona Surpirenaica. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 346 pp.
- Soto, R., Storti, F., Casas, A.M., Faccenna, C., 2003. Influence of along-strike pre-orogenic sedimentary tapering on the internal architecture of experimental thrust wedges. *Geological Magazine* 140(3), 253-264.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Pueyo, E.L., 2006. Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical-axis rotations. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 111 (B10402), doi:10.1029/2005JB004201
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Oliva-Urcia, B., 2007. Mesozoic extension in the Basque-Cantabrian basin (N Spain): Contributions from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics* 445 (3-4), 373-394.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Gil-Imaz, A., Fernández-González, G., del Río, P., Calvo, M., Mochales, T., 2008. Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society* 165, 1007-1018.
- Soto, R., Larrasoana, J.C., Arlegui, L.E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Simón, J.L., 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology* 31, 512–522.
- Speranza, F., Sagnotti, L., Mattei, M., 1997. Tectonics of the Umbria-Marche-Romagna Arc (central northern Apennines, Italy): New paleomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* 102, 3153–3166.
- Speranza, F., Maniscalco, R., Mattei, M., Di Stefano, A., Butler, R.W.H., Funicello, R., 1999. Timing and magnitude of rotations in the frontal thrust systems of southwestern Sicily. *Tectonics* 18, 1178-1197.
- Stearns, D., 1964. Macrofracture patterns on Teton anticline, northwest Montana. *American Geophysical Union Transactions* 45, 107–108.
- Storti, F., Salvini, F., 1996. Progressive rollover fault-propagation folding: a possible kinematic mechanism to generate regional-scale recumbent folds in shallow foreland belts. *AAPG bulletin* 80, 174–193.
- Storti, F., Poblet, J., 1997. Growth stratal architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds. Inferences on fold kinematics. *Tectonophysics* 282, 353–373.
- Storti, F., Salvini, F., McClay, K., 1997. Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 19, 583–602.

- Storti, F., Soto Marín, R., Rossetti, F., Casas Sainz, A.M., 2007. Evolution of experimental thrust wedges accreted from along-strike tapered, silicone-floored multilayers. *Journal of the Geological Society, London* 164, 73-85.
- Suárez-Alba, J., 2007. La Mancha Triassic and Lower Lias Stratigraphy, a well log interpretation. *Journal of Iberian Geology*, 33 (1), 55-78.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Amer. J. Sci.* 283, 684-721.
- Suppe, J., and Medwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 83, no. 3, p. 409-454.
- Sussman, A.J., Butler, R.F., Dinarès-Turell, J., Vergés, J., 2004. Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the Southern Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 218, 435-449.
- Sussman, A.J., Pueyo, E.L., Chase, C.G., Mitra, G., Weil, A.B., 2012. The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates. *Lithosphere* 4 (5), 383-394.
- Sussman, A. J. & Weil, A. B. 2004. Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and structural analyses, Geological Society of America Special Paper, 383, 258 pp.
- Swan, A.R.H., Sandilands, M., 1995. *Introduction to Geological Data Analysis*. Blackwell Science, Oxford, pp. 446.
- Tanner, D.C., Behrmann, J.H., Dresmann, H., 2003. Three-dimensional retro-deformation of the Lechtal Nappe , Northern Calcareous Alps. *Science* 25, 737–748.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10, 611–616.
- Tarling, D., Hrouda, F., 1993. *Magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall. London, UK. 222 p.
- Tauxe, L., 1998. *Paleomagnetic principles and practice*. Kluwer Academic Publishers, 311p.
- Tavani, S., Storti, F., Fernández, O., Muñoz, J. A., Salvini, F., 2006. 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Añisclo anticline, southern Pyrenees, J. *Struct. Geol.*, 28, 695–712, 2006.
- Tavani, S., Storti, F., Soleimany, B., Fallah, M., Munoz, J.A., Gambini, R., 2011a. Geometry, kinematics and fracture pattern of the Bangestan anticline, Zagros, SW Iran. *Geological Magazine* 148, 964–979.
- Tavani, S., Arbués, P., Snidero, M., Carrera, N., Muñoz, J., 2011b. Open Plot Project: an open-source toolkit for 3-D structural data analysis. *Solid Earth* 2, 53–63.
- Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J., Mazzoli, S., 2015. A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-

- thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews* 141, 82–104.
- Tearpock, D.J., Bischke, R.E., 2003. *Applied Subsurface Geological Mapping With Structural Methods*. Prentice Hall PTR, Upper Saddle River, NJ, pp. 822.
- Tesón, E., Teixell, A., 2008. Sequence of thrusting and syntectonic sedimentation in the eastern Sub-Atlas thrust belt (Dades and Mgoun valleys, Morocco). *International Journal of Earth Sciences* 97, 103–113.
- Thomas, W.A., 1990. Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Eclogae Geol. Helv.* 83, 727-744.
- Torres, T., Zapata, J. L., 1986. Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca-Guadalajara). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 437:442
- Torres, T., Portero, J., Del Olmo, P., Elizaga, E., 1990. Mapa Geológico de España, Hoja 563 (Priego). Memoria + Mapa 1:50000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Torres, T., Garcia, A., Mansilla, H., Quintero, I., 1992. Upper Oligocene palustrine deposits in the 'Depresion Intermedia' basin (prov. of Cuenca and Guadalajara, central Spain): borehole cores interpretation. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca. Simposios I: 149-157.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Arribas, I., 2006. El anticlinal y las discordancias de Pareja (Guadalajara): definición de las unidades cenozoicas de la Depresión Intermedia (provs. Cuenca y Guadalajara, España). *Estudios Geológicos*, 62 (1), 89-102.
- Valcárcel, M., Soto, R., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Muñoz, J. A., 2012. Kinematics of an oblique deformation front using paleomagnetic data; the Altomira-Loranca structures (Iberian Chain, Central Spain). *Geotemas*.
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. In: Van der Voo, R., Schmidt, P.W. (Eds.), *Reliability of paleomagnetic data*. *Tectonophysics*, 184(1),1-9.
- Van Wees, J.D., Stephenson, R.A., 1995. Quantitative modelling of basin and rheological evolution of the Iberian Basin (Central Spain): implications for lithospheric dynamics of intraplate extension and inversion. *Tectonophysics*, 252, 163–178.
- Van Wees et al., 1996; The role of pre-existing faults in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. *Geological Society, London, Special Publications* 1996; v. 99; p. 297-320
- Vidal-Royo, O., Hemin, A.K., Muñoz, A., 2009. Formation of orogen-perpendicular thrusts due to mechanical contrasts in the basal décollement in the Central External Sierras (Southern Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology* 31.5, 523-539.

- Vidal-Royo, 2010. 3D reconstruction and modeling of the Sierras Exteriores Aragonesas (Southern Pyrenees, Spain). Structural Evolution of the Pico del Águila anticline. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- Vidal-Royo, O., Cardozo, N., Muñoz, J.A., Hardy, S., Maerten, L., 2012. Multiple mechanisms driving detachment folding as deduced from 3D reconstruction and geomechanical restoration: the Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). *Basin Research* 24, 295–313.
- Weaver, R., Roberts, A., Flecker, R., Macdonald, D.I.M., 2004. Tertiary geodynamics of Sakhalin (NW Pacific) from anisotropy of magnetic susceptibility fabrics and paleomagnetic data. *Tectonophysics* 379, 25-42.
- Weil, A., Van der Voo, R., 2002. The evolution of the paleomagnetic fold test as applied to complex geologic situations, illustrated by a case study from northern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 1223-1235.
- Wilkerson, M.S., Marshak, S., 1991. Factors controlling slip-lineation orientation on thrust-fault planes. *Tectonophysics* 196, 203-208.
- Wilkerson, M.S., Apotria, T., Farid, T., 2002. Interpreting the geologic map expression of contractional fault-related folds terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradients. *Journal of Structural Geology* 24, 593-607.
- Williams, G., Kane, S., Buddin, T., Richards, A., 1997. Restoration and balance of complex folded and faulted rock volumes: flexural flattening, jigsaw fitting and decompaction in three dimensions. *Tectonophysics* 273, 203–218.
- Yamamoto, K., Nishiwaki, N., 1976. Automatic analysis of geologic structure from dip-strike data. *Computers & Geosciences* 1, 309-323.
- Yin, H., Groshong, R.H., 2006. Balancing and restoration of piercement structures: geologic insights from 3D kinematic models. *Journal of Structural Geology* 28, 99–114. doi:10.1016/j.jsg.2005.09.005
- Zanchi, A., Francesca, S., Stefano, Z., Simone, S., Graziano, G., 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. *Computers & Geosciences* 35, 49–69. doi:10.1016/j.cageo.2007.09.003
- Ziesch, J., Tanner, D.C., Krawczyk, C.M., 2014. Strain Associated with the Fault-Parallel Flow Algorithm During Kinematic Fault Displacement. *Mathematical Geosciences* 46, 59–73.
- Zijderveld, J. D. A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results, in *Methods in Paleomagnetism* eds. D.W. Collinson, K.M. Crees and S.K. Runcorn, Elsevier, Amsterdam.

