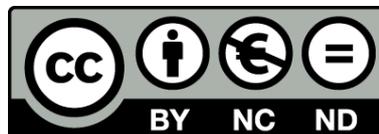




UNIVERSITAT DE
BARCELONA

**Implementación del lidar terrestre en la caracterización
y modelización de análogos de reservorios fluviales:
Desarrollo y aplicación de nuevas metodologías en
afloramientos del Abanico Fluvial de Huesca
(Mioceno de la Cuenca del Ebro)**

Rubén Calvo Tortajada



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 3.0. Spain License.**



UNIVERSITAT DE
BARCELONA



Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines

Grup de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques

Institut de Recerca GEOMODELS

Universitat de Barcelona

**IMPLEMENTACIÓN DEL LIDAR TERRESTRE EN LA CARACTERIZACIÓN Y
MODELIZACIÓN DE ANÁLOGOS DE RESERVORIOS FLUVIALES:
DESARROLLO Y APLICACIÓN DE NUEVAS METODOLOGÍAS EN
AFLORAMIENTOS DEL ABANICO FLUVIAL DE HUESCA (MIOCENO DE LA
CUENCA DEL EBRO).**

Memòria de Tesis Doctoral presentada per **Rubén Calvo Tortajada** per optar al grau de Doctor en Ciències Geològiques per la Universitat de Barcelona.

Aquesta memòria ha estat realitzada dins el Programa de Doctorat en Ciències de la Terra (RD99/2011) i sota la direcció del **Dr. Emilio Ramos Guerrero**.

Rubén Calvo Tortajada

Dr. Emilio Ramos Guerrero

Enero, 2016

La present Tesi Doctoral ha estat realitzada al *Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines* de la *Universitat de Barcelona*, dins del *Grup de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques* i de l'*Institut de Recerca GEOMODELS*. El seu desenvolupament ha sigut possible gràcies al finançament per part del Ministeri de Ciència e Innovació del Govern d'Espanya a través d'una beca **FPI** (BES-2011-046546), així com al suport econòmic dels projectes d'investigació **REMOSS 3D-4D** (CGL2007-66431-C02-02/BTE), **MODELGEO** (CGL2010-15294) i **SEROS** (CGL2014-55900P). **REPSOL** va contribuir durant l'inici de la investigació mitjançant una beca de màster.

A mis padres y hermana.

A mi niña.

Y a ti, que estás en camino...

AGRADECIMIENTOS

Son muchas las personas que durante el tiempo en el que he llevado a cabo la investigación que aquí se presenta me han ayudado de una u otra forma tanto en el ámbito científico como en el personal. No me gustaría dejarme a nadie, y es precisamente por eso que trataré de no extenderme en exceso y limitarme básicamente al ámbito académico. Los que esperéis encontrar aquí vuestro nombre y no lo encontréis no os disgustéis, la lista se podría hacer interminable... Mejor lo solucionamos mientras tomamos una cervecita ;-)

Emilio, te agradezco profundamente la oportunidad que me diste de involucrarme en este proyecto y convertirme así en investigador. No sé qué debiste ver en mí, pero lo cierto es que tengo la sensación que desde un primer momento confiaste en mis posibilidades. Me has dado una libertad prácticamente total para hacer y deshacer a mi gusto, y a la vez siempre has estado ahí cuando he necesitado tu ayuda. Lo dicho, muchísimas gracias Emilio, espero haber estado a la altura.

David, a ti te agradezco todas las horas de viajes y trabajo en el campo que han servido para adquirir los datos digitales en que se basa esta tesis, así como que me enseñase las bases para trabajar con ellos y me proporcionase herramientas imprescindibles para lograr llevar a cabo esta tesis.

A Pau, Pati y Jean Gerard os agradezco vuestra colaboración esporádica en este proyecto, siempre es bueno tener a alguien al lado con experiencia para que te ayude a arrancar.

A Xavi, David, Montse y José M^a os agradezco que a través de vuestros trabajos de fin de carrera hayáis aportado un granito de arena en todo esto.

Elisenda, Miki, Elías, Yaniel, Aitor, Tubau, Rayo, Patri, Nicolas, y demás compañeros que habéis ido pasando por la 336, muchas gracias por contribuir a hacer más amenas las jornadas de trabajo y por los buenos compañeros que sois.

A todos los que amenizáis el mejor momento del día durante la jornada de trabajo, el cual se produce en el bar de Farmacia a la hora de comer, donde igual estás enzarzado en una profunda disquisición política que comentando alegremente la mayor de las banalidades. Ya sabéis quiénes sois. Muchas gracias.

A Los Amigos de Tu Madre, compañeros de fatigas desde el principio del comienzo. A vosotros no os agradezco nada, os quiero y punto. Ya va tocando barbacoa, ¿no?

A Valero y Sedo, mis dos fieles escuderos. No sé qué será de nuestras vidas a partir de ahora, pero ha sido un placer compartir este viaje con vosotros. Buena gente, sí señor. Os deseo lo mejor doctores.

No puedo dejar de mencionaros a vosotros, mi familia del Bàsquet Molins. Miles de horas de baloncesto y convivencia a vuestro lado. Toda una válvula de escape para las presiones del día a día. 1, 2, 3, 4...

Papas, gran parte de todo esto es culpa vuestra. Siempre me habéis dado todo lo que he necesitado y habéis confiado plenamente en mí. Aun cuando no teníais claro que hacía con mi vida no dudasteis. Tamara, que escogiste un camino tan diferente al mío, pero ahí estás abriéndote camino en él. Os quiero mucho.

Y como no, mi niña. Siempre ahí, en lo bueno y en lo malo. Imprescindible. Eres mi vida, no la puedo entender sin ti. Cuida a mi bebé... Te amo.

ABSTRACT

In recent years, improvements in digital data collection techniques and processing software have led to significant advances in the field of outcrop characterization. This evolution is based on the premise that the greater the quantity, quality (accuracy), and speed of data collection, the better constrained the deterministic models derived from them. Terrestrial laser scanning (TLS) is based on lidar technology, which although developed in the early 1960s, has only recently been incorporated into the study of geological outcrops.

Lidar typically uses the two-way travel time of a laser pulse to determine the distance to a target as sonar uses sound waves or as radar uses radio waves, but with a much higher resolution and accuracy. The main advantages of TLS over the rest of digital data collection techniques are the following: (1) very rapid collection of large amounts of 3D data (thousands of points per second); (2) high resolution (few centimeters) and accuracy; and (3) photorealistic 3D data visualization obviating the need to create a mesh from the point cloud, avoiding thereby the generation of extra geometries.

Adequate characterization of depositional architecture is of great importance when studying fluvial outcrops as reservoir analogs. The complex three-dimensional (3D) distribution and lateral and vertical relationships of sandstone bodies require a high degree of stratigraphic control in order to make a proper assessment of the distribution and connectivity of the reservoir facies. Unfortunately, clear marker beds (e.g., ash layers, coal beds, and paleosols) are not always available in fluvial outcrops, and when present, they are often covered by vegetation or debris that prevents their tracking over long distances. Thus, the characteristics of facies in fluvial outcrops cause the uncertainty of the correlations to increase with the number of sandstone bodies and the distance between them.

The main aim of this thesis is to take advantage of the potential of the TLS to provide new tools and methodologies focused on solving the main limitation found by the geologists when working in fluvial outcrops: acquire the stratigraphic control required to detect, understand and characterize the high degree of spatial and temporal heterogeneity of fluvial successions.

TLS data from 8 outcrops of the Huesca Fluvial Fan (Early Miocene, northern Spain) were acquired to this purpose. The resulting point clouds were processed using commercially available software to obtain adequate Virtual Outcrops (VO's), but most of the achievements accomplished from their study were possible thanks to in-house developed applications. In addition, several detailed stratigraphic columns were measured and lithological samples from different types of sandstone bodies were collected. Based on this, the most relevant results obtained are as follows:

- ✓ A comprehensive characterization of the fluvial facies that includes the petrological and petrophysical properties of the sandstone bodies.

- ✓ A simple method using the VO to correct the heights and thicknesses of the sedimentary bodies measured in the stratigraphic columns. The main factors that may have influenced the measurements made with the Jacob's staff have been studied and discussed.
- ✓ A new method to achieve highly accurate and semiautomatic correlations within fluvial VO's is presented in response to the need for further correlation procedures, especially in the absence of suitable datums. The method is based on the hypothesis that the average depositional paleosurface of a sedimentary system can be represented by a plane at outcrop scale. If this assumption is met in the outcrop, this plane can be used as a virtual datum to identify along the VO the sediments that were deposited simultaneously. The method was tested and applied successfully within four kilometer-scale outcrops of the Huesca fluvial fan, where the virtual datum provided accurate correlations regardless of stratigraphic or topographical complexities. Moreover, all the sedimentary successions of the outcrops can be automatically subdivided into the desired stratigraphic intervals by only moving the virtual datum vertically. These intervals can be subsequently isolated to facilitate the detection of subtle variations and trends of their fluvial properties.
- ✓ The virtual datums were also used to establish a new procedure that leads to infer the relative stratigraphic positions of distant outcrops (more than 10 Km apart) inside the entire fluvial sequence.
- ✓ A facies modelling has been performed using a new method to extract in a semiautomatic way the surfaces of the outcrop that belong to paleochannel exposures. Typical modelling workflows use the data from stratigraphic logs in the form of pseudowells to constrain the facies proportions and distributions. With the method presented here, the entire surface of the outcrop can be considered to this purpose, raising significantly the adjustment of the model to the reality.

In view of their numerous benefits regarding the characterization of fluvial outcrops, especially in those large and topographically complex that lack suitable marker horizons, the different methods established here from the study of TLS data have proved to be useful in building good models of reservoir analogs. Furthermore, it is considered that their application can definitely help to improve our understanding of the factors and mechanisms that influenced the evolution of ancient fluvial sedimentary systems.

RESUMEN

Las nuevas técnicas de recolección de datos digitales que han surgido en los últimos años han dado lugar a avances significativos en el campo de la caracterización de afloramientos. Esta evolución se basa en la premisa de que cuanto mayor sea la cantidad, la calidad (exactitud), y la velocidad de recolección de los datos, mejor condicionados estarán los modelos determinísticos que se deriven de ellos. El escaneo láser terrestre (TLS) se basa en la tecnología lidar, la cual aunque se desarrolló en la década de 1960, ha sido recientemente cuando se ha comenzado a incorporar en el estudio de afloramientos geológicos.

El lidar utiliza el tiempo que tarda un pulso laser en recorrer una distancia para determinar la distancia respecto a un objetivo de la misma forma que un sonar utiliza ondas sonoras o un radar utiliza ondas de radio, pero en este caso con una resolución y precisión mucho más altas. Las principales ventajas del TLS sobre el resto de técnicas de recolección de datos digitales son las siguientes: (1) la rápida adquisición de grandes cantidades de datos en 3D (miles de puntos por segundo); (2) su alta resolución (unos pocos centímetros) y precisión; y (3) la visualización fotorrealista de datos 3D sin la necesidad de crear una malla a partir de la nube de puntos, evitando así la generación de geometrías adicionales.

Realizar una caracterización apropiada de la arquitectura deposicional es de gran importancia en el estudio de afloramientos fluviales como análogos de reservorios. Determinar la distribución y la conectividad de las rocas almacén en este tipo de afloramientos requiere un alto grado de control estratigráfico debido a la distribución irregular de los cuerpos areniscosos y a la complejidad de las relaciones laterales y verticales existentes entre ellos. Estas características hacen que la incertidumbre de las correlaciones aumente a mayor sea el número de cuerpos de areniscosos y la distancia entre ellos. Desafortunadamente en este tipo de afloramientos no siempre se dispone de capas guía adecuadas (como por ejemplo niveles de ceniza o de carbón y paleosuelos), y cuando están presentes a menudo se encuentran cubiertas por vegetación o derrubios, lo que impide su seguimiento a través de largas distancias.

En vista de ello, el objetivo principal de esta tesis es aprovechar el potencial del TLS para desarrollar nuevas herramientas y metodologías que permitan resolver la principal limitación a la que se enfrentan los geólogos cuando trabajan en afloramientos fluviales: adquirir el control estratigráfico necesario para detectar, comprender y caracterizar el alto grado de heterogeneidad en el espacio y el tiempo que muestran las sucesiones fluviales.

Con este propósito se han adquirido datos de TLS en 8 afloramientos del Abanico Fluvial de Huesca (Mioceno inferior, norte de España). Se han utilizado softwares comerciales para procesar las nubes de puntos adquiridas y así obtener Afloramientos Virtuales (VO's), pero la mayor parte de los logros obtenidos de su estudio fueron posibles gracias softwares desarrollados en la propia facultad. Por otro lado, también se han medido varias columnas estratigráficas detalladas y se recogieron muestras litológicas de diferentes tipos de

cuerpos areniscosos. En base a estos datos y a las observaciones realizadas sobre el terreno los resultados más relevantes obtenidos son los siguientes:

- ✓ Una caracterización detallada de las facies fluviales, la cual incluye el estudio de las propiedades petrológicas y petrofísicas de los cuerpos areniscosos.
- ✓ Un método simple que se sirve del VO para corregir las alturas y espesores de los cuerpos sedimentarios medidos en las columnas estratigráficas. Los principales factores que pueden haber influido en las mediciones realizadas con Vara de Jacob han sido estudiados y discutidos.
- ✓ Se ha establecido un nuevo método que permite realizar correlaciones semiautomáticas y altamente precisas en los VO's de afloramientos fluviales, el cual se basa en la hipótesis de que el paleosuperficie deposicional del sistema sedimentario puede ser representada por un plano a escala de afloramiento. Si esta suposición se cumple en el afloramiento, este plano puede ser utilizado como un datum virtual para identificar a lo largo del VO los sedimentos que fueron depositaron simultáneamente. El método ha sido probado y aplicado con éxito en cuatro afloramientos de escala kilométrica del Abanico Fluvial de Huesca, en los cuales los datums virtuales han proporcionado correlaciones precisas independientemente de las complejidades estratigráficas o topográficas de los mismos. Además, únicamente con mover el datum virtual se puede subdividir toda la sucesión sedimentaria de los afloramientos en los intervalos estratigráficos deseados, los cuales pueden ser aislados del resto para facilitar su estudio en detalle.
- ✓ Los datums virtuales también se han utilizado como base para establecer un nuevo procedimiento que permite inferir cuales son las posiciones estratigráficas relativas dentro de toda la secuencia fluvial de afloramientos que distan decenas de kilómetros.
- ✓ Se ha realizado una modelización estocástica de facies basada en objetos que se sirve de los datos obtenidos al aplicar un nuevo método para extraer de una manera semiautomática las superficies del VO que pertenecen a paleocanales. Los flujos de trabajo de modelización de análogos habituales utilizan los datos de columnas estratigráficas (en forma de pseudopozos) para condicionar las simulaciones, pero con el método presentado aquí toda la superficie del afloramiento es considerada para este propósito, aumentando significativamente de ajuste del modelo a la realidad.

Gracias a la utilización de la tecnología lidar en afloramientos del Abanico Fluvial de Huesca se han conseguido establecer diferentes métodos de trabajo que han demostrado ser útiles de cara a facilitar y mejorar la construcción de modelos de análogos de reservorio. Además, se considera que su aplicación puede sin duda contribuir a mejorar nuestra comprensión de los factores y mecanismos que influyeron en la evolución de los sistemas sedimentarios fluviales antiguos.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

ABSTRACT

RESUMEN

ÍNDICE

PREFACIO	1
EL CAMINO HASTA AQUÍ.....	1
MOTIVACIONES Y OBJETIVOS	2
1 INTRODUCCIÓN	3
1.1 PRESENTACIÓN DE LA TESIS.....	3
1.2 EL LIDAR	4
1.2.1 PRINCIPIOS FÍSICOS DEL LÁSER.....	4
1.2.2 PRINCIPIOS FÍSICOS DEL LIDAR	5
1.2.3 PRINCIPIOS OPERATIVOS DE LOS ESCÁNERES LÁSER.....	7
1.2.3.1 CALIDAD Y RESOLUCIÓN DE LOS DATOS	9
1.2.4 HISTORIA Y ÁMBITOS DE APLICACIÓN	10
1.2.5 APLICACIÓN EN ESTUDIOS GEOLÓGICOS	15
1.2.5.1 AFLORAMIENTOS VIRTUALES	16
1.2.6 TÉCNICAS ANÁLOGAS: FOTOGRAFÍA.....	18
1.3 MÉTODOS DE ESTUDIO DE SUCESIONES FLUVIALES	20
1.3.1 INCERTIDUMBRE EN LA CORRELACIÓN	23
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	27
2.1 BREVE RESEÑA SOBRE LA EVOLUCIÓN LOS PIRINEOS Y SU ANTEPAÍS IBÉRICO.....	27
2.1.1 RIFTING CRETÁCICO E INICIO DE LA FASE COMPRESIVA ALPINA.....	27
2.1.2 EVOLUCIÓN CENOZOICA DE LA CUENCA SURPIRENAICA	31
2.2 EL ABANICO FLUVIAL DE HUESCA	34
2.2.1 RASGOS GENERALES DEL ABANICO FLUVIAL DE HUESCA.....	39
2.2.2 PROCESOS Y MECANISMO DE CONTROL SOBRE LA EVOLUCIÓN DEL ABANICO FLUVIAL DE HUESCA.....	41
2.2.3 CONSIDERACIONES PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS	46
2.3 EJEMPLOS ACTUALES DE ABANICOS FLUVIALES.....	46
2.3.1 DISTRIBUCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS ABANICOS FLUVIALES ACTUALES.....	47
3 AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS	51
3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS.....	52
3.1.1 CASTELFLORITE	55
3.1.2 MONTEARAGÓN.....	56
3.1.3 MARCÉN	57
3.1.4 PIRACÉS	59
3.1.5 AFLORAMIENTOS ARTIFICIALES.....	60
3.1.5.1 MONZÓN.....	61
3.1.5.2 SIÉTAMO	63
3.1.5.3 VALDABRA.....	64
3.1.5.4 PRESA DE MONTEARAGÓN.....	65
3.2 DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE FACIES.....	67
3.2.1 FACIES DE RELLENO DE CANAL	73
3.2.2 FACIES DE LLANURA DE INUNDACIÓN.....	77
3.2.3 PALEOSUELOS Y BIOTURBACIÓN	81

3.2.4	FACIES DE TERRAZA FLUVIAL CUATERNARIA.....	83
4	METODOLOGÍA	87
4.1	EQUIPAMIENTO Y LOGÍSTICA DE LAS CAMPAÑAS DE CAMPO.....	87
4.2	ADQUISICIÓN DE DATOS LIDAR.....	89
4.2.1	DISTRIBUCIÓN DE LAS ESTACIONES DE ESCANEEO	91
4.3	PROCESADO DE LOS DATOS LIDAR Y MONTAJE DE LOS VO's	94
4.3.1	ALINEACIÓN	94
4.3.2	GEORREFERENCIACIÓN	95
4.4	HERRAMIENTAS UTILIZADAS PARA INTERPRETAR LOS VO's.....	96
4.4.1	POLYWORKS	96
4.4.2	HERRAMIENTAS DESARROLLADAS EN LA PROPIA INSTITUCIÓN	96
4.5	SOFTWARE UTILIZADO EN LA MODELIZACIÓN 3D.....	98
5	RESULTADOS.....	99
5.1	PETROLOGÍA Y PETROFÍSICA DE LAS ARENISCAS DEL AFLORAMIENTO DE MONTEARAGÓN.....	99
5.2	MÉTODO DE CORRECCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS	104
5.2.1	ERRORES DE MEDICIÓN CON VARA DE JACOB	106
5.3	EL DATUM VIRTUAL: DESENTRAÑANDO LA ESTRATIGRAFÍA FLUVIAL	107
5.3.1	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	108
5.3.2	CÁLCULO DEL DATUM VIRTUAL	109
5.3.2.1	CONSEDERACIONES PREVIAS	110
5.3.2.2	DIGITALIZACIÓN Y CÁLCULO DE PLANOS.....	111
5.3.2.3	CORRELACIONES INICIALES	113
5.3.2.4	ESTABLECIMIENTO DEL DATUM VIRTUAL	116
5.3.2.5	DATUMS VIRTUALES OBTENIDOS EN LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS	118
5.3.2.5.1	IMPLICACIONES EN CUANTO AL BUZAMIENTO DE LAS SUCESIONES SEDIMENTARIAS ESTUDIADAS	118
5.3.3	APLICACIONES EN EL ESTUDIO DE AFLORAMIENTOS FLUVIALES	120
5.3.3.1	CORRELACIONES INSTANTÁNEAS, PRECISAS Y FIABLES	120
5.3.3.2	SUBDIVISIÓN ESTRATIGRÁFICA Y CARACTERIZACIÓN INTERVALO A INTERVALO.....	124
5.3.3.3	DISEÑO DE PANELES DE CORRELACIÓN CORREGIDOS	127
5.3.3.4	ESTIMACIÓN DE LA POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA RELATIVA ENTRE AFLORAMIENTOS	129
5.4	MODELIZACIÓN 3D DEL AFLORAMIENTO DE MONTEARAGÓN	131
5.4.1	TRANSFERENCIA DE LA INFORMACIÓN DEL VO HACIA EL MODELO DE SUPERFICIES	132
5.4.2	DETERMINACIÓN DE LOS VALORES DE BUZAMIENTO QUE DENOTAN FACIES ARENISCOSAS.....	136
5.4.3	CONSTRUCCIÓN DEL MODELO GEOCELULAR DE FACIES.....	138
5.4.3.1	DATOS DE ENTRADA	138
5.4.4	RESULTADOS DE LA MODELIZACIÓN	140
5.4.4.1	EVALUACIÓN.....	142
6	DISCUSIÓN	147
6.1	INFLUENCIA DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO EN LAS MEDICIONES CON VARA DE JACOB	147
6.2	UTILIZACIÓN DEL TECHO DE PALEOCANALES COMO INDICADOR DE LA PALEOSUPERFICIE DEPOSICIONAL	148
6.2.1	MÉTODO DE DIGITALIZACIÓN	150
6.3	CRITERIOS DE APLICABILIDAD DEL DATUM VIRTUAL.....	152
6.3.1	APLICABILIDAD EN AFLORAMIENTOS PERTENECIENTES A OTROS SISTEMAS DEPOSICIONALES.....	153
6.4	CONTRIBUCIONES DEL DATUM VIRTUAL EN EL ESTUDIO DE AFLORAMIENTOS FLUVIALES	154
6.5	MÉTODO DE DETECCIÓN SEMIAUTOMÁTICA DE PALEOCANALES A PARTIR DEL VO	157
7	CONCLUSIONES	161
7.1	CONCLUSIONES DE TIPO METODOLÓGICO	161
7.2	CONCLUSIONES DE TIPO GEOLÓGICO.....	162
7.3	CONCLUSIÓN FINAL	164
	REFERENCIAS	165
	ANEXO	177

PREFACIO

EL CAMINO HASTA AQUÍ

El proyecto que la presente memoria pretende divulgar se comenzó a gestar en mi último año de licenciatura, a principios del 2008, cuando el profesor Emilio Ramos me propuso un trabajo de fin de carrera (TFC) enfocado al estudio de afloramientos fluviales utilizando una nueva tecnología, el lidar terrestre. Durante los posos meses que duró dicha investigación se consiguieron alcanzar unos resultados muy preliminares. La metodología que se utilizó era muy arcaica al no disponer de la experiencia ni del software adecuado, y parecía claro que se requería una mayor inversión de tiempo y recursos se pretendía conseguir avances significativos.

Tras finalizar mi licenciatura en geología tuve la suerte de obtener una beca de REPSOL para cursar el máster en geología y geofísica de reservorios. En dicho máster se dedicaba medio curso a sesiones teóricas y prácticas, y el resto (de febrero a julio del 2009) a la realización de un proyecto de investigación. Así pues, como proyecto de máster me dispuse a retomar y seguir desarrollando la línea de trabajo iniciada con mi TFC. Gracias a un mayor entendimiento y dominio de la técnica por la experiencia acumulada, y tras algunos cambios respecto a la metodología y los softwares utilizados inicialmente, se consiguió avanzar mucho y obtener unos resultados que dejaban entrever la multitud de posibilidades que ofrecía el estudio de afloramientos virtuales. Así lo entendió el tribunal evaluador, que calificó el trabajo como excelente.

Durante prácticamente los dos años posteriores el progreso de esta línea de investigación se vio interrumpida debido a que me enrolé como investigador contratado en un proyecto financiado por la petrolera colombiana ECOPEPETROL, en cual realizó un modelo 3D estructural y de facies de toda la Cuenca Media del Magdalena en base a perfiles sísmicos 2D y 3D, datos de pozos y la caracterización en el campo de las facies modelizadas en el campo. Tras este paréntesis, en noviembre de 2011 se me concedió una beca FPI asociada al proyecto MODELGEO, del cual mi director de tesis era el investigador principal, y retomé la investigación enfocada a la implementación del lidar en el estudio de afloramientos fluviales. Desde entonces han sido muchas horas de trabajo de campo, de probar y “pelearme” con muchos softwares, de leer multitud de bibliografía, de buscar ideas y comprobar si pueden ser llevadas a la práctica, de dar palos de ciego, de probar otras técnicas similares para evaluarlas, de preparar e impartir clases, de ayudar a alumnos con sus trabajos de final de carrera, de escribir informes y artículos...y un largo etc.

Lamentablemente las becas tienen fecha de caducidad, y mi objetivo era el de conseguir tener esta tesis terminada para cuando la mía finalizase. Finalmente así ha sido, aunque para conseguirlo haya tenido que dejar algunos temas en el tintero y no haya podido trabajar ciertos afloramientos con todo el detalle que me habría gustado. A pesar de todo considero que el resultado final de la tesis es en general satisfactorio, y en la presente memoria se detallan muchos de los progresos conseguidos durante sus 4 años de duración, dando énfasis a los aspectos relacionados con la caracterización de afloramientos fluviales a los que gracias a la aplicación de la tecnología lidar se han aportado soluciones.

MOTIVACIONES Y OBJETIVOS

En septiembre del 2005 el instituto de investigación GEOMODELS adquirió un escáner láser terrestre (TLS), el cual se pretendía incorporar en la investigación de diferentes ámbitos de la geología mediante la creación de nuevas metodologías de trabajo. De entre los campos en los que se intentó aplicar, el TLS se mostró muy útil a la hora de llevar a cabo estudios de fracturación en geología estructural, estudios de dinámica de taludes para la evaluación de riesgos geológicos y estudios de neotectónica. En la misma línea, el proyecto en el que me involucré trataba de evaluar qué podía aportar esta tecnología al estudio de afloramientos de sedimentos fluviales, todo ello enfocado a su caracterización como análogos de reservorios.

Desde esa toma de contacto inicial con la tecnología lidar hasta el momento en el que escribo estas líneas han pasado ya casi 7 años. Una parte importante de este tiempo se ha invertido en conseguir entender y dominar la técnica, así como en resolver multitud de problemas relacionados con la falta de un software que proporcionase las herramientas necesarias para extraer información de interés geológico a partir de nubes de puntos. Como era de esperar, existen varios grupos de investigación pertenecientes a otras instituciones (sobre todo en el extranjero) que también se han dedicado a utilizar el TLS para caracterizar afloramientos. Durante el tiempo que ha durado mi investigación he ido realizando un seguimiento exhaustivo de los avances que estos grupos han ido obteniendo y publicando, respecto a los cuales siempre he pretendido ir un paso más allá. De esta manera he podido comprobar como en la gran mayoría de los trabajos publicados en los que se ha utilizado el lidar para estudiar sedimentos fluviales los investigadores se han limitado a digitalizar cuerpos areniscosos y/o límites de secuencia sobre una nube de puntos, tras lo cual se han extraído una serie de superficies utilizadas como base para generar modelos geocelulares. El proceso es similar al que se lleva a cabo para diseñar modelos a partir de datos de sísmica, pero en este caso aprovechando la tridimensionalidad que ofrecen los datos lidar para obtener modelos de análogos de reservorios.

Así, el objetivo principal que ha motivado esta tesis es investigar sobre qué resultados se pueden llegar a obtener gracias al análisis de datos lidar que permitan superar las dificultades con las que de forma habitual tienen que lidiar los geólogos que trabajan en la caracterización de afloramientos fluviales. O dicho de otra forma, se ha tratado de experimentar con los datos lidar para determinar en qué ámbitos del estudio de este tipo de afloramientos la utilización de esta herramienta puede aportar avances significativos. Y todo ello se ha llevado a cabo con una voluntad de innovar respecto a lo ya conseguido en este campo por otros grupos de investigación. Por lo tanto, la mayor parte de los esfuerzos se han dedicado a tratar de diferentes formas los datos de TLS adquiridos para lograr el desarrollo de nuevas metodologías y formas de trabajo, lo que quizá ha dejado en un segundo plano la búsqueda de resultados geológicos concretos en los afloramientos considerados.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 PRESENTACIÓN DE LA TESIS

En las últimas décadas la mayoría de los grandes avances científicos han sido posibles gracias a la implementación de nuevas tecnologías en los métodos de investigación, especialmente de aquellas que nos han permitido observar con mayor detalle y cuantificar con mayor precisión los fenómenos físicos y químicos que gobiernan la naturaleza.

En el campo de la física de partículas se han producido grandes avances gracias a la aparición de sofisticados aceleradores de partículas, como el LHC del CERN o el Tevatrón del Fermilab, los cuales han permitido generar, detectar y estudiar el comportamiento de las partículas más elementales que componen el universo. En el año 2000 se anunció la finalización exitosa del Proyecto Genoma Humano, iniciado 10 años antes, en el marco del cual se consiguió decodificar la totalidad del genoma de una persona gracias a modernos secuenciadores automáticos de ADN. La puesta en órbita en el 2001 de la sonda Wilkinson Microwave Anisotropy Probe (WMAP) ha servido para establecer la edad del universo y confeccionar un mapa de la radiación cósmica de fondo, el cual nos ofrece una especie de imagen residual del universo primigenio. Estos son sólo tres ejemplos recientes y que en su momento tuvieron una gran repercusión mediática a nivel mundial. Por lo general, lo que trasciende a la opinión pública son los resultados más relevantes de las investigaciones, quedando en un segundo plano el hecho de que si ha sido posible llegar a ellos ha sido gracias a la utilización de nuevas metodologías de trabajo basadas en la implementación de tecnologías avanzadas.

Sin embargo, no todas las herramientas que hoy en día son utilizadas de forma habitual para llevar a cabo investigaciones científicas fueron necesariamente concebidas con ese fin. Por lo general son los usos industriales, y sobre todo militares, los que motivan el desarrollo de nuevas tecnologías, dado que son dos de los sectores que cuentan con una mayor disponibilidad de recursos para invertir en investigación y desarrollo. El caso del sector militar es especialmente pródigo en ejemplos de avances que con el tiempo han acabado por ser ampliamente utilizados en casi todos los ámbitos. Ya en el siglo XIX, el escritor, filólogo, filósofo e historiador francés Ernest Renan enfatizó este aspecto al postular que “la guerra es una condición necesaria del progreso”. Las conservas de alimentos, el radar, los satélites y sistemas de GPS, internet, los microondas, los bolígrafos, el teflón y la leche condensada, entre otros muchos ejemplos, son algunos de los avances inicialmente desarrollados para ofrecer soluciones a problemas militares y que pasaron con el tiempo ser utilizados de forma generalizada.

En esta tesis se trata de exponer un caso similar, en el que la implementación de una nueva tecnología ofrece soluciones en un campo de investigación que dista mucho de ser el que motivó el desarrollo de la misma.

1.2 EL LIDAR

Lidar es una tecnología de teledetección que permite medir con gran precisión la distancia a la que se encuentra cualquier superficie. Para ello emite pulsos láser que, tras reflejarse en el objetivo, retornan hacia un detector, operando de forma similar a como lo hacen los sistemas de radar con las ondas de radio.

1.2.1 PRINCIPIOS FÍSICOS DEL LÁSER

Los principios físicos por los que se rige la tecnología láser fueron establecidos en 1916 por Einstein [1] utilizando la ley de radiación de Max Planck, que se basa en los conceptos de emisión espontánea e inducida de radiación. Sin embargo, no fue hasta finales de los 50/inicio de los 60 que la tecnología láser fue desarrollada, primero con la invención en 1958 de sus predecesores, los máseres [2], luego en 1959 con la primera cita del concepto láser de la que se tiene constancia [3], y finalmente con el diseño del primer láser de rubí en 1960 [4].

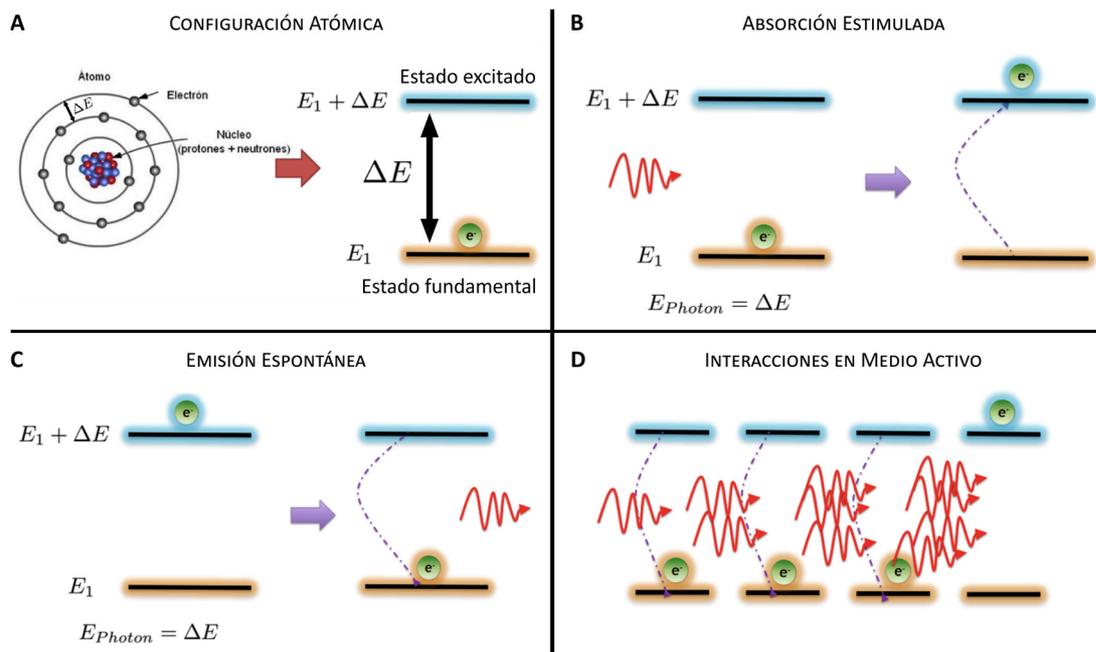


Figura 1. Esquema que muestra los principios físicos que rigen la emisión de luz láser. Su explicación se puede encontrar en el texto. Fuente: desayunoconfotones.org

En resumen, un láser es un dispositivo que genera un intenso haz de luz coherente y monocromática a partir de la excitación, mediante un haz de luz o una corriente eléctrica, de los átomos de un material adecuado [4] (Fig. 1). Como consecuencia de la excitación, parte de los electrones del átomo pasan a un nivel atómico más energético (Fig. 1 B), lo que resulta en una configuración atómica inestable en la cual los electrones tienden a volver a su órbita original, proceso durante el cual se emite radiación en forma de fotones (Fig. 1 C). A su vez, estos fotones emitidos interactúan con otros átomos previamente excitados, provocando la emisión de aún más fotones con la misma longitud de onda y en la misma dirección (Fig. 1 D), y resultando finalmente en un haz de fotones altamente energético, coherente y monocromático (Fig. 2). Este haz es

emitido de forma continua, pero puede ser convertido a pulsos mediante la utilización de dispositivos electro-ópticos opacos que se vuelven transparentes sólo cuando se les aplica una corriente, dejando entonces pasar los fotones en ciclos que pueden llegar al orden de los picosegundos.

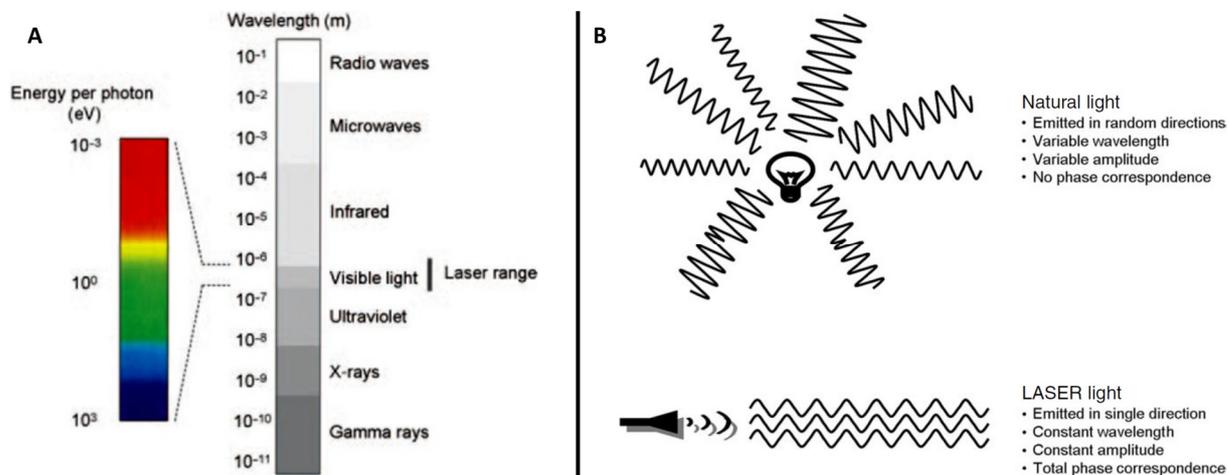


Figura 2. Situación de la radiación láser en el espectro electromagnético (A) y características que la diferencian de la luz natural (B). Modificado de [5].

1.2.2 PRINCIPIOS FÍSICOS DEL LIDAR

La tecnología lidar aprovecha las propiedades de la luz láser (en especial su escasa divergencia y su longitud de onda definida) para utilizarla en la medición de distancias y la caracterización de los materiales con los que interactúa. Los principios en los que se basa su funcionamiento son bastante simples: un emisor genera pulsos de luz láser que viajan hacia un objetivo, se reflejan parcialmente en él y retornan hacia un detector. Para uno de los retornos el detector registra el tiempo transcurrido desde la emisión del pulso láser original, su cantidad de energía (intensidad) y, en algunos modelos, la forma de la onda (Fig. 3).

Cuando una onda electromagnética incide sobre una superficie se pueden producir tres fenómenos: reflexión, transmisión y/o absorción. Como se ha dicho anteriormente, la tecnología lidar utiliza la radiación

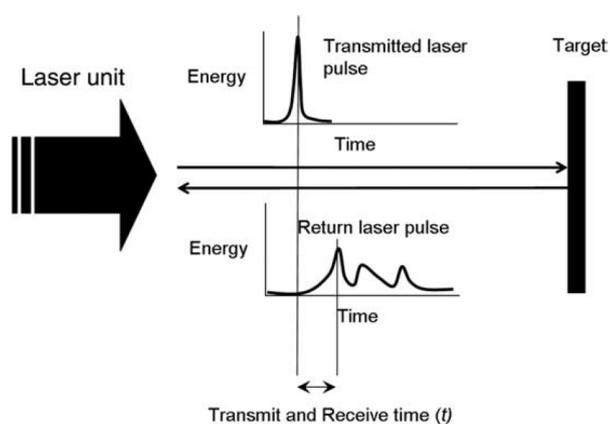


Figura 3. Esquema que muestra los principios físicos que rigen el funcionamiento de la tecnología lidar [5].

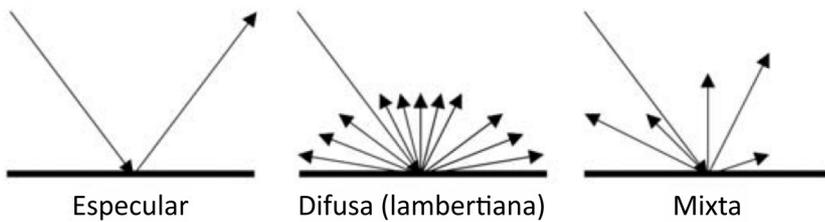


Figura 4. Tipos de reflexiones que puede provocar una superficie. Modificado de [5].

reflejada para calcular distancias, pero existen diferentes formas en las que esta reflexión se puede producir (Fig. 4). Cuando la reflexión se produce hacia una única dirección, siendo el ángulo de reflexión el mismo que el de incidencia, se define como reflexión especular. Ésta se da cuando la rugosidad de la superficie es menor que la longitud de onda (λ) de la radiación incidente, y no produce ningún retorno en dirección a la fuente. Al requerir superficies extraordinariamente lisas, este tipo de reflexión es poco común en un entorno natural, siendo la superficie del agua cuando ésta está inmóvil o las superficies vítreas unos de los pocos casos en los que se produce. Por el contrario, el tipo de reflexión más común que provocan los materiales naturales es la de tipo lambertiana (o difusa), que se da cuando la rugosidad de la superficie es mayor que la λ de la radiación incidente, provocando que ésta sea reflejada en todas direcciones y, por lo tanto, se produzcan reflexiones en la dirección de emisión. En realidad la mayoría de entornos naturales presentan una combinación de estos dos tipos de reflexiones, pero el predominio de la lambertiana hace que al escanear una escena natural la gran mayoría de los pulsos láser produzcan un retorno hacia el dispositivo de escaneo [5].

La distancia entre el emisor láser y la superficie escaneada se calcula a partir del tiempo que tarda el pulso en ir y volver (tiempo de vuelo o TOF), el cual se ha de dividir entre dos y multiplicar por la velocidad de la luz en el medio por el cual se propaga (Ec. 1). Existen otro tipo de escáneres que determinan la distancia midiendo el desfase de la onda retornada respecto de la original, pero sólo son funcionales en distancias cortas (<100 m) [5, 6].

$$\text{Ec.1} \quad D = \frac{TOF}{2} \times V$$

$D = \text{distancia (m)}$
 $TOF = \text{tiempo de vuelo (s)}$
 $V = \text{velocidad de la luz } (\sim 3 \times 10^8 \text{ m/s})$

Por otro lado, la intensidad y la forma de la onda retornada vienen determinadas por la interacción de los pulsos láser con el medio y los materiales escaneados, por lo que nos informan sobre algunas de sus propiedades. En el caso de la intensidad de la onda retornada, ésta depende básicamente de la distancia, de la reflectividad del material escaneado (para la λ de la luz láser) y del ángulo de incidencia [6]. Asimismo, la forma de la onda retornada responde a las modificaciones que sufre la onda original en función de la composición, textura y color del material escaneado [5].

1.2.3 PRINCIPIOS OPERATIVOS DE LOS ESCÁNERES LÁSER

Los componentes principales de un escáner láser son 3: un emisor de rayos láser, un reflector opto-mecánico y un dispositivo receptor/grabador (Fig. 5). El dispositivo funciona de manera que el emisor genera un pulso de luz láser que es desviado por el reflector opto-mecánico hacia una dirección determinada y viaja hasta que es interceptado por un objeto (Fig. 5). Como consecuencia de esta interacción parte de la energía del pulso láser es reflejada nuevamente hacia el receptor, que la detecta y analiza su forma para finalmente registrar la posición y propiedades de la superficie contra la que el pulso se ha reflejado. Para conseguir un recubrimiento de toda la escena esta operación se repite miles de veces por segundo, con el reflector opto-mecánico variando la dirección de salida de cada pulso láser de forma regular en intervalos previamente establecidos (Fig. 6), y siempre teniendo en cuenta que un pulso no puede ser emitido hasta que el retorno del pulso precedente no ha sido registrado [5].

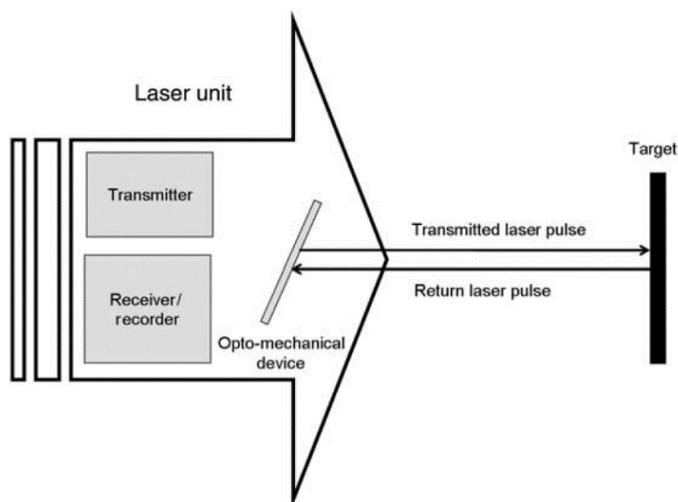


Figura 5. Esquema que muestra los componentes principales de un escáner láser y su funcionamiento [5].

La posición del punto escaneado se calcula a partir de los ángulos horizontal ($\alpha_{x,y}$) y vertical ($\alpha_{x,z}$) con los que el pulso láser ha sido emitido y de la distancia medida (d), de forma que cada uno de los retornos registrados por el detector quedan referenciados en un sistema de coordenadas cartesianas con origen ($x,y,z = 0,0,0$) en el escáner láser [5] (Fig. 7). Más adelante, en etapas de procesamiento posteriores, estas coordenadas pueden ser convertidas a coordenadas geográficas mediante la utilización de datos de posicionamiento GPS del dispositivo lidar.

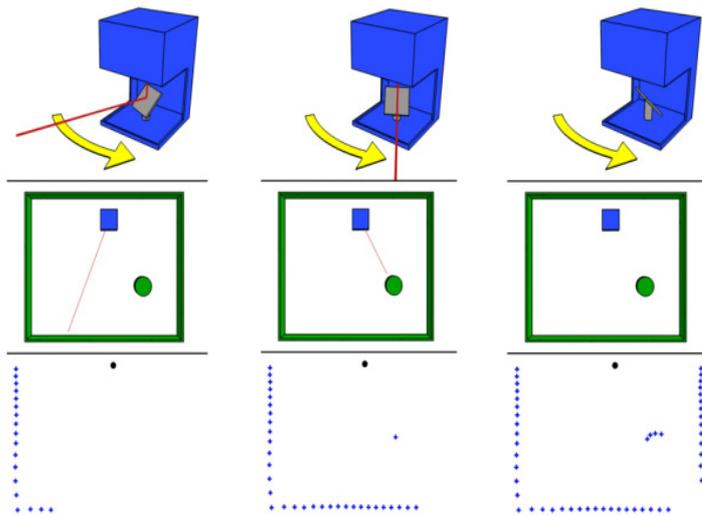


Figura 6. Esquema de funcionamiento de un escáner láser. Se puede observar como mediante la rotación del cristal reflector el pulso láser se va desviando progresivamente hasta que toda la escena ha sido escaneada. Destacar el efecto pantalla que genera un objeto situado ante la superficie que se pretende capturar. Fuente: Wikimedia Commons.

El escáner va barriendo la escena a capturar durante un tiempo directamente proporcional tanto al tamaño de la misma como al intervalo de muestreo elegido, obteniéndose finalmente una nube de puntos (retornos) que representa tridimensionalmente y con gran precisión las superficies escaneadas (Fig. 6). Esta nube de puntos podrá ser visualizada posteriormente de varias formas: como puntos monocromáticos iluminados por una o varias fuentes de luz artificial, como puntos coloreados en una escala de grises proporcional a la intensidad de los retornos, o como puntos con colores RGB extraídos de una fotografía realizada en el momento del escaneo, lo que proporciona un efecto fotorrealista.

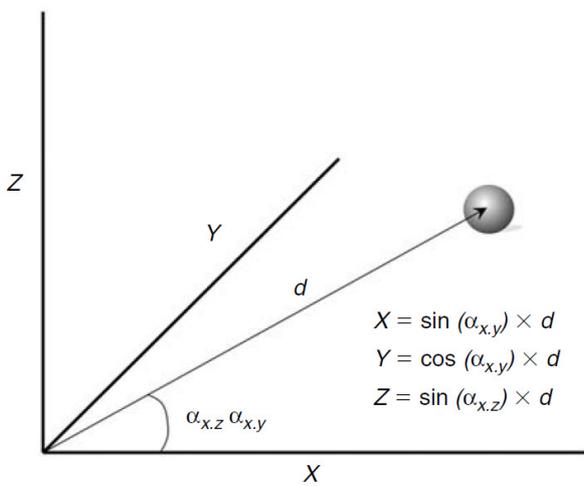


Figura 7. Sistema de coordenadas y método de cálculo de la posición de los puntos escaneados mediante un escáner láser. La posición se obtiene en base a los ángulos de emisión del rayo láser ($\alpha_{x,y}$ - $\alpha_{x,z}$) y a la distancia medida (d) [5].

1.2.3.1 CALIDAD Y RESOLUCIÓN DE LOS DATOS

La espectacularidad visual de los modelos que se derivan de los datos lidar puede inducir a no cuestionarse cuál es su grado de ajuste a la realidad. En este sentido, y como ocurre con toda técnica de teledetección, existen diversos factores y parámetros que afectan a la calidad de los datos y que, por lo tanto, deben ser tenidos en cuenta. Unas fuentes de error están relacionadas con limitaciones técnicas del dispositivo, mientras que otras dependen de las condiciones ambientales y la naturaleza de los objetos escaneados, pudiéndose diferenciar en ambos casos entre las que afectan a la medición de la distancia y aquellas relacionadas con la localización del punto medido.

Dado que la distancia hasta una superficie se calcula a partir del tiempo que tarda un pulso láser en viajar hasta ella y volver, toda circunstancia que afecte a la velocidad del mismo será una potencial fuente de error. En este sentido, altos valores de presión atmosférica, temperatura, humedad y/o la presencia de partículas en suspensión hacen disminuir la velocidad de propagación de la luz y, por lo tanto, afectan a la exactitud de las mediciones. Sin embargo la magnitud del error debido a estos factores no es muy significativa, y generalmente se encuentra por debajo de la resolución máxima que el dispositivo puede alcanzar [7].

Por otro lado, la exactitud en el posicionamiento del punto medido depende en un primer término de la precisión con la que el reflector opto-mecánico es capaz de ir cambiando la dirección de cada pulso laser mediante incrementos de ángulo idénticos, pero cabe considerar que tanto los controles de calidad en fábrica como un mantenimiento adecuado minimizan este tipo de errores. Dejando de lado la mecánica interna del dispositivo, los factores principales que determinan la calidad en el posicionamiento de las mediciones son la distancia, el intervalo de muestreo y el diámetro del pulso láser al incidir con la superficie de estudio [8]. Como ya se ha comentado previamente, la luz láser posee una gran coherencia, por lo que prácticamente se propaga de forma lineal. Sin embargo esta coherencia no es total, y los fotones trazan trayectorias ligeramente divergentes, lo que determina que el diámetro de la huella del pulso laser sobre la superficie escaneada aumente de forma directamente proporcional a la distancia recorrida. Lo mismo sucede con el intervalo de muestreo, ya que cuanto mayor sea la distancia respecto al objeto escaneado, mayor será la separación entre los pulsos láser emitidos con diferentes ángulos desde el mismo punto (Fig. 8).

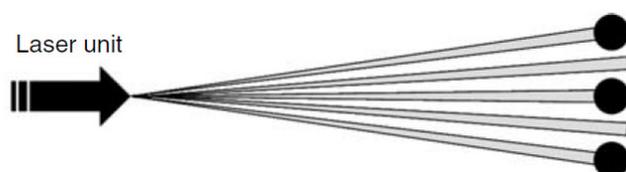


Figura 8. Esquema que muestra la divergencia que se produce en los rayos láser en función de la distancia y cómo ésta condiciona su diámetro [5].

Si se define la resolución como la propiedad que determina el máximo nivel de detalle que se puede identificar en la nube de puntos [9], puede cometerse el error de presuponer que a mayor sea la densidad de puntos, o lo que es lo mismo, cuanto menor sea intervalo de muestreo, mayor será la resolución [8]. Sin embargo esta aproximación no tiene en cuenta el tamaño del pulso láser, que en el caso de ser mayor que el

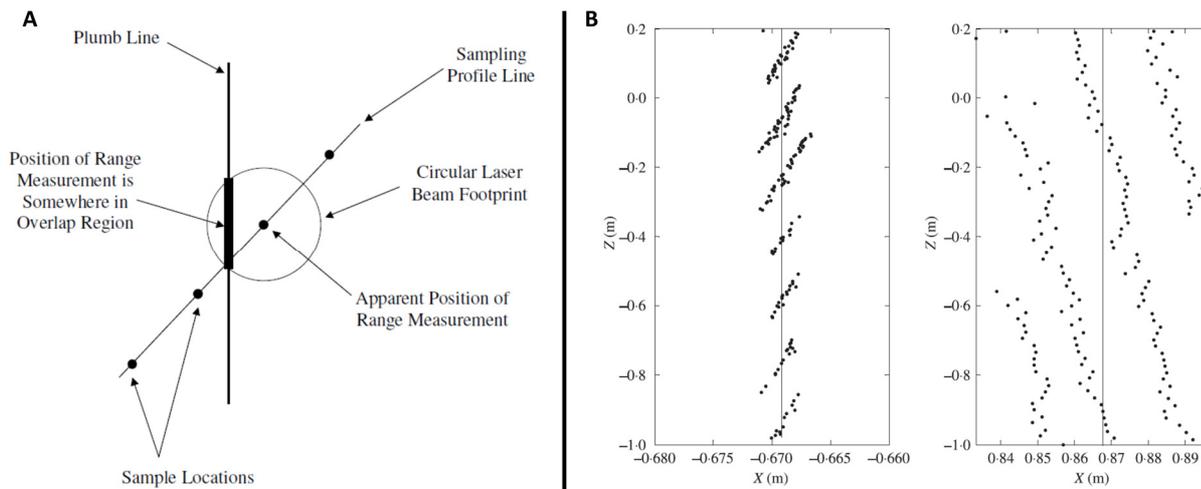


Figura 9. Incertidumbre en el posicionamiento debido al diámetro de la huella del pulso láser. (A) Al escanear una plomada, el pulso láser retornará hacia el detector al haberse reflejado parcialmente sobre ella. Sin embargo, independientemente de donde ésta se encuentre atribuirá su posición al centro del círculo que conforma la huella del pulso láser. En B se muestran ejemplos reales de la nube de puntos que se obtiene al escanear una plomada con dos escáneres diferentes, de los cuales el ejemplo de la izquierda se corresponde con el que produce unos pulsos láser menos divergentes (huella de menor diámetro). Se puede advertir como claramente un mayor diámetro de la huella del pulso láser provoca que los puntos se encuentren mucho más dispersos y no acaben de definir una línea de forma clara. Modificado de [8].

de una característica escaneada impedirá que ésta quede bien representada, independientemente de que se reduzca el intervalo de muestreo. Esto es debido a que la distancia medida por un pulso láser se atribuye posicionalmente al centro de su huella, lo que comporta que cuando se escanea un detalle que se encuentra dentro del área en el que se superponen n pulsos, éste quedará representado por n puntos separados en la nube resultante y no se podrá visualizar de forma nítida (Fig. 9). Lógicamente, este fenómeno se producirá con más frecuencia cuanto mayor sea el diámetro de la huella del pulso láser sobre la superficie escaneada, lo cual depende directamente de cuál sea su divergencia y la distancia que haya recorrido, y cuanto menor sea el intervalo de muestreo.

Para cuantificar el nivel de detalle que se puede obtener en función de los parámetros antes comentados, Lichti (2004) [10] propuso el parámetro EIFOV (*Effective Instantaneous Field Of View*), el cual establece la resolución máxima que se puede obtener a diferentes distancias con un dispositivo determinado.

1.2.4 HISTORIA Y ÁMBITOS DE APLICACIÓN

La tecnología lidar fue concebida a principio de los 60, poco después de la invención de los primeros láseres, cuando los laboratorios militares y la industria comenzaron a desarrollar sistemas láser para fines telemétricos [11]. La palabra lidar se atribuye de forma generalizada al acrónimo de *Light Detection And Ranging*, y así aparece en casi todos los documentos (científicos o no) en los que se habla de esta tecnología. Parece lógico que sea así, dado que la palabra radar proviene de *RAdio Detection And Ranging* y sónar

proviene de *SOund Navigation And Ranging*. Sin embargo se trata de una atribución errónea, cuanto menos en origen, ya que el término nació de la fusión de *Light + raDAR*, como se puede comprobar en el Oxford English Dictionary [12] o en una de las primeras publicaciones en la que aparece [13], en cuyo abstract se puede leer: “*Eventually, the laser may provide an extremely sensitive detector for light of particular wavelengths from distant objects. Meanwhile it is being used to study the Moon by “lidar” (light radar) and it promises a means of communications, not only all over the solar system but also with planets of nearby stars*”.

Las primeras menciones que se encuentran en la literatura científica sobre la utilización de esta tecnología datan de 1963, y sus aplicaciones básicamente se limitaban al estudio de las nubes y aerosoles atmosféricos, así como a la astronomía [13-15]. En referencia a este último campo, el lidar fue (y es) utilizado por la NASA para medir con precisión la distancia hasta la Luna en el experimento *Laser Ranging RetroReflector* (LRRR), para el cual durante las misiones Apolo 11, 14 y 15 se colocaron retroreflectores en la superficie lunar destinados a reflejar pulsos laser disparados desde la Tierra [16-19] (Fig. 10 A y B). Además de establecer con exactitud la distancia Tierra-Luna (384.404 Km de media), previamente estimada mediante sistemas de radar, gracias a la precisión milimétrica que proporcionaron las mediciones láser se pudo detectar como la

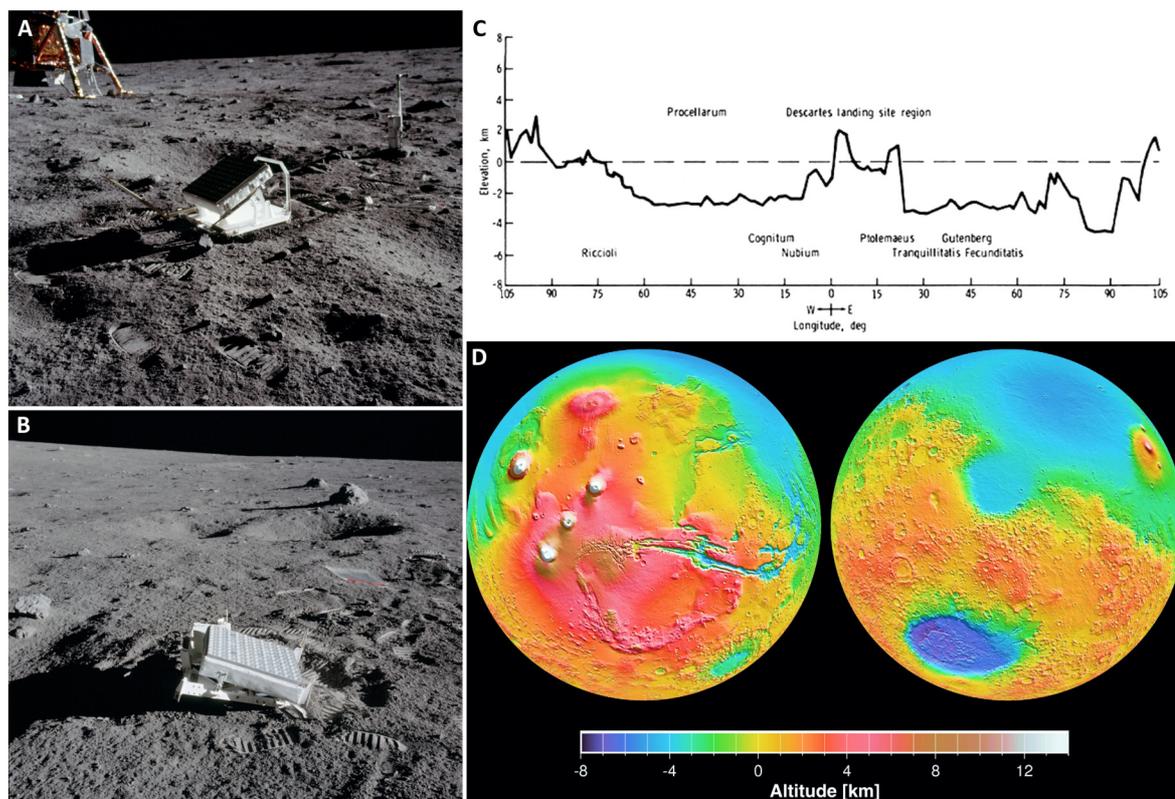


Figura 10. Las fotografías A y B muestran los reflectores que se colocaron en la Luna durante las misiones Apolo (experimento LRRR) con el fin de medir su distancia respecto a la Tierra (fuente: NASA). (C) Perfil topográfico de parte de la superficie lunar realizado durante la misión Apolo 16 con un altímetro láser (fuente: LPI/USRA). (D) Mapa topográfico de Marte obtenido con el altímetro láser MOLA, incorporado en la misión Mars Global Surveyor (fuente: NASA/JPL).

Luna se está alejando de la Tierra a ritmo de unos 3.82 ± 0.07 cm/año debido el efecto de las mareas terrestres [19].

En 1967 algunas publicaciones ya apuntaban el potencial del lidar como herramienta para estudiar el terreno [20], pero no fue hasta 1971 que la NASA utilizó por primera vez esta tecnología con fines topográficos. Para ello, y con el fin de cartografiar la superficie lunar, la misión Apolo 15 incorporó un altímetro laser en el módulo de mando y servicio (que es el vehículo encargado de transportar a los tres astronautas hasta la órbita de la Luna y hacerlos regresar a la Tierra), lo cual se repitió posteriormente en las misiones Apolo 16 y 17 [21-23] (Fig. 10 C). Más recientemente, el instrumento MOLA (Mars Observer Laser Altimeter) de la misión Mars Global Surveyor (1996-2006) se utilizó para crear un detallado mapa topográfico de Marte [24-26] (Fig. 10 D), y posteriormente la sonda Phoenix Mars Lander (2007-2010) utilizó tecnología lidar para estudiar la atmósfera marciana, en la cual se encontró nieve [27].

Como se puede deducir por su uso en las misiones espaciales, la utilización de la tecnología lidar para confeccionar mapas topográficos fue toda una revolución en este campo. Hasta su implementación, los modelos digitales del terreno (MDT) de alta resolución se obtenían principalmente mediante fotogrametría a partir de fotos aéreas, y los de menor resolución mediante interferometría radar o imágenes estereoscópicas de satélites. Estos métodos presentaban ciertas limitaciones, como por ejemplo la necesidad de una buena visibilidad de la superficie a analizar en el caso de la fotogrametría, o la dificultad del radar para medir la elevación del terreno bajo zonas arboladas y la aparición de multitud de artefactos en áreas urbanas y en terrenos con una pendiente elevada. En este sentido, la irrupción del lidar aerotransportado ofreció una solución a estos problemas, ya que no requiere de una buena visibilidad al trabajar con su propio emisor de luz láser, es capaz de penetrar a través de las copas de los árboles y permite la extracción de la vegetación y de elementos antrópicos mediante el filtrado de los datos [7, 28-30]. Además de estas ventajas, los MDT obtenidos mediante lidar aerotransportado tienen una resolución y precisión inalcanzables con otros métodos.

Han sido multitud los campos en los que se ha aprovechado el potencial de la tecnología lidar, ya sea aerotransportado o terrestre, para obtener mejores soluciones a los problemas a los que se enfrentan. He aquí algunos ejemplos de ámbitos donde se ha utilizado:

- **Agricultura:** La creación de mapas topográficos precisos de los campos de cultivo permite detectar las áreas más y menos expuestas al sol. Esta información se puede cruzar con los resultados de productividad de años anteriores y así conseguir clasificar el terreno en zonas según su rendimiento, lo que es muy útil al permitir optimizar el uso de fertilizantes [31].
- **Arqueología:** Mediante escaneo lidar se pueden crear con facilidad modelos detallados de alta resolución de yacimientos arqueológicos, permitiendo su estudio detallado y su divulgación en formato digital. También se utiliza esta tecnología para localizar estructuras antrópicas, o las sutiles lineaciones en el terreno que indican su presencia en el pasado, incluso aunque se encuentren en zonas boscosas [32, 33] (Fig. 11).

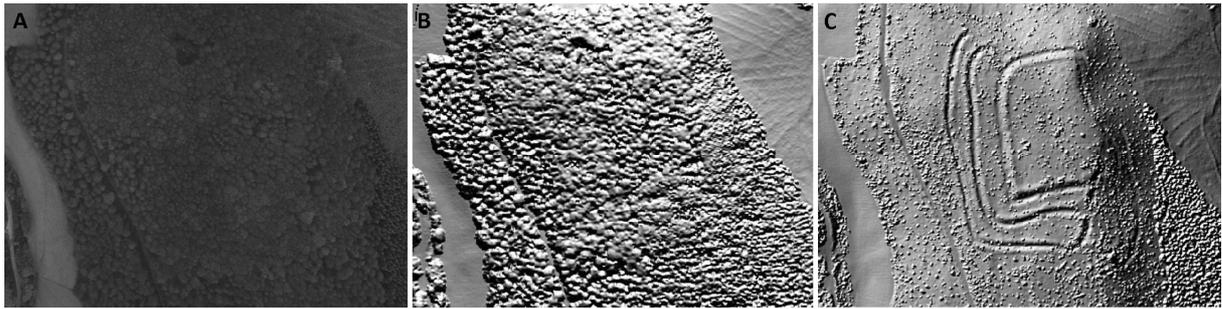


Figura 11. Imagen aérea (A) y datos lidar (B y C) adquiridos en la colina de Welshbury (Inglaterra). En B se muestra la primera llegada de los datos lidar, que se corresponde con la copa de los árboles que constituyen el bosque. En C se representa la última llegada, producida por el retorno de los pulsos láser que han atravesado la cobertura vegetal y se han reflejado contra el suelo, permitiendo así la visualización de los restos arqueológicos que allí se encuentran. Modificado de [33].

- Astronomía: Además de su utilización en las misiones espaciales para reconocimientos topográficos y atmosféricos de otros astros y planetas, actualmente se utiliza el sistema ALE (Astronomical Lidar for Extinction) para calcular en tiempo real las características de la atmósfera y así calibrar las observaciones astronómicas hechas desde los radiotelescopios terrestres [34].
- Aviación: La incorporación tanto en aviones como en aeropuertos de sistemas láser que detectan y monitorizan la velocidad y dirección del viento permite prevenir los riesgos asociados a las cizalladuras del viento y las microráfagas (*microbursts*), las cuales pueden causar graves accidentes sobre todo durante las maniobras de aterrizaje [35].
- Biología y gestión forestal: La capacidad de detectar el tipo de vegetación, así como su densidad, altura y el área que recubre, son de gran utilidad en estudios forestales y contra incendios [36, 37].
- Ciencias forenses: La captura tridimensional rápida y no invasiva de escenarios de crímenes o siniestros permite tanto su análisis detallado como su archivo, todo ello sin pérdida de detalle y sin alterar sus condiciones iniciales [38, 39] (Fig. 12 A).
- Física: En el reactor de fusión nuclear JET, situado en Inglaterra, se utiliza tecnología lidar para determinar la densidad de electrones y la temperatura del plasma [40].
- Industria: La rapidez y precisión con las cuales se puede capturar la geometría de cualquier objeto hace que el lidar sea ampliamente utilizado en ingeniería industrial. Por ejemplo, se utiliza en la metrología dimensional, para el control de calidad de superficies mecanizadas (rugosidad, ondulación, etc.) o de cualquier otro producto final, así como en ingeniería inversa [39].
- Meteorología y estudios atmosféricos: Como ya se ha mencionado, el estudio de la atmósfera fue uno de los primeros usos que se le dio a la tecnología lidar. En concreto se ha utilizado para estudiar su composición y estructura [41-46], las nubes [15], los aerosoles [47-50], realizar estudios de contaminación

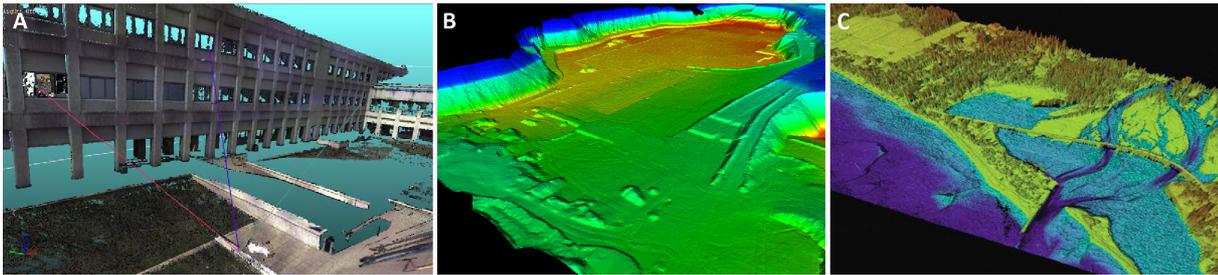


Figura 12. Diversas aplicaciones de la tecnología lidar: (A) En ciencias forenses para estudiar el escenario de un crimen [39]; (B) en minería para la gestión de volúmenes de roca extraídos en las explotaciones (fuente: Renishaw); y (C) en el estudio de zonas costeras para obtener datos batimétricos de zonas poco profundas y en continuidad con los datos terrestres (fuente: Optech).

del aire [51-53], medir vientos [54-56] e incluso para confeccionar perfiles de temperatura [57] y humedad [35].

- **Militar:** Entre otras aplicaciones, la tecnología lidar se utiliza militarmente en los sensores de los sistemas de guiado automático de misiles y drones, en espoletas de proximidad (dispositivos que hacen detonar un explosivo cuando el blanco se encuentra a una distancia determinada), para calcular con precisión la distancia hacia objetivos, para detectar vehículos escondidos por camuflaje o bajo vegetación y para localizar submarinos y minas acuáticas. [11, 58-61]
- **Minería:** Mediante la comparación de dos escaneos de la misma zona se puede cuantificar de forma sencilla y precisa el volumen de material extraído en un periodo determinado [62] (Fig. 12 B). También se utiliza para el sistema de guiado de los modernos robots autónomos de minería [63].
- **Oceanografía:** Son varias las aplicaciones del lidar aerotransportado en este campo [64]. Su capacidad de penetrar varios metros a través del agua (hasta unos 40 m) permite generar mapas batimétricos de alta resolución de zonas costeras y poco profundas [65-68] (Fig. 12 C). También se utiliza para estudiar la turbidez del agua, la distribución del fitoplancton, o para detectar y monitorizar vertidos de petróleo [69, 70] y grietas en la banquisa de las zonas polares [71].
- **Patrimonio cultural:** La captura en 3D de obras de arte, reliquias y restos históricos permite su estudio detallado y archivo, su visualización con fines didácticos, así como su reproducción exacta [39]. Y lo más importante, todo ello sin tener que manipular los originales.
- **Robótica:** Se utiliza como uno de los sistemas de percepción del entorno en robots autónomos [72, 73].
- **Seguridad vial:** Es la tecnología que emplean las pistolas láser de la policía para determinar la velocidad de los vehículos. Por otro lado, los modernos sistemas de control de velocidad adaptativo (ACC), utilizan la tecnología lidar para detectar la distancia respecto a otros vehículos y así adaptar la velocidad de marcha o frenar en caso de peligro de colisión [74].

Como se ha podido constatar, la penetración de la tecnología lidar en prácticamente cualquier ámbito donde se requieren mediciones rápidas y precisas ha sido muy alta. Como es de esperar la geología no se ha mantenido ajena a la disponibilidad de esta tecnología, y en la siguiente sección se hace un breve repaso sobre cuales han sido sus principales aplicaciones en esta disciplina.

1.2.5 APLICACIÓN EN ESTUDIOS GEOLÓGICOS

Los estudios geológicos se basan generalmente en diferentes tipos de información recogida sobre el terreno, ya sea en forma de muestras, descripciones, mediciones, dibujos y/o fotografías, cartografías o datos geofísicos. Así pues, en las últimas décadas los avances más significativos en el campo la caracterización de afloramientos se han producido gracias a la implementación de nuevas técnicas digitales de recolección de datos y a un aumento extraordinario en la capacidad de procesado de las computadoras [75-77]. A mediados de los 90 se extendió la utilización de la fotogrametría terrestre para crear modelos digitales de la topografía de afloramientos [78] (Fig. 13 A), y a principios de siglo la combinación de datos GPS con mediciones láser permitió reconstruir digitalmente superficies aflorantes [79] (Fig. 13 B). Poco después, en el 2005, ya se utilizaba una combinación datos de *real time kinematic* (RTK) GPS junto con mediciones de estaciones totales y modelos digitales del terreno como base para generar modelos geocelulares de afloramientos [80]. Pero de todas las técnicas y tecnologías emergentes destinadas a la captura de datos digitales de afloramientos el TLS se ha erigido como la preferida por los geólogos por varias razones, de las cuales destaca que permite capturar la geometría de la superficie estudiada con gran rapidez y, sobretodo, con una densidad, exactitud y resolución de información inalcanzable mediante otros métodos [75, 81].

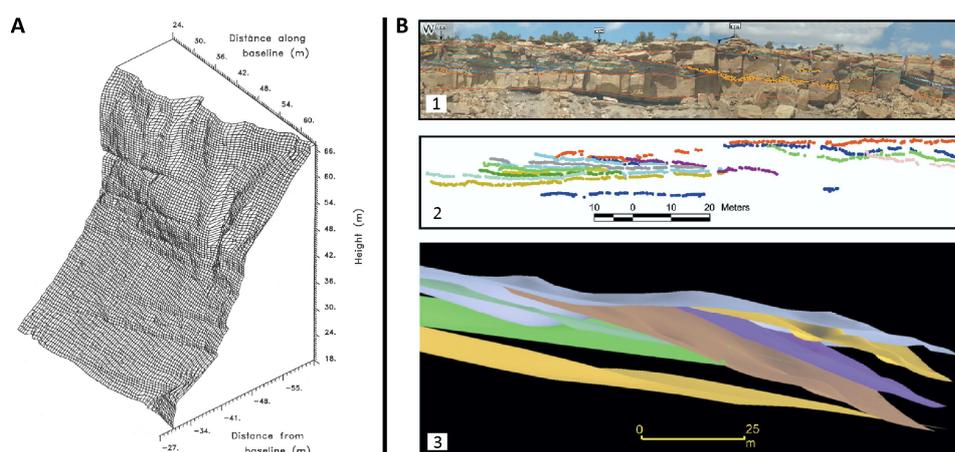


Figura 13. Primeras metodologías basadas en la recolección de datos digitales para el estudio de afloramientos: (A) Utilización de técnicas fotogramétricas para generar modelos de la superficie de un afloramiento [78]; y (B) combinación de datos GPS junto con mediciones láser con estaciones totales para reconstruir superficies estratigráficas (modificado de [79]).

1.2.5.1 AFLORAMIENTOS VIRTUALES

Las primeras referencias a la aplicación de la tecnología lidar al estudio de afloramientos se remontan a 2002 y 2003, cuando un grupo de investigación de la Universidad de Texas comenzó a difundir en congresos e informes el trabajo que estaban llevando a cabo mediante la utilización de TLS [82, 83]. Sin embargo, no fue hasta 2005 que empezaron a publicarse artículos que mostraban los resultados derivados del uso esta tecnología en la caracterización de afloramientos, los cuales estaban básicamente enfocados a la caracterización de superficies (fracturas y/o superficies de estratificación) y a la construcción de modelos 3D

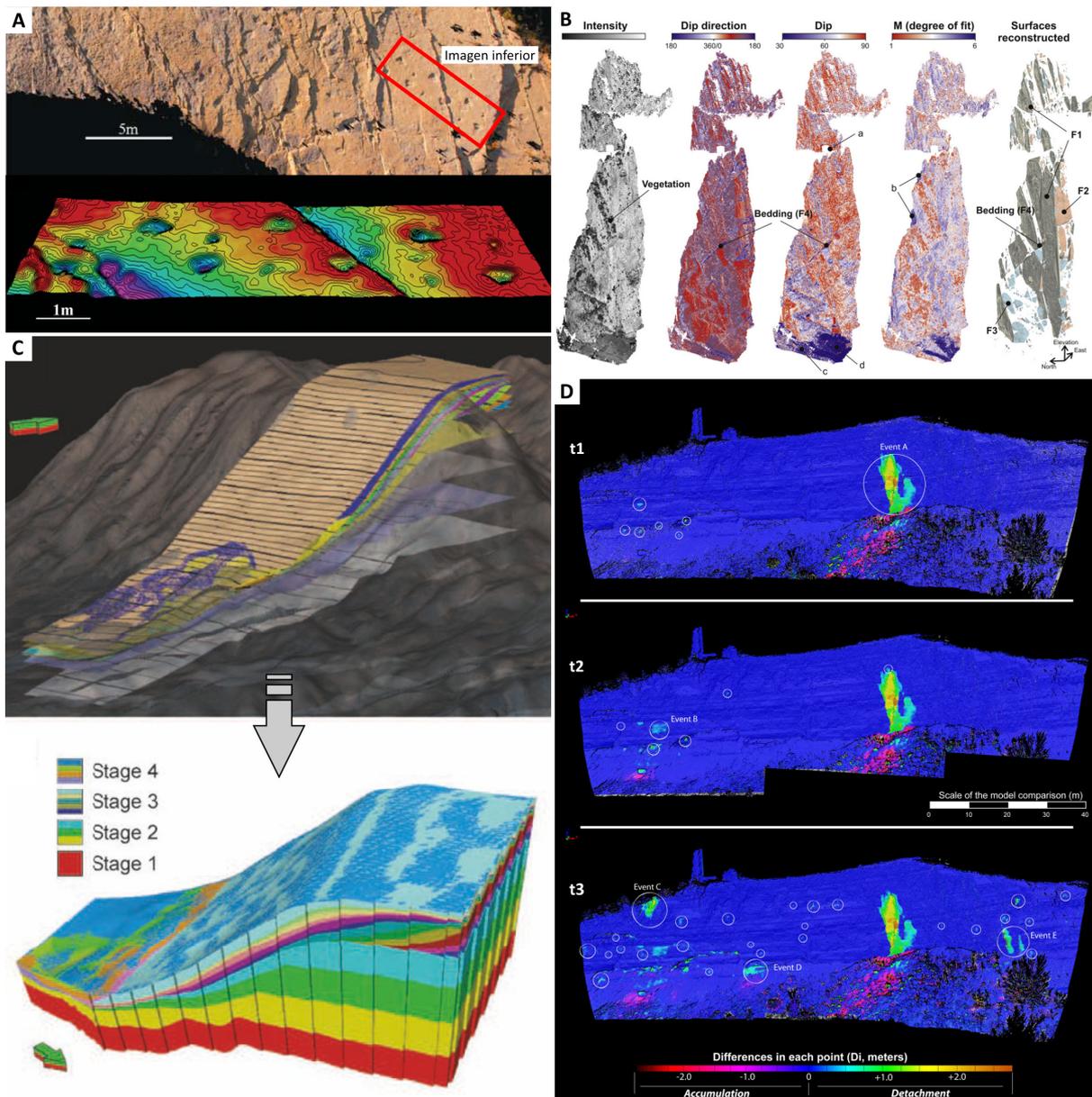


Figura 14. Diversas utilidades del TLS en el estudio de afloramientos geológicos: (A) Caracterización de huellas de dinosaurio (modificado de [86]); (B) detección y clasificación de superficies de fractura (modificado de [91]); (C) modelización de plataformas carbonatadas (modificado de [95]); y (D) monitorización y estudio de zonas donde se producen desprendimientos de rocas (modificado de [96]).

simples en base a interpretaciones realizadas sobre datos lidar [9, 84, 85]. En estas publicaciones aparecen por vez primera términos como Modelo Digital del Afloramiento (DOM - *Digital Outcrop Model*) o Afloramiento Virtual (VO - *Virtual Outcrop*), los cuales han sido ampliamente utilizados desde entonces para referirse a la representación tridimensional en entornos digitales de afloramientos geológicos. Para este trabajo se ha optado por utilizar el segundo, ya que actualmente es el más extendido.

El TLS ha sido utilizado para diversos fines desde su irrupción en el campo de la caracterización de afloramientos geológicos. Por ejemplo, se ha utilizado para estudiar huellas de dinosaurio [86] (Fig. 14 A), para caracterizar pliegues, fallas y redes de fracturas [87-93] (Fig. 14 B), para modelizar la geometría de plataformas carbonatadas [94, 95] (Fig. 14 C), así como para estudiar desprendimientos rocosos en laderas [96, 97] (Fig. 14 D). En cuanto a los afloramientos que muestran depósitos canalizados, de los cuales los fluviales son el objeto de estudio de la presente tesis, la utilización de TLS ha servido para describir en detalle, caracterizar y modelizar cuerpos de arenisca [98-106] (Fig. 15 A y B), estudiar su arquitectura sedimentaria

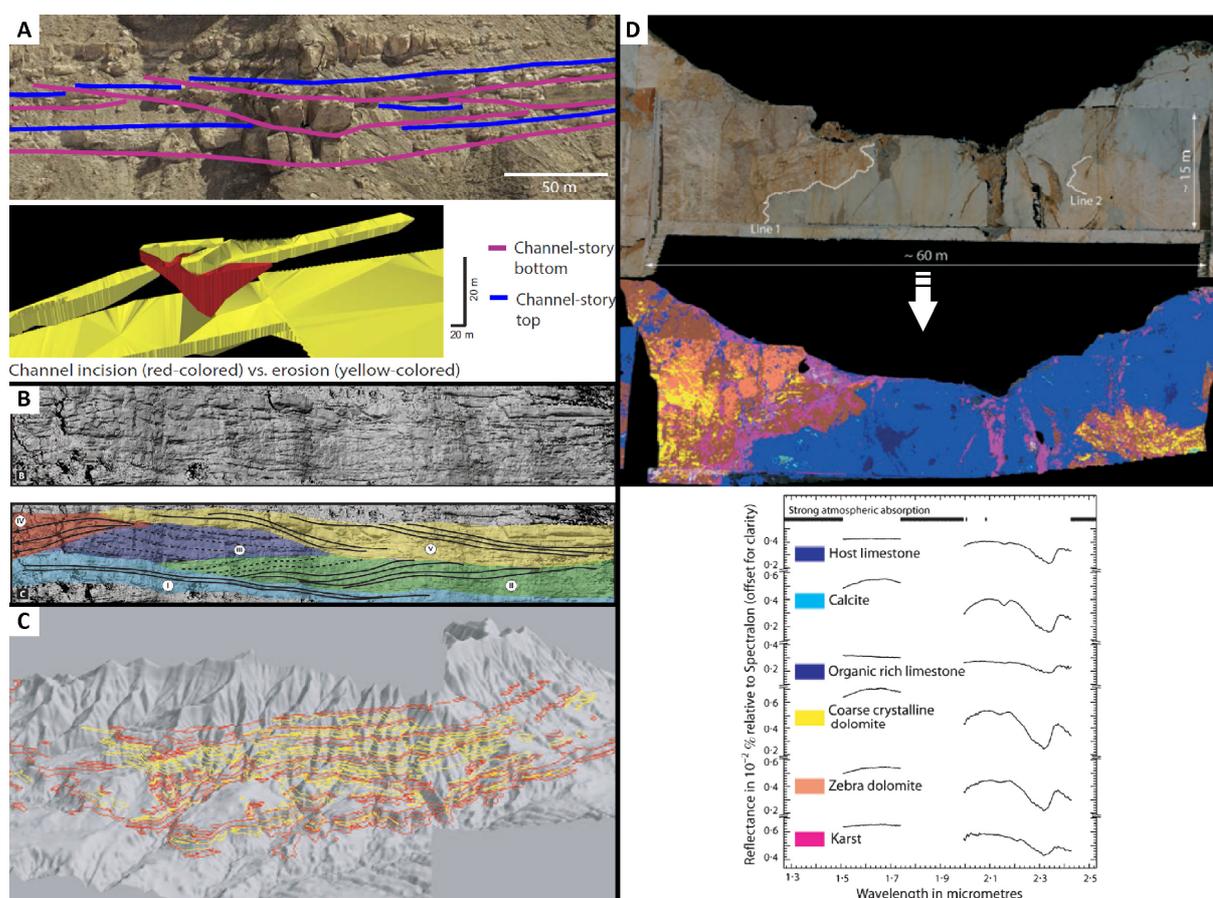


Figura 15. Aplicaciones del TLS en el estudio de afloramientos fluviales: (A) Modelización tridimensional de cuerpos areniscosos [106]; (B) caracterización detallada de la estructura interna de un cuerpo areniscoso [108]; y (C) estudio a gran escala de la arquitectura deposicional de una sucesión fluvial [107]. En D se muestra como la combinación de datos lidar con imágenes hiperespectrales permite detectar la composición de los materiales que conforman un afloramiento virtual (modificado de [118]).

[107, 108] (Fig. 15 C), diseñar simulaciones de flujo [109, 110] y construir modelos geocelulares y sísmicos en 3D [76, 111-115].

En otros trabajos se ha tratado de combinar otras técnicas con el TLS para extraer aún más información de los afloramientos. Así, la utilización de datos de georadar (GPR) ha permitido prolongar hacia el subsuelo las observaciones realizadas en los afloramientos [77, 116], y la integración con imágenes hiperespectrales ha servido para obtener información composicional de los materiales escaneados [117-120] (Fig. 15 D).

Existen varios trabajos generales en los que se analizan aspectos metodológicos [81, 84, 85, 121-123] y técnicos [8, 10, 112, 124-126] del uso del TLS en afloramientos. Además, en el trabajo de Hodgetts (2013) [127] se puede encontrar una revisión bibliográfica que se centra en los beneficios que la modelización de afloramientos basada en datos de TLS puede proporcionar a la industria del petróleo.

1.2.6 TÉCNICAS ANÁLOGAS: FOTOGRAMETRÍA

Una alternativa a la utilización de datos lidar para obtener un VO es la fotogrametría. Según una de sus definiciones más extendida, la fotogrametría es la técnica cuyo fin es estudiar y definir con precisión la forma, dimensiones y posición en el espacio de un objeto cualquiera, utilizando esencialmente medidas realizadas sobre una o varias fotografías de ese objeto [128]. En esencia, la fotogrametría utiliza las diferencias en la representación de un mismo objeto entre dos (o más) fotografías realizadas desde diferentes puntos de vista para deducir la geometría del mismo. Esto es posible debido a que estas diferencias dependen de la forma del objeto y son cuantificables, por lo que del estudio de estas diferencias se puede inferir su geometría.

Si se consideran dos fotografías tomadas desde diferentes posiciones en las que se captura la misma escena, y de las cuales se conoce la posición, orientación y propiedades ópticas de las cámaras, se pueden calcular las coordenadas tridimensionales de cualquier punto a partir de sus coordenadas 2D en cada fotografía (Fig. 16) [129]. Asimismo, si se conoce la posición 2D en cada fotografía de puntos equivalentes

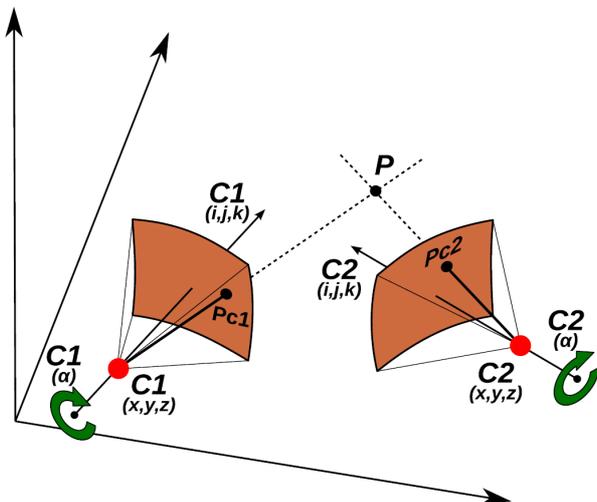


Figura 16. Esquema que muestra los parámetros implicados en la visión estereoscópica. Para un punto P fotografiado desde dos cámaras (C1 y C2), su posición en cada foto (Pc1 y Pc2) depende de la posición de las cámaras, su distancia focal y su orientación (definida mediante los vectores unitarios i, j, k y el ángulo α de rotación sobre el mismo) [129].

se pueden derivar los parámetros de las cámaras, lo que a su vez permite calcular las coordenadas tridimensionales de los puntos [129].

En la práctica, de la utilización de la fotogrametría se obtiene una nube de puntos distribuidos tridimensionalmente que representan la geometría de las superficies consideradas. De la misma forma que cuando se utiliza tecnología lidar para obtener los datos, esta nube de puntos puede ser posteriormente triangulada para obtener una superficie denominada Red de Triángulos Irregulares (o TIN) a la cual se le puede añadir una textura procedente de las fotografías originales para obtener un VO fotorrealista. Finalmente, mediante la utilización de puntos de control con coordenadas conocidas, el VO puede ser dimensionado y georeferenciado de forma adecuada.

El resultado final que se obtiene mediante técnicas fotogramétricas es muy similar al que se obtiene mediante TLS, en el sentido de que se consigue un VO fotorrealista y georeferenciado que puede ser analizado con los

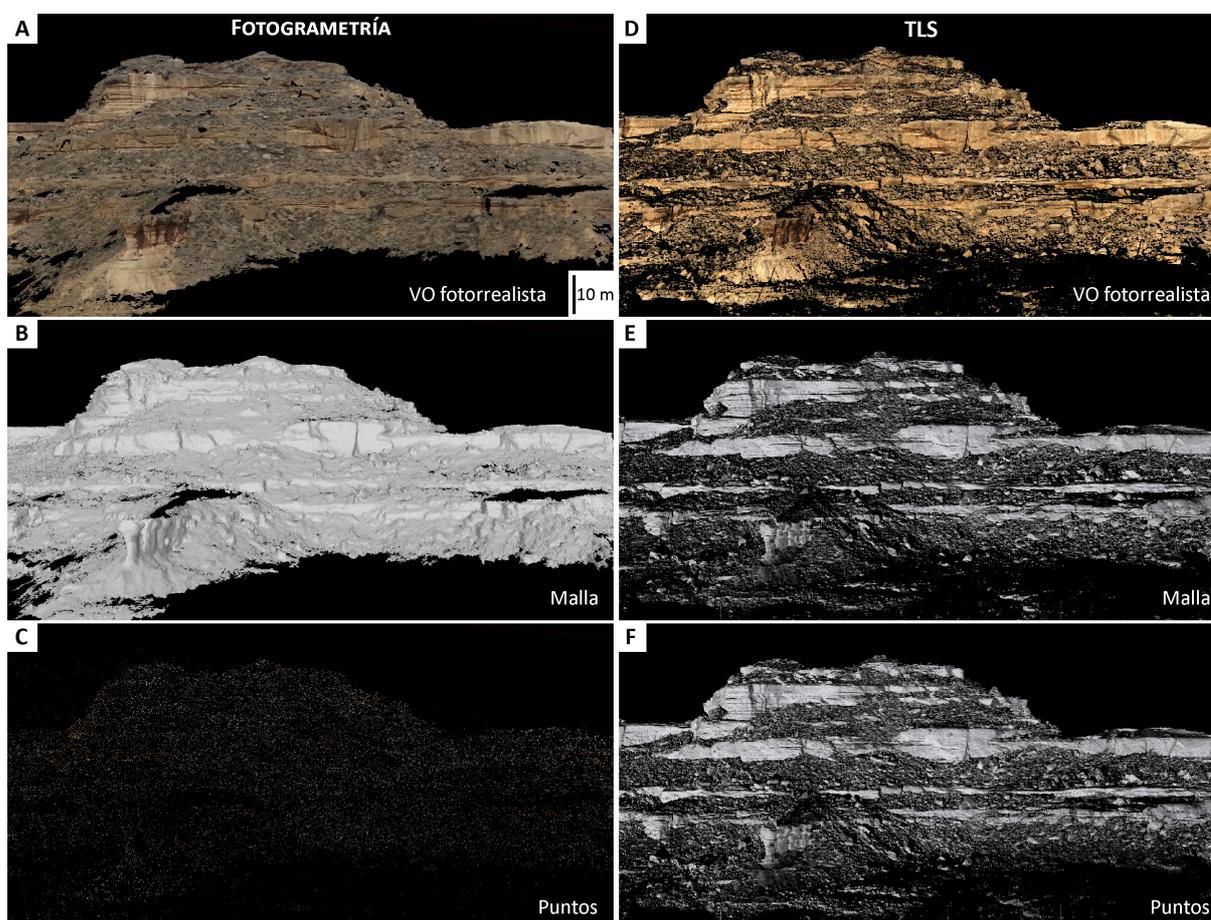


Figura 17. Comparativa entre los VO obtenidos en el afloramiento de Piracés mediante técnicas fotogramétricas (A-C) y mediante TLS (D-F). Para cada caso se muestra el aspecto del VO fotorrealista (A y D), de la malla sin texturizar (B y E) y de la nube de puntos que constituyen los datos originales (C y F). Se puede comprobar como la textura obtenida mediante fotogrametría se parece mucho más a una fotografía, pero sin embargo la exactitud y nivel de detalle del modelo geométrico están muy alejados de los que se obtienen con TLS. Vistas hacia el este. Modelo fotogramétrico obtenido mediante el software PhotoScan Pro de Agisoft.

mismos softwares (Fig. 17 A-C). Además, la adquisición de datos y la construcción del VO son relativamente sencillos y requieren de mucho menos tiempo, sobre todo teniendo en cuenta que recientemente han salido al mercado varios softwares muy potentes, en los cuales el procesado es prácticamente automático y los resultados visualmente espectaculares. Sin embargo, los puntos de datos en los que se basa un VO fotogramétrico tienen una exactitud y resolución mucho menores que los de uno basado en TLS (Fig. 17 C), por lo que no es una técnica adecuada cuando se necesita trabajar con detalle en base a geometrías, como es el caso en esta tesis.

1.3 MÉTODOS DE ESTUDIO DE SUCESIONES FLUVIALES

Las areniscas fluviales constituyen una potencial roca almacén, y una parte significativa de la producción de hidrocarburos se extrae de sedimentos que fueron depositados por antiguos sistemas fluviales. Desafortunadamente, la arquitectura tridimensional de los cuerpos de arenisca depositados en este tipo de contextos es muy compleja y difícil de prever [130]. Incluso cuando se trabaja en afloramientos los depósitos fluviales son difíciles de cartografiar con detalle debido a la alta heterogeneidad de sus facies y a la dificultad de discernir capas individuales en sucesiones que consisten en la repetición de unidades canalizadas y de desbordamiento [131]. Asimismo, la escasa extensión lateral y vertical de los rellenos de canal y de las facies areniscosas de desbordamiento, junto con la evolución no lineal de los cinturones de facies a través del espacio y el tiempo, dificultan la comprensión de la arquitectura tridimensional y la distribución de propiedades petrofísicas dentro de las sucesiones fluviales [131]. Para ilustrar su particular grado de complejidad interna, y en contraposición a la concepción clásica del subsuelo como un *layer cake* (pastel de capas), Martinius y Nieuwenhuijs (1995) [132] propusieron el término *labyrinth-type* (de tipo laberíntico) para definir este tipo de reservorios.

Los datos que habitualmente se emplean para el estudio y caracterización de reservorios de hidrocarburos proceden de perfiles sísmicos y sondeos (tanto diagráfias como núcleos). Los datos sísmicos por lo general carecen de la resolución espacial suficiente para detectar los paleocanales individuales, en especial cuando se trabaja con datos adquiridos en tierra o con reservorios profundos (Fig. 18). Rara vez la resolución obtenida mediante esta técnica es menor de 10 m, por lo que no se trata de una fuente de información con suficiente nivel de detalle como para caracterizar la arquitectura interna de reservorios fluviales [130]. Además, el escaso contraste de impedancia acústica entre los materiales que rellenan los paleocanales y los que componen la llanura de inundación circundante no favorece que se produzcan reflexiones fuertes de las ondas sísmicas, dificultando aún más la detección de las facies reservorio [131]. En el caso de los estudios realizados por medio de sísmica de reflexión de alta resolución, y que se llevan a cabo con fuentes acústicas de alta frecuencia, las resoluciones verticales obtenidas pueden llegar a ser de cerca de un metro. Sin embargo, y dado que la atenuación en profundidad de la señal acústica aumenta cuanto mayor sea la frecuencia de la misma, esta técnica sólo es válida para trabajar en profundidades de pocos centenares de metros y no es aplicable en prácticamente ningún campo petrolífero.

Las diagráfias y núcleos de sondeos proporcionan una información con una resolución vertical muy alta (en el caso de los núcleos la información es continua) y son de gran utilidad para caracterizar las propiedades petrofísicas de las rocas reservorio y para confirmar la presencia de hidrocarburos (Fig. 18). Por el contrario, al tratarse de datos puntuales y carecer de tridimensionalidad, la continuidad lateral de los cuerpos areniscos únicamente puede ser inferida mediante la correlación entre pozos [133]. Dado que la mayoría de campos petrolíferos en tierra presentan pozos con espaciados de entre 200 y 500 m (el cual aumenta a entre 500 y 1000 m para campos en el mar) [130], y teniendo en cuenta que los paleocanales típicamente presentan escalas que van de decenas a pocos centenares de metros, se puede afirmar que la correlación de paleocanales entre pozos es una tarea muy delicada y con unos resultados sujetos a un alto grado de incertidumbre (Fig. 19). Según las palabras de North y Prosser (1993) [130] en relación con esta problemática: “muchos se equivocan al considerar hasta qué punto sus modelos geológicos son descripciones a partir de observaciones y no predicciones, o en otras palabras, una extensión de las descripciones hacia regiones no muestreadas”. En esta misma línea, durante un estudio llevado a cabo en la cuenca petrolífera de San Jorge (Argentina) se caracterizaron paleocanales en base a una serie afloramientos para después compararlos con las interpretaciones realizadas en el subsuelo a partir de una red de pozos con espaciados de ~300 m [134]. Tras analizar los resultados, los investigadores constataron que las anchuras estimadas para los paleocanales en el subsuelo eran mayores que las medidas en los afloramientos. Esto fue atribuido

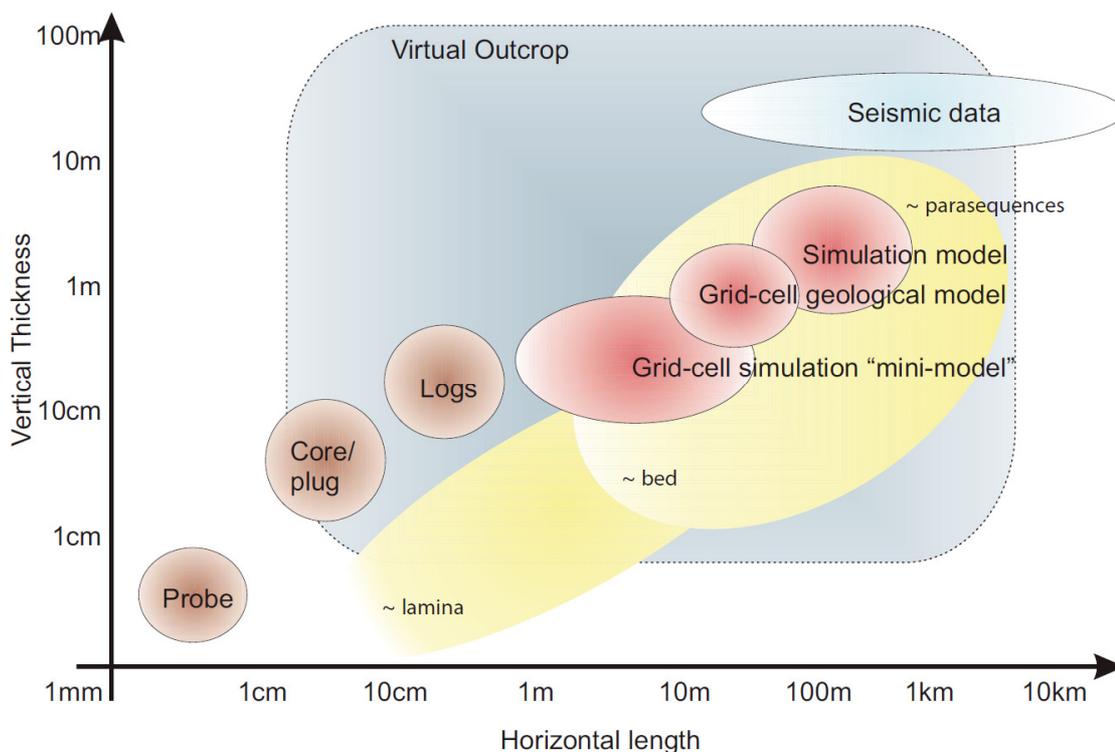
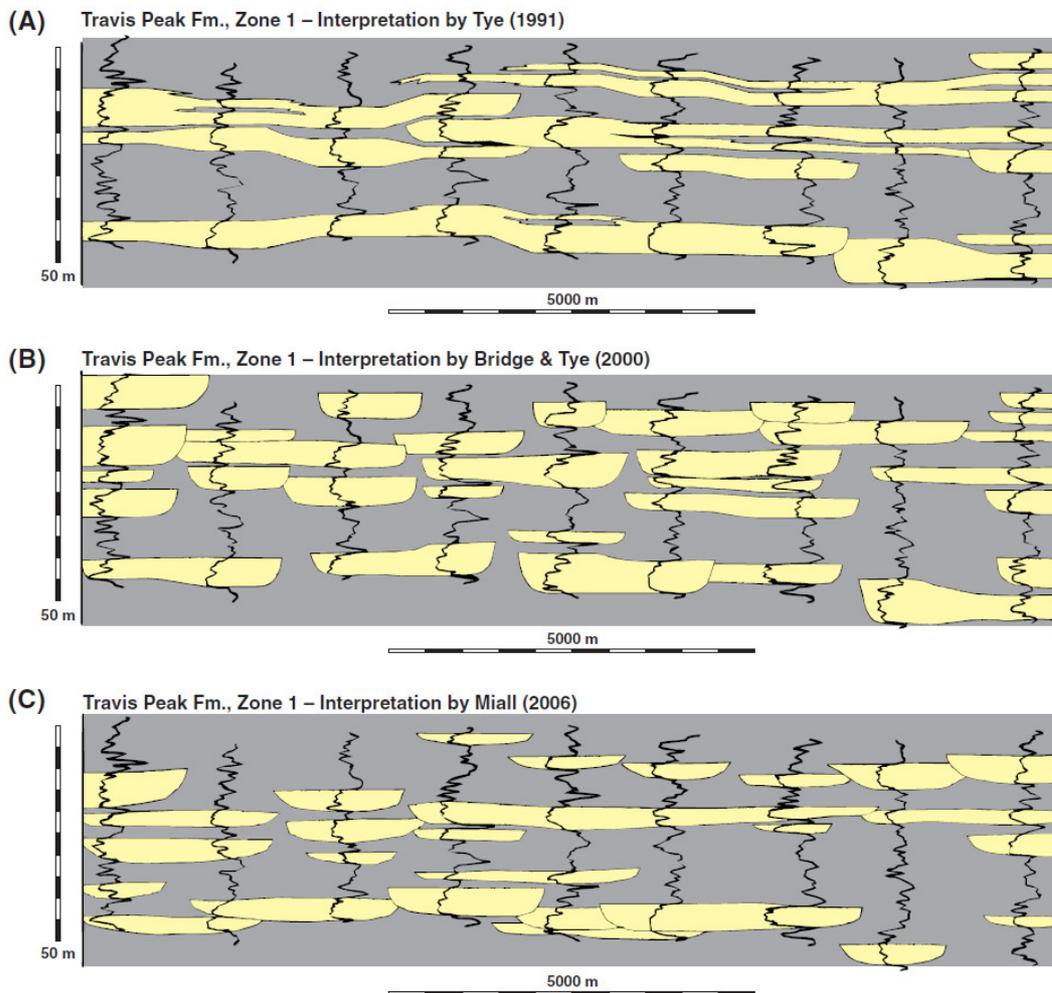


Figura 18. Dimensiones horizontales y verticales típicas de las estructuras sedimentarias junto con las escalas a las que permiten trabajar los métodos utilizados habitualmente para su estudio y modelización como reservorio. Cabe destacar la multitud de escalas que se pueden abordar mediante la utilización de afloramientos virtuales [76].

a que la anchura de los paleocanales era menor que el espaciado entre pozos, y por lo tanto ésta fue sobreestimada debido a las correlaciones defectuosas entre pozos.

En vista de lo expuesto se puede concluir que ni los estudios basados en sísmica de reflexión ni los que lo hacen en datos procedentes de sondeos proporcionan una resolución espacial suficiente para caracterizar de forma adecuada la geometría, arquitectura estratigráfica y propiedades sedimentológicas de los elementos que constituyen los reservorios fluviales [135]. Es por ello que la caracterización y modelización detallada de análogos aflorantes [136-142] es de vital importancia para minimizar los riesgos y costos en las fases de desarrollo y producción de campos petrolíferos que producen a partir de facies fluviales [135]. Sin embargo, gran parte de los afloramientos disponibles consisten en secciones 2D, por lo que para realizar las



Modified after Miall (2006)

Figura 19. Interpretaciones realizadas por diferentes autores a partir de las mismas diagráfias de la Fm Travis Peak (Cretácico inferior, este de Tejas), las cuales proceden de pozos cuyo espaciado supera los 500 m. Se puede constatar como en función de la tendencia que exista a correlacionar en exceso (A) o a restringir las dimensiones laterales (C) de los paleocanales, la geometría e interconectividad entre las facies reservorio que se deduzcan serán muy diferentes [133].

reconstrucciones tridimensionales que permitan determinar parámetros como la sinuosidad, conectividad y continuidad de los paleocanales se requiere la interpretación y experiencia de los geólogos [75].

Existen varios factores, como las condiciones y el tamaño del afloramiento, que determinan la representatividad de los datos e interpretaciones derivados del estudio de un afloramiento fluvial. Por ejemplo, es preferible trabajar en afloramientos extensos y que presenten un alto grado de tridimensionalidad, de forma que cuanto mayor sea el paleocanal o cinturón de paleocanales a estudiar, mayores deberán ser los afloramientos que se requieran para caracterizarlo de forma correcta [143]. Se debe de ser muy prudente cuando se extraen conclusiones a partir de afloramientos limitados o de áreas pequeñas, ya que la geometría de los canales y sus propiedades hidráulicas pueden variar de forma abrupta en el espacio y el tiempo [143].

1.3.1 INCERTIDUMBRE EN LA CORRELACIÓN

Cuando se trabaja con afloramientos fluviales se requiere un alto grado de control estratigráfico para llevar a cabo de forma satisfactoria una caracterización en 3D de la geometría y arquitectura sedimentaria de los cuerpos areniscosos. La elevada heterogeneidad lateral y vertical de facies en ambientes fluviales determina que la incertidumbre en las correlaciones aumente cuanto mayor sea el número de cuerpos areniscosos y la distancia de correlación.

En este sentido, Li *et al.* (2012) [135] llevaron a cabo un estudio para cuantificar la relación entre la densidad de datos y la exactitud en las correlaciones. Para ello primero realizaron un análisis estratigráfico de alta resolución basado en 58 columnas y fotomosaicos de un afloramiento fluvio-deltaico de 30 km de extensión, el cual utilizaron como caso base (Fig. 20 A) Posteriormente diseñaron tres casos diferentes, cada uno de ellos con una menor cantidad de información, para comparar las interpretaciones realizadas en base a ellos. En el caso más extremo, donde únicamente se proporcionaron 13 pseudo-diagraffas de radiación gamma separadas entre 1.4 y 4 km, las interpretaciones obtenidas mostraron como el exceso de correlación entre elementos conllevó que sólo se reconocieran el 40% de los paleocanales fluviales presentes, cuyos espesores y anchuras fueron exagerados alrededor de un 400% (Fig. 20 C). En vista de los resultados obtenidos los autores del estudio concluyeron que la falta de precisión en las correlaciones puede dar como resultado marcos estratigráficos muy alejados de la realidad, afectando de forma significativa a los tamaños, geometrías y conectividades estimadas para las facies reservorio durante las etapas posteriores de modelización.

Los geólogos que trabajan en la caracterización de afloramientos fluviales, y en especial si éstos son extensos, necesitan métodos que les proporcionen un control estratigráfico adecuado sobre la sucesión sedimentaria. De entre los métodos habituales, el que proporciona un mayor nivel de certeza es el uso de capas guía. Estas capas guía suelen ser niveles de carbón, cenizas volcánicas o paleosuelos, los cuales se caracterizan por ser fácilmente distinguibles, haber sido generados en un intervalo de tiempo concreto y por poder extenderse a lo largo de decenas de kilómetros sobre la superficie de los sistemas fluviales [131]. Desafortunadamente la mayoría de afloramientos carecen de este tipo de niveles de referencia debido a sus

peculiares condiciones de formación y a su bajo potencial de preservación en contextos fluviales activos. Además, incluso cuando éstas se encuentran presentes, normalmente quedan cubiertas por derrubios o vegetación dado que no constituyen capas duras que sobresalgan de la superficie del afloramiento, lo que muchas veces dificulta su detección y/o seguimiento. En los casos en los que no se pueden utilizar capas guía las correlaciones se basan principalmente en la identificación de características similares entre los cuerpos de arenisca (tamaño, proporciones geométricas, arquitectura interna, localización dentro de secuencias distintivas, etc.) y en el dibujo de líneas sobre fotomosaicos. Sin embargo estos métodos están sujetos en mayor o menor medida al cierto grado de subjetividad inherente a cualquier interpretación, de manera que varios geólogos que estudien el mismo afloramiento utilizando estos métodos probablemente acabarán estableciendo diferentes correlaciones.

Una problemática similar surge cuando se tratan de estudiar las características de un sistema fluvial en base a varios afloramientos. De nuevo, el control estratigráfico es de vital importancia para poder establecer si los afloramientos están constituidos por materiales que fueron depositados contemporáneamente o no, ya que en función de ello las interpretaciones que se deriven de su estudio conjunto tendrán unas implicaciones u otras. En el caso de que varios afloramientos muestren materiales isócronos, de su estudio se podrán

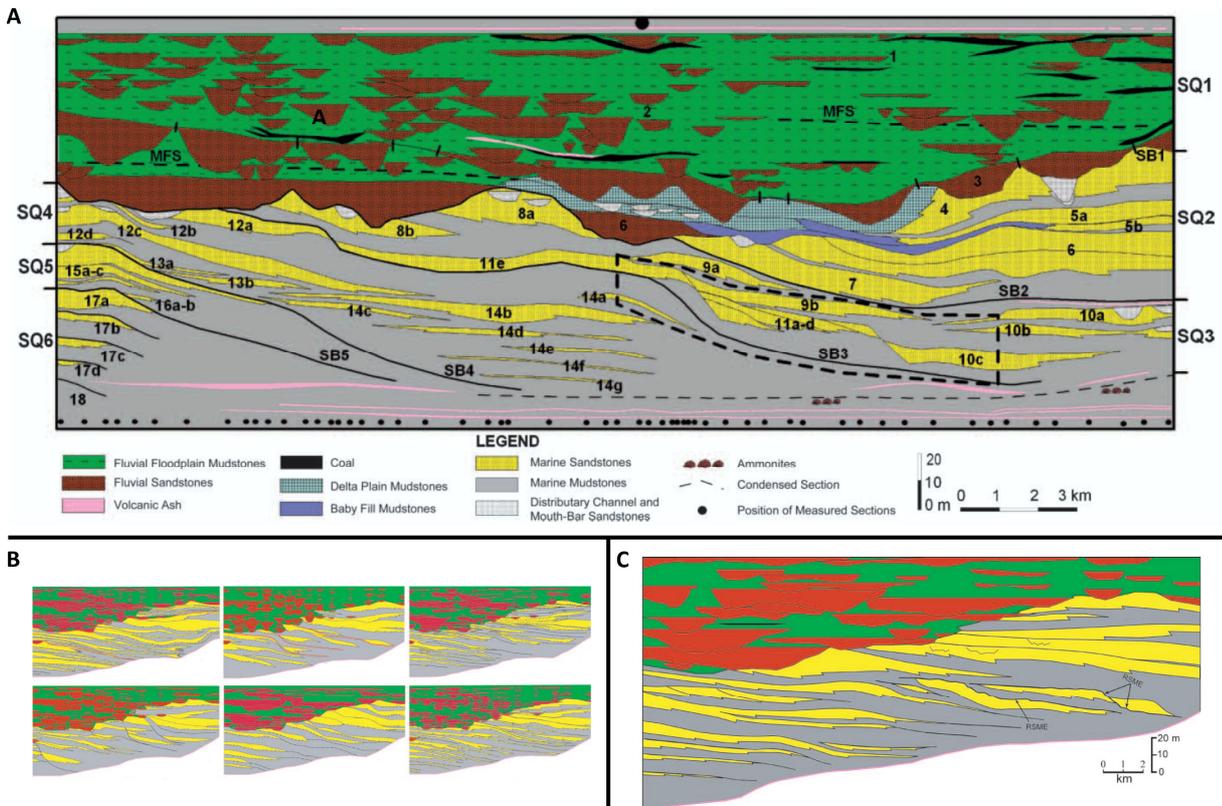


Figura 20. Influencia de la densidad de datos en la interpretación de sucesiones sedimentarias. En A se muestra un análisis estratigráfico de alta resolución de una sucesión fluvio-deltaica. B y C representan interpretaciones de la misma sucesión realizadas con un número progresivamente menor de datos. Se puede observar como a medida que se dispone de menos datos, el exceso de correlación provoca una simplificación de la complejidad estratigráfica [135].

determinar variaciones espaciales tanto de las propiedades petrofísicas y arquitecturales de un canal o cinturón de canales determinado como de sus relaciones con el resto de facies. Pero si los afloramientos no pertenecen al mismo intervalo estratigráfico éstos estarán aportando información sobre etapas diferentes en la evolución del sistema fluvial, por lo que las conclusiones que se extraigan de su estudio comparado no podrán ofrecer una “fotografía” del sistema fluvial en un lapso de tiempo determinado. Por ejemplo, de considerar erróneamente dos afloramientos como pertenecientes al mismo nivel estratigráfico se puede llegar a la conclusión equivocada de que dos grandes paleocanales fueron activos a la vez sobre la superficie de un abanico fluvial. Esto llevaría a interpretar que ambos se encuentran conectados aguas arriba, cuando en realidad se trata de dos paleocanales diferentes, separados en el tiempo y sin ningún tipo de conexión entre ellos. Así, tal y como postula Miall (2000) [144]: “Las correlaciones basadas en evidencias litoestratigráficas deben de considerarse con cautela, dado que unidades similares pueden ser depositadas en tiempos y áreas diferentes y no tener ninguna conexión entre ellas. Muchos errores se han producido de esta manera cuando los geólogos han intentado correlacionar secciones muy separadas entre ellas”.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Los afloramientos estudiados en esta tesis pertenecen al Abanico Fluvial de Huesca, localizado en la provincia de Huesca, en el NE de España. Este sistema fluvial evolucionó bajo condiciones de endorreísmo durante las últimas fases de relleno de la Cuenca del Ebro, y los sedimentos que lo componen fueron transportados y depositados por cursos fluviales procedentes del drenaje de extensas áreas del Pirineo [145-150].

La Cuenca del Ebro es en la actualidad una depresión relativa que se encuentra limitada por tres cordilleras montañosas: los Pirineos al N, los Catalánides al E-SE y la Cordillera Ibérica al W-SW (Fig. 21). Esta configuración confiere a la cuenca una geometría cuasi triangular en planta, encontrándose conectada en su vértice occidental con la Cuenca del Duero a través del corredor de La Bureba [151]. El basamento de la cuenca muestra un basculamiento general hacia el N, y alcanza una profundidad de más de 3000 m bajo el nivel del mar en la zona central del margen Pirenaico, lo que determina que su relleno muestre una geometría de cuña abierta hacia el norte [151, 152] (Fig. 21).

Las tres cordilleras limítrofes se estructuraron como consecuencia de la inversión de cuencas extensivas Mesozoicas [153-155], la cual fue causada por la convergencia y colisión continental entre las placas Ibérica y Euroasiática iniciada durante el Cretácico superior, con acortamientos estimados de entre 120 y 200 Km en el caso de los Pirineos [156-159] (Fig. 22). La subsidencia flexural asociada a la carga litostática ejercida por el levantamiento de las cordilleras circundantes proporcionó el espacio de acomodación necesario para el desarrollo de la Cuenca de Antepaís Surpirenaica, precursora de la actual Cuenca del Ebro [160-162].

2.1 BREVE RESEÑA SOBRE LA EVOLUCIÓN LOS PIRINEOS Y SU ANTEPAÍS IBÉRICO

Los sedimentos de la Cuenca de Antepaís Surpirenaica muestran una historia evolutiva multiepisódica que abarca desde el Cretácico superior hasta la actualidad, y que a grandes rasgos refleja una transición desde ambientes sedimentarios marinos hacia medios continentales [163-165].

2.1.1 RIFTING CRETÁCICO E INICIO DE LA FASE COMPRESIVA ALPINA

Durante el Cretácico inferior, la etapa de rift asociada a la apertura del Atlántico Norte generó multitud de pequeñas cuencas muy subsidentes en las que predominó una sedimentación marina somera (Organyà, Cameros, Maestrazgo, Columbretes, etc.) [153, 155, 163]. La progresión continuada del rifting Atlántico hacia el norte provocó la apertura del Golfo de Vizcaya a partir del Aptiense, con un movimiento transcurrente entre la placa Ibérica y la Euroasiática que determinó la formación de cuencas transtensivas durante el Albiense superior (Cuenca de Aulet, Cuenca Vasco-Cantábrica), en las cuales se produjo una sedimentación marina profunda (*flysh noir*) [155, 159, 165].

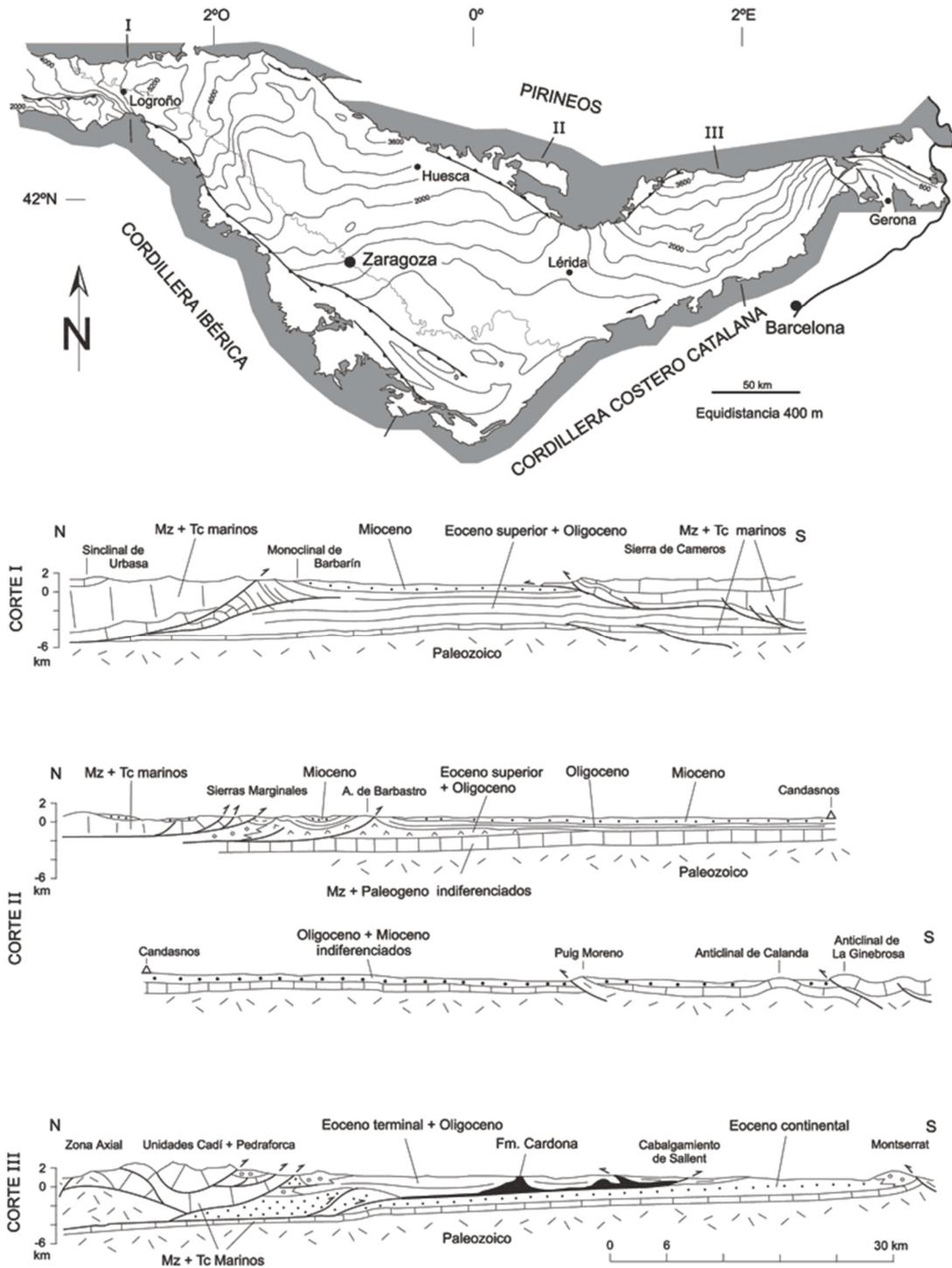


Figura 21. Mapa de isobatas y cortes geológicos sintéticos de los tres sectores principales de la Cuenca del Ebro (Oriental – Corte I, Central – Corte II, Occidental – Corte III). Abreviaturas: Mz – Mesozoico; Tc – Terciario [151].

El Cenomaniense marca un cambio en el contexto tectónico al encontrarse las primeras evidencias de actividad transpresiva en forma de discordancias angulares asociadas a movimientos de la falla Norpirenaica [153, 156, 165]. En los sectores pirenaicos el periodo entre el Cenomaniense y el Santoniense, donde se

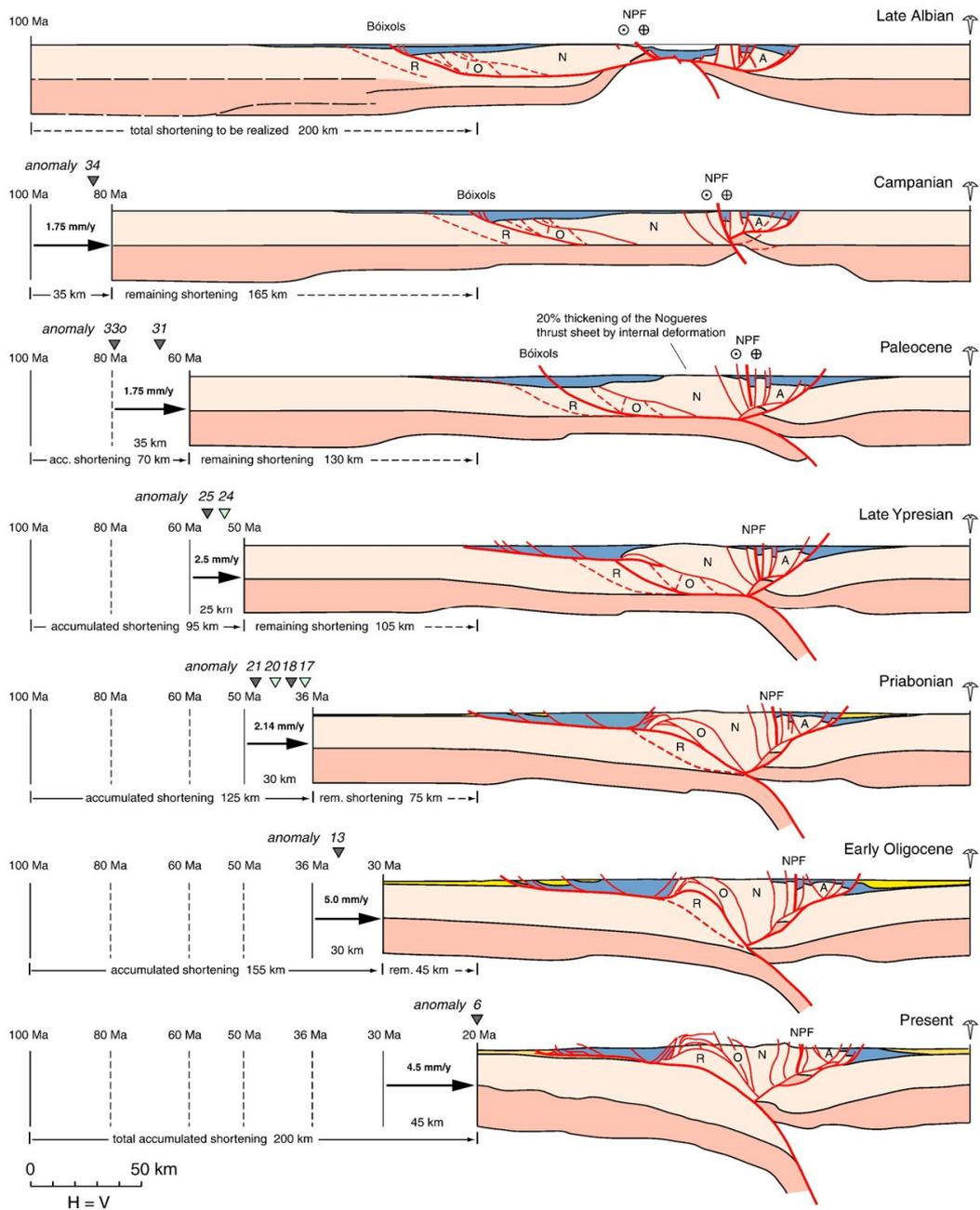


Figura 22. Corte geológico ECORS compensado y parcialmente restituido para diferentes épocas entre el Albiense y la actualidad. Abreviaturas: NPF – Falla Narpirenaica; R – Unidad de Rialp; O – Unidad de Orri; N – Unidad de Les Nogueres; A – Unidad de Arize [159].

produce el inicio de una fase transgresiva a nivel global, está marcado por el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas adosadas al margen sur de la cuenca. Este sistema de plataformas pasaban progresivamente a facies de talud y de centro de cuenca hacia el norte, acabando finalmente en un surco turbidítico con orientación E-O que muestra una profundización hacia la Cuenca Vasco-Cantábrica, donde la cuenca se conectaba al Atlántico en el Golfo de Vizcaya [153, 155, 163, 165]. Simultáneamente, en el sector ibérico la combinación entre la flexión hacia el norte de la placa ibérica y el inicio de la transgresión provocó

finalmente la conexión entre el Océano Atlántico y el Tethys [166]. La zona bajo influencia marina en ese periodo ocupaba toda la extensión actual de la Cordillera Ibérica y la parte sur de los Catalánides, y en ella se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas someras con entradas de detríticos desde los márgenes (Fm. Utrillas) [166]. A finales del Cretácico, en el periodo que comprende del Santoniense al Maastrichtiense, se produjo la máxima transgresión en el sector pirenaico, seguida de una regresión generalizada [155, 163, 167]. Este ciclo transgresivo-regresivo refleja los movimientos verticales asociados con el inicio de la tectónica pirenaica, que pasó de una fase inicial transpresiva con subsidencia generalizada a una fase final compresiva a medida que fue evolucionando la apertura del Atlántico Norte (Fig. 23).

Las primeras evidencias de compresión se encuentran en el Campaniense del sector oriental con el desarrollo de discordancias progresivas asociadas al crecimiento de los anticlinales del Turbón y de Sant Corneli, la formación de cabalgamientos (Bóixols) y, finalmente, el inicio de la inversión de las cuencas

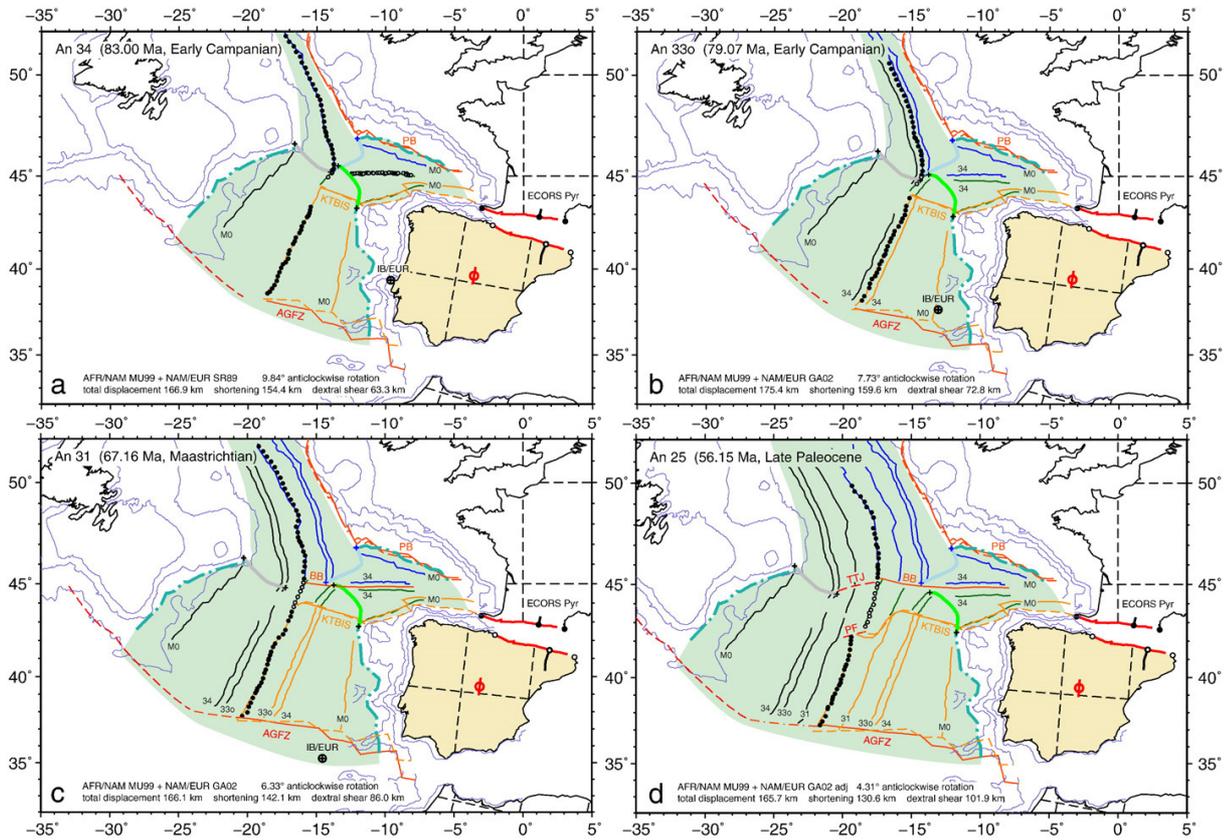


Figura 23. Reconstrucciones del Atlántico Norte desde el Campaniense inferior al Mioceno inferior. Las líneas que representan a las anomalías magnéticas están coloreadas en función de la placa o fragmento de placa sobre la cual se sitúan: Negro – Norte América; Azul – Porcupine; Verde – Vizcaya sur; Naranja – Iberia. Los dominios oceánicos están representados por un área verde claro, la presencia en cuyos límites de una línea verde con puntos indica zonas de transición continente-oceano. La línea roja al norte de Iberia y sur de Francia se corresponde con la Falla Norpirenaica, y también se ha representado la posición del corte ECORS (Fig. 22). Límites tectónicos principales: PB – Porcupine boundary, BB – Bay of Biscay axis, KT BIS – King’s Trough-Biscay boundary; CGFZ – Charlie Gibbs Fracture Zone; AGFZ – Azores Gibraltar Fracture Zone [159].

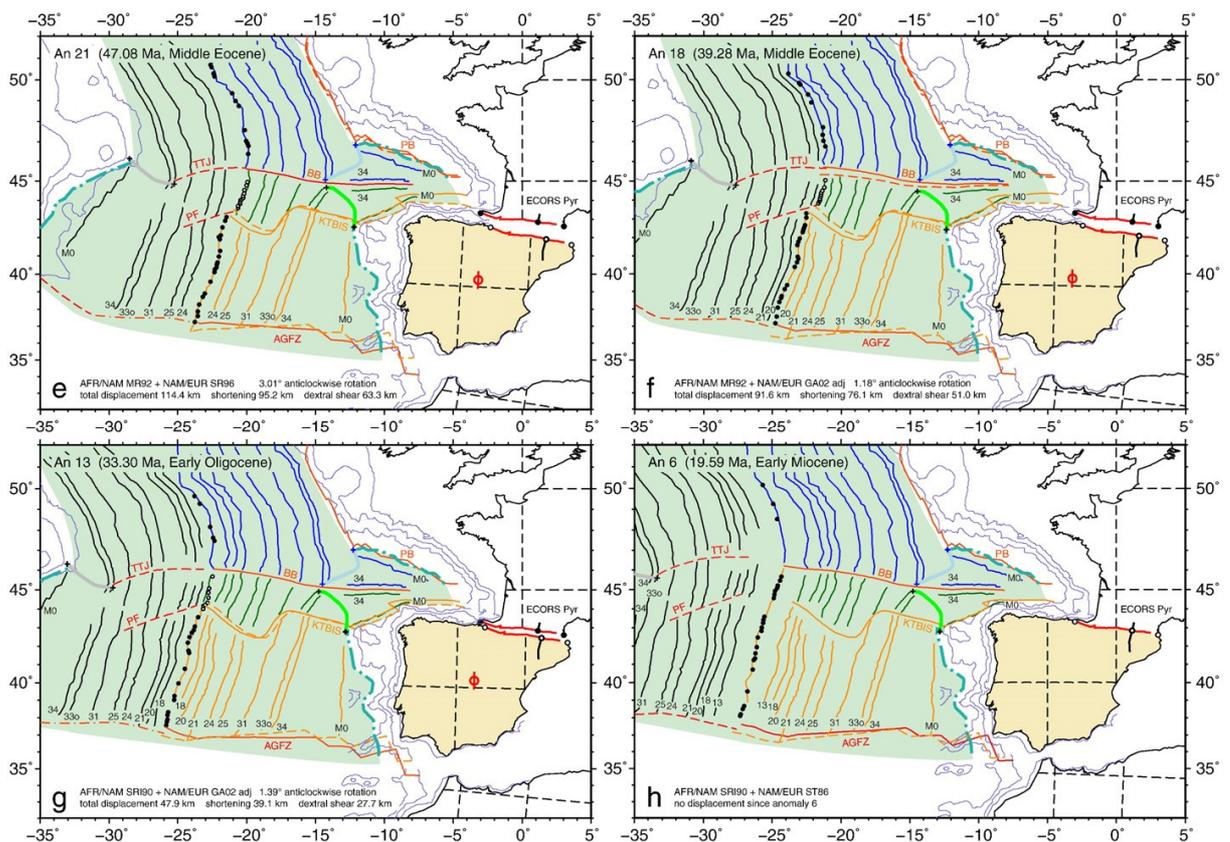


Figura 23. Continuación.

Cretácicas en el Campaniense superior [155, 163, 165, 167, 168]. Como consecuencia de este nuevo régimen tectónico, y debido a la creación de relieves asociados a los movimientos verticales, se inicia en toda la cuenca un cambio de una sedimentación predominantemente carbonatada a una sedimentación dominada por materiales siliciclásticos, todo ello a la vez que la cuenca se iba estrechando a causa del acortamiento producido por los primeros esfuerzos compresivos N-S [155]. Dada la naturaleza oblicua de la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática, las cuales presentaban márgenes no paralelos abiertos hacia el Golfo de Vizcaya, la compresión fue migrando progresivamente hacia el oeste, de forma que la antigüedad y magnitud de la deformación, y por tanto de las estructuras, muestran una tendencia decreciente en ese sentido [163].

2.1.2 EVOLUCIÓN CENOZOICA DE LA CUENCA SURPIRENAICA

A partir del Maastrichtiense, y durante todo el Paleoceno, se observa una tendencia transgresiva escalonada que, junto con un clima cálido y seco y una calma tectónica relativa, propició el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas someras [155, 165] (Fig. 24 A). A lo largo de todo el sector oriental y meridional de la cuenca, la sedimentación continental asociada lateralmente a estas plataformas carbonatadas dio lugar a los característicos sedimentos rojizos conocidos informalmente como “facies Garumniense” (Gp Trep), los cuales representan una gran variedad de ambientes deposicionales continentales (fluviales, aluviales, lacustres, palustres y litorales) y alcanzan hasta los 1000 m de espesor en algunos puntos [155, 167, 169]. Hacia el norte, las plataformas carbonatadas pasaban a facies de talud, las cuales a su vez

delimitaban un surco profundo central (Cuenca Vasca) donde predominó una sedimentación hemipelágica y turbidítica, y en el cual actualmente se encuentran estratotipos de límites cronoestratigráficos tan significativos como el Cretácico/Terciario, el Daniense/Selandiense y el Paleoceno/Eoceno [152, 155, 163, 165, 167].

La tendencia transgresiva iniciada en el Paleógeno tuvo su máximo durante el Ilerdiense inferior, cuando amplias zonas del sector oriental de los Pirineos emergidas desde el Campaniense quedaron inundadas, propiciando el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas someras (Calizas de Alveolinas) [152, 155] (Fig. 24 B). Este máximo transgresivo ha sido establecido como límite entre dos grandes ciclos pirenaicos, ya que a partir del mismo se comienzan a reconocer de forma clara aportes siliciclásticos desde el orógeno, ya emergido en su sector oriental [155, 163, 165, 167, 170]. Durante el Ilerdiense medio el aumento de carga litostática asociado al apilamiento en dirección sur de las láminas cabalgantes superiores (Pedraforca y Cotiella) provocó que la litosfera se flexionase, lo cual comportó una profundización generalizada de toda la cuenca. A su vez, esta profundización produjo un desplazamiento hacia el sur de los cinturones de facies, y marca el inicio del clímax tectónico del Eoceno medio [155, 165, 170].

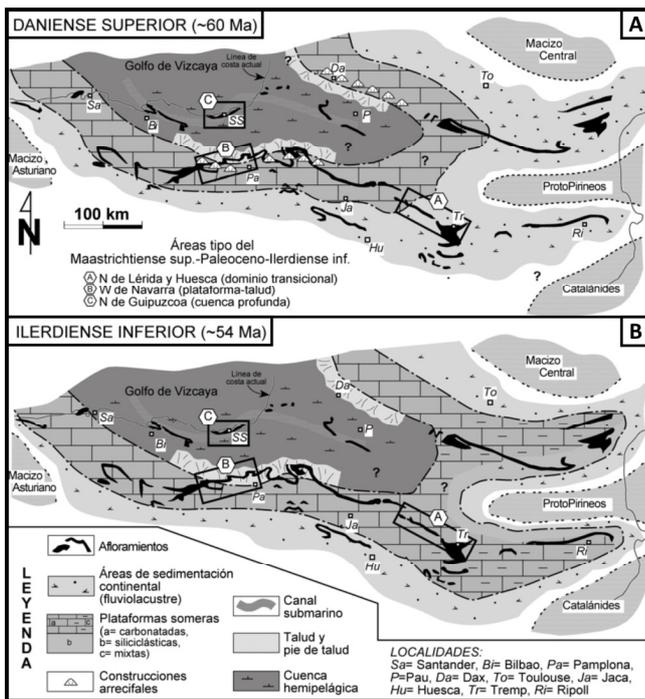


Figura 24. Reconstrucciones paleogeográficas de la Cordillera Pirenaica para dos intervalos significativos del Paleógeno inferior. Muestran un golfo más estrecho respecto al que existió al estar basadas en la posición actual de los afloramientos. Nótese la importante transgresión del Ilerdiense inferior. Recuadros A, B y C: áreas representativas de, respectivamente, el dominio de transición continente-mar, la zona de transición plataforma-talud y la cuenca hemipelágica [155].

En los Pirineos centrales la principal fase compresiva Alpina tuvo lugar del Cuisiense inferior al Bartonense, dando como resultado la inversión tectónica de las cuencas Cretácicas mediante la reactivación las fallas extensivas preexistentes, cuya posición y geometría condicionó la evolución de la deformación. El desplazamiento progresivo hacia el sur de las láminas cabalgantes, que utilizaron los materiales evaporíticos del Keuper como nivel de despegue, dio lugar al emplazamiento de la Unidad Surpirenaica Central durante el Cuisiense, lo que provocó la compartimentalización de la Cuenca Surpirenaica en tres sub-cuencas principales que pasaron a tener historias evolutivas diferenciadas: las cuencas tipo *piggy-back* de Graus-Tresp y de Jaca-Pamplona (también denominadas Cuenca Surpirenaica Central), que fueron elevadas y transportadas sobre el bloque superior de los cabalgamientos más externos (cabalgamientos del Montsec y Guarga,

respectivamente), y la Cuenca Surpirenaica Oriental, que representa el antepaís no despegado [155, 163, 170, 171].

Durante el Eoceno, en la Cuenca de Graus-Tremp se desarrolló un sistema fluvio-deltaico progradante hacia el NO, siguiendo el eje de la cuenca, el cual hacia el N se interdigitaba con abanicos aluviales de procedencia pirenaica, mientras que hacia el S se mantenía una plataforma carbonatada somera (Fig. 25). Estos sistemas continentales alimentaban con materiales siliciclásticos un surco turbidítico profundo instalado al pie del orógeno Pirenaico y que seguía el eje SE-NO de la Cuenca de Jaca-Pamplona, la cual a su vez conectaba con el Atlántico. Simultáneamente, el margen S de la cuenca estaba ocupado por un extenso sistema de plataformas carbonatadas, grandes fragmentos de las cuales se desprendieron por el talud y formaron las megacapas de carbonatos resedimentados embebidas entre margas y turbiditas características de la Cuenca de Jaca-Pamplona [163, 172] (Fig. 25). Este fenómeno de destrucción de las plataformas carbonatadas estuvo asociado a la migración progresiva hacia el sur de los depocentros debido al avance de la deformación Alpina en el mismo sentido, todo ello a la vez que aumentaban los aportes siliciclásticos por la elevación del orógeno. La configuración de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante este periodo fue similar a la antes descrita para la Cuenca Surpirenaica Central, con sistemas de plataformas carbonatadas predominando en el margen del antepaís, las cuales pasaban hacia el N a facies de talud y marinas profundas, mientras que del margen Pirenaico y Catalán progradaban importantes sistemas fluvio-deltaicos que ocasionalmente alimentaron con turbiditas el surco sedimentario del fondo de la cuenca.

Toda la evolución de la Cuenca Surpirenaica descrita anteriormente se produjo en un contexto en el cuál ésta mantenía una doble conexión marina permanente, con el Atlántico al NO y el Tethys al E. No se sabe con precisión el momento exacto en que se perdió la conexión con el Tethys, pero el hecho de no encontrar evidencias de sedimentación marina en el margen Catalán a partir del Bartonense indica que ésta se fue perdiendo progresivamente entre el Eoceno medio y el superior [173]. Sin embargo, el aislamiento marino total de la cuenca no se produjo hasta el Priabonense superior, cuando el emplazamiento de la unidad Vasco-Cantábrica cerró la conexión con el Océano Atlántico, dando lugar a la deposición generalizada de unidades evaporíticas en los depocentros de toda la cuenca (Fm. Cardona, Fm. Barbastro, Fm. Potasas de Pamplona) [163, 167, 173]. Como consecuencia de esta desconexión marina, durante el Oligoceno y el Mioceno la

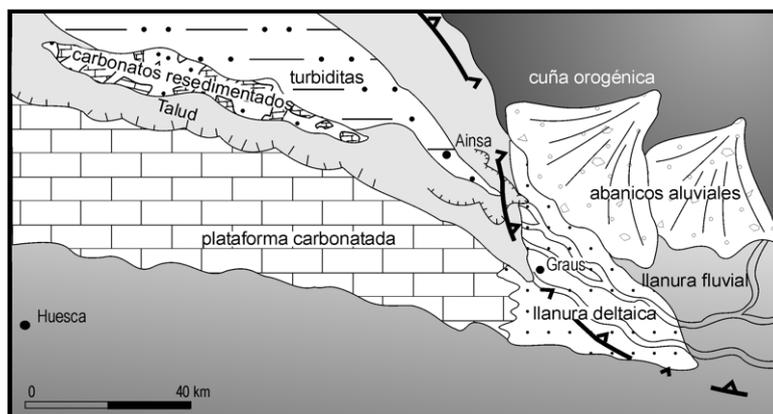


Figura 25. Esquema paleogeográfico de la Cuenca Surpirenaica Central durante el Cuisiense y Luteciense inferior [155].

Cuenca Surpirenaica pasó a actuar como una cuenca continental endorreica, de aquí en adelante denominada Cuenca del Ebro, donde se produjo la sedimentación de grandes espesores de secuencias lacustres, fluviales y aluviales [151, 163, 165] (Fig. 26).

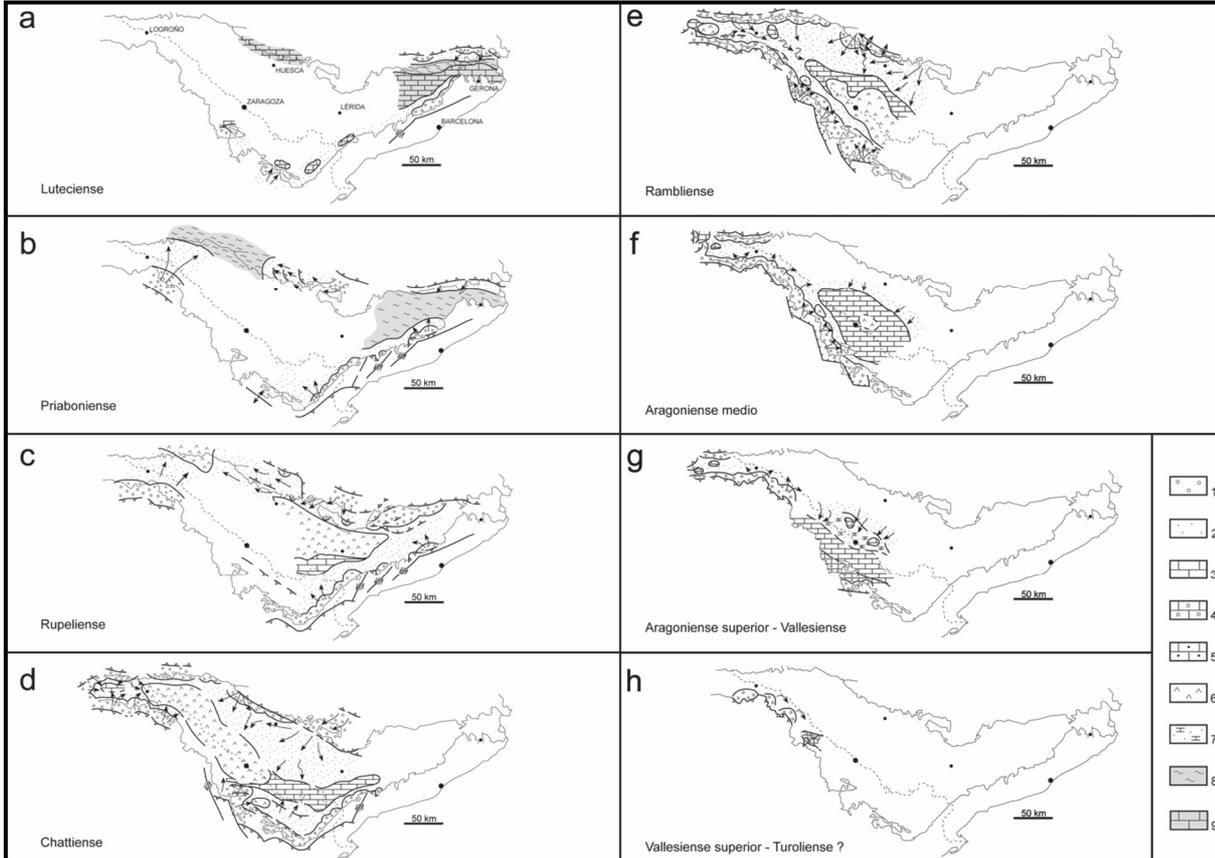


Figura 26. Evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro del Eoceno medio al Mioceno superior mostrando la distribución de facies y de paleocorrientes. Leyenda: 1– Conglomerados, arenas y lutitas. Sectores proximales de abanicos fluviales y aluviales; 2 – Lutitas y arenas. Sectores distales de abanicos fluviales y aluviales y deltas (llanura y frente deltaico); 3 – Calizas y margas. Sistemas lacustres y palustres carbonatados; 4 – Calizas, margas y arenas. Sistemas lacustres con afinidad marina; 5 – Calizas oncolíticas y tobáceas. Sistemas fluvio-lacustres; 6 – Yesos y margas. Sistemas lacustres evaporíticos; 7 – Lutitas, arenas y calizas. Área de expansión-retracción de los sistemas lacustres; 8 – Margas. Prodelta y plataformas marinas externas; 9 – Calizas y margas. Plataformas carbonatadas [151].

2.2 EL ABANICO FLUVIAL DE HUESCA

Como resultado de las condiciones de endorreísmo instauradas en la Cuenca del Ebro desde el Priaboniense, el relleno sedimentario durante el Oligoceno y Mioceno se caracterizó por el desarrollo de multitud de sistemas aluviales y fluviales (Montsant, Guadalupe-Matarraña, Caspe, Gadesa-Horta, Luna, Huesca) que se propagaban desde las tres cordilleras limítrofes y drenaban hacia los extensos sistemas lacustres (Noguera, Anoia, Segarra, Urgell, Monegros) que ocupaban las posiciones centrales de la cuenca [149, 174-183] (Fig. 26 B-G).

Uno de los sistemas fluviales de mayor entidad que se desarrolló en la Cuenca del Ebro fue el Abanico Fluvial de Huesca [145], con un radio de unos 60 Km, un área de aproximadamente 4500 Km² y del que se preserva un registro sedimentario de más de 1000 m de espesor compuesto por diferentes tipos de facies fluviales [146].

El Abanico Fluvial de Huesca se desarrolló adherido a las Sierras Exteriores, las cuales constituyen el margen norte del sector central de la Cuenca del Ebro, entre el Oligoceno inferior y el Mioceno superior [178] (Fig. 27), dejando un registro sedimentario que ha sido incluido dentro de la Fm Sariñena [184]. El sistema fluvial fue alimentado con sedimentos procedentes tanto de las cuencas *piggy-back* exhumadas por la Unidad

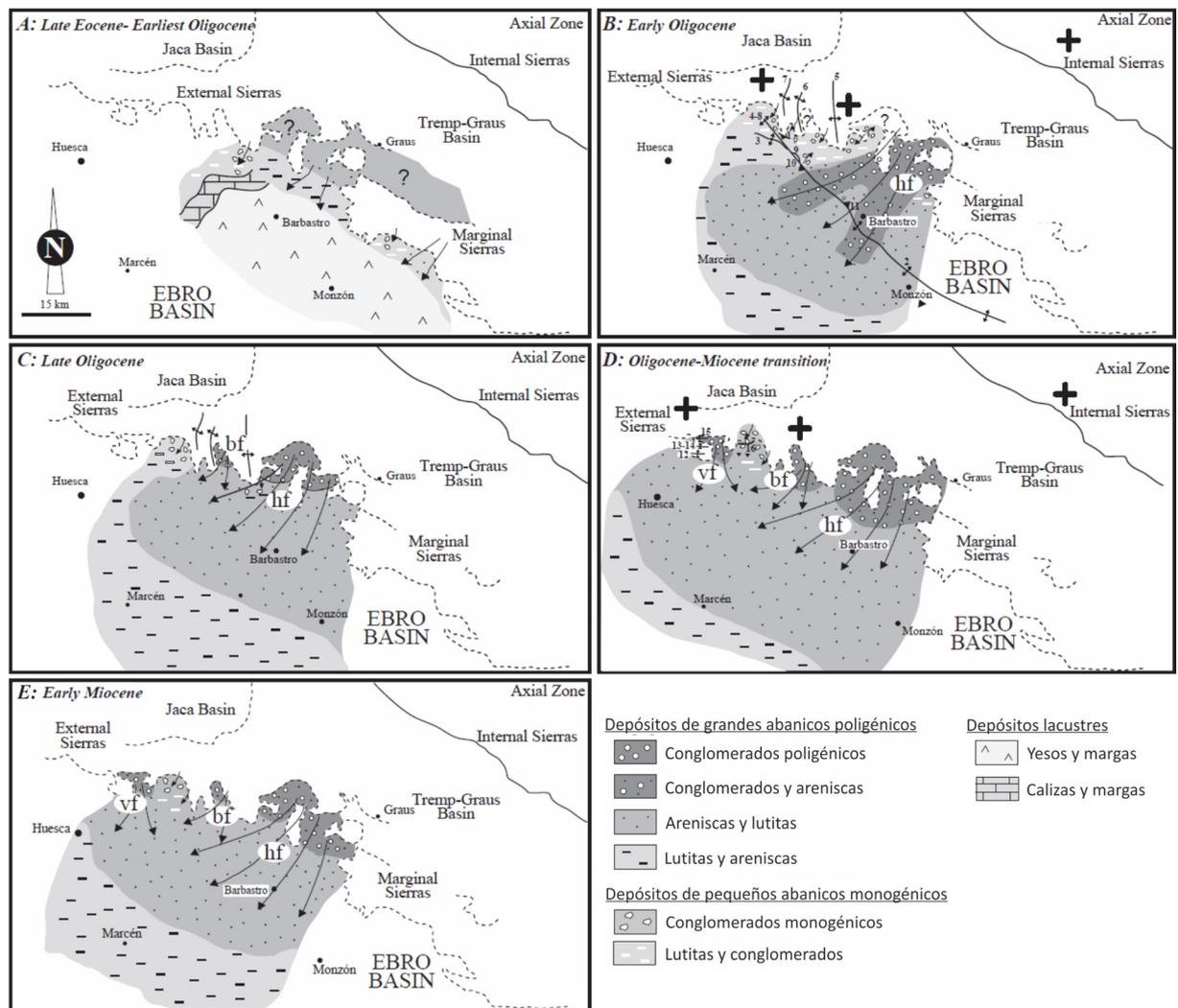


Figura 27. Reconstrucciones paleogeográficas del Abanico Fluvial de Huesca des del Eoceno superior (A) al Mioceno inferior (E). Sistemas sedimentarios: hf – Abanico de Huesca; bf – Abanico de Balces; vf – Abanico de Vadiello. Estructuras: 1 – Cabalgamiento Frontal Surpirenaico; 2 – Anticlinal de Barbastro; 3 – Anticlinal de San Román; 4-8 – Anticlinal y Sinclinal de Panzano; 5 – Anticlinal de Balces; 6 – Anticlinal del Alcanadre; 7 – Anticlinal de Nasarre; 9 – Lámina cabalgante de San Román; 10 – Retrocabalgamiento de San Román; 11 – Lámina cabalgante del Pueyo; 12 – Anticlinal de La Almunia; 13 – Sinclinal del Guatizalema; 14 – Sinclinal de Luguërrri; 15 – Anticlinal de Guara; 16 – Fallas de Santa Cilia-Calcón y Castellones. El signo + indica un levantamiento del área fuente. Modificado de [149].

Central Surpirenaica como del Pirineo axial [149, 185, 186], y drenaba hacia un lago situado en la zona central de la cuenca (sistema lacustre de los Monegros) como demuestra la intercalación entre facies fluviales y lacustres que se observa en las zonas más distales del abanico [187-189]. En las zonas del abanico adyacentes al margen de la cuenca se desarrollaron una serie de abanicos aluviales de menor escala (Agüero, Murillo, Riglos, Linás, Aniés, Bolea, San Julián, Nuño, Roldán, San Martín, Vadiello y Santa Cilia; Fig. 28). Éstos drenaban pequeños sectores de las sierras exteriores [190], están constituidos por sedimentos conglomeráticos depositados que fueron depositados por arroyadas en manto (*sheet floods*) y flujos de derrubios (*debris flows*), y los cuales se encuentran intercalados con los materiales del abanico fluvial, indicando una evolución conjunta de éste y los sistemas aluviales marginales [145, 147, 191-195].

El Abanico Fluvial de Huesca fue evolucionando en este contexto hasta que se produjo la conexión de la Cuenca del Ebro con el Mediterráneo, momento en el que la cuenca pasó a ser exorreica y el brusco descenso del nivel de base propició el inicio de la fase de incisión de la red de drenaje y vaciado de la cuenca que perdura hasta la actualidad. La edad y naturaleza del proceso que provocó esta conexión marina sigue sin estar muy clara, y existen discrepancias al respecto.

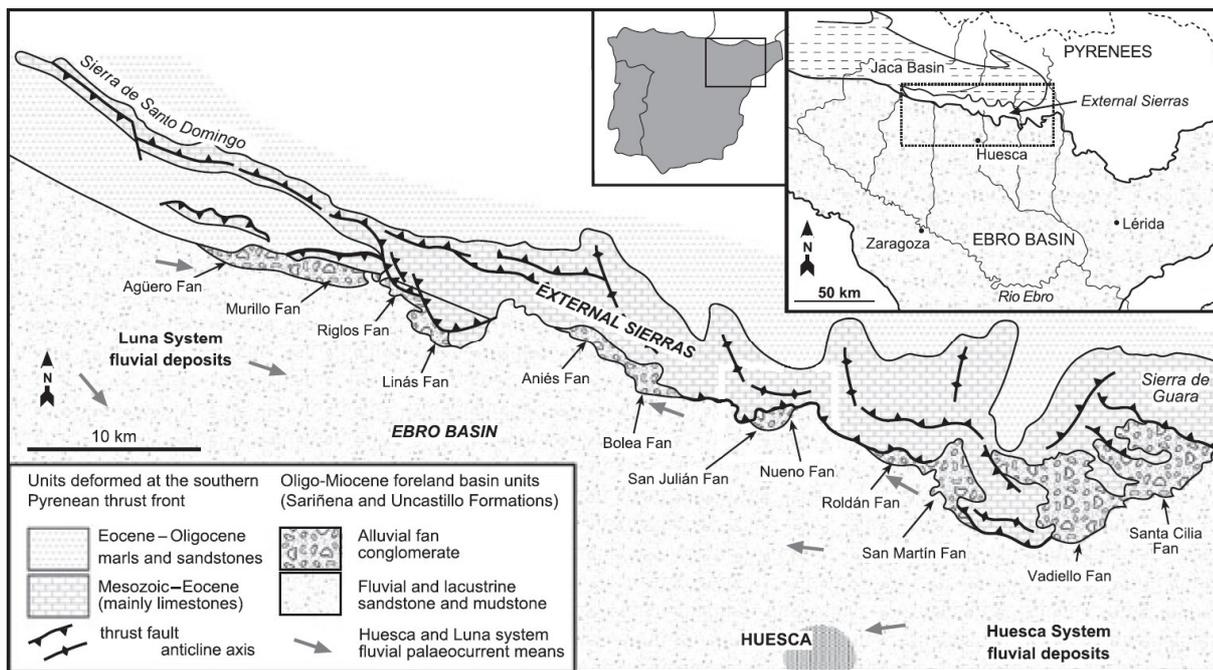


Figura 28. Mapa de las Sierras Exteriores, entre Santo Domingo y la Sierra de Guara, en que se muestra la localización de los abanicos aluviales conglomeráticos Oligo-Miocenos [190].

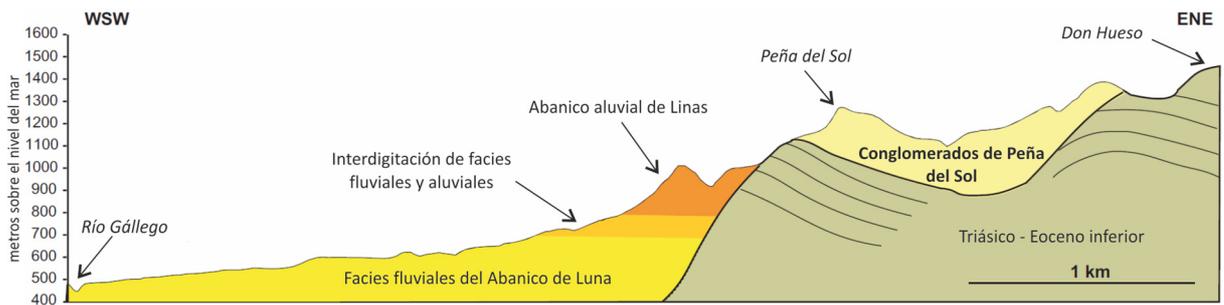


Figura 29. Corte desde Don Hueso (uno de los puntos más altos de las Sierras exteriores) hasta el río Gállego (al S de Murillo de Gállego). Se puede observar como los Conglomerados de Peña del Sol se encuentran actualmente a más de 1300 m de altura, y se disponen rellenando una paleotopografía y cubriendo el frente de cabalgamiento de las Sierras Exteriores. Los conglomerados no muestran evidencias de deformación, y sus clastos se interpretan como resedimentados a partir de la Fm Campodarbe. Modificado de [218].

Dos mecanismos extremos, así como la combinación de ambos [160], han sido propuestos como posibles desencadenantes de la apertura de la cuenca: (1) rebosado del lago interior al sobrepasar éste el borde de la cuenca [196], y (2) captura de la cuenca endorreica por parte de uno de los arroyos que fluía por la vertiente E de los Catalánides hacia el Mediterráneo [152, 197]. En uno de los trabajos de síntesis más recientes que aborda el tema [197] los autores se basan en las elevaciones estimadas a finales del Mioceno para el relleno sedimentario (1050 m) [160] y los Catalánides (> 1500 m) para postular que la captura de la cuenca endorreica es la hipótesis más probable. Sin embargo, cabe mencionar que para realizar estos cálculos los autores no tuvieron en cuenta la presencia de niveles de conglomerados sin deformar adheridos a la Sierras Exteriores a 1400 m de altitud (conglomerados de Peña del Sol, Fig. 29). Si se considera una pendiente de 0.1° para el sistema fluvial, la posición de estos conllevaría que los depósitos lacustres del centro de la cuenca estuvieron situados a una elevación de al menos 1300 m [194]. Además, estudios de enterramiento llevados a cabo en las cuencas de Graus-Tremp y Áger sugieren que entre 0.7 y 1.6 Km de serie ha sido erosionada, lo que implicaría una elevación de la superficie de la Cuenca del Ebro de alrededor de 2 Km [198] (Fig. 30). Por otro lado, estas elevaciones pueden haber sido significativamente sobreestimadas si no se considera el rebote isostático que, según apuntan los modelos numéricos (Fig. 31), se produjo a causa del vaciado de la Cuenca del Ebro. Estos modelos indican que en el centro de la Cuenca

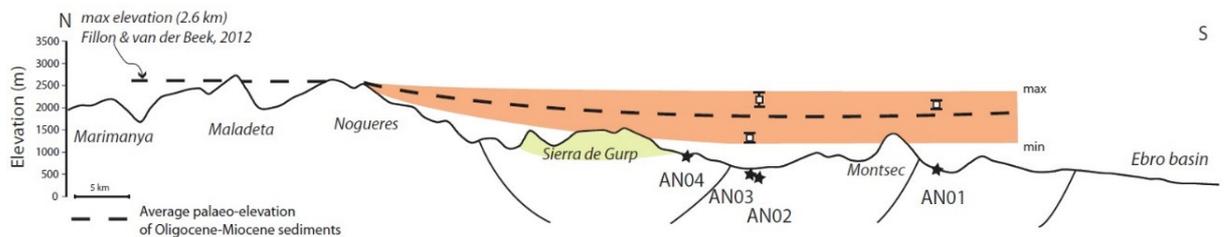


Figura 30. Perfil topográfico a través de la Unidad Surpirenaica Central que muestra la elevación estimada de los depósitos de la Cuenca del Ebro (con una línea discontinua, la franja naranja representa la incertidumbre) antes de que se estableciese su conexión con el Mediterráneo. La estimación se basa en el análisis de la historia térmica de las muestras AN01 a 03 [198].

del Ebro el rebote isostático ha elevado los materiales hasta 630 m, hasta 520 m en los Catalánides y 440 m en la zona del Montsec, lo que sugiere que la elevación máxima de la superficie cuando la cuenca era endorreica fue de menos de 1000 m [199].

En cuanto a la edad del proceso, existe cierto consenso en que la apertura de la Cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo se produjo con anterioridad a la Crisis Salina del Messiniense [152, 160, 197, 199], si bien algunos autores concluyen que no fue así [196]. Estudios recientes basados en datos sísmicos adquiridos en la plataforma continental del Ebro muestran la existencia de un valle fluvial profundamente incidido durante el Messiniense frente al actual delta del Ebro (Fig. 32), lo que refuerza la hipótesis de que la Cuenca del Ebro ya era exorreica durante la crisis salina [200]. En este mismo sentido, estudios de exhumación llevados a cabo sobre apatitas detríticas de las cuencas de Graus-Tremp y Áger concluyen que el inicio del periodo de incisión generalizada en la Cuenca del Ebro se produjo antes del Messiniense [198].

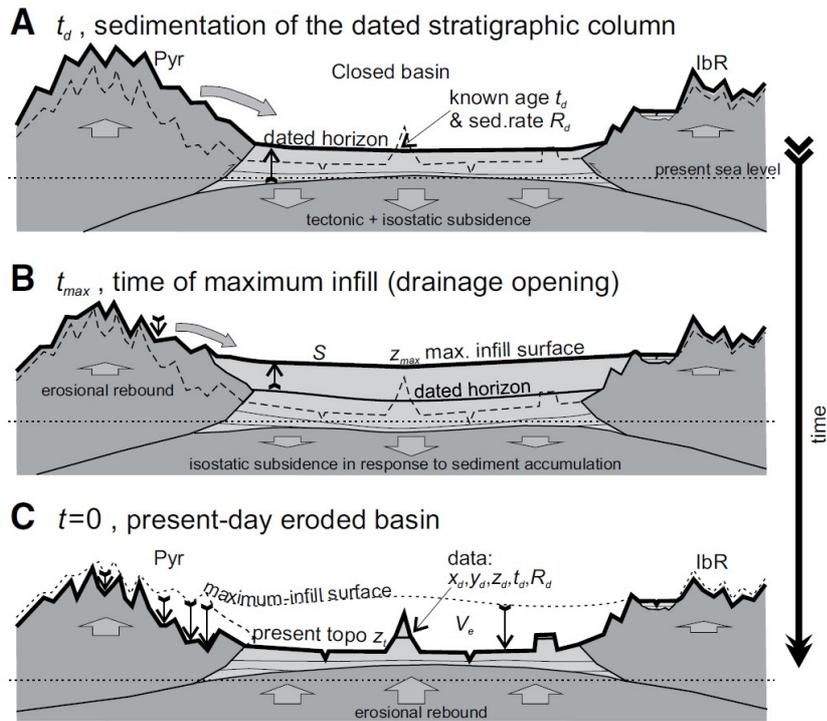


Figura 31. Diagrama que muestra el efecto del rebote isostático en la sobreestimación de la paleoelevación de una superficie estratigráfica. En A se muestra el momento de la deposición en contexto endorreico de un cierto horizonte con edad conocida. B representa la configuración de la cuenca en el momento en que pasa a ser exorreica, y se puede observar el efecto sobre el horizonte datado de la subsidencia isostática ligada al peso del sedimento. Finalmente, en C se muestra la situación actual de cuenca erosionada, en la cual los sedimentos han sufrido un levantamiento producido por el rebote isostático ligado al vaciado erosivo. Abreviaturas: Pyr – Pirineos; IbR – Cordillera Ibérica; S – Pendiente deposicional [199].

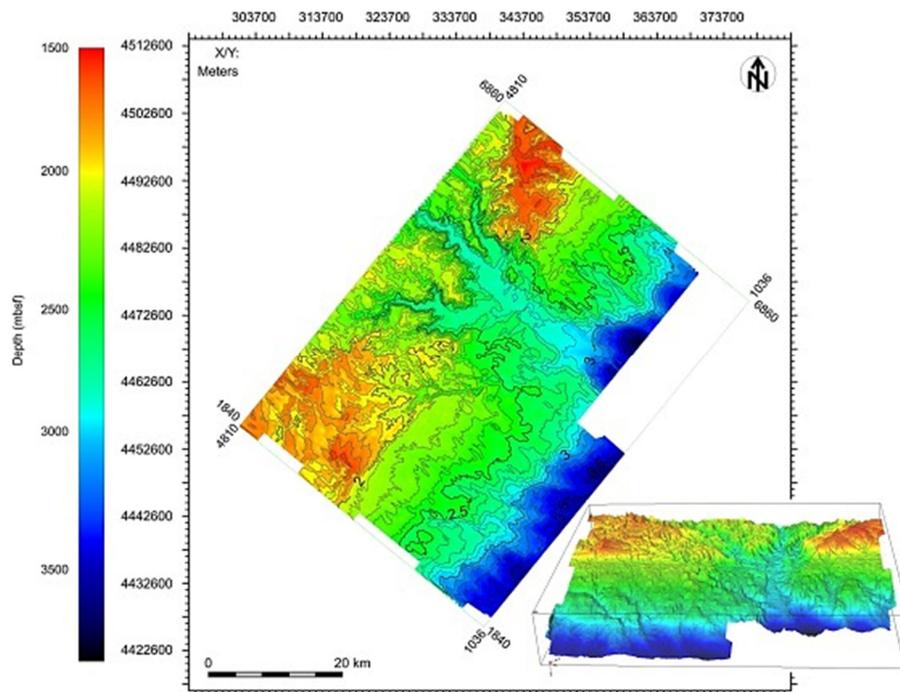


Figura 32. Mapa de profundidad bajo el fondo del mar (*meters below seafloor* o mbsf) e imagen tridimensional de la Superficie de Erosión Messiniense interpretada a partir de sísmica 3D adquirida en la Plataforma del Ebro, concretamente a unos 30 Km al SE de su desembocadura actual. Se puede observar la presencia de un cañón con orientación NW-SE incidido unos 1300 m en el margen y talud de la plataforma continental, lo cual sugiere que la Cuenca del Ebro drenaba hacia el Mediterráneo antes de que se produjese la Crisis Salina del Messiniense. El intervalo entre isolíneas es de 100 m, y los valores de las mismas representan Km bajo el fondo del mar [200].

2.2.1 RASGOS GENERALES DEL ABANICO FLUVIAL DE HUESCA

Las paleocorrientes tomadas a lo largo de todo el Abanico Fluvial de Huesca muestran en líneas generales el patrón de dispersión radial característico de los sistemas fluviales distributivos [201, 202], mostrando una tendencia hacia el NO cerca del margen de la cuenca y desviándose progresivamente hacia el S a medida que se consideran zonas más alejadas del mismo [145, 146] (Fig. 33). La posición exacta del ápice del sistema fluvial no se ha podido determinar mediante criterios sedimentológicos debido la deformación de los depósitos más proximales a causa del crecimiento del Anticlinal de Barbastro entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio [203-205]. Como alternativa, la localización del ápice ha sido estimada de forma indirecta mediante un tratamiento estadístico de las paleocorrientes, los resultados del cual sugieren que el ápice del

Abanico Fluvial de Huesca estuvo situado en algún

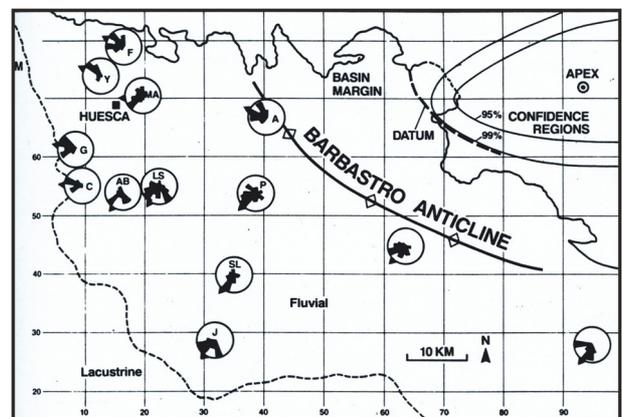


Figura 33. Distribución de las paleocorrientes en diferentes afloramientos del Abanico Fluvial de Huesca [146].

punto del sector occidental de la Cuenca de Graus-Tremp, fuera de los límites actuales de la Cuenca del Ebro [206] (Fig. 33). Sin embargo, la dispersión de las paleocorrientes no muestra la simetría esperable para un sistema fluvial alimentado a través de un único conducto de entrada de sedimentos, como si se puede observar en el sistema fluvial situado justo al oeste (Abanico Fluvial de Luna) [206] (Fig. 34). Este hecho podría deberse a que el Abanico Fluvial de Huesca hubiese sido alimentado por más de un sistema fluvial, como se desprende de los trabajos llevados a cabo en los paleovalles de Sis y Gulp. Éstos se sitúan en el límite S de la Zona Axial Pirenaica, a unos 40 Km del margen N de la Cuenca del Ebro, y de su estudio se ha deducido que éstos fueron activos durante el periodo de actividad del sistema fluvial [178, 186, 207-210]. Por otro lado, trabajos llevados a cabo en el flanco septentrional del Anticlinal de Barbastro, entre los paleovalles anteriormente citados y los sedimentos no deformados de la Cuenca del Ebro, constatan la presencia de cursos fluviales perennes trenzados de edad Mioceno inferior a medio (Fm Río Vero) [211] (Fig. 35). Estos sistemas fluviales han sido interpretados como pertenecientes a la zona proximal del Abanico Fluvial de Huesca [211], lo que junto a las evidencias que se encuentran en los paleovalles de Sis y Gulp refuerza la teoría que postula que el abanico estuvo alimentado por más de un sistema fluvial (Fig. 34).

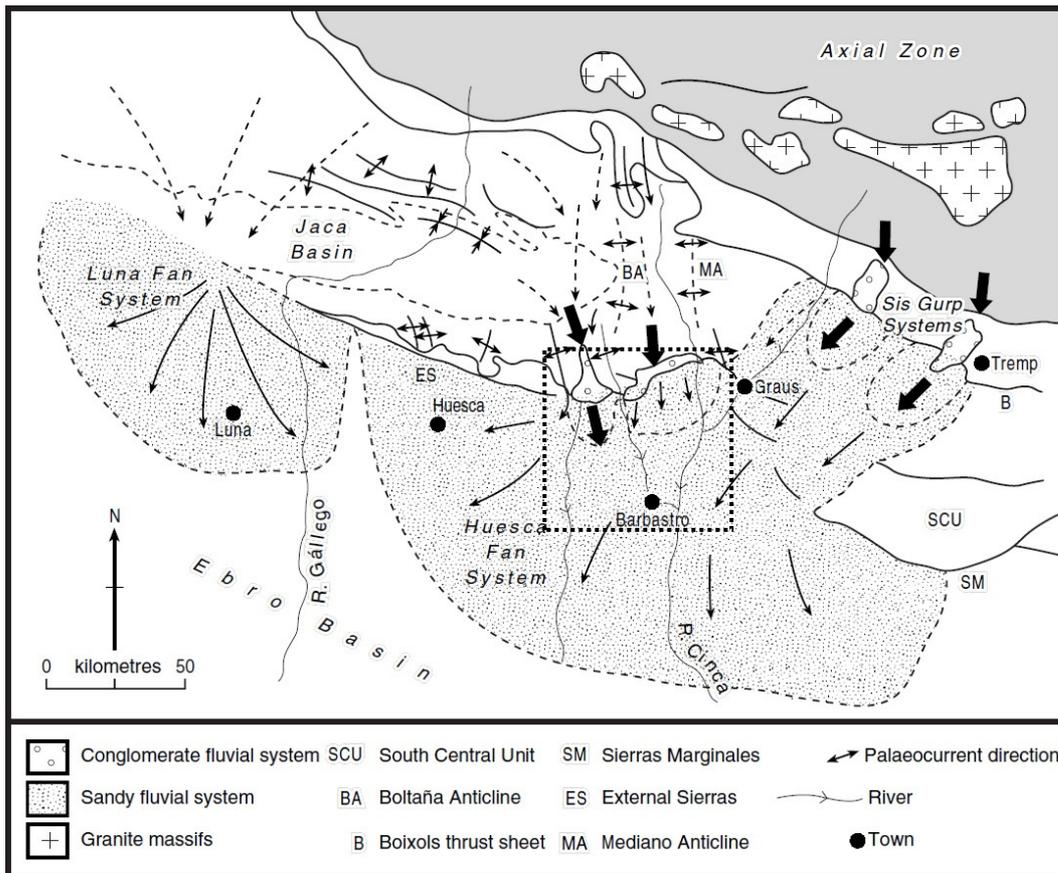


Figura 34. Reconstrucción paleogeográfica regional de los sistemas de drenaje que alimentaron los abanicos fluviales de Huesca y Luna durante el Mioceno inferior y medio. El recuadro punteado muestra la situación de la reconstrucción de la Fm Río Vero que se muestra en la Figura 35. Modificado de [148].

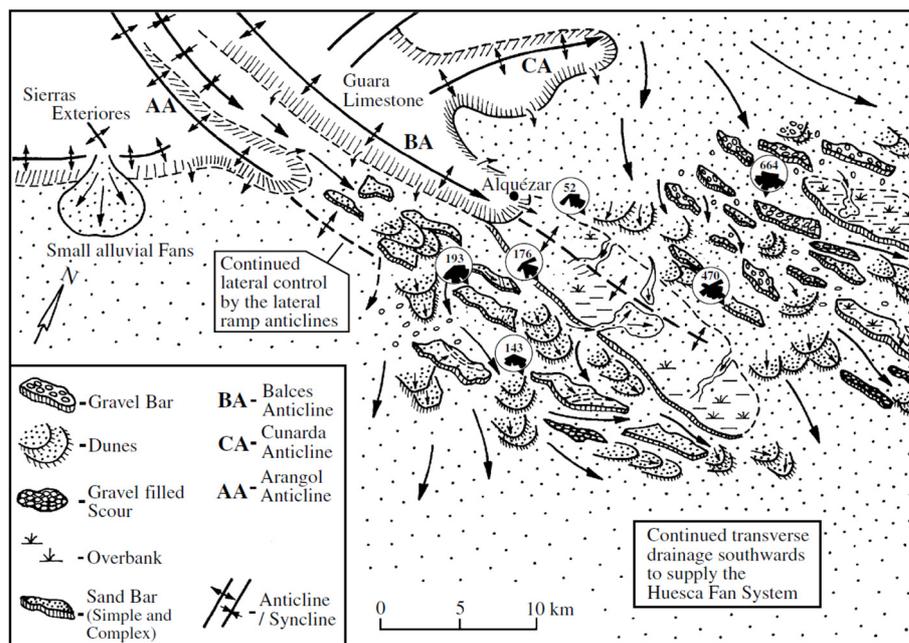


Figura 35. Esquema que muestra la reconstrucción paleogeográfica de los sistemas fluviales de la Fm Río Vero durante el Mioceno inferior y medio en los alrededores de Barbastro. Se puede observar como la evolución de los cinturones de canales estuvo controlada por el crecimiento de anticlinales con orientación NE-SW. La situación de la zona representada se muestra en la Figura 34. Modificado de [211].

Las facies fluviales que componen el registro sedimentario del Abanico Fluvial de Huesca parecen mostrar varias tendencias a medida que se consideran posiciones más distales del abanico: un descenso en la proporción y la granulometría de los depósitos de relleno de canal, en el tamaño de los canales, así como un aumento de la proporción de canales tipo *ribbon* (con una relación anchura/potencia menor a 15) [146]. Estas tendencias se han interpretado como el resultado de un descenso en la energía de los cursos fluviales y un aumento de su estabilidad lateral a medida que éstos se adentran en los sectores más distales del abanico, donde la menor pendiente y la mayor proporción de sedimentos de grano fino en la llanura de inundación reduce la capacidad de los ríos para erosionar sus márgenes [146]. Sin embargo, estos trabajos no tuvieron en cuenta la posibilidad de que los afloramientos que consideran no perteneciesen al mismo intervalo estratigráfico, lo cual de ser así significaría que las tendencias que encuentran pueden haber sido interpretadas erróneamente como propias de la evolución longitudinal del sistema sedimentario.

2.2.2 PROCESOS Y MECANISMO DE CONTROL SOBRE LA EVOLUCIÓN DEL ABANICO FLUVIAL DE HUESCA

El relleno sedimentario de una cuenca endorreica está controlado por una serie de factores alogénicos (externos) y autogénicos (internos). Los factores alogénicos son principalmente la actividad tectónica, el clima y la evolución del nivel de base (Fig. 36), cuyas variaciones determinan cambios en el balance entre el espacio de acomodación disponible y los aportes sedimentarios (A/S). Este balance a su vez controlará las características de los sistemas deposicionales y sus facies [212-214].

La tectónica determina tanto las características de la cuenca a gran escala como su evolución de ésta a largo plazo (Fig. 37 A). Influye principalmente en la creación y modificación de las áreas fuente de sedimento (tamaño y relieve de la cuenca de drenaje), así como en la subsidencia de la cuenca y, por lo tanto, en el volumen de sedimento que ésta puede acumular. El clima ejerce un control a medio y corto plazo (Fig. 37 B y C), y básicamente condiciona los aportes hídricos y sedimentarios al regular la pluviosidad y las tasas de meteorización y erosión (Fig., 36). Dado que el clima responde en gran parte a patrones orbitales, sus efectos sobre la sedimentación se traducen en secuencias cíclicas que reflejan la alternancia entre periodos más y menos húmedos [215]. El nivel de base afecta a medio y corto plazo la evolución de los sistemas fluviales ya que determina su pendiente, lo cual tiene un gran efecto sobre la arquitectura fluvial resultante (Fig. 37 B y C). Esto es así porque una caída significativa del nivel de base hace que la pendiente de los cursos fluviales aumente, iniciándose una fase de incisión en busca de llegar unas condiciones de equilibrio, y provocando a su vez una progradación del sistema fluvial. Por el contrario, si el nivel de base se eleva, la pendiente de los cursos fluviales disminuye, iniciándose una fase de agradación que provoca que se rellenen los cauces de los ríos y que el sistema fluvial retrograde [215].

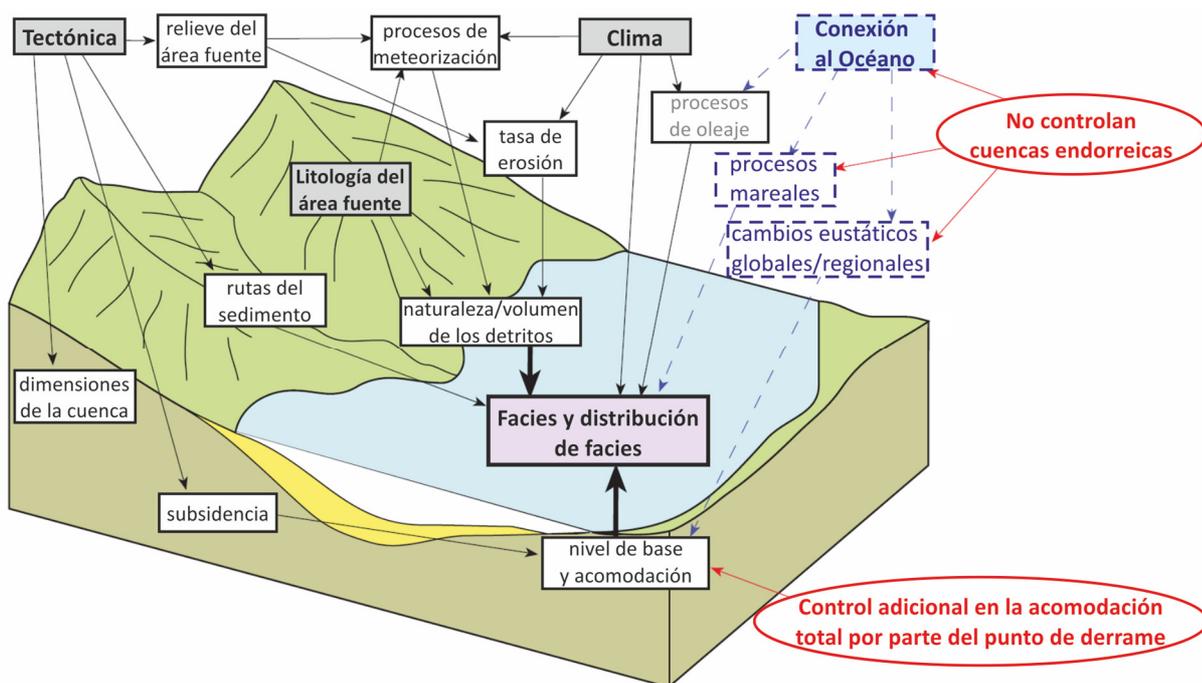


Figura 36. Factores alógenicos que controlan la sedimentación (el tipo de facies y su distribución espacial) en una cuenca endorreica. Modificado de [218].