Apéndices

APÉNDICE 1 Información completa de estaciones paleomagnéticas y direcciones

Estacion-Muestra	Edad	Unid.	Litología	Coord. Geogr.		S _a	Dg	I _g	D _s	I _s	Int (10 ⁻⁶ A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
				Long	Lat										
AL01-1A	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23	7,106044	50,49781	336,2193	62,60558	204,5601	3,067213	2	2	280-460c
AL01-2A	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL01-4A	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23	368,2057	62,16336	308,1843	67,37453	120,0131	4,949136	2	3	310-370c
AL01-5b	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL01-7A	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23	14,215	51,30531	343,486	65,89452	79,78741	6,846286	2	4	340-460c
AL01-8B	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23	11,15344	52,67223	337,7876	65,85883	74,77331	2,317291	2	4	340-460c
AL01-9A	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL02-1	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL02-2	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL02-3A	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL02-4	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL02-5	Tur	Cr	marga	514519	4461438	233/23									
AL03-1A	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24									
AL03-2	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24									
AL03-3A	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24	348,106	50,09622	7,799857	71,96005	86,82802	5,853718	2	4	250-400c
AL03-4A	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24	313,6909	43,67345	299,0734	65,63509	30,58426	7,873109	3	2	250-280c
AL03-5A	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24									
AL03-6	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24									
AL03-7A	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24	17,76342	40,65998	40,16434	53,95441	62,6502	7,211923	3	2	250-280c
AL03-8A	Con	Cr	marga	514044	4460802	153/24									
AL04-1C	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34	228,8957	-52,35385	251,4937	-28,92203	24,6916	3,655545	2	4	400-430c
AL04-2A	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34									
AL04-3B	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34									
AL04-4B	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34									
AL04-5A	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34									
AL04-6B	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34									
AL04-7C	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34									
AL04-8A	Con-San	Cr	caliza	515241	4451588	110/34									
AL05-1A	Cam-Luf	VII	arenisca	516300	4448450	124/14									
AL05-2A	Cam-Luf	VII	arenisca	516300	4448450	124/14									

Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	Se	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
AL05-3A	Cam-Lut	VII	arenisca	516300	4448450	124/14									
AL05-4A	Cam-Lut	VII	arenisca	516300	4448450	124/14	220,7537	-10,01558	222,9215	-7,73258	104,1754	4,897391	3	3	280-340°C
AL05-5	Cam-Lut	VII	arenisca	516300	4448450	124/14									
AL05-6A	Cam-Lut	VII	arenisca	516300	4448450	124/14									
AL05-7A	Cam-Lut	VII	arenisca	516300	4448450	124/14									
AL05-8A	Cam-Lut	VII	arenisca	516300	4448450	124/14									
AL06-1A	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14	145,6247	-13,11338	147,6636	-25,90128	90,38884	14,01103	3	5	330-450°C
AL06-2	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14	141,5306	-1,972766	142,2351	-15,18674	138,0903	6,924349	3	3	200-330°C
AL06-3A	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14									
AL06-4A	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14									
AL06-5	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14	209,3582	-29,45383	217,2767	-29,25261	133,2637	8,430795	2	5	420-500°C
AL06-6A	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14	184,2726	-14,00994	188,1601	-20,23783	108,381	11,43598	3	5	390-480°C
AL06-7	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14	218,5501	-4,369691	219,4235	-2,780189	62,62118	7,4234	3	3	290-330°C
AL06-8	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14									
AL06-9	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14	202,4048	-62,64078	229,3111	-61,79342	111,0976	6,468888	3	3	330-360°C
AL06-10	Bar-Rup	UP	arenisca	516637	4448082	124/14	165,8557	-2,008602	167,0653	-12,11081	162,667	3,963643	3	3	200-250°C
AL07-2A	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15	3,268465	65,10152	11,91608	51,03938	123,1409	8,234083	2	4	340-450°C
AL07-3	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15									
AL07-4	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15	16,78537	40,38114	18,62148	25,64184	125,1167	10,43864	2	4	310-480°C
AL07-5A	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15	348,7043	59,60368	9,21E-02	47,09954	108,4119	3,485564	2	4	370-480°C
AL07-6A	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15									
AL07-7A	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15	18,48524	57,35189	21,18747	42,51705	124,7134	7,016691	2	4	340-480°C
AL07-8A	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15	352,72	56,09798	1,923401	43,20372	57,97508	16,43663	2	4	340-430°C
AL07-9	Rup-Aq	UPN	arcilla	516719	4447690	030/15									
AL08-1A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40	158,2779	-69,98954	234,5916	-52,05293	33,66263	1,12E-02	3	4	* 410-440°C
AL08-2A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40	227,8786	-26,86669	232,4645	5,843207	53,97618	18,90505	3	4	* 320-380°C
AL08-3A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40									
AL08-4A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40	161,8427	-56,8737	215,7771	-46,92187	50,69786	5,88E-03	3	3	* 250-290°C
AL08-5A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40	216,9742	-13,47235	217,0669	13,13734	74,71735	10,08158	2	4	290-380°C
AL08-6A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40									
AL08-7A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40	128,5957	22,65994	125,1993	-8,338462	47,03833	18,49803	3	4	250-440°C

Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S ₀	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
AL08-8A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40	147,095	-24,84187	171,3489	-37,461	62,07499	10,16311	2	4	320-380c
AL08-9A	Rup-Aq	UPN	arcilla	517271	4446221	088/40	211,5195	-19,38085	215,6072	5,379741	52,3004	5,339873	3	4	350-440c
AL09-1	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57									
AL09-3	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57									
AL09-4A	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57									
AL09-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57									
AL09-6	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57	130,91	19,98789	132,9738	-26,09545	194,0843	9,29576	2	4	340-400c
AL09-7A	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57									
AL09-8A	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57	96,96902	11,59833	98,3321	-45,27897	42,03578	9,383079	3	4	400-480c
AL09-9A	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57									
AL09-10	Bar-Rup	UP	arcilla	519774	4468947	095/57									
AL10-1A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39									
AL10-2A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39	16,28074	14,32403	20,09544	-2,512128	159,0641	16,36113	3	4	200-360c
AL10-3A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39	16,87565	43,88795	38,36766	21,02698	89,22981	16,09719	3	3	290-330c
AL10-4A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39									
AL10-5A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39									
AL10-6A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39									
AL10-7A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39	351,0236	54,4888	33,83537	40,42057	43,21325	13,61187	2	5	330-450c
AL10-8A	Rup-Aq	UPN	arcilla	512311	4469426	085/39	317,1971	30,47495	347,1429	45,66427	62,29361	15,80251	3	6	360-560c
AL11-1A	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49	327,6944	42,48629	24,25929	50,23861	139,6066	2,509384	2	4	340-400c
AL11-2	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49	316,1779	37,47327	11,57972	57,08582	199,0753	2,829812	1	4	340-480c
AL11-3A	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49	344,6705	22,42595	9,514611	28,3882	191,2876	6,315668	1	5	340-500c
AL11-4A	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49	7,783432	30,44792	29,79009	16,49105	258,9857	10,39409	2	4	310-460c
AL11-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49	10,55481	31,48166	32,17298	15,28153	266,3818	6,999454	2	4	310-460c
AL11-6	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49	323,3163	42,86599	23,44061	53,43966	265,056	9,342633	2	4	310-480c
AL11-7A	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49									
AL11-8A	Bar-Rup	UP	arcilla	520079	4468825	095/49									
AL12-1A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									
AL12-2A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									
AL12-3A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									
AL12-4A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									