El Abanico Fluvial de Huesca se desarrolló posteriormente a la fase principal de la orogénesis pirenaica [156, 162, 167, 171], por lo que la tectónica tuvo un papel menor en su evolución. Los movimientos tectónicos producidos durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior dieron lugar al crecimiento de pliegues y cabalgamientos en el margen de la cuenca [170, 193, 216], pero a una velocidad mucho menor que a la de acumulación del sedimento y afectando únicamente a las zonas proximales del sistema fluvial [170, 210,

217], por lo que sus efectos sobre la sedimentación a gran escala en la cuenca no fueron importantes [150]. En cuanto a la influencia climática, estudios recientes llevados a cabo en las series lacustres del centro de la cuenca muestran una correlación entre los máximos de excentricidad (100 ka, 400 ka y en especial los de 2.4 Ma) y las expansiones de los sistemas lacustres, las cuales se asocian a periodos de mayor precipitación [182]. Sin embargo, en los afloramientos disponibles del abanico no se observan cambios verticales significativos en la arquitectura estratigráfica que puedan ser atribuibles a variaciones climáticas [150]. Esto no significa necesariamente que el clima no ejerciese un control importante sobre la sedimentación, sino que más bien puede deberse a que el nivel de erosión actual determina que los afloramientos sean de escasa potencia y pertenezcan a un nivel estratigráfico similar. Esto, junto a la falta de un control cronológico suficiente de la serie, dificulta la detección de ciclos climáticos. Por lo que respecta a las variaciones del nivel de base, en aquellas cuencas endorreicas donde los sistemas fluviales desembocan en lagos someros, como es el caso de la estudiada, las fluctuaciones en el nivel del mismo tienen un efecto menor sobre la pendiente del sistema fluvial, por lo que no provocarán una respuesta sedimentaria significativa [150, 218]. Ante la ausencia de fluctuaciones significativas del nivel de base a corto plazo, en una cuenca endorreica éste tiende

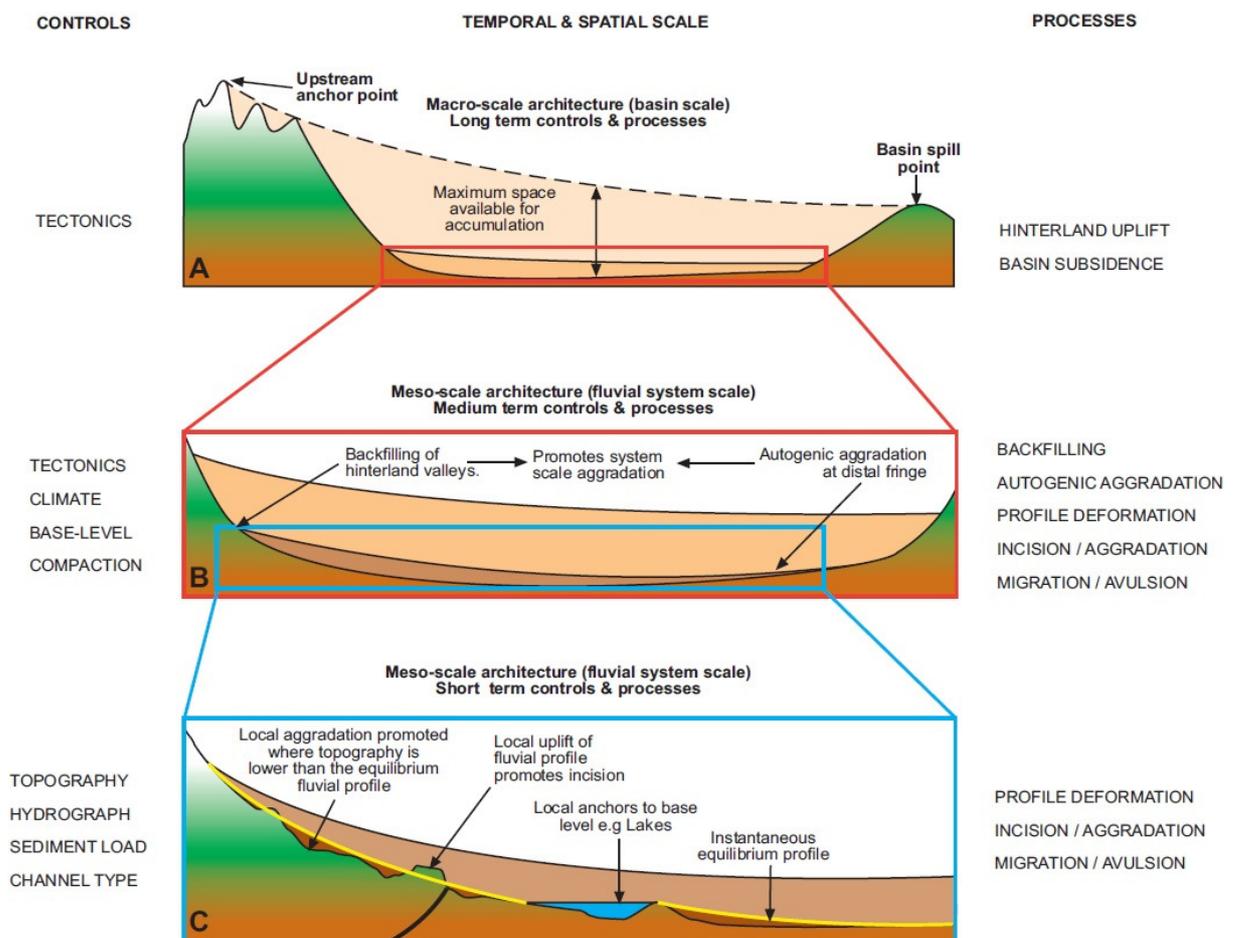


Figura 37. Esquema que muestra los efectos que producen los diferentes factores que controlan la evolución de una cuenca endorreica en el (A) largo, (B) medio y (C) corto plazo, tanto a escala de cuenca (A – macroescala) como de sistema fluvial (B y C – mesoescala) [150].

a ir elevándose de forma progresiva a medida que la cuenca se rellena, lo que da lugar a un contexto netamente agradante [150, 194, 219].

Varios autores que han trabajado en el Abanico Fluvial de Huesca concluyen que los procesos autogénicos de avulsión fueron el principal mecanismo de control sobre la arquitectura estratigráfica, siendo más significativas las avulsiones nodales en las zonas proximales del sistema [146, 193, 194, 220]. Este mecanismo implica que sólo un curso fluvial principal (troncal) transportaba agua bajo condiciones normales de descarga, y descarta los modelos distributivos según los cuales varios ríos activos al mismo tiempo se iban bifurcando aguas abajo [221, 222] (Fig. 38).

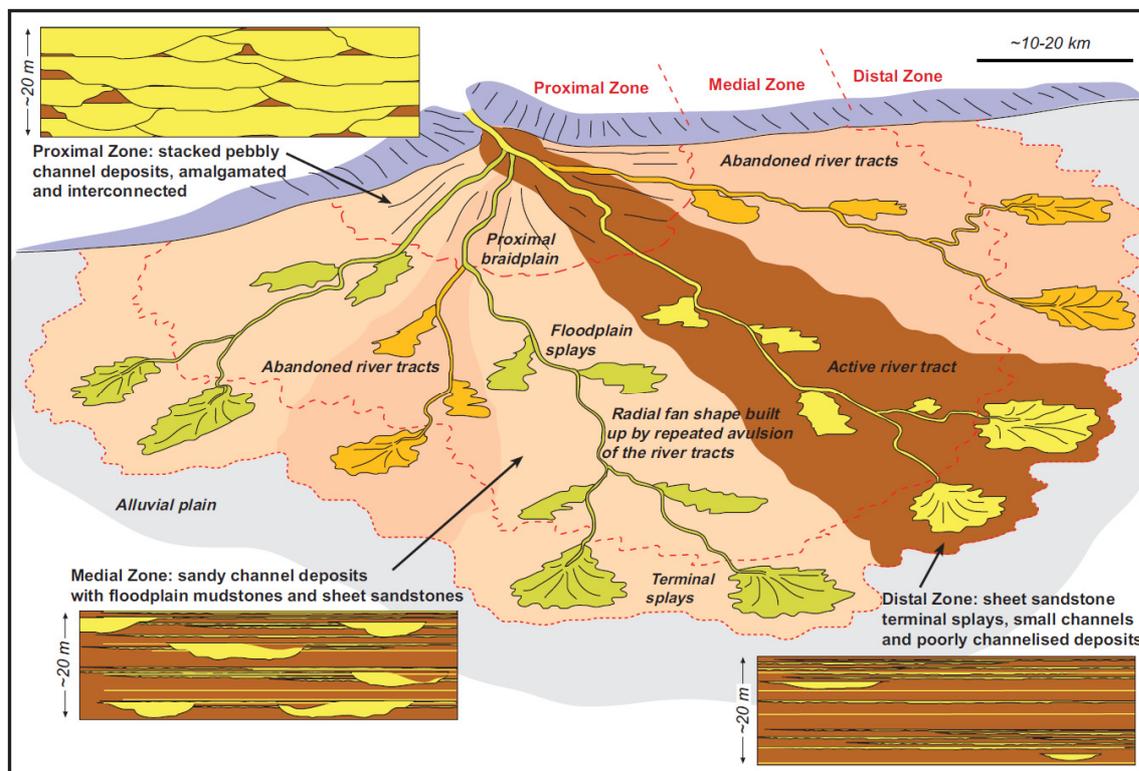


Figura 38. Modelo de abanico fluvial formado mediante avulsiones nodales en el cual se puede observar su zonación y las variaciones arquitecturales entre zonas. También se han representado los procesos sedimentarios que se dan en la superficie del abanico y la forma de los cuerpos sedimentarios que generan. Destacar que, en condiciones normales, únicamente la zona ocupada por el curso principal es sedimentariamente activa, mientras que el resto de superficie del sistema fluvial permanece abandonada [150].

Por lo general las avulsiones se producen cuando, durante un pico de descarga, un río supera un cierto umbral de estabilidad y abandona definitivamente su cauce, de manera que la magnitud de la crecida necesaria para iniciar una avulsión será menor cuanto más cerca se encuentre el curso fluvial de superar dicho umbral [223]. La mayoría de los modelos de avulsión se basan en la relación entre la pendiente del curso potencial de avulsión (nuevo curso tras la avulsión) y la del río, de forma que un incremento de esta relación hace que aumente la inestabilidad [224]. Esto se puede dar tanto por una disminución en la

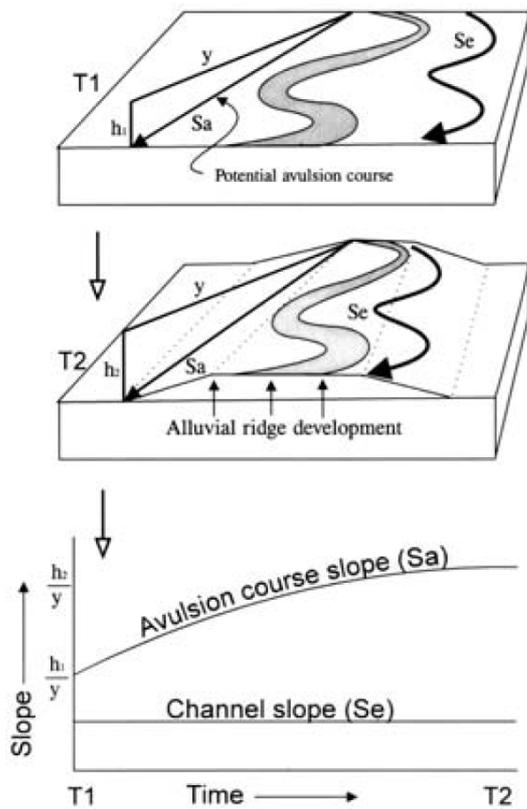


Figura 39. Modelo de avulsión por sobre-elevación de la zona activa del sistema respecto a las zonas inactivas adyacentes [223].

De esta manera se irá formando progresivamente un cuerpo sedimentario lobulado a escala del canal principal. La sobre-elevación de este lóbulo activo respecto al resto de superficie inactiva del abanico superará en algún momento un cierto umbral de gradiente topográfico a partir del cual, y durante un evento de desbordamiento posterior, el río principal avulsionará y pasará a ocupar de forma permanente zonas topográficamente deprimidas [179, 223]. Tras un episodio de avulsión, el nuevo curso fluvial tenderá a establecerse reocupando antiguos cursos abandonados o aprovechará (y agrandará) incisiones en la llanura producidas durante desbordamientos previos [179].

Sin embargo, estos modelos de avulsión basados en la variación relativa entre pendientes no tienen en cuenta otro proceso importante como es la colmatación progresiva de los canales. Este proceso se da de forma muy habitual en cuencas endorreicas, ya que la elevación progresiva del nivel de base propicia unas tasas de sedimentación muy elevadas dentro de los canales, en los cuales queda atrapado gran parte del sedimento [194]. La colmatación del cauce del río se propaga aguas arriba, haciendo disminuir su capacidad de transporte y, por lo tanto, el caudal necesario para que éste se desborde, facilitando así su avulsión [176, 219, 225-230]. En consecuencia, se puede considerar que los procesos de avulsión en el Abanico Fluvial de Huesca respondieron a la combinación de dos procesos: la variación relativa de la pendiente de los canales y la colmatación progresiva de éstos [223]. Y dado que ambos procesos dependen directamente de la tasa de sedimentación, se puede concluir que ésta condicionó de forma directa la frecuencia de avulsión [231]. Por

pendiente del río (p. ej. por un aumento de su sinuosidad o un aumento en la longitud de su curso), como por un aumento en la pendiente del curso potencial de avulsión (p. ej. por la sobre-elevación del río) [223] (Fig. 39). Teniendo en cuenta el contexto agradante en el que se desarrolló el Abanico Fluvial de Huesca, el mecanismo de avulsión por sobre-elevación de la zona activa del sistema fluvial respecto a la inactiva parece ser el más adecuado para explicar su evolución. Según este modelo, durante las crecidas el curso principal se desborda y transfiere agua y sedimento a la llanura de inundación, reactivando antiguos canales abandonados, creando nuevas incisiones e inundando extensas zonas del abanico [179, 223]. Dado que cuanto mayor sea la distancia respecto al canal principal menor será la cantidad de sedimento que se deposite sobre la llanura, las zonas cercanas al río se irán elevando paulatinamente respecto de las más lejanas a medida que se sucedan los episodios de desbordamiento.

lo tanto, dado que la tasa de sedimentación en la cuenca estudiada aumenta hacia el orógeno, la mayoría de avulsiones se produjeron en las zonas proximales.

Este proceso basado en el funcionamiento de un único río principal, la sobreelevación de toda la zona con sedimentación activa respecto a las áreas inactivas circundantes del abanico, la colmatación progresiva del cauce del río y, finalmente, la avulsión del río principal hacia zonas deprimidas, se fue repitiendo de forma autocíclica. De esta manera el curso principal fue desplazándose de forma episódica sobre toda la superficie disponible, generando un nuevo lóbulo sedimentario sobre zonas previamente inactivas tras cada evento significativo de avulsión. El resultado final de esta dinámica sedimentaria es un sistema fluvial con una geometría en planta en forma de abanico y una superficie convexa, el cual está formado por una amalgama de lóbulos sedimentarios yuxtapuestos y superpuestos. Este comportamiento ha sido ampliamente reconocido en sistemas de abanicos fluviales modernos que evolucionan en diferentes contextos climáticos y tectónicos [201, 221, 229, 230, 232-235], así como en modelos analógicos llevados a cabo en laboratorio [226, 231, 236-238], por lo que puede considerarse como el normal cuando se trata con este tipo de sistemas deposicionales [219, 228, 239, 240].

2.2.3 CONSIDERACIONES PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS

Durante el Oligoceno-Mioceno la Península Ibérica se encontraba aproximadamente unos 6°-7° al sur de su posición actual [147, 241], lo que si se compara con las condiciones que se dan en la actualidad puede llevar a presuponer que el clima fue más cálido y árido que el actual. Sin embargo, las características de los paleosuelos encontrados en el Abanico Fluvial de Huesca, así como el tipo de vegetación, sugieren que el clima en la Cuenca del Ebro debió ser igual de cálido y más húmedo que el actual [242-244]. Asimismo, también se han documentado una serie de características que apuntan hacia unas condiciones de flujo efímero en los canales consecuencia de la existencia de periodos áridos: grietas de desecación en los depósitos de relleno de canal del abanico adyacente de Luna [147], presencia puntual de nódulos de yeso entre limos y arcillas, carácter multiepisódico de la mayoría de los grandes canales y presencia de nidos de termitas y hormigas entre areniscas de relleno de canal.

2.3 EJEMPLOS ACTUALES DE ABANICOS FLUVIALES

Los abanicos fluviales, entendidos como los depósitos de sistemas fluviales que muestran una dispersión radial en planta, se encuentran actualmente asociados a cualquier contexto climático y tectónico. Las únicas condiciones necesarias para su formación parecen ser (en orden de importancia): (1) un contexto agradante, (2) disponibilidad de suficiente espacio horizontal, (3) que un curso fluvial pierda su confinamiento y (4) que se den unas condiciones climáticas que promuevan avulsiones [201, 221, 232]. Además, al desarrollarse básicamente en contextos agradantes el potencial de preservación de los abanicos fluviales es muy elevado, en especial si se compara con el de los sistemas fluviales tributarios que se dan en contextos degradantes (erosivos). De hecho, hay autores que consideran que los sistemas de abanicos (fluviales y aluviales) son los que dominan el registro sedimentario continental [201, 232]. Y esto no parece suceder únicamente en la

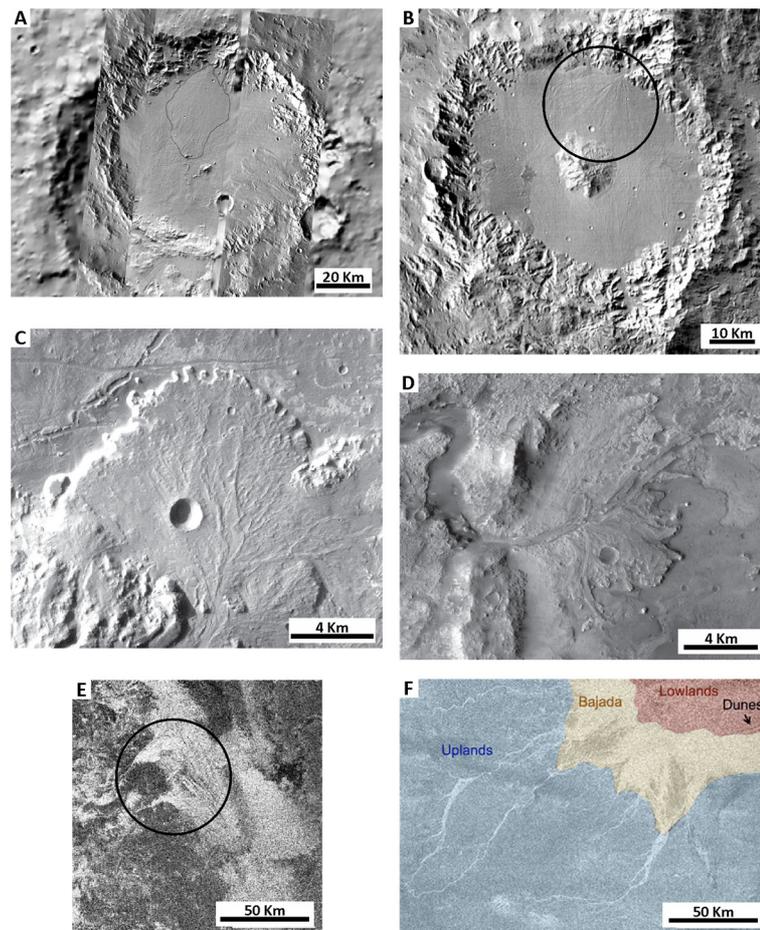


Figura 40. Imágenes de Marte (A-D) y Titán (E y F) que muestran sistemas sedimentarios en forma de abanico. A y B modificados de [245]; C y D modificados de [247]; E y F modificados de [249].

Tierra, ya que las misiones de reconocimiento a Marte y Titán han demostrado como la formación de abanicos es un proceso muy común allí donde existe (o existió) una escorrentía superficial bajo las condiciones anteriormente descritas [245-249] (Fig. 40).

2.3.1 DISTRIBUCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS ABANICOS FLUVIALES ACTUALES

Los parámetros y características que se van a exponer a continuación proceden del trabajo de Hartley *et al.* (2010) [232], en el cual estudiaron 415 abanicos fluviales actuales de más de 30 Km de longitud mediante imágenes de satélite de Google Earth y datos de elevación del terreno SRTM (con una exactitud de ± 6 m en la vertical y ± 15 m en la horizontal). Por lo general, la longitud de los abanicos fluviales considerados es de entre 30 y 100 Km (72%), aunque algunos alcanzan más de 700 Km. Sus pendientes promedio son de entre 0.003° y 1.5° , con la mayoría (66%) estando por debajo de los 0.17° , y el resto (34%) entre 0.057° y 0.003° . Se reconocen varios tipos de morfologías en función del tipo de canal dominante, las cuales han sido clasificadas en: (1) un único canal trenzado que se bifurca aguas abajo (40%), (2) un único canal trenzado que pasa a ser sinuoso (20%), (3) un único canal trenzado (14%), (4) un único canal sinuoso (10%), (5) un único canal sinuoso que se bifurca (9%), y (6) múltiples canales sinuosos (7%) (Fig. 41).

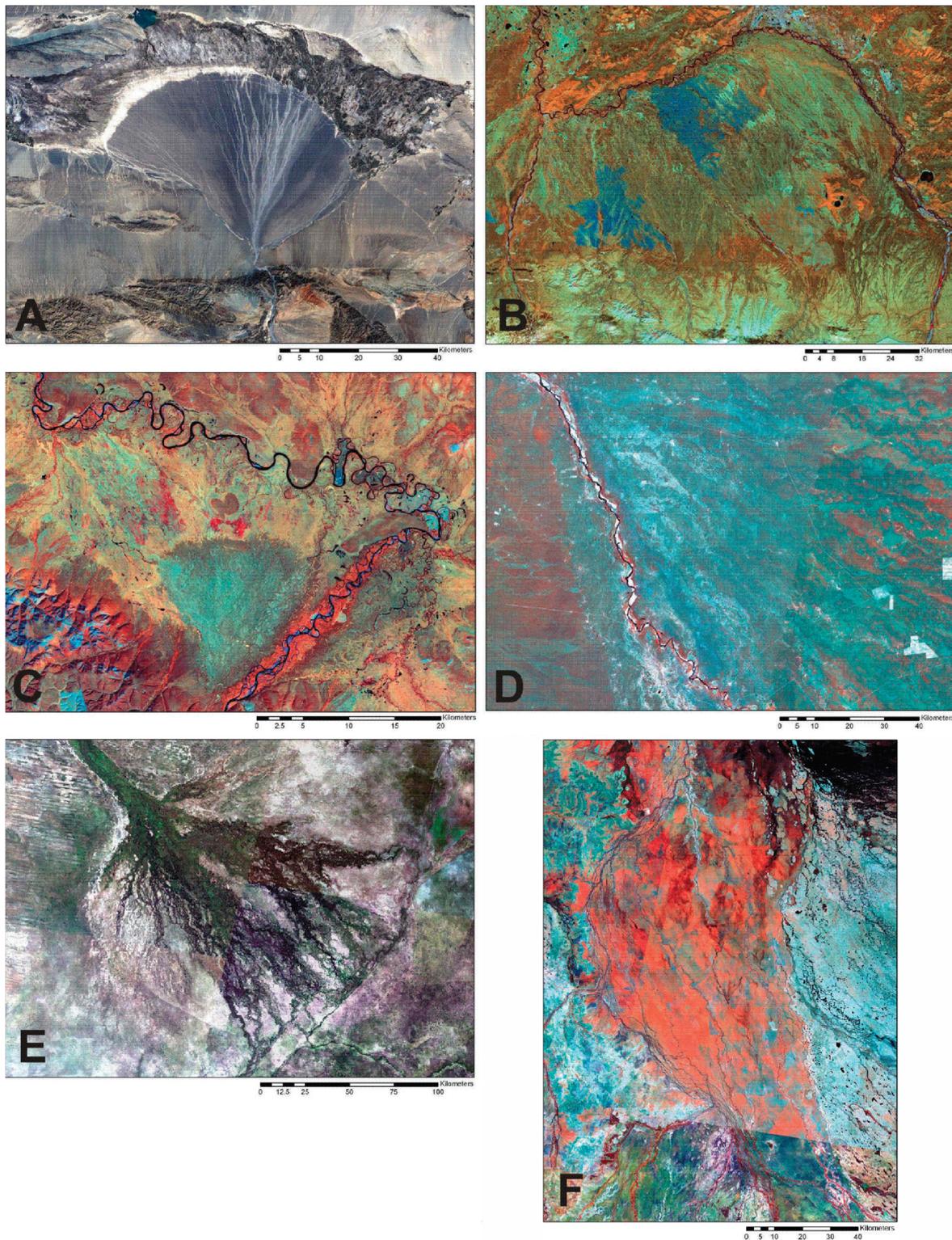


Figura 41. Diferentes formas en planta de grandes abanicos fluviales actuales: (A) un único canal trenzado que se bifurca hacia varios trenzados o rectilíneos (China); (B) un único canal trenzado (antepaís de Alaska); (C) un único canal sinuoso (Rusia); (D) un único canal trenzado que pasa a sinuoso aguas abajo (Plicomayo, Bolivia); (E) un canal sinuoso que se bifurca en varios canales sinuosos (Okavango, Botswana); y (F) varios canales sinuosos (Australia). Excepto A, las imágenes muestran colores falsos. Modificado de [232].

En el 31% de los abanicos fluviales estudiados los canales pasan aguas abajo de un patrón distributivo a tributario, el 26% terminan alimentando un sistema fluvial axial, el 14% en campos de dunas, el 10% en lagos someros salinos (tipo *playa-lake*), el 8% en lagos permanentes, el 6% en la costa y el 5% en humedales.

Del análisis de gráficas que cruzan la longitud y pendiente de cada abanico fluvial con otras características (Fig. 42) se pueden inferir algunas tendencias generales:

- 1) Dejando de lado los aportes sedimentarios, modulados por el clima, el tamaño de los abanicos fluviales está fuertemente condicionado por la cantidad de espacio disponible en la horizontal. Éste a su vez depende en gran medida del contexto tectónico en el que se encuentre, siendo las cuencas de antepaís y las intracratónicas los contextos donde se encuentran los mayores abanicos fluviales, y las cuencas extensivas, de *strike-slip* y *piggy-back* donde se localizan los más pequeños y estrechos.
- 2) Existe una clara relación inversa entre longitud y pendiente, de modo que de los abanicos con menos de 60 Km de longitud el 93% tienen pendientes superiores a 0.17°, mientras que todos los que presentan una longitud superior a los 130 Km tienen pendientes de menos de 0.1°.
- 3) El 99% de los abanicos con pendientes de más de 0.29° presentan ríos trenzados, aunque también es así en el 43% de los que tienen pendientes entre 0.29° y 0.006°. Allí donde las pendientes son

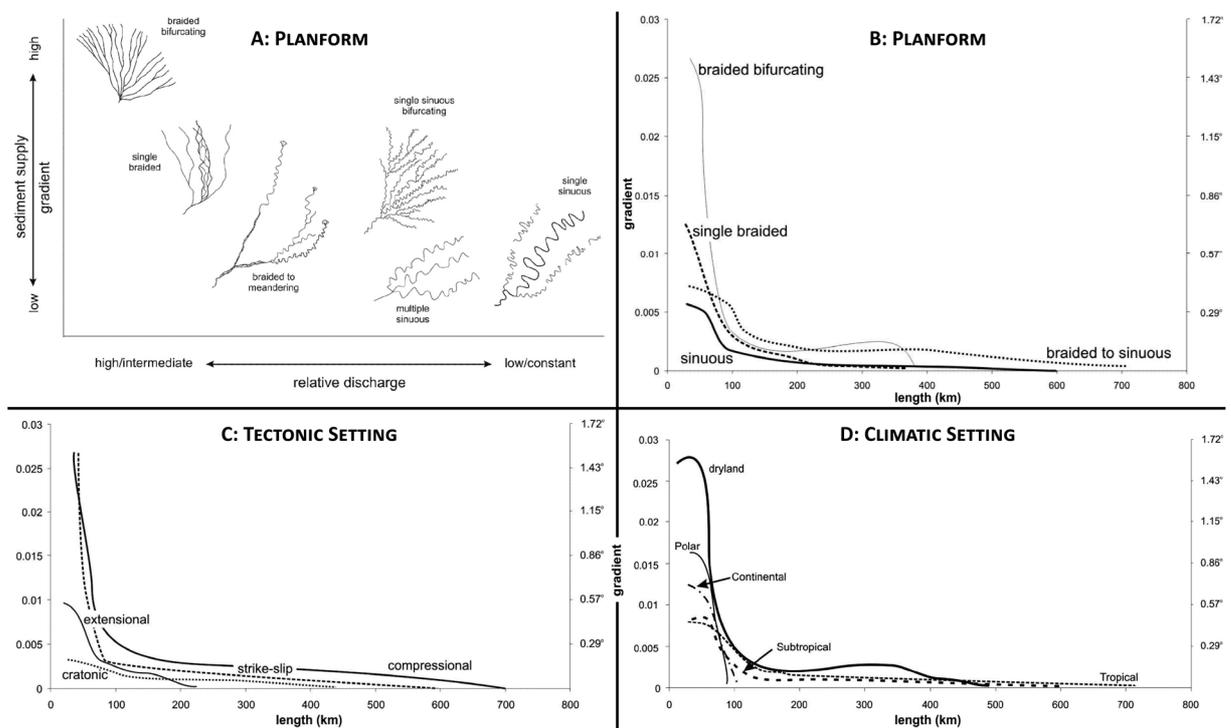


Figura 42. Gráficas en las que se relacionan la pendiente (gradiente) y el régimen de precipitación (A), o el gradiente y la longitud (B, C y D), de abanicos fluviales modernos con su morfología en planta (A y B), el contexto tectónico (C) y el contexto climático (D). Estas gráficas se basan en datos tomados a partir del estudio de 415 ejemplos de abanicos fluviales de grandes dimensiones (con más de 30 Km de distancia entre su ápice y su terminación). Modificado de [232].

superiores a 0.5° sólo se encuentran ríos trezados que se bifurcan. Los abanicos dominados por ríos sinuosos se dan con muy poca frecuencia cuando las pendientes son mayores a 0.17° , y dominan el 78% de los abanicos con más de 100 Km de longitud (todos con una pendiente menor de 0.29°).

- 4) Los abanicos más grandes, y todos los de más de 100 Km, se desarrollan en climas tropicales, subtropicales y desérticos. Asimismo, la mayoría de los abanicos con pendientes superiores a 0.43° están situados en zonas desérticas.
- 5) Los ríos trezados que se acaban bifurcando dominan los abanicos localizados en zonas desérticas (51%) y polares (62%), mientras que los ríos trezados que pasan a sinuosos lo hacen en los situados en climas continentales (47%). Los ríos sinuosos son dominantes en los abanicos situados en climas tropicales.

En general, se puede establecer que los abanicos que presentan ríos trezados se asocian con pendientes pronunciadas y aportes sedimentarios relativamente altos. Por otro lado, en los abanicos fluviales de baja pendiente predominan los ríos sinuosos, y están principalmente asociados a contextos cratónicos, extensivos y compresivos con bajos relieves y una tasa de aporte sedimentario relativamente baja. Los abanicos fluviales con ríos sinuosos predominan en los climas húmedos, donde unos aportes acuosos y sedimentarios constantes permiten a los sistemas fluviales redistribuir el sedimento de forma más eficiente.

3 AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

En el sector estudiado de la Cuenca del Ebro el nivel de erosión actual es más o menos homogéneo, de forma que configura relieves con un máximo de 100-120 m. Esto, combinado con una sucesión sedimentaria que presenta un buzamiento bajo (menos de 1.5° hacia el SO por lo general) permite inferir que los afloramientos disponibles con una estratificación subhorizontal muestran materiales con una edad similar. Aunque la edad de los afloramientos no se ha podido determinar de forma directa, la datación bioestratigráfica en base a dientes de mamíferos de localidades cercanas [250, 251] y la datación absoluta de una capa volcanoclástica encontrada entre facies distales del abanico fluvial [252, 253] permite establecer que los materiales estudiados fueron depositados a lo largo del Mioceno inferior. Los sedimentos más antiguos del abanico que se han podido datar (localidad 21 – Peraltilla [251]) se encuentran en las proximidades del anticlinal de Barbastro (AB en la Figura 43), el cual se corresponde con un pliegue de propagación de falla

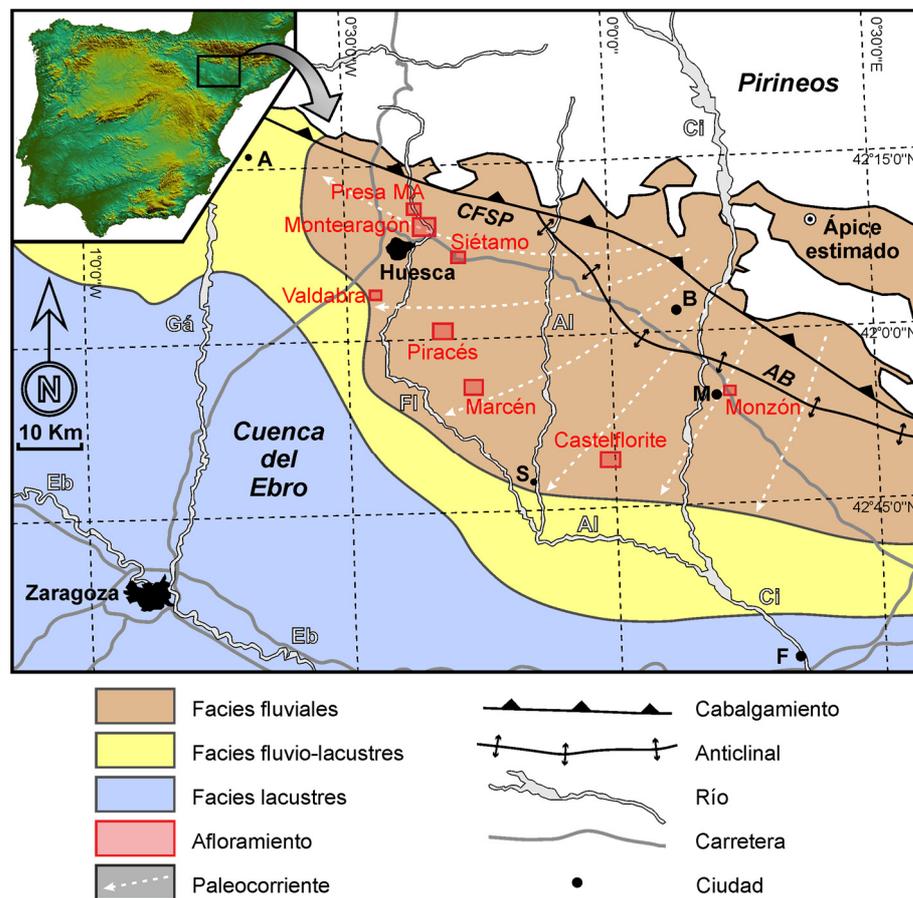


Figura 43. Mapa geológico del norte del sector central de la Cuenca del Ebro que muestra la distribución de facies Oligo-Miocenas del Abanico Fluvial de Huesca y del sistema lacustre adyacente (modificado de [147]), sobre el cual se ha indicado la localización de los afloramientos a los que se hace referencia en esta tesis. Localización del ápice del sistema fluvial según [206]. Estructura: CFSP – Cabalgamiento Frontal Surpirenaico; AB – Anticlinal de Barbastro. Ciudades: A – Ayerbe; B – Barbastro; F – Fraga; M – Monzón; S – Sariñena. Ríos: AI – Alcanadre; Ci – Cinca; Eb – Ebro; FI – Flúmen; Gá – Gállego.

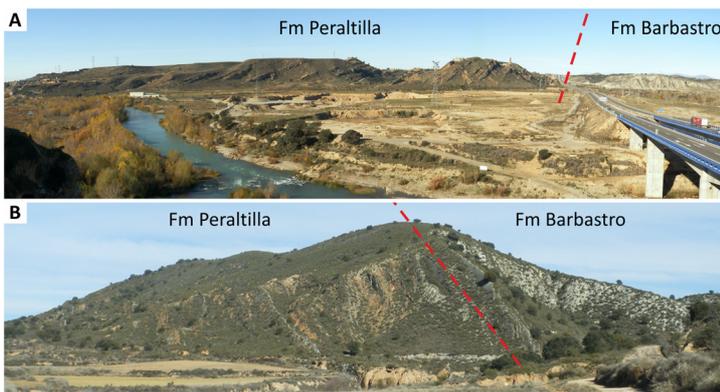


Figura 44. Fotografías que muestran la abrupta transición (línea roja discontinua) que se produce entre las evaporitas de la Fm Barbaastro (color blanquecino) y los sedimentos detríticos de la Fm Peraltila. Las series se encuentran plegadas por la acción del Anticlinal de Barbaastro. A: Panorámica mirando hacia el oeste realizada en las proximidades de Castejón del Puente, donde la autovía A-22 pasa sobre el río Cinca. B: Fotografía realizada mirando hacia el N, unos 800 m al este de Peraltila.

con núcleo evaporítico y que deforma las zonas proximales del Abanico Fluvial de Huesca. Asociados a este anticlinal se pueden encontrar afloramientos en los que observar el contacto entre las series evaporíticas de la Fm. Barbaastro y la Fm Peraltila, la cual está constituida por los primeros sedimentos fluviales que representan el inicio de la sedimentación continental siliciclástica en este sector de la Cuenca del Ebro (Fig. 44).

En el marco de la presente tesis se han localizado y visitado alrededor de 100 afloramientos pertenecientes al Abanico Fluvial de Huesca. Algunos de ellos ya habían sido mencionados en trabajos previos, y el resto fueron localizados utilizando Google Earth, Google Maps y Google Street View. Posteriormente los afloramientos fueron reconocidos in situ durante las diversas campañas de campo realizadas, tras lo cual se confeccionó una base de datos en la que para cada uno de ellos se consideran varios aspectos relevantes en ración a su idoneidad para ser estudiados mediante un VO. Entre estos aspectos está la tridimensionalidad, la potencia, la continuidad lateral, el grado de recubrimiento por vegetación o derrubios, las facies que afloran, su posición dentro del abanico y la proximidad respecto a otros afloramientos. En base a todo esto finalmente se decidió realizar la adquisición de datos de TLS en 8 afloramientos, cuya localización puede consultarse en la Figura 43.

3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

De entre los afloramientos estudiados, los de Castelflorite, Marcén, Monteragón y Piracés son de origen natural y tienen las mayores dimensiones, mostrando continuidades laterales de más de un kilómetro y entre 80 y 120 m de potencia, así como diferentes grados de tridimensionalidad (Fig. 45). En cambio, los afloramientos de de Monzón, la Presa de Monteragón, Siétamo y Valdabra son cortes antrópicos (los tres primeros de carretera y el último relacionado con canales de riego) prácticamente bidimensionales y con una longitud y, sobretodo, potencia mucho menores que los de origen natural.

A continuación, y en base tanto a los VO como a las columnas estratigráficas, se detallan las características morfológicas de cada afloramiento y se describe brevemente la tipología de los cuerpos areniscos que presentan así como la arquitectura deposicional con la que éstos se disponen. Una descripción y caracterización más exhaustiva de las diferentes facies reconocidas en los afloramientos estudiados puede encontrar en la siguiente sección (3.2).

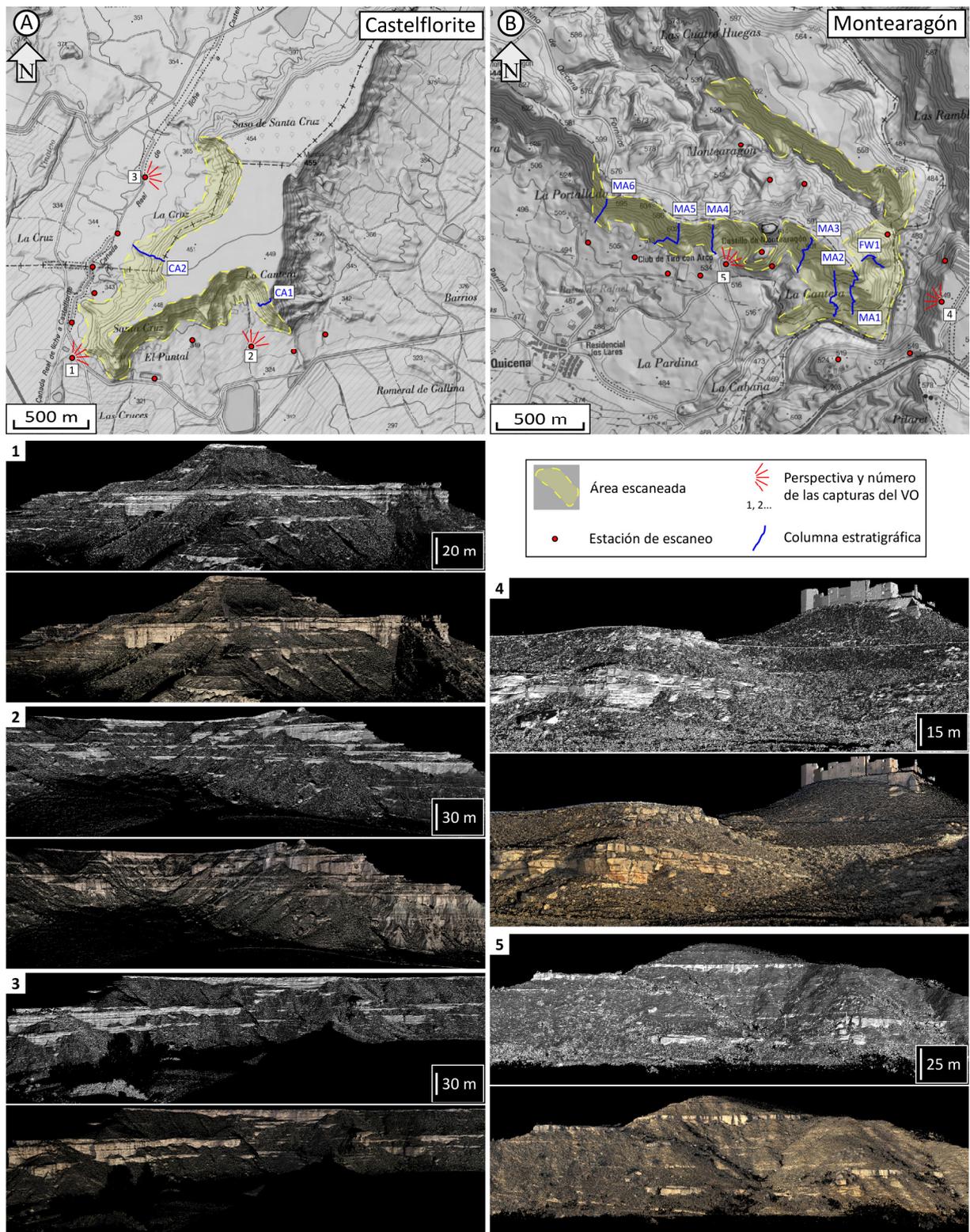


Figura 45. Mapas topográficos superpuestos sobre un modelo digital del terreno de los 4 afloramientos naturales estudiados en esta tesis: (A) Castelflorite, (B) Montearagón, (C) Marcén y (D) Piracés. Para cada uno de ellos se indica la extensión del área escaneada, la localización de las estaciones de escaneo y la trayectoria de las columnas estratigráficas. Bajo el mapa de cada afloramiento se muestran, numeradas, varias capturas de su VO en dos versiones: una con iluminación artificial y otra con una textura en color. Tanto el punto como la perspectiva de adquisición de cada captura se encuentran representados en el mapa.

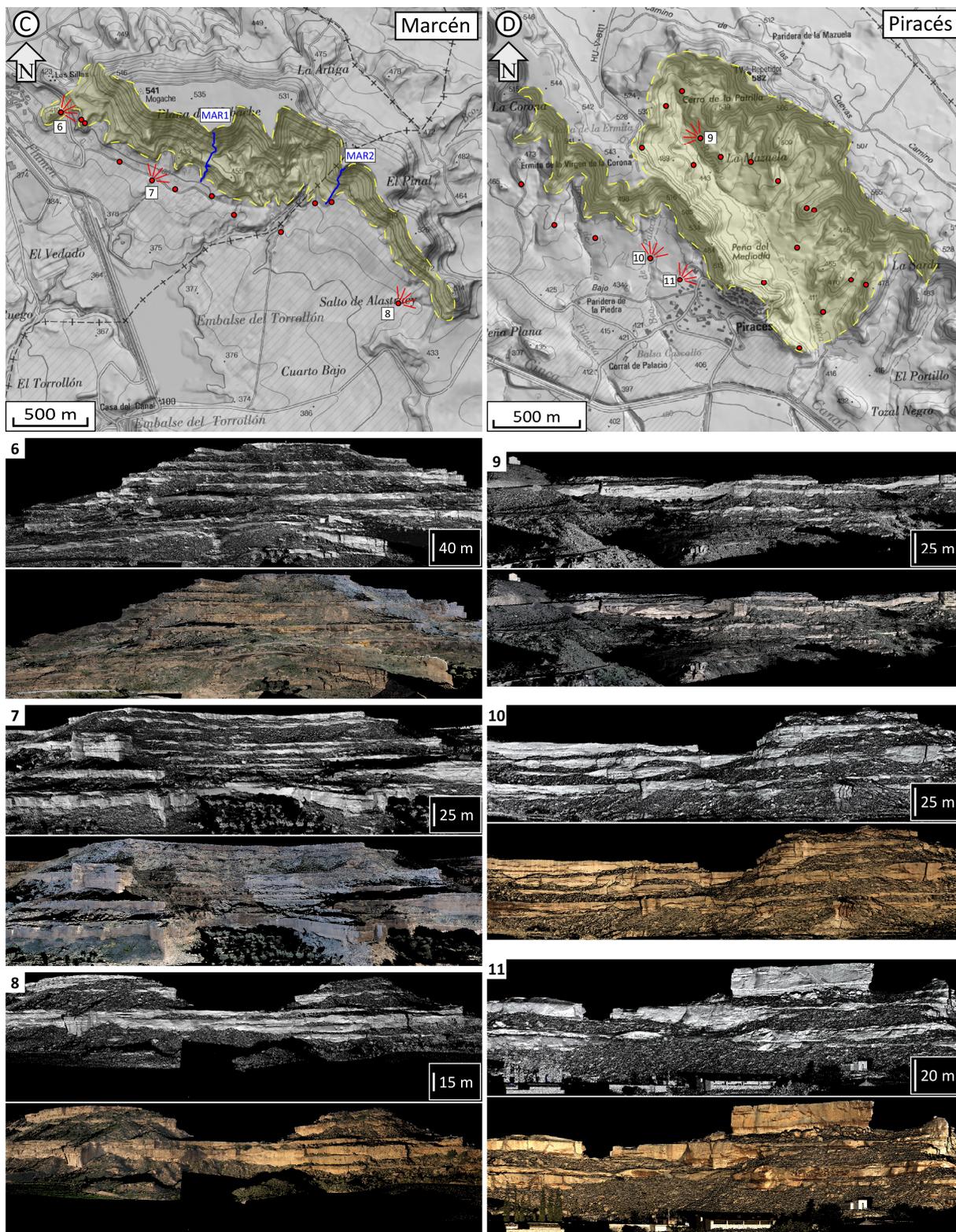


Figura 45. Continuación.

3.1.1 CASTELFLORITE

El afloramiento de Castelflorite se encuentra justo al norte de la localidad con el mismo nombre, a unos 50 Km de la posición teórica del ápice del Abanico Fluvial de Huesca [206]. Consiste en una colina de aproximadamente 3 Km de largo por 1.5 Km de ancho, unos 90 m de altitud, y que presenta unas vertientes empinadas que culminan en una extensa meseta de alrededor de 1 Km² de extensión (Fig. 45 A y 46).

La facies dominante son los finos de llanura de inundación (~70%), entre los cuales se pueden encontrar varios tipos de facies areniscosas con un tamaño de grano de muy fino a medio (~30%). Aproximadamente la mitad de estas areniscas se encuentran en forma de cuerpos tabulares con una extensión lateral de varios centenares de metros, base plana y entre 1 y 2 m de espesor (Fig. 45 A2; Fig. 46 B y C), los cuales se interpretan como lóbulos de desbordamiento. En ocasiones se observa como éstos se disponen formando cuerpos tabulares amalgamados de potencia superior y que muestran cicatrices ligeramente erosivas y planas (Fig. 45 A1).

El resto de facies areniscosas se encuentran formando parte del relleno de paleocanales, los cuales afloran mayoritariamente en forma de secciones longitudinales dado que la orientación de las vertientes principales del afloramiento (entre 225° y 240°) es similar a la dirección promedio de las paleocorrientes (240°, n=10). Estos niveles presentan potencias de entre 3 y 7 m, bases erosivas y generalmente cicatrices erosivas internas que denotan un carácter multiepisódico (Fig. 45 A3). En los extremos de la zona escaneada el afloramiento muestra vertientes orientadas de forma perpendicular a la paleocorriente principal, y es en ellas donde se puede observar un mayor número de secciones perpendiculares de paleocanales, las cuales

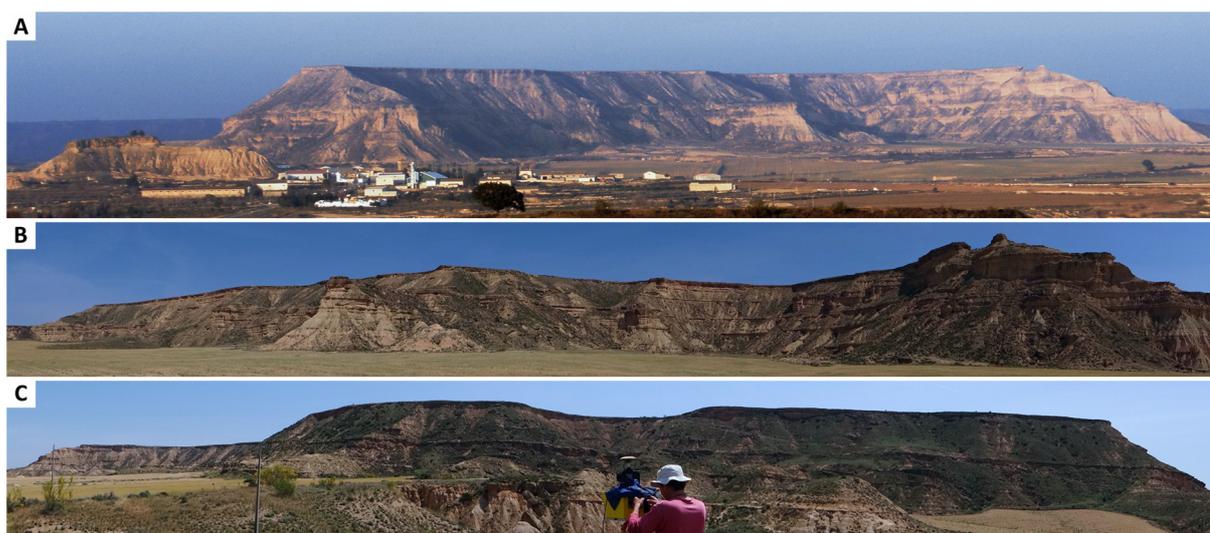


Figura 46. Fotografías panorámicas del afloramiento de Castelflorite: (A) Vertiente sur fotografiada mirando hacia el NE, donde se observa el pueblo de Castelflorite; (B) zona oriental de la vertiente sur fotografiada mirando hacia el norte; y (C) vertiente norte fotografiada mirando hacia el SE, donde puede observar el dispositivo TLS en plena toma de datos, el cual está cubierto con una prenda para evitar su sobrecalentamiento. Nótese la gran diferencia de cobertura vegetal entre la vertiente de solana (sur) y la de umbría (norte), lo cual es típico en los afloramientos de la zona.

revelan que éstos tienen anchuras que por lo general van de los 30 m a los 60 m. Los paleocanales se encuentran dispersos a lo largo de todo el afloramiento, y rara vez se observa que entren en contacto, se amalgamen o se concentren en niveles determinados.

En vista de la posición del afloramiento respecto del ápice del sistema fluvial y de sus características sedimentológicas y arquitecturales (predominio de facies de llanura de inundación, baja proporción de paleocanales y gran cantidad de cuerpos areniscos tabulares depositados a partir de flujos no confinados), se interpreta que en Castelflorite afloran materiales que se corresponden con la zona media-distal del Abanico Fluvial de Huesca (ver Figura 38).

3.1.2 MONTEARAGÓN

El afloramiento de Montearagón (Fig. 45 B) se encuentra 11 Km al NE de Huesca, a orillas de Río Flúmen, y se sitúa a unos 61 Km del ápice teórico del sistema fluvial [206]. Está compuesto por las vertientes de solana (Montearagón y Barranco Hondo; Fig. 47 A y Fig., 47 C) de dos colinas alargadas en dirección NW-SE y separadas por un valle (Fig. 47 B). Ambas vertientes tienen una longitud kilométrica (Montearagón 1.5 Km y Barranco Hondo 1 Km) y unos 80 m de altura. La proximidad entre estas dos vertientes confiere una alta tridimensionalidad al afloramiento y permite que se puedan correlacionar elementos entre ellas.

Como sucede en Castelflorite, el afloramiento está dominado por sedimentos finos de llanura de inundación (~67%) y por niveles de areniscas correspondientes a lóbulos de desbordamiento (~18%). La

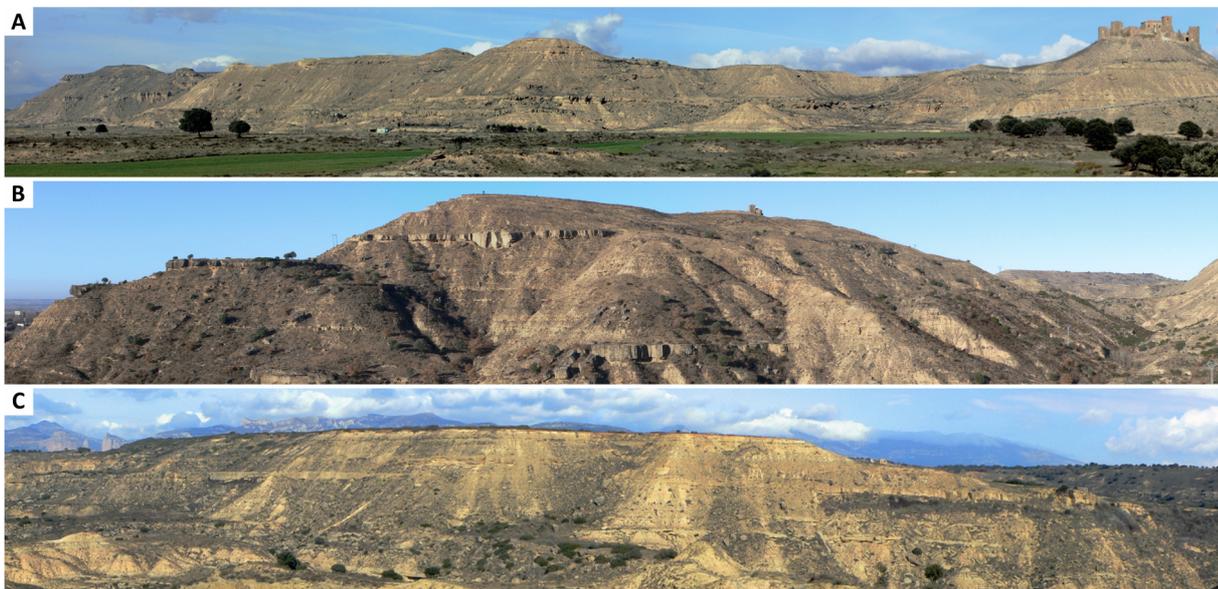


Figura 47. Fotografías panorámicas del afloramiento de Montearagón: (A) Zona occidental de la vertiente de Montearagón fotografiada mirando hacia el norte; (B) extremo oriental de la vertiente de Montearagón fotografiada mirando hacia el oeste, donde se puede distinguir el castillo de Montearagón sobresaliendo de la parte superior de la colina y el Barranco Hondo (a la derecha); y (C) vertiente de Barranco Hondo fotografiada mirando hacia el norte. En el extremo izquierdo de C, en un segundo plano, aparecen los conglomerados que constituyen del Abanico de Roldán, los cuales están adosados a las Sierras Exteriores (relieves que se ven bajo las nubes del fondo).

proporción de paleocanales también es similar (15%), y las paleocorrientes medidas en ellos apuntan mayoritariamente al W y NW (288° , $n=59$). Se encuentran varios cuerpos areniscosos de gran potencia (entre 3 y 7 m) con bases erosivas y una arquitectura interna compleja y multiepisódica, los cuales aparentemente pertenecen a cuerpos tabulares pero, de nuevo por la similitud entre la dirección del afloramiento y la de la paleocorriente principal, en realidad se corresponden con secciones longitudinales de paleocanales (Fig. 47 A y C). Sin embargo, la rugosidad de la superficie del afloramiento (sobre todo en la zona oriental de la vertiente de Montearagón, orientada N-S), junto con un grado relativamente alto de dispersión en las paleocorrientes, proporciona numerosas secciones próximas a la perpendicular (Fig. 45 B5 y Fig. 47 B), en las cuales se puede observar que los grandes paleocanales tienen anchuras que generalmente van de los 25 a los 45 metros.

También se observan ocasionalmente paleocanales de pequeña entidad (de 1 a 2 m de potencia y alrededor de una decena de metros de anchura), y que aparecen tanto aislados entre sedimentos finos como incididos sobre facies de lóbulo de desbordamiento. Se interpretan como canales situados en la llanura de inundación y que recogen y drenan las aguas procedentes de los episodios de desbordamiento, actuando además como canales alimentadores de los lóbulos de desbordamiento.

Cabe destacar la presencia de un gran paleocanal justo en el extremo SE de la vertiente de Montearagón (Fig. 45 B5 y Fig. 47 B). La potencia máxima de este paleocanal es de unos 9 m, y en sección transversal muestra indicios de haber evolucionado en dos fases muy diferenciadas. En una primera fase el canal consistía en conducto de unos 30 m de ancho y encajado en la llanura, dando lugar a la típica sección en forma de U de los canales tipo *ribbon*. Sin embargo, en una segunda fase el flujo excedió la anchura del canal original, que pasó a contar con una anchura de más de 130 m y dio lugar a la deposición de un cuerpo arenoso con una geometría mucho más tabular, el cual quedó separado del anterior por una cicatriz erosiva interna.

De la misma forma que el afloramiento de Castelflorite, se considera que el afloramiento de Montearagón muestra facies de la zona media-distal del Abanico Fluvial de Huesca tanto por su posición respecto al ápice teórico del sistema fluvial como por sus características sedimentológicas y arquitecturales (ver Figura 38).

3.1.3 MARCÉN

Este afloramiento, situado justo al este de la localidad de Marcén, se encuentra a una distancia de unos 59 Km respecto del ápice estimado del sistema fluvial [206] y consiste en la cara sur de una colina cuya parte superior presenta un altiplano de unos 0.2 Km^2 (Fig. 45 C). Las escarpadas e irregulares vertientes que conforman este afloramiento se extienden lateralmente más de 2 Km con una orientación principal E-W y NW-SE, y presentan espesores máximos de 130 m. La tridimensionalidad del afloramiento es muy alta debido a que la erosión producida por varios barrancos ha configurado segmentos cercanos entre sí y con orientaciones muy diversas, además de por la presencia en la parte inferior del mismo de una serie de niveles de arenisca extensos y potentes cuyos techos han dado lugar a un relieve escalonado (Fig. 48).



Figura 48. Fotografías panorámicas del afloramiento de Marcén. A y B muestran la totalidad del afloramiento mirando, respectivamente, hacia el norte y el NNE. C muestra el extremo oriental del afloramiento mirando hacia el NE. Nótese la diferencia de cantidad y potencia de los cuerpos areniscos respecto a los afloramientos anteriores.

En Marcén la proporción total de arenisca (~51%) y paleocanales (~32%), así como el tamaño de los mismos (de hasta 13 m), es notablemente superior respecto a los dos afloramientos descritos anteriormente (Fig. 48 C). En el intervalo inferior abundan los paleocanales de grandes dimensiones, cuyas secciones longitudinales afloran de forma continua a lo largo de centenares de metros y muestran una gran complejidad interna y evidencias de haber sufrido un cierto grado de migración lateral. En este intervalo se han detectado varios puntos donde dos (o más) paleocanales diferentes quedan amalgamados y, por lo tanto, conectados verticalmente, lo cual tiene importantes implicaciones en cuanto a su comportamiento como reservorio (Fig. 45 C8). A pesar de que las paleocorrientes medidas (205° , $n=7$) no muestran una gran dispersión y son bastante perpendiculares respecto a la orientación del afloramiento, no se observan secciones transversales claras de los paleocanales de mayor entidad. Por el contrario, si se encuentran varias de ellas correspondientes a paleocanales de una tipología similar a los presentes en los afloramientos de Castelflorite y Montearagón (con potencias de entre 3 y 7 m y anchuras de 25 a 60 m), los cuales en Marcén aparecen igualmente aislados entre sedimentos finos y distribuidos de forma más o menos constante a través de todo el afloramiento (Fig. 45 C6 y C7).

Las características de la sucesión fluvial que aflora en Marcén contrastan de forma significativa con las observadas en los afloramientos de Montearagón y Castelflorite. Los paleocanales son más abundantes y presentan de mayores dimensiones, además de mostrar una conexión vertical entre ellos en varios puntos. Estas propiedades parecen indicar que, pese a encontrarse a una distancia respecto al ápice del sistema fluvial similar a los anteriores, en el afloramiento de Marcén afloran facies más proximales. Sin embargo existen otras posibles explicaciones a las diferencias encontradas, como que este afloramiento se encontrase situado más cerca del río principal que fluía por la zona activa del abanico fluvial o que los materiales que lo componen

pertenciesen a una fase evolutiva diferente respecto a los afloramientos anteriores (es decir, que tuviesen una edad diferente; ver sección 5.3.3.4).

3.1.4 PIRACÉS

Junto a la localidad de Piracés, a unos 60 Km de distancia del ápice estimado del Abanico Fluvial de Huesca [206], se puede encontrar el que es quizá el afloramiento más extenso y tridimensional de cuantos hay disponibles. La zona del afloramiento de Piracés escaneada para esta tesis tiene un tamaño aproximado de 2 Km x 1.5 Km, y está constituida por más de 6 Km de un escarpe irregular de entre 100 y 120 m de altura intensamente surcado por valles y barrancos (Fig. 45 D). A grandes rasgos el afloramiento tiene forma de S y su orientación principal es NW-SE, aunque gracias a los barrancos perpendiculares a los escarpes principales muestra varias secciones con orientación SW-NE. Se pueden distinguir dos sectores: uno con



Figura 49. Fotografías panorámicas del afloramiento de Piracés. A y B muestran el sector oriental del anfiteatro mirando, respectivamente, hacia el norte y hacia el este, en C se muestra el sector oriental del anfiteatro mirando hacia el sur, y D muestra la zona del afloramiento situada al oeste del anfiteatro en una vista que mira hacia el NE. En el extremo derecho de D se encuentra el pueblo de Piracés.

forma de anfiteatro abierto hacia el SE, surcado por el Barranco Olivares, y que se sitúa justo al norte del pueblo de Piracés (Fig. 49 A, B y C); y otro localizado en la vertiente opuesta a la pared W del anfiteatro, y que tiene su misma orientación (Fig. 49 D). Teniendo en cuenta la rugosidad de su superficie y las numerosas secciones proporcionadas por los pequeños barrancos, la longitud total de la superficie escaneada supera los 10 Km, lo que da buena cuenta de la cantidad de información disponible en este afloramiento.

Las proporciones de facies en Piracés son similares a las que se encuentran en Marcén, aunque se aprecia un ligero aumento en la proporción total de arenisca (~55%) y de rellenos de canal (~35%), y lo mismo sucede en cuanto a la tipología de los paleocanales y su arquitectura interna y externa. Así, se vuelve a observar una distribución bimodal en cuanto a los tamaños de los paleocanales de mayor entidad, pudiéndose distinguir una clase que generalmente presenta potencias de entre 10 y 15 m y otra en que la potencia típica es de entre 4 y 7 m. También se observan de forma frecuente paleocanales que se amalgaman verticalmente, lo cual ocurre especialmente en los de mayor potencia (Fig. 45 D9 y D11). La relación cercana a la perpendicularidad entre la paleocorriente principal (223° , $n=912$; con una dispersión que sitúa la mayoría de mediaciones entre los 170° y los 290°) y la orientación predominante del afloramiento (~ 145°) provee de numerosas secciones transversales de paleocanales, las cuales por lo general tienen anchuras de entre 30 y 60 m y pertenecen a la clase de paleocanales que no alcanzan los 10 m de potencia.

Las características de la sucesión fluvial que afloran en Piracés son muy similares a las que se encuentran en Marcén, por lo que se considera muy posible que ambos afloramientos estén lateralmente relacionados y fuesen depositados por los mismos cursos fluviales (o al menos por unos con las mismas características; ver sección 5.3.3.4).

3.1.5 AFLORAMIENTOS ARTIFICIALES

Los otros cuatro afloramientos que han sido escaneados en el marco de esta tesis tienen un origen antrópico y, por lo tanto, unas características muy diferentes a las de los afloramientos descritos anteriormente. De ellos, los de Monzón (Fig. 50 A) y Siétamo (Fig. 50 B) se corresponden con cortes de carretera, y el de Valdabra (Fig. 50 C) con un corte asociado a un canal de riego. El afloramiento de la Presa de Montearagón tiene una naturaleza mixta, ya que por un lado lo conforman los cortes correspondientes a las carreteras y caminos de servicio de la presa, pero por otro lado comprende parte de la vertiente natural del valle la alberga (Fig. 50 D).

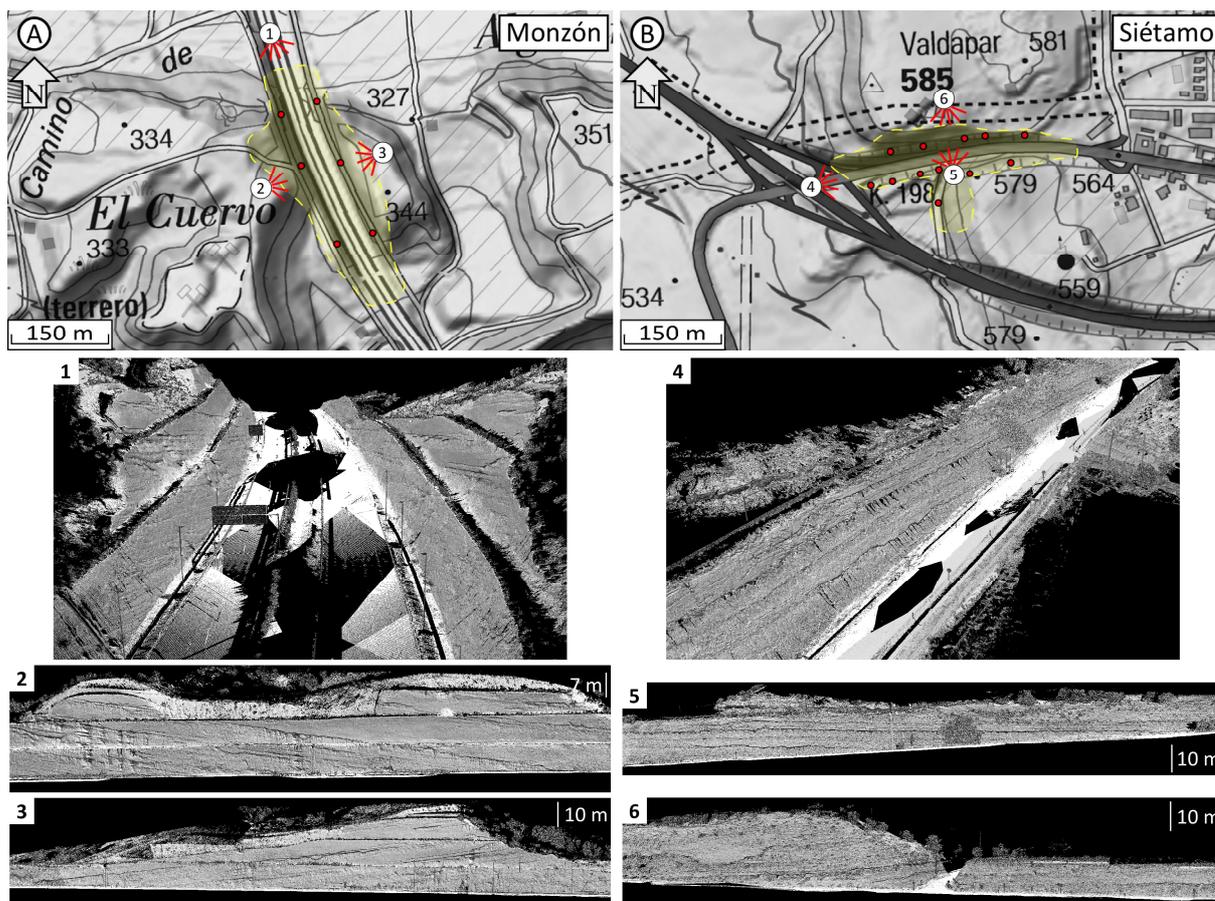


Figura 50. Mapas topográficos superpuestos sobre un modelo digital del terreno de los 4 afloramientos artificiales estudiados en esta tesis: (A) Monzón, (B) Siétamo, (C) Valdabra y (D) Presa de Montearagón. Para cada uno de ellos se indica la extensión del área escaneada y la localización de las estaciones de escaneo. Bajo el mapa de cada afloramiento se muestran, numeradas, varias capturas de su VO. Tanto el punto como la perspectiva de adquisición de cada captura se encuentran representados en el mapa (puntos rojos). Leyenda en Figura 45.

3.1.5.1 MONZÓN

El afloramiento de Monzón tiene una orientación NNW-SSE, una longitud de 430 m y presenta una potencia máxima de ~ 30 m (Fig. 50 A). La serie estratigráfica se encuentra basculada, mostrando un b aparente de unos 10° hacia el sur, y está constituida básicamente por sedimentos finos de llanura de inundación de color ocre-rojizo entre los cuales se intercalan multitud de niveles tabulares de areniscas finas con menos de un metro de potencia (Fig. 51). También se encuentran varios cuerpos de arenisca lenticulares con bases erosivas bien incididas y de no más de 1.5 m de potencia y 5 m de anchura, los cuales aparecen tanto erosionando a los niveles de areniscas tabulares como aislados entre sedimentos finos (elipses amarillas en la Figura 51). Sobre este tipo de facies destaca la presencia de tres paleocanales, de los cuales en el talud oeste únicamente afloran 2, con 4.5, 12 y 7.5 m de espesor (respectivamente, 1, 2 y 3 en la Figura 51).

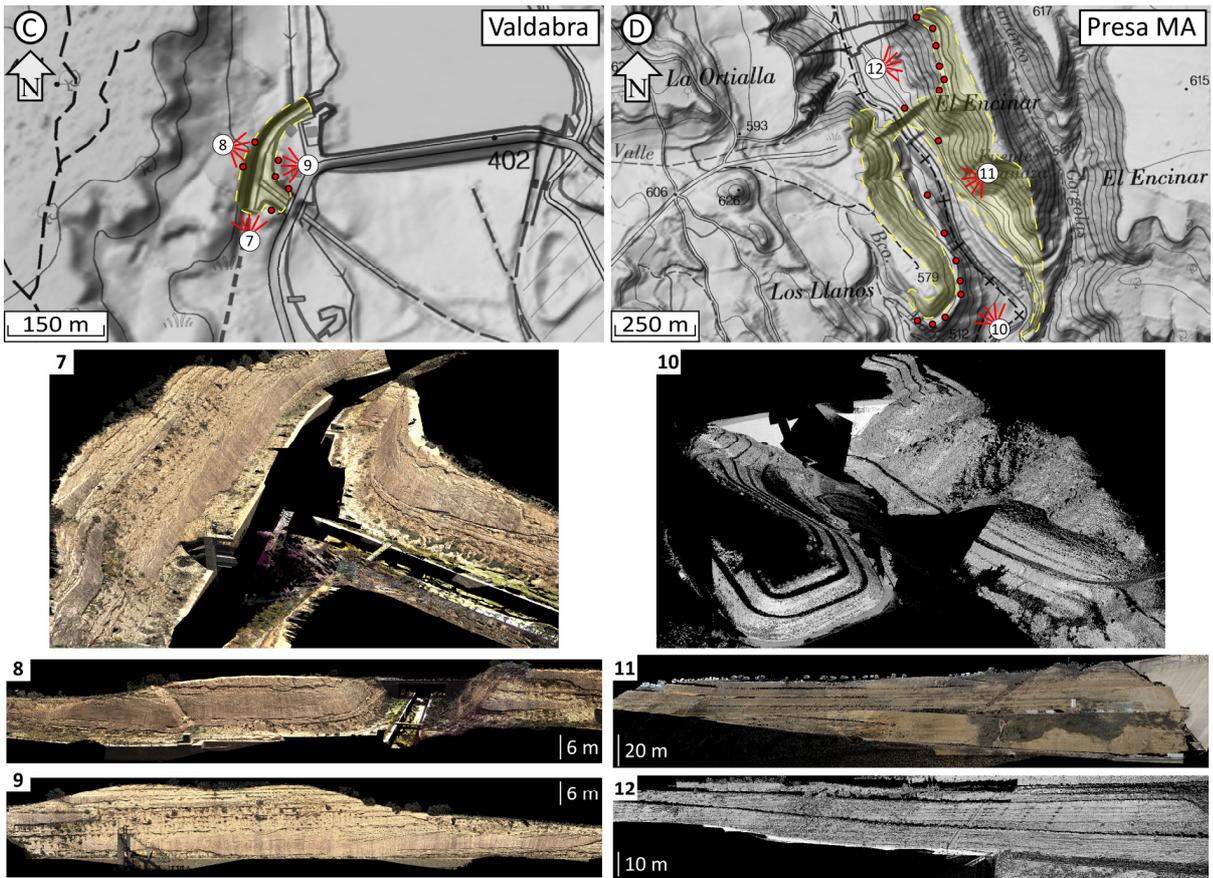


Figura 50. Continuación

Estos paleocanales muestran un relleno multiépisdico con multitud de cicatrices internas sobre las que se encuentran niveles conglomeráticos, además de superficies de acreción lateral denotando migración.

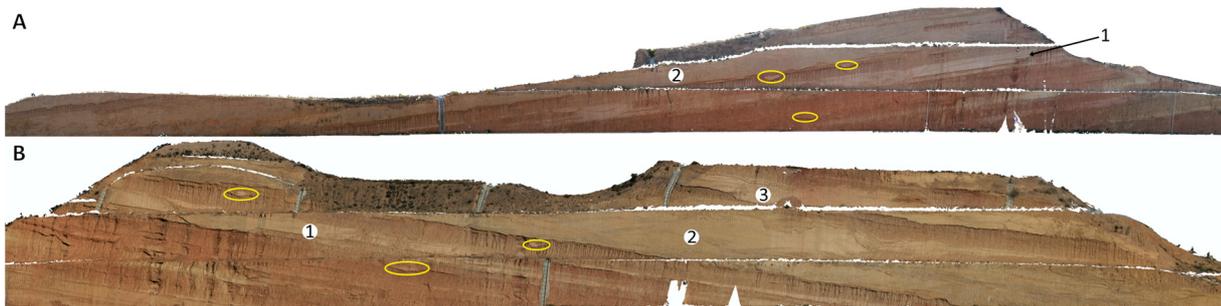


Figura 51. Talud occidental (A) y oriental (B) del afloramiento de Monzón mostrados a través de su VO fotogramétrico. Los números indican grandes paleocanales y las elipses muestran la localización de pequeños cuerpos areniscos lenticulares interpretados como canales de *crevasse* (ver texto). La escala y orientación del afloramiento se pueden encontrar en la Figura 50 A.

3.1.5.2 SIÉTAMO

En Siétamo los taludes de carretera que componen el afloramiento tienen una orientación W-E, y en la parte central del talud sur se encuentra un camino que lo disecciona (Fig. 50 B6 y Fig. 52 A). La longitud de este afloramiento es de unos 300 m, y muestra un espesor de serie que no supera los 20 m (Fig. 50 B). Del mismo modo que en el afloramiento anterior, en Siétamo dominan los sedimentos finos de llanura de inundación y los cuerpos areniscos tabulares, que en este caso presentan unas potencias de hasta 1.5 m. Se observan tres paleocanales de características diferenciadas: uno que aflora parcialmente con una potencia de más de 10 m y con la base bien incidida en forma de U (1 en Fig. 52 A); otro con una anchura de 40 m y una potencia máxima de unos 5 m, con una base erosiva plana y marcadas superficies de acreción lateral, y el cual hacia la llanura de inundación adyacente pasa a constituir 2 cuerpos tabulares de 1.5 m (2 en Fig. 52 B); y finalmente un paleocanal que aflora formando un cuerpo de 70 m de longitud y unos 2.8 m de espesor, con una base erosiva irregular y que lateralmente no muestra un límite bien definido, sino que sufre una gradación hacia niveles delgados de arenisca que se intercalan con las facies finas de llanura (3 en Fig. 52 B). Como observación adicional, cabe destacar que se ha observado un pliegue que afecta los materiales de este afloramiento en algunos puntos (recuadro rojo en Fig. 52 A).



Figura 52. Fotografías del afloramiento de Siétamo que muestran (A) la zona oriental de su talud sur y (B) su talud norte. Los números indican paleocanales, y las líneas color púrpura facilitan la visualización del pliegue que se destaca mediante un recuadro rojo. La escala y orientación del afloramiento se pueden encontrar en la Figura 50 B.

3.1.5.3 VALDABRA

Este afloramiento está situado en el extremo SE del embalse de Valdabra, y sus paredes fueron excavadas para permitir la distribución de agua mediante canales de riego (Fig. 53 A). Cuenta con una longitud de unos 160 m y presenta una potencia máxima de 18 m en su pared occidental (Fig. 50 C9 Fig. 53 B). En él se observan multitud de niveles areniscos tabulares de hasta medio metro que atraviesan todo el afloramiento, los cuales en ocasiones se superponen formando cuerpos de más de 1 m de espesor, y que se corresponden con lóbulos de desbordamiento. La mayoría de estos niveles se encuentran lateralmente asociados a, o erosionados por, pequeños canales de hasta 5.5 m de anchura y 1.5 m de potencia, algunos de los cuales muestran signos de haber sufrido cierto grado de migración lateral, y que se interpretan como canales de desbordamiento (algunos de ellos marcados con elipses amarillas en la Figura 53 A y B).

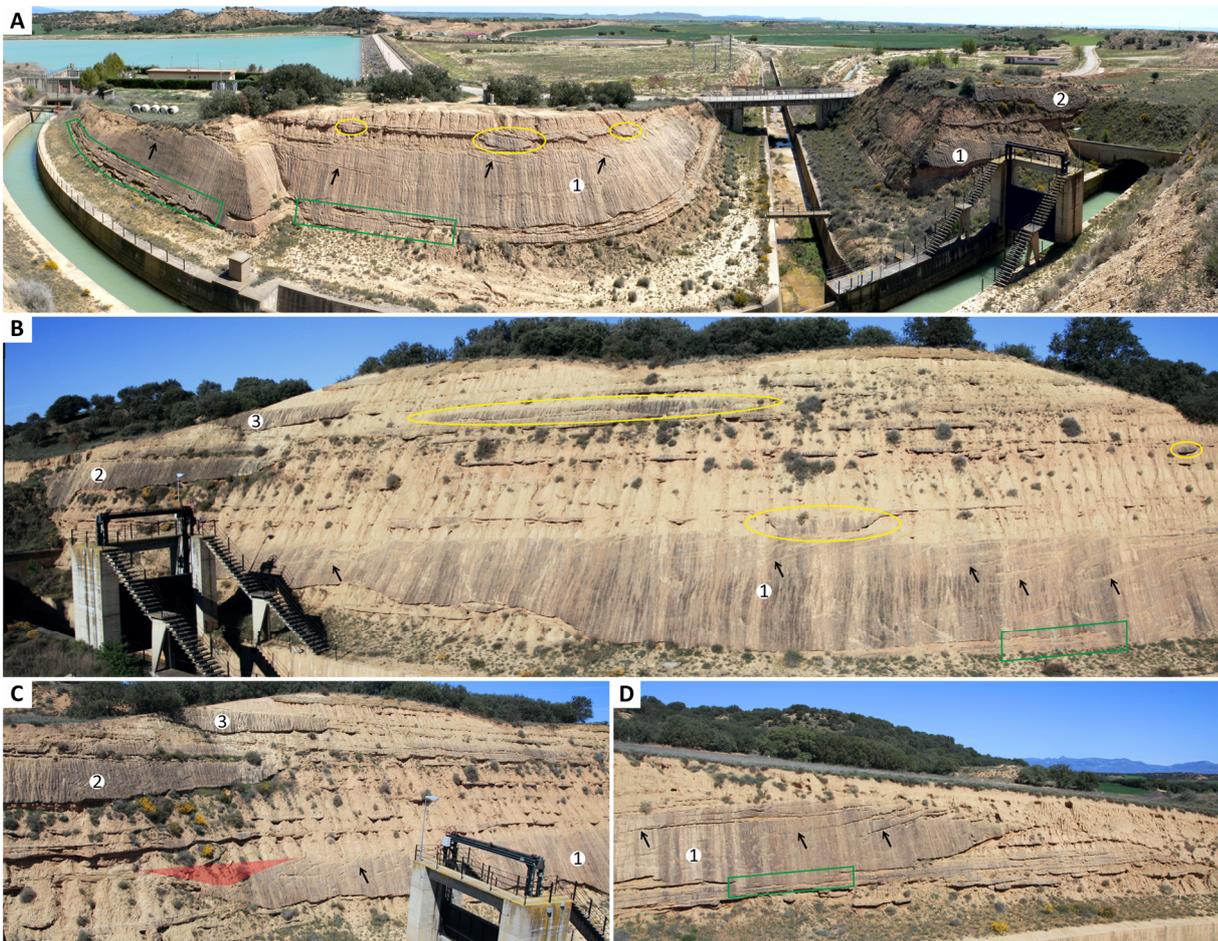


Figura 53. Fotografías del afloramiento de Valdabra que muestran sus taludes oriental (A) y occidental (B), así como ampliaciones del extremo sur (C) y norte (D) de este último. Los números indican paleocanales, las flechas señalan cicatrices de acreción lateral con geometría sigmoide, las elipses amarillas en A y B rodean canales de *crevasse*, los recuadros verdes en A y D muestran puntos donde el paleocanal erosiona y conecta con depósitos previos y, finalmente, el área roja en C señala la presencia de un *clay plug* (ver texto). La escala y orientación del afloramiento se pueden encontrar en la Figura 50 C.

Destaca la presencia en la parte inferior del afloramiento de un gran paleocanal de unos 7 m de espesor y 140 m de anchura (1 en la Figura 53). Su límite superior tiene un aspecto irregular y poco definido, ya que las facies areniscosas de relleno de canal se acaban disgregando en forma de niveles tabulares delgados e inclinados que finalmente se interdigitan con las facies finas de llanura de inundación. De estas irregularidades parten cicatrices internas con forma sigmoidal y una inclinación baja, las cuales atraviesan desde arriba buena parte del paleocanal y que claramente indican una migración lateral del cauce (indicadas con flechas en la Figura 53). En su extremo meridional el paleocanal termina de forma abrupta tras haber sufrido una disminución considerable de su potencia, y se observa de forma clara la presencia de un tapón de arcilla (o *clay plug*, indicado por un área semitransparente de color rojo en la Figura 53 C). En cambio, su terminación septentrional es radicalmente diferente, y se puede observar cómo las facies areniscosas de relleno de canal se disgregan en niveles delgados de arenisca que se interdigitan con las facies finas de llanura (Fig., 53 D), de forma similar a como sucede con su límite superior. En vista de todas estas características se puede concluir que el cuerpo areniscoso que destaca en el afloramiento de Valdabrá se corresponde con un depósito de *point bar* formado por la migración lateral (hacia el sur) de un canal meandriforme que discurría aproximadamente hacia el oeste. Cabe destacar que la base del paleocanal erosiona a, y conecta con, unos niveles tabulares heterolíticos con bases ligeramente erosivas, una tendencia estrato y granodecreciente y pequeños canales asociados (ver los recuadros verdes en la Figura 53). Éstos se interpretan como la parte interna de un *point bar* previo, cortada longitudinalmente allá donde los depósitos areniscosos de éste se interdigitaban con los finos de llanura de inundación.

En el extremo sur del afloramiento, y por encima de este gran paleocanal, se encuentran otros dos cuerpos areniscosos significativos (Fig. 53 C). Uno presenta unos 30 m de anchura y 4.5 m de potencia, mientras que el otro aflora parcialmente y tiene unos de 2 m de potencia (respectivamente, 2 y 3 en la Figura 53), mostrando ambos de nuevo evidencias de haber sido depositados por cursos meandriformes que sufrieron una migración lateral.

3.1.5.4 PRESA DE MONTEARAGÓN

Unos 3 Km al NW del afloramiento de Montearagón, en el valle con dirección NNW-SSE por donde discurre el río Flumen, se localiza una presa de reciente construcción. Asociadas a esta presa se encuentran una serie de carreteras y pistas de servicio, para cuyo trazado se han realizado dos cortes en el terreno en forma de taludes, los cuales han sido escaneados (Fig. 50 D). Uno de estos taludes se encuentra en la vertiente oriental del valle, extendiéndose desde la presa hacia el norte a lo largo de 300 m con una altura máxima de 20 m (Fig. 50 D12 y Fig. 54 A). El otro talud se sitúa en la vertiente occidental del valle, y se extiende hacia el sur de la presa a lo largo de 550 m con una altura máxima de 60 m (Fig. 50 D11 y Fig. 54 B). Adicionalmente también se ha escaneado la continuación hacia el sur del talud oriental a lo largo de 750 m, la cual consiste en gran medida en la vertiente natural del valle (de unos 85 m de altura), aunque en la parte inferior se encuentra un camino con un pequeño talud artificial asociado (Fig. 54 C).

El conjunto muestra una proporción de paleocanales muy baja, la menor de todos los afloramientos que aquí se han considerado, y únicamente se han localizado 7 secciones correspondientes a paleocanales, de entre 4 y 6.5 m de potencia, y todos situados al sur de la presa (señalados con líneas blancas en la Figura 54). Los paleocanales contienen indicios de haber experimentado cierto grado de migración lateral, y su dirección de paleocorriente principal es hacia el oeste, por lo que posiblemente alguna de las secciones sean correlacionables entre vertientes y correspondan al mismo curso fluvial. El resto de sedimentos que conforman el afloramiento se corresponden con lutitas y limos de llanura de inundación, entre los cuales se encuentran niveles tabulares de areniscas finas de alrededor de 0.5 m y, ocasionalmente, algún canal de pequeñas dimensiones (Fig. 54 A). Los niveles tabulares de areniscas tienen extensiones laterales de centenares de metros y presentan bases que van desde planas a ligeramente erosivas (Fig. 54 A y B), representando los depósitos dejados por flujos no confinados. Las facies más finas muestran un bandeo formado por



Figura 54. Fotografías del afloramiento de la Presa de Montearagón que muestran sus taludes de carretera oriental (A) y occidental (B), así como una vista panorámica de la vertiente oriental (D). Las elipses blancas indican paleocanales. La escala y orientación del afloramiento se pueden encontrar en la Figura 50 D.

decoloraciones rojizas horizontales, lo cual indica el desarrollo incipiente de paleosuelos (Fig. 54 A y B). Tanto por la disposición de los niveles areniscosos como de las franjas rojizas de paleosuelos se intuye un cierto ordenamiento secuencial, en forma de patrón que se repite, el cual debe reflejar el control ejercido sobre la sedimentación por parte de algún factor cíclico (ya sea autogénico o alogénico). Entre estas facies se han observado también algunas cicatrices erosivas de unos 1.5 m de potencia y con un relleno lutítico, lo cual denota que, tras el evento que provocó su incisión inicial, el canal nunca volvió a ser reutilizado.

Por todas las características comentadas anteriormente se puede afirmar que el afloramiento de la Presa de Montearagón es el que contiene las facies más distales de entre todos los considerados, mostrando un contraste significativo respecto a las facies que se encuentran en un afloramiento tan cercano como el de Montearagón.

3.2 DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE FACIES

La caracterización de facies que se lleva a cabo a continuación se basa en 11 columnas estratigráficas de detalle a escala 1:50 (Fig. 55) y en las observaciones puntuales realizadas en todos los afloramientos visitados. Las columnas fueron medidas en los afloramientos de Montearagón (7 columnas de entre 57 y 99 m), Marcén (2 columnas de 101 y 130 m) y Castelflorite (2 columnas de 90 m), y su situación exacta se muestra en la Figura 45. Adicionalmente se recogieron una serie de muestras de mano en el afloramiento de Montearagón con el fin de realizar una caracterización petrológica de los cuerpos areniscosos.

Las litologías presentes en los afloramientos de la zona de estudio consisten básicamente areniscas de grano fino a medio incluidas en una matriz de lutitas y limos, además de la presencia recurrente de niveles carbonatados con una textura nodulosa y espesores centimétricos. Estas litologías se han interpretado y agrupado distinguiendo entre asociaciones de facies de relleno de canal y de llanura de inundación.

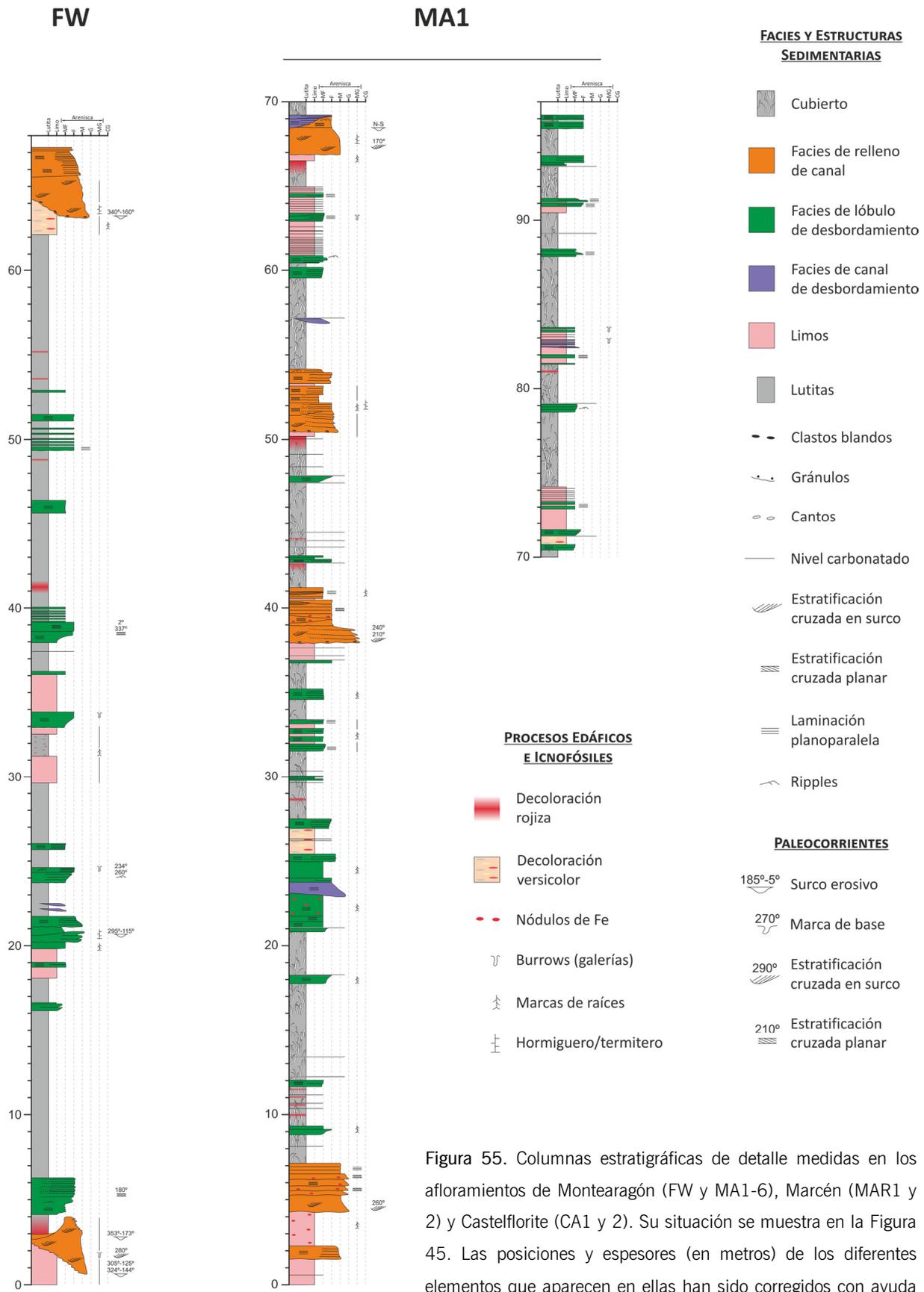


Figura 55. Columnas estratigráficas de detalle medidas en los afloramientos de Montearagón (FW y MA1-6), Marcén (MAR1 y 2) y Castelflorite (CA1 y 2). Su situación se muestra en la Figura 45. Las posiciones y espesores (en metros) de los diferentes elementos que aparecen en ellas han sido corregidos con ayuda del VO y utilizando el método que se explica en la siguiente sección (5.2).

MA2

MA3

MA4

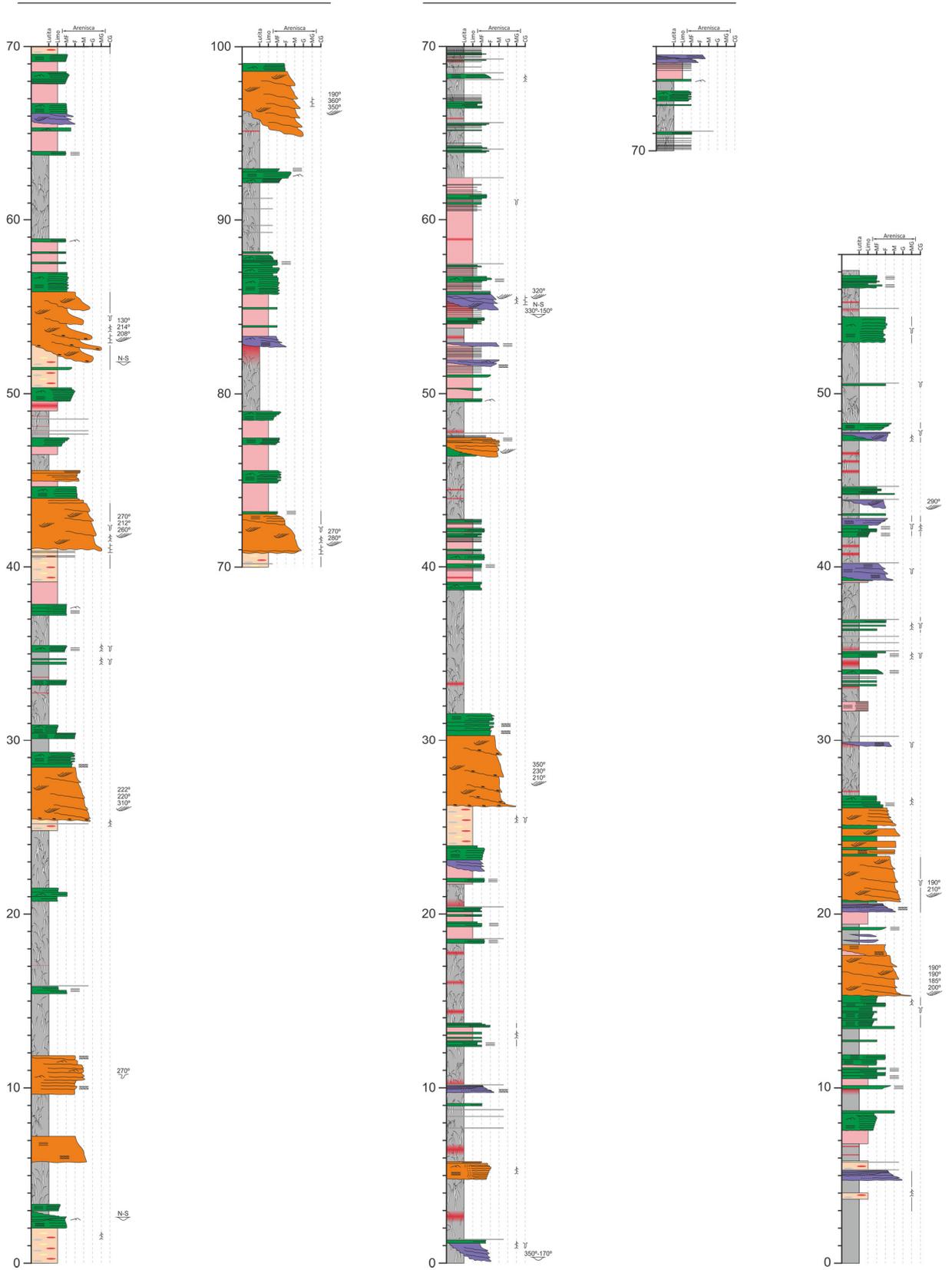


Figura 55. Continuación.

MAR 1

MAR 2

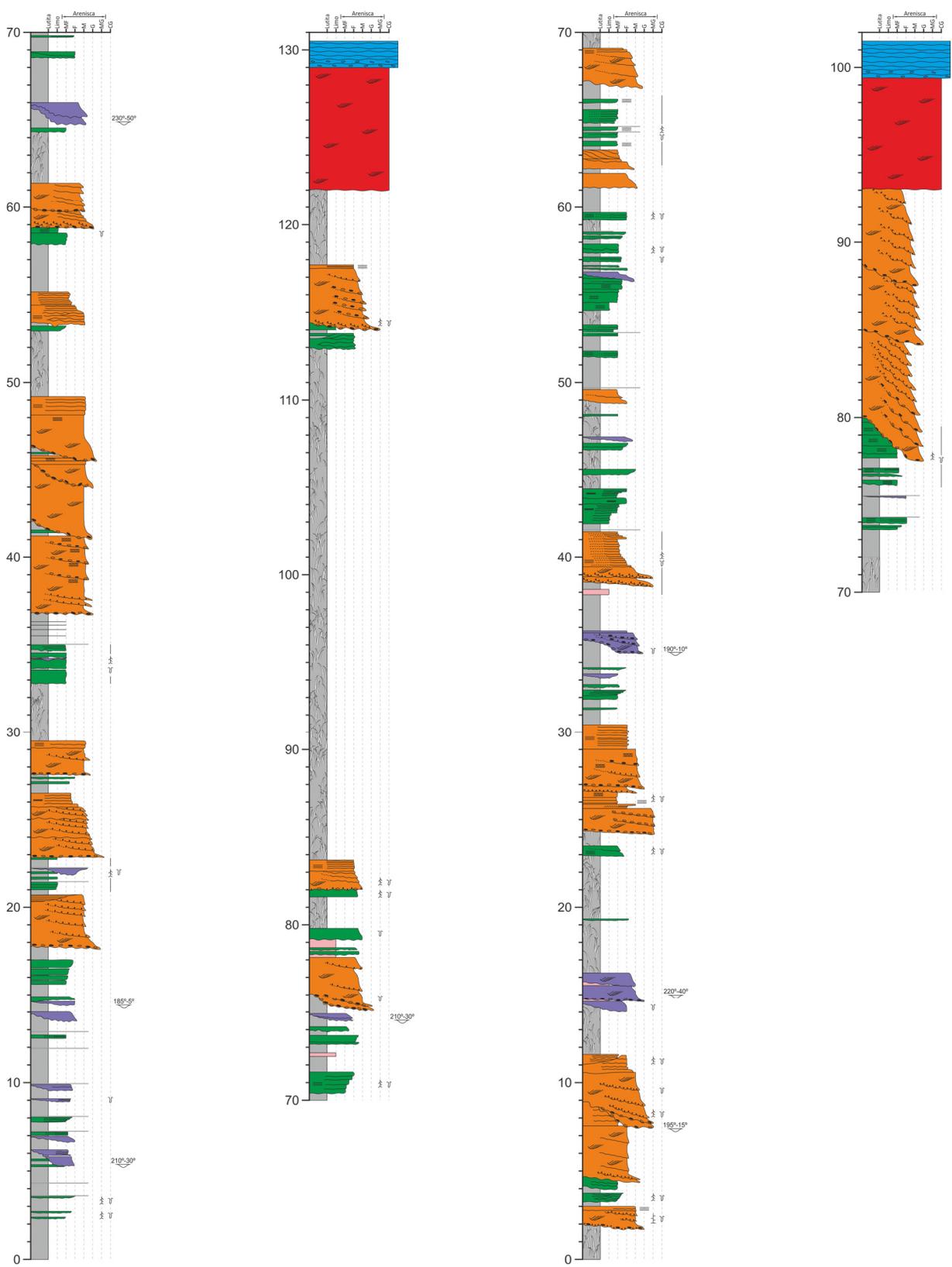


Figura 55. Continuación.

CA1

CA2

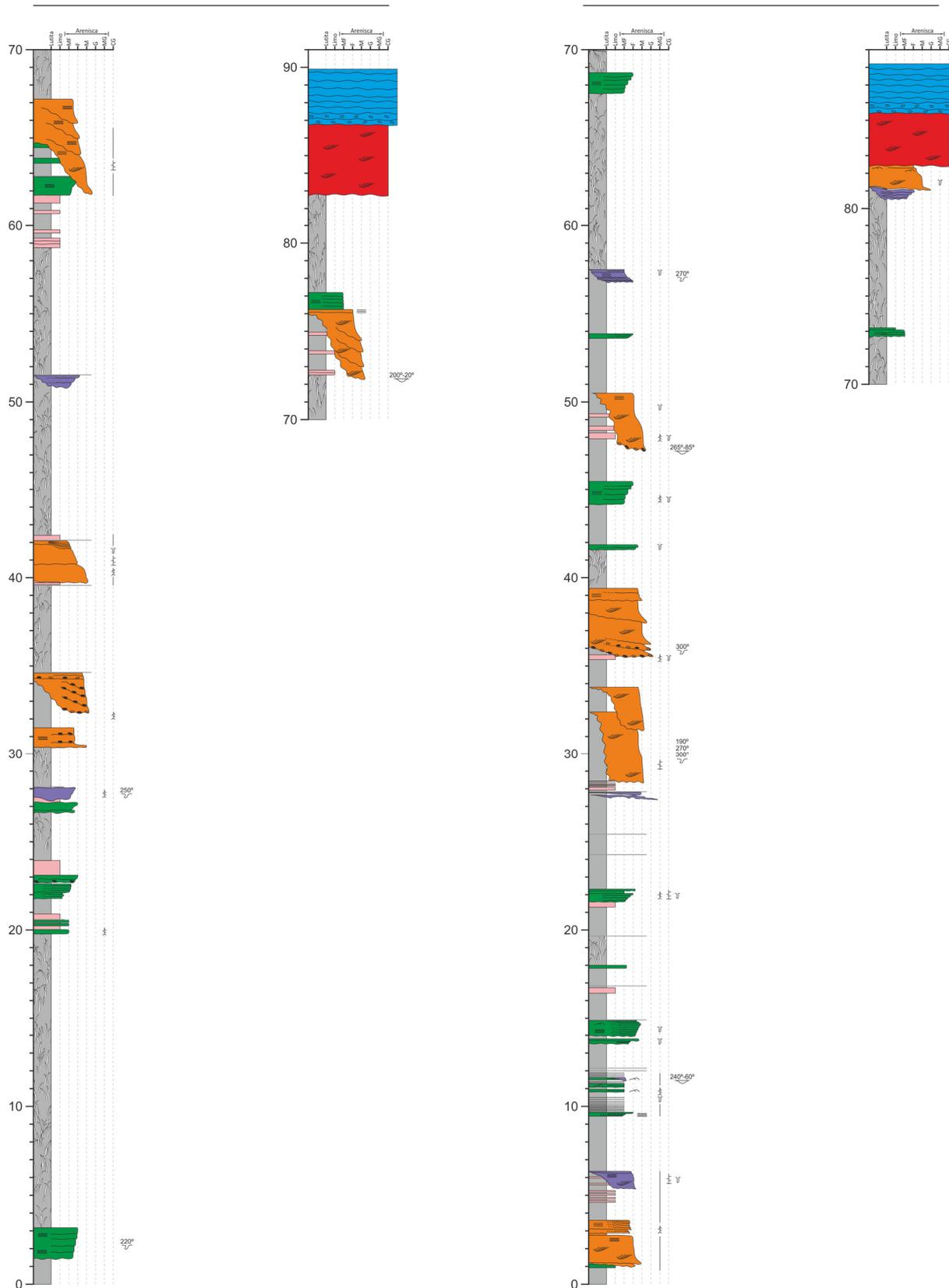


Figura 55. Continuación.

3.2.1 FACIES DE RELLENO DE CANAL

La mayoría de los cuerpos areniscos interpretados como paleocanales presentan bases erosivas planas que gradan lateralmente hacia márgenes erosivos (o *cut banks*) bien definidos (Fig. 56), aunque frecuentemente también se observan morfologías tipo *ribbon* con bases erosivas en forma de U (Fig. 56 C y D). Su grado de incisión en depósitos previos no es elevado debido al contexto netamente agradante existente en la cuenca, por lo que generalmente los paleocanales aparecen embebidos en facies de llanura. Sin embargo, y sobre todo en los intervalos más ricos en este tipo de facies, se puede observar como algunos paleocanales de gran tamaño llegan a erosionar parcial o totalmente la parte superior de paleocanales previos, estableciéndose una conexión vertical entre las areniscas que conforman sus rellenos (Fig. 56 A y B).

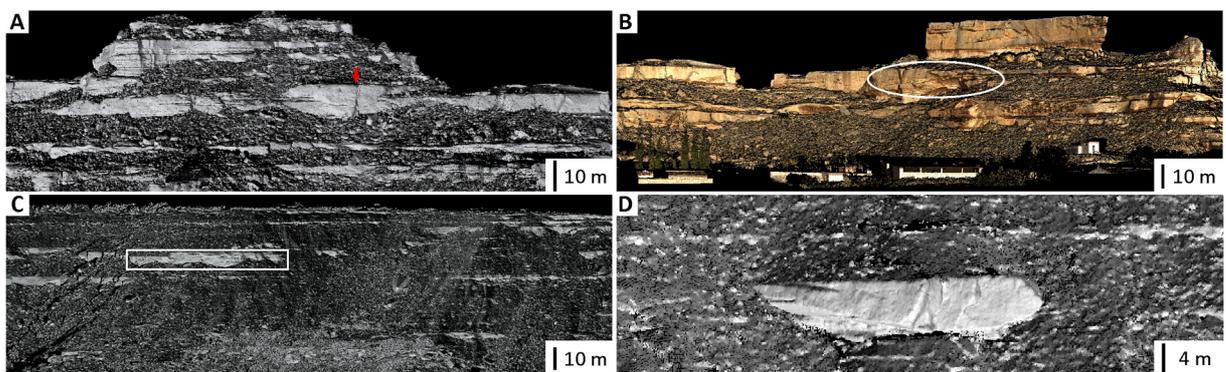
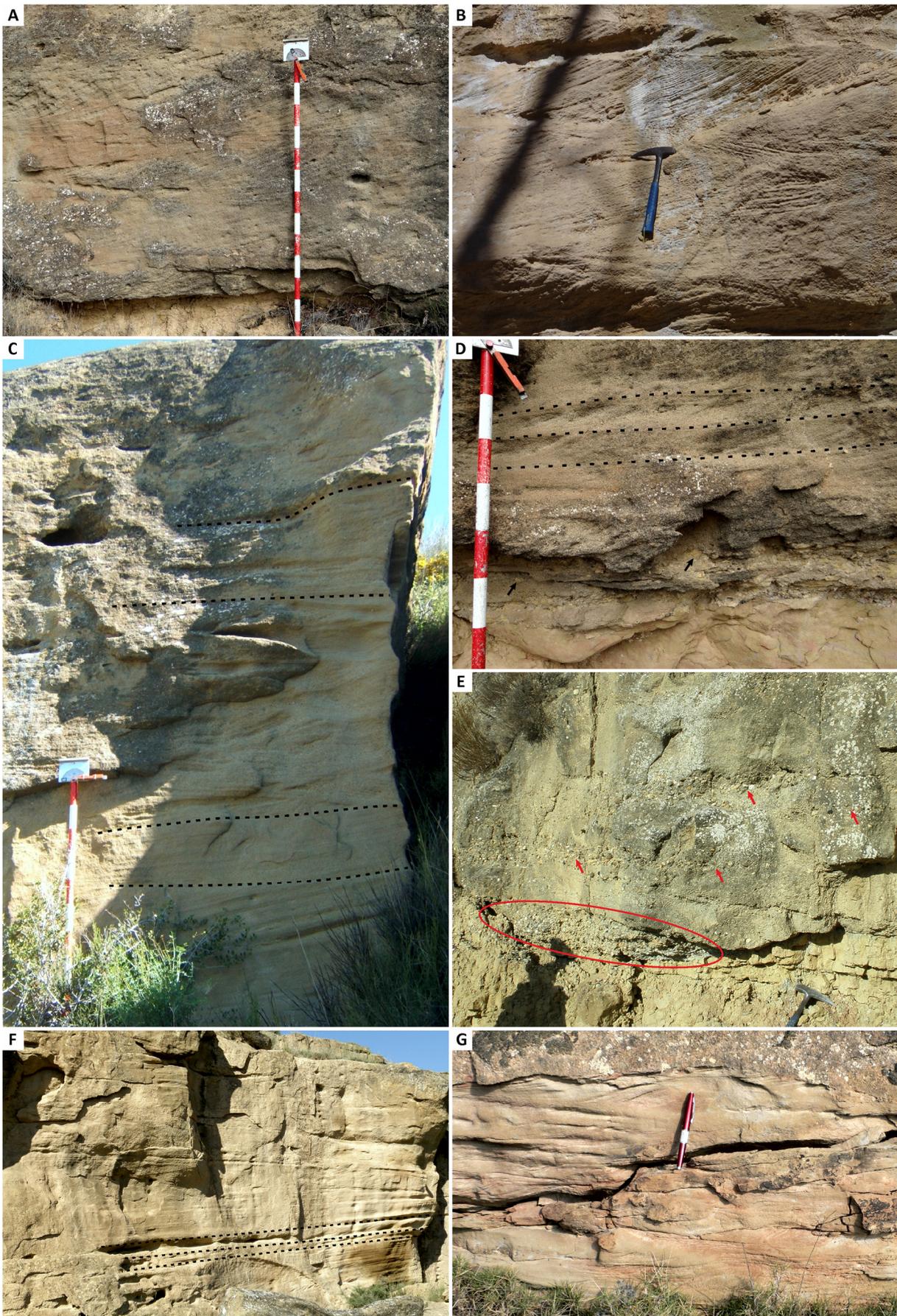


Figura 56. Detalles de los VO's de Piracés (A y B) y Montearagón (C y D) donde se muestran diferentes características de los paleocanales. En A un paleocanal tipo *ribbon* (flecha roja) erosiona y se amalgama sobre un paleocanal previo. En B sucede lo mismo, pero en este caso el paleocanal muestra superficies de acreción lateral y una continuidad respecto a las facies de desbordamiento adyacentes (elipse blanca). C muestra un paleocanal multiepisódico con multitud de cicatrices internas (rectángulo blanco), el cual se encuentra aislado en un intervalo constituido principalmente por facies finas en donde se encuentran dispersos multitud de pequeños paleocanales tipo *ribbon*. Si se los observa en detalle (D), muchos de estos paleocanales tipo *ribbon* son monoepisódicos y muestran cierto grado de migración lateral.

Las facies de relleno de canal están constituidas en gran medida por areniscas de grano fino a medio que muestran una buena selección y una tendencia granulométrica granodecreciente hacia techo. Las bases



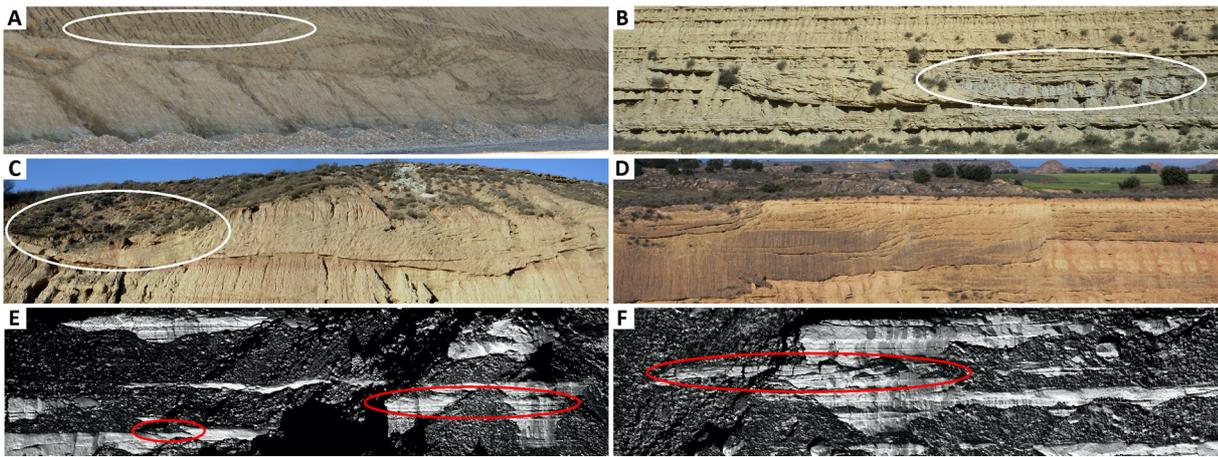
Figura 57. Tres ejemplos de bases de paleocanales donde se pueden observar depósitos residuales que contienen gránulos (flechas rojas) y cantos blandos (flechas negras). Las elipses negras en A y B señalan la presencia de galerías de organismos perforadores (*burrows*), que en el caso de B parte de la cicatriz interna y se adentra en sedimentos lutíticos.



◀Figura 58. Estructuras sedimentarias y otras características típicas de los paleocanales de los afloramientos estudiados. A y B: Bases de paleocanales compuestas por sets de estratificación cruzada en artesa. C: Sección de un paleocanal que muestra varias transiciones (indicadas por líneas discontinuas) entre diferentes estructuras sedimentarias. En la base se observa estratificación cruzada planar de alto ángulo, sobre la cual se encuentra un set de unos 25 cm donde ésta pasa a tener un ángulo muy bajo. Encima se dispone aproximadamente un metro de sets de arenisca con estratificación cruzada en artesa, las cuales pasan a unos 40 cm de sets de laminación cruzada planar para finalmente terminar a techo en forma de areniscas con laminación horizontal. D: Cicatriz erosiva plana sobre la cual se dispone un *basal lag* que presenta numerosos clastos blandos (flechas negras), y que pasa en la vertical hacia areniscas con estratificación cruzada planar. E: Cicatriz erosiva en forma de U en cuyo punto más bajo se dispone un *basal lag* conglomerático (elipse roja), sobre el cual se encuentran areniscas gruesas con múltiples cicatrices internas que quedan evidenciadas por la presencia de niveles de cantos (flechas rojas). F: Sección de un paleocanal compuesto mayoritariamente por areniscas con estratificación horizontal en *storeys* delimitados por cicatrices erosivas, y entre los cuales se intercalan varios sets con estratificación cruzada planar (indicados con líneas discontinuas) G: Sets de laminación cruzada de pequeña escala en areniscas finas, correspondientes a la migración de *ripples*.

erosivas son bastante regulares, y sobre ellas se encuentran de forma habitual depósitos residuales (*basal lags*) de areniscas gruesas a muy gruesas, y ocasionalmente gránulos y cantos junto con intraclastos arcillosos (cantos blandos o *rip-up clasts*) (Fig. 57; Fig. 58 D y E). La formación de estos depósitos se produce durante las crecidas, cuando debido a la energía anormalmente alta del flujo los ríos transportan partículas más gruesas de lo habitual, excavan el fondo del canal, e incluso erosionando sedimentos lutíticos de la llanura de inundación circundante. Una vez superado el pico de la crecida, la disminución de la velocidad del flujo provoca que se depositen los sedimentos más gruesos y los fragmentos erosionados de llanura de inundación que estaban siendo transportados, lo que da lugar a la formación de los *basal lags*.

Tanto la parte inferior como media de los paleocanales se caracterizan por presentar areniscas medias y/o finas con estratificación cruzada en surco (*trough cross-bedding*) y, en menor medida, estratificación cruzada planar (*tabular cross-bedding*) formando sets de entre 20 cm y 1 m de espesor (Fig. 58 A, B y C). Estas estructuras sedimentarias se producen como resultado de la migración de, respectivamente, dunas con crestas sinuosas y rectilíneas por el lecho del río. A techo de los paleocanales la estratificación tiende a volverse horizontal, observándose laminaciones cruzadas y horizontales compuestas por areniscas de grano fino a muy fino (Fig. 58 C, D, F y G). Este tipo de laminaciones se interpretan como el resultado de la migración de *ripples* por el lecho del río (laminación cruzada) o de la ausencia de formas de fondo (laminación horizontal), e indican un descenso en la energía del flujo respecto a las estructuras sedimentarias previas. En ocasiones los paleocanales muestran evidencias que denotan una última fase de relleno pasivo de sus cauces (es decir, una vez éstos ya no eran activos) con materiales procedentes del desbordamiento de cursos fluviales próximos. Estos rellenos pasivos consisten en los característicos tapones de arcilla (*clay plugs*; Fig. 59 A y B) originados por la decantación de arcillas a partir de aguas estancadas, o en delgadas capas de arenisca (de muy fina a fina) y con laminación horizontal u ondulada, similares a las que se encuentran formando parte de los lóbulos de desbordamiento (*crevasse splays*).



Muchos de los paleocanales, sobre todo los presentes en los afloramientos de Castelflorite Marcén y Piracés, muestran cicatrices erosivas internas sobre las cuales frecuentemente se disponen lineaciones de gránulos e intraclastos (Fig. 58 E). Estas cicatrices se encuentran delimitando depósitos (*storeys*) compuestos por secuencias granodecipientes, lo cual indica que el relleno de estos paleocanales se ha producido de forma multiepisódica. Asimismo, muchos de los paleocanales también presentan superficies de acreción lateral, con forma de sigmoide y que parten del techo de los cuerpos de arenisca (Fig. 53; Fig. 59), las cuales indican que los cursos fluviales sufrieron un cierto grado de migración lateral. Esto se observa con claridad

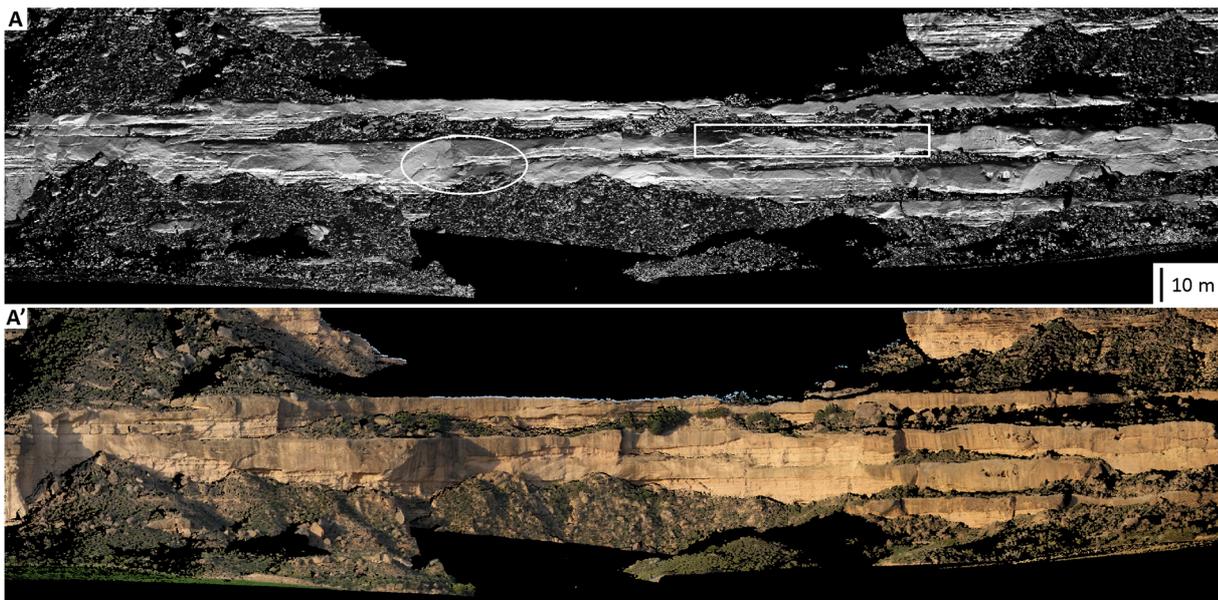


Figura 59. Detalle del VO de Marcén con iluminación artificial (A) y textura fotográfica (A') que muestra varios niveles de paleocanales con alrededor de 10 m de potencia. Se ha destacado el punto en el que dos de estos paleocanales quedan amalgamados (elipse) así como la presencia de superficies de acreción lateral (rectángulo).

sobre todo en los paleocanales monoepisódicos, normalmente canales de pocos metros de espesor, en los cuales episodios posteriores no han erosionado estas superficies de acreción. No obstante, también se han apreciado evidencias de migración lateral en grandes paleocanales de varios metros de potencia, e incluso se han podido identificar algunos depósitos correspondientes a barras de punta (*point bar*), característicos de ríos sinuosos (Fig. 53). En otros paleocanales la arquitectura interna no muestra ningún indicio de migración lateral, lo cual se hace especialmente evidente cuando se observan secciones transversales en las cuales la cicatriz erosiva basal muestra la típica forma de U de los cursos fluviales lateralmente estables. En los afloramientos de Marcén y Piracés se encuentra un tipo particular de paleocanal con potencias que van de 10 a 15m, una gran continuidad lateral, una arquitectura interna compleja y multiepisódica y que muestra un cierto grado de amalgamamiento al erosionar depósitos previos (Fig. 59). Se podría suponer que, debido a su gran continuidad lateral, estos cuerpos areniscosos representan secciones longitudinales de grandes paleocanales, pero resulta extraño que no se hayan encontrado secciones transversales de los mismos pese a que se encuentran en afloramientos altamente tridimensionales y que presentan numerosas secciones orientadas de forma prácticamente perpendicular a la paleocorriente principal. Este hecho, unido a los indicios de movilidad lateral, a las evidencias de canibalización de depósitos previos y a un alto grado de dispersión de las paleocorrientes (de prácticamente 180°) permite inferir que estos niveles areniscosos representan cinturones de canales móviles de gran entidad, los cuales iban desplazándose lateralmente “barriando” un área determinada y retrabajando depósitos previos.

3.2.2 FACIES DE LLANURA DE INUNDACIÓN

Los sedimentos finos entre los cuales se incluyen los paleocanales y que son mayoritarios en los afloramientos estudiados están compuestos por cantidades variables de areniscas de grano fino, limos y lutitas, las cuales presentan con un contenido de carbonato promedio del 30%. Estos materiales se interpretan como el producto de la deposición de la carga en suspensión transportada por aguas procedentes del desbordamiento de los canales durante los eventos de inundación, y por lo tanto como una asociación de facies correspondiente a la llanura de inundación.

Los sedimentos de mayor granulometría que constituyen esta asociación de facies se encuentran adosados a los márgenes de los paleocanales en forma de depósitos heterolíticos, generalmente grano y estratocrecientes, consistentes en una alternancia de niveles areniscosos y arcillosos con un límite superior ligeramente convexo. Éstos se interpretan como los diques naturales (*levées*) que se van construyendo durante los sucesivos episodios de desbordamiento, los cuales de forma habitual se extienden lateralmente decenas de metros sobre la llanura de inundación formando los característicos *channel wings* (Fig. 56 A; Fig. 60). Los niveles areniscosos que conforman los *levées* muestran una continuidad lateral respecto a los depósitos que rellenan el paleocanal (Fig. 58 D; Fig. 60 C-F), lo cual sugiere que, al menos durante el periodo en el cual se formó el *levée*, la tasa de sedimentación fue similar tanto dentro del canal como en su margen, interpretándose como consecuencia directa del contexto netamente agradante presente en la Cuenca del Ebro.

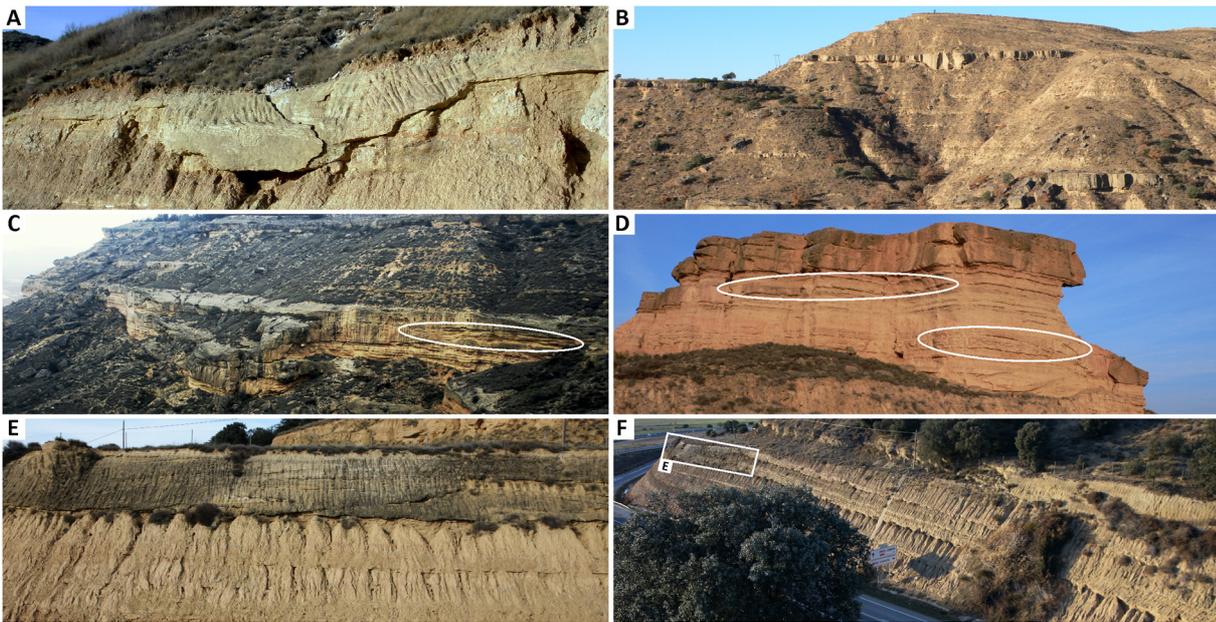


Figura 60. Ejemplos de la continuidad lateral que de forma muy común muestran los paleocanales del Abanico Fluvial de Huesca respecto a sus facies de desbordamiento asociadas, y que da lugar a las características “alas” (*wings*). En C y D se indica mediante elipses como los límites de los rellenos areniscos de paleocanales que muestran una migración lateral no suelen ser claros, produciéndose una transición hacia depósitos heterolíticos que se intercalan con facies finas de la llanura de inundación. En E y F sucede esto mismo, observándose como el relleno de un paleocanal pasa lateralmente hacia depósitos areniscos tabulares de desbordamiento de forma gradual.

Más allá del margen de los paleocanales, y aislados entre materiales lutíticos, se encuentran niveles tabulares con una gran extensión lateral que muestran por lo general sucesiones estrato y granocrecientes de areniscas muy finas a finas (y en ocasiones medias) con intercalaciones de limos y lutitas (Fig. 61 A-C y G). Estas unidades sedimentarias presentan una base plana (ocasionalmente erosiva) y un techo ligeramente convexo, espesores máximos de hasta 2 m y estructuras sedimentarias en forma de laminaciones horizontales y laminaciones cruzadas (estas últimas formadas por la migración de *ripples*). Estos depósitos se interpretan como lóbulos de desbordamiento (*crevasse splays*), los cuales se forman cuando se produce la ruptura de un dique del río y/o éste se desborda en un punto durante avenidas, liberando gran cantidad de agua y sedimento a zonas adyacentes de la llanura de inundación. Las paleocorrientes medidas gracias a las laminaciones cruzadas muestran un patrón bastante dispersivo, pero en general muestran una tendencia más o menos perpendicular a las medidas en los paleocanales. En ocasiones estas unidades están formadas por más de un lóbulo de desbordamiento amalgamado, y muestran evidencias de progradación en la dirección opuesta a la del canal. De forma habitual, y normalmente asociados a las facies de lóbulo de desbordamiento (aunque también se pueden encontrar aislados entre lutitas), se encuentran pequeños canales de hasta 1.5 m de espesor con bases erosivas y un relleno compuesto por areniscas finas en las que en ocasiones se distinguen estratificaciones cruzadas en artesa y laminaciones horizontales y cruzadas (Fig. 51; Fig. 53; Fig. 61 D-F). Estos pequeños canales lenticulares se interpretan como canales de desbordamiento (*crevasse channels*), los cuales actúan como el conducto a través del cual las aguas procedentes del desbordamiento de los canales

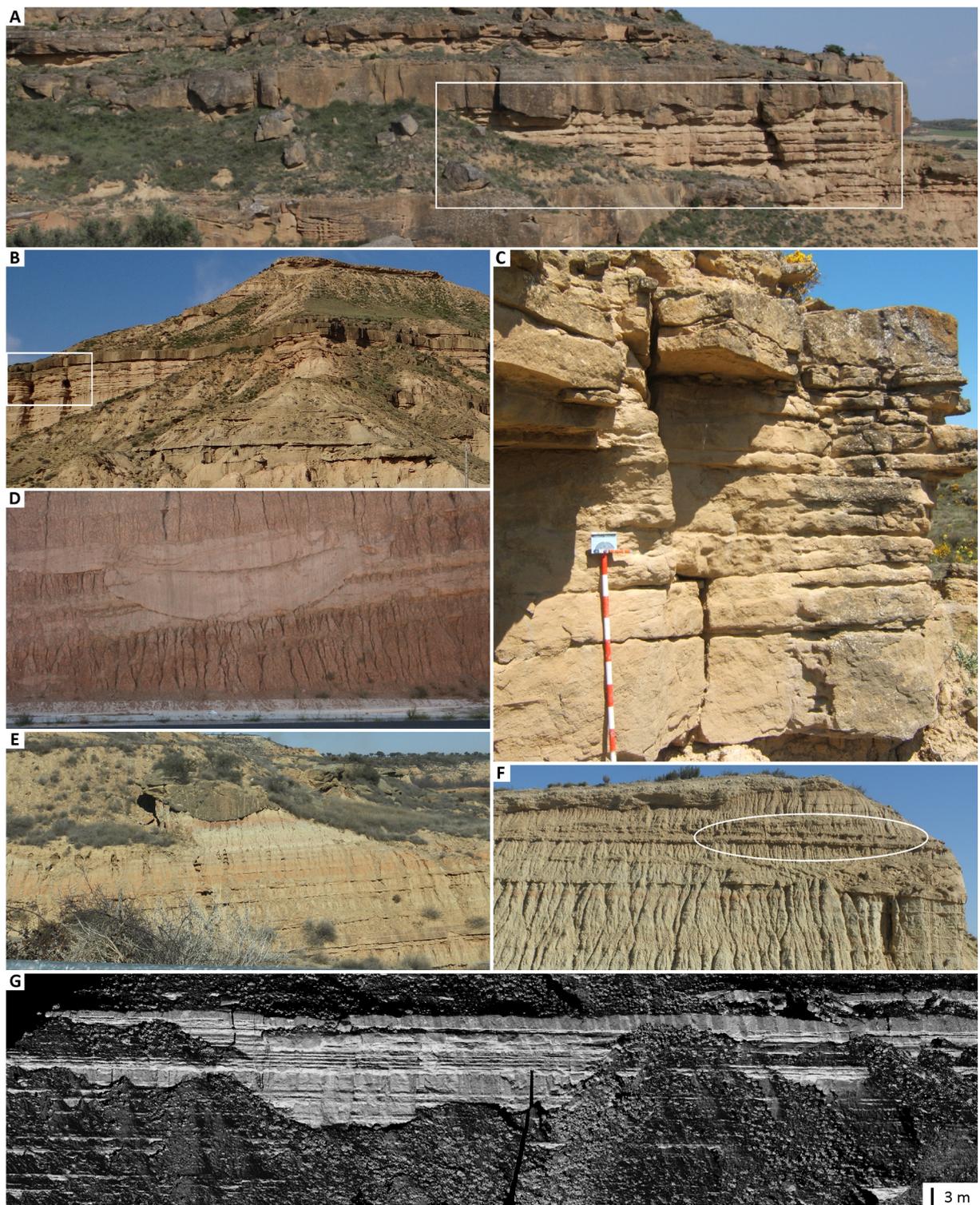


Figura 61. Aspecto de las facies areniscosas de desbordamiento. A, B y C muestran secuencias estrato y granocrecientes de lóbulo de desbordamiento, los cuales son alimentados por canales como los que se pueden observar en D y E. Asimismo, en E, F y G se muestra el aspecto de los niveles tabulares decimétricos que representan los depósitos de *sheet flood*, y los cuales se asocian a la deposición lejos de los paleocanales de facies areniscosas a partir de flujos no confinados durante eventos de inundación.

se canalizan hacia la zona de baja pendiente donde se depositan los lóbulos de desbordamiento, a los cuales alimenta.

En las zonas más alejadas de los paleocanales la sedimentación se produce de forma más esporádica, dominando la sedimentación de la fracción detrítica más fina debido a que las aguas que llegan a estas zonas generalmente ya han depositado su carga sedimentaria arenosa en las proximidades del canal. Sin embargo, entre estos limos y lutitas se observan delgadas capas de arenisca (de muy fina a fina) que rara vez llegan al medio metro de espesor pero poseen una gran extensión lateral (entre centenares de metros y más de un kilómetro; Fig. 61 E y F). Estas capas tienen una base plana, que en muchos casos es ligeramente erosiva, muestran secuencias granocrecientes (y estratocreciente si se produce amalgamación) e internamente presentan laminaciones horizontales y cruzadas. Se interpretan como depósitos de inundación laminar (*sheet flood deposits*), los cuales se forman cuando se producen inundaciones de gran magnitud que provocan que llegue sedimento arenoso a zonas donde durante las inundaciones ordinarias no llega.

Un elemento muy característico y que aparece de forma recurrente en los afloramientos estudiados son unos horizontes grises con aspecto noduloso de entre 5 y 15 cm de espesor y con una continuidad lateral de pocos metros, los cuales están formados por granos detríticos de diferentes tamaños (desde finos a gruesos, e incluso algún gránulo) sin una selección clara y unidos por una matriz de carbonato (Fig. 62). Estos



Figura 62. Aspecto en afloramiento (A) y en detalle (B y C) de los horizontes grises con matriz carbonatada. Nótese su aspecto noduloso, las decoloraciones rojizas y su intensa bioturbación (las flechas blancas señalan *burrows*).

horizontes suelen mostrar decoloraciones rojizas, así como abundantes perforaciones por bioturbación y marcas de raíces (Fig. 62 B). De forma habitual se los encuentra situados a techo de niveles de arenisca, aunque también aparecen incluidos entre sedimentos finos de la llanura de inundación (allá donde éstos quedan bien expuestos) o incluso en la parte superior de los *storeys* que componen un cuerpo arenoso multiepisódico. Cabe destacar que, por lo general, en los casos en que los horizontes carbonatados se encuentran a techo de niveles de arenisca su espesor es menor que cuando se encuentran sobre finos de llanura de inundación.

El origen de estos horizontes no se conoce con certeza, y no se ha conseguido encontrar ninguna referencia a ellos en toda la bibliografía disponible sobre los afloramientos trabajados. Llevar a cabo una caracterización e interpretación adecuada de los mismos requeriría una minuciosa revisión bibliográfica en busca de ejemplos similares ya descritos, así como un estudio exhaustivo tanto de su composición como de las relaciones espaciales que presentan estos horizontes respecto al resto de las facies. Pese a que se considera un tema muy interesante, un estudio de este tipo consumiría buena parte del tiempo disponible para realizar esta tesis para acabar obteniendo unos resultados que no tienen especial relevancia para los objetivos de la misma, por lo que finalmente se ha optado por no llevarlo a cabo.

3.2.3 PALEOSUELOS Y BIOTURBACIÓN

Los afloramientos estudiados muestran multitud de evidencias de la acción incipiente de procesos pedogénicos. Se han identificado varios tipos de paleosuelos poco desarrollados, los cuales se presentan en forma de decoloraciones rojizas, niveles amarillentos con moteados versicolor (típicamente asociados a trazas de raíces), niveles grisáceos con nódulos ferruginosos y concreciones de carbonato y yeso en sedimentos finos (Fig. 63 A y C). Estudios llevados a cabo en paleosuelos del Abanico Fluvial de Huesca los han clasificado como inceptisoles y alfisoles, similares a los que pueden encontrarse actualmente, e indican que su grado de desarrollo estuvo controlado básicamente por la tasa de sedimentación, con la cual muestra una relación de proporcionalidad inversa [242]. Esto implica que a mayor sea el periodo de no deposición en la llanura mayor será la madurez de los paleosuelos, lo cual encaja con el patrón observado según el cual nivel de madurez de los paleosuelos aumenta a medida que éstos se encuentran más alejados de un paleocanal activo. A partir de análisis geoquímicos se ha sugerido que, en contra de lo establecido con anterioridad, el clima durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior debió ser más húmedo que el actual clima seco y continental existente en la Cuenca del Ebro, y con unas temperaturas que fueron similares a las actuales [242, 244]. En cuanto a la vegetación existente, el estudio de los paleosuelos y de las marcas de raíces permite deducir que ésta debió ser similar a la que se encuentra actualmente en la zona, consistente en plantas y arbustos de baja estatura y vegetación herbácea [242].

La presencia de icnofósiles está muy extendida tanto en los depósitos de relleno de canal como en los de llanura de inundación. En los horizontes que muestran un desarrollo de paleosuelos, y sobre todo en aquellos con una mayor madurez, se encuentran con facilidad marcas de raíces (cuya cantidad dependerá



Figura 63. Efectos de los procesos pedogénicos relacionados con la formación de paleosuelos en la llanura de inundación, como son las decoloraciones rojizas debidas a la oxidación de hierro (A y B) y la presencia de yeso (C). Se muestran también ejemplos de trazas fósiles que denotan la actividad de organismos, generalmente insectos y plantas, durante periodos de inactividad de los paleocanales (D), de entre las cuales abundan especialmente los hormigueros (E-G).

del tiempo que la superficie permaneció expuesta) con las típicas decoloraciones por oxidación que se producen a su alrededor (Fig. 63 D). Estas rizocreaciones también se encuentran preservadas ocasionalmente en el techo de algunos depósitos areniscosos de desbordamiento y de los horizontes carbonatados, en los cuales es frecuente la presencia de *burrows* verticales formados por organismos perforadores como gusanos y escarabajos (Fig. 62). Cabe remarcar que la presencia de estos *burrows* implica que el drenaje en la zona era eficiente, dado que estos organismos únicamente excavaban sedimentos no saturados en agua (zona vadosa). Estas perforaciones se encuentran en ocasiones partiendo de bases erosivas y adentrándose en los materiales erosionados (Fig. 57 B), lo que implica que inmediatamente tras la formación de la cicatriz el canal quedó seco el tiempo suficiente como para que los organismos lo colonizaran, evidenciando una alta estacionalidad. De forma muy recurrente se observan nidos de termitas y, sobretudo, hormigas dentro de las areniscas que rellenan los paleocanales (Fig. 63 E-G), los cuales en ocasiones muestran longitudes de más de un metro en la vertical, llegando a alcanzar la cicatriz erosiva basal. Su presencia y tamaño no sólo implica que los canales se mantuvieron inactivos durante periodos de tiempo considerables, sino también que no existía circulación de aguas subterráneas a través de las areniscas de los canales durante los periodos secos. En otros casos se observa como estos nidos no alcanzan la parte superior de los rellenos areniscosos al verse interrumpidos por una cicatriz erosiva interna, quedando enterrados bajo *storeys* posteriores (Fig. 63 E), lo cual refleja sin duda que el flujo a través del paleocanal fue estacional y que los *storeys* denotan diferentes reactivaciones del mismo.

3.2.4 FACIES DE TERRAZA FLUVIAL CUATERNARIA

A techo de todos los afloramientos estudiados se aprecia un cambio litológico abrupto respecto a los materiales típicos del Abanico Fluvial de Huesca. Se trata de una unidad conglomerática que muestra una potencia muy variable (desde 2 metros a más de 10) y en cuyo techo se encuentra un perfil de caliche bien desarrollado de hasta 3 m de espesor (Fig. 64). Esta unidad resistente y de techo plano se encuentra distribuida discontinuamente a través de toda la zona trabajada, formando allí donde aparece extensas mesetas en cuyas vertientes se pueden encontrar excelentes afloramientos de los materiales del Abanico Fluvial de Huesca.

La unidad conglomerática se dispone de forma discordante sobre las facies Miocenas subyacentes. Lo hace por medio de una base erosiva muy irregular y cuya cota varía de forma abrupta en la lateral, determinando el espesor de la unidad (Fig. 64 A-E). Los conglomerados están constituidos por clastos con una composición muy variada (principalmente calizas/dolomías, areniscas, granitos y esquistos), los cuales están bien redondeados y alcanzan hasta los 15 cm de diámetro. La fábrica es clastosoportada, la tendencia general es granodecreciente y los clastos se encuentran imbricados e incluidos en una matriz de areniscas y limos cementados de color ocre rojizo (Fig. 64 E-G). Aunque el aspecto general es masivo, se observan cicatrices erosivas que delimitan cuerpos canaliformes de conglomerados de entre 1 y 2 metros de potencia, y cuyo relleno muestra estratificaciones cruzadas planares y en surco de gran escala y bajo ángulo (Fig. 64 F y G). Estas estratificaciones están definidas por la alternancia de niveles con clastos de mayor y menor tamaño,



Figura 64. Depósitos que constituyen el techo de los relieves en forma de meseta (A) característicos en la zona de estudio, los cuales consisten en conglomerados cuaternarios sobre los cuales se disponen facies de caliche (B y C). Los conglomerados se disponen sobre los sedimentos Miocenos mediante una superficie erosiva irregular (D-E), y muestran cicatrices internas y estructuras sedimentarias de gran escala (F-G). Asimismo, los caliches también se disponen de forma discordante e irregular sobre los conglomerados (D, G e I), y muestran típicamente una estratificación ondulante (H).

presentando estos últimos una mayor proporción de matriz areniscosa. Ocasionalmente se encuentran entre las facies conglomeráticas niveles lenticulares de areniscas masivas y microconglomerados que no superan el medio metro de espesor, y los cuales aparecen erosionados por superficies erosivas que delimitan otros cuerpos conglomeráticos (Fig. 64 E).

Las características que presenta esta unidad conglomerática sugieren que fue depositada por cursos fluviales trenzados (*braided*) procedentes de las Sierras Exteriores, a los cuales se les atribuye una edad de alrededor de 1MA (subcrón Jaramillo) en base a dataciones paleomagnéticas [254, 255]. Por lo tanto, y al encontrarse de forma discordante sobre las sucesiones del Mioceno inferior del Abanico Fluvial de Huesca, estos materiales del Pleistoceno inferior representan los más antiguos que se preservan en la zona de estudio correspondientes con la fase exorreica de la Cuenca del Ebro (Mioceno superior a la actualidad). Por su geometría, distribución y área fuente, se ha determinado que estas facies conglomeráticas formaron parte de abanicos aluviales coalescentes (relieve denominado bajada en geomorfología) situados a pie de las Sierras Exteriores en un contexto en el que la red de drenaje no se encontraba aún bien definida ni encajada [254-256] (Fig. 65).

A techo de los conglomerados fluviales se dispone una unidad de caliches de hasta 3 m de potencia (Fig. 65 A). La superficie basal de estos caliches es muy irregular, llegándose a observar incluso transiciones laterales respecto de la unidad subyacente de conglomerados fluviales. La base de los caliches se compone de conglomerados masivos encostrados cuyos clastos presentan envueltas vadosas de carbonato y están incluidos en una matriz carbonatada que muestra marcas de raíces. Sobre estas facies masivas se disponen una serie de niveles de carbonato decimétricos con estratificación ondulante, los cuales se acuñan lateralmente y se superponen unos a otros (Fig. 65 H). Finalmente, en su tramo superior la unidad de caliche presenta un aspecto más masivo y noduloso. Aunque en una menor cantidad, en las facies estratificadas y nodulosas del perfil de caliche también se encuentran clastos con envueltas carbonatadas vadosas, además de abundantes marcas de raíces. De la misma forma que la unidad conglomerática infrayacente, la unidad de caliche muestra cambios de espesor significativos en la lateral, pudiendo incluso no presentar alguna de las facies descritas anteriormente. Por último, se han encontrado indicadores del retrabajamiento de la unidad de caliche en forma de pequeños canales con un espesor de menos de medio metro, base erosiva y un techo plano. El relleno de estos canales muestra una secuencia granodecreciente, presentando en la base fragmentos angulosos de caliche dentro de una matriz lutítica rojiza que a techo pasan a areniscas y limos también rojizos.

Estas facies carbonatadas se interpretan como el producto de una combinación de procesos pedogénicos, y muestran una historia evolutiva compleja y multiepisódica [255, 256]. Los perfiles de caliche presentan un alto grado de madurez (estadio VI), para llegar al cual se estima que han sido necesarios alrededor de 1 Ma [254]. Se considera que el inicio de su proceso de formación vino marcado por la desconexión de las superficies sobre las que se desarrollaron (en este caso el techo de la unidad conglomerática) de la red de drenaje principal por el encajamiento de la misma (Fig. 65). Éste cambio provocó

que las superficies conglomeráticas dejaran de recibir prácticamente sedimento (únicamente los procedentes de su propio retrabajamiento) y quedaran expuestas durante centenares de miles de años a los agentes de meteorización biológicos (principalmente) y físico-químicos que acabaron por generar los perfiles de caliche altamente evolucionados que se observan hoy en día [255, 256].

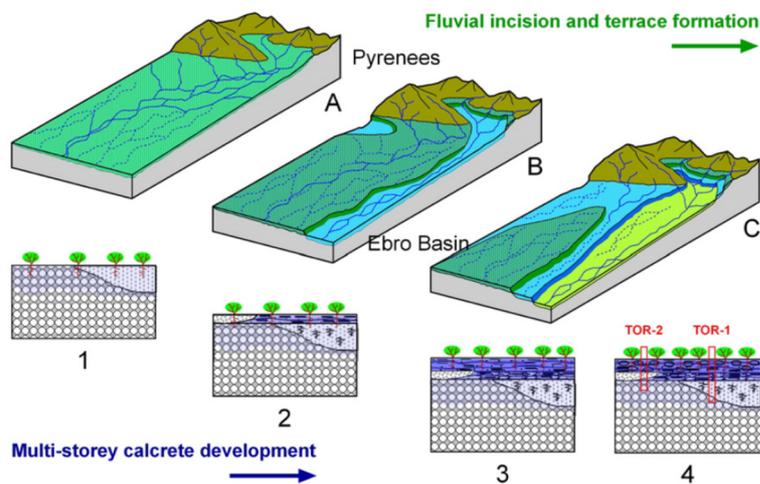


Figura 65. Esquema que muestra el proceso de formación de los perfiles de caliche, el cual se asocia a que amplias superficies compuestas de conglomerados fueron desconectadas de la red de drenaje principal a medida que ésta se fue encajando [256].

4 METODOLOGÍA

En esta sección se detallan los dispositivos, softwares y métodos que se han utilizado para adquirir en el campo y tratar informáticamente los datos necesarios para obtener los afloramientos virtuales en los cuales se basa la presente tesis.

4.1 EQUIPAMIENTO Y LOGÍSTICA DE LAS CAMPAÑAS DE CAMPO

Durante las diversas campañas de campo destinadas al estudio de afloramientos que se realizaron en el marco de esta tesis se recogieron datos con dos fines: (1) llevar a cabo una caracterización de las facies presentes y (2) construir afloramientos virtuales para evaluar su utilidad y las diferentes soluciones que pueden ofrecer en el estudio de afloramientos fluviales. Para llevar a cabo la caracterización de facies de los afloramientos estudiados se midieron con Vara de Jacob una serie de columnas estratigráficas detalladas a escala 1:50, en las cuales se alcanzó una resolución de unos 10 cm y se prestó especial atención a la arquitectura interna de los cuerpos areniscosos. Para el segundo se adquirieron datos lidar procedentes de TLS, fotografías de alta resolución y datos GPS.

El dispositivo TLS utilizado en esta tesis es el modelo Iiris-3D de Optech (Fig. 66), el cual tiene un ángulo máximo de barrido de 40° tanto en la vertical como en la horizontal y, además de la distancia, es capaz de registrar la intensidad de retorno del rayo láser. El emisor trabaja con una longitud de onda de 1.550 nm (IR cercano), pero al tratarse de un producto láser Clase 1 no existe ningún riesgo para el ojo humano en caso de exposición directa. Según el fabricante este escáner láser es capaz de registrar más de 2000 puntos por segundo a una distancia máxima de 1200 m (asumiendo unas condiciones atmosféricas óptimas y que la reflectividad del objetivo es de al menos el 80%), y a 100 m puede lograr una exactitud de 7 mm en la medición de la distancia y de 8 mm en el posicionamiento del punto medido. Sin embargo, el nivel de detalle que se obtiene en la práctica no es tan elevado, lo cual se debe a que éste no depende únicamente del intervalo de muestreo, sino que también de la anchura del haz láser (ambos dependientes de la distancia de escaneo), como ya se ha explicado en la sección 1.2.3.1.

Según datos del fabricante, para el ILRIS-3D el intervalo de muestreo mínimo es de $0.026R$ y el diámetro del pulso láser es $0.17R+12$ (R = distancia en m, el resultado de ambos parámetros es en mm). En base a estos parámetros se obtienen los valores de EIFOV que aparecen en la Tabla 1, los cuales establecen el nivel máximo de detalle que el dispositivo utilizado puede alcanzar a diferentes distancias. En el caso de los escaneos realizados para esta tesis la distancia entre el escáner y la superficie del afloramiento fue generalmente de entre 150 y 550 m, lo cual se corresponde con valores EIFOV de entre 4 y 10 cm.

Distancia (m)	Intervalo de muestreo (mm)	Anchura del haz láser (mm)	EIFOV (mm)
5	0.13	12.85	11.00
20	0.52	15.14	13.20
50	1.30	20.50	17.70
100	2.60	29.00	25.00
200	5.20	46.00	39.80
500	13.00	97.00	84.20
800	20.80	148.00	128.60

Tabla 1. Valores de resolución máxima (EIFOV) en función de la distancia de escaneo para el TLS Iiris-3D de Optech [10].



Figura 66. Instrumentación empleada en la campaña de adquisición de datos TLS. De izquierda a derecha: Optech Ilris-3D, cámara Canon EOS 40D, PDA HP iPaq 4700, generador Honda EU10i y GPS Topcon GB-1000 con antena Topcon PG-A1.

El Ilris-3D dispone de un sensor CMOS (Complementary Metal Oxide Semiconductor) destinado a capturar una fotografía digital de la escena para cada escaneo, la cual posteriormente será utilizada como base para asignar un color RGB a cada punto de datos lidar y así proporcionar un efecto fotorrealista a la nube de puntos final. Sin embargo, la poca calidad y resolución que proporciona este sensor ha requerido el uso de una cámara externa para obtener fotografías adecuadas. Para ello se ensambló sobre el dispositivo TLS una cámara Canon EOS 40D (Fig. 66), la cual está equipada con un sensor CMOS APS-C de 10.1 megapíxeles capaz de generar imágenes con un tamaño de 3888 x 2592 píxeles. La cámara tuvo que ser calibrada minuciosamente para obtener un ajuste adecuado entre cada punto del escáner y su correspondiente píxel en la fotografía. Este proceso de calibración se llevó a cabo en el Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS) por medio de la medición con un teodolito de 110 puntos sobre una cuadrícula de acero y la utilización de un software de calibración desarrollado por la Technical University of Denmark.

La adquisición de datos se programó y controló desde una PDA HP iPaq 4700 (Fig. 66) equipada con el software de control del fabricante (Controller CE de Optech). Mediante la PDA se ajustaron todos los parámetros del escaneo, como son el área específica a escanear y el intervalo de muestreo deseado, y los datos adquiridos se almacenaron en un dispositivo de memoria portátil conectado a un puerto USB. La autonomía de escaneo del Ilris 3-D con las baterías de litio suministradas por el fabricante es de entre 2 y 3 horas, totalmente insuficiente cuando se trabaja en zonas muy extensas y que requieren de la realización de decenas de escaneos para obtener un recubrimiento óptimo. Este problema de suministro energético se solucionó gracias a la utilización de un grupo electrógeno portátil Honda EU10i (Fig. 66), el cual proporciona una autonomía de escaneo suficiente para toda una jornada. El inconveniente del generador eléctrico es su elevado peso (13 Kg sin combustible) y la dificultad de transporte, lo cual supone un inconveniente cuando se requiere escanear desde zonas de difícil acceso o muy distantes entre ellas.

Para realizar interpretaciones y mediciones orientadas correctamente en el espacio es necesario que las nubes de puntos obtenidas estén georeferenciadas de forma adecuada. Para ello se han utilizado datos de posicionamiento en coordenadas UTM adquiridos mediante un GPS Topcon GB-1000 con post-procesado y

equipado con una antena Topcom PG-A1 (Fig. 66). El receptor GPS se mantuvo recogiendo datos entre 15 y 25 minutos en cada punto de escaneo, y las mediciones obtenidas fueron posteriormente corregidas utilizando la estación base de GPS de la Escuela Politécnica Superior de Huesca. Tras el proceso de corrección se obtuvieron finalmente posicionamientos con una precisión de unos pocos centímetros, la cual es del mismo orden que la de los datos lidar y, por lo tanto, es adecuado para georreferenciar los VO.

4.2 ADQUISICIÓN DE DATOS LIDAR

Una vez se ha trasladado montado todo el instrumental en un lugar adecuado (Fig. 67) la adquisición de datos mediante TLS es una tarea relativamente sencilla. Primero se ha de orientar el escáner para que el área a escanear quede dentro de su campo de visión, para lo cual hay que ir variando la inclinación del trípode y rotando el dispositivo sobre él mientras se comprueba cuál es el campo de visión mediante las imágenes que proporciona la cámara integrada. Posteriormente se ha de delimitar en la PDA el área específica a escanear dibujando un rectángulo sobre la imagen del afloramiento, así como configurar el intervalo de muestreo. Con estos parámetros el software de control hace una estimación tanto de la cantidad de puntos que contendrá el escaneo como del tiempo que tardará en completarse, y si no son adecuados se pueden modificar los parámetros de escaneo hasta conseguir que lo sean.



Figura 67. Dispositivo TLS utilizado en esta tesis en pleno proceso de adquisición de datos de la vertiente de Barranco Hondo (afloramiento de Montearagón). Sobre el escáner se pueden observar tanto la cámara de fotos externa como la antena del GPS.

En este punto hay que considerar que no siempre una mayor densidad de puntos se traduce en un mayor nivel de detalle, ya que si el intervalo de muestreo es menor que el diámetro del haz láser obtendremos dos puntos que estarán midiendo la misma superficie (ver sección 1.2.3.1, en concreto la Figura 9). Además, y en función de la potencia de la computadora con la que se vayan a trabajar los datos, el hecho de manejar una gran cantidad de puntos puede ser contraproducente, ya que ralentiza (y en ocasiones impide) su procesamiento, visualización y la realización de cálculos. Por lo tanto, en este caso más no siempre es sinónimo de mejor, y es conveniente encontrar un equilibrio entre cantidad, calidad y manejabilidad de los datos a la hora de establecer los parámetros de escaneo.

Por lo general, para lograr cubrir toda el área del afloramiento que cae dentro del rango del sensor desde cada punto de escaneo determinado se requieren varias tomas, para lo cual se ha de ir rotando el escáner sobre el trípode que lo sustenta. Durante esta operación hay que tener en cuenta que para poder fusionar dos escaneos consecutivos durante la fase de procesado es imprescindible que éstos se solapen (Fig. 68). Se recomienda que el solapamiento entre escaneos adyacentes sea considerable, del orden de un 25%, para así evitar posibles errores de alineación. El tiempo de adquisición de cada toma es directamente proporcional al tamaño del área escaneada, la distancia y el intervalo de muestreo. En los escaneos llevados a cabo en el marco de esta tesis la distancia de escaneo y el tamaño de las áreas escaneadas en cada toma ha sido muy variable. Esto ha sido así debido a que los afloramientos en los que se ha trabajado responden a diferentes tipologías, que van desde cortes de carretera bidimensionales de centenares de metros a vertientes y valles completos de orden kilométrico. Aun así, y a modo orientativo, los tiempos de realización de cada escaneo variaron entre los 10 y los 25 minutos.

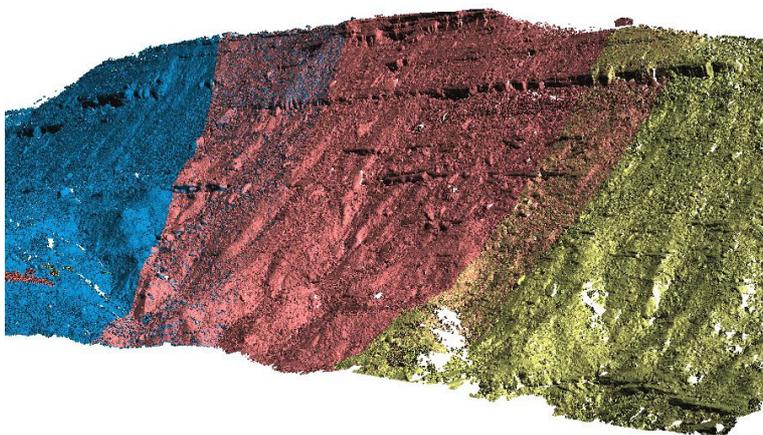


Figura 68. Nubes de puntos correspondientes a tres escaneos consecutivos y ya alineados de Barranco Hondo (afloramiento de Montearagón). Cada una de ellas se ha coloreado de forma distinta para que se aprecie su área de solapamiento.

La pantalla LCD que incorpora el Ilris-3D (Fig. 67) permite supervisar si los escaneos se están realizando de forma correcta. Para ello, y sobre una imagen de la escena que está siendo escaneada, permite observar a tiempo real los puntos que se van midiendo, y en el caso de que no se detecten retornos los puntos en cuestión aparecerán en otro color. De esta forma se puede detectar inmediatamente si se está produciendo algún fallo, en cuyo caso se deberá reiniciar el escaneo. De no ser así el fallo se detectaría cuando se visualizase el escaneo, lo que en caso de no hacerse in situ comportaría tener que volver al campo para escanear de nuevo la misma zona o, si esto no es posible, prescindir de ese escaneo.

En cuanto a la influencia de las condiciones ambientales en el dispositivo TLS, se ha podido comprobar que una exposición directa y prolongada al Sol en un día caluroso provoca que la temperatura en el interior del escáner alcance más de 40 °C, que es la temperatura máxima de seguridad indicada por el fabricante. Cuando esto ha sucedido se ha cubierto el escáner con algún objeto para evitar la incidencia directa de la radiación solar (Fig. 46 C). Sin embargo esto no siempre es suficiente, y si la temperatura del dispositivo no baja éste se ha de apagar para evitar fallos en la adquisición de datos y prevenir averías. Como es lógico, la lluvia es otro factor que a tener en cuenta, ya que afecta a las mediciones al interponerse las gotas en el

camino de los pulsos láser, disminuyendo así su velocidad, y al cambiar la reflectividad de las superficies estudiadas. Además, el escáner no está diseñado para trabajar bajo la lluvia, y aunque todo el instrumental óptico está bien aislado del exterior para evitar la entrada de partículas de polvo que ensucien los cristales, el resto de conexiones y puertos externos del dispositivo no están sellados. Aun así en alguna ocasión se ha escaneado en condiciones de lluvia ligera, protegiendo el escáner con un paraguas, y los resultados obtenidos fueron buenos.

La adquisición de datos lidar no se ve afectada por las condiciones de iluminación debido a que el escáner genera su propia señal, pero si se quiere obtener un modelo del afloramiento con un efecto fotorrealista de calidad hay que tener en cuenta la evolución de la posición del Sol durante la jornada. Esto es así porque, sobre todo cuando se trabaja con afloramientos complejos topográficamente, es muy habitual que se escaneen zonas desde varios puntos de escaneo. Por lo tanto, si las condiciones de iluminación son muy diferentes entre toma y toma (por ejemplo si en una de ellas una zona estaba en la sombra mientras que en el resto no) el resultado final cuando se superpongan los datos en la nube de puntos no será satisfactorio (Fig. 69).

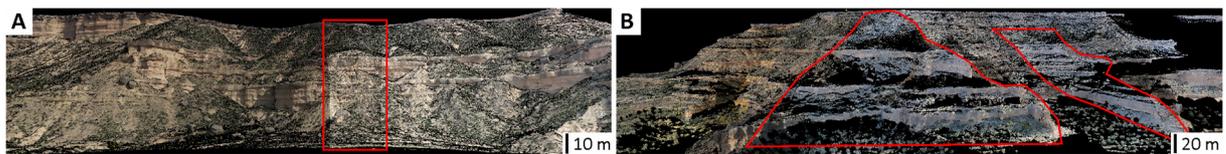


Figura 69. Ejemplos que muestran dos casos (A del VO de Castelflorite y B del de Marcén) donde se superponen escaneos adquiridos bajo diferentes condiciones de iluminación (zonas de solapamiento indicadas mediante polígonos rojos).

4.2.1 DISTRIBUCIÓN DE LAS ESTACIONES DE ESCANEO

En el transcurso de esta tesis se ha podido comprobar como el llevar a cabo una planificación previa de la campaña de adquisición con TLS permite optimizar el tiempo y los recursos, sobre todo cuando se trabaja en afloramientos de grandes dimensiones y con una complejidad topográfica elevada (como son el de Montearagón, Piracés, Marcén o Castelflorite). Esta planificación debe realizarse con el objetivo de capturar toda el área del afloramiento deseada utilizando el mínimo número de puntos de escaneo posible, para lo cual se deben tomar en consideración diversos factores. Como es evidente, para seleccionar los puntos de escaneo primero es necesario determinar la superficie del afloramiento que se desea escanear, tras lo cual se puede comenzar a establecer de forma preliminar los diferentes puntos que proporcionen una buena perspectiva hacia el afloramiento. Esto puede hacerse sobre un mapa o una ortofotografía, y teniendo siempre en cuenta que la distancia entre el punto de escaneo y la superficie del afloramiento debe ser menor que el rango máximo de detección del escáner. Por otro lado, mientras más cerca del afloramiento se sitúe el escáner mayor será el número de escaneos necesarios para recubrir la misma superficie, incrementando notablemente el tiempo de adquisición. Por lo tanto, ambas circunstancias han de ser tenidas en cuenta a la hora de determinar los puntos de escaneo, pero dado que se pretende obtener un modelo lo más completo y homogéneo posible, existen varios aspectos adicionales a considerar.

En primer lugar, no todas las superficies que queden dentro del rango de detección del escáner en una misma toma serán capturadas con el mismo detalle. Esto es debido a que, como se explica en la sección 1.2.3.1, el nivel de detalle (EIFOV) de los datos dependerá de dos factores: el intervalo de muestreo y la distancia respecto al escáner. Así, y para un intervalo de muestreo determinado, será la distancia la que gobierne el nivel de detalle obtenido, por lo que la situación más deseable es aquella en la que la distancia entre el escáner y las superficies a capturar no varía en exceso. Sin embargo, cuando se escanea una escena en la que el afloramiento presenta varias superficies situadas a distancias significativamente diferentes respecto al escáner es posible que las más alejadas no queden bien representadas, y mostrarán una densidad de datos menor en la nube de puntos resultante (Fig. 70 A). En estos casos se recomienda buscar otro punto desde el cual sea posible escanear estas superficies más alejadas con un nivel de detalle similar al resto,

logrando así obtener un VO con una densidad de puntos más homogénea (Fig. 71).

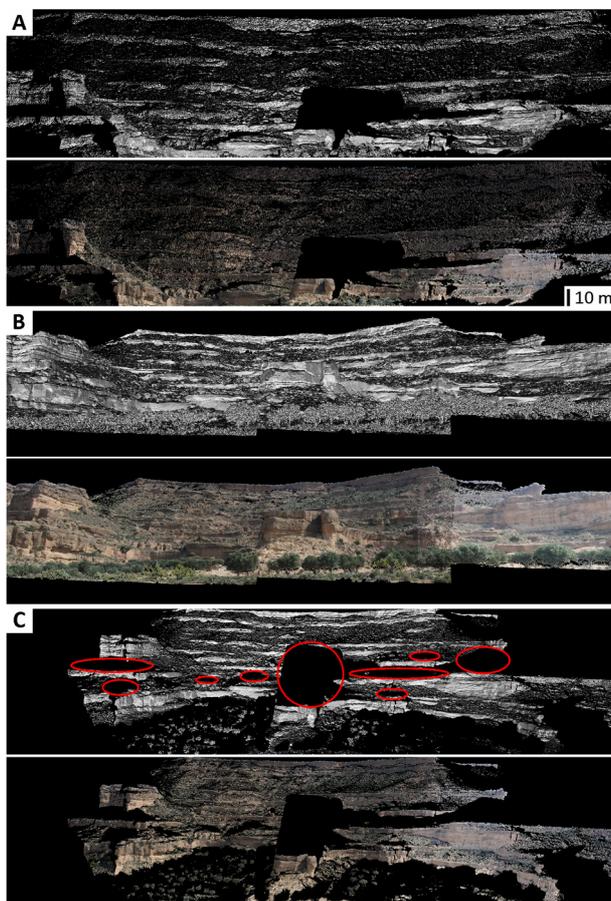


Figura 70. Nube de puntos de Marcén adquirida desde una misma estación de escaneo y visualizada tanto en proyección ortogonal (A) como perspectiva (B y C). En A se puede observar como la densidad de puntos varía en función de la distancia a la que se encuentra la superficie escaneada (la cual aumenta hacia arriba de la imagen). En C indican las zonas de sombra (sin datos; elipses rojas) que se han producido al escanear desde la perspectiva que se muestra en B.

Por otro lado, también hay que tratar de minimizar el número de “zonas de sombra”, es decir, zonas de las que no se registran datos al quedar ocultas por cuestiones de perspectiva o porque otra superficie se interpone y hace de pantalla. Para ilustrar este fenómeno consideremos la pared de un afloramiento que presenta una capa prominente, y cuyo techo conforma una superficie topográfica (Fig. 70 B). Si se escanea desde la base del afloramiento no se obtendrán datos sobre el techo de la capa prominente porque desde esa perspectiva no será posible verlo (Fig. 70 C). Asimismo, la serie estratigráfica que quede justo por encima de la capa prominente tampoco será detectada al quedar oculta tras ella, por lo que resultará una nube de puntos que presentará un agujero allí donde no se hayan podido registrar datos (Fig. 70 C). Las soluciones posibles son dos:

o buscar un punto de escaneo desde el cual no haya zonas de sombra (el cual en el ejemplo estaría a la misma altura que la capa prominente, o escanear la misma escena desde varias perspectivas (lo que en el ejemplo equivaldría a realizar otro escaneo desde una posición más elevada que la de la capa prominente).

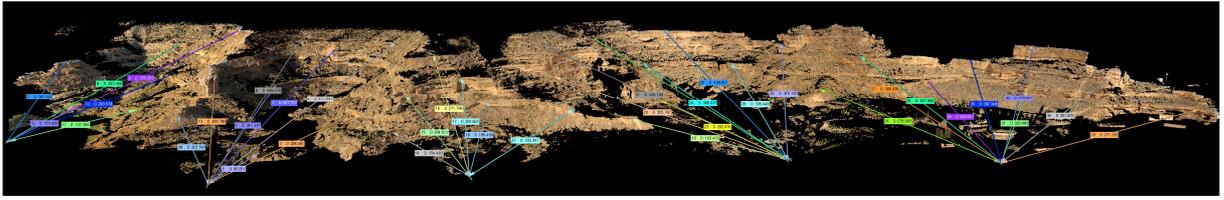


Figura 71. VO de la vertiente occidental del afloramiento de Piracés junto con la posición de las estaciones de escaneo y las distancias que las separan de distintos puntos del afloramiento. Nótase por la longitud de las líneas como las estaciones están distribuidas de forma que sus distancias hacia las superficies que desde ellas se han de capturar se mantengan lo más homogéneas posible (entre 200 y 350 m en este caso).

A modo de síntesis, la planificación de la adquisición de datos lidar debe realizarse en dos fases. La primera se puede llevar a cabo sobre un mapa y sin la necesidad de estar físicamente en el campo, y consiste en determinar el área del afloramiento que se quiere escanear para seguidamente distribuir de forma preliminar la menor cantidad de puntos de escaneo necesarios para cubrirla, siempre teniendo en cuenta el rango máximo de trabajo del dispositivo TLS. En una segunda fase, la cual se deberá realizar sobre el terreno, se podrá evaluar la accesibilidad a los puntos de escaneo potenciales así como tratar de minimizar los efectos que producen las diferentes distancias de escaneo y de evitar que queden zonas en la sombra sin escanear desde otras perspectivas. Y todo ello siempre teniendo en cuenta la evolución de la posición del Sol para evitar que las condiciones de iluminación de una misma zona no varíen en exceso entre los diversos escaneos que la capturen.

Por último, en los casos en los que se trabaja con afloramientos compuestos por varios segmentos no conectados entre sí, o bien con varios afloramientos muy próximos y que se quieren considerar en su conjunto, se recomienda realizar algún escaneo (o varios) de enlace. Esto es, escanear desde algún punto a partir del cual se puedan capturar dos o más de estos segmentos o afloramientos de forma simultánea. Estos escaneos de enlace serán muy útiles durante el proceso de alineación como complemento a los datos GPS, siendo utilizados como una especie de anclajes para posibilitar un posicionamiento relativo aún más preciso entre los diferentes elementos. En el caso de únicamente disponer de datos GPS de los puntos de escaneo la alineación entre los elementos inconexos también podrá ser llevada a cabo, aunque con un nivel de precisión menor. Sin embargo, en los casos en los que los puntos de escaneo están distribuidos en el espacio de forma más o menos lineal, como sucede en los casos de la Presa de Montearagón, Siétamo o Monzón, por mucho que se conozcan con exactitud las posiciones del dispositivo TLS la orientación de los escaneos no quedará bien determinada. Esto puede entenderse si se considera el caso extremo en que todos los puntos de escaneo están tan perfectamente alineados que pueden unirse mediante una misma línea recta. En estas condiciones, y una vez fusionados todos los escaneos y fijada la posición del escáner para cada uno, podrá utilizarse la línea que une estas posiciones como eje en torno al cual rotar toda la nube de puntos, de forma el afloramiento podrá situarse en multitud de posiciones diferentes y seguir respetando los datos GPS.

4.3 PROCESADO DE LOS DATOS LIDAR Y MONTAJE DE LOS VO'S

Una vez finalizada la adquisición, los datos *raw* (en bruto) deben ser convertidos a un objeto en formato 3D, para lo cual se ha utilizado el software Parser suministrado por el fabricante. Como producto de este procesado previo, y para cada escaneo, se obtuvo un archivo de texto tipo ASCII compuesto por columnas. En él se indican, para cada punto escaneado, sus coordenadas XYZ, la intensidad de la señal retornada y un color RGB extraído a partir de la fotografía correspondiente. En algunos casos las fotografías fueron tratadas previamente de forma individual, ajustando su contraste, brillo, tono y/o color con el fin de que fuesen lo más parecidas posible entre ellas y así obtener un VO con una coloración lo más homogénea posible. Para la visualización y procesado de los escaneos se requiere de un software especializado que permita manejar grandes volúmenes de datos, ya que un solo escaneo puede contener más de 3 millones de puntos. En esta tesis se ha utilizado el software PolyWorks de Innovmetric, que es el recomendado por el fabricante del escáner y que proporciona una gran capacidad de procesado, edición y visualización de grandes nubes de puntos, así como varias herramientas para su análisis.

4.3.1 ALINEACIÓN

El proceso de alineación de los diferentes escaneos de un mismo afloramiento se ha llevado a cabo en el módulo IMAlign de PolyWorks. En primer lugar se ha de cargar la nube de puntos de un escaneo, cuya posición quedará bloqueada y será utilizada como referencia para situar el resto. Posteriormente se ha de cargar una segunda nube de puntos adyacente e identificar de forma manual varios puntos homólogos entre sus zonas solapadas (se recomienda un mínimo de 3 para agilizar los cálculos), tras lo cual el software utiliza el método iterativo Iterative Closest Points [257] para determinar de forma precisa la posición relativa de la segunda nube de puntos respecto de la de referencia. Una vez alineada, se ha de bloquear la posición de la segunda nube de puntos para evitar que se mueva, para seguidamente cargar una nueva nube de puntos y alinearla de la misma forma, y así sucesivamente hasta obtener una única nube de puntos a partir de todos los escaneos adquiridos desde un mismo punto (siempre que éstos se solapen). Este proceso se ha de ir repitiendo por separado para cada punto de escaneo, obteniéndose tantas nubes de puntos como puntos de escaneo fueron utilizados. En último lugar estas nubes deben de ser alineadas entre ellas de la misma forma, con lo que finalmente se obtiene una única nube de puntos de todo el afloramiento. La calidad de la alineación puede ser comprobada de forma sencilla gracias a que Polyworks es capaz de determinar automáticamente la posición del escáner para cada escaneo. Así, si la alineación ha sido correcta, teóricamente todos los puntos

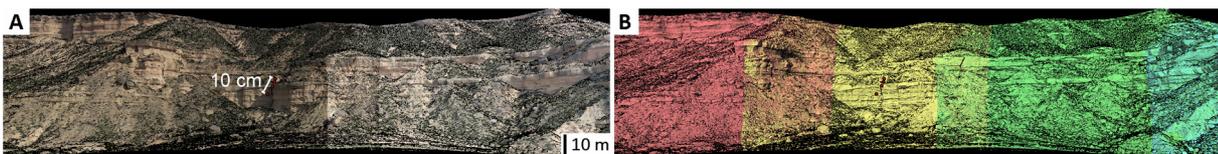


Figura 72. Segmento del VO de Castelflorite visualizado tanto con textura de color (A) como diferenciando los diferentes escaneos que presenta (B). Se muestra el clúster formado por los puntos que representan la posición del TLS en cada escaneo (puntos rojos), los cuales en este caso están separados por menos de 10 cm.

que representan el escáner para los escaneos adquiridos desde la misma posición han de coincidir, lo que en la práctica se traduce en un estrecho clúster de puntos con pocos milímetros de dispersión (Fig. 72).

4.3.2 GEORREFERENCIACIÓN

Las posiciones del escáner serán también utilizadas para georreferenciar la nube de puntos, para lo cual se han de asignar al centro de masa de cada clúster sus correspondientes coordenadas geográficas. Dado que los movimientos relativos entre los diferentes escaneos están bloqueados, toda la nube de puntos del afloramiento se trasladará como un bloque hacia las coordenadas establecidas, obteniendo finalmente un VO georreferenciado del afloramiento. Para comprobar que la georreferenciación ha sido correcta se puede tratar de identificar en Google Earth o Google Maps alguna característica presente en el VO y comparar sus coordenadas. Otra forma de lograrlo consiste en cargar un modelo digital del terreno (MDT) georreferenciado directamente en el mismo espacio de trabajo donde se encuentra el VO y comprobar si coinciden. Las resoluciones típicas de los MDT son del orden de decenas de metros, lo que únicamente proporciona una aproximación de la geometría a gran escala del afloramiento. En estas condiciones la mayoría de características del afloramiento presentes en el VO no podrán ser detectadas, por lo que su posición y orientación exacta podrán ser comprobadas adecuadamente. Sin embargo, la zona de trabajo de esta tesis está cubierta por un MDT de 5 m de resolución confeccionado a partir de datos de lidar aerotransportado (disponible a través del Centro de Descargas de la web del Centro Nacional de Información Geográfica), y sobre el cual los VO's correctamente georreferenciados encajan sin dejar lugar a dudas (Fig. 73).

Todo el conjunto de movimientos de translación y rotación que se hayan aplicado a cada nube de puntos individual para pasar desde su posición inicial en el origen de coordenadas hasta su posición final en el VO georreferenciado quedan registrados en forma de una matriz de alineación. Estas matrices pueden ser exportadas hacia un archivo de texto a modo de copia de seguridad, permitiendo volver a construir de forma rápida el VO en caso de que el proyecto se corrompa por algún fallo del software.

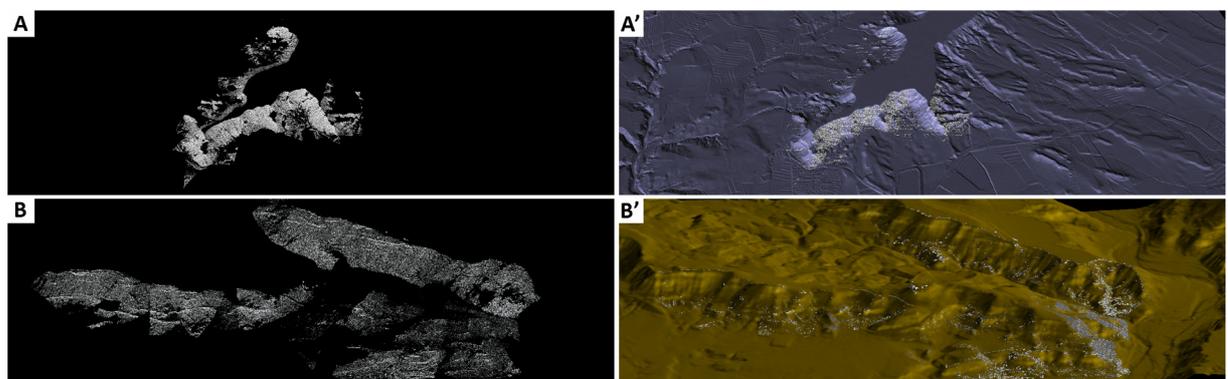


Figura 73. Método de comprobación de una correcta georreferenciación ilustrado mediante los VO's de Castellflorite (A) y Montearagón (B), los cuales muestran un posicionamiento satisfactorio dado su alto grado de ajuste con los MDT's de alta resolución (5m) (A' y B').

4.4 HERRAMIENTAS UTILIZADAS PARA INTERPRETAR LOS VO'S

En esta sección se pretende detallar cuáles han sido todos los softwares y herramientas informáticas que han sido utilizadas para las diferentes tareas desarrolladas en el marco de esta tesis.

4.4.1 POLYWORKS

La interpretación de los VO ha sido llevada a cabo con el módulo IMInspect de PolyWorks, el cual proporciona multitud de herramientas para el análisis e interpretación de nubes de puntos organizadas. Sin embargo, y debido a que se trata de un software de metrología 3D enfocado al ámbito de la ingeniería y el diseño industrial, la mayoría de soluciones que ofrece no son adecuadas para el trabajo en entornos geológicos. Por ejemplo, no dispone de una herramienta que permita crear una superficie a partir de la digitalización de un nivel estratigráfico determinado, y una operación relativamente sencilla como introducir un plano a partir de su dirección y buzamiento no puede realizarse directamente ya que para ello el software requiere las componentes de su vector normal unitario y un punto de origen. Las herramientas de las cuales si se ha podido sacar partido han sido aquellas que permiten visualizar los datos con diferentes proyecciones y texturas, modificar las condiciones de iluminación artificial, realizar mediciones, crear polilíneas mediante digitalización manual sobre la nube de puntos y llevar a cabo una selección de puntos en base a su proximidad respecto a un plano/polilínea determinado.

4.4.2 HERRAMIENTAS DESARROLLADAS EN LA PROPIA INSTITUCIÓN

En vista de las limitaciones de PolyWorks para trabajar con afloramientos virtuales, dentro del grupo Geomodels de la Facultad de Geología de la UB se han desarrollado una serie de herramientas destinadas a la extracción de planos a partir del análisis de datos lidar.

La primera es una macro para PolyWorks denominada Projecte 120 y que es capaz de determinar la orientación del plano que mejor se ajusta a un conjunto de puntos mediante la utilización de un algoritmo que analiza su momento de inercia [124, 258]. Este algoritmo primero establece el centro de masas del conjunto de puntos (la media de sus coordenadas XYZ), por el cual pasará el plano calculado, y calcula los vectores que van desde el centro de masas hasta cada punto. Posteriormente realiza un análisis vectorial y determina la orientación con una mayor densidad de vectores, la cual será la orientación del plano que mejor se ajusta al conjunto de puntos (Fig. 74 A). Este algoritmo también proporciona dos parámetros que permiten evaluar la calidad del plano calculado: la coplanaridad (M) y la colinearidad (K). La coplanaridad se refiere al grado de ajuste entre el plano y los puntos a partir del cual ha sido calculado, con valores más altos indicando mejores ajustes (Fig. 74 B). En cambio, la colinearidad informa sobre la credibilidad del plano mediante la cuantificación de la distribución tridimensional de los puntos (Fig. 74 C), donde $K=1$ indica una distribución lineal y valores progresivamente menores denotan conjuntos mejor distribuidos en el espacio (Fig. 75). En vista de estas consideraciones, se puede establecer que mientras mayor sea el valor de M y menor sea el de K, mayor será la calidad y representatividad del plano obtenido (Fig. 76). Valores de $M>4$ y $K<0.8$ han sido

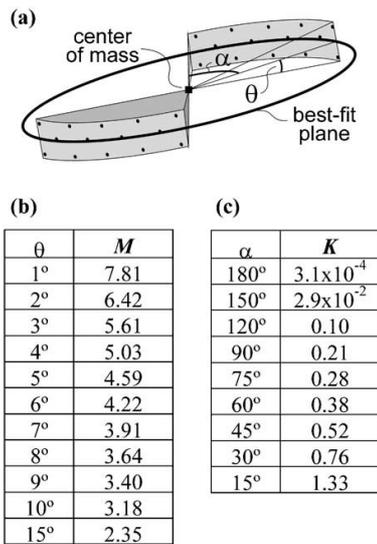


Figura 74. Parámetros utilizados para evaluar la distribución de los datos puntuales utilizados para crear un plano (A), junto con los ángulos que determinan el valor de M (B) y de K (C) [124].

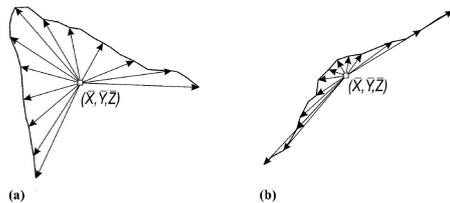


Figura 75. Ejemplos que muestran una buena distribución tridimensional de puntos (A; baja K) y una lineal (B; alta K) [124].

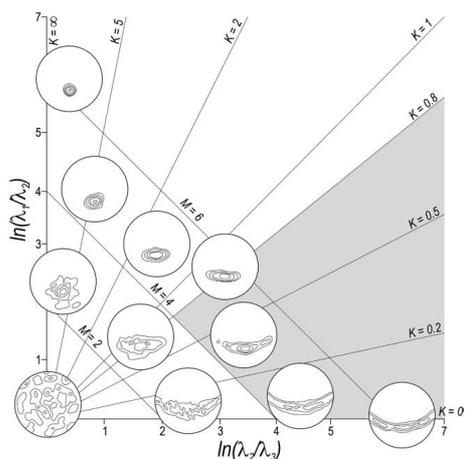


Figura 76. Gráfico que muestra los valores de M y K que resultan de diferentes distribuciones de datos (mostradas en los círculos) [124].

considerados por Fernández (2005) [124] como aceptables cuando se trabaja con la intersección entre superficies geológicas y la topografía.

En esta tesis los datos de entrada para la macro se han obtenido a partir de la digitalización mediante polilíneas de la intersección con la topografía de superficies geológicas, en este caso el techo de los cuerpos de arenisca. Así, y tras digitalizar una polilínea, PolyWorks permite seleccionar automáticamente todos los puntos que se encuentran dentro de un rango determinado de distancia respecto a su trayectoria, el cual ha de ser establecido por el usuario. Este proceso resulta en un conjunto de puntos distribuidos según la polilínea y que serán los que utilice el algoritmo para para calcular el plano que mejor se ajuste a ésta.

La otra herramienta desarrollada en el instituto Geomodels y que ha sido utilizada en esta tesis es el software Self Extraction From Lidar (SEFL) [91], el cual permite identificar y reconstruir de forma semiautomática las superficies planas representadas en la nube de puntos de un afloramiento. En primer lugar el software subdivide la nube de puntos en base a celdas regulares (*coarse blocks*; Fig. 77), cuyo tamaño es definido por el usuario (Fig. 78, Phase 1). Esto permite agilizar los cálculos al considerar únicamente un subconjunto del total de puntos para realizar cada operación. Posteriormente, y para cada punto de una celda, primero selecciona todos los puntos dentro un radio de búsqueda determinado (incluso aunque se encuentren en celdas adyacentes), para seguidamente llevar a cabo una regresión planar de la selección mediante el mismo algoritmo de análisis del momento de inercia utilizado por la macro anteriormente

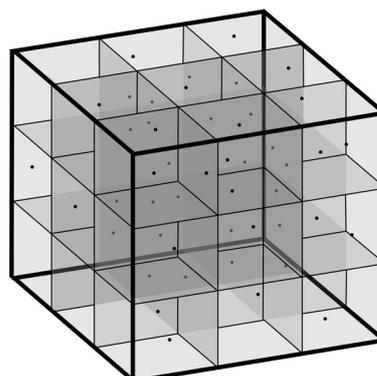


Figura 77. Representación de cómo SEFL subdivide el volumen ocupado por una nube de puntos en celdas regulares (*coarse blocks*) [91].

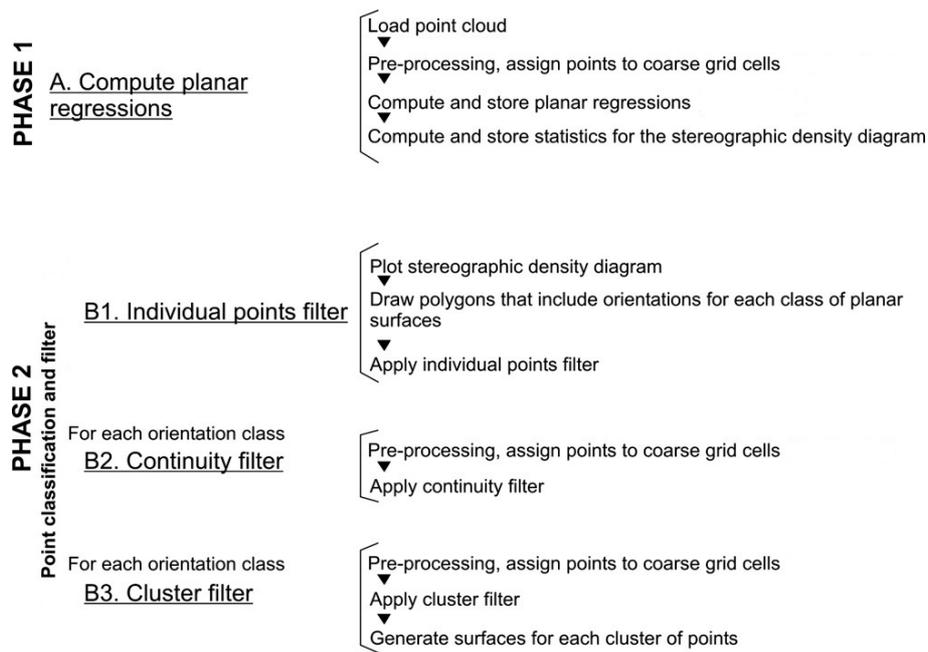


Figura 78. Flujo de trabajo que se debe seguir para conseguir una identificación y reconstrucción semiautomática de superficies planas a partir de datos de TLS con SEFL [91].

descrita. Una vez realizada esta operación punto por punto y celda por celda, como resultado se obtiene un archivo de texto en el cual aparecen las coordenadas XYZ de cada punto de la nube junto una serie de atributos derivados del proceso: la orientación del plano calculado (buzamiento y azimut), los parámetros de calidad de la regresión planar (M y K) y el número de puntos que ha utilizado el algoritmo para llevarla a cabo. Una vez calculados todos los planos, SEFL dispone de una serie de herramientas para filtrar y clasificar los puntos en función de sus atributos (Fig. 78, Phase 2), las cuales pueden ser utilizadas para tratar de eliminar aquellos puntos que no interesen (los correspondientes a vegetación, derrubios, estructuras antrópicas, etc.).