Estación-Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	So	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6Al/m)	err	Q	Trange	Rango de T
AL12-4B	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									
AL12-5A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									
AL12-6A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									
AL12-7A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	516296	4441923	088/43									
AL13-1A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	158,1417	-18,69038	161,3856	-5,418616	1527,295	3,330358	1	5	280-560c
AL13-2A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	153,4469	-23,02651	158,329	-10,79306	1900,45	3,32962	1	5	280-560c
AL13-3A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	156,0881	-20,3795	159,9668	-7,566	1382,454	2,557283	1	5	280-560c
AL13-4A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	156,3387	-32,3828	163,6308	-19,0318	3441,009	1,244452	1	5	280-560c
AL13-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	147,1676	-26,19885	153,7058	-15,52402	401,2618	5,380519	2	5	340-520c
AL13-6A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	166,0447	-17,27492	166,0447	-17,27492	1739,536	2,207876	1	5	280-560c
AL13-8A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	168,3927	-26,37749	168,3927	-26,37749	1903,412	2,705098	2	5	370-500c
AL13-9A	Bar-Rup	UP	arcilla	516131	4434561	030/20	167,5217	-47,90825	177,4226	-31,61683	72,51551	14,30633	3	2	250-280c
AL14-1A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	519071	4433433	284/63	280,4524	29,74055	260,5163	-29,46268	159,8497	5,894041	3	3	280-310c
AL14-2A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	519071	4433433	284/63									
AL14-3A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	519071	4433433	284/63	285,9363	17,18493	287,2021	-45,6894	74,09279	28,94253	3	3	280-310c
AL14-4A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	519071	4433433	284/63	211,1959	41,41071	237,0155	4,938743	314,6996	10,88137	3	3	250-340c
AL14-5A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	519071	4433433	284/63	168,8	41,84641	226,4074	34,72678	125,1245	12,41714	3	3	310-370c
AL14-6A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	519071	4433433	284/63	351,873	75,87566	296,692	21,32565	214,5095	6,678016	2	3	250-370c
AL14-7A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	519071	4433433	284/63	231,3214	31,93815	239,655	-13,52377	94,18158	11,00102	2	4	280-400c
AL15-1A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37									
AL15-2A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37									
AL15-3A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37									
AL15-4	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37	294,2694	33,37408	325,3795	57,34332	169,3348	7,892114	3	4	360-390c
AL15-5A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37	166,4185	4,059041	164,1925	2,590673	80,96143	17,00165	3	3	*200-330c
AL15-6A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37									
AL15-7A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37									
AL15-8A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37									
AL15-9A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	521107	4432991	079/37									
AL16-1	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31									
AL16-2A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31	101,0562	-26,99693	119,8844	-46,64692	92,63242	21,94641	3	5	490-540c
AL16-3A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31	111,0244	-17,89176	124,385	-34,16275	139,6623	22,41965	3	4	340-460c

Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S ₀	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
AL16-4A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31									
AL16-5A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31									
AL16-6A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31									
AL16-8A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31	116,415	-55,50133	167,6438	-59,47134	112,0033	13,42653	3	3	310-340C
AL16-9A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	522566	4426806	060/31	135,6617	-54,44921	177,039	-49,81199	118,4782	38,8371	3	4	*340-430C
AL17-1	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL17-2B	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL17-3A	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL17-4A	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL17-5A	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL17-6A	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL17-7A	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL17-8A	Cen	Cr	marga	537467	4416333	038/34									
AL18-1	Bar-Rup	UP	arenisca	539631	4415435	105/34									
AL18-2A	Bar-Rup	UP	arenisca	539631	4415435	068/13									
AL19-1A	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL19-2	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL19-3	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL19-4	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL19-5A	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL19-6	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL19-7A	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL19-9A	Crlnf	Cr	marga	526967	4392966	056/07									
AL20-1A	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28	19,75606	44,11074	348,102	56,34558	37,18858	5,744396	2	4	280-400C
AL20-2A	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28									
AL20-3A	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28									
AL20-4A	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28									
AL20-5	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28									
AL20-6A	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28	200,0029	-0,9193041	196,1595	-18,60503	30,82917	22,18387	3	4	*310-430C
AL20-8A	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28									
AL20-9A	Crlnf	Cr	caliza	526428	4392815	251/28									

Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	Se	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
AL21-1A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30									
AL21-2A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30									
AL21-3A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30	107,6758	-67,52438	201,1333	-72,2782	57,37839	5,947039	2	2	200-260tc
AL21-4A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30									
AL21-5A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30									
AL21-6A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30									
AL21-7A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30									
AL21-8A	Con	Cr	marga	517612	4418375	072/30	329,8755	29,1937	347,4436	30,19152	67,88047	5,252583	2	2	250-310tc
AL22-1A	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29									
AL22-2A	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29									
AL22-3A	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29	137,4801	-1,088906	136,1045	-29,69277	23,12926	9,977911	2	3	* 310-370tc
AL22-4A	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29									
AL22-5A	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29									
AL22-6A	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29									
AL22-7A	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29									
AL22-8	Cen	Cr	marga	517079	4418942	148/29									
AL23-1A	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65	24,5376	52,26298	319,8957	29,7848	80,77672	1,508951	3	3	280-340tc
AL23-3A	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65									
AL23-4A	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65									
AL23-5A	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65									
AL23-6A	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65									
AL23-7A	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65									
AL23-8	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65									
AL23-9A	Cen	Cr	marga	516968	4419030	279/65									
AL24-1A	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									
AL24-3	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									
AL24-4A	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									
AL24-5A	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									
AL24-6	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									
AL24-7	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									
AL24-8A	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									

Estacion- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S _o	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
AL24-9A	Tur	Cr	marga	518350	4413839	010/35									
AL25-1A	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30	16,37337	9,046468	8,299169	26,05992	137,1947	7,605465	2	3	*200-340c
AL25-2A	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30									
AL25-3A	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30	312,111	23,76088	304,4643	8,368843	74,95995	2,666841	3	2	250-280c
AL25-4A	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30									
AL25-5A	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30	8,811975	33,23502	345,7264	43,29248	55,47947	10,04946	2	4	340-400c
AL25-6	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30	30,60538	37,95317	4,035552	57,53773	405,8986	4,634765	2	4	280-430c
AL25-7	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30	15,12733	37,84983	347,5719	50,07947	105,3638	7,675424	2	5	370-520c
AL25-8	Rup-Aq	UPN	arcilla	528719	4405082	250/30									
AL26-2A	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	351,5016	10,86233	351,5016	10,86233	611,2044	3,894596	2	4	250-400c
AL26-3B	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	355,7881	14,69867	355,7881	14,69867	324,6693	5,980172	1	5	280-560c
AL26-4	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	4,068337	25,351	357,2663	18,59716	398,1099	4,132633	2	5	250-540c
AL26-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	345,1251	43,71637	334,8181	31,44543	187,9128	11,24624	2	4	280-460c
AL26-6A	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	354,2783	30,12041	346,9777	20,53995	337,0906	4,545813	1	5	280-540c
AL26-7	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	347,2789	48,08256	334,9624	36,05968	404,9568	4,895009	1	5	250-580c
AL26-8B	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	348,857	19,48786	348,857	19,48786	428,6029	5,651715	1	5	280-520c
AL26-9B	Bar-Rup	UP	arcilla	529229	4405138	294/18	354,8913	25,44823	354,8913	25,44823	606,092	3,764181	1	6	200-600c
SA01-1A	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18									
SA01-2A	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18									
SA01-3	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18									
SA01-4A	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18									
SA01-7A	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18									
SA01-8A	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18									
SA01-9A	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18	136,245	-58,55708	168,3006	-63,51371	146,9843	7,804418	2	4	340-430c
SA01-10A	Aq	UN1	arenisca	524072	4481917	079/18	157,9876	-28,41403	168,0815	-29,83253	210,9254	5,98233	2	3	280-340c
SA02-1A	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083/34	359,6808	11,17604	4,496227	4,739449	1187,436	2,647561	1	6	280-620c
SA02-2A	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083/34	5,48001	35,42177	23,14356	21,74124	447,8549	4,697189	1	6	400-620c
SA02-3A	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083/34	349,0399	12,96946	356,8295	12,09025	813,0044	4,085566	1	6	340-620c
SA02-4A	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083/34	354,3097	39,37339	18,07108	30,31332	874,6219	2,085917	1	4	280-430c
SA02-5B	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083/34	13,42675	8,311424	13,42675	8,311424	1270,964	3,144444	1	6	280-620c
SA02-6A	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083/34	17,95327	9,460847	17,95327	9,460847	836,8582	3,574806	1	6	280-640c

Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S ₀	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
SA02-7B	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083,34	5,745343	11,74437	5,745343	11,74437	652,5339	3,252849	1	6	310-640°C
SA02-8A	Rup-Aq	UPN	arcilla	523200	4481580	083,34	335,022	4,542397	335,022	4,542397	513,8909	4,16542	2	5	280-520°C
SA03-1A	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA03-2B	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA03-3A	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA03-4A	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA03-5A	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA03-6A	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA03-7B	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA03-8A	Bar-Rup	UP	caliza	534504	4492010	095,19									
SA04-1A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19	198,2063	-34,74361	209,216	-28,09543	37,89892	4,781497	3	2	250-280°C
SA04-2A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19	169,1308	-16,30217	175,3094	-20,05716	34,60336	5,238552	3	2	250-280°C
SA04-3A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19									
SA04-4A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19									
SA04-5A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19	39,55308	32,16924	46,77679	19,95138	31,12477	5,813992	3	3	* 200-310°C
SA04-7A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19									
SA04-8A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19									
SA04-9B	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	534504	4492010	095,19									
SA05-2A	Bar-Rup	UP	arcilla	533923	4491893	074,20									
SA05-3A	Bar-Rup	UP	arcilla	533923	4491893	074,20	324,5391	0,6943565	325,7871	6,71023	157,0806	5,911777	2	4	280-460°C
SA05-4A	Bar-Rup	UP	arcilla	533923	4491893	074,20									
SA05-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	533923	4491893	074,20	353,3604	23,8566	0,9852172	18,73261	130,8954	4,958693	2	4	310-490°C
SA05-5B	Bar-Rup	UP	arcilla	533923	4491893	074,20	342,839	14,10323	347,7275	13,12123	183,5817	4,252697	2	4	280-460°C
SA05-7A	Bar-Rup	UP	arcilla	533923	4491893	074,20	357,2764	8,221492	359,1451	2,753628	90,83607	7,787082	2	4	280-460°C
SA05-8B	Bar-Rup	UP	arcilla	533923	4491893	074,20	39,0311	44,18523	46,20944	26,76649	44,9141	5,12603	2	3	280-370°C
SA06-1A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130,74 (inv.)									
SA06-2A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130,74 (inv.)	224,446	12,52528	229,0366	-9,031934	6,007824	14,96747	3	4	380-410°C
SA06-3A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130,74 (inv.)	271,3528	30,21758	247,8925	-53,20852	7,743426	17,59951	3	4	* 350-440°C
SA06-5A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130,74 (inv.)									
SA06-4A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130,74 (inv.)	309,7689	-38,58051	127,283	-35,40654	24,15962	15,24115	3	5	* 350-520°C
SA06-6A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130,74 (inv.)	238,6022	53,73086	270,8072	-24,68808	15,55131	7,453691	2	4	* 290-380°C

Estacion-Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S _o	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err Q	Trange	Rango de T	
SA06-7A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130/74 (inv.)	296,5436	56,20087	298,4278	-48,78006	8,957904	10,19832	2	4	* 290-380c
SA06-8A	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130/74 (inv.)	238,822	10,66461	223,6863	-22,27477	23,83458	9,054763	2	4	250-380c
SA06-9B	Bar-Rup	UP	caliza	531264	4488841	130/74 (inv.)	242,2485	-9,257484	202,1985	-19,7391	22,63512	7,128201	2	5	380-470c
SA07-1A	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20	167,634	-31,16118	175,3442	-19,30333	7,520419	20,00346	3	4	350-380c
SA07-2B	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20	220,1628	-64,98813	222,3095	-45,03895	35,4223	4,572953	2	3	* 250-320c
SA07-3B	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20	195,0954	-57,63794	204,952	-39,48284	152,5973	4,639411	1	4	250-380c
SA07-4A	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20	196,3985	-55,88993	205,3582	-37,62153	12,10034	15,68155	2	4	350-440c
SA07-5B	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20									
SA07-6B	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20									
SA07-7B	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20	189,4535	-60,6477	202,2244	-43,11811	171,1512	4,12916	1	4	200-410c
SA07-8A	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20	193,824	-50,05844	202,0082	-32,24857	138,5159	6,019952	1	4	200-440c
SA07-9A	Bar-Rup	UP	caliza	534232	4490092	047/20	182,2513	-51,46847	193,9053	-35,44344	20,90294	14,94576	2	3	250-350c
SA08-1A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25									
SA08-2A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25	201,7273	-55,03733	230,411	-45,42031	171,2829	6,882585	2	4	350-440c
SA08-3A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25	188,224	-40,99392	209,601	-39,00507	164,9465	8,096534	2	5	* 380-540c
SA08-4A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25	182,2836	-50,39873	212,5792	-49,05286	694,7142	8,355633	2	6	250-560c
SA08-5A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25									
SA08-6A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25	234,0011	-16,38237	236,7441	0,1311874	86,06196	12,15188	3	4	* 350-410c
SA08-7B	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25									
SA08-8A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25	300,3519	23,74216	306,2127	47,47971	184,9223	11,71191	2	4	250-410c
SA08-9A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25	214,5463	-2,374247	213,757	6,153668	200,5896	10,24251	2	6	320-500c
SA08-10A	Rup-Aq	UPN	arcilla	524966	4492740	106/25									
SA09-1A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32									
SA09-3A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32	223,2824	-37,96961	247,1673	-34,03823	267,3217	6,533163	2	4	200-430c
SA09-4A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32									
SA09-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32									
SA09-6A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32	213,2524	-11,47132	213,2524	-11,47132	311,2264	3,557847	2	3	280-340c
SA09-7A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32	200,406	21,80293	193,7781	4,777115	91,6102	31,85062	3	4	* 310-400c
SA09-8A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32									
SA09-9A	Bar-Rup	UP	arcilla	524577	4492892	140/32	345,971	58,40115	345,971	58,40115	141,8124	11,47013	2	3	250-370c
SA10-1B	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30									

Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	So	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
SA10-2B	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30	257,5678	10,26989	256,8112	-16,03271	62,40314	7,479625	2	5	480-520c
SA10-3B	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30	226,7312	13,45294	229,2452	-2,485123	27,17464	22,24053	3	5	500-540c
SA10-4B	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30	247,8965	11,77613	247,88	-11,87467	58,88883	22,18565	3	5	480-540c
SA10-5A	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30	251,7468	25,09723	255,4203	-0,2689221	68,40926	12,13535	3	4	400-480c
SA10-7A	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30	252,4575	-36,61937	228,2199	-58,11541	76,1139	11,17916	2	5	460-540c
SA10-8B	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30									
SA10-9A	Aq	UN1	arcilla	525451	4497468	288/30	303,1754	58,61055	296,371	29,3278	163,8812	10,97446	1	4	280-480c
SA11-1B	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	14,31965	22,96139	21,24447	-0,2514651	179,7531	8,439573	2	6	410-560c
SA11-2A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	18,34826	30,50076	28,34935	4,148325	188,2757	7,267898	2	5	380-520c
SA11-3A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	4,058407	46,77675	29,00445	23,80499	378,2076	5,509566	2	6	350-560c
SA11-4B	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	325,3888	13,57659	338,5149	21,96624	113,6263	13,95404	2	5	410-500c
SA11-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40									
SA11-6A	Bar-Rup	UP	arenisca	524727	4496896	075/40	39,84909	66,56701	58,85643	29,34577	264,4485	7,601859	2	6	350-560c
SA11-7A	Bar-Rup	UP	arenisca	524727	4496896	075/40	27,39555	54,55942	46,82414	21,44955	191,2257	8,299984	2	5	470-540c
SA11-8A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	5,471909	59,70418	39,72896	32,69071	319,6396	6,495336	1	6	470-580c
SA11-9A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	19,22268	42,8533	35,62215	14,23184	269,6497	6,848401	2	5	380-500c
SA11-10A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40									
SA11-11A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	353,6604	47,3806	23,76351	29,13886	1422,187	4,306116	1	6	250-560c
SA11-12B	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	5,526537	55,52013	36,34445	29,66954	1372,862	4,40217	1	6	250-580c
SA11-13A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	30,6692	41,08758	42,29416	8,520219	536,7885	12,65594	3	5	200-450c
SA11-14A	Bar-Rup	UP	arcilla	524727	4496896	075/40	3,138078	46,35037	28,17698	23,90232	1245,122	4,054407	1	6	250-600c
SA12-1A	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	109/40	89,52349	3,585984	85,63089	-34,21489	82,57149	11,52988	3	4	360-420c
SA12-2A	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	109/40									
SA12-3A	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	109/40	156,5286	-15,54052	174,305	-37,68328	54,56424	5,589973	2	5	420-450c
SA12-4A	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	109/40	132,6057	46,17571	124,7862	8,605364	172,3275	4,699587	3	3	290-330c
SA12-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	117/55	152,6614	-16,6352	186,131	-52,15672	81,89594	7,769918	2	5	450-500c
SA12-6B	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	117/55	208,3233	-53,096	253,7514	-25,7489	147,4083	5,908585	2	5	360-480c
SA12-7A	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	117/55	214,4097	-45,18853	248,2549	-18,51171	61,40448	12,78849	2	5	330-480c
SA12-8A	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	117/55	192,2047	-41,40577	236,7444	-31,37566	28,93365	10,86911	3	4	* 330-420c
SA12-9B	Bar-Rup	UP	arcilla	524459	4493038	117/55									
SA13-1A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									