4.5 SOFTWARE UTILIZADO EN LA MODELIZACIÓN 3D

El proceso de modelización 3D de facies del afloramiento de Montearagón que se presenta en esta tesis se llevó a cabo en dos etapas. Para la primera se utilizó el software GOCAD de Paradigm, el cual permite trabajar con puntos en base a sus atributos. En él se cargaron y procesaron los datos obtenidos tras utilizar SEFL, a los cuales se les aplicó una serie de filtros para eliminar los datos no deseados y posteriormente se utilizaron para diseñar un modelo 3D determinístico preliminar. La segunda etapa se llevó a cabo utilizando el software RMS de Roxar, en el cual se llevó a cabo una modelización estocástica de facies basada en objetos. Para ello se partió de datos procedentes del modelo preliminar determinístico de GOCAD y se realizaron simulaciones probabilísticas en base a una serie de variogramas y parámetros de arquitectura fluvial determinados a partir del estudio del afloramiento. Más adelante, en la sección 5.4, se realiza una descripción exhaustiva tanto del proceso de modelización como de sus resultados.

5 RESULTADOS

Del tratamiento e interpretación de los datos adquiridos en esta tesis se han conseguido obtener una serie de resultados metodológicos y geológicos, una parte de los cuales han sido publicados en un artículo de la revista *Geosphere* titulado *Unlocking the correlation in fluvial outcrops by using a DOM-derived virtual datum: Method description and field tests in the Huesca fluvial fan, Ebro Basin (Spain)* [259], el cual se puede consultar en el Anexo adjunto al final de esta memoria.

Entre estos resultados se encuentran, a parte de la descripción detallada e interpretación de las diferentes facies fluviales estudiadas (sección 3.2), la petrografía y análisis petrofísico de diferentes tipos de areniscas, un método de corrección de columnas estratigráficas y de diseño de paneles de correlación detallados y precisos, o el diseño de un modelo de facies geocelular basado en datos obtenidos de forma semiautomática considerando la totalidad del VO. Pero por encima de todos ellos destaca otro resultado de especial relevancia por su novedad y utilidad potencial: el desarrollo de un método para obtener lo que aquí se ha denominado datum virtual. Así pues, en el presente capítulo se exponen los frutos del trabajo llevado a cabo durante esta tesis.

5.1 PETROLOGÍA Y PETROFÍSICA DE LAS ARENISCAS DEL AFLORAMIENTO DE MONTEARAGÓN

En el marco del proyecto del cual se deriva esta tesis se llevó a cabo una caracterización petrológica y petrofísica de las facies areniscosas presentes en el afloramiento de Montearagón mediante el estudio de láminas delgadas. Para que quedasen representadas las diferentes tipologías de cuerpos areniscosos presentes en el afloramiento se tomaron como referencia los 5 tipos definidos por Friend *et al.* (1986) [260] y Hirst (1991) [146] para el Abanico Fluvial de Huesca (Fig. 79). Así, finalmente se recolectaron 67 muestras procedentes de nueve cuerpos de arenisca (Fig. 80). De cada muestra se realizó una lámina delgada, incluyéndola en resina epoxi roja para facilitar la detección de la porosidad, y se realizó un conteo de 150 puntos para determinar la litología y tamaño de sus granos detríticos, los porcentajes de matriz, cemento y porosidad, así como el tipo de contacto entre granos.

Las características petrológicas de los cuerpos areniscosos estudiados (Tabla 2, columnas moradas) han sido establecidas en base a los valores promedio de todas las muestras obtenidas para cada uno de ellos, tras lo cual han sido clasificados en función de la composición de sus granos y de la proporción de matriz (<15%) utilizando un diagrama QFR de Pettijohn [261] (Fig. 81). La

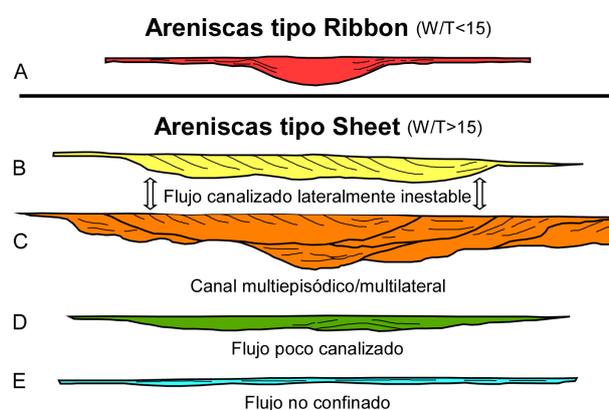


Figura 79. Diferentes tipologías de los cuerpos areniscosos presentes en la sucesión sedimentaria del Abanico Fluvial de Huesca. Modificado de [146].

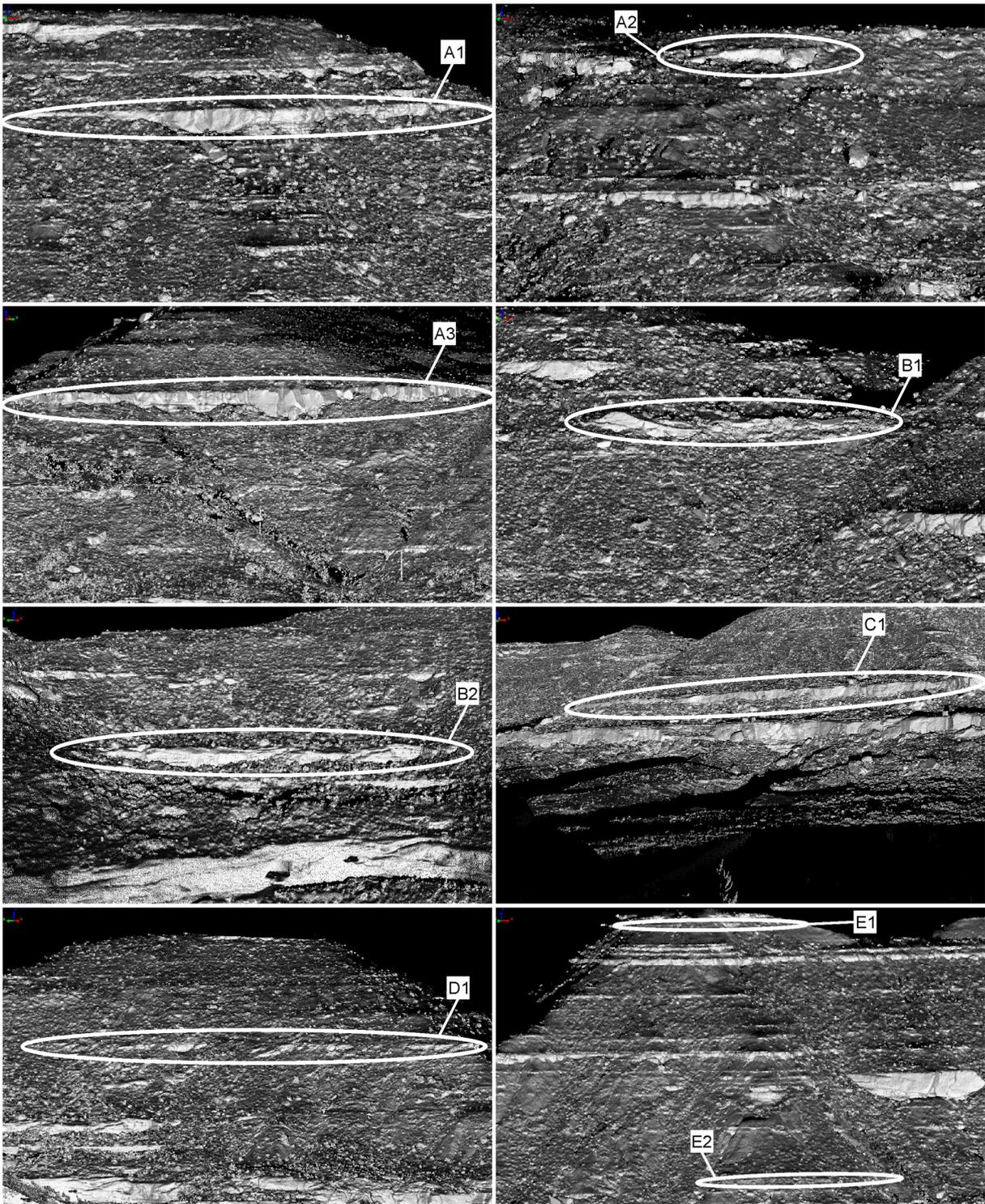


Figura 80. Imágenes del VO de Montearagón donde se señalan los cuerpos areniscos de los cuales se han obtenido muestras para su estudio petrológico y petrofísico. Letras según la nomenclatura de la Figura 79.

práctica totalidad de las areniscas estudiadas se corresponden con sublitoarenitas, con únicamente dos muestras situándose, por muy poco, fuera del campo que las define. Las características petrológicas observadas sugieren que se trata de unas areniscas procedentes de un área fuente extensa, lo que concuerda

Cuerpo	Componentes principales				Matriz	Cemento	Contactos			Tamaño de grano	Porosidad	COPL	CEPL	Permeabilidad estimada (mD)	ICOMPACT
	Q	F	FR	M			P	CC	S						
A1	38.24	1.80	7.63	14.33	5.65	13.52	5.25	8.33	0.13	MF-M	6.39	25.09	10.13	1.03	0.71
A2	51.99	0.79	5.68	9.59	4.30	7.26	2.44	11.76	0.12	M-G	5.86	30.94	5.01	0.73	0.86
A3	44.90	0.71	9.00	11.56	2.19	11.85	2.62	12.86	0.00	F-M	4.47	28.29	8.50	0.28	0.77
B1	44.55	2.35	14.94	9.29	4.59	6.23	1.83	11.54	0.36	M-G	5.38	32.11	4.23	0.53	0.88
B2	32.98	4.12	9.21	6.26	8.71	16.21	2.42	4.70	0.10	F	15.25	12.46	14.19	102.31	0.47
C1	37.68	4.92	15.54	9.71	5.47	5.80	3.43	13.14	0.37	F-M	4.34	33.23	3.87	0.26	0.90
D1	40.41	4.03	10.83	9.97	5.88	8.76	5.86	8.46	0.00	MF-F	5.60	29.94	6.13	0.61	0.83
E1	41.27	0.47	7.24	12.61	8.15	10.53	2.09	9.70	0.00	MF-F	7.90	26.45	7.74	2.64	0.77
E2	50.56	0.85	2.54	8.54	4.61	10.55	3.29	9.06	0.16	MF-F	9.73	24.74	7.94	7.42	0.76
Media	42.51	2.22	9.18	10.21	5.51	10.08	3.25	9.95	0.14	F-M	7.21	27.03	7.53	12.87	0.77

Tabla 2. Parámetros petrológicos y petrofísicos promedio obtenidos a partir de las muestras de cada cuerpo areniscoso estudiado. Los valores se corresponden con porcentajes, excepto la permeabilidad y el índice ICOMPACT (tanto por uno). Abreviaturas: Q – cuarzo; F – feldespatos; FR – fragmentos de roca; M – matriz; P – puntual; CC – cóncavo-convexo; S – suturado; MF – muy fino; F – fino; M – medio; G – grueso. Acrónimos (ver texto): COPL y CEPL – porcentajes de porosidad perdidos por, respectivamente, procesos de compactación y cementación; ICOMPACT – índice de compactación.

con el origen atribuido a estos sedimentos en la literatura (tanto el desmantelamiento de la zona axial pirenaica como la erosión de los materiales paleógenos de las cuencas piggy-back de la Unidad Surpirenaica Central; sección 2.2). La buena selección de las areniscas y su poca proporción de matriz y feldespatos son características de un sedimento maduro (es decir, que ha sufrido un transporte largo desde su área fuente), lo que junto con su composición mayoritariamente cuarcítica y una proporción significativa de micas concuerda con una procedencia ligada a las rocas cristalinas del Pirineo axial. Por otro lado, un elevado porcentaje de los fragmentos de roca tienen una composición carbonatada, estando su procedencia relacionada con las extensas plataformas carbonatadas que se desarrollaron durante el Paleógeno y que posteriormente pasaron configurar gran parte de los relieves de la Unidad Surpirenaica Central.

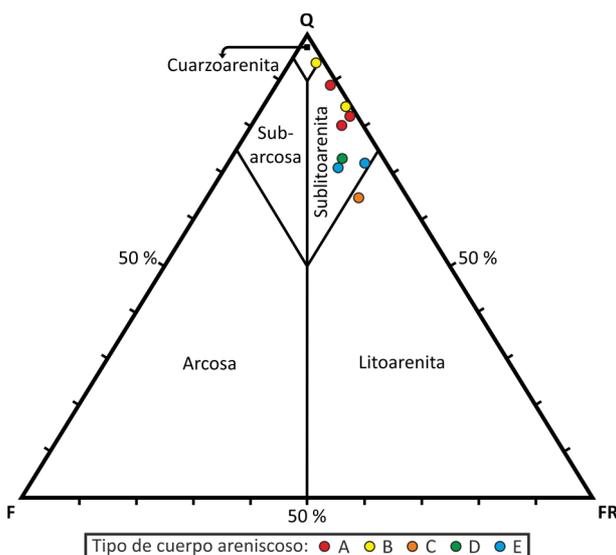


Figura 81. Diagrama composicional QFR de Pettijohn [260] donde se representan los valores promedio obtenidos para cada cuerpo areniscoso muestreado. Abreviaturas: Q – cuarzo; F – feldespatos; FR – fragmentos de roca.

A pesar de que las muestras correspondientes a los paleocanales de tipo A y B muestran una mayor proporción de cuarzo, la variabilidad composicional que se observa entre las diferentes tipologías de cuerpos areniscos es baja. Esto, junto a la poca cantidad de niveles muestreados, hace que se considere inapropiado tratar de establecer diferencias composicionales entre tipos de areniscas basándose únicamente en los datos disponibles. Además, y debido al origen común de todos los sedimentos que componen el Abanico Fluvial de Huesca (los sistemas fluviales alimentadores que se situaban en su zona apical), es de esperar que estas diferencias no sean significativas.

La porosidad de las areniscas estudiadas es de tipo interparticular, se encuentra bien distribuida e interconectada, y consiste en poros con un diámetro de alrededor de $10\ \mu\text{m}$ situados entre granos subangulosos (Fig. 82). Por lo general, los valores promedio de porosidad para cada uno de los cuerpos areniscos muestreados varía entre el 4 y el 10%, siendo la mediana de todos los valores de alrededor del 6%. Esta tónica general se ve interrumpida por el cuerpo B2, cuya porosidad promedio supera el 15%. Además de un valor anormalmente alto de porosidad, este cuerpo areniscoso presenta también una proporción anormalmente alta de cemento, la mayor proporción de matriz, la mejor selección granulométrica y el valor más bajo de contactos cóncavo-convexos entre granos. De entre estas características, una distribución granulométrica unimodal favorece los valores más elevados de porosidad inicial, y la poca cantidad de

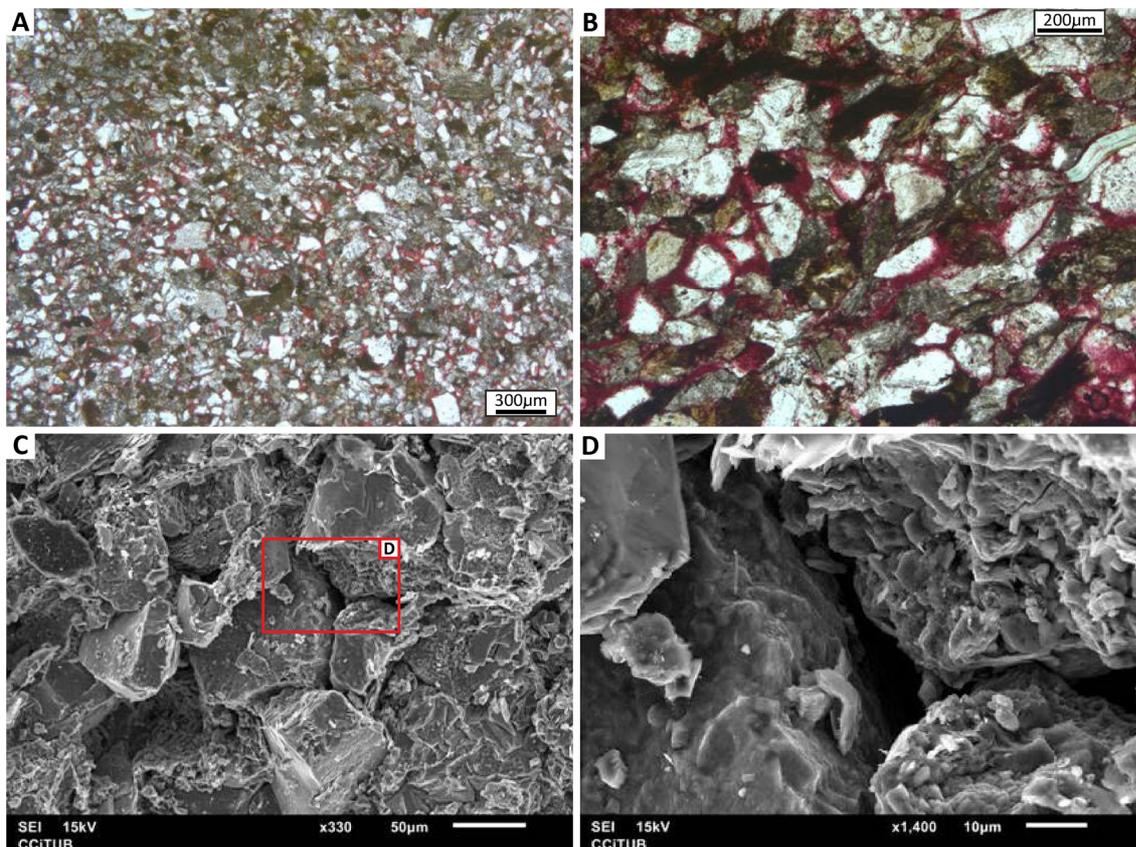


Figura 82. Imágenes obtenidas mediante microscopio óptico (A y B) y electrónico (SEM; C y D) que muestran el tipo y las características de la porosidad que presentan las areniscas de Montearagón estudiadas.

contactos cóncavo-convexos indica una menor ocurrencia de procesos de disolución por presión, los cuales hacen disminuir la porosidad. Sin embargo, tanto la mayor proporción de cemento como de matriz son factores que en principio deberían de hacer disminuir la porosidad.

En vista de estas consideraciones, se puede conjeturar que es posible que una fase de cementación temprana en el cuerpo B2 permitiese reducir de forma significativa la pérdida de porosidad por compactación mecánica durante su enterramiento, con el resultado final de que la cantidad de porosidad preservada gracias a la cementación temprana fue mayor que la que ésta destruyó de forma directa. Dejando a un lado este caso particular, los dos valores más elevados de porosidad corresponden a cuerpos tipo E, los cuales representan depósitos tabulares de desbordamiento sedimentados a partir de flujos no confinados. Como corresponde por su origen, los cuerpos tipo E presentan las granulometrías más finas y una muy buena selección, lo cual seguramente ha determinado que sus porosidades finales sean generalmente elevadas.

Por otro lado, partiendo de los datos petrológicos también se ha realizado un estudio sobre las causas de la pérdida de porosidad de las muestras y se ha estimado su permeabilidad (Tabla 2, columnas azules). Para lo primero se han utilizado una serie de ecuaciones teóricas (Ec. 2 y 3) [262], las cuales parten de una estimación de la porosidad inicial (aquí considerada de un 40% [263]) y de los porcentajes medidos de cemento y porosidad, para finalmente derivar los porcentajes de porosidad perdidos por procesos de compactación (COPL) y cementación (CEPL). La importancia relativa de estos dos mecanismos de destrucción de porosidad también se ha evaluado gráficamente mediante un diagrama (Fig. 83). Cabe mencionar que los procesos de disolución por presión, los cuales dan lugar a los contactos entre granos de tipo cóncavo-convexo y suturados, quedan incluidos dentro de los procesos de compactación debido a que de forma irreversible contribuyen a la pérdida de volumen interparticular. Para la estimación de la permeabilidad se ha utilizado una ecuación empírica sencilla (Ec. 4) [264] que relaciona directamente este parámetro petrofísico con la porosidad.

Ec. 2	$COPL = P_i - \frac{(100 - P_i) \times P_{mc}}{100 - P_{mc}}$	$P_i = \text{Porosidad inicial (\%)}$
Ec. 3	$CEPL = (P_i - COPL) \times \frac{C}{P_{mc}}$	$P_{mc} = P_o + C$ $P_o = \text{Porosidad óptica (\%)}$ $C = \text{Cemento (\%)}$
Ec. 4	$\ln K = 21.42 + 11.425 \ln \phi + 1.327(\ln \phi)^2$	$K = \text{Permeabilidad (md)}$ $\phi = P_o/100$

Tanto los resultados que se desprenden de estas ecuaciones (Tabla 2) como la clasificación de las muestras en un diagrama de porosidad de Ehrenberg [262] (Fig. 83) muestran como, exceptuando la muestra B2, la porosidad inicial ha disminuido principalmente debido a procesos de compactación (responsables de la pérdida de cerca de $\frac{3}{4}$ de la porosidad inicial), mientras que la cementación ha tenido un papel menor. También se puede observar como pequeñas variaciones de la porosidad tienen una influencia muy

significativa en los valores estimados de permeabilidad, lo cual es debido a la naturaleza exponencial de la ecuación que la estima a partir de la porosidad (Ec. 4).

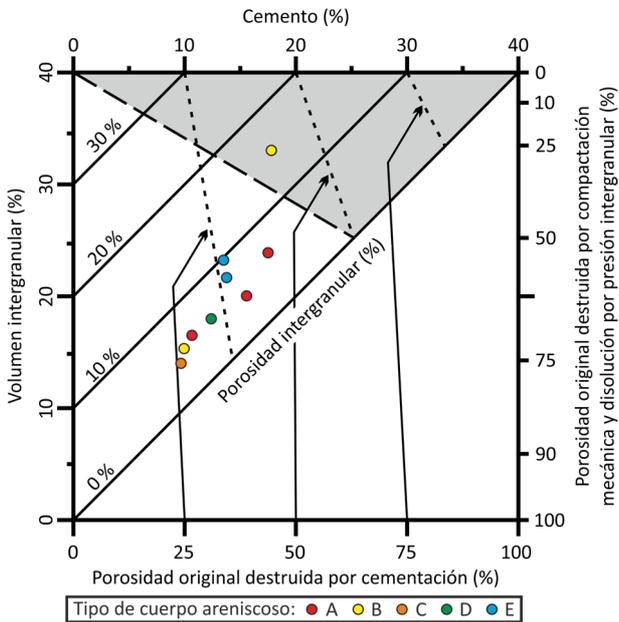


Figura 83. Diagrama de Ehremberg [261] para evaluar las causas de la pérdida de porosidad en el que se representan los valores promedio de cada cuerpo arenoso muestreado.

5.2 MÉTODO DE CORRECCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Una de las posibilidades que ofrece el hecho de contar con un VO es la de digitalizar sobre él la trayectoria de las columnas estratigráficas. Para conseguir hacerlo con precisión, mientras se medían las columnas se fue marcando su posición directamente sobre fotografías de los afloramientos, las cuales se utilizaron posteriormente para llevar a cabo la digitalización. De esta forma no sólo se consigue que las columnas queden automáticamente georeferenciadas, sino que también se facilita el reconocimiento en el VO de las características que aparecen en ellas, lo cual constituye la base a partir de la cual corregir la potencia de las columnas estratigráficas.

Una vez digitalizadas, el siguiente paso para conseguir corregir las columnas estratigráficas consiste en ir midiendo sistemáticamente en el VO el espesor estratigráfico entre el punto en el que éstas comenzaron a medirse y las superficies limitantes (superior e inferior) de cada uno de los niveles reconocidos. Para ello PolyWorks permite medir distancias entre dos puntos siguiendo una dirección determinada, que en este caso deberá ser la del vector normal al buzamiento de las capas o, lo que es lo mismo, la normal al datum virtual. De este proceso de medición se obtiene una posición estratigráfica relativa de cada superficie, la cual idealmente debería coincidir con su cota en la columna si la medición con Vara de Jacob hubiese sido precisa. Esto difícilmente sucederá, y las distancias y espesores que fueron medidos erróneamente en el campo podrán ser detectados y modificados de forma relativamente sencilla, obteniendo finalmente unas columnas estratigráficas corregidas y muy ajustadas a la realidad (Fig. 84).

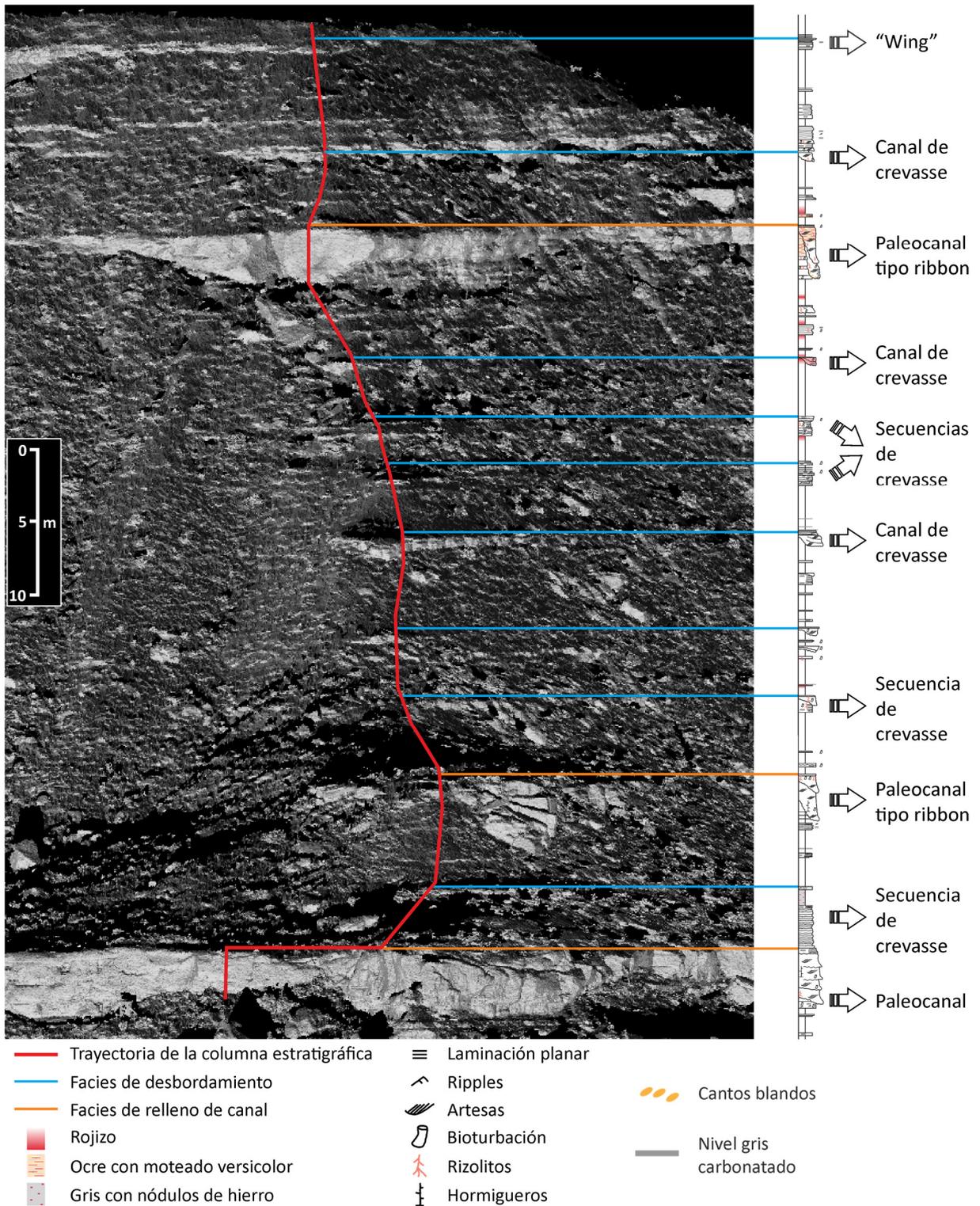


Figura 84. Detalle del VO de Montearagón donde se muestra la trayectoria de un segmento de la columna estratigráfica MA5, el cual se muestra a la derecha. El VO se visualiza utilizando una proyección ortogonal, con la cual se consigue que todos los elementos se representen con una misma escala (ver sección 5.3.2.1). Se puede comprobar que, tras corregir la columna estratigráfica mediante el método que se explica en esta sección, todos los elementos que en ella aparecen están situados exactamente donde les corresponde y muestran su espesor real.

5.2.1 ERRORES DE MEDICIÓN CON VARA DE JACOB

Este método ha sido aplicado a 11 columnas estratigráficas (7 de Montearagón, 2 de Marcén y 2 de Castelflorite; Tabla 3), en las cuales se han encontrado errores de medición que van del +0.34 al -9.47% (con un valor promedio del -3.9%), y de los cuales se desprende una clara tendencia a subestimar los espesores reales (en 10 de las 11 columnas).

Columna	Espesor (m)		Error (%)	Arenisca (%)	Relleno de canal (%)	Pendiente media (%)	Cuerpos areniscosos con más de 1.5 m de espesor		
	Medido	Real					Número	Espesor medio (m)	Espesor acumulado (m)
Castelflorite 2	74.60	82.40	-9.47	32.64	20.40	20.43	6	3.32	19.90
Marcén 1	112.00	122.00	-8.20	41.99	28.30	24.51	10	4.08	40.80
MA 4	54.00	56.88	-5.06	41.41	16.32	18.25	2	4.45	8.90
Marcén 2	88.50	93.10	-4.94	61.01	44.77	22.60	9	5.23	47.10
MA 6	75.70	78.80	-3.93	31.61	8.48	25.88	2	2.85	5.70
MA 5	87.40	90.36	-3.28	44.69	22.44	25.49	4	4.48	17.90
MA 1	93.10	95.87	-2.89	33.68	13.80	19.95	4	2.98	11.90
MA 3	73.60	75.29	-2.24	35.54	9.75	18.93	1	5.50	5.50
MA 2	96.00	97.62	-1.66	41.22	22.79	19.56	7	3.11	21.80
FW	67.10	68.18	-1.58	28.05	13.59	25.74	4	3.15	12.60
Castelflorite 1	83.10	82.82	0.34	26.66	18.38	44.91	7	3.30	23.10
Media	82.28	85.76	-3.90	38.05	19.91	24.21	5.09	3.86	19.56

Tabla 3. Porcentaje de error cometido al medir con Vara de Jacob cada una de las columnas que se presentan en esta tesis. Asimismo se adjuntan una serie de características de las mismas con el fin de evaluar si guardan alguna relación con la magnitud del error cometido durante la medición (ver texto). Las columnas se han ordenado en función del error cometido, y los espesores reales se han obtenido a partir del VO.

Para determinar las posibles causas detrás de la variación de errores entre columnas se han tratado de considerar diversos factores que podrían haber influenciado en el proceso de medición (Tabla 3). Estos son el porcentaje de areniscas y de facies de relleno de canal (ya que son las facies que configuran paredes verticales), la pendiente media de la columna y el número de niveles con una potencia superior a la de la Vara de Jacob, de los cuales también se consideró su tamaño promedio y el total de metros acumulados que suponen. La variación entre columnas de estos parámetros no muestra a simple vista una correlación directa con la magnitud del error cometido al medirlas, pero aun así se pueden deducir una serie de tendencias generales:

- La proporción de areniscas tiende a mostrar una correlación positiva con el error relativo cometido. Así, 3 de las 4 columnas que presentan una mayor proporción de arenisca están entre las 4 columnas con un error por encima del 4.9%, mientras que en 3 de las 4 con una menor proporción se cometieron errores por debajo del 3%.
- La proporción de facies de relleno de canal muestra un comportamiento similar al de arenisca. Entre las 5 columnas que presentan un error relativo más bajo, 4 contienen una proporción de facies de relleno de canal por debajo de la media. Y de las 4 con un mayor error relativo, 3 presentan las mayores proporciones de esta facies (incluidas las dos más altas).

- La pendiente media de la columna también parece influir, dado que las 2 columnas con un error relativo más bajo coinciden con las 2 cuyas pendientes son más pronunciadas. Además, en 3 de las 4 columnas donde el error relativo es mayor las pendientes están por debajo de la media.
- Se puede observar como las 3 columnas con un mayor error relativo presentan un número de capas de más de 1.5 m (el tamaño de la Vara de Jacob) por encima de la media, y dos de ellas contienen las mayores potencias acumuladas de niveles de este tipo (superando en casi el doble a la tercera y cuarta). Por el contrario, de entre las 5 columnas con un menor porcentaje de error 4 contienen cuerpos areniscosos de más de 1.5 m con espesores promedio por debajo de la media, y 3 muestran potencias acumuladas de los mismos que también están por debajo de la media.

En base a estas observaciones se ha llegado a una serie de consideraciones generales respecto a la influencia de las características de los afloramientos en los errores cometidos al medir columnas en ellos mediante una Vara de Jacob, las cuales pueden encontrarse en la discusión de la tesis (sección 6.1).

5.3 EL DATUM VIRTUAL: DESENTRAÑANDO LA ESTRATIGRAFÍA FLUVIAL

Por lo general, los estudios llevados a cabo en base a afloramientos de sucesiones fluviales antiguas no reflejan la complejidad que se encuentra en los sistemas actuales. Para algunos autores esto es atribuible en gran medida a la dificultad para correlacionar los paleocanales con sus depósitos contemporáneos de la llanura de inundación, los cuales además representan la mayor parte de la sucesión estratigráfica, y sugieren que en los futuros estudios se debería abordar esta cuestión si se pretende obtener mejores caracterizaciones de la arquitectura fluvial [224]. Otros apuntan como causa principal a la dificultad para identificar si varios cuerpos areniscosos individuales de similares características y situados aparentemente en la misma posición estratigráfica pertenecen al mismo paleocanal o no, ya sea cuando se intenta correlacionarlos entre afloramientos cercanos o dentro del mismo afloramiento [131, 134].

Gracias a la reciente incorporación de dispositivos TLS en el estudio de afloramientos se puede disponer de forma relativamente sencilla de modelos digitales 3D de los mismos con un gran detalle y precisión. En consecuencia, y como sucede cuando se dispone de una nueva herramienta, primero es necesario investigar y evaluar su potencial para superar limitaciones previas, muchas de las cuales en el caso de la caracterización de afloramientos fluviales están relacionadas con el control estratigráfico y arquitectural. Este es el principal motivo por el cual una cantidad considerable del tiempo de realización de esta tesis se ha dedicado a tratar de obtener nuevas metodologías basadas en datos TLS que permitiesen establecer correlaciones de forma sencilla, precisa y fiable. Y no sólo eso, sino que debido a la escala a la que permite trabajar esta tecnología, en última instancia se ha buscado obtener un control sobre la disposición tridimensional de toda la sucesión sedimentaria.

5.3.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

La idea principal en la que se basa la metodología que se expone a continuación se sustenta en la hipótesis inicial de que a escala de afloramiento la superficie original del Abanico Fluvial de Huesca puede ser representada por un plano. Por lo tanto, y teniendo en cuenta que la superficie deposicional de un sistema fluvial constituye un nivel isócrono, de confirmarse esta hipótesis y obtener un plano que represente su geometría éste podrá ser utilizado como herramienta para identificar los materiales que coexistieron sobre la superficie del abanico. A esta herramienta se la ha denominado datum virtual.

La geometría de la paleosuperficie deposicional en la zona de un afloramiento puede ser obtenida de forma indirecta a partir del estudio de aquellos horizontes estratigráficos que mimetizan su forma. Consecuentemente, se puede utilizar un VO lo suficientemente detallado de un afloramiento que presente este tipo de horizontes como base para digitalizarlos y calcular así el plano que mejor se les ajusta. Con este propósito, el procedimiento para obtener un datum virtual busca digitalizar la mayor cantidad posible de horizontes que teóricamente posean la misma geometría que la paleosuperficie deposicional, para finalmente comprobar si existe una conformidad en la orientación de los planos que definen y, por lo tanto, si éstos están representando a una misma superficie.

A priori los horizontes más adecuados para inferir la orientación de la paleosuperficie deposicional son los paleosuelos, los cuales son utilizados de forma habitual como niveles guía por desarrollarse en momentos determinados sobre la superficie y contar con grandes extensiones laterales. Sin embargo, se han encontrado dos inconvenientes que no permiten utilizarlos para el propósito que aquí se busca: (1) como sucede en el resto del Abanico Fluvial de Huesca, los niveles de paleosuelos bien desarrollados no abundan en los afloramientos estudiados; y (2) aun cuando inicialmente se observan paleosuelos adecuados, éstos no son fáciles de seguir lateralmente a lo largo del VO porque no sobresalen de la superficie del afloramiento y quedan cubiertos por derrubios y/o vegetación con facilidad. En consecuencia, los paleosuelos afloran de forma discontinua, generalmente como “parches” únicamente visibles en zonas donde la prominencia de una capa dura provoca que los materiales de llanura de inundación subyacentes queden expuestos, y no muestran suficiente trazabilidad lateral como para extraer planos bien constreñidos a partir de su estudio.

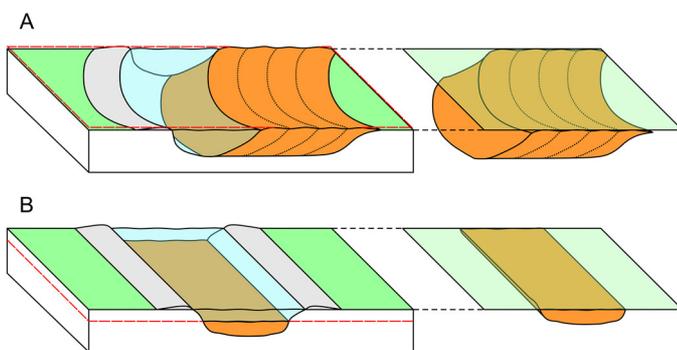
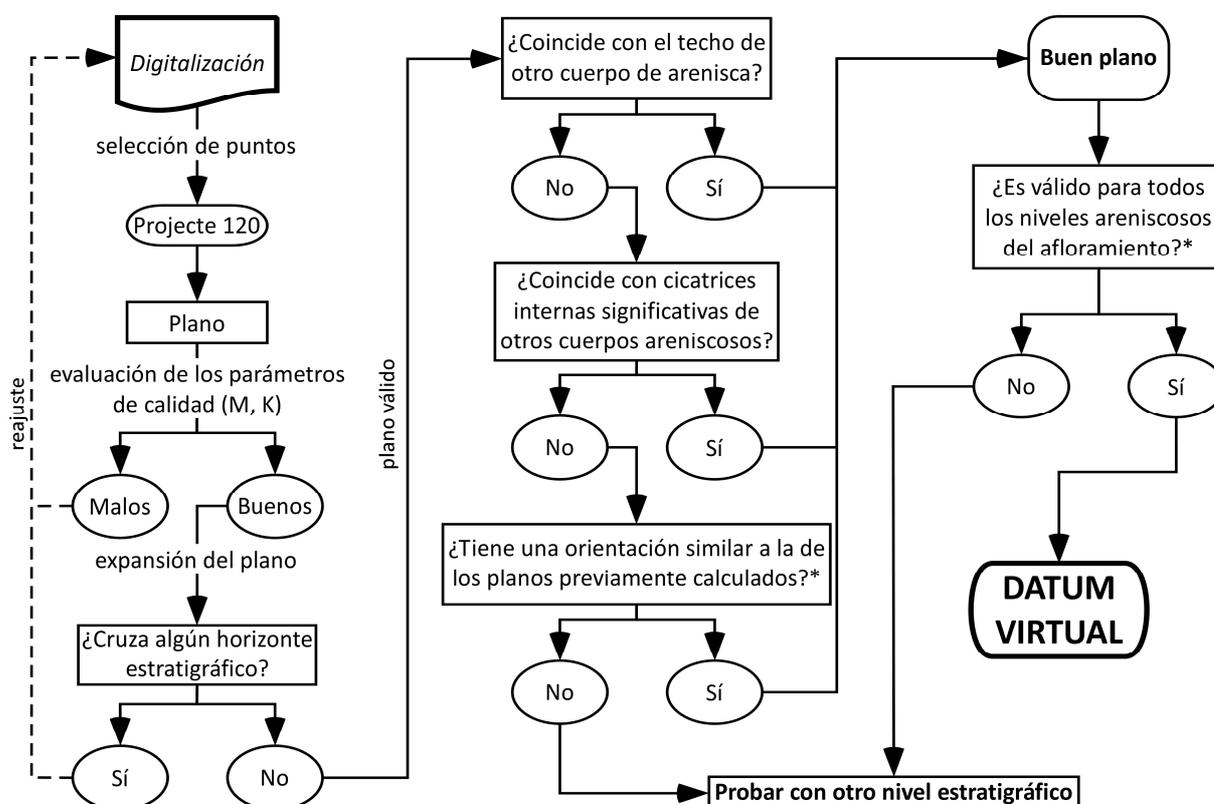


Figura 85. Esquemas conceptuales de un río sinuoso (A) y uno rectilíneo (B) del tipo de los que fluyeron por el Abanico Fluvial de Huesca. Se muestra como la superficie superior (línea roja discontinua) que delimita los cuerpos areniscos (naranja) puede ser utilizada para inferir la orientación de la superficie deposicional (verde).

En vista de la poca utilidad de los paleosuelos para el fin que aquí se persigue, de forma alternativa se han utilizado los límites superiores de los cuerpos areniscos de mayor entidad, los cuales principalmente se corresponden con rellenos de paleocanales. Como se ha explicado en el Capítulo 3, éstos son muy numerosos en los afloramientos estudiados, donde por lo general afloran de forma continua como cuerpos prominentes de aspecto tabular y con una gran extensión lateral (del orden de los centenares de metros), lo que los convierte en ideales para ser seguidos y digitalizados en un VO. Pese a no proporcionar una aproximación a la geometría de la paleosuperficie deposicional tan evidente y precisa como los paleosuelos, el tipo de contexto en el cual evolucionaron los cursos fluviales del Abanico Fluvial de Huesca permite establecer que las superficies superiores de los rellenos areniscos depositados en sus cauces muestran la misma orientación que la llanura de inundación circundante (Fig. 85). Más adelante, en la sección 6.2, se aportan y discuten en profundidad varios argumentos adicionales que apoyan esta afirmación.

5.3.2 CÁLCULO DEL DATUM VIRTUAL

En la presente sección se describe el procedimiento que se ha seguido hasta acabar obteniendo datums virtuales válidos a partir del análisis de los VO's aquí estudiados. La serie de pasos y verificaciones que lo constituyen se resume y esquematiza en el diagrama de flujo de la Figura 86.



*Asumiendo que el afloramiento no presenta discordancias angulares. De lo contrario la pregunta se referirá únicamente al intervalo estratigráfico con un mismo buzamiento a partir del cual el plano ha sido calculado.

Figura 86. Diagrama de flujo que muestra el proceso que se ha de seguir para obtener un datum virtual adecuado.

5.3.2.1 CONSEDERACIONES PREVIAS

En primer lugar cabe mencionar que, a diferencia de lo que es habitual en la literatura, aquí los afloramientos virtuales han sido interpretados respetando los datos originales en lugar de utilizar datos previamente filtrados o mallas triangulares (TIN). Esto se ha hecho así porque el proceso de obtención de un datum virtual requiere de un alto grado de precisión y exactitud, y el hecho de trabajar con los datos originales evita pérdidas de información [112] y la generación de geometrías extra o artefactos producto de las interpolaciones [265].

En cuanto al entorno de digitalización, PolyWorks permite utilizar dos modos diferentes de proyección para representar los objetos tridimensionales (puntos de datos de los VO's) en un plano (la pantalla): perspectiva u ortogonal (Fig. 87). Mediante la proyección en perspectiva (o cónica) los objetos se visualizan de la misma forma que un observador humano vería la escena en el afloramiento, lo que implica que los objetos más distantes aparecen más pequeños que los cercanos y en una posición distorsionada (Fig. 87 A). En cambio, con una proyección ortogonal (u ortográfica) todos los objetos aparecen representados con la misma escala y manteniendo su posición relativa independientemente de la distancia a la que se encuentren (Fig. 87 B).

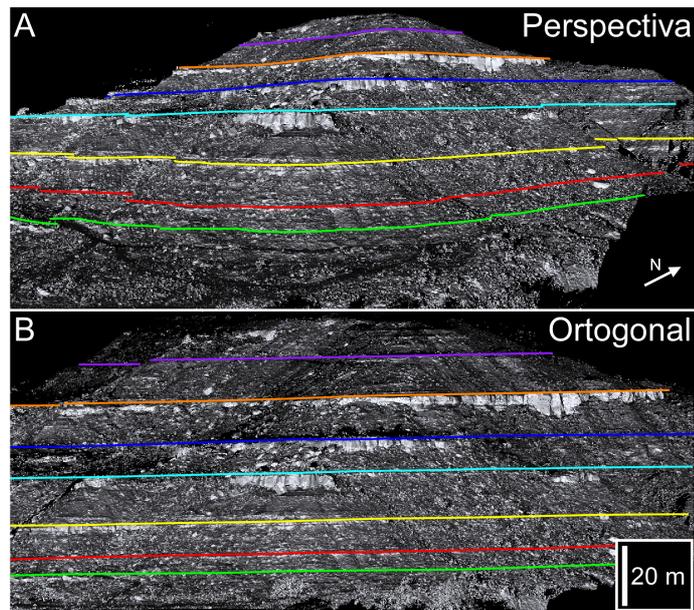


Figura 87. Visualización de un VO utilizando una proyección en perspectiva (A) u ortogonal (B). Ambas imágenes muestran la misma zona del afloramiento de Montearagón y están capturadas desde el mismo punto de vista. Las líneas representan la intersección con la superficie del afloramiento de horizontes planos.

Estas diferencias entre ambos modos de visualización se producen como consecuencia de la forma en la que los datos son proyectados hacia un plano. Así, mientras que la proyección en perspectiva utiliza líneas de proyección que convergen en un mismo punto (el punto de fuga, es decir, donde se sitúa el observador), en una proyección ortogonal estas líneas de proyección son siempre paralelas y perpendiculares al plano de proyección (Fig. 88).

En vista de las características de ambos modos de proyección, se considera recomendable utilizar una proyección ortogonal para llevar a cabo todo el proceso de obtención de un datum virtual. Su idoneidad se puede demostrar de forma sencilla en un afloramiento formado por capas horizontales (o subhorizontales, como en el caso que se muestra en la Figura 87) que afloran a lo largo de cualquier contexto topográfico. Utilizando una proyección ortogonal, y si sólo se utiliza el eje Z para realizar rotaciones (vistas no inclinadas),

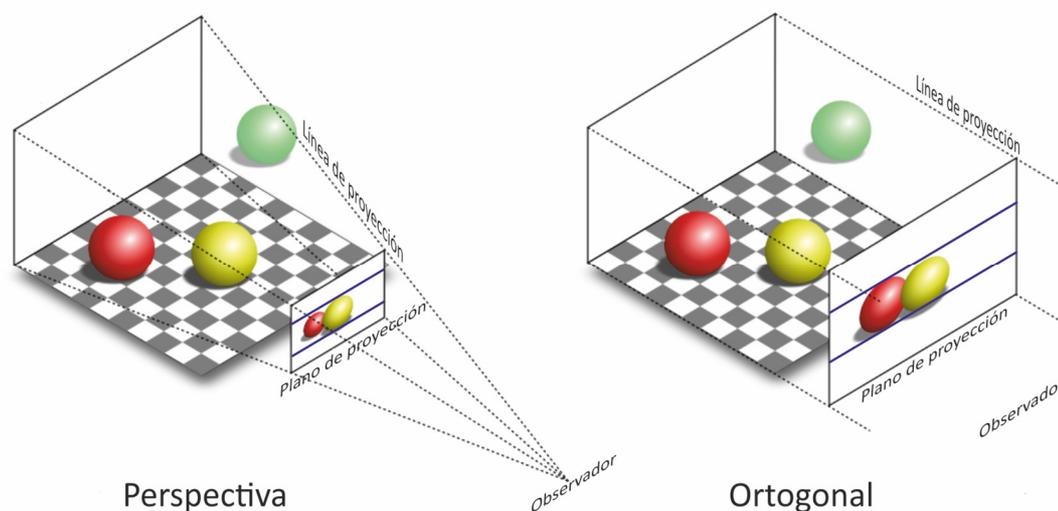


Figura 88. Esquemas que muestran la diferente forma en que datos tridimensionales se proyectan hacia un plano mediante una proyección con perspectiva y una ortogonal. Modificado de www.labri.fr.

todas las superficies de estratificación quedarán representadas por líneas rectas independientemente del ángulo de observación o la distancia (Fig. 87 A). Sin embargo, con una proyección en perspectiva esto sólo sucederá si la superficie se encuentra exactamente a la misma altura que el observador (línea azul claro en la Fig. 87 B), mientras que el resto de superficies horizontales quedarán representadas por líneas sinuosas, lo que dificultará su digitalización y correlación.

5.3.2.2 DIGITALIZACIÓN Y CÁLCULO DE PLANOS

La digitalización de los techos de los niveles areniscosos no se ha realizado siguiendo exactamente su geometría, sino que se ha llevado a cabo tratando de trazar su envolvente plana superior, o lo que es lo mismo, la superficie plana que mejor representa su forma externa (Fig. 89). Esto se ha hecho de esta forma porque la digitalización tiene como objetivo el cálculo del plano que mejor se ajusta al techo de las capas de arenisca a escala de paleocanal/cinturón de paleocanales, por lo que las irregularidades producidas por los procesos y formas de escala inferior (p. ej., formas de fondo, *levées*, *clay plugs* o procesos erosivos; Fig. 89 B) pueden ser ignoradas, favoreciendo así el cálculo de planos con un mejor ajuste a sus polilíneas precursoras (Fig. 89 C). En la sección 6.2.1, dentro de la discusión, se ofrecen más argumentos y justificaciones en relación a esta cuestión.

Una vez se han terminado de digitalizar los techos de las capas de arenisca, o al menos los de los niveles más fácilmente discernibles y con una mayor regularidad y continuidad lateral, se ha de proceder a calcular los planos que mejor se les ajustan. Con este propósito primero se seleccionaron los puntos de datos situados a una distancia igual o menor a 10 cm de una polilínea determinada, y posteriormente se ejecutó la macro de cálculo de planos que se describe en la sección 4.4.2 (Fig. 90). Este proceso se repitió polilínea a polilínea, tras lo cual se pasó a comprobar que los planos obtenidos tuvieran valores de M y K (coplanaridad y

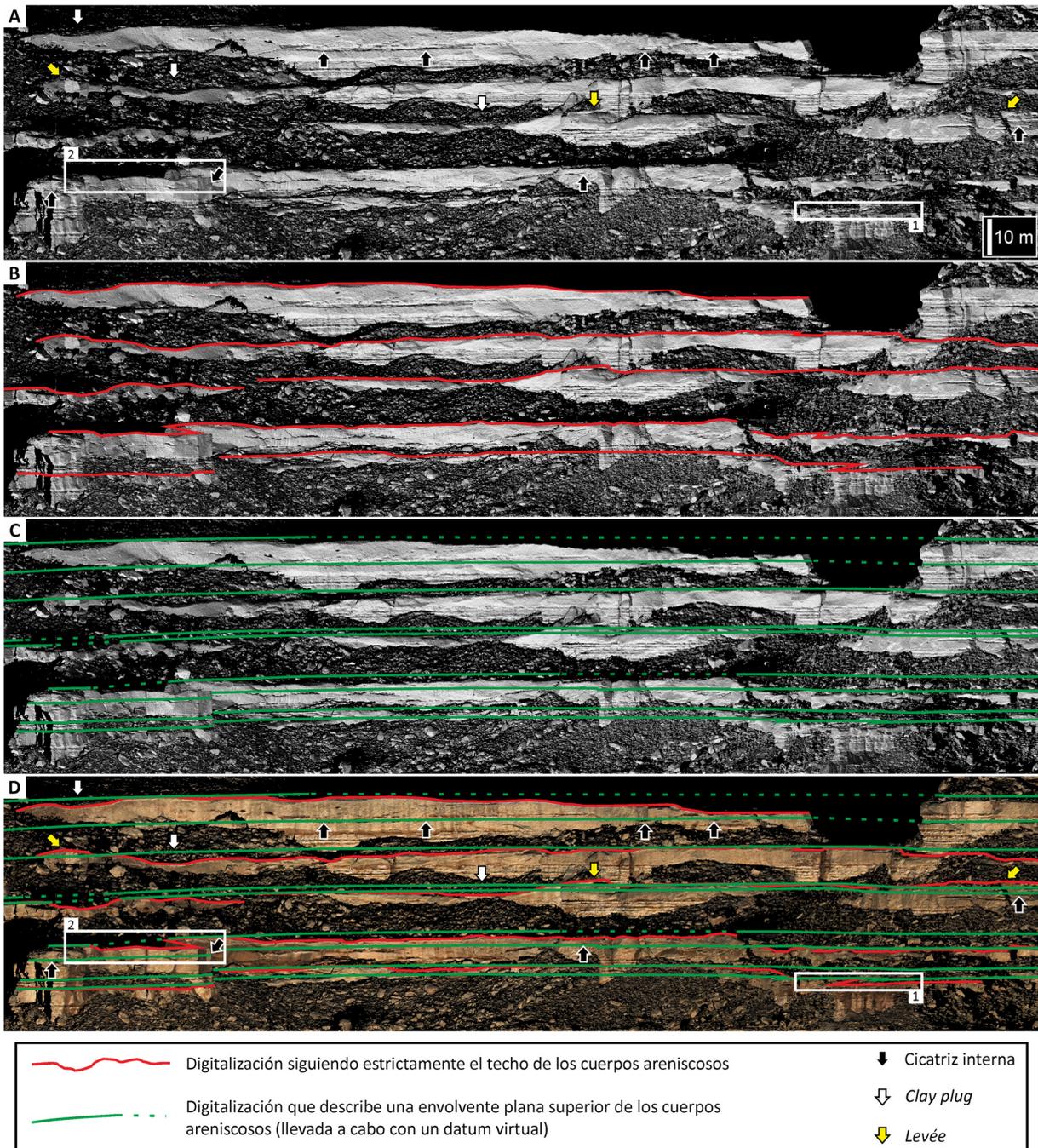


Figura 89. Detalle del VO de Piracés mostrado en proyección ortogonal (A). En B los cuerpos areniscosos han sido digitalizados siguiendo estrictamente sus techos, mientras que en C las líneas describen su envolvente superior plana. En D se pueden observar las diferencias que surgen de aplicar estos dos métodos de digitalización, las cuales responden principalmente a la topografía deposicional (p. ej. *clay plugs* y *levées*), a procesos erosivos postdeposicionales, a las condiciones de afloramiento (1) o a la existencia de zonas sin datos por cuestiones de perspectiva durante la adquisición (2). Cabe destacar como algunas cicatrices internas importantes que presentan los paleocanales se relacionan lateralmente con los techos de otros cuerpos areniscosos (señaladas por flechas negras), lo cual sugiere que puede existir algún tipo de interrelación entre ambos.

colinearidad; ver sección 4.4.2) aceptables (>4 y < 0.8 , respectivamente [124]). En los casos en los que los planos no satisfacían estos criterios de calidad se trató de afinar la digitalización de las polilíneas que los definían y volver a calcularlos, llegando al extremo de descartar ciertas polilíneas si ni aun así se conseguía obtener un resultado satisfactorio.

El número de polilíneas (y por lo tanto de planos) que se obtenga después de esta primera fase de digitalización dependerá tanto del tamaño del afloramiento como de la cantidad de niveles de arenisca reconocibles en el VO. De forma orientativa, en cada uno de los afloramientos naturales de gran tamaño estudiados en esta tesis el número de polilíneas resultante generalmente de más de un centenar.

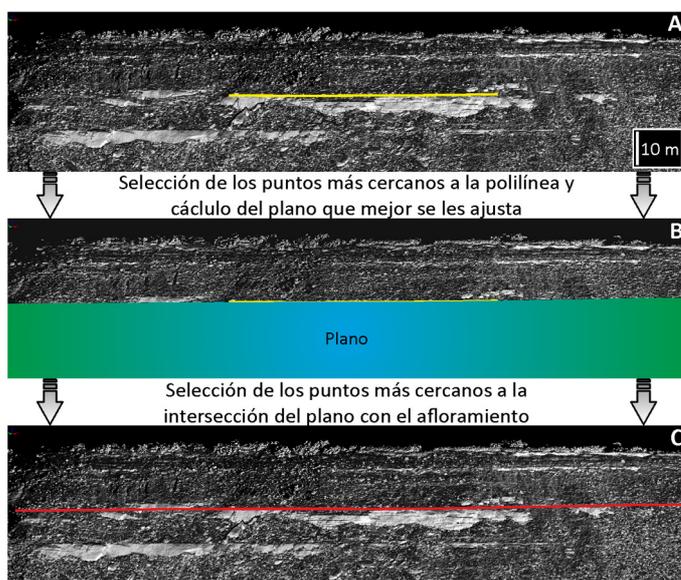


Figura 90. Detalle en proyección ortogonal del VO de Montearagón en donde se muestra el proceso de cálculo de un plano y la comprobación de su intersección con el VO. Tras seleccionar los puntos más cercanos a la polilínea que define el límite superior de un paleocanal (A) la macro Projecte 120 calcula el plano que mejor se les ajusta y lo incluye en la escena (B). Dado que el plano oculta parte de los datos, para comprobar su intersección con la superficie del VO se deberán seleccionar los puntos que quedan más cerca del plano, pudiéndose así desactivar su visualización y comprobar cómo intersecciona el VO (C).

5.3.2.3 CORRELACIONES INICIALES

La siguiente fase en el flujo de trabajo se centra en la identificación y correlación de los cuerpos de arenisca que se localizan en un mismo intervalo estratigráfico. Este proceso se llevó a cabo mediante un método de ensayo y error que trata de aproximar hacia un mismo plano los límites superiores de todas las unidades sedimentarias contemporáneas.

Para efectuar las correlaciones preliminares se aconseja considerar inicialmente un nivel arenoso significativo y que aflore de forma clara en varios puntos lo más distantes que sea posible. Esto es así porque mientras mejor sea la distribución espacial de las polilíneas que se utilicen para calcular un plano, mayor será la credibilidad (K) del plano resultante. Así, una vez un plano ha sido calculado a partir de varias polilíneas (de aquí en adelante, plano de correlación), y previa comprobación de la idoneidad de sus parámetros de calidad, debe determinarse si se trata de un plano de correlación válido o si, por el contrario, debe ser descartado. De los diferentes criterios que se pueden utilizar, el hecho de que un plano de correlación corte oblicuamente otros horizontes estratigráficos (como un cuerpo de arenisca, un paleosuelo o un nivel de cenizas) es la causa más evidente y concluyente para rechazar un plano, y es por lo tanto el aspecto principal

que se ha de verificar (Fig. 91 A' y B'). En otras palabras, un plano de correlación sólo será considerado como válido si mantiene una relación paralela respecto al resto de niveles estratigráficos a lo largo de toda la extensión del afloramiento (Fig. 91 A'' y B'').

La forma más sencilla y directa de realizar esta comprobación consiste en expandir (agrandar) el plano a través de todo el VO, pero el hecho de que al realizar esta operación los datos queden ocultos por el mismo dificulta la comprobación de la intersección plano-VO (Fig. 90 B). Aquí este problema se ha resuelto seleccionando automáticamente los puntos que se encuentran dentro un rango de distancia (unos 10 cm) respecto al plano que se esté considerando, lo cual resulta en una línea de puntos rojos fácilmente distinguible y que permite desactivar la visualización del plano para comprobar su intersección con el VO (Fig. 90 C).

Superado este requisito, existen otros indicadores que nos informan sobre el grado de idoneidad de un plano de correlación, como son que coincida con el techo de otros cuerpos de arenisca no considerados para su cálculo, con niveles de paleosuelos o con cicatrices internas que delimitan sets dentro del relleno de otros paleocanales (Fig. 89). Cuando se dan estas circunstancias, y más aún si se dan a la vez, se puede inferir que el plano de correlación está representando un nivel estratigráfico significativo y que, por lo tanto, es un buen candidato a acabar constituyendo un datum virtual. Por otro lado, y aunque el plano de correlación se muestre válido en el intervalo en el que ha sido calculado, si no se da alguna de estas situaciones su idoneidad continuará estando en entredicho, por lo que la mejor opción será considerar intervalos más ricos en areniscas para realizar de nuevo todo el proceso.

En los casos en los que se haya conseguido calcular un plano de correlación válido y que muestre coincidencias con el límite superior de otros cuerpos de arenisca (Fig. 91 A'' y B''), éste deberá de ser recalculado incorporando las polilíneas que representan a dichos niveles areniscosos como datos de entrada adicionales. El resultado será un nuevo plano de correlación con una orientación muy similar a la del plano original, pero que generalmente presentará un valor de K menor (mayor credibilidad) al haber sido calculado a partir de un conjunto de puntos mejor distribuido en el espacio. De nuevo el plano resultante podrá presentar coincidencias con otras capas de arenisca no consideradas hasta entonces, lo cual conllevará realizar un nuevo cálculo que las incluya. Este proceso de reiteración se deberá repetir sucesivamente hasta que finalmente se logre obtener un plano de correlación a partir de todos los cuerpos de arenisca interrelacionados existentes en el nivel estratigráfico estudiado.

El hecho de encontrar polilíneas que muestran pequeñas desviaciones respecto al plano de correlación de cuyo cálculo formaron parte es frecuente, especialmente si éste muestra valores bajos de M (coplanaridad). Esta circunstancia no implica necesariamente que los techos que representan hayan sido correlacionados erróneamente, ya que hay que tener en cuenta que los cuerpos de arenisca rara vez afloran en el VO mostrando límites superiores totalmente planos y bien definidos. Como ya se ha comentado anteriormente, y se muestra en la Figura 89, esto puede ser debido a irregularidades generadas por procesos sedimentarios de escala inferior a la de canal (como formas de fondo o levées), a procesos erosivos posteriores (un canal moderno que

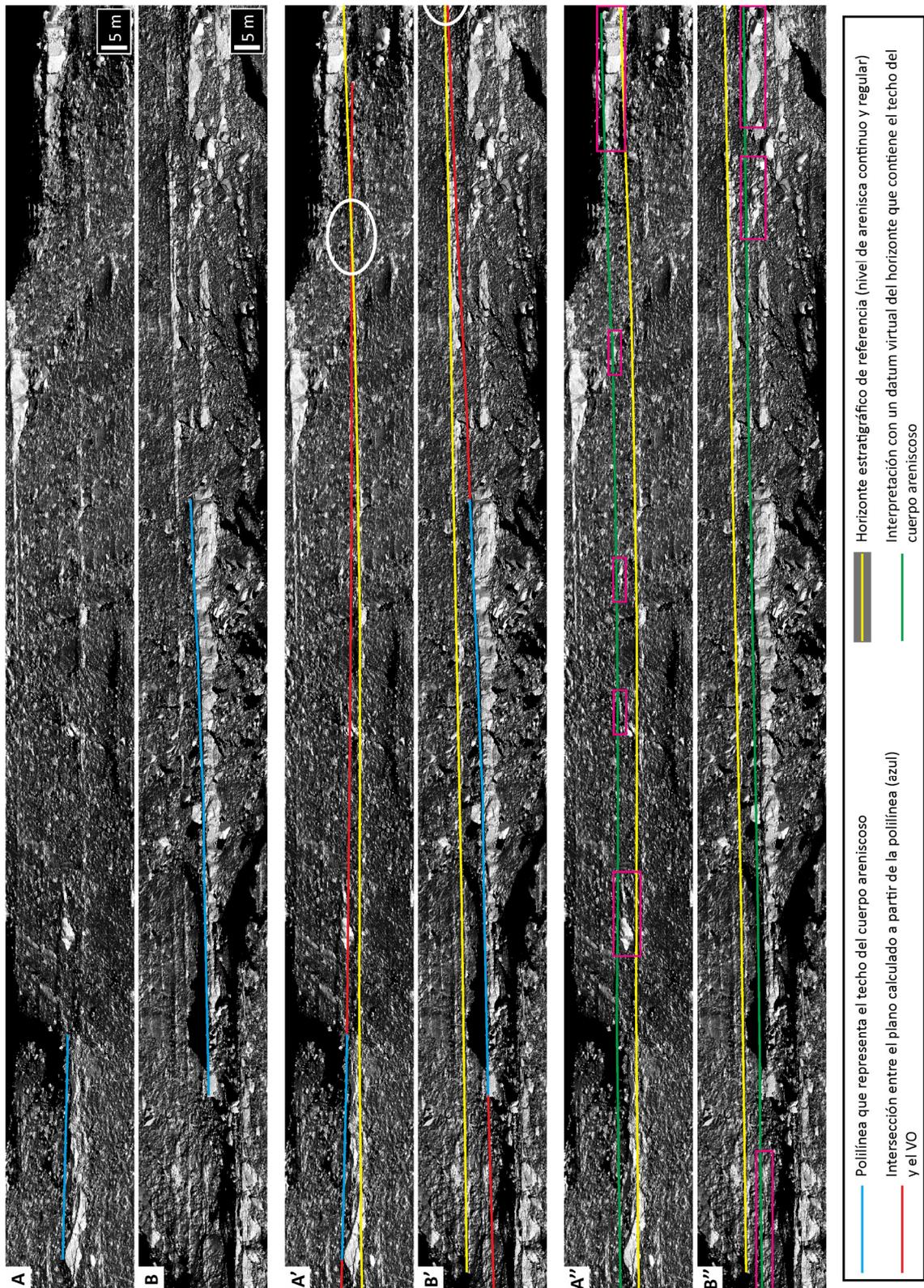


Figura 91. Imágenes de dos sectores del VO de Montearagón con una proyección ortogonal (A y B). En A' y B' se muestra como el cálculo de planos inválidos provoca que éstos intersecten otros horizontes estratigráficos (elipses blancas), mientras que en A'' y B'' una correcta digitalización da lugar a planos válidos que se mantienen paralelos a toda la estratigrafía. Y no sólo eso, sino que gracias a estos planos se pueden relacionar los paleocanales con otros cuerpos areniscosos (recuadros fucsias).

erosiona parte de uno antiguo) o a la presencia de derrubios cubriendo parte de los techos de las capas de arenisca. Una opción cuando se detectan desviaciones significativas es la de tratar de modificar ligeramente la trayectoria de la polilínea para que ésta se adapte mejor a la línea de intersección entre el plano de correlación y el VO, lo que derivará en el cálculo de un plano con mejor M. Sin embargo esta práctica únicamente se recomienda para planos de correlación cuya precisión y aplicabilidad ha sido previamente comprobada en varios niveles estratigráficos, y siempre que las polilíneas modificadas continúen siendo representativas y se ajusten a sus respectivos cuerpos de arenisca. En cualquier caso, se debe ser muy prudente a la hora de utilizar este recurso durante las fases tempranas de cálculo de un datum virtual, ya que existe el riesgo de caer en un razonamiento circular por el cual se obtendrían planos supuestamente mejor ajustados a la estratigrafía porque las polilíneas estarían siendo adaptadas a ellos, cuando lo que realmente se busca es lo contrario.

5.3.2.4 ESTABLECIMIENTO DEL DATUM VIRTUAL

Todo el proceso descrito anteriormente debe realizarse en varios niveles estratigráficos significativos del afloramiento, preferiblemente en aquellos que contengan una mayor cantidad de facies areniscosas, con el propósito de comprobar si la orientación de los planos de correlación obtenidos es similar o no. Suponiendo que la sucesión sedimentaria del afloramiento se encuentre sin deformar, o que únicamente haya sufrido un basculamiento postdeposicional, la orientación de todos los planos de correlación obtenidos para diferentes niveles estratigráficos idealmente debería ser la misma. En la práctica esto es muy difícil que ocurra, y por lo

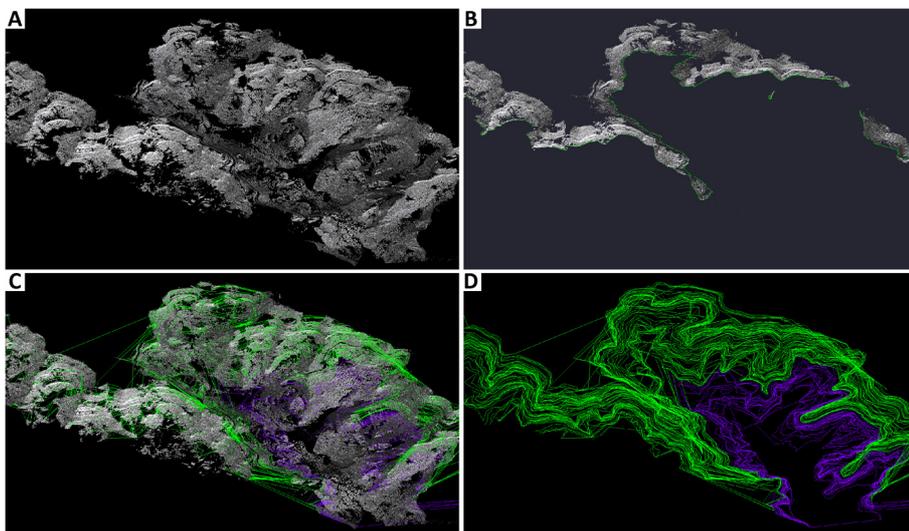


Figura 92. Vista oblicua de la totalidad del VO de Piracés proyectado ortogonalmente (A). En B se muestra un plano de correlación que se ha mostrado válido a lo largo de todo un nivel estratigráfico, así como la polilínea que resulta de considerar su intersección con la superficie del VO. En C y D se muestran (con y sin el VO de fondo, respectivamente) los centenares de polilíneas que resultan de ir comprobando la validez del plano de correlación anterior en todos los niveles estratigráficos reconocibles. Tras constatar que el plano de correlación utilizado no interseca de forma oblicua ningún horizonte estratigráfico en ningún punto del afloramiento, finalmente se puede establecer como un datum virtual válido para, en este caso, todo el afloramiento de Piracés.

general lo que se obtienen son varios planos de correlación con orientaciones muy similares, con unas diferencias de buzamiento y rumbo del orden de pocos grados o décimas de grado. Dado que lo que se busca es un único plano que sirva para correlacionar en todo el afloramiento, se ha de comprobar cuál de ellos es el que mejor funciona para describir la estratigrafía de todo el afloramiento. Para ello han de realizarse multitud de pruebas basadas en colocar todos estos planos de correlación en un mismo punto para seguidamente determinar, mediante la inspección visual de su intersección con el VO, cuál de ellos muestra un mejor ajuste a la estratigrafía. Se recomienda prestar especial atención a cómo se comporta cada uno de estos planos en las zonas más alejadas al punto común donde se han situado, y que los puntos donde se realicen estas pruebas estén distribuidos por el afloramiento lo más homogéneamente posible. De forma adicional, se recomienda que se incluya en la comparación un plano creado a partir de la orientación promedio de todos los planos a evaluar, dado que se ha podido constatar como en ocasiones es el que mejor describe la estratigrafía del conjunto del afloramiento. En cualquier caso, el plano que se escoja tras estas pruebas deberá ser continuamente supervisado para cerciorarse de que éste, se coloque donde se coloque, no corta de forma oblicua un nivel estratigráfico en ningún punto del afloramiento (Fig. 92). Así, y mientras esto no se produzca, el plano calculado podrá ser establecido como un datum virtual válido para caracterizar la estratigrafía de todo el afloramiento (Fig. 93).

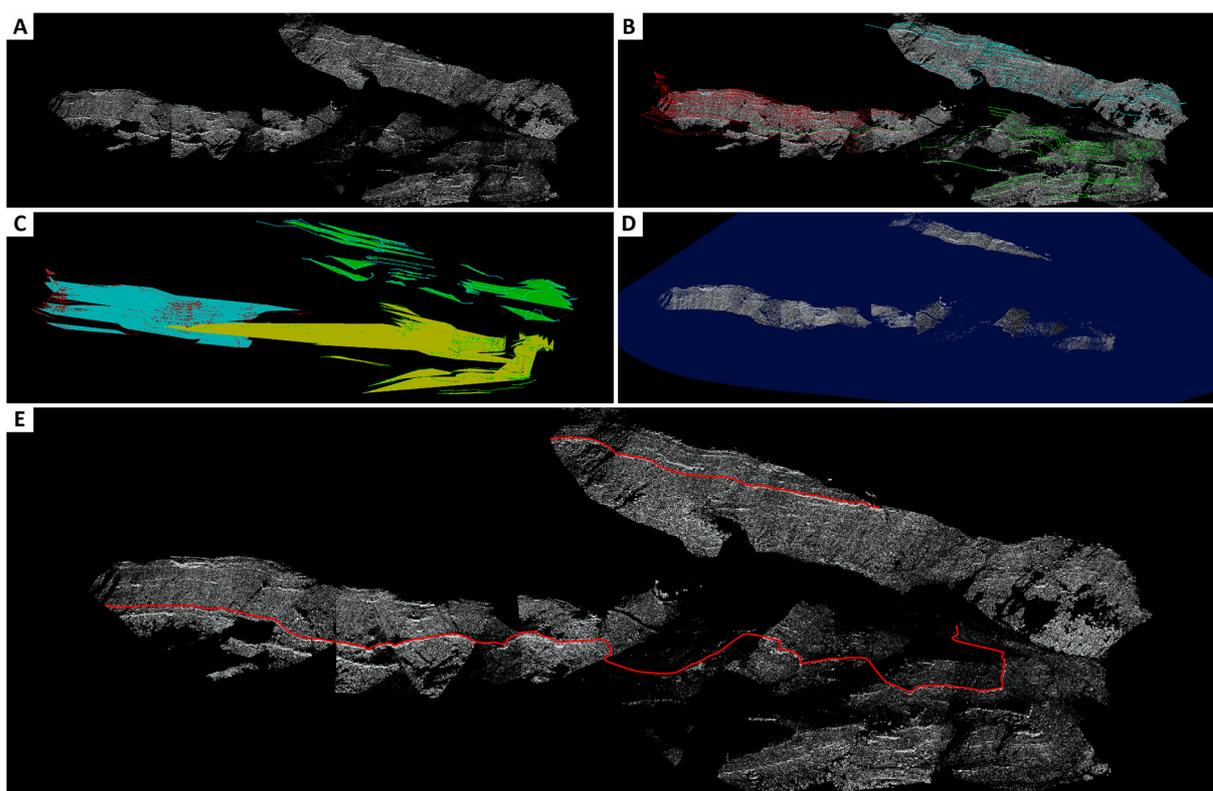


Figura 93. Imágenes del VO de Montearagón (A) en donde se ilustra el proceso de cálculo de un datum virtual. Tras digitalizar los techos de los paleocanales y realizar las correlaciones preliminares (B) se obtienen multitud de planos de correlación. Su validez se ha de probar utilizando los criterios aquí descritos, hasta que finalmente se encuentra un plano que se muestra válido para correlacionar a través de todo el VO (D), el cual será establecido como un datum virtual y podrá utilizarse para correlacionar e identificar aquellos sedimentos que se sitúan en un mismo nivel estratigráfico (E).

Un caso particular es aquel en que un afloramiento contiene discordancias angulares (y no progresivas) producidas por eventos puntuales de basculamiento sinsedimentario, ya que la orientación original de la paleosuperficie deposicional habría sido modificada en grados diferentes entre unos intervalos estratigráficos y otros. Cuando se de esta situación será imposible encontrar un único datum virtual válido para toda la serie del afloramiento, y serán necesarios tantos de ellos como buzamientos diferentes se detecten, siendo cada uno únicamente aplicable dentro del intervalo estratigráfico en el cual haya sido calculado.

5.3.2.5 DATUMS VIRTUALES OBTENIDOS EN LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

El método detallado anteriormente se ha aplicado en el VO de los afloramientos descritos en la sección 3.1, obteniéndose un resultado satisfactorio en los afloramientos de Castelflorite, Montearagón, Marcén y Piracés, los cuales constituyen la totalidad de los afloramientos naturales y de grandes dimensiones estudiados. Así, en cada uno de estos afloramientos ha sido posible calcular un plano que mantiene una relación paralela respecto a todos los horizontes estratigráficos que lo componen y, por lo tanto, un único datum virtual que es válido para toda su extensión. La orientación de estos 4 datums virtuales es muy similar, mostrando diferencias de únicamente 20.7° en azimuth y 0.81° en buzamiento, y una orientación promedio de 236.9/1.09 (Tabla 4).

Afloramiento	Orientación datum virtual (°)		Distancia hacia... (Km)			Distancia entre afloramientos (Km)			
	Azimuth	Buzamiento	A. Barbastro	S. Exteriores	Ápice	Montearagón	Piracés	Marcén	Castelflorite
Montearagón	236.50	1.22	21	10	61		16	25	46
Piracés	233.40	1.54	24	23	60			9	33
Marcén	249.10	0.73	25	31	59				25
Castelflorite	228.40	0.88	20	40	50				
Promedio	236.90	1.10	22.5	26	57.5			25.7	
Rango	20.70	0.81	5	30	11			37	

Tabla 4. Orientación de los 4 datums virtuales obtenidos para los afloramientos naturales estudiados esta tesis. Para tratar de explicar las diferencias de orientación encontradas se adjunta la distancia de cada afloramiento al Anticlinal de Barbastro, a las Sierras Exteriores y al ápice del sistema fluvial, así como la distancia que existe entre ellos.

Los 4 afloramientos restantes, en los cuales no se ha podido aplicar el método con éxito, se corresponden con cortes artificiales en el terreno. Éstos, por sus características (como su poca tridimensionalidad y escasa potencia), se han revelado como no adecuados para poder ser estudiados mediante un datum virtual como el aquí desarrollado. Más adelante, en la sección 6.3 de la discusión, se evalúan los motivos concretos que explican esta incompatibilidad.

5.3.2.5.1 Implicaciones en cuanto al Buzamiento de las Sucesiones Sedimentarias Estudiadas

Debido a que la condición imprescindible para considerar una superficie como datum virtual es que ésta ha de mantener una relación de paralelismo respecto a todos los horizontes estratigráficos, se puede afirmar que un datum virtual representa con una gran precisión el buzamiento de la serie en el afloramiento en el cual ha sido calculado. Por lo tanto, la orientación de los datums virtuales obtenidos en varios afloramientos

puede ser analizada para detectar diferencias sutiles de buzamiento y así tratar de comprender a qué se deben.

Para abordar este asunto primero hay que tener en cuenta los diversos factores que pueden condicionar el buzamiento de la serie estratigráfica en los afloramientos estudiados, los cuales son:

- La propia pendiente deposicional original del sistema fluvial, la cual sería máxima en las zonas proximales e iría disminuyendo paulatinamente hasta casi la horizontalidad en las zonas más distales (ver sección 2.3.1).
- La deformación asociada a los últimos movimientos compresivos relacionados con la estructuración del orógeno pirenaico, la cual en principio debió ser más intensa en el margen de la cuenca que en posiciones más centrales de la misma.
- La deformación producida por la disolución y/o movilización de sedimentos evaporíticos, así como la compactación diferencial que sufren los diferentes tipos de sedimentos durante su enterramiento, y que contribuyen a modificar localmente el buzamiento de las capas.
- Movimientos isostáticos a escala cortical relacionados tanto con la subsidencia tectónica como con el rebote isostático producido al extraer un gran peso de sedimento de la cuenca por su vaciado erosivo.

Para evaluar la influencia de estos factores en la disposición de los sedimentos estudiados se ha intentado correlacionar la variación en la orientación de los datums virtuales obtenidos tanto con la distancia entre afloramientos como con su posición respecto a las estructuras compresivas más próximas (Sierras exteriores y Anticlinal de Barbastro) y al ápice estimado del abanico fluvial (Tabla 4). Tanto la distancia al ápice del sistema como al Anticlinal de Barbastro es similar para todos los afloramientos, mostrando variaciones de ± 11 Km y ± 5 Km respectivamente, por lo que son factores que se pueden obviar a efectos comparativos. La distancia hacia el margen de la cuenca (el frente de cabalgamiento de las Sierras Exteriores) sí que parece tener cierta influencia, ya que los dos afloramientos más cercanos muestran buzamientos por encima de 1.2° y los dos más alejados no superan los 0.9° , aunque no se observa una relación lineal según la cual las capas disminuyan progresivamente sus buzamientos a medida que aumenta esta distancia. De hecho, los dos afloramientos más cercanos entre ellos (Piracés y Marcén, separados 9 Km) muestran los dos valores de buzamiento más desiguales ($\Delta 0.81^\circ$), mientras que la diferencia de buzamientos entre los dos afloramientos más alejados (Montearagón y Castelflorite, separados 46 Km) no llega ni a la mitad ($\Delta 0.34^\circ$).

Dado que no se pueden explicar satisfactoriamente las diferencias de buzamiento detectadas únicamente mediante mecanismos que ejercen un control a escala regional, cabe considerar los factores que pueden causar variaciones de buzamiento a escala local, como son la compactación diferencial, los fenómenos halocinéticos o la existencia de pliegues de poca amplitud y gran longitud de onda. De entre los afloramientos estudiados, únicamente en el de Siétamo se ha podido observar alguna evidencia de deformación que pueda responder a estos procesos en forma de un ligero pliegue (recuadro rojo en la Figura 52 A).

Desafortunadamente, no resulta posible reconocer variaciones de buzamiento de menos de un grado como las que indican los datums virtuales ni en superficie (sin disponer de datos TLS) ni en sísmica (aun suponiendo que se pudiese adquirir información de los primeros centenares de metros del subsuelo con una resolución aceptable). Por lo tanto no es posible evaluar la influencia de estos fenómenos en los buzamientos medidos, aunque en vista de todas las consideraciones llevadas a cabo al respecto aquí se opta por atribuir las diferencias de buzamiento detectadas a la superposición de una deformación local sobre una regional. Así, procesos de compactación diferencial y de removilización de evaporitas Triásicas y Eocenas presentes en el subsuelo se superpondrían sobre la deformación a escala de cuenca relacionada con la actividad compresiva en el margen de la misma, hacia el cual la magnitud de la deformación aumenta.

5.3.3 APLICACIONES EN EL ESTUDIO DE AFLORAMIENTOS FLUVIALES

El principal beneficio que proporciona el disponer de un datum virtual es un control estratigráfico preciso y fiable sobre toda la sucesión sedimentaria del afloramiento (o afloramientos) a partir del cual ha sido calculado. Su utilización es muy sencilla, ya que únicamente es necesario colocar la superficie que constituye el datum virtual sobre un punto determinado para que su intersección con la topografía del afloramiento identifique de forma automática todos los materiales situados en su mismo nivel estratigráfico. Además, esto se consigue independientemente del tamaño del afloramiento o de su complejidad estratigráfica y/o fisiográfica, ofreciendo una solución ante situaciones que tradicionalmente han supuesto un impedimento para caracterizar con detalle sucesiones fluviales, como que los elementos que se deseen estudiar se encuentren separados por distancias kilométricas y/o situados en vertientes opuestas de una colina (Figs. 94 y 95). Por otro lado, el alto grado de precisión que proporcionan sus correlaciones permite detectar y caracterizar sutiles variaciones y relaciones laterales y/o verticales entre elementos que con los métodos utilizados hasta el momento eran difícilmente detectables. A continuación se describen varios casos concretos en los que la utilización de un datum virtual contribuye de forma notable a facilitar el estudio de afloramientos fluviales y a mejorar su caracterización y modelización tridimensional.

5.3.3.1 CORRELACIONES INSTANTÁNEAS, PRECISAS Y FIABLES

El resultado más inmediato que se obtiene con un datum virtual es la identificación y correlación de los cuerpos de arenisca que pertenecen a un mismo paleocanal. Esto puede parecer poco relevante en afloramientos donde el número de paleocanales no es elevado, y en los cuales la mera existencia de dos cuerpos areniscos de similares características y que aparentemente estén situados en un mismo nivel estratigráfico se considera suficiente para determinar que se trata del mismo paleocanal (líneas sólidas en las Figuras 94 y 95). Sin embargo se debe ser cauto con estas suposiciones, ya que tanto la experiencia de los geólogos [131, 134, 135] como los resultados obtenidos aquí de aplicar el datum virtual sugieren que en las interpretaciones que se llevan a cabo en afloramientos fluviales se tiende a simplificar la complejidad arquitectural. Y es precisamente en los afloramientos de mayor tamaño y que contienen una mayor proporción de paleocanales (como el de Piracés o Marcén) donde las consecuencias de un exceso de simplificación pueden ser más notables y, por lo tanto, donde el datum virtual demuestra realmente su potencial.

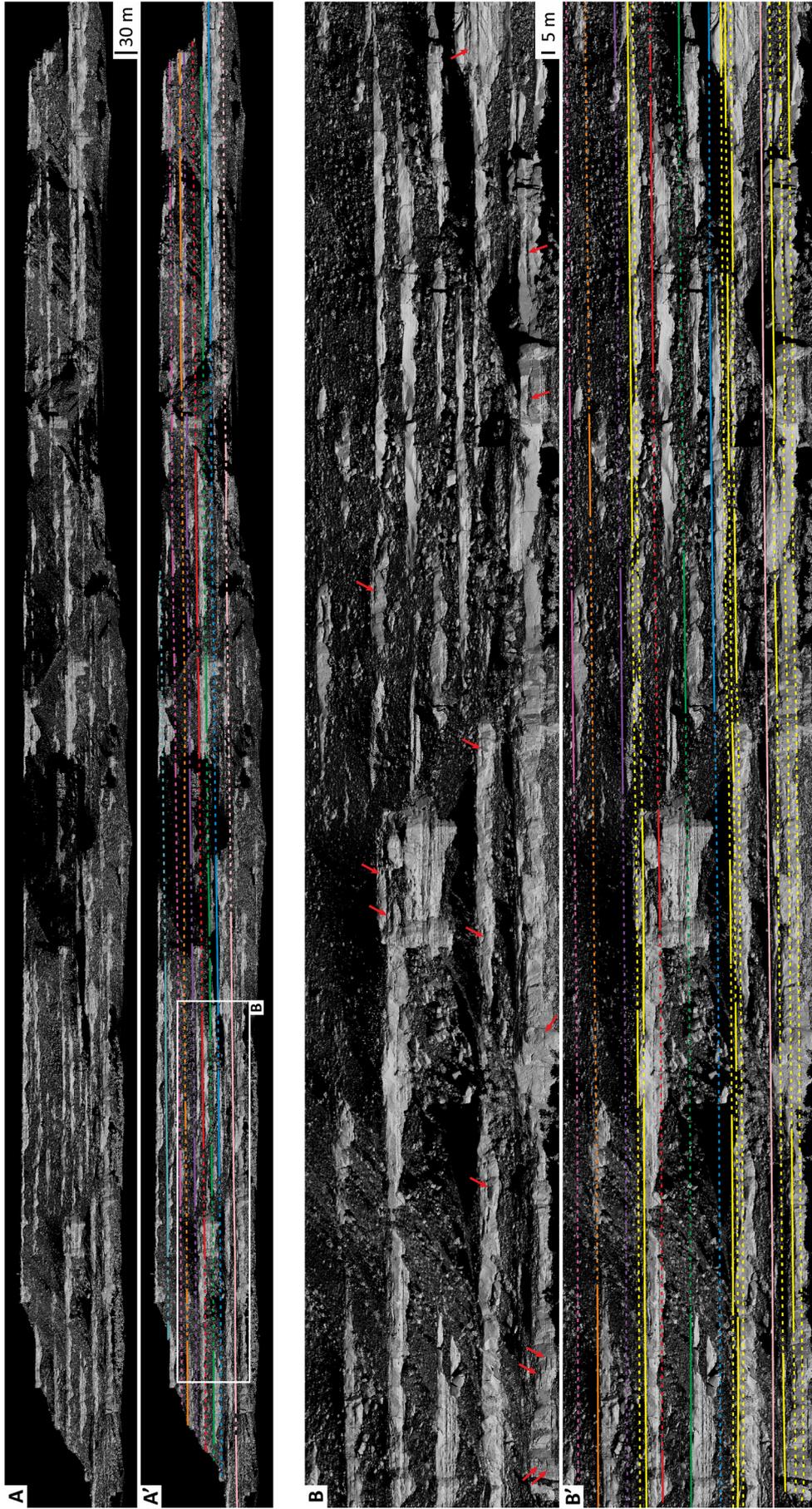
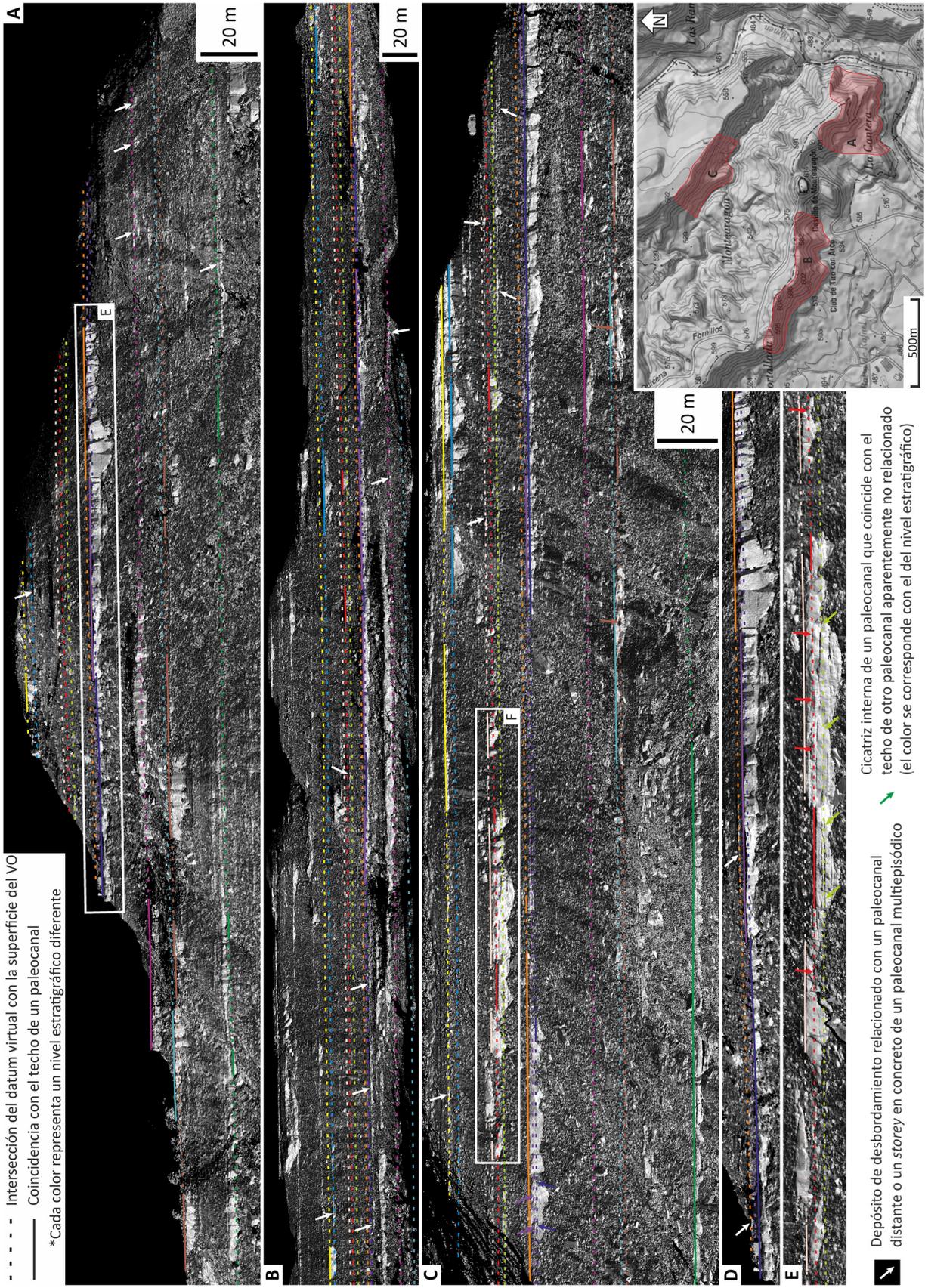


Figura 94. Correlaciones realizadas en el VO de Marcén utilizando un datum virtual. Las líneas discontinuas representan la intersección del datum virtual con la superficie del VO, y las líneas continuas muestran allí donde esta intersección coincide con el límite superior de un paleocanal. Cada color indica un nivel estratigráfico diferente. Las líneas amarillas en B' se corresponden con los niveles estratigráficos en los cuales se sitúan las cicatrices internas que se indican con flechas rojas en B. La longitud aproximada del segmento de afloramiento que se muestra en A y A' es de unos 1.5 Km.



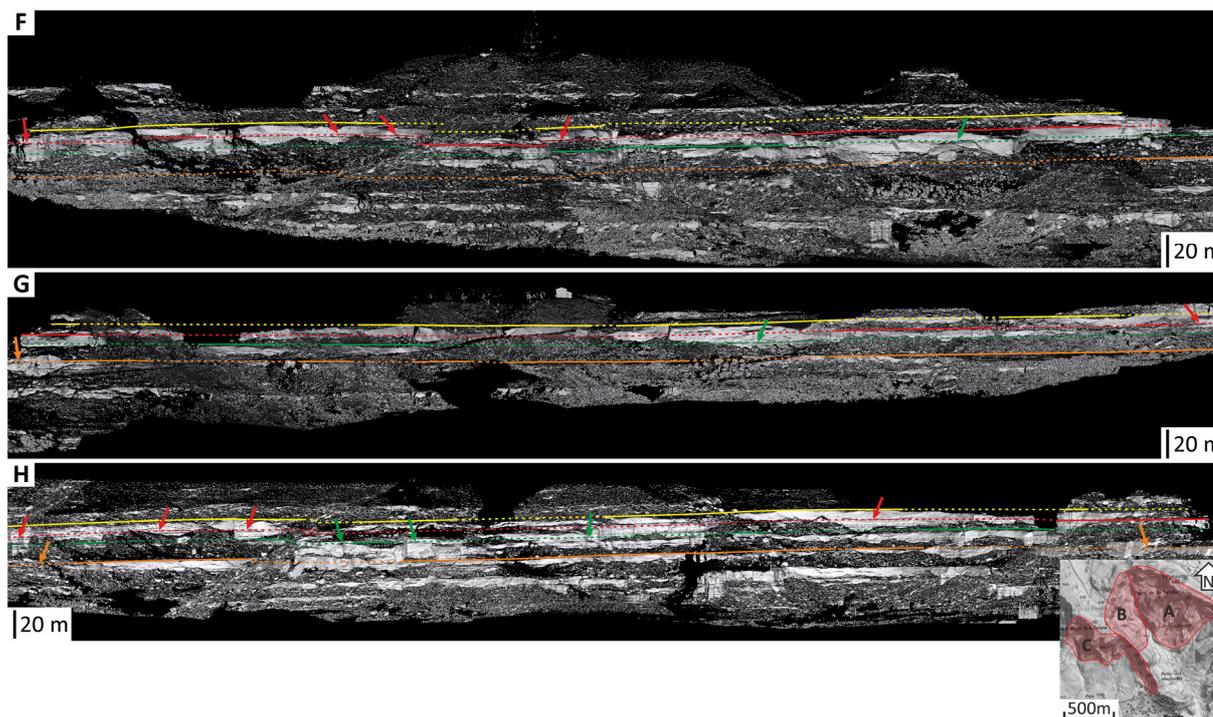


Figura 95 (viene de la página anterior). Correlaciones llevadas a cabo en los afloramientos de Montearagón (A-E) y Marcén (F-H) mediante los datums virtuales en ellos calculados. Se puede comprobar como es frecuente encontrar grandes cicatrices erosivas de paleocanales multiepisódicos que coinciden con niveles estratigráficos que contienen el techo de otros paleocanales. Nótese la gran distancia (~ 1 Km) entre las diferentes zonas correlacionadas en cada afloramiento y su localización en vertientes y valles diferentes, así como la elevada precisión de las correlaciones que permiten llevar a cabo los datums virtuales.

Así, gracias a la utilización de un datum virtual se ha podido constatar la existencia de relaciones tan difíciles de detectar como que, de forma muy común, el nivel estratigráfico que se corresponde con el techo de un paleocanal coincide con cicatrices internas significativas, y generalmente planas, del relleno de grandes canales multiepisódicos (flechas de color en las Figuras 94 y 95). En el caso de que esta relación no sea fruto de una mera casualidad, como parece indicar la frecuencia con la que ésta se ha observado, podría estar indicando un proceso por el cual los paleocanales tienden a aprovechar y ocupar partes del cauce abandonado de un paleocanal previo (Fig. 96) [176, 179, 223, 266]. De ser esto cierto, la utilización de un datum virtual habría permitido ver más allá de lo que aparentemente eran dos paleocanales independientes sin relación alguna para establecer una interconexión entre los rellenos areniscos de ambos. Este cambio tendría unas implicaciones muy importantes durante la modelización como reservorio de la secuencia fluvial, incrementándose de forma significativa la conectividad entre las facies reservorio.

Por otro lado, también se ha logrado identificar en muchos casos el canal del cual proceden unos depósitos areniscos de desbordamiento determinados (flechas blancas en las Figuras 94 y 95). Y no sólo eso, sino que en ocasiones incluso se han podido llegar a establecer relaciones entre niveles de areniscas tabulares y una fase evolutiva concreta (*storey*) de canales multiepisódicos (en la Figura 95, ver en B y C

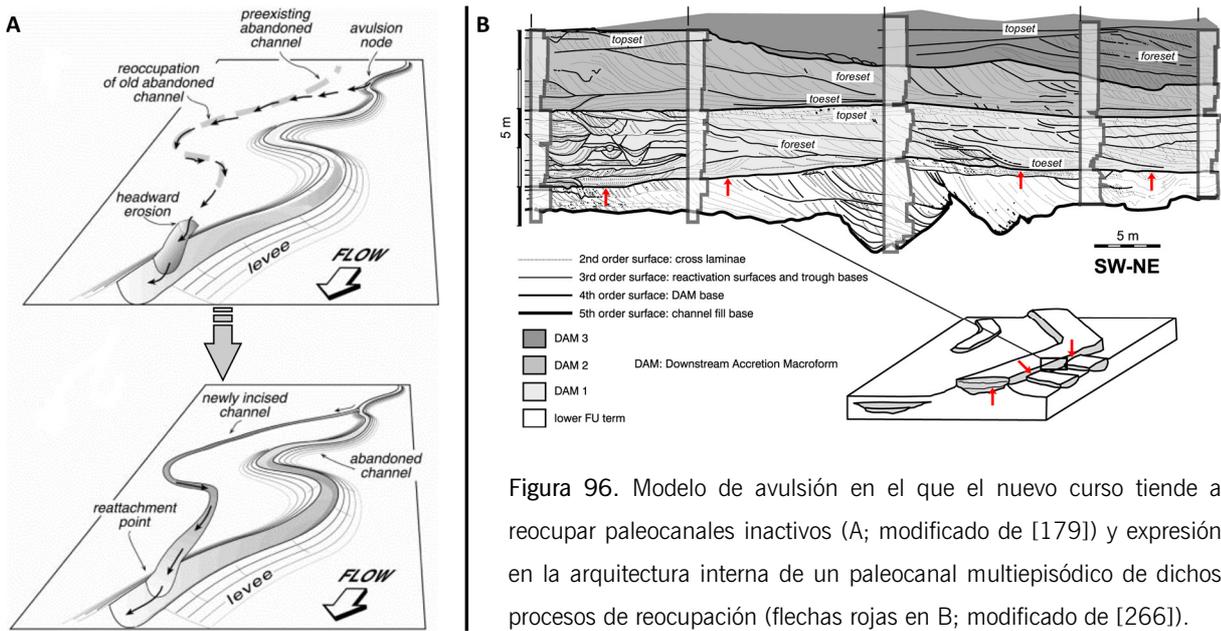


Figura 96. Modelo de avulsión en el que el nuevo curso tiende a reocupar paleocanales inactivos (A; modificado de [179]) y expresión en la arquitectura interna de un paleocanal multipisódico de dichos procesos de reocupación (flechas rojas en B; modificado de [266]).

como los *storeys* del paleocanal ampliado en E se correlacionan con delgados niveles tabulares). Gracias a las diversas campañas de campo se ha podido constatar que habitualmente los rellenos de los paleocanales no quedan claramente diferenciados de sus propios depósitos de desbordamiento, de forma que existe una transición lateral gradual entre ellos (sección 3.2.2). Esto, como ya se ha comentado, es consecuencia (e indicador) del contexto agradante existente en la Cuenca del Ebro en esa época, bajo el cual la tasa de agradación dentro y fuera de los paleocanales era similar, permitiendo que se estableciesen y conservasen este tipo de relaciones laterales. Además, la inspección en el campo de puntos donde paleocanales erosionan facies areniscosas de desbordamiento sugiere que habitualmente no se deposita entre ellos un nivel impermeable de facies finas, por lo que quedan finalmente interconectados. Por lo tanto, y en vista de estas observaciones, el caracterizar adecuadamente las interacciones que se producen entre los depósitos de desbordamiento y los paleocanales del Abanico Fluvial de Huesca será de gran importancia en la modelización de los afloramientos estudiados. En vista de esto, se puede afirmar que de nuevo el disponer de un datum virtual adecuado puede hacer mejorar significativamente la caracterización de afloramientos fluviales como análogos de reservorios.

5.3.3.2 SUBDIVISIÓN ESTRATIGRÁFICA Y CARACTERIZACIÓN INTERVALO A INTERVALO

Más allá de servir estrictamente para correlacionar elementos, disponer de un datum virtual ofrece la posibilidad de identificar a través de todo un afloramiento (o de varios cercanos, si el mismo datum funciona en ellos) aquellos materiales que coexistieron sobre la superficie del abanico en un momento determinado. Esto supone un gran avance, pues utilizando los métodos tradicionales difícilmente se puede llegar a caracterizar la geometría de los sedimentos finos de la llanura de inundación y sus relaciones laterales respecto a los cuerpos areniscosos, siendo ésta una de las limitaciones más importantes que se encuentran al estudiar sistemas fluviales [224].

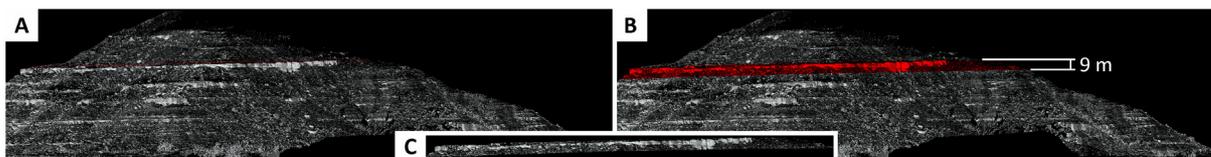


Figura 97. Detalle del VO de Montearagón donde se muestra el proceso de aislamiento del intervalo estratigráfico, el cual abarca un paleocanal desde su techo hasta su base (en este caso de unos 9 metros de espesor).

Otra consecuencia de su capacidad para identificar materiales isócronos es que mediante un datum virtual se puede subdividir el VO en tantos intervalos con significación estratigráfica como se desee, los cuales pueden ser posteriormente aislados del resto de la sucesión sedimentaria. Por ejemplo, se puede aislar el intervalo que abarca un paleocanal en concreto para estudiarlo en detalle. Para ello, basta con colocar el datum virtual sobre el techo de un paleocanal (Fig. 97 A), tras lo cual se han seleccionado todos los puntos que se encuentran por debajo del datum hasta una distancia igual al máximo espesor del paleocanal (Fig. 97 B). Finalmente se han duplicado estos puntos, consiguiendo así generar una nueva nube que únicamente contiene el intervalo estratigráfico considerado (Fig. 97 C). Este método se muestra especialmente útil cuando se trabaja en afloramientos muy extensos y complejos topográficamente, ya que en ellos el poder aislar un intervalo determinado supone eliminar gran cantidad de información no necesaria en ese momento y que de otra forma entorpecería tanto su visualización como estudio (Fig. 98).

Esta capacidad de discretización de intervalos estratigráficos se puede combinar con la información procedente de las columnas de campo para tratar de estudiar de forma detallada las propiedades de los sedimentos fluviales en cada intervalo por separado (p. ej., el porcentaje de arenisca, el tamaño y la tipología de los paleocanales, su índice de amalgamamiento o el grado de conectividad). En base a estas propiedades y a su distribución dentro del mismo intervalo se podrán realizar reconstrucciones determinísticas y paleogeográficas que reflejen los procesos sedimentarios que dieron lugar a su deposición. Yendo más allá, y si este tipo de caracterización se realiza en serie, es decir intervalo a intervalo, se puede estudiar la variación que han sufrido en el tiempo tanto la magnitud y tipología de los procesos sedimentarios como la distribución y propiedades de las facies que resultan de su acción.

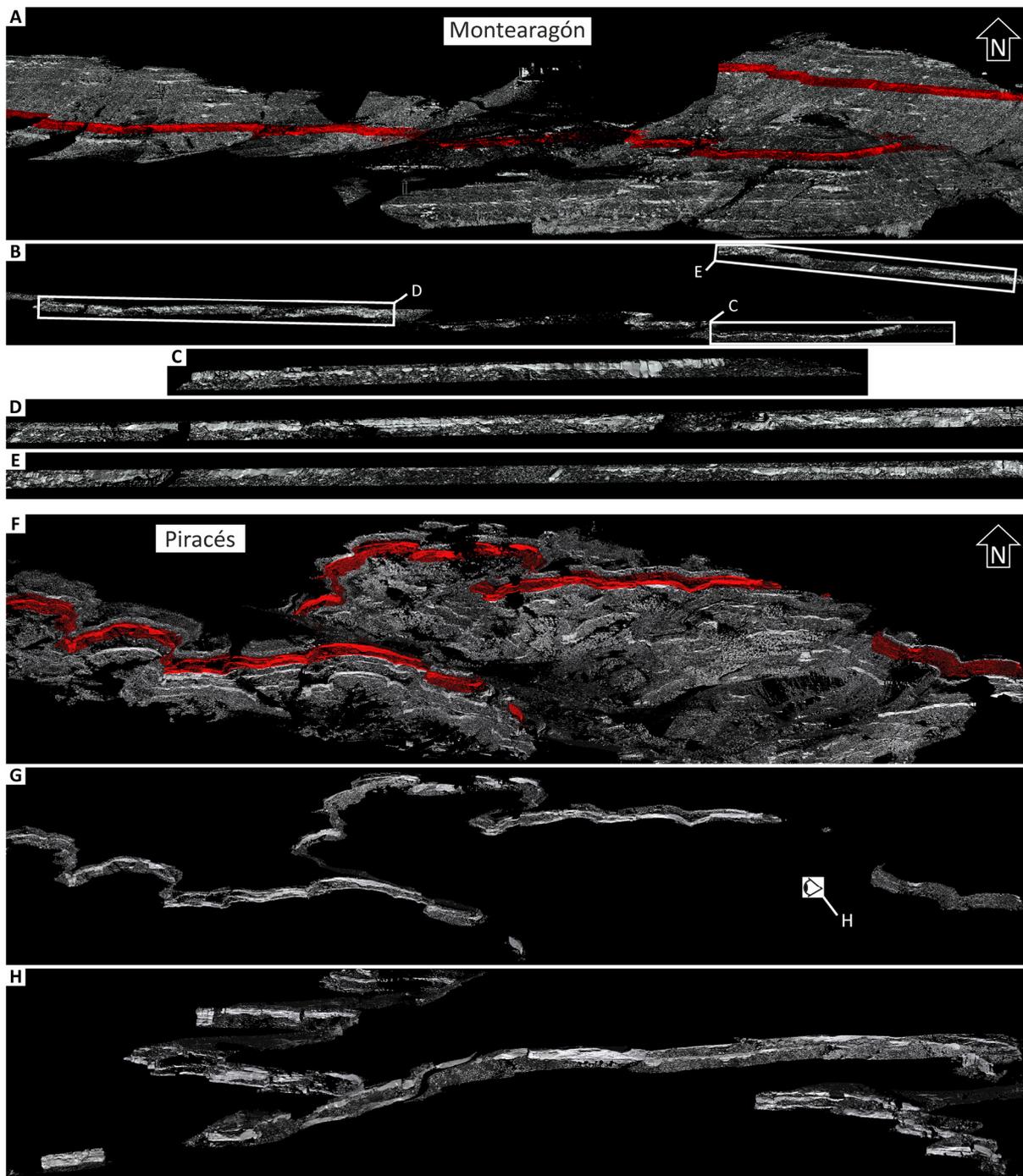


Figura 98. Resultado obtenido en Montearagón (A-E) y Piracés (F-E) de utilizar el datum virtual para seleccionar y posteriormente aislar el intervalo del VO que contiene los datos relacionados con un paleocanal determinado. El espesor de los intervalos es de 9 m en Montearagón y de 21 m en Piracés, que son las potencias máximas observadas para cada uno de los canales considerados. Nótese la facilidad y la claridad con la que estos intervalos estratigráficos pueden ser posteriormente observados y estudiados.

5.3.3.3 DISEÑO DE PANELES DE CORRELACIÓN CORREGIDOS

Otra posibilidad que surge tras aplicar la metodología aquí desarrollada es la de combinar la información que proporcionan las columnas estratigráficas con la información geométrica, el control en la evolución lateral de las facies y la capacidad de correlación que proporciona el disponer de un VO y un datum virtual. El objetivo de todo ello es el de extrapolar lateralmente la información de las columnas estratigráficas en base al VO para acabar diseñando un panel de correlación de gran precisión y que refleje fielmente la arquitectura deposicional y la distribución de facies del afloramiento. En esta tesis se ha utilizado el afloramiento de Montearagón para este propósito debido que es del que se dispone de una mayor cantidad y densidad de columnas estratigráficas, y cuyos espesores además ya habían sido corregidos siguiendo el método que se explica en la sección 5.2.

En primer lugar se situaron las columnas estratigráficas de acuerdo a la distancia real existente entre ellas, de forma similar a como hicieron van Lanen *et al.* (2009) [101] para la Fm. Wolfville. Posteriormente se ajustó su posición vertical relativa gracias a las correlaciones proporcionadas por el datum virtual, tras lo cual se restituyó a la horizontal el basculamiento de la serie. Las geometrías y espesores de los cuerpos areniscosos entre columnas fueron establecidos con la ayuda de la información continua tanto cualitativa como cuantitativa que proporciona el VO. Finalmente se exageró la escala vertical para facilitar la visualización de las relaciones existentes entre los diferentes niveles de arenisca.

El resultado de este proceso es un panel de correlación que refleja de forma clara y fehaciente las dimensiones, proporciones y relaciones espaciales de las diferentes facies, en especial de los cuerpos areniscosos significativos (Fig. 99). De su análisis se pueden extraer con facilidad una serie características arquitecturales que no son tan evidentes al observar el afloramiento *in situ* o a partir de fottomosaicos. Por ejemplo, se puede distinguir de forma clara un intervalo central especialmente rico en grandes cuerpos areniscosos multiepisódicos (de color naranja en la Figura 99), con una potencia de aproximadamente una decena de metros y centenares de metros de extensión lateral, los cuales se ha constatado que no muestran interconexión entre ellos en ningún punto. Por encima y debajo de este intervalo se observa que la proporción de areniscas de relleno de canal es notablemente inferior, y los paleocanales de tipo *ribbon* que se encuentran tienen unas dimensiones mucho más restringidas en la lateral, aunque continúan mostrando potencias similares a los paleocanales del intervalo central. En estos intervalos la frecuencia tanto de areniscas tabulares con base erosiva como de canales de desbordamiento es mayor, lo que denota una mayor importancia y energía de los flujos procedentes del desbordamiento de los canales. Asimismo se puede constatar como el grado de amalgamamiento entre los paleocanales tipo *ribbon* de estos intervalos es mayor, aumentando así la interconectividad vertical y lateral, y que además la mayoría de cuerpos tabulares con base erosiva quedan conectados en algún punto a este tipo de paleocanales.

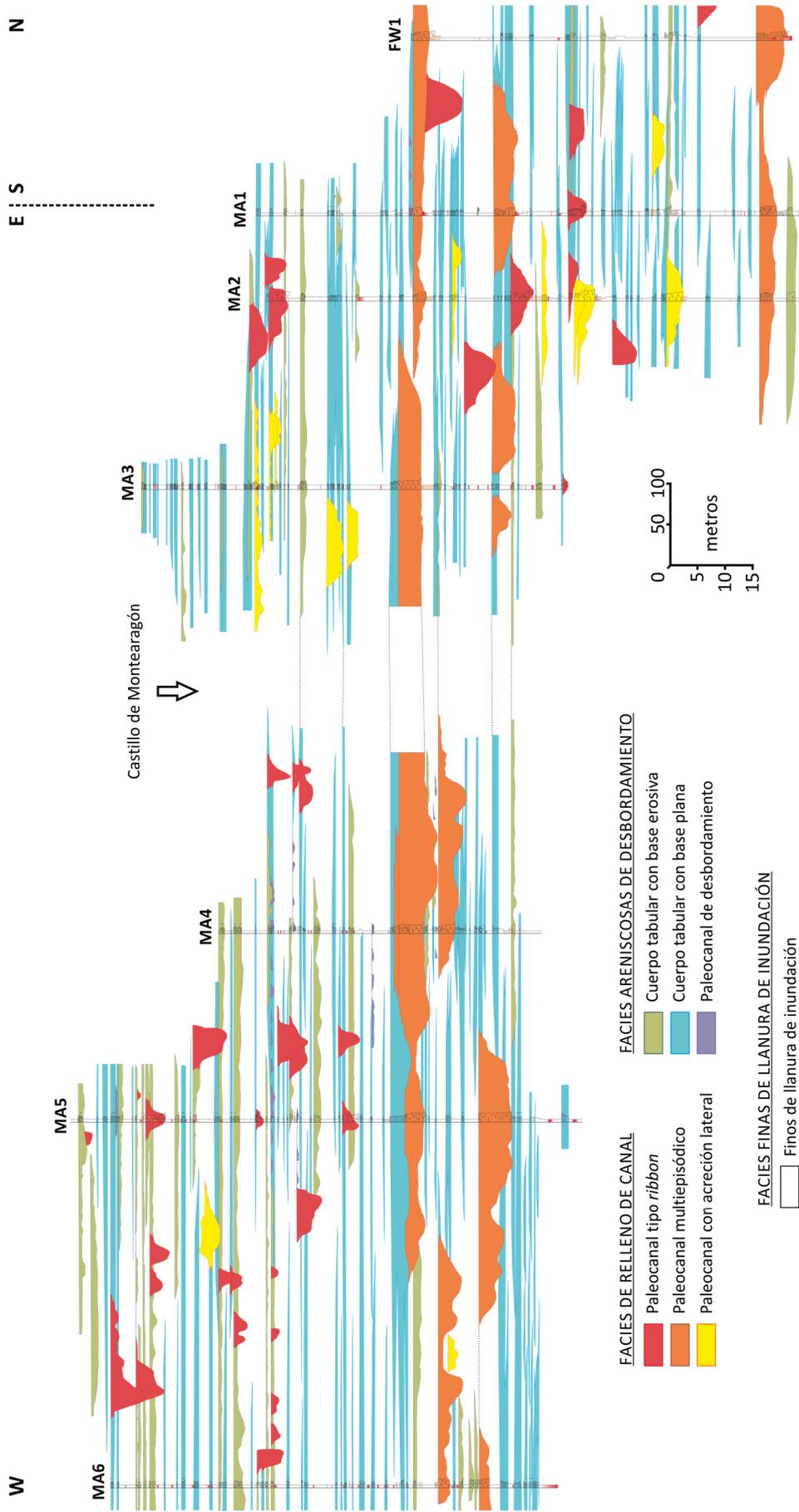


Figura 99. Panel de correlación compuesto por las siete columnas estratigráficas medidas en el afloramiento de Montearagón (localización en Fig. 45 B), cuyo espesor ha sido previamente corregido utilizando el método que se describe en la sección 5.2. Las correlaciones entre los cuerpos areniscosos han sido realizadas utilizando un datum virtual, y sus geometrías entre columnas se han representado en base a su seguimiento en el VO. El buzamiento de la serie ha sido restituido a la horizontal. No se representa la zona del Castillo de Montearagón porque no se dispone de datos lidar de ella.

5.3.3.4 ESTIMACIÓN DE LA POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA RELATIVA ENTRE AFLORAMIENTOS

Como se explica de forma detallada en la sección 1.3.1, uno de los principales problemas a los que hay que enfrentarse cuando se trata de caracterizar un sistema fluvial en base a afloramientos distantes y que no pueden ser datados es llegar a establecer de forma fiable cuál es su posición estratigráfica relativa. O dicho de otra forma, determinar si los materiales que afloran en cada uno de ellos fueron depositadas en un mismo periodo de tiempo (y por lo tanto guardan una relación lateral) o si, por el contrario, representan momentos diferentes en la historia evolutiva del sistema fluvial.

Este ejercicio de correlación entre afloramientos resulta especialmente relevante, a la vez que difícil de llevar a cabo, cuando éstos muestran materiales con unas características muy similares y una disposición cercana a la horizontal. Así, si se considera como horizontal el buzamiento de una serie que en realidad buza 0.5° (error muy fácil de cometer con una brújula), un desplazamiento de únicamente un kilómetro en la lateral puede provocar que nos hayamos movido, sin saberlo, hasta 8.7 m en la serie estratigráfica. En el caso de los afloramientos estudiados las distancias que los separan son de entre 9 y 25 Km (Fig. 100), lo cual si se considera el caso anterior puede llevar a errores de, respectivamente, hasta 78.5 y 218 m. Por lo tanto, queda patente como es fácil atribuir de forma errónea una misma edad a dos afloramientos que no la tienen, o viceversa, lo cual de producirse conllevará se llegue a conclusiones erróneas en base a su estudio comparativo.

La intención es proceder de una forma similar a como lo hacen los geólogos estructurales cuando caracterizan pliegues y fallas estableciendo dominios de buzamiento en base a los datos que miden en el campo [267-269]. En este respecto, de nuevo la gran precisión con la que un datum virtual adecuado es capaz de informar sobre el buzamiento de la serie estratigráfica (por encima de la décima de grado) puede ser utilizada para ofrecer una solución al problema que se plantea. Para ello, y partiendo de un modelo digital del terreno de alta resolución, primero se han confeccionado una serie de perfiles topográficos que unen los diferentes afloramientos (Fig. 100 A). Posteriormente, los afloramientos han sido correlacionados utilizando líneas que representan los buzamientos aparentes de los datums virtuales en la dirección de cada perfil, las cuales se han colocado sobre los perfiles topográficos de forma que entre ellas abarquen la mayor extensión posible de superficie de los dos afloramientos que relacionan (Fig. 100 B). Sin embargo los datums virtuales únicamente informan sobre cuál es el buzamiento de la serie en cada afloramiento, y no se conoce como se produce la transición en el espacio de un valor a otro. Por lo general ésta puede darse de forma progresiva o abrupta, y en el caso de ser abrupta la máxima variación de buzamiento se producirá en un punto por determinar. En vista del contexto tectónico y estructural en el que se enmarcan los afloramientos estudiados, así como de las observaciones llevadas a cabo sobre el terreno, se considera que lo más prudente es utilizar un valor intermedio entre ambos buzamientos. Esto equivale a asumir que la variación de buzamiento se produce de forma progresiva o, en el símil planteado con el procedimiento llevado a cabo en geología estructural, a situar la bisectriz entre dominios de buzamiento en una posición intermedia entre ambos afloramientos considerados.

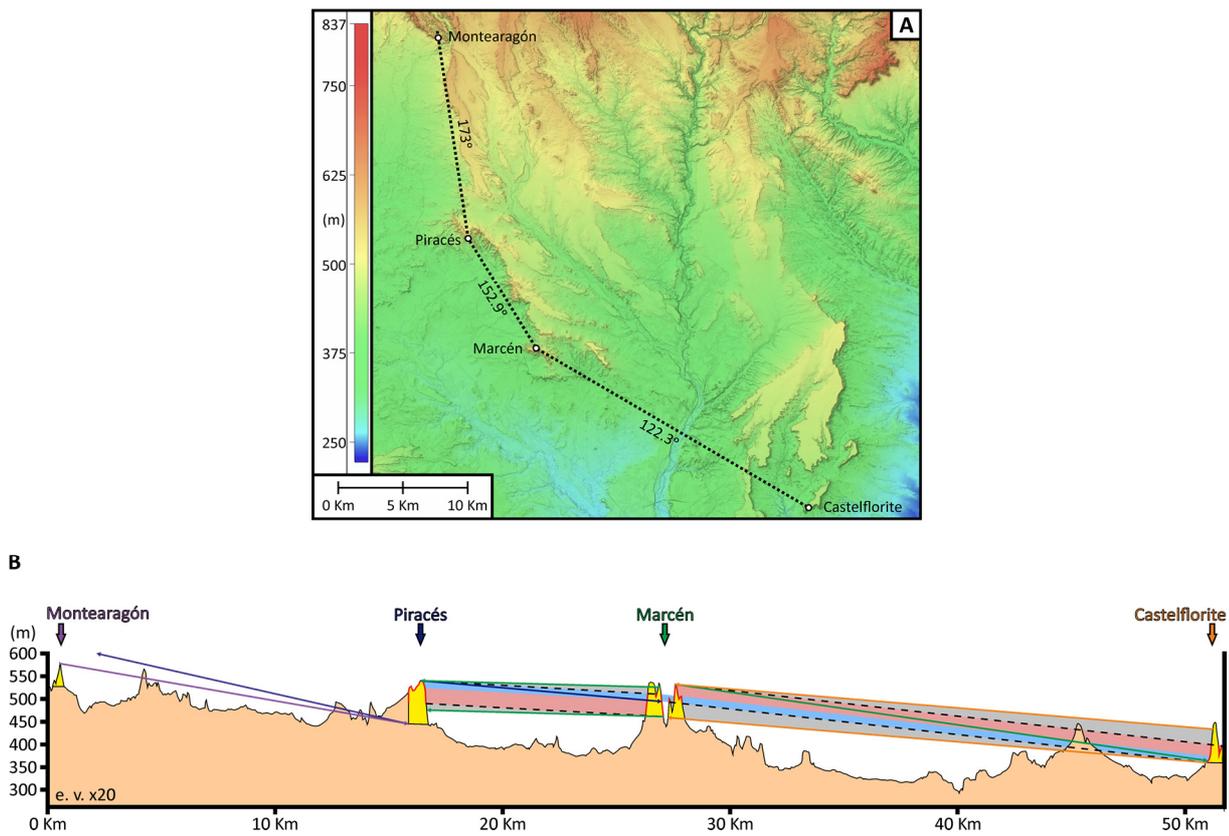


Figura 100. Procedimiento utilizado para determinar la posición estratigráfica relativa entre los cuatro afloramientos de los cuales se dispone un datum virtual. Tanto el significado de lo que se muestra como el proceso que se ha seguido se explican en el texto. Nótese que la escala vertical del perfil topográfico está exagerada 20 veces.

En base a todo ello, en la Figura 100 B se muestra en hasta qué punto los materiales de cada afloramiento pueden correlacionarse con los del afloramiento adyacente. Las flechas representan el buzamiento aparente de los datums virtuales en la dirección del perfil, y sus colores se corresponden con el del nombre del afloramiento en el cual éstos fueron calculados. Por su parte, las líneas discontinuas representan el valor promedio de buzamiento aparente entre los dos datums virtuales de los afloramientos correlacionados. Estas, como ya se ha apuntado anteriormente, correlacionan los afloramientos de la misma forma que lo haría el utilizar una bisectriz que considerase que el cambio de buzamientos se produce en un punto intermedio. Las áreas de color gris indican el escenario más optimista, que representa el máximo de área correlacionable entre dos afloramientos que se puede obtener utilizando directamente los buzamientos aparentes de sus datums virtuales. Sin embargo el escenario más probable es el que utiliza el buzamiento aparente promedio de los dos datums virtuales pertenecientes a cada afloramiento, el cual en la Figura 100 B está indicado por áreas rojas y por la intersección de éstas con la superficie de los afloramientos (líneas rojas).

Las conclusiones a las que se llegan tras analizar los resultados de la correlación de afloramientos aquí propuesta son:

- ✓ El afloramiento de Montearagón queda estratigráficamente por debajo del de Piracés.
- ✓ La mitad superior del afloramiento de Piracés se correlaciona con los dos tercios inferiores del afloramiento de Marcén.
- ✓ La mitad superior del afloramiento de Marcén correlaciona con la mitad inferior del afloramiento de Castelflorite.

Por lo tanto, se sugiere con un alto grado de certeza que tanto en Piracés como en Marcén y Castelflorite afloran sedimentos que en gran parte fueron depositados contemporáneamente. En concreto, son la parte superior de Piracés, la media de Marcén y la baja de Castelflorite las que muestran materiales con una misma edad en los 3 afloramientos relacionados (franja de color azul claro en la Figura 100 B). Esto implica que las diferencias sedimentológicas y arquitecturales que se observen entre estos intervalos de los afloramientos pueden interpretarse en clave paleogeográfica, y así asociarse a tendencias espaciales propias de la dinámica del sistema sedimentario. En cambio el afloramiento de Montearagón muestra sedimentos más antiguos que el resto de afloramientos, ya que su techo queda por debajo de la base de Piracés, el más bajo estratigráficamente de los tres restantes, y por lo tanto representa etapas evolutivas anteriores del abanico fluvial.

5.4 MODELIZACIÓN 3D DEL AFLORAMIENTO DE MONTEARAGÓN

Otro de los campos donde se ha tratado de sacar partido de los beneficios que ofrecen los VO's es el de la modelización tridimensional de afloramientos fluviales mediante modelos geocelulares. Este propósito en sí mismo no supone una novedad, puesto que existen multitud de trabajos publicados que parten de datos de TLS para acabar generando modelos de este tipo [76, 106, 107, 111, 113, 114, 270, 271]. En ellos los VO's se han utilizado básicamente para digitalizar manualmente las lineaciones que resultan de la intersección de superficies estratigráficas significativas con la topografía, tras lo cual se han reconstruido estas superficies para utilizarlas en los modelos 3D como base para separar los conjuntos de celdas con diferentes propiedades (es decir, como armazón del modelo). La novedad que intenta aportar el método que se propone a continuación es que, más allá de utilizar el VO únicamente para digitalizar lineaciones de forma manual, en él se trata de utilizar la totalidad de información de que se dispone. Además, esto se lleva a cabo de una forma semiautomática, lo cual permite minimizar al máximo la componente interpretativa.

La idea en la cual se basa la estrategia de modelización es que se puede utilizar el VO de un afloramiento con las características adecuadas para, mediante el software SEFL (sección 4.4.2), detectar de forma semiautomática los puntos de la nube que representan a niveles de arenisca. Para que esto sea posible se ha de cumplir un requisito, y es que las capas de arenisca (o al menos aquellas de mayor importancia en la modelización, que suelen ser los paleocanales) afloren generando superficies con una orientación diferenciada respecto a la del resto de las superficies que constituyen el afloramiento.

Para llevar a cabo la modelización 3D se ha elegido nuevamente el afloramiento de Montearagón por dos motivos: (1) por sus características los paleocanales afloran de forma clara y definida, mostrando superficies más verticales que las que conforman los sedimentos finos que los rodean; y (2) con una serie de 7 columnas estratigráficas detalladas y el panel de correlación presentado anteriormente, es el afloramiento sobre cuyas facies se tiene un mayor control. Esto último será de especial importancia para valorar la representatividad de los resultados del modelo, ya que las proporciones de facies que se deriven de las columnas estratigráficas se utilizarán como caso base para comparar los resultados de la modelización y determinar si éstos se ajustan o no a la realidad.

5.4.1 TRANSFERENCIA DE LA INFORMACIÓN DEL VO HACIA EL MODELO DE SUPERFICIES

En primer lugar, cabe recordar que SEFL estudia la nube punto a punto, y para cada uno primero selecciona todos los puntos que se encuentran a su alrededor hasta una distancia determinada y después calcula el plano que mejor se les ajusta. De esta manera se acaban obteniendo una serie de atributos para cada punto, entre los cuales está la orientación del plano calculado y sus parámetros de calidad (M y K). Previamente a este proceso el software subdivide el volumen total ocupado por la nube de puntos en cubos (*coarse blocks*) para agilizar los cálculos del algoritmo, los cuales en este caso se han configurado con una arista de 1 m. Para cuantificar la proporción de facies de relleno de canal se pretende comparar el número de puntos que las representan respecto del total, y en vista de que la densidad de puntos a lo largo de todo el VO no es constante, y para evitar sesgos, se ha optado por homogeneizar previamente de la nube de puntos original mediante un filtrado de la misma en pasos de 25 cm (Fig. 101). Dado que tras ello los puntos de esta nueva nube quedaron espaciados regularmente cada 25 cm, en SEFL se ajustó el radio de búsqueda alrededor de cada punto a entre 25 y 75 cm, lo que finalmente comportó que cada plano fuese calculado a partir de unos 50 puntos aproximadamente.

A continuación, y de nuevo mediante el software SEFL, se llevó a cabo un filtrado en base a los parámetros de calidad de los planos obtenidos con el fin de eliminar automáticamente la mayor parte de los puntos correspondientes a vegetación arbustiva. Por su naturaleza geométrica irregular y desorganizada, y las características lineales que constituyen sus ramas, los puntos que representan a arbustos dan lugar al cálculo

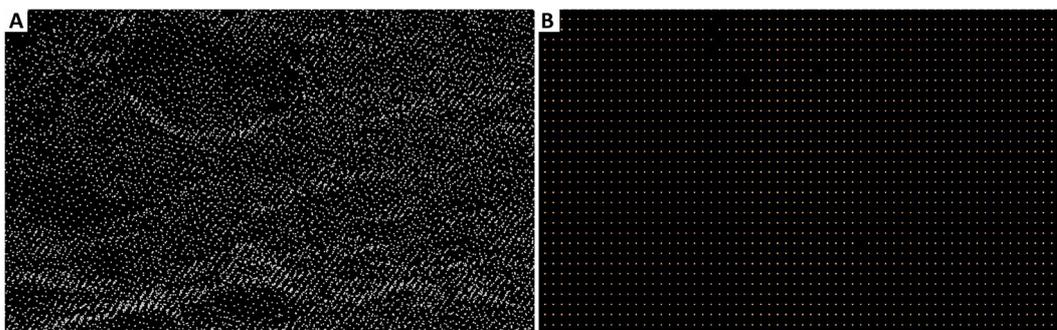


Figura 101. Detalle de una zona del VO de Montearagón antes (A) y después (B) de homogeneizar su densidad de puntos, quedando todos regularmente espaciados cada 25 cm.

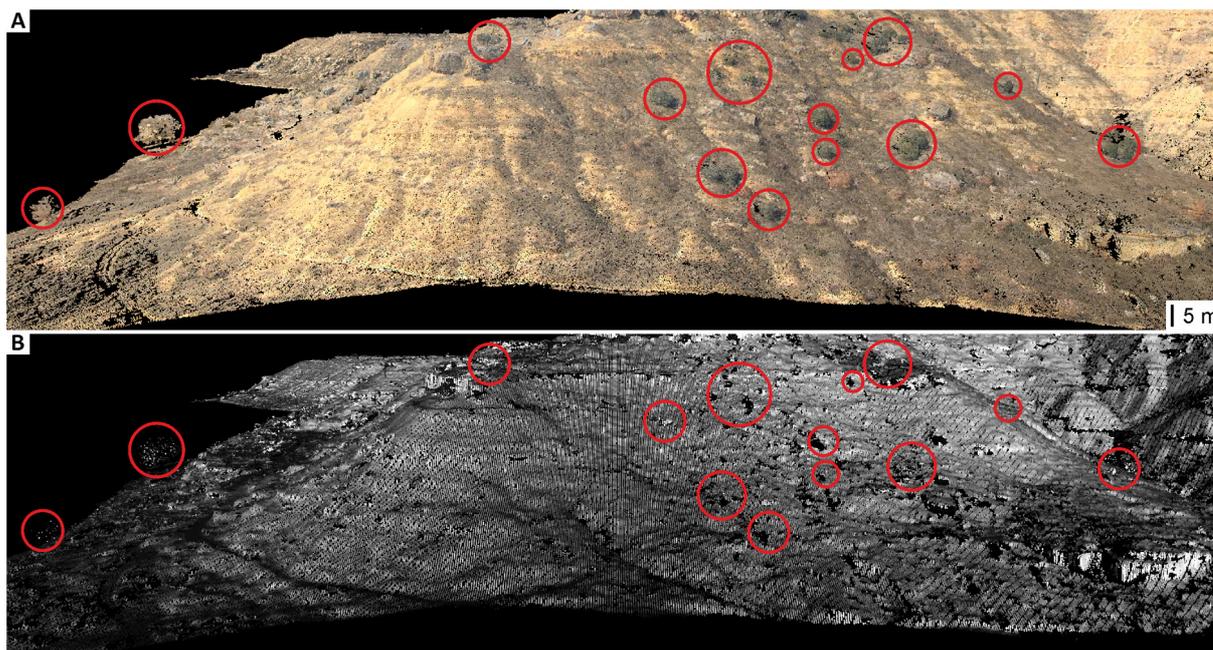


Figura 102. Detalle del VO de Montearagón antes (A) y después (B) de llevar a cabo el proceso de filtrado de los puntos que se corresponden con vegetación arbustiva.

de planos con coplanaridades muy bajas (M) y colinearidades altas (K). Para ajustar los valores adecuados de M y K que permitiesen eliminar la vegetación y mantener el resto de puntos se realizaron diferentes pruebas de filtrado, en las cuales se fueron variando estos parámetros para posteriormente comprobar de forma visual y numérica sus efectos sobre la nube de puntos. En base a los resultados de estas pruebas se decidió que el filtro más adecuado para eliminar la vegetación es aquel que únicamente permitía conservar aquellos puntos cuyos plano asociado presentaba valores de M mayores a 2 y de K menores a 0.2 (Fig. 102). Finalmente, tras aplicar todo el proceso descrito hasta ahora se logró obtener una nube de puntos cuya distribución era más o menos homogénea, donde cada punto tenía un plano asociado, y en la cual aquellos puntos que representaban a la vegetación (arbustos en este caso) habían sido eliminados en gran medida.

PolyWorks no es capaz de leer puntos con atributos (excepto los de intensidad y color RGB que proceden directamente del dispositivo TLS), y SEFL no cuenta con una interfaz de visualización, por lo que se optó por exportar los datos hacia el software GOCAD mediante un archivo de texto. Este software está diseñado para crear modelos geológicos en 3D, y entre sus múltiples funcionalidades está que permite visualizar una nube de puntos y trabajar con ella en base a sus atributos. Así, por ejemplo, con él se puede aplicar a la nube de puntos una paleta de colores determinada en función del valor de sus atributos, así como calcular atributos nuevos o establecer filtros en base a ellos. Una vez los datos estuvieron correctamente cargados en GOCAD se procedió a crear una malla de celdas que cubriese únicamente aquellas zonas en las cuales hubiesen puntos, con lo cual se consiguió que la malla tuviese una geometría externa similar a la del VO (Fig. 103). Las celdas se diseñaron con unas dimensiones de 15 x 5 x 0.2 m (u,v,w; ancho, largo y alto), se orientaron siguiendo la dirección promedio de las paleocorrientes medidas en el campo (288°), y el buzamiento de las

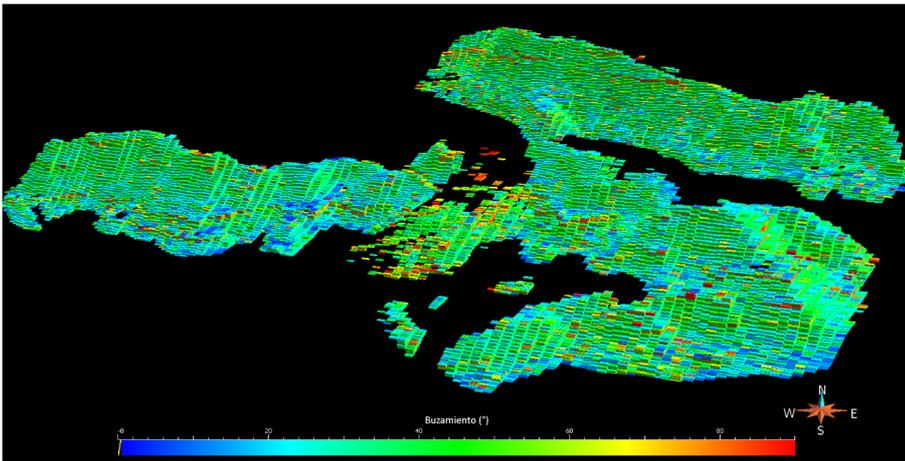


Figura 103. Modelo de celdas creado en GOCAD y al cual le fueron transferidos los valores de buzamiento de los puntos obtenidos mediante SEFL de la forma que se explica en el texto.

superficies que constituyen su techo y base se estableció utilizando el buzamiento aparente del datum virtual en esa dirección (0.76°). Por último se asignó a cada celda un valor de buzamiento, el cual se obtuvo de promediar los valores de este atributo que presentaban los puntos contenidos en ellas.

Cabe señalar que GOCAD ofrece la posibilidad de homogeneizar los valores de las celdas en base a los de las que tiene alrededor, lo que da como resultado distribuciones de buzamientos más homogéneas y realistas, así como transiciones entre valores menos abruptas (Fig. 104). Por ejemplo, y partiendo de un sistema de coordenadas basado en los vectores u, v, w , se puede decidir que cada celda adopte un valor promedio entre el suyo y el de las 2 celdas que la flanquean en la dirección de cada uno de los vectores principales (1,1,1; Fig. 104 B-B' y E-E'), o que a lo anterior se agreguen dos celdas adicionales (una en cada costado) en las direcciones u y v (2,2,1; Fig. 104 C-C' y F-F'). Sin embargo, y pese a que visualmente el resultado es mucho más atractivo y quizá refleja de forma más fehaciente lo que se ve en el afloramiento, aquí se ha optado por respetar los valores de las celdas obtenidos inicialmente con el fin de intervenir lo menos posible en el resultado final. Más adelante, si el resultado de la modelización no es satisfactorio, siempre se podrá tratar de llevar a cabo esta homogeneización con posterioridad.

Asimismo, también existe la posibilidad de crear de forma automática cuerpos geológicos (*geobodies*) a partir del estudio de las celdas interconectadas (ya sea por estar en contacto sus aristas o sus vértices) y que comparten una propiedad determinada. Esto quiere decir que si, por ejemplo, se determina que todas las celdas con un buzamiento superior a un cierto valor están representando a un paleocanal, GOCAD automáticamente identificará como paleocanales individuales las agrupaciones (clústeres) de celdas con un buzamiento superior a ese valor y que estén en contacto. Tras ello, clasificará en un rango de entre 0 y 100 todos los *geobodies* obtenidos en función de su tamaño (siendo 0 el rango máximo; Fig. 105 A y A'), además de estimar el volumen en m^3 que representa cada uno (Fig. 105 B y B').

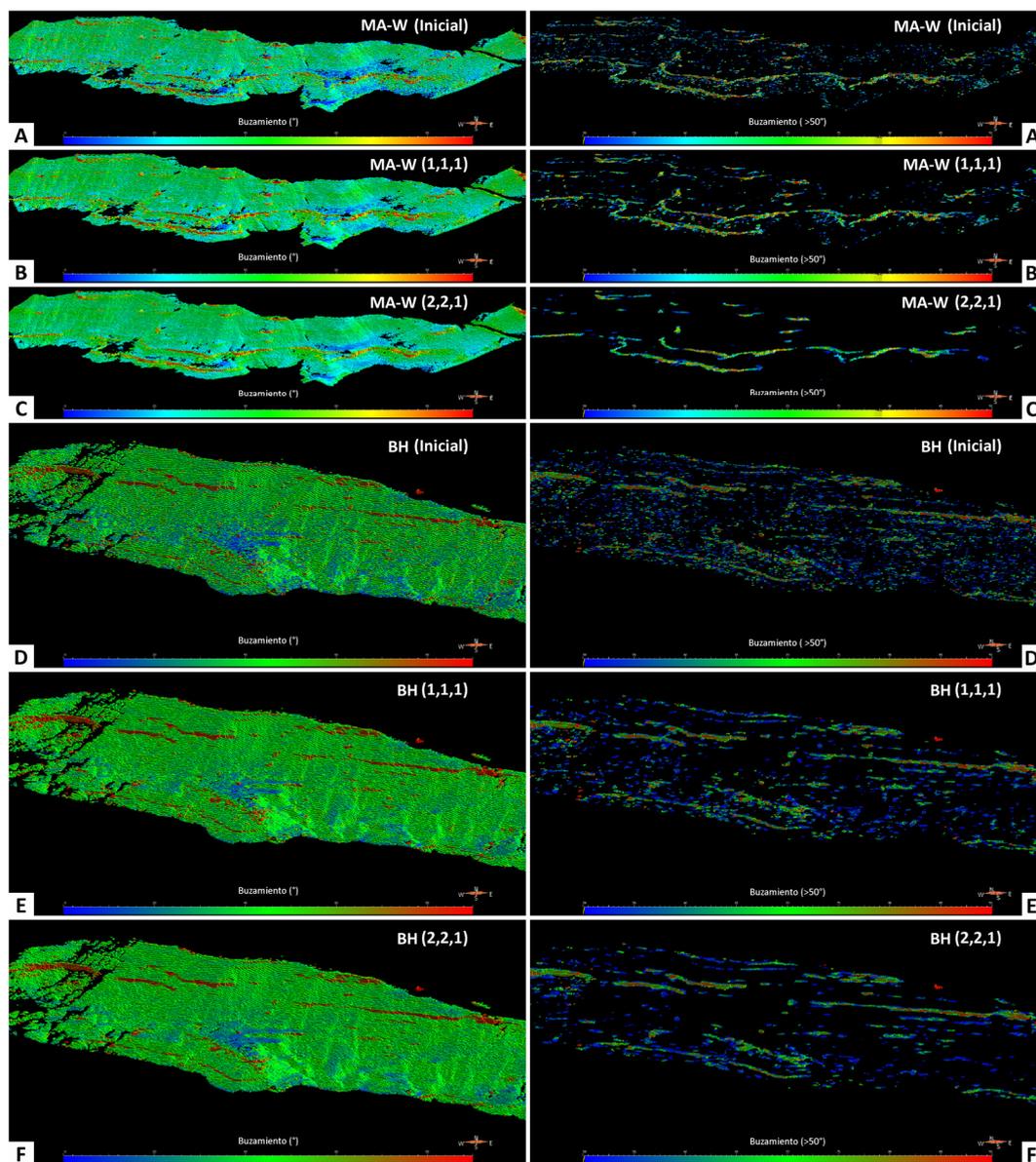


Figura 104. Modelo geocelular de superficies del sector occidental de la vertiente MA (A) y de la vertiente BH (D). Para cada uno se muestran dos homogeneizaciones diferentes (B-C y E-F; ver texto) y el aspecto del modelo tras la eliminación de los buzamientos menores a 50° (A'-F'). Nótese como los paleocanales quedan perfectamente definidos.

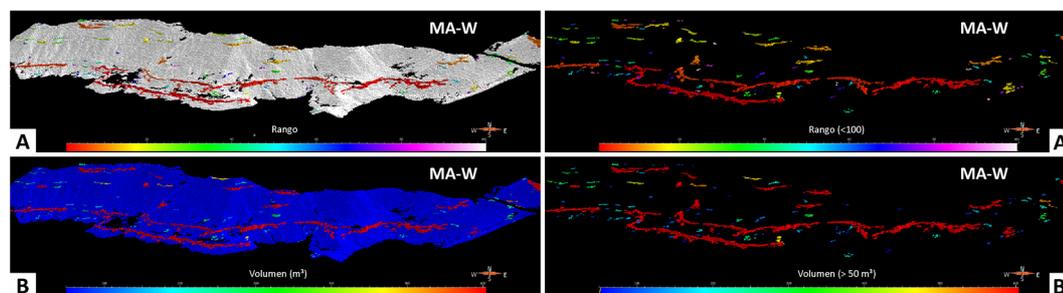


Figura 105. Rango (A) y volumen (B) de los *geobodies* calculados por GOCAD en base a la conectividad existente entre las celdas definidas como paleocanales (con un valor de buzamiento mayor de 50° ; ver texto). En A' y B' se muestran estos *geobodies* aislados, lo que permite constatar que éstos representan perfectamente a los paleocanales.

5.4.2 DETERMINACIÓN DE LOS VALORES DE BUZAMIENTO QUE DENOTAN FACIES ARENISCOSAS

Tanto los puntos con los atributos procedentes del cálculo de planos con SEFL como la malla de celdas diseñada en base a éstos constituyen dos formas diferentes de representar las diferentes orientaciones que muestra la superficie del VO. Con el fin último de determinar si es factible identificar los cuerpos areniscosos en base a esta propiedad, y como una primera aproximación, se procedió a aplicar de forma tentativa diferentes filtros de buzamiento tanto a los puntos como a las celdas. Tras una comprobación visual de los efectos de cada filtrado se llegó a la conclusión de que estableciendo un límite inferior de entre 45° y 55° se conseguía aislar los cuerpos areniscosos de forma satisfactoria. Una vez acotado, el valor exacto de corte a aplicar se determinó de forma numérica en base a cuantificar para cada filtro el porcentaje de puntos y celdas que no eran eliminados, para posteriormente comparar estos porcentajes con las proporciones de areniscas de las columnas estratigráficas corregidas de Montearagón, las cuales se han utilizado como referencia. Dado que no se dispone de columnas de la vertiente de Barranco Hondo, el modelo de superficies de esta parte del afloramiento no se ha incluido en la comparación. De forma adicional, se ha utilizado el datum virtual para subdividir Montearagón en 5 intervalos estratigráficos, los cuales muestran diferentes proporciones y tipologías de cuerpos areniscosos (Fig. 106) con el objetivo de evaluar el posible impacto que pueden tener estas características en las estimaciones de arenisca.

Los resultados obtenidos en este ejercicio de comparación se muestran de forma numérica en la Tabla 5 y de forma gráfica en la Figura 107.

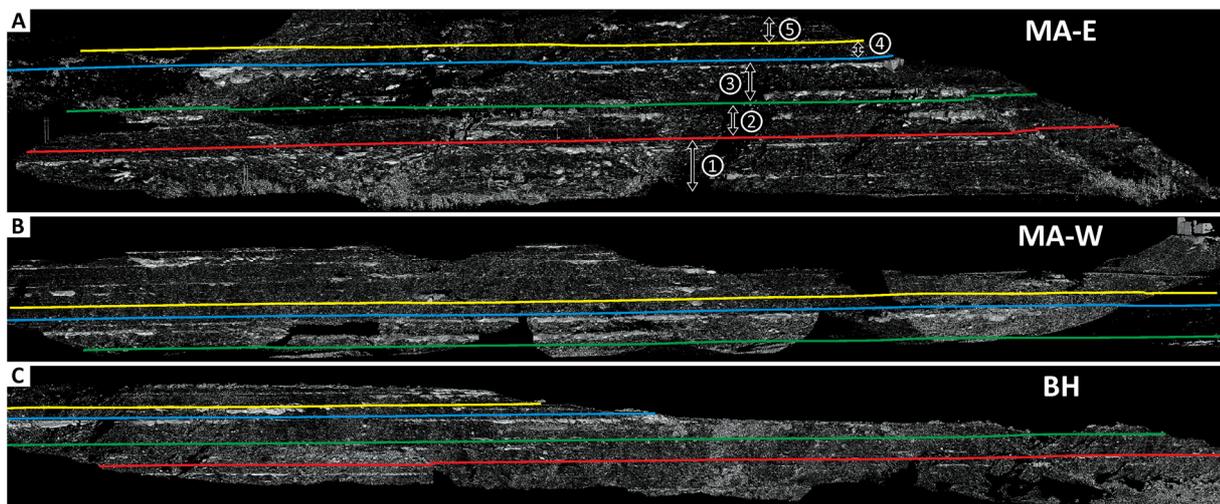


Figura 106. Imágenes del VO de Montearagón sobre las cuales se muestran los límites de los 5 intervalos estratigráficos definidos con el fin de comprobar como sus diferentes características influyen en los resultados obtenidos durante el proceso de modelización.

Intervalo	Columnas (%)		Puntos (%)			Celdas (%)		
	Arenisca	R. de canal	≥ 45°	≥ 50°	≥ 55°	≥ 45°	≥ 50°	≥ 55°
1	30.58	16.40	16.30	10.55	7.13	21.20	14.48	10.82
2	29.49	12.69	16.22	9.32	5.77	20.15	13.3	9.49
3	47.51	26.73	22.31	16.62	13.12	27.52	21.34	17.53
4	31.45	9.19	9.10	4.79	2.85	11.86	7.32	5.63
5	33.79	7.12	15.81	9.36	6.27	14.71	9.45	7.14
Todos	36.72	15.64	16.83	10.90	7.71	20.36	14.36	11.18

Tabla 5. Porcentajes de arenisca y de facies de relleno de canal calculados a partir de las columnas estratigráficas de Montearagón. A su lado se indica el porcentaje del total de datos del modelo de superficies original basado en puntos y del basado en celdas que tienen valores de buzamiento iguales o superiores a 45°, 50° y 55°. Todo ello tanto para cada intervalo estratigráfico como para la totalidad de la vertiente MA del afloramiento de Montearagón.

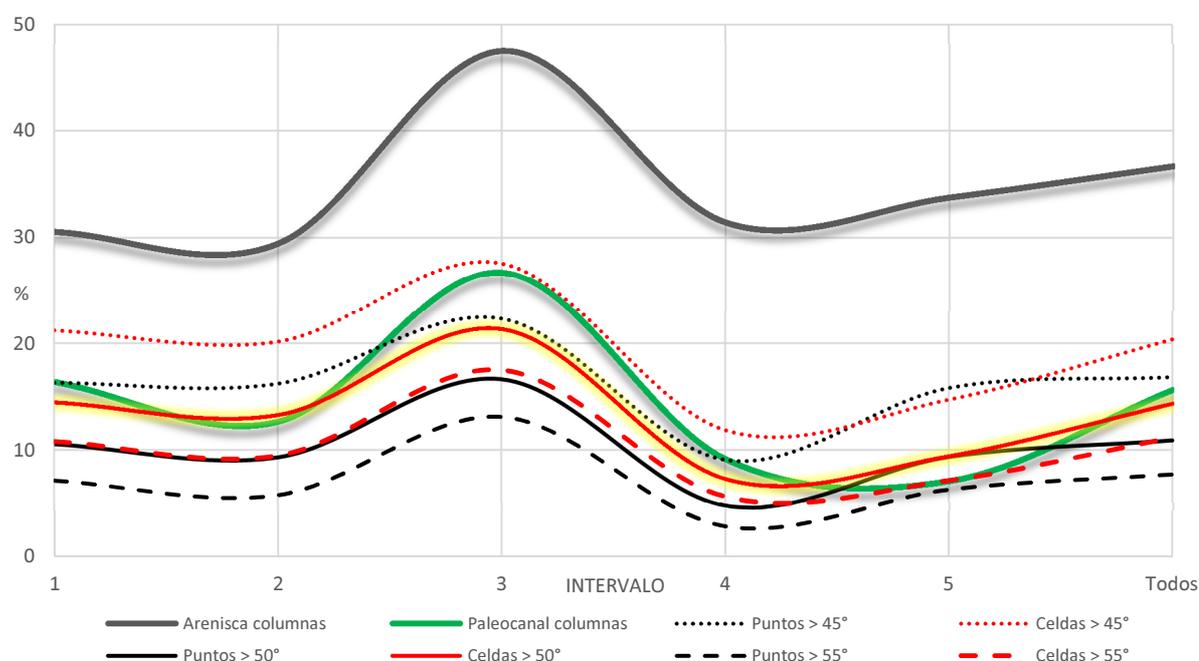


Figura 107. Representación gráfica de los valores que se muestran en la Tabla 5. Se resalta en amarillo el filtrado del modelo de superficies basado en celdas que mejor se ajusta globalmente a las proporciones de facies de relleno de canal de las columnas estratigráficas (límite inferior de 50°).

La primera conclusión que se desprende de los datos obtenidos es que la proporción de puntos y celdas que quedan preservados tras los filtrados por buzamiento se asemejan a los porcentajes de facies de relleno de canal que presentan las columnas, y no así a sus porcentajes totales de arenisca. Esto era hasta cierto punto previsible, dado que son los paleocanales los que constituyen los cuerpos areniscosos de mayor tamaño y que afloran formando paredes verticales, siendo por lo tanto más fácilmente detectables en el modelo de superficies, mientras que las facies areniscosas de desbordamiento configuran cuerpos de una menor entidad y que rara vez forman relieves considerables.

Asimismo, también se observa que para un mismo filtro generalmente el porcentaje de celdas que se preserva es mayor que el de puntos, lo cual se cumple en todos los intervalos excepto al aplicar el filtro de 45° al intervalo superior (nº 5). Esta tendencia se explica en parte porque los valores de buzamiento característicos de las superficies de los paleocanales están generalmente más alejados del límite de filtrado que los de los materiales circundantes. En la sección 6.5 de la discusión se ofrece una argumentación más detallada en relación a la explicación de estas tendencias.

En vista del comportamiento de los diferentes filtros aplicados, y teniendo en cuenta que para la modelización se utilizará un modelo de celdas, se considera que el límite inferior de filtrado óptimo para detectar paleocanales en Montearagón es de 50° (línea sólida de color rojo y destacada en amarillo en la Figura 107). Este es el límite que determina unos porcentajes de celdas más similares a los porcentajes de facies de paleocanal calculados a partir de las columnas, respecto a los cuales muestran una desviación de alrededor de ± 2 puntos porcentuales en casi todos los intervalos (en el 3º es de 5.4 puntos), y de menos de 1.5 puntos en el global. Los porcentajes obtenidos al eliminar las celdas con buzamientos inferiores a 45° y 55° muestran generalmente desviaciones mayores, además de ser de signo constante (positivas y negativas, respectivamente).

5.4.3 CONSTRUCCIÓN DEL MODELO GEOCELULAR DE FACIES

La modelización de facies de todo el afloramiento de Montearagón (de sus dos vertientes, Montearagón y Barranco Hondo) se ha llevado a cabo utilizando el módulo Facies:Channels integrado en el software RMS. El algoritmo basado en objetos que utiliza está diseñado para describir y modelizar reservorios canalizados discriminando entre 3 tipos de facies, que en este caso han sido: facies areniscosas de relleno de canal (CH), facies areniscosas de desbordamiento o *crevasse* (UF), y facies finas de llanura de inundación (AP). En el caso de las facies CH se ofrece la posibilidad de elegir entre dos modos, *sandbody* o *channel belt*, de los cuales se optó por el primero al ser el que mejor se ajusta al tipo de paleocanales que se observan en el afloramiento.

En primer lugar se diseñó la malla que sería objeto de modelización, cuyos límites se establecieron teniendo en cuenta el tamaño del VO de Montearagón. Las celdas se diseñaron con el mismo tamaño y orientación que las del modelo de superficies, obteniéndose finalmente un modelo geocelular compuesto por más de 25 millones de celdas. La malla no se creó como un único conjunto de celdas, sino que se superpusieron 5 mallas independientes correspondientes a los 5 intervalos estratigráficos definidos anteriormente con el fin de evaluar las diferencias en los resultados obtenidos para cada uno de ellos.

5.4.3.1 DATOS DE ENTRADA

Por las características del software, la única forma que se encontró para poder condicionar la modelización a los datos de proporción y distribución de facies de relleno de canal deducidos a partir del modelo de superficies del VO fue transfiriendo los valores de las celdas hacia pseudopozos. En consecuencia,

se creó una red de 31 pseudopozos distribuidos regularmente a lo largo de todo el modelo de superficies de Montearagón (Fig. 108). Los pseudopozos se diseñaron de forma que a lo largo de toda su trayectoria intersectasen celdas del modelo, de las cuales las que presentaban valores de buzamiento superiores a 50° fueron atribuidas a facies CH y el resto a facies indeterminadas. Estas facies indeterminadas fueron posteriormente atribuidas a facies de tipo UF o AP en RMS en base a sus proporciones y a las geometrías de los cuerpos sedimentarios que las componen en cada intervalo de las columnas estratigráficas. Adicionalmente se crearon 7 pseudopozos en base a las columnas estratigráficas, los cuales en este caso sí que contenían información sobre las 3 facies utilizadas en la modelización. De esta forma, finalmente se obtuvieron 38 pseudopozos, los cuales constituyeron los datos duros utilizados para condicionar la modelización (Fig. 109).

Aparte de estos datos duros en forma de pseudopozos, el algoritmo utilizado requiere condicionamientos adicionales constituidos por una serie de parámetros cuantitativos y cualitativos que pueden ser derivados del estudio del afloramiento y del VO. Entre los parámetros cuantitativos más determinantes está la anchura y espesor de los canales, su sinuosidad, la amplitud de los meandros y la dirección de la paleocorriente principal, así como el número máximo y mínimo de lóbulos de desbordamiento asociados a cada paleocanal y su longitud y espesor relativos. Para realizar el modelo aquí descrito se utilizaron los valores de estas propiedades que aparecen en la Tabla 6, los cuales fueron calculados en base a mediciones en el VO, a la información de las columnas estratigráficas, a las observaciones llevadas a cabo directamente sobre el afloramiento durante las campañas de campo y a bibliografía. Los parámetros cualitativos que requiere el algoritmo incluyen, entre otros, la geometría en sección transversal de los canales (parabólica, rectangular, redondeada), su forma en planta (rígido, irregular, etc.) y el grado de amalgamamiento (ninguno, bajo, moderado o alto), y fueron establecidos en base a observaciones realizadas tanto en el afloramiento como en el VO.

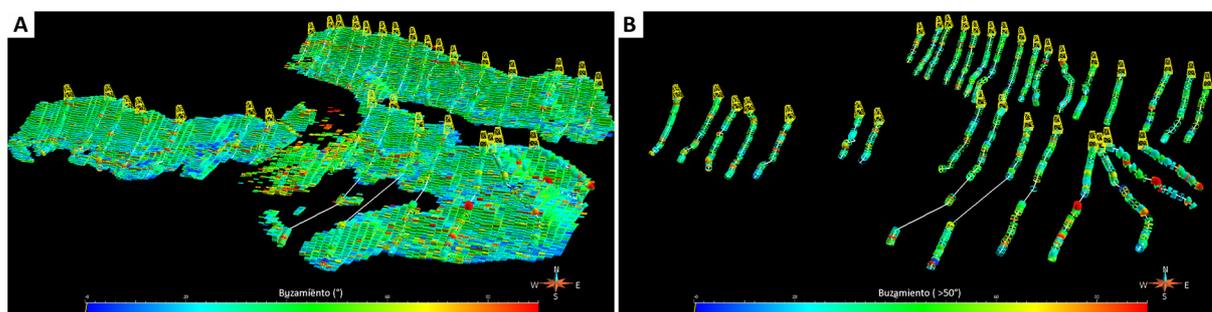


Figura 108. Red de pseudopozos creados en GOCAD a partir del modelo geocelular de superficies, y cuyo propósito es el de ser utilizados como datos duros en RMS para llevar a cabo una modelización de facies.

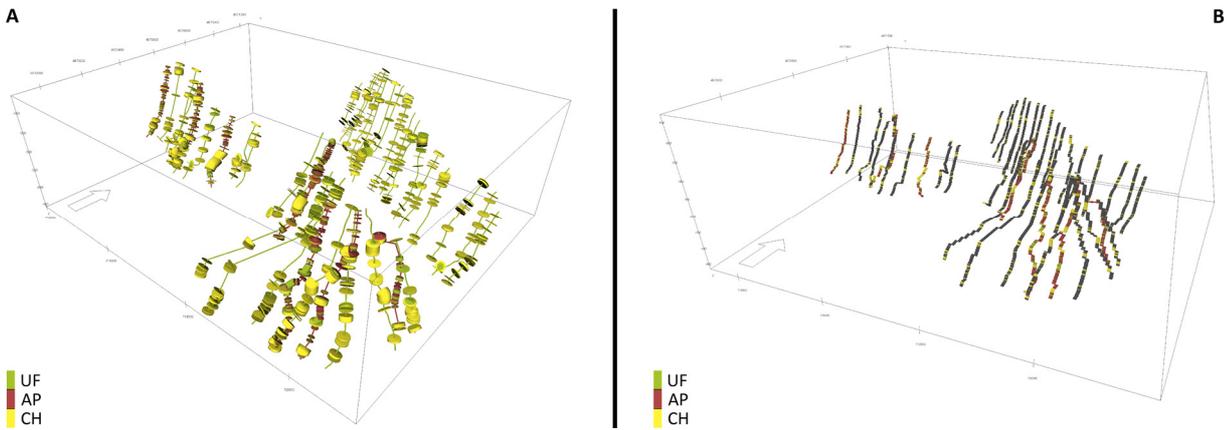


Figura 109. Pseudopozos de facies exportados y visualizados en RMS. En A se muestran con los datos originalmente importados desde el modelo de superficies, mientras que en B sus valores de facies han sido transferidos a lineaciones de celdas (*blocked wells*), siendo estos últimos los que el software utiliza para llevar a cabo la modelización de facies.

5.4.4 RESULTADOS DE LA MODELIZACIÓN

En cada intervalo estratigráfico se han llevado a cabo 8 simulaciones (realizaciones), cuyos resultados se han utilizado para evaluar si el condicionamiento del modelo es adecuado. Dado que todas las realizaciones parten de los mismos parámetros, en el caso de que sus resultados sean similares quedará corroborado que el nivel de condicionamiento ejercido sobre la modelización es adecuado. Si, por el contrario, se obtienen resultados que varían de forma significativa de una realización a otra, esto querrá decir que los parámetros y datos de entrada utilizados no condicionan de forma suficiente el modelo.

En la Figura 110 se comparan gráficamente los porcentajes de facies obtenidos para cada intervalo estratigráfico en cada una de las realizaciones. Se puede comprobar como éstos por lo general son muy similares y no varían de forma significativa, lo que permite afirmar que el nivel de condicionamiento utilizado para la modelización es adecuado. Las variaciones más importantes entre los porcentajes de facies obtenidos se dan en el intervalo 3 (~6.5 puntos) y, sobretodo, en el intervalo 5 (~11 puntos). En el caso del intervalo 3, se trata tanto del que presenta los cuerpos areniscos de mayores dimensiones como del que muestra un

Intervalo	Paleocanales						Lóbulos de desbordamiento					
	Anchura (m)		Espesor (m)		Sinuosidad	Amplitud meandros (m)		Paleoc. (°)	Número máx./mín.	Anchura relativa	Espesor relativo (m)	
	Media	SD	Media	SD		Media	SD				Media	SD
1	33.25	10.29	4.46	1.13		66	12				0.39	0.18
2	21.96	13.71	2.92	1.02		44	8				0.33	0.05
3	61.86	43.50	4.64	1.64	1.2	124	20	288	4/0	1.50	0.34	0.12
4	26.76	29.75	3.24	1.50		54	10				0.24	0.15
5	25.93	19.79	3.07	1.66		52	10				0.24	0.14

Tabla 6. Parámetros numéricos utilizados en el módulo Facies:Channels de RMS para condicionar la modelización de facies. Estos valores han sido establecidos en base a mediciones en el VO, a la información de las columnas estratigráficas, a las observaciones llevadas a cabo directamente sobre el afloramiento durante las campañas de campo y a bibliografía. Abreviaturas: SD – Desviación estándar; Paleoc. – Paleocorrientes.

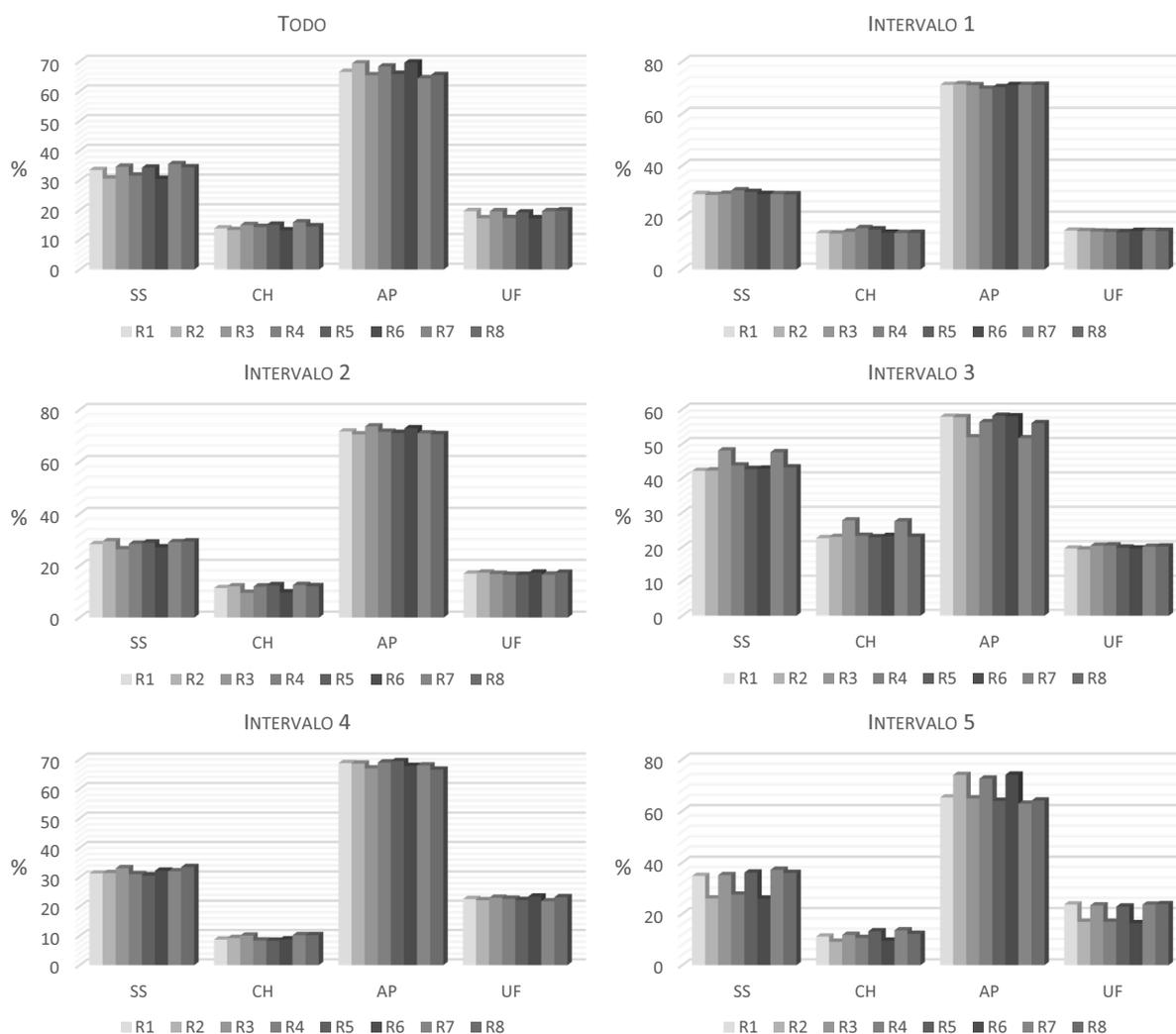


Figura 110. Porcentajes de volúmenes de facies obtenidos en las 8 simulaciones (realizaciones) llevadas a cabo durante la modelización estocástica de facies, y las cuales parten de los mismos datos. Se muestran para cada intervalo por separado y para el total del volumen modelizado. Obsérvese como las variaciones entre realizaciones son poco significativas, lo que indica que el grado de condicionamiento del modelo es elevado. Abreviaturas: SS – total de arenisca; CH – facies areniscosas de relleno de canal; AP – Facies finas de llanura de inundación; UF – facies areniscosas de desbordamiento; R(X) – número de la realización.

porcentaje de facies de paleocanal más elevado, además de ser el intervalo en el que esta facies queda más subestimada por el modelo de superficies del VO basado en celdas (Fig. 107). Por su parte, el intervalo 5 es el único en donde el modelo de superficies del VO sobreestimó de forma clara el porcentaje de facies de relleno de canal (Fig. 107), además de ser el que contiene gran parte del límite topográfico superior del afloramiento (Fig. 106).

5.4.4.1 EVALUACIÓN

Llegados a este punto, cabe recordar que el objetivo que aquí se persigue es comprobar si se puede llevar a cabo una modelización de facies adecuada en base a los datos duros extraídos de forma semiautomática a partir del VO de Montearagón, los cuales en este caso son la proporción y la distribución de las facies de relleno canal. En consecuencia, es fundamental evaluar el grado de ajuste entre los datos reales de que se dispone y los resultados de las simulaciones, para lo cual se han tomado en consideración dos de ellos: uno numérico, correspondiente a los volúmenes de cada facies modelizada (CH, UF, AP); y otro cualitativo, como es la distribución espacial y la arquitectura de estas facies. En cualquier caso, para que las conclusiones a las que se llegue sean correctas hay que tener en cuenta que los resultados de la modelización se refieren a la totalidad del afloramiento de Montearagón (sus dos vertientes, MA y BH), mientras que las columnas estratigráficas únicamente fueron medidas únicamente en la vertiente meridional (MA).

En cuanto a las proporciones de facies, en la Tabla 7 se muestran los valores promedio de los resultados obtenidos en las 8 realizaciones llevadas a cabo para cada intervalo estratigráfico. En ella, el porcentaje de arenisca se ha obtenido de sumar los porcentajes de las dos facies areniscosas modelizadas ($SS=CH+UF=100-AP$). La tabla también incluye tanto los porcentajes de facies calculados a partir de las columnas estratigráficas como la variación entre éstos y los obtenidos en la modelización, de forma que un número negativo indica que la facies ha sido subestimada y un número positivo indica lo contrario. De forma adicional, estos datos se han representado mediante varias gráficas en la Figura 111 para facilitar la evaluación y comparación.

Intervalo	Modelización (%)				Columnas (%)				Variación (puntos porcentuales)			
	SS	CH	UF	AP	SS	CH	UF	AP	SS	CH	UF	AP
1	29.27	14.52	14.75	70.73	30.58	16.40	14.18	69.42	-1.31	-1.88	0.56	1.31
2	28.38	11.47	16.90	71.62	29.49	12.69	16.81	70.51	-1.12	-1.21	0.1	1.12
3	44.04	24.13	19.91	55.96	47.51	26.73	20.77	52.49	-3.47	-2.61	-0.86	3.47
4	31.89	9.27	22.62	68.11	31.45	9.19	22.26	68.55	0.44	0.08	0.36	-0.44
5	32.33	11.40	20.92	67.67	33.79	7.12	26.67	66.21	-1.46	4.28	-5.75	1.46
Todos	33.13	14.40	18.73	66.87	36.72	15.64	21.07	63.28	-3.58	-1.24	-2.34	3.58

Tabla 7. Porcentajes promedio de facies obtenidos tanto en las 8 realizaciones de la modelización estocástica basada en objetos como a partir de las columnas estratigráficas, así como la variación que muestran los primeros respecto a los segundos. Abreviaturas como en la Figura 110.

El estudio conjunto de los resultados de todos los intervalos confirma que los porcentajes de facies areniscosas obtenidos (tanto el total, SS, como el de facies CH y UF) son muy similares a los medidos en las columnas estratigráficas, los cuales por lo general son ligeramente subestimados por una diferencia que no llega a los 4 puntos porcentuales (Fig. 111 A). Por otro lado, la distribución de esta variación en cada intervalo estratigráfico (Fig. 111 B y C) muestra como el 4º intervalo es el que mejor se ajusta a los datos de las columnas estratigráficas, con variaciones de menos de 0.5 puntos, mientras que el 5º es el que presenta mayores desviaciones, las cuales en ningún caso llegan a los 6 puntos. En el caso de las facies de paleocanal

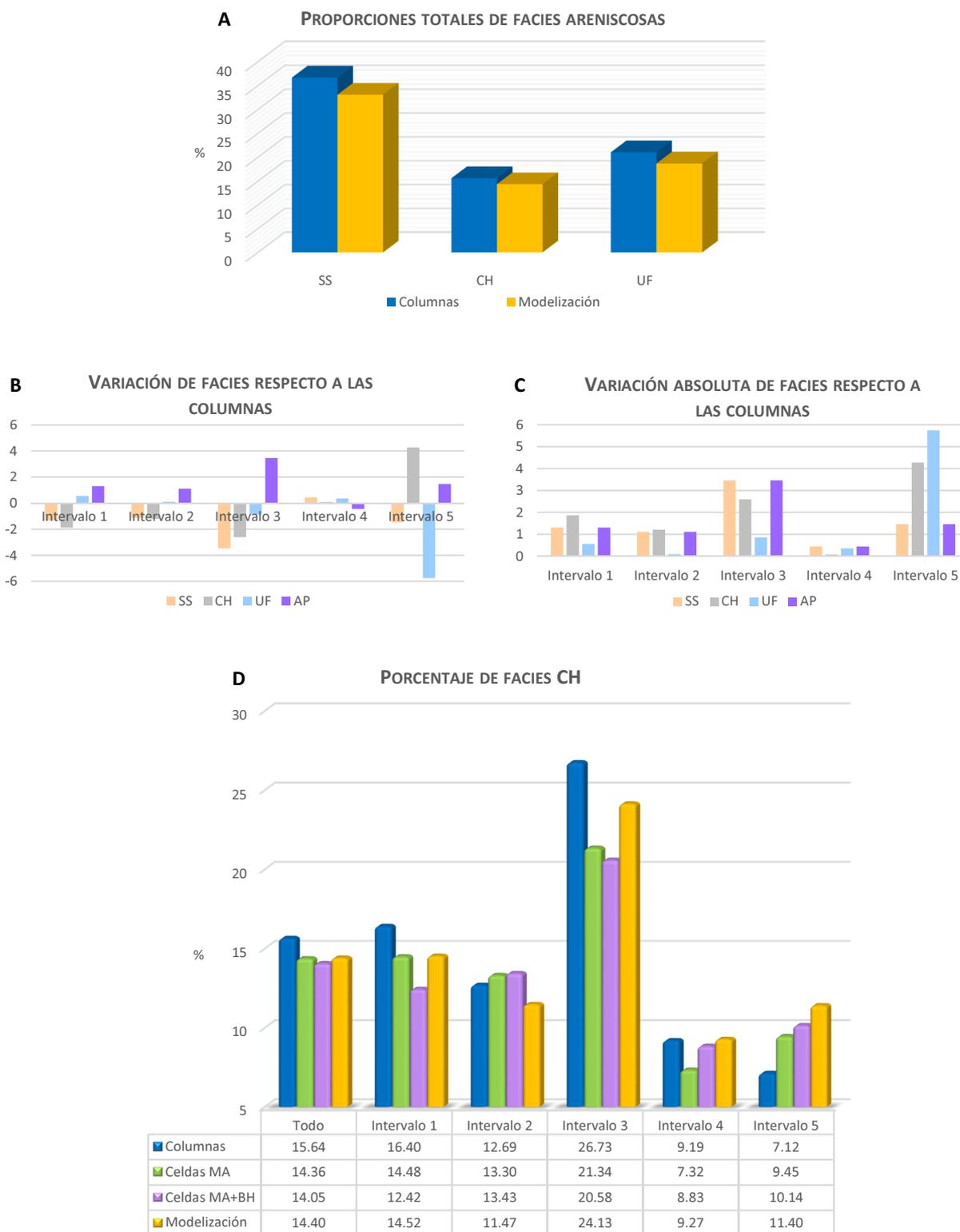


Figura 111. Gráficas que comparan el promedio de los porcentajes de facies obtenidos en las diversas realizaciones de que consta la modelización con los obtenidos a partir de las columnas estratigráficas (A-C). En D se consideran además los resultados del filtrado de celdas en el modelo de superficies del VO del Montearagón, tanto únicamente para la vertiente MA como para las dos vertientes que constituyen el afloramiento.

se observa que éstas han sido generalmente subestimadas por menos de 2.7 puntos. Esto es así, excepto en el 4º intervalo, donde prácticamente coinciden, y especialmente en el 5º, donde han sido sobreestimadas en 4.28 puntos. En la gráfica de la Figura 111 D se muestran de forma conjunta los porcentajes de facies de relleno de canal obtenidos a partir de las columnas estratigráficas, de las celdas del modelo de superficies (considerando por separado la únicamente la vertiente MA y MA+BH) y de la modelización (promedios de las 8 realizaciones), y todo ello tanto para cada intervalo como para el conjunto del afloramiento.

En la Figura 112 se compara el panel de correlación de la vertiente meridional de Montearagón (MA) con dos cortes del modelo de facies resultante de una de las realizaciones, los cuales están orientados de forma paralela y perpendicular a la paleocorriente principal (288º). Se puede comprobar como el aspecto general del modelo es muy similar al de Montearagón, con multitud de paleocanales tipo *ribbon* dispersos sobre un trasfondo de niveles areniscosos tabulares de desbordamiento poco potentes y con una gran extensión lateral que se intercalan entre facies finas de llanura de inundación. Se ha destacado el 3º intervalo, ya que es el que presenta unos paleocanales con unas características más diferenciadas de los del resto del afloramiento, lo cual debería de quedar reflejado en el modelo de facies. Y en efecto así sucede, ya que como se puede comprobar el modelo presenta en este intervalo los paleocanales más significativos y que afloran longitudinalmente en forma de cuerpos areniscosos con una mayor continuidad lateral que los que se observan en el resto del modelo. Asimismo también se puede observar como la interconectividad vertical que presentan es escasa, y como este intervalo contiene una menor proporción de facies de desbordamiento que el resto del volumen modelizado. Como también sucede en el panel de correlación, los intervalos estratigráficos que quedan por encima y debajo del 3º muestran una mayor cantidad de paleocanales tipo *ribbon*, los cuales de forma frecuente quedan interconectados verticalmente. Sin embargo, en la sección del modelo orientada aproximadamente como el panel de correlación (W-E) no se observa la gran cantidad de secciones perpendiculares de este tipo de paleocanales que si presenta el afloramiento, lo cual seguramente se debe a que en la modelización de todos los intervalos se utilizó como paleocorriente principal la media de las medidas en el campo, en vez de definir una distinta para cada uno.

En la figura 113 se muestran, junto con dos nuevas secciones verticales con la misma orientación que las de la figura anterior, dos secciones horizontales situadas en el 3º intervalo y que permiten observar la distribución de sus facies modelizadas en planta. Puede observarse como la modelización ha “interpretado” los cuerpos areniscosos que aparecen en este intervalo en la vertiente de MA como el resultado de la concentración en el tiempo y el espacio de varios cinturones de paleocanales en la zona del modelo que se corresponde con la localización de la vertiente MA de Montearagón. Más hacia el norte, en la zona que se corresponde con la localización de la vertiente BH, el modelo muestra una concentración de paleocanales significativamente menor, lo cual de nuevo concuerda con lo que sucede en el afloramiento (Fig. 106 C). La localización de los datos duros utilizados en la modelización (pseudopozos diseñados a partir del modelo de superficies del VO) en las vertientes del afloramiento ha condicionado que los resultados muestren una concentración de los paleocanales en estas zonas.

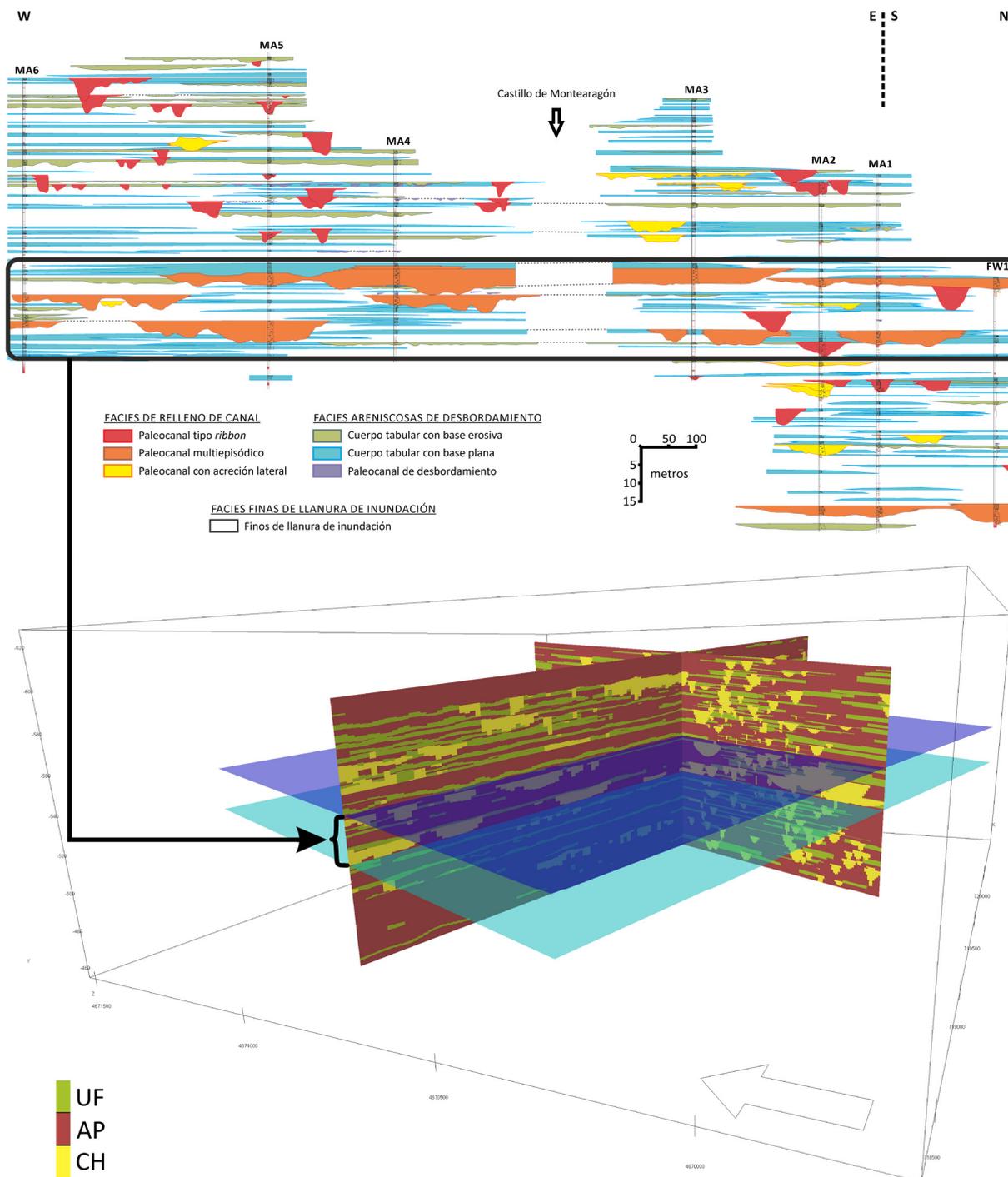


Figura 112. Comparativa entre el panel de correlación de Montearagón y dos secciones (una que sigue la dirección de paleocorriente principal, hacia el WNW, y otra perpendicular a ésta) de uno de los modelos de facies obtenidos. En ambos se ha indicado la localización del 3^{er} intervalo, el cual presenta las características más fácilmente distinguibles debido a la dimensión de los paleocanales que en él afloran. Nótese como, además de esta característica, en el modelo de facies también se refleja la mayor presencia en los dos intervalos superiores de facies arenosas de desbordamiento (UF) y de paleocanales tipo *ribbon*. Además, y como sucede en el afloramiento, este tipo de paleocanales también muestran un grado de interconectividad vertical mayor que el de los extensos paleocanales del 3^{er} intervalo.

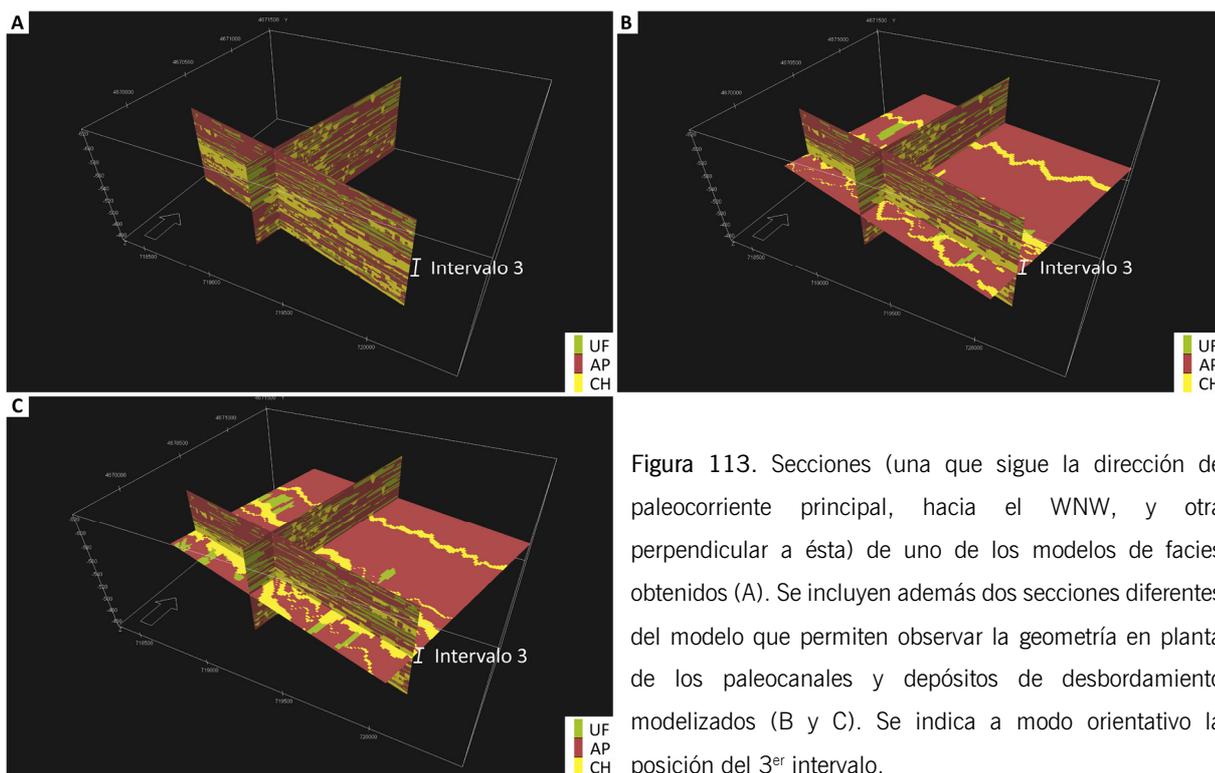


Figura 113. Secciones (una que sigue la dirección de paleocorriente principal, hacia el WNW, y otra perpendicular a ésta) de uno de los modelos de facies obtenidos (A). Se incluyen además dos secciones diferentes del modelo que permiten observar la geometría en planta de los paleocanales y depósitos de desbordamiento modelizados (B y C). Se indica a modo orientativo la posición del 3^{er} intervalo.

6 DISCUSIÓN

La hipótesis central que subyace tras la utilización de un datum virtual como el que se ha desarrollado en la presente tesis postula que la paleosuperficie deposicional del Abanico Fluvial de Huesca puede ser representada mediante un plano a escala de afloramiento y que, en consecuencia, se puede utilizar este plano para correlacionar los elementos que coexistieron en la superficie del sistema fluvial.

Esta hipótesis se ha tratado de validar utilizando los VO's de los 4 afloramientos estudiados que reúnen las condiciones adecuadas, y en todos ellos ha sido posible encontrar, mediante el método aquí desarrollado, un plano que mantiene una relación paralela respecto a todos sus horizontes estratigráficos. Dado que para cada afloramiento únicamente puede existir una superficie capaz de satisfacer este requisito, y que ésta necesariamente debe tener la misma orientación que la paleosuperficie deposicional, la hipótesis inicial se considera confirmada.