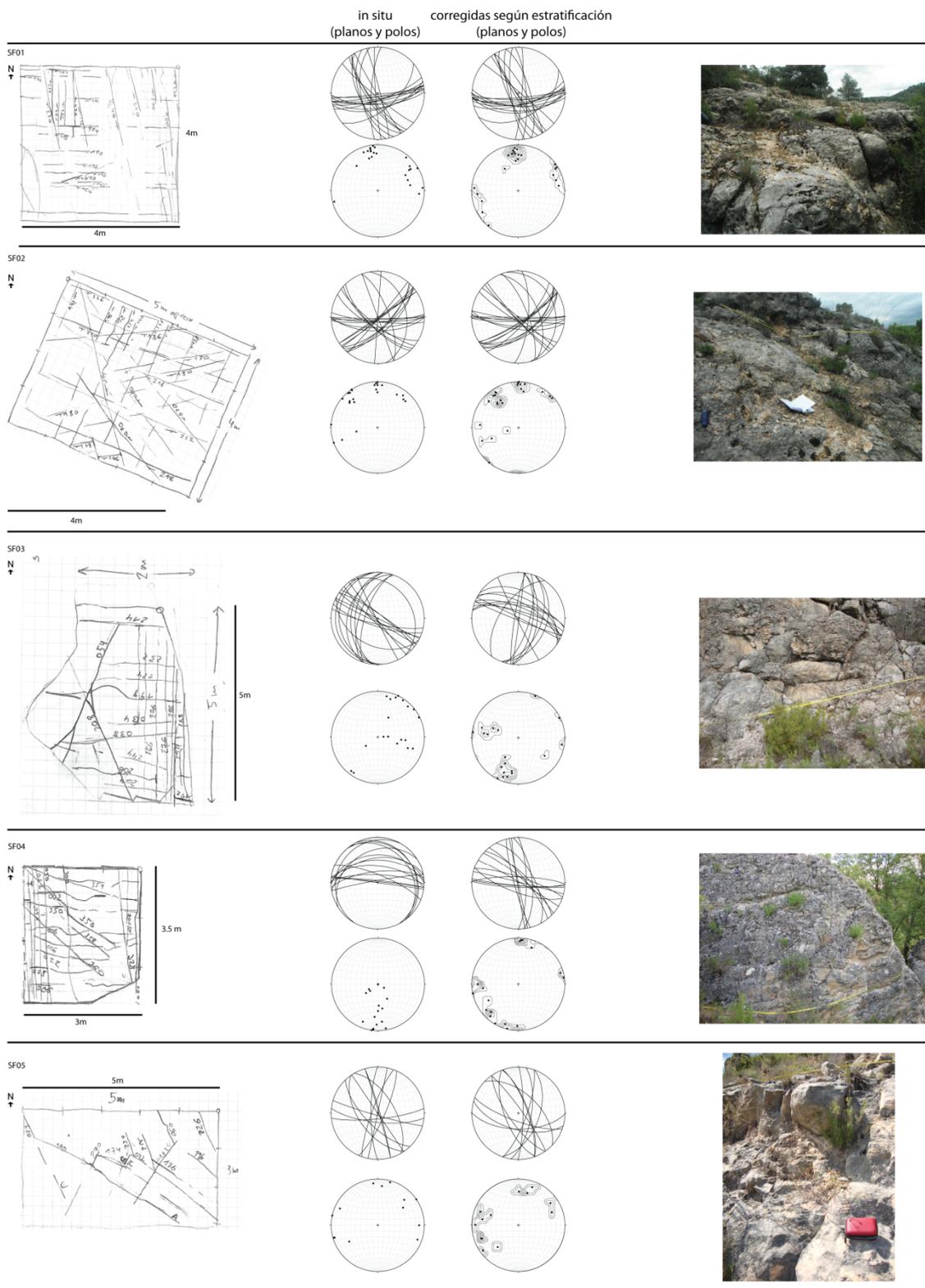
Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S ₀	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
SA13-2A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA13-3A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA13-4A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA13-5A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA13-6A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA13-7A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA13-8A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA13-9A	Bur-Lan	UN2	arcilla	526723	4496194	154/18									
SA14-1B	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	184,4813	-42,71474	193,3091	-40,90055	333,7934	8,256099	1	5	290-540c
SA14-2A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	213,3639	-68,41013	229,18	-61,54489	230,3276	5,425758	1	6	330-560c
SA14-3A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	168,3548	-26,19886	173,39	-27,53081	284,0214	6,715299	2	5	360-540c
SA14-4A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	191,5932	-27,34493	186,3093	-24,67218	78,43626	3,604836	2	5	390-480c
SA14-5A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	195,8928	-5,105128	186,4907	-2,059112	185,0856	6,933751	2	5	330-560c
SA14-6A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	262,2194	-59,24712	263,5795	-49,29391	108,6939	12,13278	2	5	330-480c
SA14-7A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	209,0263	-38,08041	214,9518	-32,54549	128,4838	8,451855	2	5	360-500c
SA14-8A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	196,9394	-42,77598	204,9602	-38,93956	78,55264	7,204931	2	5	450-520c
SA14-9B	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	204,1006	-2,27999	204,1187	2,051327	157,2044	7,883242	2	5	360-480c
SA14-10A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	211,9854	2,670441	211,1907	8,139593	115,9224	8,97871	2	5	420-520c
SA14-11A	Aq	UN1	arcilla	531976	4476731	090/10	191,9624	-28,69636	196,943	-25,93886	332,2222	6,845207	2	5	330-520c
SA15-1A	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal									
SA15-2A	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal									
SA15-3A	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal	122,4737	-10,30468	122,4737	-10,30468	175,7592	13,23523	2	5	390-520c
SA15-4A	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal									
SA15-5	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal	191,8366	-40,5875	191,8366	-40,58751	78,4463	22,38773	3	4	*290-390c
SA15-6B	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal	48,30083	44,08534	48,30083	44,08534	85,64913	13,47336	2	5	360-500c
SA15-7B	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal									
SA15-8A	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal	331,9035	36,75302	331,9035	36,75302	105,5295	10,36845	2	5	390-450c
SA15-9A	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal									
SA15-10B	Rup-Aq	UPN	arcilla	531251	4477880	horizontal	67,60905	12,76006	67,60905	12,76006	69,53241	11,02714	2	4	330-390c
SA16-1A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									
SA16-2A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									