6.1 INFLUENCIA DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO EN LAS MEDICIONES CON VARA DE JACOB

Las tendencias apuntadas en la sección 5.2.1 en cuanto a la correlación entre varios parámetros de los afloramientos y el error cometido al medir columnas en ellos con Vara de Jacob, y pese a no ser evidentes y basarse en un número insuficiente de casos como para llegar a conclusiones sólidas, permiten formular una serie de consideraciones generales. Por ejemplo, se sugiere que los afloramientos con una pendiente pronunciada favorecen que se comentan menos errores, lo que podría estar relacionado con el hecho de que las visuales se realicen hacia elementos más cercanos, minimizando el error. Asimismo, también se observa que las columnas que atraviesan un mayor número de cuerpos areniscosos con un espesor superior al de la Vara de Jacob tienen tendencia a presentar un error de medición mayor, lo cual apunta a que el método de medición no resuelve adecuadamente las situaciones en las que se ha de tratar con paredes verticales con varios metros de espesor. Esto último ha podido ser verificado gracias a un análisis exhaustivo de la distribución de los errores dentro de cada columna, el cual también confirma que se producen más errores al medir en tramos con poca pendiente y cuando se requieren desplazamientos laterales debido a la presencia de cuerpos de arenisca de varios metros de potencia formando paredes verticales.

La forma más habitual de llevar a cabo un desplazamiento lateral al medir con Vara de Jacob es realizar la proyección visual lateralmente en vez de siguiendo la dirección de máxima pendiente, y en busca de zonas donde el paquete de areniscas haya disminuido su espesor o presente alguna característica que permita superarlo. El problema radica en que estas zonas adecuadas se pueden encontrar a decenas o centenares de metros de distancia, y mientras mayor sea la distancia a la que se proyecta una visual, mayor será la probabilidad de que esta proyección no sea precisa. Otra forma común de realizar estos desplazamientos laterales es aprovechando el techo de algún cuerpo de arenisca, el cual se supone plano. Sin embargo esto no será necesariamente así en toda su extensión, pudiendo presentar irregularidades (de orden decimétrico a

métrico) difíciles de detectar cuando se está sobre él. Por último, también existe la posibilidad de no realizar desplazamientos laterales y medir la potencia de la pared de arenisca con una cinta métrica o similar, pero cuando la columna está siendo levantada por una sola persona esto difícilmente se podrá realizar con precisión, sobre todo si se trata de medir relieves con varios metros de altura.

Los motivos por los cuales existe una clara tendencia a subestimar los espesores reales al medir con Vara de Jacob no se consideran muy significativos. Esto es así porque el hecho de que los errores se produzcan sistemáticamente en un mismo sentido (excepto en la columna CA1, en la cual la medición fue muy exacta) sugiere que éstos están probablemente relacionados con aspectos subjetivos y/o técnicos, como por ejemplo una tendencia por parte del geólogo a realizar las proyecciones visuales más lejos de lo debido, defectos en la fabricación de la Vara de Jacob o una calibración incorrecta del buzamiento de la serie estratigráfica.

Todas estas consideraciones y deducciones deben ser tomadas como lo que son, meras indicaciones y sugerencias basadas en unos pocos casos que representan un tipo de afloramiento y una forma de medir muy concretos (un afloramiento que presenta vertientes con pendientes pronunciadas donde aflora una sucesión fluvial con unas características y arquitectura determinada, y el cual ha sido medido tratando de avanzar en la dirección de máxima pendiente). Aun así, en base a todo lo expuesto se considera que la Vara de Jacob proporciona unas mediciones de muy buena calidad dada la simplicidad del método y la herramienta, así como que los resultados de su aplicación son adecuados para la mayor parte de las aplicaciones que se les da a las columnas estratigráficas.

6.2 UTILIZACIÓN DEL TECHO DE PALEOCANALES COMO INDICADOR DE LA PALEOSUPERFICIE DEPOSICIONAL

Para calcular el datum virtual se han utilizado los límites superiores de los cuerpos areniscosos, especialmente los correspondientes a paleocanales, por dos razones principales: (1) de entre los elementos que proporcionan una aproximación a la paleosuperficie deposicional original son los más fácilmente reconocibles en los afloramientos debido a que sobresalen de su superficie gracias a su mayor resistencia a la erosión; y (2) de forma muy común afloran formando niveles muy extensos lateralmente (de varios centenares de metros), lo que permite la extracción de planos muy fiables al haber sido calculados a partir de datos muy bien distribuidos tridimensionalmente. Esta aproximación es similar a la utilizada por Pyles *et al.* (2010) [102] en el VO de un complejo de canales turbidíticos, donde los autores digitalizaron la parte superior del *clay plug* de un paleocanal para establecer un datum (que llamaron "*paleohorizontal surface*") que les permitiese restituir el desplazamiento producido por una falla normal.

El mismo procedimiento podría haber sido llevado a cabo utilizando niveles de paleosuelos, los cuales probablemente representan la mejor aproximación a la paleosuperficie deposicional del abanico fluvial. Desafortunadamente en el Abanico Fluvial de Huesca los paleosuelos no presentan un nivel de desarrollo elevado [147, 242], y cuando se encuentran presentes normalmente quedan cubiertos por derrubios y/o

vegetación al poseer una resistencia a la erosión similar a la del resto de facies finas de llanura de inundación. En consecuencia, los escasos niveles de paleosulelos suficientemente desarrollados encontrados en los afloramientos estudiados no afloran con la continuidad lateral que se requiere para dar lugar al cálculo de planos fiables.

Existen estudios que afirman que bajo condiciones agradantes, como las que prevalecieron en la Cuenca del Ebro durante su fase de endorreísmo, los sistemas y cursos fluviales tienden a mantener pendientes constantes a través del tiempo [150, 218, 219]. Esto es así debido a que en este tipo de contextos se produce un aumento constante del nivel de base, lo cual inhibe el desarrollo de episodios significativos de incisión fluvial y, por lo tanto, que se produzcan variaciones importantes de pendiente en el perfil de los ríos respecto a la superficie del sistema fluvial. Además, el aumento constante del nivel de base típico de cuencas endorreicas no solamente determina un gradiente topográfico estable en el tiempo, sino que da lugar a una arquitectura estratigráfica general de tipo “pastel de capas” (o *layer-cake*) (Fig. 114) [150, 218, 219].

Si se considera el efecto de las fluctuaciones climáticas sobre el lago situado en el centro de la cuenca, y el cual constituye su nivel de base, se podría argumentar que éstas deberían quedar reflejadas en los sistemas fluviales y producir modificaciones en el perfil de los ríos que desembocan en él. Sin embargo en las cuencas donde el lago que ocupa una posición central es muy poco profundo y el gradiente de su fondo muy bajo, como es el caso de la Cuenca del Ebro, los cambios en el nivel del lago producen un impacto muy limitado en los sistemas fluviales, siendo éstos prácticamente imperceptibles aguas arriba [150, 218]. Otra consecuencia directa de encontrarse en un contexto agradante con ausencia de episodios significativos de incisión fluvial es que las superficies isócronas pueden ser trazadas lateralmente a lo largo de grandes distancias debido a que generalmente no son erosionadas por procesos y depósitos más modernos. Esto determina que pueda utilizarse la geometría de la paleosuperficie deposicional para correlacionar materiales isócronos de forma fiable a través de largas distancias.

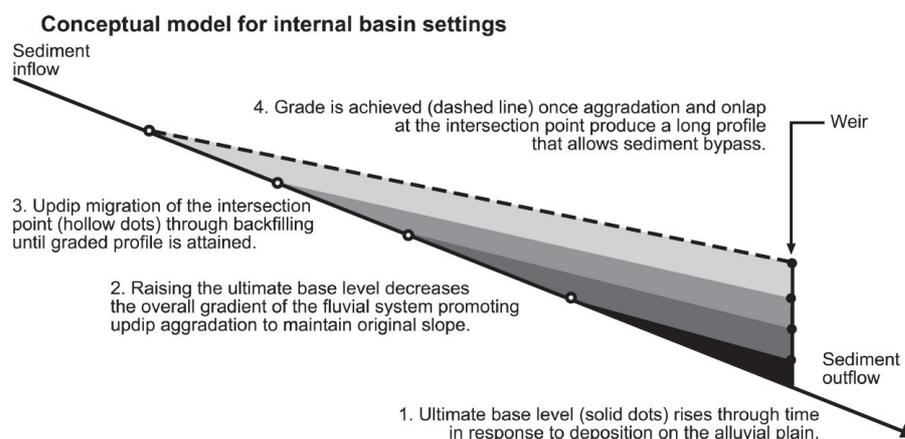


Figura 114. Modelo conceptual que muestra la evolución de la pendiente de un sistema fluvial en una cuenca endorreica. Nótese como ésta se mantiene constante debido a que la elevación del nivel de base se ve compensada por la colmatación progresiva del cauce de los ríos, la cual progresa hacia aguas arriba. Modificado de [150].

Por lo tanto, el contexto netamente agradante existente en el contexto de cuenca endorreica en el que se desarrolló el Abanico Fluvial de Huesca condicionó que: (1) el límite superior de los cuerpos areniscos que representan el relleno de los paleocanales mimeticen la orientación de la paleosuperficie deposicional, (2) que la geometría de ésta permaneciese generalmente constante en el tiempo, y (3) que las superficies isócronas tengan una gran continuidad lateral. Estas características justifican la utilización del límite superior de los rellenos areniscos de los paleocanales para obtener un datum virtual que permita adquirir un control geométrico sobre la estratigrafía de un afloramiento extenso.

6.2.1 MÉTODO DE DIGITALIZACIÓN

Como sucede con la mayoría de las superficies geológicas, el techo de los cuerpos areniscos que representan el relleno de un paleocanal no siempre se encuentra bien definido ni es totalmente regular. Las irregularidades que presentan están generalmente relacionadas con procesos y formas de escala inferior a la del canal, como son la topografía generada por barras y formas de fondo, los diques laterales (*levées*), los tapones de arcilla (*clay plugs*) o la ocurrencia de procesos erosivos puntuales. Sin embargo el concepto de datum virtual se basa en la simplificación hacia un plano de la paleosuperficie deposicional, por lo que la digitalización de los cuerpos areniscos no se ha llevado a cabo representando exactamente la geometría de sus techos, sino que se han ignorado sus irregularidades en busca del plano que mejor se ajusta y representa su límite superior.

Según las clasificaciones que jerarquizan las superficies limitantes (*bounding surfaces*) de los depósitos de sistemas fluviales, la superficie que constituye el límite superior de un paleocanal o cinturón de paleocanales se corresponde con una superficie de 5° / 6° orden de Miall (1988) [272] (Fig. 115; Tabla 8), o con una superficie 5a / 6 de las definidas por DeCelles *et al.* (1991) [273] específicamente para abanicos fluviales (Fig. 116). Estas superficies, cuando delimitan la parte superior

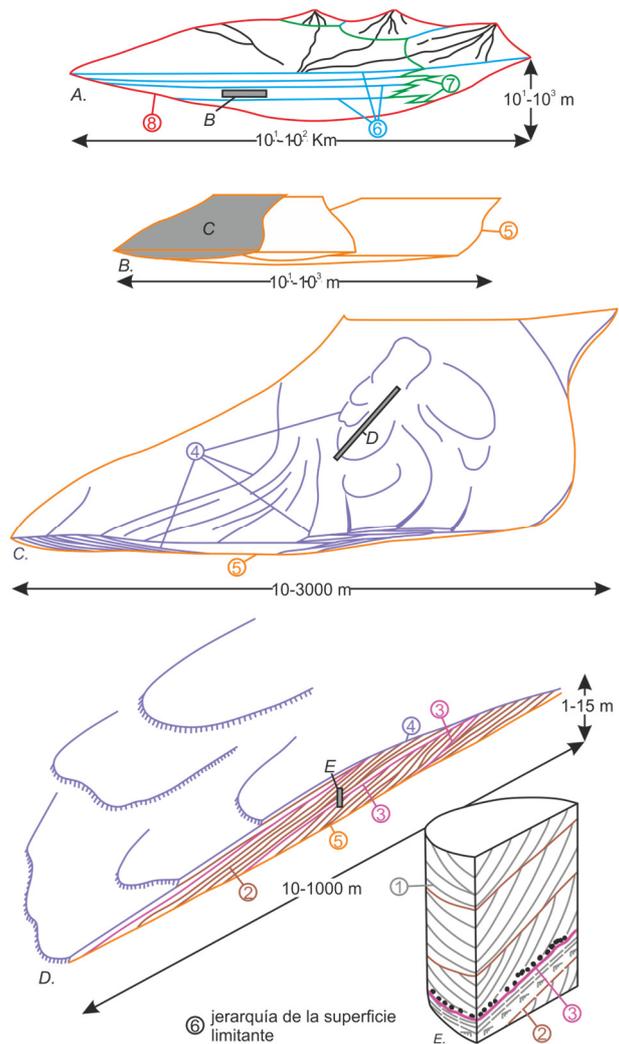


Figura 115. Jerarquización de las superficies que delimitan los depósitos fluviales que rellenan una cuenca sedimentaria. Nótese la geometría plana de las superficies de 5° y 6° orden que configuran el límite superior de, respectivamente, los paleocanales y la superficie deposicional. Modificado de [272].

Surface order	Time scale of process (years)	Characteristics and nature of bounding surfaces	Fluvial depositional units	Significance and example of processes
1st	10^6-10^3	Lamination/set bounding surface	Lamina, ripple	Migration of dune bedforms under steady flow conditions.
2nd	10^2-10^1	Coset bounding surface	Mesoform (dune)	Change in hydrodynamic conditions through time, related to short-term unsteady flow or local non-uniformity
3rd	10^0-10^1	Inclined erosion surfaces within coset or group of cosets, dipping 5-20° in direction of accretion	Macroform growth increment	Medium-term change in hydrodynamic conditions related to stage fluctuation or major shifting of flow across/around a bar form (e.g. seasonal events, 10-year floods)
4th	10^2-10^3	Separates units with discrete accretionary integrity (e.g. convex-up macroform top, minor channel scour, flat surface bounding floodplain elements)	Macroform (point bar, levee, splay, immature paleosol)	Shift of bar/subchannel pattern related to inherent channel-floor instability or to reorganization during a major flood (e.g. 100-year floods, channel and bar migration)
5th	10^3-10^4	Laterally extensive and with a marked shift in grain size, bedform scale, etc. (e.g. flat to concave-up channel base)	Channel, delta lobe, mature paleosol	Long-term geomorphic processes (e.g. shifting and erosion of a channel floor, isolated channels with relief reflecting channel avulsion or extensive surfaces within larger sandbodies recording channel migration)
6th	10^4-10^5	Regionally extensive and separating major channel sandbodies from contrasting facies (fine-grained sediment or contrasting channel facies)	Channel belt, alluvial fan, minor sequence	Major change of fluvial regime, recording shifts of base level, climatic changes (5th-order, Milankovitch cycles) or fault pulses
7th	10^5-10^6	Sequence boundary; flat, regionally extensive, or base of incised valley	Major depositional system, fan tract, sequence	4th-order (Milankovitch) cycles or response to fault pulses
8th	10^6-10^7	Regional disconformity	Basin-fill complex	3th-order cycles by response to tectonic and eustatic processes

Note: Designed by combining information from Miall (1996) and Reading (1996).

Tabla 8. Características de las superficies limitantes de diferentes órdenes que se pueden encontrar delimitando depósitos en sucesiones fluviales. Se adjunta la escala temporal que representan, las unidades deposicionales que delimitan y los procesos que las generan [259].

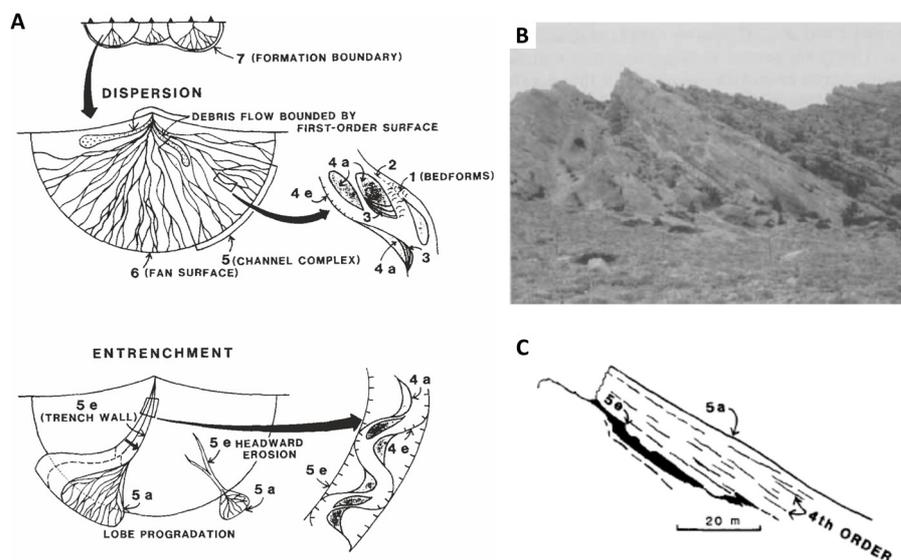


Figura 116. Clasificación de superficies limitantes creada específicamente para abanicos fluviales (A). En ella se define la superficie del abanico fluvial como una superficie de 6° orden y el límite superior de los paleocanales y cinturones de paleocanales como una superficie de 5° orden. En B y C se muestra, respectivamente, una imagen y un esquema de un paleocanal en donde se indica que la superficie que constituye su límite superior es del tipo 5^a (agradante) [273]

de los cuerpos sedimentarios a los que engloban, presentan una geometría esencialmente plana (Fig. 115 B; Fig. 116). En cambio, las superficies que delimitan macroformas como las barras de canal o los *levées*, así como las relacionadas con eventos erosivos puntuales, se corresponden con superficies de 4º orden o inferior, y cuyas geometrías son más irregulares (Tabla 8 y Figs. 115 y 116). Por lo tanto, dado que la superficie que se trata de reconstruir es de un orden superior, las irregularidades producidas por los elementos de menor rango pueden ser pasadas por alto, lo que justifica el método de digitalización aquí utilizado para obtener datums virtuales.

6.3 CRITERIOS DE APLICABILIDAD DEL DATUM VIRTUAL

En base a los fundamentos que sustentan la utilización de un datum virtual plano, y en vista de los resultados obtenidos en los afloramientos estudiados del Abanico Fluvial de Huesca, se pueden establecer una serie de requisitos que los afloramientos han de satisfacer para poder aplicar con éxito este método de correlación:

- 1) LA SUPERFICIE DEPOSICIONAL ORIGINAL DEL SISTEMA SEDIMENTARIO HA DE PODER SER REPRESENTADA POR UN PLANO A LA ESCALA DEL AFLORAMIENTO

El motivo es obvio, ya que si un plano no sirve para representar la superficie de un sistema deposicional cuando ésta fue activa, tampoco podrá ser utilizado para subdividir su registro sedimentario.

- 2) EL CONTEXTO EN EL CUAL SE PRODUJO LA ACUMULACIÓN DE SEDIMENTOS DEBIÓ SER AGRADANTE

Los sistemas deposicionales que actúan en contextos agradantes suelen acumular sedimentos sobre amplias zonas, favoreciendo así que los niveles isócronos se extiendan a lo largo de grandes distancias sin ser truncados lateralmente. Por otro lado, en este tipo de contextos la geometría de la superficie de sedimentación activa tiende a mantenerse estable y no mostrar cambios significativos con el paso del tiempo, lo cual sucede especialmente dentro de cuencas endorreicas.

- 3) NO PUEDEN EXISTIR PLIEGUES NI FALLAS AFECTANDO AL AFLORAMIENTO

Los sedimentos estudiados no pueden haber sufrido procesos postdeposicionales que hayan modificado significativamente la geometría plana de los horizontes que en origen presentaban la misma orientación que la paleosuperficie deposicional, por lo que los materiales de los afloramientos no pueden estar afectados por pliegues ni fallas. Sin embargo, en los casos en los que la serie estratigráfica de un afloramiento únicamente haya sufrido un basculamiento homogéneo sí que se podrá tratar de encontrar un datum virtual. Esto es así porque este tipo de deformación conserva planos los horizontes que ya lo eran en origen, preservando además las relaciones geométricas relativas entre las unidades de la sucesión sedimentaria.

4) EL AFLORAMIENTO HA DE TENER UN ALTO GRADO DE TRIDIMENSIONALIDAD

El cálculo de un plano a partir de un conjunto de datos será tanto más fiable mientras mayor sea la distribución espacial de los mismos. En cambio, cuando los datos se distribuyen de forma lineal los planos que se obtienen son poco fiables, ya que una misma línea puede ser contenida por multitud de planos diferentes. Por lo tanto, mientras mayor sea la rugosidad y la cantidad de secciones con diferentes orientaciones que muestre un afloramiento, más constreñidos estarán los planos calculados a partir de las lineaciones que forman la intersección de los techos de cuerpos areniscosos con la topografía del afloramiento. Por el contrario, en un afloramiento esencialmente bidimensional, como una pared vertical o la mayoría de taludes artificiales (p. ej., de carretera, ferrocarril o asociado a un presa), la digitalización de un horizonte plano resultará en un conjunto de datos con una distribución esencialmente lineal, y los planos que se calculen a partir de ellos serán poco fiables.

5) EL AFLORAMIENTO DEBE PRESENTAR VARIOS HORIZONTES ESTRATIGRÁFICOS RECONOCIBLES Y CORRELACIONABLES

Para obtener un datum virtual cuya utilidad quede fuera de dudas es necesario que su validez haya sido previamente confirmada en un gran número de niveles estratigráficos diferentes. Teniendo esto en cuenta, en afloramientos que únicamente presentan unos pocos metros de espesor no será posible establecer un datum virtual de forma fehaciente al no disponer de un número suficiente de horizontes estratigráficos para realizar comprobaciones.

En el caso de los 4 afloramientos estudiados en esta tesis que están formados por taludes artificiales, han sido los dos últimos requisitos los que han determinado que no haya sido posible calcular un datum virtual fiable. En la Presa de Montearagón la potencia de la serie expuesta es suficiente, pero sin embargo no se ha podido establecer con seguridad un datum virtual debido a su bidimensionalidad y al hecho de que no dispone de una pared a cada lado de la carretera para efectuar correlaciones. Los otros tres afloramientos, los de Monzón, Siétamo y Valdabra, sí que presentan paredes contrapuestas, pudiéndose llegar a calcular planos. Sin embargo, en estos casos el factor limitante fue la escasa potencia de serie que mostraban, lo cual impidió que se pudiera comprobar adecuadamente que el plano calculado se correspondía realmente con la paleosuperficie deposicional. Además, en el caso del afloramiento de Siétamo se advirtió la presencia de un pliegue, el cual aunque muy laxo resultó un motivo suficiente para descartar la posibilidad de calcular un datum virtual válido.

6.3.1 APLICABILIDAD EN AFLORAMIENTOS PERTENECIENTES A OTROS SISTEMAS DEPOSICIONALES

Existen varios autores que apuntan que gran parte de los materiales que se conservan en el registro sedimentario continental fueron depositados en contextos agradantes, los cuales tienen un elevado potencial de preservación, mientras que los contextos degradantes (los cuales dominan en la actualidad) difícilmente dejaron registro [201, 232]. Asimismo, también aseguran que una amplia mayoría de los ejemplos actuales y fósiles de sistemas aluviales y fluviales desarrollados en contextos agradantes tienden a adquirir morfologías de abanico [201, 232]. Si se asumen estas afirmaciones como correctas, se puede considerar que la

utilización de datums virtuales tiene una amplia aplicabilidad en el estudio de afloramientos de sucesiones fluviales.

Sin embargo, hay que tener en cuenta que los contextos agradantes no se dan exclusivamente en cuencas endorreicas, en las cuales el nivel de base se va elevando paulatinamente y los fenómenos de incisión fluvial son prácticamente inexistentes, constituyendo así el escenario ideal para utilizar datums virtuales de forma extensiva. En determinados sectores dentro de cuencas exorreicas también se dan contextos agradantes donde se desarrollan sistemas de abanicos fluviales, y en estos casos las variaciones del nivel de base sí que pueden tener efectos significativos sobre su dinámica. Así, durante las fases de caída y de nivel bajo (*lowstand*) del mar se producirá una incisión de los cursos fluviales, los cuales truncarán horizontes estratigráficos previos. Posteriormente, durante las fases de ascenso y nivel alto (*highstand*) del mar esas incisiones serán rellenadas y el sistema fluvial volverá a verse envuelto en un contexto netamente agradante. En vista de este comportamiento, se ha de ser cauto a la hora de llevar a cabo correlaciones con un datum virtual en afloramientos de sistemas fluviales desarrollados en cuencas exorreicas, ya que existe la posibilidad de encontrar incisiones importantes que sitúen a la misma altura estratigráfica materiales de edades diferentes, así como que la pendiente del sistema deposicional haya sufrido variaciones en el tiempo.

Además de los sistemas fluviales, existen otros ambientes sedimentarios que tienden a configurar superficies deposicionales extensas y que pueden asimilarse a un plano a la escala de un afloramiento. Estos son, entre otros, las zonas internas de sistemas lacustres, las llanuras deltaicas (*topsets*), algunos tipos de plataformas carbonatadas o los abanicos submarinos formados por turbiditas a pie del talud continental. Así, en principio los afloramientos de materiales depositados en este tipo de ambientes sedimentarios podrían ser susceptibles de ser estudiados mediante un datum virtual. En cualquier caso, siempre se deberán de tener presentes y tratar de detectar los posibles efectos que las variaciones del nivel de base puedan haber tenido sobre la arquitectura deposicional y, sobre todo, sobre la geometría de la paleosuperficie del sistema sedimentario. Esto último tiene una especial relevancia, ya que de no haberse mantenido constante la orientación de la superficie deposicional durante el tiempo que abarca la sucesión del afloramiento a estudiar no será posible utilizar un datum virtual. Por lo tanto, se considera que la aplicabilidad potencial del datum virtual en otros sistemas deposicionales diferentes al estudiado en esta tesis es elevada, pero no podrá ser confirmada con seguridad hasta que no se lleven a cabo las pruebas pertinentes en ellos.

6.4 CONTRIBUCIONES DEL DATUM VIRTUAL EN EL ESTUDIO DE AFLORAMIENTOS FLUVIALES

Como se ha explicado de forma exhaustiva en la sección 1.3, el principal reto que ha de afrontar un geólogo que trata de estudiar y modelizar afloramientos de sucesiones fluviales, y en especial aquellos de escala kilométrica y con una fisiografía compleja, es llegar a caracterizar adecuadamente la geometría de los cuerpos de arenisca y la arquitectura deposicional que determina su distribución y las relaciones laterales y verticales entre ellos. Esto se debe básicamente a la dificultad para distinguir niveles areniscosos individuales en sucesiones que consisten en la repetición de unidades similares, a lo cual se añade la elevada

heterogeneidad de las facies fluviales en el espacio y el tiempo. Todo esto ocasiona que se tienda a subestimar la complejidad arquitectural de las sucesiones fluviales como consecuencia de la correlación errónea de cuerpos areniscosos no relacionados.

En este sentido, una herramienta de correlación tan precisa y fiable como el datum virtual ofrece una solución de gran relevancia en el estudio y caracterización como reservorio de afloramientos fluviales. El hecho de poder reducir al mínimo la incertidumbre en las correlaciones independientemente de la distancia entre los elementos correlacionados o de complejidades topográficas (p. ej., que los elementos se encuentren en vertientes opuestas de una misma colina, o en diferentes valles) permite detectar y reconstruir con gran detalle la complejidad arquitectural de las sucesiones fluviales. Además, mediante un datum virtual también se puede conseguir correlacionar los materiales dentro de la propia llanura de inundación o identificar el paleocanal del cual proceden unos depósitos de desbordamiento determinados. Y no sólo eso, sino que su nivel de precisión en ocasiones ha permitido incluso relacionar algunos de estos depósitos de desbordamiento con fases de desarrollo concretas (*storeys*) de paleocanales multiepisódicos, lo cual de otra forma sería prácticamente imposible.

Por otro lado, mediante un datum virtual también es posible subdividir de forma sencilla e inmediata toda la sucesión sedimentaria de un afloramiento en los intervalos estratigráficos que se desee, los cuales además pueden ser aislados del resto para ser estudiados en detalle. Para conseguirlo basta con duplicar la superficie que sirve como datum y colocar una a techo y otra a base del intervalo que se quiera considerar (p. ej., a techo y base de un paleocanal), tras lo cual únicamente se han de seleccionar los datos que se encuentran entre ellas y eliminar el resto. Esta posibilidad permite llevar a cabo un análisis a través de todo el afloramiento (o afloramientos) visualizando únicamente el intervalo considerado, facilitando de esta forma su reconstrucción determinística o la creación de modelos deposicionales. Además, si este ejercicio se realiza en serie (es decir, intervalo a intervalo) a través de toda la sucesión sedimentaria se puede llegar a caracterizar con gran detalle cual fue la evolución temporal de la sedimentación y de los procesos que la gobernaron.

En consecuencia, el alto grado de control sobre la estratigrafía que se obtiene al utilizar un datum virtual proporciona numerosos beneficios cuando se trata de modelizar un afloramiento fluvial como análogo de reservorio. Por ejemplo, en base a la reconstrucción determinística de los paleocanales y de sus depósitos de desbordamiento se pueden obtener de forma precisa y fiable los parámetros necesarios para llevar a cabo simulaciones basadas en objetos. Asimismo, la subdivisión del VO en intervalos estratigráficos, en combinación con la información sedimentológica adquirida en el campo, facilita la detección y cuantificación de las variaciones espaciales y tendencias de diversas propiedades, tanto dentro de un mismo intervalo como entre varios de ellos. Entre estas propiedades están el estilo fluvial, las dimensiones, forma, arquitectura interna y paleocorriente principal de los paleocanales, la proporción de las diferentes facies y su distribución espacial, el grado de amalgamamiento y la conectividad entre cuerpos de arenisca, o diversos parámetros petrofísicos como el tamaño de grano y la porosidad. El disponer de un control exhaustivo sobre como varían

estas propiedades en el espacio y el tiempo será de vital importancia para obtener unos variogramas adecuados, los cuales son necesarios para condicionar la modelización del afloramiento.

Finalmente, cabe destacar que las características de los datums virtuales también han permitido abordar otro de los principales problemas que surgen al tratar de estudiar un sistema fluvial en base a la caracterización de varios afloramientos: disponer de algún criterio que permita establecer cuál es la relación estratigráfica entre ellos. Hasta la fecha, los afloramientos del Abanico Fluvial de Huesca han sido estudiados individualmente e ignorando sus posiciones estratigráficas relativas, aunque algunos autores han asumido que pertenecen al mismo intervalo estratigráfico [146, 274]. Sin embargo, hay que tener en cuenta que realizar este tipo de asunciones sin una base sólida puede dar lugar a considerar como contemporáneos afloramientos que no lo son y, por lo tanto, llegar a conclusiones equivocadas. Por ejemplo, podría hacerse notar un cambio transicional aguas abajo de un estilo fluvial a otro (o de cualquier otra propiedad) cuando en realidad ese cambio se da en la vertical y refleja diferentes fases de desarrollo del sistema fluvial en el tiempo. Por lo tanto, la falta de control estratigráfico sobre los afloramientos estudiados puede obviamente dar lugar a una reconstrucción errónea de la distribución y variación espacial de las diferentes facies fluviales y/o de sus propiedades, llegando en última instancia a interpretar de forma incorrecta los diferentes procesos y mecanismos de control que determinaron la evolución del sistema fluvial.

El hecho de poder conocer el buzamiento de la serie estratigráfica con una precisión por debajo de la décima de grado ha permitido no sólo detectar las sutiles diferencias de buzamiento existente entre afloramientos, sino que, en combinación con un modelo digital del terreno de alta resolución, se ha podido utilizar como elemento para su correlación física. Para ello se ha utilizado como base los métodos utilizados en geología estructural para caracterizar estructuras definiendo dominios que quedan separados por la bisectriz entre los ángulos de buzamiento. La aplicación de este método de correlación entre afloramientos minimizaría los casos en los que se llega a interpretaciones y conclusiones erróneas por el hecho de considerar como contemporáneos sedimentos que no lo son. Además, también podría utilizarse para, en base a combinar los materiales de dos afloramientos lateralmente relacionados, trabajar con un mayor espesor estratigráfico que el que puramente ofrece cada afloramiento por separado.

De nuevo, y como ya se ha comentado respecto a su utilización dentro de un mismo afloramiento, la posibilidad que ofrece un datum virtual de correlacionar afloramientos separados por distancias kilométricas y considerar sus sedimentos de forma conjunta contribuirá a la elaboración de reconstrucciones paleogeográficas más adecuadas. También permitirá la realización de análisis de las variaciones espaciales de propiedades del sistema fluvial a través de largas distancias, las cuales reflejarán de una forma más ajustada a la realidad los procesos y dinámicas sedimentarias que gobernaron su evolución. En cualquier caso, para poder aplicar este método de correlación entre afloramientos primero se ha de constatar que no existan fallas entre ellos que afecten a la sucesión sedimentaria, así como que la variación entre sus buzamientos se produzca preferentemente de forma progresiva y homogénea como consecuencia de una estructura laxa y continua.

6.5 MÉTODO DE DETECCIÓN SEMIAUTOMÁTICA DE PALEOCANALES A PARTIR DEL VO

El método aquí propuesto para detectar de forma semiautomática los puntos del VO de Montearagón que se corresponden con paleocanales se basa en la forma diferenciada en que éstos afloran respecto al resto de materiales en este afloramiento. Así, en las vertientes que constituyen Montearagón los paleocanales aflorantes configuran paredes subverticales de arenisca que sobresalen del resto de la superficie del afloramiento. Por el contrario, las condiciones de afloramiento de las demás facies son bastante pobres debido a que, por lo general, suelen estar cubiertas por derrubios y/o vegetación. Esto se cumple incluso para las facies areniscosas de desbordamiento, las cuales en este afloramiento tienen espesores poco significativos y quedan frecuentemente ocultas. En vista de estas características, se ha tratado de sacar provecho de la disponibilidad de un software desarrollado en la propia facultad de Geología y que permite calcular automáticamente los planos que mejor definen la superficie de un afloramiento a partir de la distribución de los puntos de su VO.

Tras homogeneizar la densidad de puntos del VO y eliminar buena parte de las interferencias que introduce la vegetación arbustiva en los cálculos, y una vez ejecutado el software en cuestión, el paso más importante consiste en determinar el valor inferior de buzamiento que permite discriminar qué superficies representan el afloramiento de un paleocanal. Esto se ha llevado a cabo a través de la comparación del porcentaje de puntos que se mantiene tras aplicar varios valores de corte con las proporciones de facies areniscosas (tanto las totales como las de relleno de canal) que se desprenden de las columnas estratigráficas, cuyos espesores habían sido previamente corregidos. Asimismo, y en vista de que la modelización de facies final se realizaría sobre un volumen de celdas, en paralelo se realizó este mismo procedimiento con un modelo de celdas. Para su diseño, y una vez definida su geometría, se asignó a cada celda el valor de buzamiento resultante de promediar los valores de esta propiedad de todos los puntos que contenía.

Este proceso de comparación se llevó a cabo tanto para la totalidad del VO como para 5 intervalos estratigráficos por separado, y sus resultados muestran, en primer lugar, que los porcentajes tanto de puntos como de celdas preservados tras aplicar los diferentes filtros se asemejan más a las proporciones de facies de relleno de canal que a las del total de arenisca. Esto no hace más que confirmar lo que ya se esperaba dadas las características diferenciadas de los paleocanales respecto al resto de las facies aflorantes. Por otro lado, se observa que por lo general el porcentaje de celdas preservado es mayor que el de puntos, lo cual sucede en todos los casos excepto al aplicar el filtro menos restrictivo en el 5º intervalo.

Esta tendencia se considera relacionada con el hecho de que cuando se asigna un valor de buzamiento a celdas que contienen puntos correspondientes tanto a paleocanales como a otras facies, los elevados valores de buzamiento de los primeros tendrán un mayor peso en el cálculo del promedio. Así, generalmente estas celdas acabarán clasificadas como facies de relleno de canal, lo que supone un primer sesgo que explicaría que las proporciones de paleocanales calculadas en base a las celdas sean mayores que la que se obtienen de considerar los datos puntuales. Sin embargo este no es el único sesgo que se produce. De forma frecuente las superficies planas que configuran los techos de los cuerpos areniscosos prominentes no quedan

representadas en la nube de puntos, generando huecos sin datos en el VO. En consecuencia, cuando se dan estas situaciones, las celdas que contengan el límite superior de una pared de arenisca prominente únicamente contendrán puntos con valores de buzamiento elevados y una cantidad variable de espacio vacío. De este modo, en el modelo de superficies todo el volumen de la celda será asignado a facies de relleno de canal, independientemente de que ésta sólo contenga unos pocos puntos y gran parte de su volumen quede vacío. Esto provoca de nuevo un claro sesgo que determina una sobreestimación de este tipo de facies respecto a si se realizan los filtrados en base a los datos puntuales.

En cuanto al intervalo superior, se considera que el hecho de que sea el que menos se ajusta a esta tendencia puede estar relacionado con dos factores: (1) es el que presenta una menor proporción de paleocanales y (2) es el que contiene la mayor parte del límite topográfico superior del afloramiento. En cualquier caso, a medida que aumenta el valor inferior del filtro el porcentaje de celdas que prevalecen vuelve a superar claramente al de puntos. Esto de nuevo se relaciona con el mayor peso en el cálculo del valor de las celdas que van adquiriendo los puntos con buzamientos elevados a medida que el aumento progresivo del límite inferior de filtrado elimina aquellos con unos buzamientos más bajos.

Finalmente se decidió que un valor inferior de corte de 50° era el que determinaba unos porcentajes de facies de relleno de canal más semejantes a los de las columnas estratigráficas, tendiendo a subestimarlos ligeramente. De nuevo es el 5° intervalo el que muestra un comportamiento más diferenciado en este aspecto, siendo el único en el que mediante este filtro la proporción de paleocanales es sobreestimada de forma significativa respecto a las columnas. Además del posible sesgo producido por contener la mayor parte del límite superior del afloramiento que se ha comentado anteriormente, para entender esta tendencia particular hay que tener en cuenta otros factores.

Es destacable que con todos los filtros, y tanto para el modelo de superficies basado en puntos como para el basado en celdas, el 4° intervalo es el que contiene un menor porcentaje de facie de relleno de canal. De hecho esto se percibe así también en el panel de correlación corregido en base al cual se realizó la subdivisión del afloramiento en intervalos, y donde precisamente se definió el 4° intervalo como aquel en el cual la presencia de paleocanales era menor. Sin embargo, en las columnas estratigráficas es el 5° intervalo el que contiene la menor proporción de paleocanales. En vista de ello, cabe considerar la posibilidad de que haya sido en las columnas estratigráficas, y no en el modelo de superficies, donde las facies de relleno de canal del 4° y 5° intervalo hayan sido mal estimadas. Podría suceder que en un intervalo con pocos paleocanales la distribución de las columnas estratigráficas haya condicionado que accidentalmente se atravesasen muchos de ellos, y viceversa, explicando así que estas facies queden mal representadas. En el fondo las columnas estratigráficas ya constituyen en sí mismas una simplificación de la realidad del afloramiento, dado que abarcan únicamente una pequeña parte de la superficie del mismo, la cual se utiliza posteriormente para extraer conclusiones generales. Así, y pese a que representan la mejor aproximación a la realidad de que se dispone a efectos comparativos, es de suponer que las proporciones de facies calculadas a partir de ellas muestran desviaciones respecto a las que realmente existen en la superficie del afloramiento.

En este sentido, se considera que posiblemente las proporciones de facies de relleno de canal obtenidas aquí de forma semiautomática son aún más representativas que las obtenidas a partir de las columnas estratigráficas, ya que se han calculado a partir de un modelo de superficies que considera la totalidad del VO.

La transferencia de los datos extraídos del VO referentes a los paleocanales hacia el software donde finalmente se llevó a cabo la modelización de facies (RMS) se realizó mediante la confección de una densa red de pseudopozos ante la imposibilidad de hacerlo de otro modo. Esto supone perder buena parte del beneficio que proporciona el método aquí explicado, dado que su punto fuerte es que permite extraer información de toda la superficie del afloramiento. Lo deseable sería poder transferir directamente los valores de facies de la malla del modelo de superficies hacia la malla del modelo geocellular en el cual posteriormente se llevará a cabo la modelización de facies. De hecho ambas mallas se diseñaron con celdas de las mismas características con este propósito, pero o bien en el software utilizado no es posible realizar esta operación o no supimos cómo llevarla a cabo. De todas formas los resultados que se obtuvieron de la modelización de facies fueron satisfactorios, ya que como se ha mostrado y explicado en la sección correspondiente tanto los porcentajes de facies obtenidos como la geometría y distribución de los cuerpos sedimentarios muestran una gran similitud con las del afloramiento real.

7 CONCLUSIONES

A continuación se pasan a exponer de forma sintética las conclusiones más relevantes que se desprenden de esta tesis. Éstas se han dividido entre aquellas que proporcionan nuevos métodos de trabajo en la caracterización de afloramientos fluviales y las que puramente informan sobre características geológicas específicas de la zona de trabajo.

7.1 CONCLUSIONES DE TIPO METODOLÓGICO

La investigación llevada a cabo en el marco de esta tesis se planteó con el objetivo de implementar la tecnología lidar en la caracterización de afloramientos fluviales y así aprovechar los beneficios que ofrece el disponer de VO's altamente precisos y con una gran densidad de información. En esta línea, el fruto del trabajo realizado ha llevado al establecimiento de nuevos procedimientos y metodologías de trabajo que afectan a varios aspectos de la caracterización de este tipo de afloramientos, los cuales se enumeran a continuación:

- ✓ Se ha presentado un sencillo procedimiento que permite corregir los espesores y posiciones de los cuerpos sedimentarios que se representan en las columnas estratigráficas, el cual se basa en su reconocimiento y medición sobre el VO. Adicionalmente se ha realizado un análisis de la magnitud y distribución de los errores de medición cometidos con la Vara de Jacob, para acabar discutiendo los posibles factores que los han determinado.

- ✓ Se ha desarrollado, probado y establecido un flujo de trabajo que, aplicado en afloramientos con unas características favorables, lleva a obtener una nueva herramienta que se ha denominado datum virtual. Éste consiste en un plano que representa con gran precisión (por debajo de la décima de grado) la orientación de la paleosuperficie deposicional del sistema fluvial cuyos sedimentos son objeto de estudio. Para que su cálculo en un afloramiento sea posible se han de cumplir una serie de requisitos: (1) la superficie deposicional original del sistema sedimentario debía de tener una geometría que pueda ser representada por un plano en la escala del afloramiento; (2) esta geometría debió de mantenerse constante en el periodo de tiempo en el que se depositaron los sedimentos que presenta; y (3) los horizontes que fueron depositados con la misma orientación que la paleosuperficie deposicional han de continuar siendo planos y no pueden estar cortados por fallas. Si estos requisitos se cumplen y se consigue obtener un datum virtual mediante el método aquí propuesto, significará que se habrá logrado adquirir automáticamente un control prácticamente total sobre la distribución espacial y evolución temporal de la sedimentación en el afloramiento. Un datum virtual adecuado puede utilizarse para correlacionar cualquier elemento con todos sus sedimentos contemporáneos, o para aislar un intervalo estratigráfico determinado para estudiarlo en detalle, únicamente desplazando el plano que lo constituye a través de un VO.

- ✓ Se propone un método que combina los datums virtuales con MDT's de alta resolución para conseguir establecer cuál es la posición estratigráfica relativa entre afloramientos. Éste se basa en el hecho de que un datum virtual informa con gran precisión sobre el buzamiento de la serie estratigráfica, por lo que su orientación puede ser utilizada de forma similar a como los geólogos estructurales utilizan bisectrices entre dominios de buzamiento para construir y/o restituir cortes geológicos.
- ✓ Se ha ideado un método para determinar de forma semiautomática los puntos de un VO que se corresponden con paleocanales en base a la forma característica en que éstos afloran. El método parte de la utilización de un software desarrollado en la propia facultad y que permite calcular la orientación de la superficie a la que representa cada punto del VO. El modelo de superficies resultante ha de ser posteriormente analizado y procesado, para tras un filtrado adecuado de los datos finalmente obtener unas proporciones y distribuciones de paleocanales que representan fielmente la realidad. Posteriormente los resultados de esta identificación automática de paleocanales pueden ser utilizados como datos duros en el diseño de modelos de facies basados en objetos, los cuales al estar condicionados por datos distribuidos a través de toda la superficie del afloramiento ofrecerán resultados muy fiables.

7.2 CONCLUSIONES DE TIPO GEOLÓGICO

Parte de los resultados que conciernen a la geología de las sucesiones fluviales estudiadas se han obtenido de la caracterización de los afloramientos en base a las observaciones realizadas en ellos (y en sus VO's), a columnas estratigráficas detalladas y a muestras de mano y láminas delgadas. Otros, sin embargo, han resultado de la aplicación directa de los métodos de trabajo con datos lidar citados anteriormente. De entre ellos, los más relevantes son:

- ✓ Una descripción y caracterización de las facies fluviales que componen los afloramientos estudiados, la cual es extensible a gran parte de los materiales correspondientes al Abanico Fluvial de Huesca por la homogeneidad de facies que muestran sus sedimentos asociados.
- ✓ Un estudio petrológico de los diferentes cuerpos areniscosos del afloramiento de Montearagón, los cuales muestran una escasa variabilidad composicional y unas características de sedimento maduro que encajan con la procedencia del Pirineo Axial que se les atribuye. Las areniscas presentan una porosidad de alrededor de un 6%, de tipo intergranular y constituida por poros de unos 10 μm de diámetro. Su porosidad original fue destruida principalmente debido a procesos de compactación, y se ha inferido que en algunos casos una cementación temprana pudo haber hecho disminuir la pérdida de porosidad por esta causa.
- ✓ La disponibilidad de datums virtuales ha permitido identificar sutiles relaciones laterales entre las facies que componen los afloramientos estudiados. Por ejemplo, se ha podido constatar como de forma habitual las cicatrices internas de mayor importancia que subdividen el relleno arenicoso de los paleocanales multiepisódicos se encuentran en el mismo nivel estratigráfico que el techo o las cicatrices internas de

- otros paleocanales aparentemente no relacionados, lo que sugiere una tendencia a reocupar el cauce de canales inactivos cuando se dan eventos de avulsión local. De ser así, esto haría aumentar significativamente la conectividad entre paleocanales respecto a si no se consideran este tipo de relaciones. Otra relación lateral que el uso de datums virtuales permite caracterizar es la de los paleocanales con sus depósitos de desbordamiento. Se ha observado que normalmente éstos muestran una continuidad lateral con el relleno arenoso de los paleocanales, e incluso que cuando son erosionados por otros paleocanales más recientes quedan interconectados a sus rellenos arenosos. De nuevo, la posibilidad de identificar a lo largo de todo un afloramiento los depósitos de desbordamiento situados en un cierto nivel estratigráfico y que proceden de un paleocanal determinado (o incluso de alguna de sus fases evolutivas en el caso de canales multiepisódicos) tendrá un impacto significativo en la evaluación del volumen y la conectividad entre facies reservorio en los afloramientos estudiados.
- ✓ Se han combinado las columnas estratigráficas corregidas de Montearagón con la información continua entre ellas (tanto cuantitativa como cualitativa) que muestra el VO y el control sobre la estratigrafía que proporciona un datum virtual. El resultado ha sido la confección de un panel de correlación detallado en el cual el buzamiento de la serie ha sido restituido a la horizontal y que refleja fielmente las proporciones, geometrías y arquitectura deposicional de las diferentes facies que se observan en el afloramiento.
 - ✓ De la comparación de los datums virtuales obtenidos en los afloramientos de Montearagón, Piracés, Marcén y Castelflorite se desprende que la variación en el buzamiento de sus series estratigráficas apenas supera los 0.8° , lo cual teniendo presente que la separación entre ellos es de entre 9 y 46 Km da buena cuenta de la escasa deformación que han sufrido en la zona de estudio los sedimentos correspondientes al Abanico Fluvial de Huesca. Se ha tratado de cruzar estos datos de buzamiento con las distancias entre los afloramientos y las estructuras más cercanas (frente de cabalgamiento de las Sierras exteriores y Anticlinal de Barbastro), así como respecto a la posición estimada del ápice del abanico fluvial, no encontrándose relaciones claras. Así, se ha terminado por atribuir las sutiles variaciones de buzamiento a fenómenos que afectan a la serie de forma local, como son la compactación diferencial o los fenómenos de halocinesis relacionados con el desplazamiento de los materiales evaporíticos subyacentes.
 - ✓ En la misma línea del resultado anterior, se ha aprovechado el control preciso que proporcionan los datums virtuales sobre el buzamiento de la serie para establecer la posición relativa de los afloramientos dentro de la sucesión sedimentaria del Abanico Fluvial de Huesca. De esta forma se ha conseguido establecer con un alto nivel de certeza que el afloramiento de Montearagón es el que presenta los sedimentos más antiguos, los cuales no guardan relación con los del resto de afloramientos. Por el contrario, se ha concluido que en los afloramientos de Piracés, Marcén y Castelflorite buena parte de los sedimentos que los constituyen están situados en un nivel estratigráfico similar. En concreto son la parte superior del afloramiento de Piracés, la intermedia de Marcén y la inferior de Castelflorite las que con una mayor probabilidad están lateralmente relacionadas, lo cual da pie a estudiar sus facies fluviales de

forma conjunta y a establecer variaciones entre ellas en clave paleogeográfica y como producto de la dinámica sedimentaria del sistema en un momento concreto.

7.3 CONCLUSIÓN FINAL

Llegados a este punto cabe recordar de nuevo el objetivo principal que motivó la realización de esta tesis: incorporar la tecnología lidar en el estudio de afloramientos de sucesiones fluviales y utilizar las características de los datos que proporciona para superar las dificultades a las que de forma habitual se enfrentan los geólogos que trabajan en este tipo de afloramientos. Por otro lado, también se considera relevante mencionar que en esta materia se partió prácticamente de cero debido al poco tiempo transcurrido entre la irrupción de los dispositivos TLS en el campo de la caracterización de afloramientos fluviales y el inicio de este proyecto de tesis.

Teniendo todo esto presente, y en vista de los resultados obtenidos, se puede afirmar que de la utilización de tecnología lidar en la caracterización de afloramientos fluviales se pueden derivar nuevas formas de abordar y superar antiguos problemas y limitaciones. En particular es en los afloramientos más extensos y más complejos (tanto fisiográficamente como estratigráficamente) donde esta herramienta ha revelado un mayor potencial para ayudar a incrementar sustancialmente la calidad y fiabilidad de las interpretaciones. No se duda de que a medida que los dispositivos TLS vayan siendo más asequibles y manejables se extenderá considerablemente su uso, y que paulatinamente se irán incorporando en el estudio de afloramientos para acabar siendo una herramienta de trabajo habitual, como ya ha sucedido recientemente con los GPS o los dispositivos portátiles de recolección y visualización de datos tipo PDA.

Por lo tanto, y a modo de conclusión general, se considera que la aplicación de algunas de las metodologías aquí presentadas puede dar pie a avances significativos tanto en el campo de la modelización de afloramientos como análogos de reservorios fluviales como en la comprensión de los mecanismos y procesos que determinaron la evolución de sistemas fluviales antiguos.

REFERENCIAS

1. Einstein, A., Strahlungs-Emission und Absorption nach der Quantentheorie. *Verhandlungen der Deutschen Physikalischen Gesellschaft* 1916, 18, (13/14), 318-323.
2. Schawlow, A. L.; Townes, C. H., Infrared and Optical Masers. *Physical Review* 1958, 112, (6), 1940-1949.
3. Gould, R. G. en The LASER, light amplification by stimulated emission of radiation, The Ann Arbor Conference on Optical Pumping: the University of Michigan, Ann Arbor, Michigan, June 15 through June 18, 1959; Franken, P. A.; Sands, R. H., Eds. Ann Arbor, Michigan, 1959; p 187.
4. Maiman, T. H., Stimulated Optical Radiation in Ruby. *Nature* 1960, 187, (4736), 493-494.
5. Heritage, G. L.; Large, A. R. G., Principles of 3D Laser Scanning. en *Laser Scanning for the Environmental Sciences*, Heritage, G. L.; Large, A. R. G., Eds. Wiley-Blackwell: Oxford, UK, 2009; pp 21-34.
6. Lemmens, M., Terrestrial Laser Scanning. en *Geo-information: Technologies, Applications and the Environment*, Springer: 2011; pp 101-121.
7. Pirotti, F.; Guarnieri, A.; Vettore, A., State of the Art of Ground and Aerial Laser Scanning Technologies for High-Resolution Topography of the Earth Surface. *European Journal of Remote Sensing* 2013, 46, 66-78.
8. Lichti, D. D.; Jamtsho, S., Angular resolution of Terrestrial Laser Scanners. *The Photogrammetric Record* 2006, 21, (114), 141-160.
9. Slob, S.; van Knapen, B.; Hack, R.; Turner, K.; Kemeny, J., Method for Automated Discontinuity Analysis of Rock Slopes with Three-Dimensional Laser Scanning. *Transportation Research Record* 2005, 1913, (1), 187-194.
10. Lichti, D. D., A resolution measure for terrestrial laser scanners. en 20th ISPRS Congress, Altan, O., Ed. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences: Istanbul, Turkey, 2004; Vol. 34, pp 216-221.
11. Molebny, V.; Kamerman, G.; Steinvall, O., Laser remote sensing: yesterday, today and tomorrow. *Electronics and Communications* 2011, 3, 68-63.
12. "lidar". en Oxford English Dictionary, Oxford University Press.
13. Ring, J., The laser in astronomy. *New Scientist* 1963, 18, (344), 672-673.
14. Fiocco, G.; Smullin, L. D., Detection of Scattering Layers in the Upper Atmosphere (60-140 km) by Optical Radar. *Nature* 1963, 199, (4900), 1275-1276.
15. Collis, R. T. H., Lidar Observation of Cloud. *Science* 1965, 149, (3687), 978-981.
16. Alley, C. O.; Chang, R. F.; Currie, D. G.; Poultney, S. K.; Bender, P. L.; Dicke, R. H.; Wilkinson, D. T.; Faller, J. E.; Kaula, W. M.; MacDonald, G. J. F.; Mulholland, J. D.; Plotkin, H. H.; Carrion, W.; Wampler, E. J., Laser Ranging Retro-Reflector: Continuing Measurements and Expected Results. *Science* 1970, 167, (3918), 458-460.
17. Abbot, R. I.; Shelus, P. J.; Mulholland, J. D.; Silverberg, E. C., Laser observations of the Moon: Identification and construction of normal points for 1969-1971. *Astronomical Journal* 1973, 78, (8), 784-793.
18. Bender, P. L.; Currie, D. G.; Poultney, S. K.; Alley, C. O.; Dicke, R. H.; Wilkinson, D. T.; Eckhardt, D. H.; Faller, J. E.; Kaula, W. M.; Mulholland, J. D.; Plotkin, H. H.; Silverberg, E. C.; Williams, J. G., The Lunar Laser Ranging Experiment: Accurate ranges have given a large improvement in the lunar orbit and new selenophysical information. *Science* 1973, 182, (4109), 229-238.
19. Dickey, J. O.; Bender, P. L.; Faller, J. E.; Newhall, X. X.; Ricklefs, R. L.; Ries, J. G.; Shelus, P. J.; Veillet, C.; Whipple, A. L.; Wiant, J. R.; Williams, J. G.; Yoder, C. F., Lunar Laser Ranging: A Continuing Legacy of the Apollo Program. *Science* 1994, 265, (5171), 482-490.
20. Ackerman, J.; Dietrich, G.; Ruddock, K., An airborne laser terrain profiling system. *IEEE Journal of Quantum Electronics* 1967, 3, (6), 233.
21. Kaula, W. M.; Schubert, G.; Lingenfelter, R. E.; Sjogren, W. L.; Wollenhaupt, W. R. en Lunar topography from Apollo 15 and 16 laser altimetry, Lunar Science Conference, 4th, Houston, Texas, 1973; NASA, Ed. Pergamon Press, Inc.: Houston, Texas, 1973; pp 2811-2819.
22. Sjogren, W. L.; Wollenhaupt, W. R., Lunar Shape via the Apollo Laser Altimeter. *Science* 1973, 179, (4070), 275-278.
23. Kaula, W. M.; Schubert, G.; Lingenfelter, R. E.; Sjogren, W. L.; Wollenhaupt, W. R. en Apollo laser altimetry and inferences as to lunar structure, Lunar and Planetary Science Conference, 5th, Houston, Texas, 1974; Pergamon Press, Inc.: Houston, Texas, 1974; pp 3049-3058.

24. Zuber, M. T.; Smith, D. E.; Solomon, S. C.; Muhleman, D. O.; Head, J. W.; Garvin, J. B.; Abshire, J. B.; Bufton, J. L., The Mars Observer laser altimeter investigation. *Journal of Geophysical Research-Planets* 1992, 97, (E5), 7781-7797.
25. Kreslavsky, M. A.; Head, J. W., Kilometer-scale slopes on Mars and their correlation with geologic units: Initial results from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data. *Journal of Geophysical Research-Planets* 1999, 104, (E9), 21911-21924.
26. Smith, D. E.; Zuber, M. T.; Frey, H. V.; Garvin, J. B.; Head, J. W.; Muhleman, D. O.; Pettengill, G. H.; Phillips, R. J.; Solomon, S. C.; Zwally, H. J.; Banerdt, W. B.; Duxbury, T. C.; Golombek, M. P.; Lemoine, F. G.; Neumann, G. A.; Rowlands, D. D.; Aharonson, O.; Ford, P. G.; Ivanov, A. B.; Johnson, C. L.; McGovern, P. J.; Abshire, J. B.; Afzal, R. S.; Sun, X., Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research-Planets* 2001, 106, (E10), 23689-23722.
27. Whiteway, J. A.; Komguem, L.; Dickinson, C.; Cook, C. S.; Illnicki, M.; Seabrook, J.; Popovici, V.; Duck, T. J.; Davy, R.; Taylor, P. A.; Pathak, J.; Fisher, D.; Carswell, A. I.; Daly, M.; Hipkin, V.; Zent, A. P.; Hecht, M. H.; Wood, S. E.; Tamppari, L. K.; Renno, N.; Moores, J. E.; Lemmon, M. T.; Daerden, F.; Smith, P. H., Mars Water-Ice Clouds and Precipitation. *Science* 2009, 325, (5936), 68-70.
28. Bufton, J. L., Laser altimetry measurements from aircraft and spacecraft. *Proceedings of the IEEE* 1989, 77, (3), 463-477.
29. Ritchie, J. C., Airborne laser altimeter measurements of landscape topography. *Remote Sensing of Environment* 1995, 53, (2), 91-96.
30. Ackermann, F., Airborne laser scanning—present status and future expectations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 1999, 54, (2-3), 64-67.
31. McKinion, J. M.; Willers, J. L.; Jenkins, J. N., Spatial analyses to evaluate multi-crop yield stability for a field. *Computers and Electronics in Agriculture* 2010, 70, (1), 187-198.
32. Devereux, B. J.; Amable, G. S.; Crow, P., Visualisation of LiDAR terrain models for archaeological feature detection. *Antiquity* 2008, 82, (316), 470-479.
33. Crutchley, S., Using LiDAR in Archaeological Contexts: The English Heritage Experience and Lessons Learned. en *Laser Scanning for the Environmental Sciences*, Heritage, G. L.; Large, A. R. G., Eds. Wiley-Blackwell: Oxford, UK, 2009; pp 180-200.
34. Dawsey, M.; Gimmetstad, G.; Roberts, D.; McGraw, J.; Zimmer, P.; Fitch, J. en *LIDAR for measuring atmospheric extinction, Observatory Operations: Strategies, Processes, and Systems*, Orlando, Florida, USA, 2006; Silva, D. R.; Doxsey, R. E., Eds. Orlando, Florida, USA, 2006; pp 62701F-62701F-10.
35. Zuev, V. V.; Zuev, V. E.; Makushkin, Y. S.; Marichev, V. N.; Mitsel, A. A., Laser sounding of atmospheric humidity: experiment. *Applied Optics* 1983, 22, (23), 3742-3746.
36. Dubayah, R. O.; Drake, J. B., Lidar Remote Sensing for Forestry. *Journal of Forestry* 2000, 98, (6), 44-46.
37. Pirotti, F.; Grigolato, S.; Lingua, E.; Sitzia, T.; Tarolli, P., Laser Scanner Applications in Forest and Environmental Sciences. *Italian Journal of Remote Sensing* 2012, 44, (1), 109-123.
38. Chen, S., Forensic Applications of Commercial Remote Sensing and Spatial Information Technologies. en *Indo-U.S. Forensic Practices*, Chen, S.; Janardhanam, R.; Natarajan, C.; Schmidt, R., Eds. American Society of Civil Engineers: 2010; pp 144-156.
39. Sansoni, G.; Trebeschi, M.; Docchio, F., State-of-The-Art and Applications of 3D Imaging Sensors in Industry, Cultural Heritage, Medicine, and Criminal Investigation. *Sensors* 2009, 9, (1), 568-601.
40. Salzmann, H.; Bundgaard, J.; Gadd, A.; Gowers, C.; Hansen, K. B.; Hirsch, K.; Nielsen, P.; Reed, K.; Schrödter, C.; Weisberg, K., The LIDAR Thomson scattering diagnostic on JET (invited). *Review of Scientific Instruments* 1988, 59, (8), 1451-1456.
41. Collis, R. T. H.; Fernald, F. G.; Ligda, M. G. H., Laser Radar Echoes from a Stratified Clear Atmosphere. *Nature* 1964, 203, (4951), 1274-1275.
42. Northend, C. A.; Honey, R. C.; Evans, W. E., Laser Radar (Lidar) for Meteorological Observations. *Review of Scientific Instruments* 1966, 37, (4), 393-400.
43. Collis, R. T. H.; Ligda, M. G. H., Note on Lidar observations of particulate matter in stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 1966, 23, (2), 255-&.
44. Collis, R. T. H., Lidar. *Applied Optics* 1970, 9, (8), 1782-1788.
45. Evans, W. E.; Collis, R. T. H., Meteorological Applications of Lidar. *Optical Engineering* 1970, 8, (2), 080238.
46. Kent, G. S.; Wright, R. W. H., A review of laser radar measurements of atmospheric properties. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 1970, 32, (5), 917-943.

47. Collis, R. T. H.; Ligda, M. G. H., Laser Radar Echoes from the Clear Atmosphere. *Nature* 1964, 203, (4944), 508-508.
48. Hamilton, P. M., Lidar measurement of backscatter and attenuation of atmospheric aerosol. *Atmospheric Environment* 1969, 3, (2), 221-223.
49. Allen, R. J.; Evans, W. E., Laser Radar (LIDAR) for Mapping Aerosol Structure. *Review of Scientific Instruments* 1972, 43, (10), 1422-1432.
50. Zuev, V. E.; Krekov, G. M.; Naats, I. E., Determination of aerosol parameters of the atmosphere by laser sounding from space. *Acta Astronautica* 1974, 1, (1-2), 93-103.
51. Barrett, E. W.; Ben-Dov, O., Application of the Lidar to Air Pollution Measurements. *Journal of Applied Meteorology* 1967, 6, (3), 500-515.
52. Cook, C. S.; Bethke, G. W.; Conner, W. D., Remote Measurement of Smoke Plume Transmittance Using Lidar. *Applied Optics* 1972, 11, (8), 1742-1748.
53. Rothe, K. W.; Brinkmann, U.; Walther, H., Applications of tunable dye lasers to air pollution detection: Measurements of atmospheric NO₂ concentrations by differential absorption. *Applied physics* 1974, 3, (2), 115-119.
54. Eloranta, E. W.; King, J. M.; Weinman, J. A., The Determination of Wind Speeds in the Boundary Layer by Monostatic Lidar. *Journal of Applied Meteorology* 1975, 14, (8), 1485-1489.
55. Hardesty, R. M.; Weber, B. F., Lidar measurement of turbulence encountered by horizontal-axis wind turbines. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 1987, 4, (1), 191-203.
56. Chanin, M. L.; Garnier, A.; Hauchecorne, A.; Porteneuve, J., A Doppler lidar for measuring winds in the middle atmosphere. *Geophysical Research Letters* 1989, 16, (11), 1273-1276.
57. Mason, J. B., Lidar Measurement of Temperature: a New Approach. *Applied Optics* 1975, 14, (1), 76-78.
58. Steele, K.; Ulich, B.; Dietz, A. en Lidar as a complementary sensor technology for harbor security, Photonics for Port and Harbor Security, Orlando, Florida, USA, March 2005, 2005; SPIE: Orlando, Florida, USA, 2005; pp 88-90.
59. Birkeland, J. O. The potential of LIDAR as an antisubmarine warfare sensor. University of Glasgow, 2009.
60. Wren, G. G.; May, D., Detection of submerged vessels using remote sensing techniques. *Australian Defence Force Journal* 1997, 127, 9-15.
61. Marino, R. M.; Davis, W. R., Jigsaw: a foliage-penetrating 3D imaging laser radar system. *Lincoln Laboratory Journal* 2005, 15, (1), 23-36.
62. Sharma, R., Quantity Estimation Using LiDAR. Ontario Professional Surveyor 2013, pp 40-42.
63. Owens, B. J. Concept Design and Testing of a GPS-less System for Autonomous Shovel-Truck Spotting. Queen's University, 2013.
64. Kim, H. H.; Ryan, P. T. en The Use of Lasers for Hydrographic Studies, The Use of Lasers for Hydrographic Studies, Wallops Flight Center, Wallops Island, Virginia, 1975, 1973; Kim, H. H.; Ryan, P. T., Eds. Scientific and Technical Information Office, NASA: Wallops Flight Center, Wallops Island, Virginia, 1973.
65. Hickman, G. D.; Hogg, J. E., Application of an airborne pulsed laser for near shore bathymetric measurements. *Remote Sensing of Environment* 1969, 1, (1), 47-58.
66. Kim, H. H., Airborne bathymetric charting using pulsed blue-green lasers. *Applied Optics* 1977, 16, (1), 46-56.
67. Lyzenga, D. R., Shallow-water bathymetry using combined lidar and passive multispectral scanner data. *International Journal of Remote Sensing* 1985, 6, (1), 115-125.
68. Irish, J. L.; White, T. E., Coastal engineering applications of high-resolution lidar bathymetry. *Coastal Engineering* 1998, 35, (1-2), 47-71.
69. Sato, T.; Suzuki, Y.; Kashiwagi, H.; Nanjo, M.; Kakui, Y., Laser radar for remote detection of oil spills. *Applied Optics* 1978, 17, (23), 3798-803.
70. Hengstermann, T.; Reuter, R., Lidar fluorosensing of mineral oil spills on the sea surface. *Applied Optics* 1990, 29, (22), 3218-3227.
71. Schnell, R. C.; Barry, R. G.; Miles, M. W.; Andreas, E. L.; Radke, L. F.; Brock, C. A.; McCormick, M. P.; Moore, J. L., Lidar detection of leads in Arctic sea ice. *Nature* 1989, 339, (6225), 530-532.
72. Borenstein, J.; Everett, H. R.; Feng, L.; Wehe, D., Mobile robot positioning: Sensors and techniques. *Journal of Robotic Systems* 1997, 14, (4), 231-249.

73. Himmelsbach, M.; Müller, A.; Lüttel, T.; Wünsche, H. J., LiDAR-based 3D object perception. en Proceedings of the 1st International Workshop on Cognition for Technical Systems, 2008; pp 1-7.
74. Xuesong, M.; Inoue, D.; Kato, S.; Kagami, M., Amplitude-Modulated Laser Radar for Range and Speed Measurement in Car Applications. *IEEE Transactions on Intelligent Transportation Systems* 2012, 13, (1), 408-413.
75. Pringle, J. K.; Howell, J. A.; Hodgetts, D.; Westerman, A. R.; Hodgson, D. M., Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: A review of the current state-of-the-art. *First Break* 2006, 24, 33-42.
76. Enge, H. D.; Buckley, S. J.; Rotevatn, A.; Howell, J. A., From outcrop to reservoir simulation model: Workflow and procedures. *Geosphere* 2007, 3, (6), 469-490.
77. Jones, R. R.; Pringle, J. K.; McCaffrey, K. J. W.; Imber, J.; Wightman, R.; Guo, J.; Long, J. J., Extending Digital Outcrop Geology into the Subsurface. en *Outcrops Revitalized: Tools, Techniques and Applications*, Martinsen, O. J.; Pulham, A. J.; Houghton, P. D. W.; Sullivan, M. D., Eds. SEPM: 2011; Vol. 10, pp 31-50.
78. Stafleu, J.; Schlager, W.; Everts, A. J. W.; Kenter, J. A. M.; Blommers, G.; van Voorden, A., Outcrop topography as a proxy of acoustic impedance in synthetic seismograms. *GEOPHYSICS* 1996, 61, (6), 1779-1788.
79. Xu, X.; Aiken, C. L. V.; Bhattacharya, J. P.; Corbeanu, R. M.; Nielsen, K. C.; McMechan, G. A.; Abdelsalam, M. G., Creating virtual 3-D outcrop. *The Leading Edge* 2000, 19, (2), 197-202.
80. Adams, E. W.; Grotzinger, J. P.; Watters, W. A.; Schröder, S.; McCormick, D. S.; Al-Siyabi, H. A., Digital characterization of thrombolite-stromatolite reef distribution in a carbonate ramp system (terminal Proterozoic, Nama Group, Namibia). *AAPG Bulletin* 2005, 89, (10), 1293-1318.
81. Jones, R. R.; McCaffrey, K. J. W.; Imber, J.; Wightman, R.; Smith, S. A.; Holdsworth, R. E.; Clegg, P.; De Paola, N.; Healy, D.; Wilson, R. W., Calibration and validation of reservoir models: The importance of high resolution, quantitative outcrop analogues. en *The Future of Geological Modelling in Hydrocarbon Development*, Robinson, A.; Griffiths, P.; Price, S.; Hegre, J.; Muggeride, A., Eds. The Geological Society of London: 2008; pp 87-98.
82. Bellian, J. A.; Jennette, D. C.; Kerans, C.; Gibeaut, J.; Andrews, J.; Ysslydyk, B.; Larue, D. K., 3-Dimensional Digital Outcrop Data Collection and Analysis Using Eye-safe Laser (LIDAR) Technology. en AAPG, Annual Meeting, Programs with Abstracts, Houston, Texas, 2002.
83. Jennette, D. C. A breakthrough on the outcrop: New tools and techniques to bring outcrop studies into a 3-D workstation environment; Bureau of Economic Geology: Austin, Texas, 2003; pp 1-8.
84. Bellian, J. A.; Kerans, C.; Jennette, D. C., Digital Outcrop Models: Applications of Terrestrial Scanning Lidar Technology in Stratigraphic Modeling *Journal of Sedimentary Research* 2005, 75, (2), 166-176.
85. McCaffrey, K. J. W.; Jones, R. R.; Holdsworth, R. E.; Wilson, R. W.; Clegg, P.; Imber, J.; Holliman, N. S.; Trinks, I., Unlocking the spatial dimension : digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Journal of the Geological Society of London* 2005, 162, (2), 927-938.
86. Bates, K. T.; Rarity, F.; Manning, P. L.; Hodgetts, D.; Vila, B.; Oms, O.; Galobart, A.; Gawthorpe, R. L., High-resolution LiDAR and photogrammetric survey of the Fumanya dinosaur tracksites (Catalonia): Implications for the conservation and interpretation of geological heritage sites. *Journal of the Geological Society of London* 2008, 165, (1), 115-127.
87. Baker, B. R.; Gessner, K.; Holden, E. J.; Squelch, A. P., Automatic detection of anisotropic features on rock surfaces. *Geosphere* 2008, 4, (2), 418-428.
88. Olariu, M. I.; Ferguson, J. F.; Aiken, C.; Xu, X., Outcrop fracture characterization using terrestrial laser scanners: Deep-water Jackfork sandstone at Big Rock Quarry, Arkansas. *Geosphere* 2008, 4, (1), 247-259.
89. Jones, R. R.; Kokklas, S.; McCaffrey, K. J. W., Quantitative analysis and visualization of nonplanar fault surfaces using terrestrial laser scanning (LIDAR)—The Arkitsa fault, central Greece, as a case study. *Geosphere* 2009, 5, (6), 465-482.
90. Wilson, P.; Hodgetts, D.; Rarity, F.; Gawthorpe, R. L.; Sharp, I. R., Structural geology and 4D evolution of a half-graben: New digital outcrop modelling techniques applied to the Nukhul half-graben, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology* 2009, 31, (3), 328-345.
91. García-Sellés, D.; Falivene, O.; Arbués, P.; Gratacós, O.; Tavani, S.; Muñoz, J. A., Supervised identification and reconstruction of near-planar geological surfaces from terrestrial laser scanning. *Computers & Geosciences* 2011, 37, 1584-1594.
92. Pearce, M. A.; Jones, R. R.; Smith, S. A.; McCaffrey, K. J. W., Quantification of fold curvature and fracturing using terrestrial laser scanning. *AAPG Bulletin* 2011, 95, (5), 771-794.
93. Wilson, C. E.; Aydin, A.; Karimi-Fard, M.; Durlifsky, L. J.; Sagy, A.; Brodsky, E. E.; Kreylos, O.; Kellogg, L. H., From outcrop to flow simulation: Constructing discrete fracture models from a LIDAR survey. *AAPG Bulletin* 2011, 95, (11), 1883-1905.

94. Phelps, R. M.; Kerans, C., Architectural Characterization and Three-Dimensional Modeling of a Carbonate Channel–Levee Complex: Permian San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 2007, 77, (11), 939-964.
95. Verwer, K.; Merino-Tomé, O.; Kenter, J. A. M.; Della Porta, G., Evolution of a High-Relief Carbonate Platform Slope Using 3D Digital Outcrop Models: Lower Jurassic Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco. *Journal of Sedimentary Research* 2009, 79, (6), 416-439.
96. Abellán, A.; Calvet, J.; Vilaplana, J. M.; Blanchard, J., Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology* 2010, 119, (3–4), 162-171.
97. Abellán, A.; Vilaplana, J. M.; Calvet, J.; García-Sellés, D.; Asensio, E., Rockfall monitoring by Terrestrial Laser Scanning – case study of the basaltic rock face at Castellfollit de la Roca (Catalonia, Spain). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2011, 11, (3), 829-841.
98. Labourdette, R.; Jones, R. R., Characterization of fluvial architectural elements using a three-dimensional outcrop data set: Escanilla braided system, South-Central Pyrenees, Spain. *Geosphere* 2007, 3, (6), 422-434.
99. Pranter, M. J.; Ellison, A. I.; Cole, R. D.; Patterson, P. E., Analysis and modeling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado. *AAPG Bulletin* 2007, 91, (7), 1025-1051.
100. Faubel-Pérez, I.; Hodgetts, D.; Redfern, J., A new approach for outcrop characterization and geostatistical analysis of a low-sinuosity fluvial-dominated succession using digital outcrop models: Upper Triassic Oukaimeden Sandstone Formation, central High Atlas, Morocco. *AAPG Bulletin* 2009, 93, (6), 795-827.
101. van Lanen, X. M. T.; Hodgetts, D.; Redfern, J.; Faubel-Pérez, I., Applications of digital outcrop models: Two fluvial case studies from the Triassic Wolfville Fm., Canada and Oukaimeden Sandstone Fm., Morocco. *Geological Journal* 2009, 44, (6), 742-760.
102. Pyles, D. R.; Jennette, D. C.; Tomasso, M.; Beaubouef, R. T.; Rossen, C., Concepts Learned from a 3D Outcrop of a Sinuous Slope Channel Complex: Beacon Channel Complex, Brushy Canyon Formation, West Texas, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 2010, 80, (1), 67-96.
103. Olariu, M. I.; Aiken, C. L. V.; Bhattacharya, J. P.; Xu, X., Interpretation of channelized architecture using three-dimensional photo real models, Pennsylvanian deep-water deposits at Big Rock Quarry, Arkansas. *Marine and Petroleum Geology* 2011, 28, (6), 1157-1170.
104. Olariu, M. I.; Olariu, C.; Steel, R. J.; Dalrymple, R. W.; Martinius, A. W., Anatomy of a laterally migrating tidal bar in front of a delta system: Esdolomada Member, Roda Formation, Tremp-Graus Basin, Spain. *Sedimentology* 2012, 59, (2), 356-378.
105. Rittersbacher, A.; Howell, J. A.; Buckley, S. J., Analysis of fluvial architecture in the Blackhawk Formation, Wasatch Plateau, Utah, U.S.A., using large 3D photorealistic models. *Journal of Sedimentary Research* 2014, 84, (2), 72-87.
106. Sahoo, H.; Gani, N. D., Creating three-dimensional channel bodies in LiDAR-integrated outcrop characterization: A new approach for improved stratigraphic analysis. *Geosphere* 2015, 11, (3), 777-785.
107. Labourdette, R., Stratigraphy and static connectivity of braided fluvial deposits of the lower Escanilla Formation, south central Pyrenees, Spain. *AAPG Bulletin* 2011, 95, (4), 585.
108. Hajek, E. A.; Heller, P. L., Flow-Depth Scaling In Alluvial Architecture and Nonmarine Sequence Stratigraphy: Example from the Castlegate Sandstone, Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 2012, 82, (2), 121-130.
109. Klise, K. A.; Weissmann, G. S.; McKenna, S. A.; Nichols, E. M.; Frechette, J. D.; Wawrzyniec, T. F.; Tidwell, V. C., Exploring solute transport and streamline connectivity using lidar-based outcrop images and geostatistical representations of heterogeneity. *Water Resources Research* 2009, 45, (5), W05413.
110. Nichols, E. M.; Weissmann, G. S.; Wawrzyniec, T. F.; Frechette, J. D.; Klise, K. A., Processing of outcrop-based LIDAR imagery to characterize heterogeneity for groundwater models. en *Outcrops Revitalized: Tools, Techniques and Applications*, Martinsen, O. J.; Pulham, A. J.; Haughton, P. D. W.; Sullivan, M. D., Eds. SEPM: 2011; pp 239–247.
111. Janson, X.; Kerans, C.; Bellian, J. A.; Fitchen, W., Three-dimensional geological and synthetic seismic model of Early Permian redeposited basinal carbonate deposits, Victorio Canyon, west Texas. *AAPG Bulletin* 2007, 91, (10), 1405-1436.
112. Buckley, S. J.; Howell, J. A.; Enge, H. D.; Kurz, T. H., Terrestrial laser scanning in geology: Data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society of London* 2008, 165, (3), 625-638.
113. Faubel-Pérez, I.; Hodgetts, D.; Redfern, J., Integration of digital outcrop models (DOMs) and high resolution sedimentology - workflow and implications for geological modelling: Oukaimeden Sandstone Formation, High Atlas (Morocco). *Petroleum Geoscience* 2010, 16, (2), 133-154.

114. Pringle, J. K.; Brunt, R. L.; Hodgson, D. M.; Flint, S. S., Capturing stratigraphic and sedimentological complexity from submarine channel complex outcrops to digital 3D models, Karoo Basin, South Africa. *Petroleum Geoscience* 2010, 16, (4), 307-330.
115. Tomasso, M.; Bouroullec, R.; Pyles, D. R., The use of spectral recomposition in tailored forward seismic modeling of outcrop analogs. *AAPG Bulletin* 2010, 94, (4), 457-474.
116. Lee, K.; Tomasso, M.; Ambrose, W. A., Integration of GPR with stratigraphic and lidar data to investigate behind-the-outcrop 3D geometry of a tidal channel reservoir analog, upper Ferron Sandstone, Utah. *The Leading Edge* 2007, 26, (6), 994-998.
117. Bellian, J. A.; Beck, R.; Kerans, C., Analysis of hyperspectral and lidar data. *Geosphere* 2007, 3, (6), 491-500.
118. Kurz, T. H.; Buckley, S. J.; Howell, J. A.; Schneider, D., Integration of panoramic hyperspectral imaging with terrestrial lidar data. *The Photogrammetric Record* 2011, 26, (134), 212-228.
119. Kurz, T. H.; Dewit, J.; Buckley, S. J.; Thurmond, J. B.; Hunt, D. W.; Swennen, R., Hyperspectral image analysis of different carbonate lithologies (limestone, karst and hydrothermal dolomites): the Pozalagua Quarry case study (Cantabria, North-west Spain). *Sedimentology* 2012, 59, (2), 623-645.
120. Buckley, S. J.; Kurz, T. H.; Howell, J. A.; Schneider, D., Terrestrial lidar and hyperspectral data fusion products for geological outcrop analysis. *Computers & Geosciences* 2013, 54, (0), 249-258.
121. Hodgetts, D., LiDAR in the Environmental Sciences: Geological Applications. en *Laser Scanning for the Environmental Sciences*, Heritage, G. L.; Large, A. R. G., Eds. Wiley-Blackwell: Oxford, UK, 2009; pp 165-179.
122. Howell, J. A.; Martinius, A. W.; Good, T. R., The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. en *Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface*, Martinius, A. W.; Howell, J. A.; Good, T. R., Eds. The Geological Society of London: 2014; Vol. 387, pp 1-25.
123. Rarity, F.; van Lanen, X. M. T.; Hodgetts, D.; Gawthorpe, R. L.; Wilson, P.; Faubel-Pérez, I.; Redfern, J., LiDAR-based digital outcrops for sedimentological analysis: workflows and techniques. en *Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface*, Martinius, A. W.; Howell, J. A.; Good, T. R., Eds. The Geological Society of London: 2014; pp 153-183.
124. Fernández, O., Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data. *Journal of Structural Geology* 2005, 27, (5), 855-858.
125. Bonnaffe, F.; Jennette, D. C.; Andrews, J., A method for acquiring and processing ground-based lidar data in difficult-to-access outcrops for use in three-dimensional, virtual-reality models. *Geosphere* 2007, 3, (6), 501-510.
126. Jones, R. R.; Wawrzyniec, T. F.; Holliman, N. S.; McCaffrey, K. J. W.; Imber, J.; Holdsworth, R. E., Describing the dimensionality of geospatial data in the earth sciences—Recommendations for nomenclature. *Geosphere* 2008, 4, (2), 354-359.
127. Hodgetts, D., Laser scanning and digital outcrop geology in the petroleum industry: A review. *Marine and Petroleum Geology* 2013, 46, 335-354.
128. Bonneval, H., *Photogrammétrie générale* (en quatre volumes). Collection scientifique de l'Institut géographique national, Eyrolles: Paris, 1972; p 1217.
129. Tavani, S.; Granado, P.; Corradetti, A.; Girundo, M.; Iannace, A.; Arbués, P.; Muñoz, J. A.; Mazzoli, S., Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran). *Computers & Geosciences* 2014, 63, 44-53.
130. North, C. P.; Prosser, D. J., Characterization of fluvial and aeolian reservoirs: Problems and approaches. en *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, North, C. P.; Prosser, D. J., Eds. The Geological Society of London: London, 1993; Vol. 73, pp 1-6.
131. Miall, A. D., *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Inc.: Heidelberg, 1996; p 582.
132. Martinius, A. W.; Nieuwenhuijs, R. A., Geological description of flow units in channel sandstones in a fluvial reservoir analogue (Loranca Basin, Spain). *Petroleum Geoscience* 1995, 1, (3), 237-252.
133. Colombera, L.; Mountney, N. P.; Felletti, F.; McCaffrey, W. D., Models for guiding and ranking well-to-well correlations of channel bodies in fluvial reservoirs. *AAPG Bulletin* 2014, 98, (10), 1943-1965.
134. Bridge, J. S.; Jalfin, G. A.; Georgieff, S. M., Geometry, Lithofacies, and Spatial Distribution of Cretaceous Fluvial Sandstone Bodies, San Jorge Basin, Argentina: Outcrop Analog for the Hydrocarbon-Bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research* 2000, 70, (2), 341-359.
135. Li, W.; Bhattacharya, J. P.; Zhu, Y., Stratigraphic uncertainty in sparse versus rich data sets in a fluvial-deltaic outcrop analog: Ferron Notom delta in the Henry Mountains region, southern Utah. *AAPG Bulletin* 2012, 96, (3), 415-438.

136. Willis, B. J.; White, C. D., Quantitative Outcrop Data for Flow Simulation. *Journal of Sedimentary Research* 2000, 70, (4), 788-802.
137. Martinius, A. W.; Næss, A., Uncertainty analysis of fluvial outcrop data for stochastic reservoir modelling. *Petroleum Geoscience* 2005, 11, (3), 203-214.
138. Miall, A. D., Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: A reality check. *AAPG Bulletin* 2006, 90, (7), 989-1002.
139. Pranter, M. J.; Vargas, M. F.; Davis, T. L., Characterization and 3D reservoir modelling of fluvial sandstones of the Williams Fork Formation, Colorado, USA. *Journal of Geophysics and Engineering* 2008, 5, 158-172.
140. Hill, E. J.; Griffiths, C. M., Describing and generating facies models for reservoir characterisation. *Marine and Petroleum Geology* 2009, 26, (8), 1554-1563.
141. Hajek, E. A.; Huzurbazar, S. V.; Mohrig, D.; Lynds, R. M.; Heller, P. L., Statistical Characterization of Grain-Size Distributions in Sandy Fluvial Systems. *Journal of Sedimentary Research* 2010, 80, (2), 184-192.
142. Colombera, L.; Mountney, N. P.; McCaffrey, W. D., A quantitative approach to fluvial facies models: Methods and example results. *Sedimentology* 2013, 60, (6), 1526-1558.
143. Bridge, J. S., Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Research* 1985, 55, (4), 579-589.
144. Miall, A. D., Stratigraphic Correlation. en *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 3 ed.; Springer: Berlin, 2000; p 616.
145. Hirst, J. P. P.; Nichols, G. J., Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. en *Foreland Basins*, Allen, P. A.; Homewood, P., Eds. Blackwell Scientific Publications: Oxford, 1986; Vol. 8, pp 247-258.
146. Hirst, J. P. P., Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca Fluvial System, Ebro Basin, Spain. en *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, Miall, A. D.; Tyler, N., Eds. SEPM: Tulsa, 1991; pp 111-121.
147. Nichols, G. J.; Hirst, J. P. P., Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, northern Spain: Contrasting processes and products. *Journal of Sedimentary Research* 1998, 68, (5), 879-889.
148. Jones, S. J., Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova* 2004, 16, (3), 121-127.
149. Luzón, A., Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution *Sedimentary Geology* 2005, 177, (1-2), 19-39.
150. Fisher, J. A.; Nichols, G. J., Interpreting the stratigraphic architecture of fluvial systems in internally drained basins. *Journal of the Geological Society of London* 2013, 170, (1), 57-65.
151. Pardo, G.; Arenas, C.; González, A.; Luzón, A.; Muñoz, A.; Pérez, A.; Pérez-Rivarés, F. J.; Vázquez-Urbez, M.; Villena, J., La Cuenca del Ebro. en *Geología de España*, Vera, J. A., Ed. SGE-IGME: Madrid, 2004; pp 533-543.
152. Riba, O.; Reguant, S.; Villena, J., Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. en *Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España*, Comba, J. A., Ed. IGME: Madrid, 1983; Vol. 2, pp 131-159.
153. García, J. Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos Centrales, formación y subsecuente inversión. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, 2002.
154. López-Mir, B.; Muñoz, J. A.; García-Senz, J., Extensional salt tectonics in the partially inverted Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): structure and evolution. *International Journal of Earth Sciences* 2015, 104, (2), 419-434.
155. Barnolas, A.; Pujalte, V., La Cordillera Pirenaica. en *Geología de España*, Vera, J. A., Ed. SGE-IGME: Madrid, 2004; pp 231-343.
156. Muñoz, J. A., Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. en *Thrust Tectonics*, McClay, K. R., Ed. Chapman & Hall: London, 1992; pp 235-246.
157. Vergès, J.; Millán, H.; Roca, E.; Muñoz, J. A.; Marzo, M.; Cites, J.; Den Bezemer, T.; Zoetemeijer, R.; Cloetingh, S., Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology* 1995, 12, (8), 893-915.
158. Beaumont, C.; Muñoz, J. A.; Hamilton, J.; Fullsack, P., Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 2000, 105, (B4), 8121-8145.
159. Vissers, R. L. M.; Meijer, P. T., Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews* 2012, 114, (1-2), 61-83.

160. García-Castellanos, D.; Vergés, J.; Gaspar-Escribano, J.; Cloetingh, S., Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 2003, 108, (B7), 18.
161. Gaspar-Escribano, J.; Van Wees, J. D.; Ter Voorde, M.; Cloetingh, S.; Roca, E.; Cabrera, L.; Muñoz, J. A.; Ziegler, P. A.; García-Castellanos, D., Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia). *Geophysical Journal International* 2001, 145, (2), 349-367.
162. Vergès, J.; Fernández, M.; Martínez, A., The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer* 2002b, 8, 55-74.
163. Barnolas, A.; Gil-Peña, I., Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica. *Boletín Geológico y Minero* 2001, 112, (3), 17-38.
164. Costa, E. Paleogene Chronostratigraphy of the SE Margin of the Ebro Basin: Biochronological and Tectonosedimentary Evolution Implications. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, 2011.
165. Puigdefàbregas, C.; Souquet, P., Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 1986, 129, (1-4), 173-203.
166. Sopena, A., Cordillera Ibérica y Costero-Catalana. en *Geología de España*, Vera, J. A., Ed. SGE-IGME: Madrid, 2004; pp 465-527.
167. Puigdefàbregas, C.; Muñoz, J. A.; Vergès, J., Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. en *Thrust Tectonics*, McClay, K. R., Ed. Chapman & Hall: London, 1992; pp 247-254.
168. Simó, A., El Cretácico Superior de la Unidad Surpirenaica Central. en *Geología de España*, Vera, J. A., Ed. SGE-IGME: Madrid, 2004; pp 296-299.
169. Cuevas, J. L., Estratigrafía del "Garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida. *Acta Geológica Hispánica* 1992, 27, (1-2), 95-108.
170. Teixell, A.; Muñoz, J. A., Evolución tectono-sedimentario del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera-Ribagorçana. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2000, 13, (2), 251-264.
171. Teixell, A., The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society of London* 1996, 153, (2), 301-310.
172. Labaume, P.; Séguret, M.; Seyve, C., Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics* 1985, 4, (7), 661-685.
173. Costa, E.; Garcés, M.; López-Blanco, M.; Beamud, E.; Gómez-Paccard, M.; Larrasoña, J. C., Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): Magnetochronological constraints. *Basin Research* 2010, 22, (6), 904-917.
174. Allen, P. A.; Cabrera, L.; Colombo, F.; Matter, A., Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society of London* 1983, 140, (1), 133.
175. Barrier, L.; Proust, J. L.; Nalpas, T.; Robin, C.; Guillocheau, F., Control of Alluvial Sedimentation at Foreland-Basin Active Margins: A Case Study from the Northeastern Ebro Basin (Southeastern Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research* 2010, 80, (8), 728-749.
176. Cuevas, J. L.; Cabrera, L.; Marcuello, A.; Arbués, P.; Marzo, M.; Bellmunt, F., Exhumed channel sandstone networks within fluvial fan deposits from the Oligo-Miocene Caspe Formation, South-east Ebro Basin (North-east Spain). *Sedimentology* 2010.
177. Jones, M. A.; Heller, P. L.; Roca, E.; Garcés, M.; Cabrera, L., Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research* 2004, 16, (4), 489-506.
178. Luzón, A.; González, A., Los sistemas aluviales oligo-miocenos del margen N de la Cuenca del Ebro: Caracterización sedimentaria y síntesis paleogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2003, 16, (3-4), 239-255.
179. Möhrig, D.; Heller, P. L.; Paola, C.; Lyons, W. J., Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalupe-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado). *Geological Society of America Bulletin* 2000, 112, (12), 1787-1803.
180. Puigdefàbregas, C.; Nijman, W.; Muñoz, J. A., Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences. Guidebook Series of the 4th International Conference on Fluvial Sedimentology, Servei Geològic de Catalunya: Barcelona, 1991; p 176.
181. Anadón, P.; Cabrera, L.; Coldeforns, B.; Sáez, A., Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geológica Hispánica* 1989, 24, (9-4), 205-230.
182. Valero, L.; Garcés, M.; Cabrera, L.; Costa, E.; Sáez, A., 20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 2014, 408, 183-193.