Estacion- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S ₀	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6Al/m)	err	Q	Trange	Rango de T
SA16-3B	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25	196,6661	-13,46649	200,4931	-4,755476	73,62557	21,24558	3	4	* 360-450°C
SA16-4A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									
SA16-5A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25	240,3893	-17,77651	241,7522	4,489978	157,8477	2,653785	3	4	* 330-390°C
SA16-6A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									
SA16-7A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25	246,839	-24,21295	248,8257	-0,7724829	146,8966	6,219363	3	3	200-250°C
SA16-8A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25	192,2997	-4,669363	192,9748	1,529589	221,4194	28,65306	3	4	* 290-390°C
SA16-9A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25	286,0235	39,05018	298,5052	62,1222	215,6641	10,22671	2	3	250-330°C
SA16-10B	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									
SA16-11A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25	186,9141	-37,71381	203,4107	-30,36333	275,8669	7,16E-03	3	3	* 290-330°C
SA16-12A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									
SA16-13A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									
SA16-14A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25	221,673	-46,39237	234,0666	-27,18102	180,5527	1,168362	2	3	250-290°C
SA16-15A	Bar-Rup	UP	arcilla ar.	523099	4480495	090/25									
SA17-1A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30	4,432684	56,15454	42,94672	47,64827	228,3253	7,77922	3	3	250-290°C
SA17-2B	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA17-3A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA17-4A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA17-5A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA17-6A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA17-7A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA17-8A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30	119,2952	-44,21616	146,1953	-69,87591	64,54471	10,17494	2	4	290-360°C
SA17-9A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA17-10A	Rup-Aq	UPN	arcilla ar.	523666	4480908	100/30									
SA18-1A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20									
SA18-2A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20									
SA18-3A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20	330,3758	46,9679	353,4231	55,53631	104,6782	11,12327	2	5	200-540°C
SA18-4B	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20	326,0306	57,82141	1,516939	66,00333	201,1988	7,657704	2	5	200-470°C
SA18-5A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20									
SA18-6A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20									
SA18-7B	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20	346,0035	50,21656	11,48653	53,01148	171,0837	8,847043	2	5	250-470°C
SA18-8A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20									

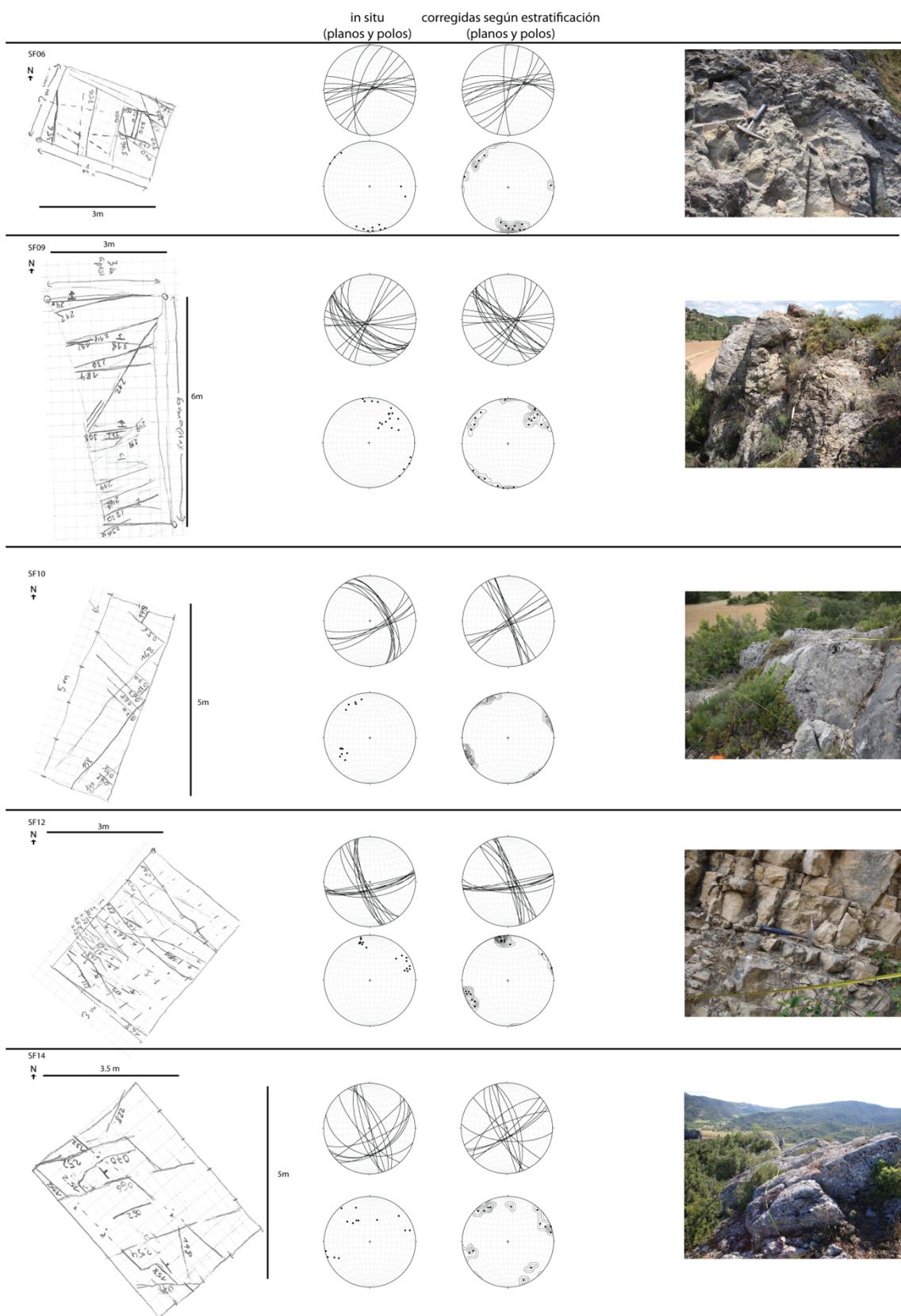
Estación- Muestra	Edad	Unid.	Litología	Long	Lat	S ₀	Dg	Ig	Ds	Is	Int (10-6A/m)	err	Q	Trange	Rango de T
SA18-9A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20									
SA18-10A	Rup-Aq	UPN	arenisca	522208	4473921	098/20									
SA19-1A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	151,4143	-37,41658	193,1149	-60,25283	83,79001	6,971262	2	6	450-560°C
SA19-2A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	138,6821	-31,56674	168,4663	-63,72009	78,94843	7,037959	2	6	480-580°C
SA19-3A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	154,0023	-29,263	184,6041	-53,21101	108,749	10,13526	2	6	520-600°C
SA19-4A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	148,8354	-6,801347	160,0304	-37,69109	29,46576	10,53425	2	6	540-580°C
SA19-5A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	169,4558	1,114498	175,4578	-20,17477	190,3087	6,614972	2	6	500-560°C
SA19-7A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	306,9635	7,454166	312,9069	45,99022	218,486	6,717144	2	5	290-520°C
SA19-8A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	190,7654	12,5954	185,7361	1,648291	116,7645	15,61532	3	3	290-330°C
SA19-9A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40									
SA19-10A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	334,0328	13,4341	350,09	40,77917	34,73036	8,271846	2	4	360-420°C
SA19-11A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	282,5407	6,79028	277,7822	45,82476	82,70889	5,788915	2	5	360-500°C
SA19-12A	Bar-Rup	UP	arcilla	522350	4477328	025/40	243,4149	-27,20924	250,4828	0,947543	34,02044	15,1929	3	5	390-480°C

Apéndice 1. Información completa de estaciones paleomagnéticas y direcciones. Coordenadas Geográficas en unidades UTM; So: estratificación (dirección de buzamiento / buzamiento); Unidades (Unid.) y edades: Cr = Unidades cretácicas (CrInf = Cretácico Inferior; Cen = Cenomaniense; Tur = Turonaniense; Con = Coniaciense; Con-San = Coniaciense-Santonense); Vil = Fm. Villalba de la Sierra (Cam-Lut = Campaniense-Luteciense); UP = Unidad Paleógena (Bar-Rup = Bartonense-Rupeliense); UPN = Unidad Paleógeno-Neógena (Rup-Aq = Rupeliense-Aquitaniense); UN1 = 1ª Unidad Neógena (Aq = Aquitaniense); UN2 = 2ª Unidad Neógena (Bur-Lan = Burdigaliense - Langhiense); Q: Calidad de la estación. Trange-Rango de T = Rango de temperaturas.

APÉNDICE 2 Información complementaria de las estaciones de fracturación



A2.1. Esquemas de relaciones geométricas, proyecciones estereográficas y fotos representativas de las estaciones de fracturas SF01, SF02, SF03, SF04 y SF05.



A2.2. Esquemas de relaciones geométricas, proyecciones estereográficas y fotos representativas de las estaciones de fracturas SF06, SF09, SF10, SF12 y SF14.

Estación	Litología	S0 dipdir		S0 dir					
1	Calm	102		18					
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"	
2	174	72	200		534124	4490162	944	A	
3	176	84	300	25	534124	4490162	944	A	
4	170	76	350	74	534124	4490162	944	A	
5	174	88	400	80	534124	4490162	944	A	
6	178	70	120	30	534124	4490162	944	A	
7	170	64	180	88	534124	4490162	944	A	
8	170	84	140	65	534124	4490162	944	A	
9	170	80	200	25	534124	4490162	944	A	
10	165	62	260	38	534124	4490162	944	A	
11	140	60	150		534124	4490162	944	D	
12	160	78	300	11	534124	4490162	944	A	
13	166	78	400	100	534124	4490162	944	A	
14	236	70	70		534124	4490162	944	B	
15	240	58	140	44	534124	4490162	944	B	
16	236	74	300	35	534124	4490162	944	B	
17	250	58	180	42	534124	4490162	944	B	
18	240	88	300	60	534124	4490162	944	B	
19	232	76	70	148	534124	4490162	944	B	
20	220	84	200	90	534124	4490162	944	B	
21	076	86	75		534124	4490162	944	C	
22	266	86	160	25	534124	4490162	944	C	
23	260	60		30	534124	4490162	944	C	
24	274	78	100	90	534124	4490162	944	C	

Estación	Litología	S0 dipdir		S0 dir					
2	Calm	086		18					
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"	
26	142	86	160		534047	4490000	907	A	
27	146	88	240	100	534047	4490000	907	A	
28	132	70	50	30	534047	4490000	907	A	
29	134	72	200	33	534047	4490000	907	A	
30	140	88	60	26	534047	4490000	907	A	
31	146	90	200	54	534047	4490000	907	A	
32	140	70	100	35	534047	4490000	907	A	
33	138	64	300	70	534047	4490000	907	A	
34	130	88	120	100	534047	4490000	907	A	
35	226	72	1000		534047	4490000	907	B	
36	210	72	1000	80	534047	4490000	907	B	
37	218	78	250	50	534047	4490000	907	B	
38	222	72	1000	100	534047	4490000	907	B	
39	218	78	1000	100	534047	4490000	907	B	
40	094	90	400		534047	4490000	907	C	

41	070	70	200		534047	4490000	907	D
42	080	38	160	80	534047	4490000	907	D
43	070	90	400	85	534047	4490000	907	D
44	176	82	40		534047	4490000	907	E
45	178	86	50	50	534047	4490000	907	E
46	180	66	200	50	534047	4490000	907	E
47	178	72	160	55	534047	4490000	907	E
48	180	82	200	30	534047	4490000	907	E
49	180	88	200	30	534047	4490000	907	E
50	186	82	400	100	534047	4490000	907	E
Estación Litología S0 dipdir S0 dir								
3 Calm 112 74								
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
52	192	80	60		531497	4489051	863	A
53	204	84	20	34	531497	4489051	863	A
54	206	90		54	531497	4489051	863	A
55	244	88		54	531497	4489051	863	C
56	038	82		60	531497	4489051	863	C
57	034	82		26	531497	4489051	863	C
58	198	76		70	531497	4489051	863	A
59	224	82		33	531497	4489051	863	A
60	232	88	200	34	531497	4489051	863	A
61	214	86	200	70	531497	4489051	863	A
62	288	36	1000		531497	4489051	863	B
63	290	58	90	8	531497	4489051	863	B
64	288	68	1000	20	531497	4489051	863	B
65	276	42	1000	28	531497	4489051	863	B
66	276	50	1000	40	531497	4489051	863	B
67	266	18	1000	50	531497	4489051	863	B
68	264	10	200	30	531497	4489051	863	B
69	054	26	1000		531497	4489051	863	
70	208	40			531497	4489051	863	
Estación Litología S0 dipdir S0 dir								
4 Arec 270 76								
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
72	354	70			531434	4491268	843	A
73	002	76		40	531434	4491268	843	A
74	350	86		35	531434	4491268	843	A
75	006	88		44	531434	4491268	843	A
76	006	60		40	531434	4491268	843	A
77	022	76	50	23	531434	4491268	843	A
78	008	90		27	531434	4491268	843	A
79	006	86		28	531434	4491268	843	A
80	360	00			531434	4491268	843	B
81	328	30			531434	4491268	843	
82	360	00	1000	30	531434	4491268	843	B

83	300	12	1000	120	531434	4491268	843	B
84	050	18	1000	50	531434	4491268	843	B
85	062	18	1000	15	531434	4491268	843	B
86	054	26	1000	20	531434	4491268	843	B
87	350	44			531434	4491268	843	
88	358	38		35	531434	4491268	843	
89	360	48		90	531434	4491268	843	
Estación Litología S0 dipdir S0 dir								
5 Calg 130 26								
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
91	290	80			534252	4492076	998	A
92	174	80		40	534252	4492076	998	A
93	022	88		35	534252	4492076	998	A
94	186	74		32	534252	4492076	998	A
95	196	86		80	534252	4492076	998	A
96	270	78		160	534252	4492076	998	B
97	114	78		70	534252	4492076	998	B
98	102	90		90	534252	4492076	998	B
99	074	86			534252	4492076	998	C
100	235	56			534252	4492076	998	C
101	236	90		30	534252	4492076	998	C
102	060	60		70	534252	4492076	998	C
103	226	68		66	534252	4492076	998	C
Estación Litología S0 dipdir S0 dir								
6 Calm 072 26								
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
106	008	84	40		534488	4492000	985	A
107	018	82	40	10	534488	4492000	985	A
108	002	88	120	38	534488	4492000	985	A
109	356	80	150	60	534488	4492000	985	A
110	356	88	120	90	534488	4492000	985	A
111	130	90	130		534488	4492000	985	B
112	140	86	100	74	534488	4492000	985	B
113	120	90	100	74	534488	4492000	985	B
114	346	88			534488	4492000	985	C
115	340	88	150	70	534488	4492000	985	C
116	346	76	150	54	534488	4492000	985	C
117	270	58	75		534488	4492000	985	D
118	286	70	75	80	534488	4492000	985	D
Estación Litología S0 dipdir S0 dir								
9 Calm 074 24								
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
121	236	50	80		538548	4498833	916	A
122	220	60	250	50	538548	4498833	916	A
123	246	60	250	35	538548	4498833	916	A
124	214	66	250	38	538548	4498833	916	A

125	208	42	100		538548	4498833	916	A
126	218	72	200	85	538548	4498833	916	A
127	184	82	300	150	538548	4498833	916	C
128	230	72	250	40	538548	4498833	916	A
129	214	68	200	92	538548	4498833	916	A
130	212	80	300	88	538548	4498833	916	A
131	192	82	80		538548	4498833	916	C
132	172	88	40	88	538548	4498833	916	C
133	174	82	50	12	538548	4498833	916	C
134	290	86	300		538548	4498833	916	B
135	318	90	300	124	538548	4498833	916	B
136	308	86	40	77	538548	4498833	916	B
137	298	90	55		538548	4498833	916	B
138	212	32	300		538548	4498833	916	
139	214	42	100	12	538548	4498833	916	
140	218	50	100	8	538548	4498833	916	
Estación Litología S0 dipdir S0 dir								
10 Calm 268 32								
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
142	048	62			538000	4498734	942	A
143	058	66		30	538000	4498734	942	A
144	070	56		190	538000	4498734	942	A
145	068	54		20	538000	4498734	942	A
146	060	60		40	538000	4498734	942	A
147	070	58		50	538000	4498734	942	A
148	056	50		130	538000	4498734	942	A
149	140	70			538000	4498734	942	B
150	158	70		60	538000	4498734	942	B
151	158	74		60	538000	4498734	942	B
152	168	76		45	538000	4498734	942	B
153	148	76		110	538000	4498734	942	B
Estación Litología S0 dipdir S0 dir								
12 Calm 070 22								
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
155	168	82	300		536919	4500085	896	B
156	174	62	200	70	536919	4500085	896	B
157	168	70	100	20	536919	4500085	896	B
158	170	74	150	20	536919	4500085	896	B
159	168	86	150	24	536919	4500085	896	B
160	164	74	300	50	536919	4500085	896	B
161	166	76	300	20	536919	4500085	896	B
162	166	74	100	18	536919	4500085	896	B
163	232	78	60		536919	4500085	896	A
164	254	80	200	36	536919	4500085	896	A
165	242	80	150	20	536919	4500085	896	A
166	254	68	100	20	536919	4500085	896	A

167	252	74	100	37	536919	4500085	896	A
168	256	74	120	20	536919	4500085	896	A
169	230	64	140	50	536919	4500085	896	A
170	250	82	140		536919	4500085	896	A
171	238	84	300	70	536919	4500085	896	A
Estación	Litología	S0 dipdir	S0 dir					
14	Calm	336	30					
Nº dato	Dipdir	Dip	Longitud	Espaciado	Latitud	Longitud	Elevación	"Familia"
173	228	74	200		534373	4497899	959	C
174	198	42	90		534373	4497899	959	D
175	078	88			534373	4497899	959	A
176	254	80	300	90	534373	4497899	959	A
177	062	66	85	65	534373	4497899	959	A
178	066	74	300	60	534373	4497899	959	A
179	070	88	135	72	534373	4497899	959	A
180	252	70	300	76	534373	4497899	959	A
181	138	46	300		534373	4497899	959	B
182	132	56	500	130	534373	4497899	959	B
183	140	86	300	98	534373	4497899	959	B
184	152	44	30	78	534373	4497899	959	B
185	158	70	25	58	534373	4497899	959	B
186	148	46	74	40	534373	4497899	959	B

A2.3. Datos completos de las fracturas medidas en campo. Calm = Caliza micrítica; Calg = Caliza grano fino; Arc = Arenisca-Calcarenita; Dol = Dolomia. Longitud y espaciado se indican en centímetros. El valor 1000 en la longitud indica que la fractura continúa fuera del área de la estación de medida.

APÉNDICE 3 Parámetros de la restitución geomecánica y del modelo de fracturas

A3.1 Parámetros Restitución Geomecánica

Restitución Geomecánica Unidad Paleógena - Centro-Sur:

Method
 Restoration Geomechanical
 Unfold To
 Target
 Target Beds
 101_UPCS_target1
 Pin
 Surface
 Surface
 Geo_28
 Template Beds
 101_UPCS_v2pt (tracking strain)
 --(stiffness from Stratigraphy Table)
 --Un-weighted Young's Modulus: 28 GPa
 --Weighted Axial Stiffness U: 14 GPa
 --Weighted Axial Stiffness V: 14 GPa
 --Weighted Shear Stiffness UV: 28 GPa
 --Weighted Area/Vol preserving stiffness: 28 GPa
 Passive Beds

 Pin Surfaces
 Geo_28
 Fault Surfaces

 Spring orientations
 : Down local dip
 Area/Volume convergence (%):
 3

Restitución Geomecánica Unidad Paleógena – Norte:

Method
 Restoration Geomechanical
 Unfold To
 Target
 Target Beds
 101_UP-N_target1
 Pin
 Surface
 Surface
 Geo_84
 Template Beds
 101_UP0 (tracking strain)
 --(stiffness from Stratigraphy Table)
 --Un-weighted Young's Modulus: 28 GPa
 --Weighted Axial Stiffness U: 14 GPa
 --Weighted Axial Stiffness V: 14 GPa
 --Weighted Shear Stiffness UV: 28 GPa

--Weighted Area/Vol preserving stiffness: 28 GPa
 101_UP1_condips (tracking strain)
 --(stiffness from Stratigraphy Table)
 --Un-weighted Young's Modulus: 28 GPa
 --Weighted Axial Stiffness U: 14 GPa
 --Weighted Axial Stiffness V: 14 GPa
 --Weighted Shear Stiffness UV: 28 GPa
 --Weighted Area/Vol preserving stiffness: 28 GPa
 Passive Beds

 Pin Surfaces
 Geo_84
 Fault Surfaces

 Spring orientations
 : Down local dip
 Area/Volume convergence (%):
 3

A3.2 Parámetros Modelo de fracturas

Modelo de fracturas Unidad Paleógena - Centro-Sur

Session Summary
 Fracture Modelling - Set 1
 Input Parameters:
 Input Grid:
 101_UPCS_v2pt_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_Ag2014_UP_CentroSur_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_Ag2014_UP_CentroSur
 Intensity From Grid: e1
 P32: true
 Length Defintion is Normal:
 Length Param1: 226.607
 Length Param2: 56.6516
 Length Param3: -2
 Orientation is From Grid:
 Orientation Dip Property: e1
 Orientation Az Property: e1_azimuth
 Distribution Is Fisher:
 Fisher K Param: 5.9
 Aspect Ratio: 0.5
 Aperture: (Proportional to Root Length) - Coefficient used = 0.0710179
 Number of Fractures: 29979

Output Grid:
 101_UPCS_v2pt_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_Ag2014_UP_CentroSur_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_Ag2014_UP_CentroSur
 Generated Properties: Min ValueMax Value
 Frac_Session1_Porosity 0 6.60899e-05
 Frac_Session1_Permeability 0 6.56807
 Frac_Session1_Perm_KXX 0 6.53368
 Frac_Session1_Perm_KYY 0 6.38136
 Frac_Session1_Perm_KZZ 0 2.73097
 Frac_Session1_Perm_KXY -0.495207 0.461496
 Frac_Session1_Perm_KXZ -1.02187 0.908721
 Frac_Session1_Perm_KYZ -0.987409 0.780339
 Frac_Session1_Anisotropy 1.53884 100
 Frac_Session1_Perm_KB_Max 1.67487e-06 6.45832
 Frac_Session1_Perm_KB_Min 0 5.9138
 Frac_Session1_2D_Anisotropy 1.00837 100

Frac_Session1_Sigma 0 0.0259522
 Frac_Session1_Block_Size 12188.5 2.26574e+07
 Frac_Session1_P32 0 0.0578198
 Total Fracture Area: 7.23052e+08 (meter-squared)
 Total Fracture Volume: 810326 (meter-cubed)
 Total Model Volume: 8.23695e+10 (meter-cubed)
 Average Fracture Porosity: 9.83769e-06
 Average Aperture: 0.0011207 (meter)
 Average DFN P32: 0.00877814 (1/meter)

Modelo de fracturas Unidad Paleógena – Norte

Session Summary

Fracture Modelling - Set 1

Input Parameters:

Input Grid:

101_UP0_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_UP_norte_e1_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_UP_norte_e1

Intensity From Grid: e1

P32: true

Length Defintion is Normal:

Length Param1: 210.04

Length Param2: 52.5099

Length Param3: -2

Orientation is From Grid:

Orientation Dip Property: e1

Orientation Az Property: e1_azimuth

Aspect Ratio: 0.5

Aperture: (Proportional to Root Length) - Coefficient used = 0.0737655

Number of Fractures: 21274

Output Grid:

101_UP0_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_UP_norte_e1_strain_From_2_Geome_To_1_Initi_UP_norte_e1

Generated Properties: Min Value Max Value

Frac_Session1_Porosity	0	0.000153971
Frac_Session1_Permeability	0	17.1623
Frac_Session1_Perm_KXX	0	17.1623
Frac_Session1_Perm_KYY	0	17.1623
Frac_Session1_Perm_KZZ	0	5.92843e-05
Frac_Session1_Perm_KXY	-2.40209e-05	1.77354e-05
Frac_Session1_Perm_KXZ	-0.0306659	0.0294635
Frac_Session1_Perm_KYZ	-0.0129401	0.0219667
Frac_Session1_Anisotropy	100	100
Frac_Session1_Perm_KB_Max	4.16872e-08	13.7242
Frac_Session1_Perm_KB_Min	0	2.14277e-05
Frac_Session1_2D_Anisotropy	57.2907	100
Frac_Session1_Sigma	0	0.107509
Frac_Session1_Block_Size	1364.64	2.96528e+07
Frac_Session1_P32	0	0.135815

Total Fracture Area: 4.81433e+08 (meter-squared)

Total Fracture Volume: 540374 (meter-cubed)

Total Model Volume: 8.88401e+10 (meter-cubed)

Average Fracture Porosity: 6.08254e-06

Average Aperture: 0.00112243 (meter)

Average DFN P32: 0.00541909 (1/meter)