183. Cabrera, L. Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. PhD thesis, Universitat de Barcelona, 1983.
184. Quirantes, J. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Universidad de Zaragoza, 1969.
185. Yuste, A.; Luzón, A.; Bauluz, B., Provenance of Oligocene–Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): An XRD, petrographic and SEM study. *Sedimentary Geology* 2004, 172, (3-4), 251-268.
186. Vincent, S. J., The Sis palaeovalley: A record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology* 2001, 48, (6), 1235-1276.
187. Cabrera, L.; Sáez, A., Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: The Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *Journal of the Geological Society of London* 1987, 144, (3), 451-461.
188. Arenas, C.; Pardo, G., Latest Oligocene–Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): Sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 1999, 151, (1-3), 127-148.
189. Cabrera, L.; Cabrera, M.; Gorchs, R.; de las Heras, F. X. C., Lacustrine basin dynamics and organosulphur compound origin in a carbonate-rich lacustrine system (Late Oligocene Mequinenza Formation, SE Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology* 2002, 148, (1-2), 289-317.
190. Nichols, G. J.; Thompson, B., Bedrock lithology control on contemporaneous alluvial fan facies, Oligo-Miocene, southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology* 2005, 52, (3), 571-585.
191. Nichols, G. J., Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees. *Geological Magazine* 1987, 124, 121-133.
192. Arenas, C.; Pardo, G., Late Oligocene–Early Miocene syntectonic fluvial sedimentation in the Aragonese Pyrenean domain of the Ebro Basin: facies models and structural controls. *Cuadernos de Geología Ibérica* 1996, 21, 277-296.
193. Arenas, C.; Millán, H.; Pardo, G.; Pocoví, A., Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research* 2001, 13, (1), 65-89.
194. Nichols, G. J., Sedimentation and base level in an endorheic basin: The early Miocene of the Ebro Basin, Spain. *Boletín Geológico y Minero* 2004, 115, (3), 427-438.
195. Millán, H.; Pocoví, A.; Casas, A. M., El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1995, 8, (1-2), 73-90.
196. Babault, J.; Loget, N.; Van Den Driessche, J.; Castelltort, S.; Bonnet, S.; Davy, P., Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? *Geomorphology* 2006, 81, (1-2), 155-165.
197. Arche, A.; Evans, G.; Clavell, E., Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post- or pre-Messinian? *Journal of Iberian Geology* 2010, 36, (1), 73-85.
198. Fillon, C.; Gautheron, C.; van der Beek, P., Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society of London* 2013, 170, (1), 67-77.
199. Garcia-Castellanos, D.; Larrasoana, J. C., Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia). *Geology* 2015.
200. Urgeles, R.; Camerlenghi, A.; Garcia-Castellanos, D.; De Mol, B.; Garcés, M.; Vergés, J.; Haslam, I.; Hardman, M., New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research* 2011, 23, (2), 123-145.
201. Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Nichols, G. J.; Scudery, L. A.; Olson, M.; Buehler, H.; Banteah, R., Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology* 2010, 38, (1), 39-42.
202. Fielding, C. R.; Ashworth, P. J.; Best, J. L.; Prokocki, E. W.; Smith, G. H. S., Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology* 2012, 261–262, (0), 15-32.
203. Pardo, G.; Villena, J., Aportación a la geología de la región de Barbastro. *Acta Geológica Hispánica* 1979, 14, 289-292.
204. Martínez, B.; Pocoví, A., El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica* 1988, 23, (2), 81-94.
205. Senz, J. G.; Zamorano, M., Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geológica Hispánica* 1992, 27, (1-2), 195-209.

206. Jupp, P. E.; Spurr, B. D.; Nichols, G. J.; Hirst, J. P. P., Statistical estimation of the apex of a sediment distribution system from paleocurrent data. *Mathematical Geology* 1987, 19, (4), 319-333.
207. Friend, P. F.; Lloyd, M. J.; McElroy, R.; Turner, J.; Van Gelder, A.; Vincent, S. J., Evolution of the central part of the northern Ebro basin margin, as indicated by its Tertiary fluvial sedimentary infill. en Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics, Friend, P. F.; Dabrio, J. C., Eds. Cambridge University Press: 1996; pp 166-172.
208. Vincent, S. J.; Elliott, T., Long-lived fluvial palaeovalleys sited on structural lineaments in the Tertiary of the Spanish Pyrenees. en Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics, Friend, P. F.; Dabrio, J. C., Eds. Cambridge University Press: 1996; pp 161-165.
209. Vincent, S. J.; Elliott, T., Long-lived Transfer-Zone Paleovalleys in Mountain Belts: An Example from the Tertiary of the Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research* 1997, 67, (2), 303-310.
210. Coney, P. J.; Muñoz, J. A.; McClay, K. R.; Envenchick, C. A., Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *Journal of the Geological Society of London* 1996, 153, (1), 9-16.
211. Jones, S. J.; Frostick, L. E.; Astin, T. R., Braided stream and flood plain architecture: the Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* 2001, 139, (3-4), 229-260.
212. Allen, P. A.; Armitage, J. J.; Carter, A.; Duller, R. A.; Michael, N. A.; Sinclair, H. D.; Whitchurch, A. L.; Whittaker, A. C., The Qs problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems. *Sedimentology* 2013, 60, (1), 102-130.
213. Huerta, P.; Armenteros, I.; Silva, P. G., Large-scale architecture in non-marine basins: the response to the interplay between accommodation space and sediment supply. *Sedimentology* 2011, 58, (7), 1716-1736.
214. Viseras, C.; Calvache, M. L.; Soria, J. M.; Fernández, J., Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology* 2003, 50, (1-3), 181-202.
215. Nichols, G. J., Fluvial systems in desiccating endorheic basins. en Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend, Nichols, G. J.; Williams, E.; Paola, C., Eds. International Association of Sedimentologists: 2007.
216. Teixell, A., Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 1998, 17, (3), 395-406.
217. Hogan, P. J.; Burbank, D. W., Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. en Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics, Friend, P. F.; Dabrio, J. C., Eds. Cambridge University Press: 1996; Vol. 6, pp 153-160.
218. Nichols, G. J., Endorheic Basins. en Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, Busby, C.; Azor, A., Eds. Wiley-Blackwell: 2012; pp 621-632.
219. Ventra, D.; Nichols, G. J.; Mountney, N., Autogenic dynamics of alluvial fans in endorheic basins: Outcrop examples and stratigraphic significance. *Sedimentology* 2014, 61, (3), 767-791.
220. Friend, P. F., Space and time analysis of river systems, illustrated by Miocene systems of the Northern Ebro Basin in Aragon, Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1989, 2, (1-2), 55-64.
221. North, C. P.; Warwick, G. L., Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the end of the Terminal-Fan model. *Journal of Sedimentary Research* 2007, 77, 693-701.
222. Nichols, G. J.; Fisher, J. A., Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 2007, 195, (1-2), 75-90.
223. Jones, S. J.; Schumm, S. A., Causes of avulsion: an overview. en Fluvial Sedimentology VI, Smith, N. D.; Rogers, J., Eds. Blackwell Publishing Ltd: 1999; pp 171-178.
224. Gibling, M. R., Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Structural Geology* 2006, 24, (5), 731-770.
225. Iriondo, M.; Colombo, F.; Kröhling, D., El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta* 2000, 28, 79-82.
226. Hamilton, P. B.; Strom, K.; Hoyal, D. C. J. D., Autogenic incision-backfilling cycles and lobe formation during the growth of alluvial fans with supercritical distributaries. *Sedimentology* 2013, 60, 1498-1525.
227. North, C. P.; Davidson, S. K., Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews* 2012, 111, (1-2), 199-223.
228. Cain, S. A.; Mountney, N., Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology* 2009, 56, (6), 1774-1800.

229. Assine, M. L., River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* 2005, 70, (3-4), 357-371.
230. Field, J., Channel avulsion on alluvial fans in southern Arizona. *Geomorphology* 2001, 37, (1-2), 93-104.
231. Bryant, M.; Falk, P.; Paola, C., Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology* 1995, 23, (4), 365-368.
232. Hartley, A. J.; Weissmann, G. S.; Nichols, G. J.; Warwick, G. L., Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research* 2010, 80, (2), 167-183.
233. Donselaar, M. E.; Cuevas, M. C.; Moyano, S., Avulsion processes at the terminus of low-gradient semi-arid fluvial systems: Lessons from the Río Colorado, Altiplano endorheic basin, Bolivia. *Sedimentary Geology* 2013, 283, (0), 1-14.
234. Sinha, R.; Gaurav, K.; Chandra, S.; Tandon, S. K., Exploring the channel connectivity structure of the August 2008 avulsion belt of the Kosi River, India: Application to flood risk assessment. *Geology* 2013, 41, (10), 1099-1102.
235. Chakraborty, T.; Kar, R.; Ghosh, P.; Basu, S., Kosi megafan: Historical records, geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River *Quaternary International* 2010, in press.
236. Clarke, L. E.; Quine, T. A.; Nicholas, A. P., An experimental investigation of autogenic behaviour during alluvial fan evolution. *Geomorphology* 2010, 115, (34), 278-285.
237. Nicholas, A. P.; Clarke, L. E.; Quine, T. A., A numerical modelling and experimental study of flow width dynamics on alluvial fans. *Earth Surface Processes and Landforms* 2009, 34, (15), 1985-1993.
238. Hajek, E. A.; Heller, P. L.; Sheets, B. A., Significance of channel-belt clustering in alluvial basins. *Geology* 2010, 38, (6), 535-538.
239. Miall, A. D., Autogenic Processes: Avulsion and Architecture. en *Fluvial Depositional Systems*, Springer International Publishing: 2014; pp 69-119.
240. Nichols, G. J., Rivers and Alluvial Fans. en *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd ed.; Wiley-Blackwell: Chichester, 2009; pp 129-150.
241. Smith, A. G.; Hurley, A. M.; Briden, J. C., Phanerozoic Palecontinental World Maps. Cambridge University Press: New York, USA, 1981.
242. Hamer, J. M. M.; Sheldon, N. D.; Nichols, G. J.; Collinson, M. E., Late Oligocene–Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2007, 247, (3-4), 220-235.
243. Hill, R. E.; Hasiotis, S. T.; Friedmann, J. Architectural analysis of an amalgamated channel system: Huesca Fluvial Megafan, Ebro Basin, Spain; Exxon: Houston, Texas, 1999.
244. Hamer, J. M. M.; Sheldon, N. D.; Nichols, G. J., Global Aridity during the Early Miocene? A Terrestrial Paleoclimate Record from the Ebro Basin, Spain. *The Journal of Geology* 2007, 115, 601–608.
245. Moore, J. M.; Howard, A. D., Large alluvial fans on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 2005, 110, (E4), 24.
246. Kleinhans, M. G., A tale of two planets: geomorphology applied to Mars' surface, fluvio-deltaic processes and landforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 2010, 35, (1), 102-117.
247. Carr, M. H., The fluvial history of Mars. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 2012, 370, (1966), 2193-2215.
248. Wall, S.; Hayes, A.; Bristow, C.; Lorenz, R.; Stofan, E.; Lunine, J.; Le Gall, A.; Janssen, M.; Lopes, R.; Wye, L.; Soderblom, L.; Paillou, P.; Aharanson, O.; Zebker, H.; Farr, T.; Mitri, G.; Kirk, R.; Mitchell, K.; Notarnicola, C.; Casarano, D.; Ventura, B., Active shoreline of Ontario Lacus, Titan: A morphological study of the lake and its surroundings. *Geophysical Research Letters* 2010, 37, (5), 5.
249. Radebaugh, J.; Lorenz, R. D.; Farr, T. G.; Kirk, R. L.; Lunine, J. I.; Ventra, D.; Le Gall, A.; Lopes, R. M. C.; Barnes, J. W.; Hayes, A. G.; Stofan, E. R.; Wall, S. D.; Wood, C., Alluvial Fans on Titan Reveal Materials, Processes and Regional Conditions. en 44th Lunar and Planetary Science Conference, Lunar and Planetary Institute: Houston, 2013; p 2.
250. Álvarez-Sierra, M. A.; Daams, R.; Lacombe, J. L.; López-Martínez, N.; van der Meulen, A. J.; Sesé, C.; de Visser, J., Palaeontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the north-central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta Geologica* 1990, 94, 1-77.
251. Cuenca, G.; Canudo, J. I.; Laplana, C.; Andrés, J. A., Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: Ensayo de síntesis. *Acta Geológica Hispánica* 1992, 27, (1-2), 127-143.

252. Canudo, J. I.; Cuenca, G.; Odin, G. S.; Lago, M.; Arranz, E.; Cosca, M., Primeros datos radiométricos de la base del Ramblense (Mioceno Inferior) en la Cuenca del Ebro. en *II Congreso del Grupo Español del Terciario Jaca*, 1994; pp 73-76.
253. Odin, G. S.; Cuenca, G.; Canudo, J. I.; Cosca, M.; Lago, M., Biostratigraphy and Geochronology of a Miocene continental volcanoclastic layer from the Ebro Basin, Spain. en *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*, Montanari, A.; Odin, G. S.; Coccioni, R., Eds. Elsevier: Amsterdam, 1997; pp 297-310.
254. Calle, M.; Sancho, C.; Peña, J. L.; Cunha, P.; Oliva, B.; Pueyo, E., La secuencia de terrazas cuaternarias del río Alcanadre (Provincia de Huesca): Caracterización y consideraciones paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 2013, 39, (1), 159-178.
255. Sancho, C.; Meléndez, A., Génesis y significado ambiental de los caliches pleistocenos de la región del Cinca (Depresión del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1992, 5, (1-2), 81-93.
256. Meléndez, A.; Alonso-Zarza, A. M.; Sancho, C., Multi-storey calcrete profiles developed during the initial stages of the configuration of the Ebro Basin's exorheic fluvial network. *Geomorphology* 2011, 134, (3-4), 232-248.
257. Chen, Y.; Medioni, G., Object modelling by registration of multiple range images. *Image and Vision Computing* 1992, 10, (3), 145-155.
258. Woodcock, N. H., Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin* 1977, 88, (9), 1231-1236.
259. Calvo, R.; Ramos, E., Unlocking the correlation in fluvial outcrops by using a DOM-derived virtual datum: Method description and field tests in the Huesca fluvial fan, Ebro Basin (Spain). *Geosphere* 2015, 11, (5), 1507-1529.
260. Friend, P. F.; Hirst, J. P. P.; Nichols, G. J., Sandstone-body structure and river process in the Ebro Basin of Aragón, Spain. *Cuadernos de Geología Ibérica* 1986, 10, 9-30.
261. Pettijohn, F. J.; Potter, P. E.; Siever, R., Sand and Sandstone. Springer-Verlag: New York/Heidelberg/Berlin, 1973.
262. Ehrenberg, S. N., Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones; discussion; Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California; discussion. *AAPG Bulletin* 1989, 73, (10), 1274-1276.
263. Houseknecht, D. W., Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bulletin* 1987, 71, (6), 633-642.
264. Wu, T. Permeability prediction and drainage capillary pressure simulation in sandstone reservoirs. Texas A&M University, 2004.
265. Kreylos, O.; Oskin, M.; Cowgill, E.; Gold, P.; Elliott, A.; Kellogg, L. H., Point-based computing on scanned terrain with LidarViewer. *Geosphere* 2013, 9, (3), 546-556.
266. Cuevas, J. L.; Arubués, P.; Cabrera, L.; Marzo, M., Anatomy and architecture of ephemeral, ribbon-like channel-fill deposits of the Caspe Formation (Upper Oligocene to Lower Miocene of the Ebro Basin, Spain). en *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*, Nichols, G. J.; Williams, E.; Paola, C., Eds. Blackwell Publishing Ltd.: Oxford, 2007; pp 591-611.
267. Wise, D. U., Dip domain method applied to the Mesozoic Connecticut Valley Rift Basins. *Tectonics* 1992, 11, (6), 1357-1368.
268. Fernández, O.; Muñoz, J. A.; Arbués, P.; Falivene, O.; Marzo, M., Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *AAPG Bulletin* 2004, 88, (8), 1049-1068.
269. Carrera, N.; Muñoz, J. A.; Roca, E., 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* 2009, 31, (12), 1573-1585.
270. Buckley, S. J.; Enge, H. D.; Carlsson, C.; Howell, J. A., Terrestrial laser scanning for use in virtual outcrop geology. *The Photogrammetric Record* 2010, 25, (131), 225-239.
271. Minisini, D.; Wang, M.; Bergman, S. C.; Aiken, C., Geological data extraction from lidar 3-D photorealistic models: A case study in an organic-rich mudstone, Eagle Ford Formation, Texas. *Geosphere* 2014, 10, (3), 610-626.
272. Miall, A. D., Facies architecture in clastic sedimentary basins. en *New perspectives in basin analysis*, Springer: 1988; pp 67-81.
273. DeCelles, P. G.; Gray, M. B.; Ridgway, K. D.; Cole, R. B.; Pivnik, D. A.; Pequera, N.; Srivastava, P., Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 1991, 38, (4), 567-590.
274. Donselaar, M. E.; Schmidt, J. M., Integration of outcrop and borehole image logs for high-resolution facies interpretation: example from a fluvial fan in the Ebro Basin, Spain. *Sedimentology* 2005, 52, (5), 1021-1042.

ANEXO

Unlocking the correlation in fluvial outcrops by using a DOM-derived virtual datum: Method description and field tests in the Huesca fluvial fan, Ebro Basin (Spain)

Rubén Calvo and Emilio Ramos

GEOMODELS Institute, Group of Geodynamics and Basin Analysis (GGAC), Department of Stratigraphy, Paleontology, and Marine Geosciences, University of Barcelona, Barcelona 08028, Spain

ABSTRACT

Adequate characterization of depositional architecture is of great importance when studying fluvial outcrops as reservoir analogs. The complex three-dimensional (3D) distribution and lateral and vertical relationships of sandstone bodies require a high degree of stratigraphic control in order to make a proper assessment of the distribution and connectivity of the reservoir facies. This assessment demands the use of reliable correlation datums. Unfortunately, clear marker beds (e.g., ash layers, coal beds, and paleosols) are not always available in fluvial outcrops, and when present, they are often covered by vegetation or debris that prevents their tracking over long distances.

A new method to achieve highly accurate and semiautomatic correlations within fluvial digital outcrop models (DOMs) is presented in response to the need for further correlation procedures, especially in the absence of suitable datums. The method is based on the hypothesis that the average depositional paleosurface of a sedimentary system can be represented by a plane at outcrop scale. If this assumption is valid, this plane can be used as a virtual datum to identify along the DOM the sediments that were deposited simultaneously.

The method was tested and applied successfully within two kilometer-scale outcrops of the Huesca fluvial fan (Early Miocene, northern Spain), where the virtual datum provided accurate correlations regardless of stratigraphic or topographical complexities. Moreover, all the sedimentary successions of the outcrops could be automatically subdivided into the desired stratigraphic intervals by only moving the virtual datum vertically. These intervals can be subsequently isolated to facilitate the detection of subtle variations and trends of their fluvial properties. Consequently, a virtual datum is the equivalent of having a marker bed crossing the stratigraphic succession of an outcrop at any desired position.

The advantages provided by a virtual datum prove to be especially useful in large and topographically complex outcrops that previously could not have been studied with such a high degree of 3D stratigraphic control.

INTRODUCTION

Fluvial sandstones represent some of the most common reservoir rocks, and a great deal of the hydrocarbon production worldwide is extracted from sediments that were deposited by ancient river systems. However, because this type of reservoir has a very complex distribution in the subsurface, accurate field studies to characterize outcrops as analogs of buried fluvial systems are needed.

The three-dimensional (3D) architecture of sandstone bodies is not only the most complex and unpredictable but also the most important fluvial attribute that must be taken into account when characterizing reservoirs located within ancient fluvial sedimentary successions (North and Prosser, 1993). As noted by Miall (1996), these deposits are difficult to map in detail because of the high lateral heterogeneity of their facies and the poor definition of individual beds in successions consisting of repeated channel and overbank units. Miall (1996) also argued that the restricted lateral and vertical dimensions of the paleochannels and their associated sandy deposits, together with the nonlinear evolution of facies belts through time and space, hamper our understanding of the 3D architecture and distribution of petrophysical properties within these sedimentary systems.

Methods employed to study hydrocarbon reservoirs are mainly seismic surveys, well logs, and cores, which lack sufficient spatial resolution to properly characterize the geometries and sedimentological properties of the discrete elements composing fluvial reservoirs (Li et al., 2012). To this end, a number of studies have been focused on the detailed characterization and modeling of outcropping analogs as good approximations for understanding the behavior and spatial arrangement of fluvial reservoirs (Willis and White, 2000; Martinus and Næss, 2005; Miall, 2006; Pranter et al., 2009; Li et al., 2012). However, most of the available outcrops are composed of 2D sections, and geological expertise is needed to design accurate 3D reconstructions to determine parameters such as channel sinuosity, connectivity, and continuity (Pringle et al., 2006).

Correlation Uncertainty

Strong stratigraphic control is required when working in fluvial outcrops in order to perform accurate 3D characterizations of the geometries and stratigraphic architecture of sandstone bodies. The high lateral and vertical heterogeneity of facies in fluvial environments causes the uncertainty of the correlations to increase with the number of sandstone bodies and the distance between them.

Li et al. (2012) conducted an experiment to quantify the relationship between the density of data and the accuracy of correlations. First, these authors established a base case performing a high-resolution stratigraphic analysis based on 58 sections of a 30-km-wide Cretaceous fluvio-deltaic outcrop. Subsequently, they designed three different data sets with progressively fewer sections than the base case in order to compare the interpretations made for each data set. The results showed how, in extreme cases, overcorrelation led to the identification of only 40% of the existing fluvial bodies, whose widths and thicknesses were exaggerated by ~400% (Li et al., 2012). These results indicate how inaccurate correlations may result in very different stratigraphic frameworks, profoundly affecting the sizes, geometries, and connectivities of the reservoir facies during subsequent modeling.

Geologists working in the characterization of large fluvial outcrops have used different methods to obtain a stratigraphic control over sedimentary successions, of which the use of marker horizons provides the most accurate and reliable correlations. Typical marker horizons are coal, paleosol, or volcanoclastic levels, which are assumed to have been generated at a specific time and can extend tens of kilometers along the surface of fluvial systems (Miall, 1996). Similarly, the presence of major erosional surfaces (if flat) or of large tabular sandstone bodies can also be used as good datums. Unfortunately, in many outcrops, the use of marker horizons is not possible because they either are absent or covered by debris or vegetation. In such cases, the correlation criteria will be largely based on the identification of similarities between the characteristics of the sandstone bodies (e.g., size, geometrical proportions, internal architecture, and elevation) and/or on the recognition of distinctive sequential arrangements (e.g., amalgamated intervals, coarsening or thickening trends, and prograding or retrograding sequences). However, given that these methods are strongly conditioned by subjective interpretations, the resulting correlations will continue to be uncertain. Moreover, the degree of uncertainty increases when relating between nearby outcrops or between several outcrop faces that cannot be observed from the same location because of topographical constraints (e.g., if they are located in parallel valleys or on opposite slopes of the same hill), which rules out direct visual correlation or the use of photomosaics.

Background Studies Using Terrestrial Laser Scanning for Characterizing Geological Outcrops

In recent years, improvements in digital data collection techniques and processing software have led to significant advances in the field of outcrop

characterization (Pringle et al., 2004; Enge et al., 2007; Jones et al., 2011). This evolution is based on the premise that the greater the quantity, quality (accuracy), and speed of data collection, the better constrained the deterministic models derived from them (McCaffrey et al., 2005; Buckley et al., 2008; Jones et al., 2008; Faubel-Pérez et al., 2010). In this regard, Pringle et al. (2006) provide a review of the different digital data collection methods, highlighting terrestrial laser scanning (TLS) as the preferred technique of geologists. Terrestrial laser scanning is based on lidar technology, which although developed in the early 1960s, has only recently been incorporated into the study of geological outcrops. Lidar typically uses the two-way travel time of a laser pulse to determine the distance to a target, as sonar uses sound waves or as radar uses radio waves, but with a much higher resolution and accuracy. The word lidar has been commonly attributed to the acronym for *light detection and ranging* in the literature. However, according to the Oxford English Dictionary and the first paper that refers to this technology (Ring, 1963), it is a portmanteau word for *light + radar*.

The main advantages of TLS over the rest of digital data collection techniques are the following: (1) very rapid collection of large amounts of 3D data (thousands of points per second); (2) high resolution (few centimeters) and accuracy; (3) acquisition of information about the scanned materials through the intensity of the returned pulse (Burton et al., 2011); and (4) photorealistic 3D data visualization obviating the need to create a mesh from the point cloud, avoiding thereby the generation of extra geometries (Kreylos et al., 2013).

In the past decade, TLS has been used to characterize geologic outcrops with diverse purposes. Examples include the following: study of dinosaur footprints (Bates et al., 2008); characterization of folds, faults, and fracture networks (Baker et al., 2008; Olariu et al., 2008; Jones et al., 2009; Wilson et al., 2009; García-Sellés et al., 2011; Pearce et al., 2011; Wilson et al., 2011); and geometrical depiction of carbonate platforms (Pheips and Kerans, 2007; Venwer et al., 2009).

Regarding the study of channelized bodies, several works have been focused on the detailed description, characterization, and modeling of sandstone bodies (Labourdet and Jones, 2007; Pranter et al., 2007; Faubel-Pérez et al., 2009; van Lanen et al., 2009; Pyles et al., 2010; Olariu et al., 2011, 2012; Rittersbacher et al., 2014; Sahoo and Gani, 2015); performing flow simulations (Kise et al., 2009; Nichols et al., 2011); the study of the alluvial architecture (Labourdet, 2011; Hajek and Heller, 2012); and building of geocellular and seismic 3D models (Enge et al., 2007; Janson et al., 2007; Buckley et al., 2010; Faubel-Pérez et al., 2010; Pringle et al., 2010; Tomasso et al., 2010). In these works, TLS data were mainly employed to characterize the internal and/or external geometries and spatial arrangements of sandstone bodies, whereas correlations were carried out by merely recognizing in the DOM the sedimentary features that have been traditionally used for correlation (e.g., marker beds, extensive sandstone bodies, major erosional surfaces, or characteristic architectural arrangements). However, we consider that these correlation procedures do not exploit all the possibilities that an exhaustive analysis of TLS data can offer.

The main aim of the present paper is to provide a new TLS-based methodology leading to the creation of a virtual datum that furnishes the degree of stratigraphic control needed to perform highly accurate correlations at outcrop scale and help solve some of the issues regarding the characterization of the fluvial reservoirs mentioned above.

OUTCROPS UNDER STUDY

Fluvial outcrops selected for testing the suitability of using a virtual datum as a correlation tool are located near Huesca, northeastern Spain (Fig. 1). Their sediments were deposited in the Early Miocene by rivers that flowed through the Huesca fluvial fan (Hirst and Nichols, 1986; Hirst, 1991; Nichols and Hirst, 1998; Jones, 2004; Luzón, 2005; Fisher and Nichols, 2013). This fluvial system was developed adjacent to the northern boundary of the Ebro Foreland Basin under endorheic conditions (Puigdefábregas and Souquet, 1986; Puigdefábregas et al., 1992; Barnolas and Gil-Peña, 2001) and has been classified as pertaining to the Sarriñena Formation (Quirantes, 1969).

The closure of the connection between the Ebro Foreland Basin and the Atlantic Ocean during the Priabonian (Costa et al., 2010) marked the onset of a widespread deposition of thick continental sequences throughout the basin, resulting in the development of a series of large distributive fluvial systems (Hartley et al., 2010) spreading out from the surrounding mountain ranges—e.g., Montsant, Guadalupe-Matarranya, Caspe, Luna, and Huesca (Allen et al., 1983; Hirst, 1991; Puigdefábregas et al., 1991; Mönrig et al., 2000; Jones et al., 2001; Luzón and González, 2003; Luzón, 2005; Nichols, 2005; Cuevas et al., 2007; Barrier et al., 2010). The Huesca fluvial fan was the largest one, with a radius of ~60 km, covering an area of ~4500 km² and presenting thicknesses exceeding 1000 m (Hirst and Nichols, 1986; Hirst, 1991; Nichols and Hirst, 1998). This fluvial system evolved between the Late Oligocene and the Lower Miocene (Luzón and González, 2003) adjacent to the External Sierras, which were formed by the southward propagation of the South Pyrenean Frontal Thrust (SPTF in Fig. 1). Its sediments were sourced from the Pyrenean axial zones and from the exhumed south Pyrenean piggy-back basins (Jupp et al., 1987; Vincent and Elliott, 1997; Vincent, 2001; Yuste et al., 2004) and were transferred toward a perennial lake located at the basin center (Cabrera and Sáez, 1987; Arenas and Pardo, 1999; Cabrera et al., 2002, 2011) (Fig. 1).

The Huesca fluvial fan developed after the main phases of deformation in the adjacent Pyrenees (Fisher and Nichols, 2013) in a context where the aggradation rates exceeded those of basin subsidence (Nichols, 2004, 2007). This suggests that tectonic controls did not play a significant role in the evolution of the system. Climatic controls can also be ruled out because of the lack of clear cyclical sequential arrangements in the vertical architecture of the available outcrops (Fisher and Nichols, 2013). Owing to the lack of significant allogenic forcings, the evolution of the Huesca fluvial fan was largely controlled by autogenic processes, especially by the major avulsions triggered by cycles of channel backfilling and plugging (Nichols, 2007; Fisher and Nichols, 2013;

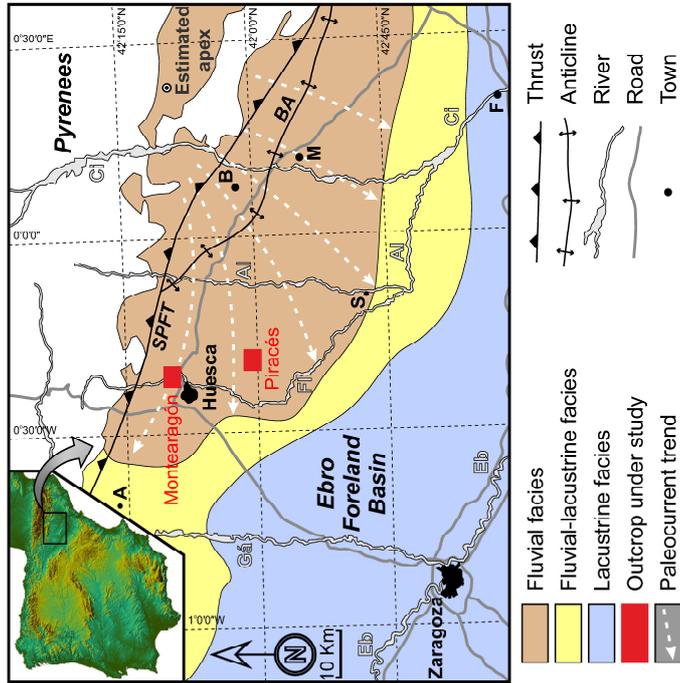


Figure 1. Geologic map of the north-central Ebro Basin showing the location of the outcrops and the distribution of the Oligocene-Miocene facies of the Huesca fluvial fan and the adjacent lacustrine system (modified from Nichols and Hirst, 1998). Location of the apex of the fluvial system was estimated by Jupp et al. (1987) based on a statistical analysis of the paleocurrents. Tectonic features: SPTF—South Pyrenean Frontal Thrust; BA—Barbastro Anticline. Cities: A—Ayarbe; B—Barbastro; F—Fraga; M—Monzón; S—Sarriñena. Rivers: Al—Alcanadre; Cl—Cinca; Eb—Ebro; Fl—Flumen; Ga—Gállego.

Ventra et al., 2014). The resulting fluvial architecture largely consists of isolated to amalgamated sandstone lenses and sheets surrounded by fine-grained floodplain sediments, which is the characteristic facies arrangement of labyrinthine-type reservoirs (Webber and van Geuns, 1990).

Montearagón and Piracés outcrops (Fig. 1) are located ~45 km away from the estimated apex of the Huesca fluvial fan (Jupp et al., 1987) and have been interpreted as belonging to the medial part of this fluvial system (Hirst, 1991). Despite being ~16 km apart, they are assumed to be located in similar stratigraphic positions like most of the outcrops of fluvial fan deposits in the zone (Cuenca et al., 1992). This is due to a slightly tilted sedimentary succession (typically <1.5°) and to the relatively smooth structural relief (<100 m) existing across the whole fan area. In the absence of chronological data for the Montearagón and Piracés outcrops, biostratigraphic and geochronological dating in the proximity suggest a Lower Miocene age (Alvarez-Sierra et al., 1990; Odin et al., 1997).

The Montearagón outcrop is located adjacent to the Flúmen River, 5 km NE of Huesca (Fig. 1). It is composed of two parallel and unconnected slopes of kilometer length (Montearagón in the south and Barranco Honda in the north, Fig. 2A) that present a fluvial succession ~80 m thick. The Piracés outcrop is located in the surroundings of the village of the same name (Fig. 1) and comprises more than 6 km of steep and continuous slopes of ~100 m. This outcrop can be subdivided into two sectors (Fig. 2B): an amphitheater opened toward the SE (located to the N of Piracés) and a NW-SE-trending cliff facing SW (located to the NW of the same village).

The two outcrops present several cliffs oriented toward the SW and/or NE (Fig. 2), which together with main paleocurrents toward the W-SW (Friend et al., 1986, 1989; Hirst, 1991) theoretically should provide numerous cross sections of paleochannels. However, they differ in three-dimensionality and physiographic complexity as well as in the proportion and size of paleochannels (Hirst, 1991).

Sedimentary Facies

Seven detailed stratigraphic logs (1:50 scale, more than 550 m in length; see location in Fig. 2) were measured in the Montearagón outcrop to characterize the facies and verify the quality of the correlation results. Lithofacies described in Montearagón can be extrapolated to Piracés since both outcrops are located at similar radial positions of the same fluvial system (Fig. 1). Earlier studies carried out in the area (Friend et al., 1989; Hirst, 1991; Donselaar and Schmidt, 2005; Luzón, 2005) and observations made during the different TLS acquisition campaigns support this premise. Outcropping lithologies largely consist of fine- to medium-grained sandstones embedded in siltstones and mudstones with scarce occurrences of centimeter-thick limestone levels (Fig. 3) and have been classified into channel-fill and overbank facies.

Channel-fill facies are mostly medium grained, although coarse sandstone and/or pebbles are occasionally found forming basal lags, and typically exhibit a fining-upward granulometric trend to fine and very fine sandstone at the top. Most paleochannels show flat erosional basal surfaces that grade laterally to well-defined cut banks and are poorly incised into older deposits owing to the characteristic aggradational trend that prevails in endorheic basins (Nichols, 2004, 2007, 2012; Fisher and Nichols, 2013; Venstra et al., 2014). Trough cross-bedded sedimentary structures are commonly present in the lower parts of the paleochannels, whereas horizontally stratified and ripple cross-laminated fine sandstones dominate their upper parts. Clay plugs, which are also common, are the product of the passive infill of abandoned channels with sediments transported as suspended load during flooding events. Paleochannels in the medial zone of the Huesca fluvial fan have been interpreted as the deposits of braided, meandering, and straight channels, which distally show a tendency to reduce their dimensions and increase their lateral stability as a result of a decrease in stream power (Hirst, 1991; Nichols and Fisher, 2007). In outcrop, sandstone beds stand out as steep rock faces owing to the

lower erodibility of this lithology with respect to the surrounding fine-grained sediments. This contrast in erodibility is enhanced by a late-diagenetic calcite cementation of sandstones (Donselaar and Schmidt, 2005).

Overbank facies are composed of variable amounts of sand, silt, and clay-rich sediments with an average content of carbonate of 30% and were deposited from the suspended load during floods (Nichols and Hirst, 1998). The coarsest overbank sediments are found adjacent to the paleochannel margins in the form of levee deposits (Fig. 3A). They consist of inclined beds of alternating sandstone and mudstone that extend from tens to hundreds of meters toward the floodplain, forming the characteristic channel "wings" (Fig. 3B). Crevasse splays consist of extensive sheets of fine sandstone that typically show thicknesses exceeding one meter, non-erosive bases, coarsening-upwards sequences, and a predominance of planar and ripple laminations. The feeder channels of these crevasse splays are constituted by small-scale ribbons (<1 m thick) of fine sandstone. The finest sediments, which were deposited by decantation in the waning stages of floods, constitute the bulk of the floodplain facies. Thin limestone levels occasionally occurring within the fine-grained intervals and the top of sandstones are attributed to the precipitation of carbonate from ponded waters.

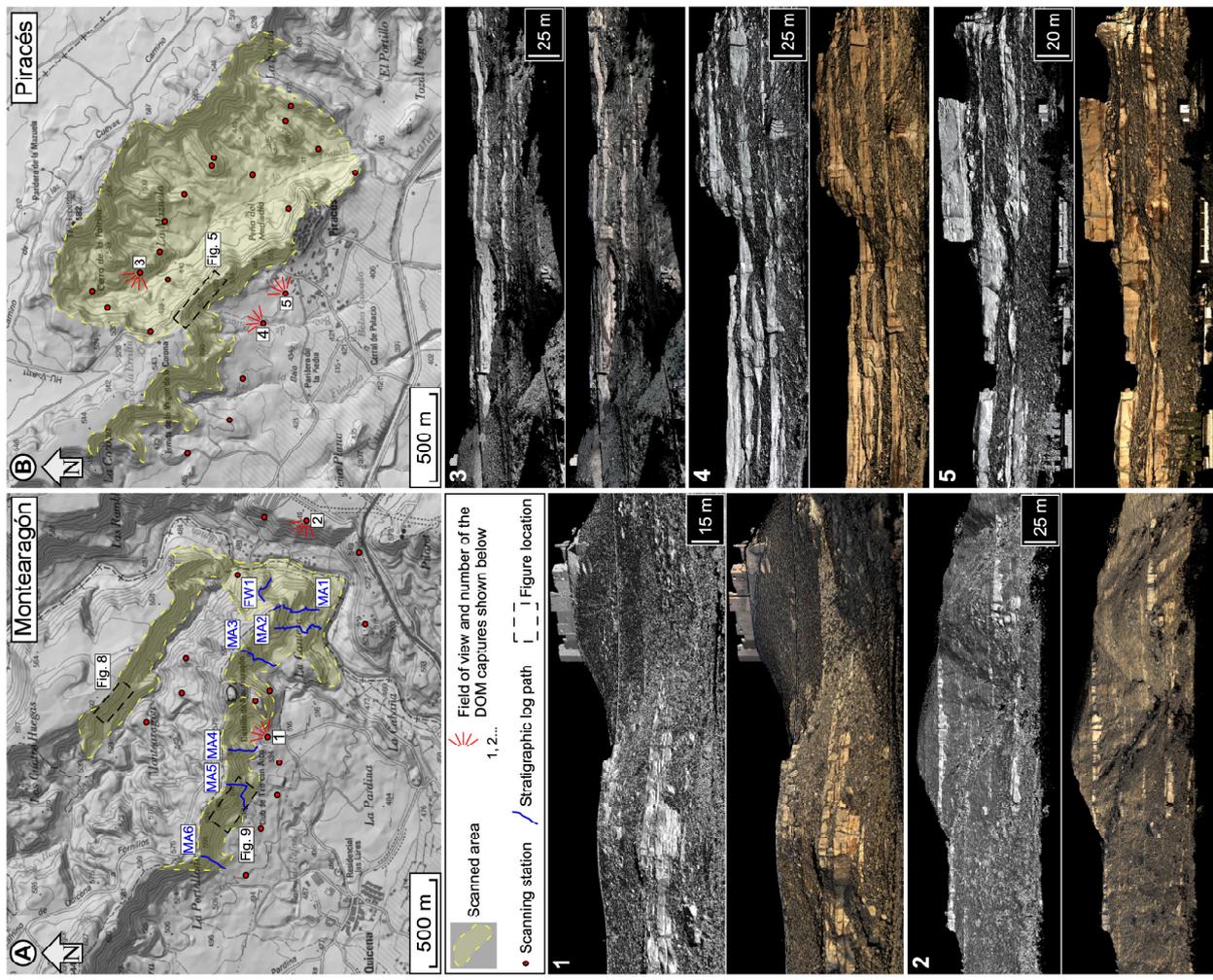
Evidence of pedogenic processes associated with incipient paleosol development is found in the form of reddish decolorations, light-yellow levels with versicolor mottlings (usually associated with rhyzoliths), gray levels with iron nodules, and carbonate and gypsum concretions in the finest sediments. The development of these paleosol horizons has been associated with periods of nondeposition since their degree of maturity increases with distance from the active channels (Hamer et al., 2007a). Trace fossils are widely present in both overbank and channel-fill facies as rhyzoliths, burrows, and ant or termite nests. These traces do not always reach the top of the sandstone beds, which in the case of the channel fills suggests a discontinuous water regime since the fauna could not have colonized the bed of the channels if these had been continuously active.

Friend et al. (1986) proposed a classification for the sandstone bodies of the Huesca fluvial fan, which was later applied regionally by Hirst (1991). This classification is based on the cross-sectional external geometry and on the internal architecture of the paleochannels. Further descriptions and interpretations of paleochannel types and their internal architectures can be found in Nichols and Hirst (1998), Donselaar and Schmidt (2005), and Luzón (2005).

METHODOLOGY

Digital Outcrop Model Design

Terrestrial laser scanning is a remote sensing technology that uses the orientation angles of emitted laser pulses and their traveled distance, which is mainly extrapolated by using their time-of-flight, to determine the relative coordinates of a target with respect to the scanning location (García-Sellás et al., 2011).



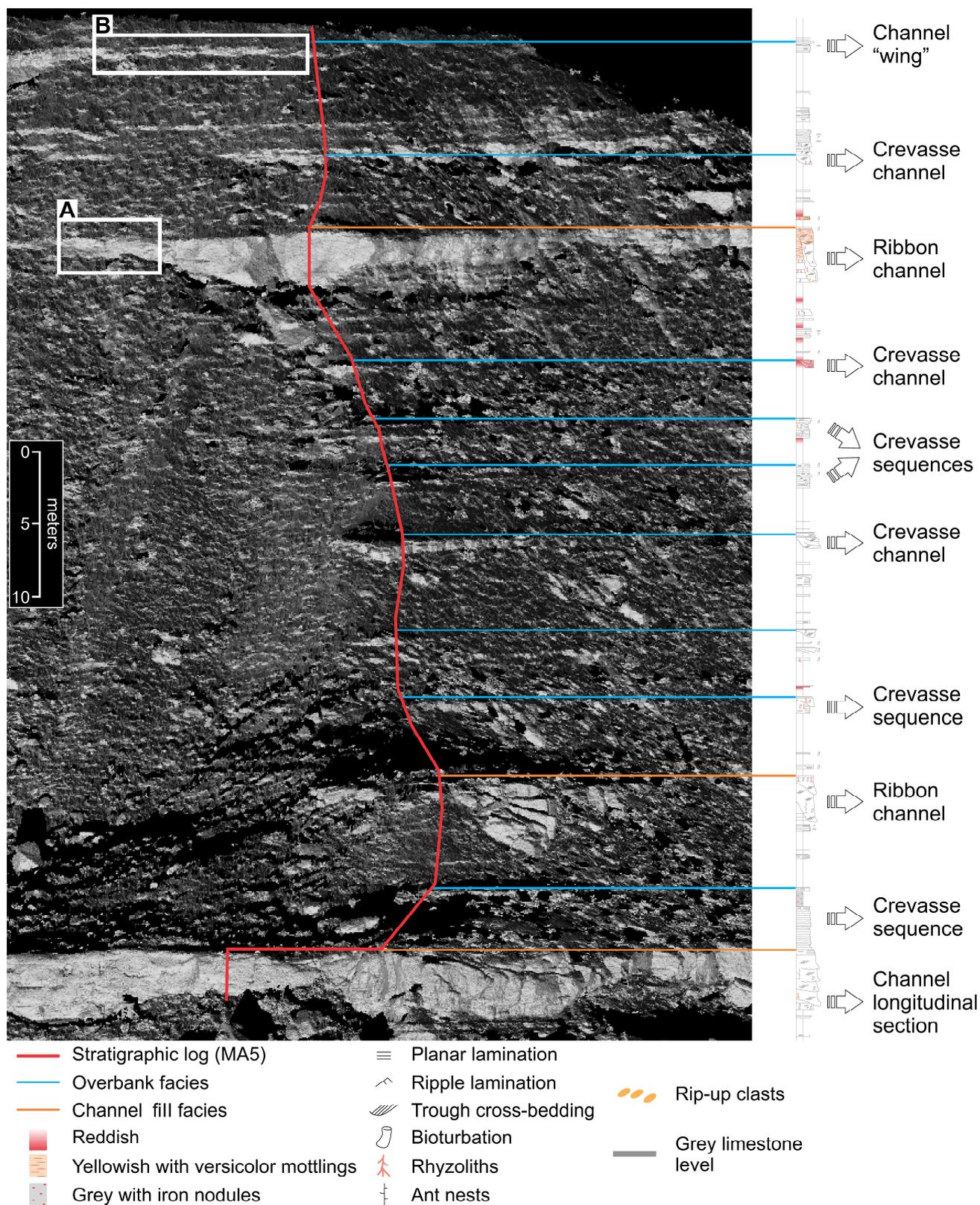


Figure 3. Detail of the Montearagón digital outcrop model (DOM) displayed with an orthogonal projection showing the trajectory of the stratigraphic log MA5. The log is presented on the right, together with the depositional interpretation of several sandstone intervals. It is shown how after applying the method explained in the section "Results and Practical Applications" the heights and thicknesses of the sandstone bodies in the log match those observed in the DOM. Labeled boxes highlight the presence of a levee (A) and a channel "wing" (B).

The device records each returned pulse as a point with relative coordinates, two-way travel time, and signal intensity and gathers thousands of points per second with a resolution of a few centimeters (at distances of hundreds of meters). During subsequent processing stages, the resulting point clouds are textured with high-resolution photographs, merged in a single point cloud, and later georeferenced by means of global positioning system (GPS) data. The result is a DOM that is ready for inspection and interpretation in order to measure and quantify any property of geometrical nature (e.g., bedding attitudes, fracture orientations, distances, thicknesses, areas, and volumes).

Lidar Data Collection

This study was carried out with an Irlis-3D TLS device from Optech. According to the manufacturer, it is capable of registering more than 2000 points per second at a maximum distance of 1200 m (assuming optimal atmospheric conditions and target reflectivities of at least 80%), reaching maximum range and positional accuracies at 100 m of 7 mm and 8 mm, respectively.

Lichti (2004) established that positional resolution of a laser scanner (defined as the level of identifiable detail within a scanned point cloud) is governed by the sampling interval and the laser beam width, which in turn are dependent on the scanning distance. Accordingly, he proposed a new parameter termed effective instantaneous field of view (EIFOV), which establishes the maximum resolution that can be achieved at different distances with a certain device. In the present study, scanning distances to the outcrop surface were mainly between 150 m and 550 m, which in the case of the Irlis-3D results in EIFOV resolutions ranging from 4 cm to 10 cm.

The Irlis-3D has a built-in complementary metal-oxide–semiconductor (CMOS) sensor to acquire a digital image associated with each scan. However, the poor quality and resolution of this sensor demanded the use of an external camera to achieve a satisfactory photorealistic effect. For this purpose, a Canon EOS 40D camera was assembled over the TLS device and calibrated to ensure an adequate fit between each point of the DOM and its corresponding pixel in the photograph. The calibration process was carried out at the Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS) using a theodolite-surveyed steel grid with 110 targets and calibration software developed by the Technical University of Denmark.

Accurate georeferencing of the scans is necessary to obtain well-oriented measurements from the DOM. To this end, positioning data in Universal Transverse Mercator (UTM) coordinates were acquired using a Topcon GB-1000 GPS with post-processing. The GPS receiver gathered data between 15 and 25 min at each scanning location, and the measurements were later derive-corrected using the GPS base station of the Escuela Politécnica Superior de Huesca. A final resolution of a few centimeters (of the same order as that of the TLS data) was reached in this way.

Data were acquired from 39 scanning stations, 18 in Montearagón and 21 in Piracés (depicted with red dots in Fig. 2). At each scanning station, the entire surface of the outcrop located within the TLS detection range was captured by

means of a series of consecutive scans, which were acquired with an overlap of ~25% in order to enable their correct alignment and merging during the subsequent processing stages. It should be noted that, before acquisition, proper planning to obtain the maximum coverage by using the minimum number of scanning stations will optimize time and resources, especially in outcrops of such size and topographical complexity as Piracés.

The digital data set obtained consists of more than 140 million points distributed in 149 individual scans (56 from Montearagón and 93 from Piracés) and the high-resolution photographs and positioning data associated with each scan and scanning station, respectively.

Processing

Alignment of the individual scans was carried out with the IMAAlign module of PolyWorks®, which uses the Iterative Closest Point method (Chen and Medioni, 1992) to obtain the best fit between the overlapped areas of two scans. First, the scans acquired from the same place were aligned, which resulted in as many individual point clouds as scanning stations. Subsequently, those point clouds with overlapped areas were aligned again, which should ideally provide a single point cloud of the entire outcrop, if all the captured surfaces were interconnected. This was not the case, and some of the point clouds remained unconnected after alignment between the scanning stations. Under these circumstances, the assembly of the whole DOM is completed during the subsequent georeferencing phase.

Since the alignment process described above was performed in a 3D digital environment where the coordinates are relative to the TLS device, GPS coordinates measured at each scanning station were needed for georeferencing the DOM. To this end, PolyWorks® enables us to automatically extract the location of the scanning device for each scan and represents it as a point. If the process of alignment was correct, the location points of the scanning device for scans acquired from the same place should coincide. However, in practice, they constituted narrow clusters of points, with the result that the UTM coordinates of each scanning location were finally assigned to the mass center of their corresponding cluster.

The result of this processing was a georeferenced DOM ready for interpretation and from which extraction of geographically oriented features is possible.

Extraction of a Virtual Datum

The sequence of steps and verifications that must be followed to obtain a proper virtual datum from the analysis of a DOM is depicted as a flow diagram in Figure 4. All the processes described in this flow diagram were carried out with the IMInspect module of PolyWorks®, which offers a series of tools enabling visualization, editing, interpretation, and analysis of large lidar data sets.

The DOM was interpreted respecting the original point data instead of using a gridded mesh or a filtered point cloud. This ensures that no information is

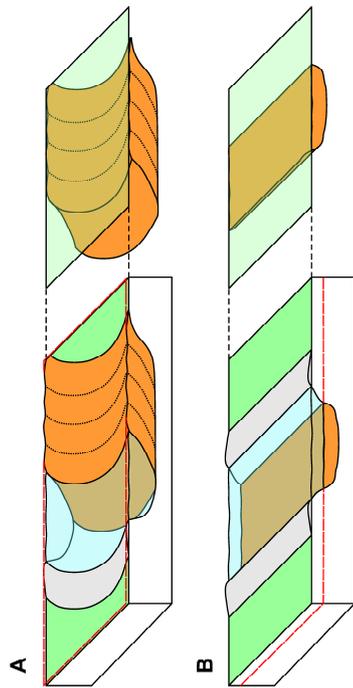


Figure 5. Conceptual scheme of a sinuous (A) and straight (B) channel of the Huesca fluvial fan showing how the upper surface (red dashed line) of sandstone bodies (orange) can be used to infer the orientation of the depositional surface (green surface).

The outcrop should have a high degree of three-dimensionality to ensure satisfactory results. This is because the larger the roughness of the outcrop surface, the better constrained the geometrical reconstruction of a specific horizon from its intersection with the topography. Otherwise, in a purely 2D outcrop, such as a vertical cliff or a road cut, digitization of a flat stratigraphic horizon will result in a straight line, which could be contained by several different planes.

However, the main limitation of the method is that it is only applicable to fluvial outcrops where the sedimentary succession is undeformed or homogeneously tilted. This excludes the outcrops where postdepositional tectonic processes (e.g., folding and faulting) have modified the original depositional surface in such a way that it can no longer be represented locally by a plane.

Digitization

Instead of following the exact shape of the tops of the sandstone bodies (red line in Fig. 6), polylines must be digitized to depict their flat upper envelopes (i.e., a planar surface covering the external shape; green line in Fig. 6). This is because digitization is focused on calculating the plane that best fits the top of the sandstone bodies at the scale of the entire paleochannel and/or paleochannel belt, which correspond, respectively, to a 5th- and 6th-order bounding surface of Miall (1988) (Table 1) or to 5a and 6 bounding surface of DeCelles et al. (1991). Thus, the irregularities produced by subchannel-scale (<5th-order) forms and processes (e.g., channel bars, levees, clay plugs, and erosional events; Fig. 6) can be ignored, which leads to the calculation of planes with better adjustments to their parent polylines.

PolyWorks®, like most of the commercially available CAD software packages, offers two projection modes to display 3D data (reality) in 2D (screen): perspective and orthogonal. A perspective projection represents the objects in the same way that a human eye sees the scene in reality, with distant objects

appearing smaller than closer ones. By contrast, orthogonal (or orthographic) projection ignores this effect, allowing the creation of scaled drawings where angles, sizes, and heights remain unaffected by distance (Fig. 7). The use of an orthogonal projection for digitizing is highly recommended because it enables us to display the outcropping geobodies without perspective distortions. Its utility can be readily demonstrated when we consider the hypothetical case of working with a DOM composed of horizontal strata cropping out discontinuously across any topographical context. With an orthogonal projection, and if only the Z axis is used for rotations (untilted views), all the bedding surfaces will be displayed as straight lines regardless of the angle of view or the distance from the observer. However, with a perspective projection, this only occurs when the surface is exactly at the same height as the observer (blue line in Fig. 7A), while the rest of flat surfaces will be displayed as sinuous lines, hindering a proper digitization and the subsequent correlation process.

Once the tops of sandstone bodies are digitized, the next step involves the calculation of the planes that best fit the digitized polylines. This was accomplished in the present study by using an in-house developed macro that is based on analyzing the moment of inertia of a point set (Woodcock, 1977; Fernández, 2005; García-Sellés et al., 2011). Input data were obtained by selecting the closest points to the considered polyline (those located at a distance of less than 10 cm), after which the macro was able to calculate the orientation and position of the plane that best fits them, finally drawing it within the DOM (Fig. 8).

The quality of the adjusted plane is assessed by two parameters (Fernández, 2005): coplanarity (M) and collinearity (K). Coplanarity refers to the degree of fit between the plane and the points from which it was calculated with higher values indicating better adjustments. Collinearity is derived from the quantification of the 3D distribution degree of these points, providing information about the reliability of the plane, with $K = 1$ indicating a linear distribution and progressively smaller values denoting better distributed point sets. Given these considerations, the higher the M and the lower the K, the better the quality and representativeness of a plane. Acceptable values of $M > 4$ and $K < 0.8$ were suggested by Fernández (2005) when working with the intersection between geological surfaces and the topography.

After this first phase of interpretation, several tens to hundreds of lines together with their associated planes were obtained. The quality of these planes (acceptable M and K values) must be revised to ensure that the tops they represent were properly digitized. Should this not be the case, the original polylines must be improved in order to obtain better adjustments (Fig. 4).

Initial Correlations

The next phase focuses on the identification and correlation of all the sandstone bodies that are located in the same stratigraphic horizon. This process is undertaken by a trial and error method that adopts a progressive approach toward a single plane of the upper boundaries of all the contemporary sedimentary units.

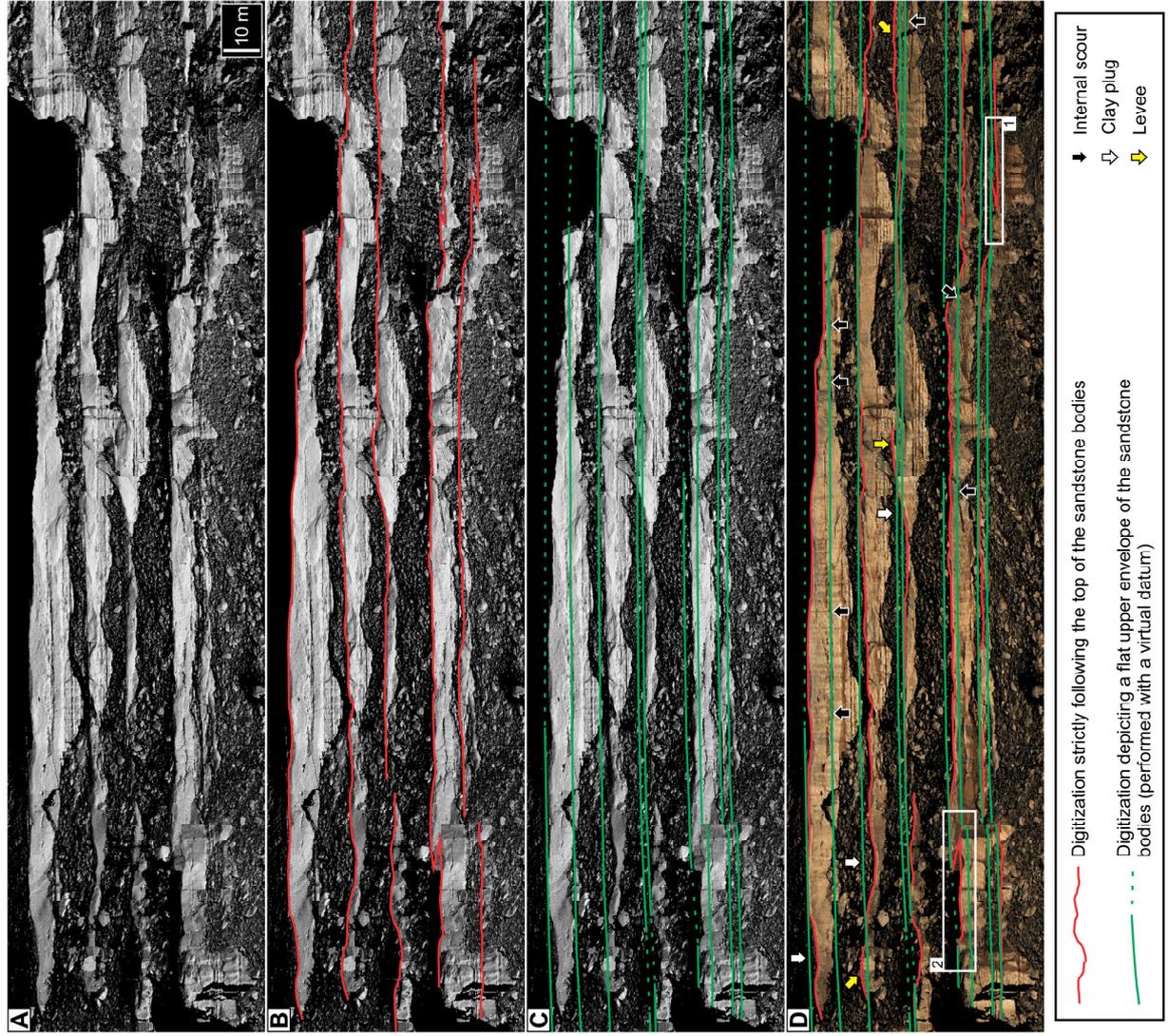


Figure 6. Detail of the Piracés digital outcrop model (DOM) displayed in an orthogonal projection (A; see location in Fig. 2). The upper boundaries of sandstone bodies were digitized in two ways: strictly following their tops (B) and depicting flat upper envelopes (C). Differences arising from these two methods of digitizing (D) are related to the depositional topography (e.g., clay plugs and levees), postdepositional erosive events, outcropping conditions (1), and concealment of part of the outcrop due to perspective issues during acquisition (2). Note how some large internal scours within the paleochannels are laterally related to the top of other sandstone bodies (black arrows), suggesting that they are interrelated.

TABLE 1. HIERARCHY AND CHARACTERISTICS OF THE BOUNDING SURFACES FOR FLUVIAL DEPOSITS

Surface order	Time scale of process (yr)	Characteristics and nature of bounding surfaces	Fluvial depositional units	Significance and example of processes
1st	10^6 – 10^3	Lamination and/or set bounding surface	Lamina, ripple	Migration of dune bedforms under steady flow conditions
2nd	10^2 – 10^1	Co-set bounding surface	Mesoform (dune)	Change in hydrodynamic conditions through time, related to short-term unsteady flow or local nonuniformity
3rd	10^1 – 10^0	Inclined erosion surfaces within coset or group of cosets, dipping 5° – 20° in direction of accretion	Macroform growth increment	Medium-term change in hydrodynamic conditions related to stage fluctuation or major shifting of flow across and/or around a bar form (e.g. seasonal events, 10-yr floods)
4th	10^2 – 10^3	Separates units with discrete accretionary integrity (e.g. convex-up macroform top, minor channel scour, flat surface bounding floodplain elements)	Macroform (point bar, levee, splay, immature paleosol)	Shift of bar and/or subchannel pattern related to inherent channel-floor instability or to reorganization during a major flood (e.g. 100-yr floods, channel and bar migration)
5th	10^3 – 10^4	Laterally extensive and with a marked shift in grain size, bedform scale, etc. (e.g. flat to concave-up channel base)	Channel, delta lobe, mature paleosol	Long-term geomorphic processes (e.g. shifting and erosion of a channel floor, isolated channels with relief reflecting channel avulsion or extensive surfaces within larger sand bodies recording channel migration)
6th	10^4 – 10^5	Regionally extensive and separating major channel sand bodies from contrasting facies (fine-grained sediment or contrasting channel faces)	Channel belt, alluvial fan, minor sequence	Major change of fluvial regime, recording shifts of base level, climatic changes (5th-order, Milankovitch cycles) or fault pulses
7th	10^5 – 10^6	Sequence boundary: flat, regionally extensive, or base of incised valley	Major depositional system, fan tract, sequence	4th-order (Milankovitch) cycles or response to fault pulses
8th	10^6 – 10^7	Regional discontinuity	Basin-fill complex	3rd-order cycles by response to tectonic and eustatic processes

Note: Designed by combining information from Miall (1996) and Reaching (1996).

The preliminary correlations should be made by considering a large and laterally continuous sandstone body from which various exposures can be identified. The use of several distant polylines will enable us to calculate a plane from a better three-dimensionally distributed point set, thus ensuring low K values (high reliabilities). Subsequently, the geometrical relationships of this plane with respect to the remaining outcropping elements must be verified in order to establish whether it should be regarded as valid for further testing or discarded. The simplest way to do this is to expand the plane along the DOM (Fig. 4), but the fact that the data are concealed behind the plane hampers a proper evaluation of the plane-DOM intersection (Fig. 8B). This problem was solved by selecting the points located within a certain range from the plane, which resulted in a line of red points that enabled us to remove the plane (Fig. 8C).

Two variables must be considered to determine whether a plane is suitable for correlation: coincidence with other tops and its relationship with respect to the other stratigraphic horizons (parallel or oblique). Of these variables, the oblique cutting of any stratigraphic level (e.g., sandstone bodies, limestone levels, paleosols, and ash layers) is the most obvious reason for rejecting a plane and is therefore the key aspect that must be verified (Fig. 9). In other words, a plane will be taken into account only if it maintains a parallel relationship with all the stratigraphic horizons along the entire outcrop. Henceforth, all the planes regarded as valid must fulfill this requirement.

There are other indicators providing information about the degree of reliability of the calculated correlation planes. For instance, the situation in which

a valid plane coincides both with the tops and the internal scours of other sandstone bodies (red line in Fig. 10F) is the most favorable one since this strongly suggests that the plane denotes a significant stratigraphic level. However, if the opposite is the case (i.e., when it does not match any top or internal scour), the suitability of the plane will continue to be in doubt. In such cases, the performance of correlation tests in a sandstone-rich stratigraphic level will be the best option because this should provide more constrained and reliable results.

When a valid plane shows new coincidences with the upper boundaries of other sandstone bodies, it must be calculated again incorporating their polylines as additional input data. This will result in a new plane with an orientation very similar to the original one and a better K (reliability). Again, this plane could present new coincidences with other tops not previously considered, entailing a new recalculation. This process should be repeated successively until a final correlation plane is calculated taking into account all the possible interrelated sandstone bodies of the studied stratigraphic level.

Locating polylines that show small-scale deviations with respect to the plane they defined is frequent, especially if the latter shows a relatively low M (coplanarity). This does not always imply that these tops were miscorrelated since sandstone bodies usually lack a sharp and planar upper limit. As noted above, and shown in Figure 6, this may be attributed to irregularities due to bedforms, to subsequent erosive processes, or to the presence of debris in the

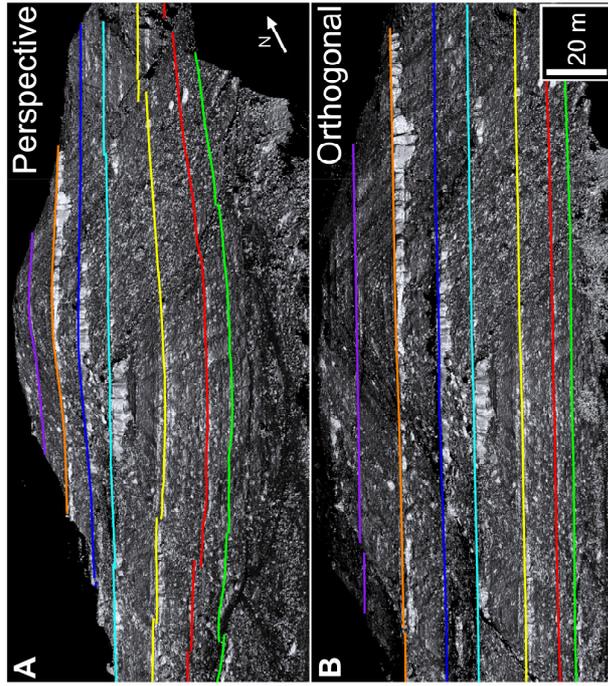


Figure 7. Comparison between the digital outcrop model (DOM) displayed with a perspective (A) or an orthogonal (B) projection. The two images show the same area of the Montearagón DOM (the SE boundary), and they were captured from the same viewpoint. Colored lines represent the intersection with the DOM of several flat stratigraphic surfaces traced with a virtual datum. Using an orthogonal projection, they are displayed as straight lines (B); whereas, with a perspective projection, this only occurs when the observer is at the same height as the surface (light-blue line in A).

upper parts of the sandstone levels. One way to deal with this issue is to modify the trajectory of the polylines by adapting them to the plane-DOM intersection, which ensures better coplanarities during subsequent recalculations of the plane defined by them. However, this practice is only recommended when dealing with planes whose accuracy and reliability have been tested in various stratigraphic levels and in circumstances where the modified polylines continue to represent the sandstone tops. Either way, care should be taken during early phases of correlation to avoid falling into a circular reasoning in which better adjustments are achieved because the polylines are adapted to the plane rather than the opposite.

Virtual Datum Establishment

The process described above must be repeated for several significant stratigraphic levels, preferably the ones that are more channel prone, in order

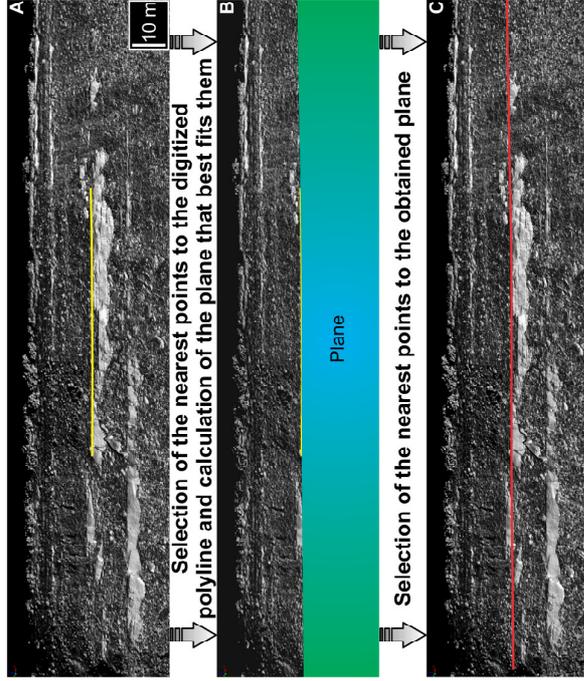


Figure 8. Detail of the Montearagón digital outcrop model (DOM) displayed with an orthogonal projection (see location in Fig. 2), where the plane calculated from a polyline together with the method to verify its intersection with the DOM are shown. After selecting the nearest points to the polyline (A), the macro (see text) calculates the plane that best fits them and includes it in the scene. As a result, the data located behind the plane are concealed (B). This is solved by selecting those points that are located within a narrow range from it, which results in a line that allows us to remove the plane and verify its geometrical relationship with respect to the stratigraphy (C).

to determine whether the orientation of the correlation planes calculated from them is similar or not.

In the case of a sedimentary succession with no angular unconformities, which means that all their materials remain undeformed or have undergone postdepositional tilting (i.e., tilted to the same degree), the orientation of all the correlation planes should ideally be the same. Then, one virtual datum can be used for correlation within the entire outcrop. By contrast, if the outcrop presents angular unconformities (suggesting a synsedimentary tilting), the same plane will not be valid for correlation within the entire sedimentary succession, and more than one virtual datum will be necessary, each one being applicable only within the stratigraphic interval from which it was calculated.

A virtual datum must be continuously monitored, taking into account that it will continue to be applicable to the sedimentary succession as long as a parallel relationship with all the stratigraphic surfaces is maintained.

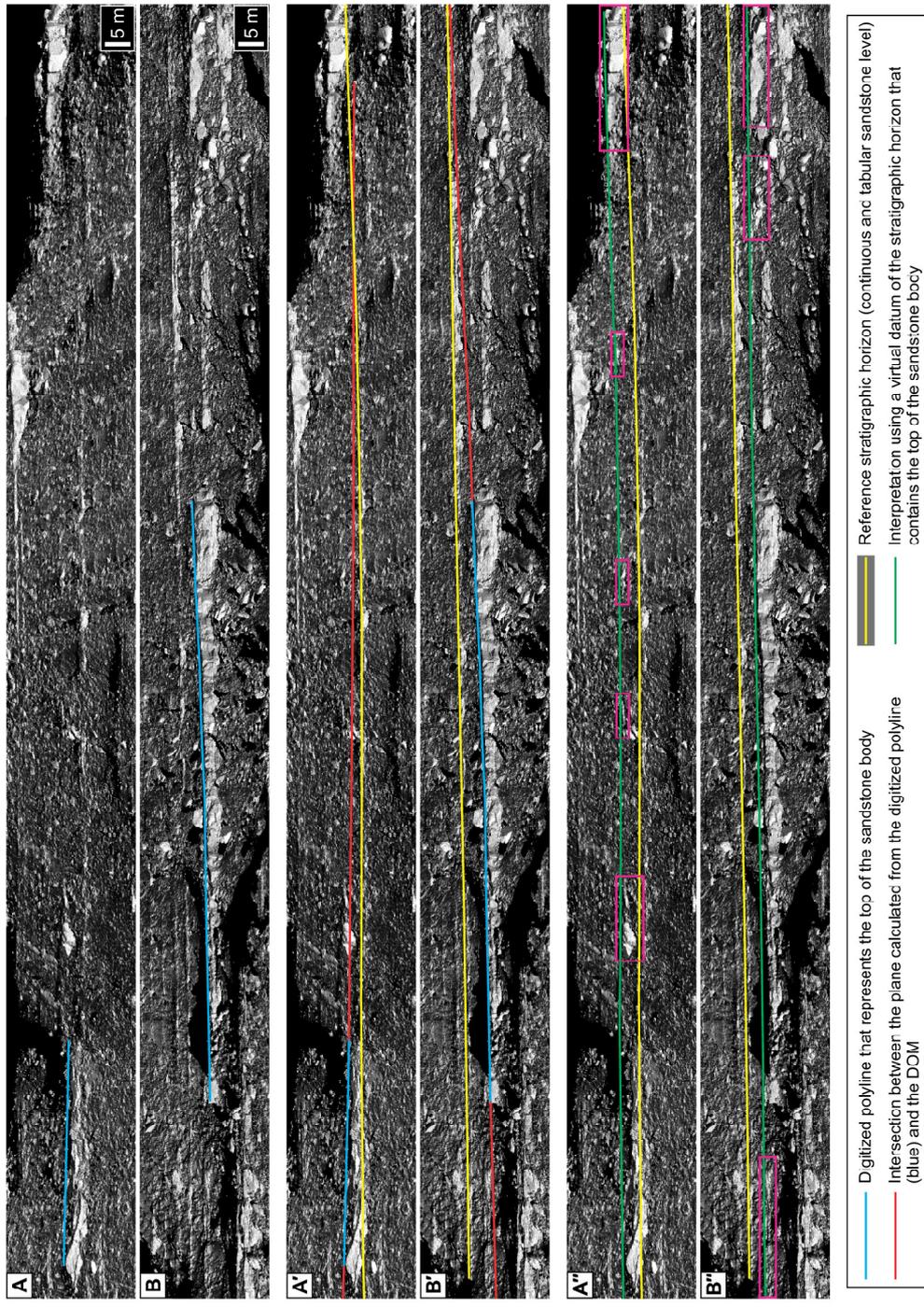


Figure 9. Orthogonal views of the Montezagón digital outcrop model (DOM) (A and B; see location in Fig. 2), where two erroneous correlation planes that clearly intersect stratigraphic horizons are shown (A' and B'). By using a virtual datum (A'' and B''), the interpreted stratigraphic horizons are parallel to the remaining ones and connect the paleochannels with sandstone bodies that were previously interpreted as unrelated (pink boxes).

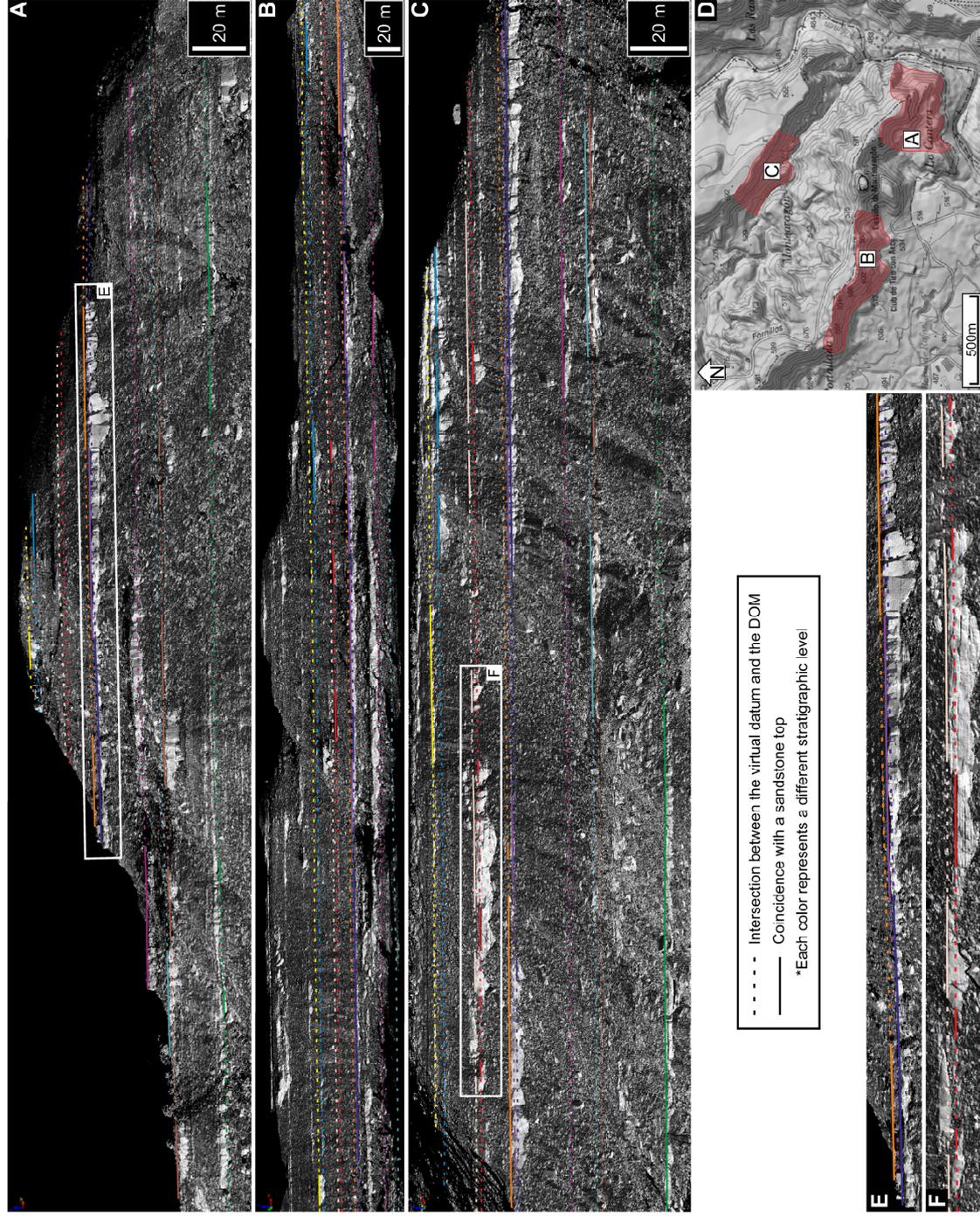


Figure 10. Panoramic views using an orthogonal projection of three areas of the Montearagón digital outcrop model (DOM): Montearagón W (B), and Barranco Hondo W (C; see their exact location in D). The lines result from using the virtual datum to outline several stratigraphic intervals, which are shown with the same color in all the images. Notice how the upper boundaries of some sandstone bodies are not represented by a single stratigraphic surface (E and F), suggesting a multi-stage depositional history.

RESULTS AND PRACTICAL APPLICATIONS

A virtual datum was calculated for each of the two outcrops under study after applying the process described above. The virtual datum, and hence the bedding attitude, presents a maximum dip of 1.22° toward 236° in the Montearagón outcrop and a maximum dip of 1.54° toward 233° in the Piracés outcrop. In both cases, this digital tool for stratigraphic subdivision revealed its ability to correlate the sandstone exposures pertaining to the same paleochannel and their laterally associated overbank deposits (Figs. 9 and 10).

The accurate correlations provided by a virtual datum may be used as the base to design accurate 3D deterministic reconstructions of individual paleochannels and/or paleochannel belts and their associated overbank deposits in a way similar to that of Sahoo and Gani (2015). Increased certainty in the correlation of elements despite the fact that they are hundreds of meters apart or located in adjacent hills (Fig. 10) minimizes the number of cases where several exposures are erroneously regarded as the same sandstone body or vice versa. This avoids erroneous geometrical reconstructions of the paleochannels and incorrect assessments of the connectivity between sandstone bodies in subsequent stages of outcrop modeling. The same reasoning may be applied to the sandy overbank deposits, the miscorrelation of which will have an even greater impact on the model if laterally connected to the paleochannels.

In addition to being strictly a correlation tool between individual elements, the use of a virtual datum offers the possibility of identifying along an outcrop (or along various adjacent ones) the materials that coexisted on the fan surface. Thus, it can be used to isolate specific stratigraphic intervals from the remaining sedimentary succession, facilitating a rapid and accurate subdivision of the DOM into slices with a stratigraphic significance. This is shown with an example of each of the outcrops in Figure 11, where the stratigraphic slices were obtained by placing the virtual datum on the top of a large paleochannel and by selecting all the points located below the plane up to a distance equal to the maximum thickness observed for the sandstone body. Stratigraphic intervals can later be characterized separately in order to facilitate the detection of subtle spatial variations and vertical trends of several fluvial properties both within and between stratigraphic slices (e.g., sandstone proportion, channel size and typology, connectivity of reservoir facies, amalgamation index, and geometry of the overbank deposits). This accurate 3D stratigraphic control can also be used as the base to perform a series of deterministic facies reconstructions of several intervals to evaluate the paleogeographic evolution in the zone.

There is also the possibility of digitizing the path of the stratigraphic logs in the DOM, which results in their automatic georeferencing and enables us to correct the thicknesses that were measured in the field by means of Jacob's staff (Fig. 3). The process of correction of the stratigraphic logs starts with the identification in the DOM of the sandstone bodies that are represented in them. Thereafter, the distance between their lower and/or upper limits and the point where the log started to be recorded is measured taking into account the dipping attitude of the sedimentary succession (provided by the virtual datum) to obtain true stratigraphic thicknesses. In the case of the studied outcrops, the

regional dip is so close to horizontal that the measured vertical thicknesses are practically the same as the stratigraphic ones. The seven stratigraphic logs that were measured in Montearagón (Fig. 2A) were selected to test this method. After correction, differences ranging from 1.58% to 5.06% between the measured and real sedimentary thicknesses were found, with an average thickness underestimation of 2.95% (see Table 2). The possible reasons behind this general underestimation of the real thicknesses will be discussed below.

The availability of georeferenced and corrected stratigraphic logs together with the certainty in the correlation provided by the use of a virtual datum enabled us to design a highly accurate correlation panel (Fig. 12). To this end, the logs were placed in accordance with the real distance existing between them in a way similar to that of van Lanen et al. (2009) for the Wolfville Formation, and their relative vertical position was set using the virtual datum, which enabled us to restore the tilting of the series to horizontal. Furthermore, the geometries and thicknesses of the sandstone bodies between stratigraphic logs were drawn with the assistance of the continuous quantitative and qualitative information provided by the DOM. Consequently, the resulting correlation panel faithfully reflects the real dimensions, proportions, and lateral and vertical relationships of the different facies, placing special emphasis on the sandstone bodies.

The high degree of 3D stratigraphic control provided by a virtual datum proves to be very useful for extracting the accurate and realistic input data that are needed to perform proper modeling as a reservoir analog from the DOM of fluvial outcrops, especially from the largest and most topographically complex ones. Furthermore, the advantages derived from its use can contribute to a better understanding of the driving mechanisms and processes that influence the evolution of fluvial systems.

DISCUSSION

Geologists have used several methods and approaches to achieve proper body-to-body correlations and stratigraphic subdivisions in fluvial outcrops. These methods include the use of marker horizons (e.g., coal beds, volcanic ash layers, and distinctive paleosols), comparison between the characteristics of the sandstone bodies (e.g., height in the outcrop, location inside sequential arrangements, and detection of internal and/or external architectural similarities), and line drawings on photomosaics. Of these methods, only those based on distinctive and laterally extensive marker horizons provide accurate correlations. Nevertheless, most outcrops lack such sedimentary features owing to their low preservation potential inside active fluvial environments. Even if these marker horizons are present, they rarely crop out continuously and are seldom located in the desired position. The other methods are conditioned to a greater or lesser extent (depending on the quality, depositional architecture, and structural setting of the outcrop) by the subjectivity associated with any interpretation. This means that different geologists studying the same area could end up establishing different correlations using these methods, with a level of uncertainty that will increase in proportion to the distance of correlation.

Montearagón

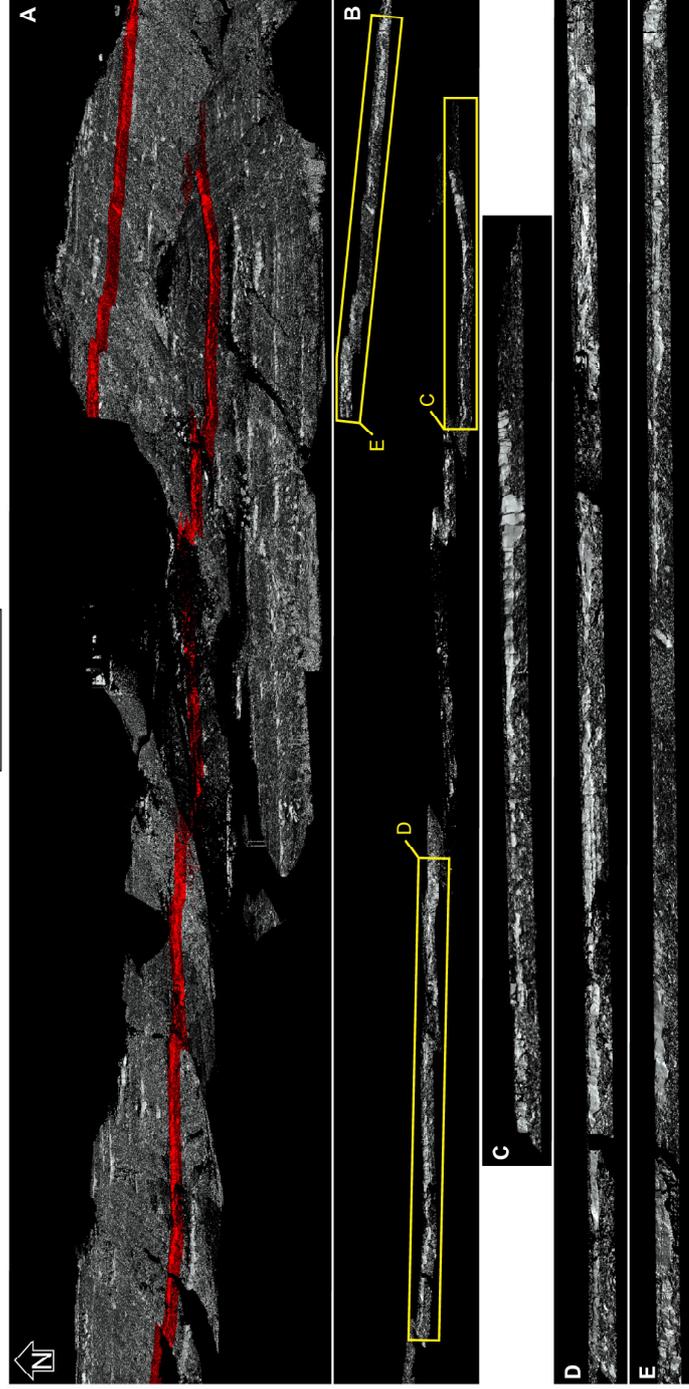


Figure 11 (on this and following page). Oblique views showing the full extent of the Montearagón (A to E) and Piracés (F to H) digital outcrop models (DOMs). Red intervals represent stratigraphic intervals that were obtained by placing the virtual datum over a large paleochannel and by selecting all the points located below the datum to a distance equal to the maximum thickness of the paleochannel (9 m for Montearagón and 21 m for Piracés). Stratigraphic intervals can be isolated (B and G), which facilitates their subsequent study and reconstruction. (C to E) Details of the stratigraphic interval isolated in (B). (H) View toward the west of the stratigraphic interval shown in (G).

To overcome these difficulties, reliable correlations in outcrops of the Huesca fluvial fan were performed using a virtual datum obtained by an exhaustive geometrical analysis of their DOMs. The virtual datum consists of a plane that seeks to represent the average geometry of the local fan surface at the time of sedimentation, which implies that its use will be restricted to outcrops where the depositional paleosurface can be simplified with a plane. This requirement is met in the two studied outcrops since it was possible to calculate a virtual datum that fits all the stratigraphic levels without showing crosscutting relationships anywhere. Such a parallel relationship with all the horizons of an outcrop can only be achieved if the virtual datum represents the original depositional surface of the sedimentary system.

The upper boundaries of the sandstone bodies were used to calculate the virtual datum for two reasons: (1) since they protrude from the outcrop sur-

face, they are the most easily recognizable sedimentary features that provide an approximation to the original depositional paleosurface; and (2) exposures of laterally extensive sandstone levels (several hundreds of meters wide) are very common, allowing the extraction of well-constrained planes. This approach is similar to that used by Fyles et al. (2010) for the DOM of a submarine channel complex, where these authors digitized the top of a clay plug of a paleo-channel to establish a datum ("paleohorizontal surface") in order to restore the displacement of a normal fault.

The same procedure could have been carried out by identifying and digitizing paleosol horizons, because they probably represent the best approximation to the paleosurface of the fluvial fan. Unfortunately, paleosols are not well developed in the studied outcrops (Nichols and Hirst, 1998; Hamer et al., 2007b), and when present, they do not generate prominent features, often

Piracés

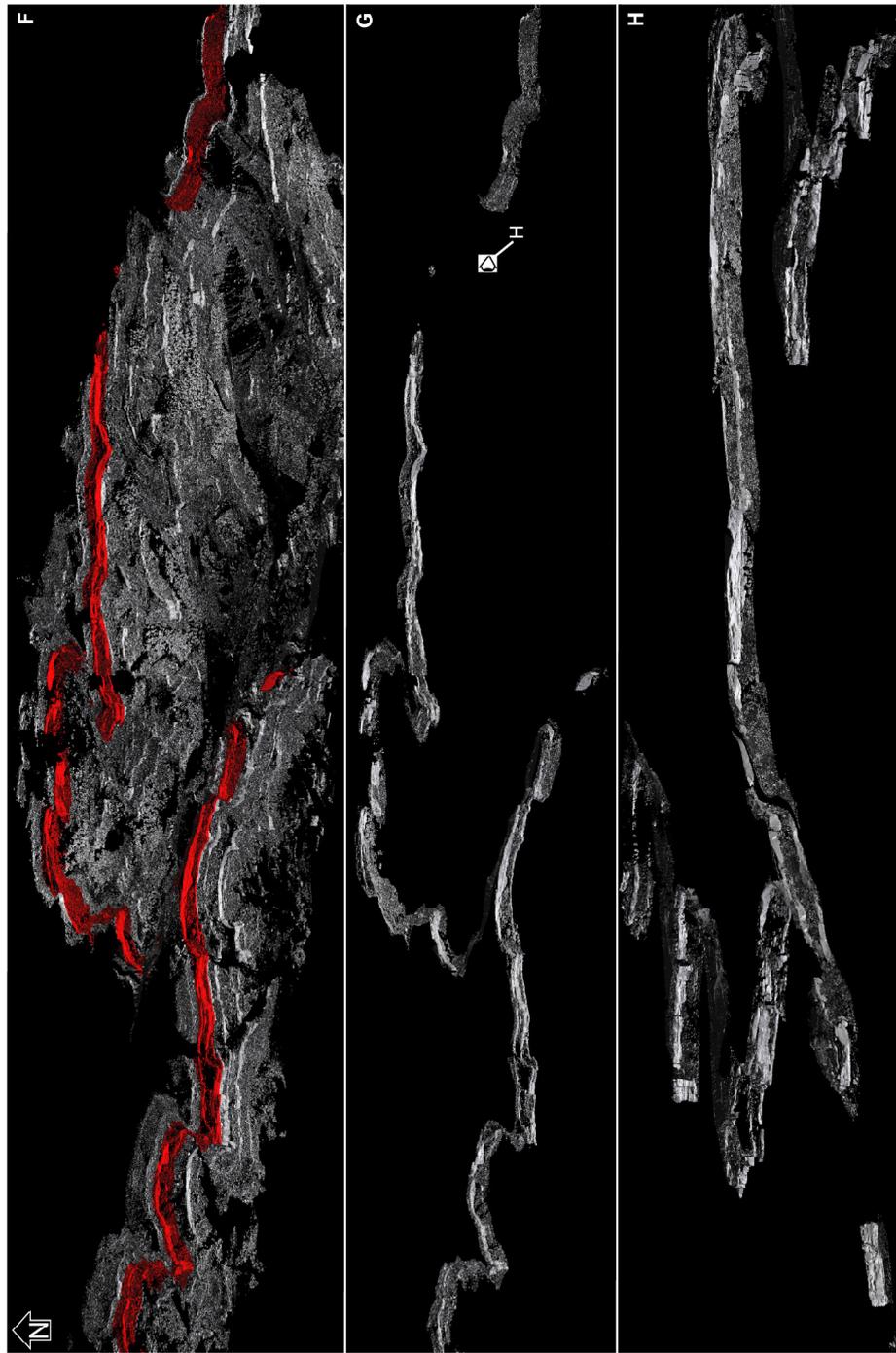


Figure 11 (continued).

remaining buried under debris or covered by vegetation. Thus, the scarce paleosol exposures found in the outcrops are not laterally continuous enough to allow us to calculate well-constrained planes from them.

Alternatively, paleochannel exposures were used to calculate virtual datums given that the upper surfaces of the preserved sandstone bodies mimic the slope of the fan surface (Fig. 5). This is the case at least in aggradational settings, where a constant rise of the base level inhibits the development of major

episodes of river incision (Nichols, 2012; Ventra et al., 2014), avoiding significant increases in the gradient of the river profiles with respect to the fluvial system surface. Furthermore, the progressive rise of the base level typical of endorheic basins not only determines a mainly constant topographic gradient of the depositional systems through time (which is also applicable to the profiles of the fluvial courses) but also a general layer-cake stratigraphic architecture (Nichols, 2012; Fisher and Nichols, 2013; Ventra et al., 2014). Climatologically

TABLE 2. DIFFERENCES BETWEEN THE THICKNESSES MEASURED IN THE FIELD AND IN THE DIGITAL OUTCROP MODEL FOR EACH STRATIGRAPHIC LOG, ALONG WITH OTHER FACTORS THAT MAY INFLUENCE THE MEASUREMENTS

Log name	Measured thickness* (m)	Real thickness [†] (m)	Absolute error (m)	Relative error (%)	Orientation [‡] (°)	Mean slope [†] (%)	Channel proportion [†] (%)	Sandstone proportion [†] (%)
FW1	67.10	68.18	-1.08	-1.58	48.43	0.48	13.59	28.05
MA1	93.10	95.87	-2.77	-2.89	56.23	0.36	13.80	33.68
MA2	96.00	97.62	-1.62	-1.66	57.08	0.34	22.79	41.22
MA3	73.60	75.29	-1.69	-2.24	37.08	0.34	9.75	35.54
MA4	54.00	56.88	-2.88	-5.06	64.03	0.33	16.32	41.41
MA5	87.40	90.36	-2.96	-3.28	6.18	0.48	22.44	44.69
MA6	75.70	78.80	-3.10	-3.93	30.54	0.49	8.48	31.61
Mean	78.13	80.43	-2.30	-2.95	42.80	0.40	15.31	36.60

*Measured assuming horizontal stratification.

[†]Calculated from the digital outcrop model.

[‡]Regarding the stratigraphic maximum dip direction provided by the virtual datum (236.51°).

[§]Calculated from the logs.

driven fluctuations in the level of the lake located in the basin center may cause modifications in the profiles of fluvial systems since the lake constitutes the base level of the basin. However, in such basins where the lake is very shallow and the gradient of the lake floor is very low, as in the Ebro Basin, the changes in the lake level have little impact on the fluvial systems (Nichols, 2012; Fisher and Nichols, 2013). Another result of the absence of major phases of fluvial incision in aggradational settings is that isochronous surfaces can be laterally extended through most of the considered lobe of the fluvial system because they are rarely truncated by younger deposits. This allows us to correlate across long distances using the geometry of the depositional surface. Therefore, the aggradational conditions expected within endorheic basins enable us to use the paleochannel deposits to infer the average orientation of the depositional paleosurface, facilitating the calculation of a virtual datum.

Like most of the geological surfaces, the sandstone tops are not strictly sharp and planar, and local-scale roughness is commonly observed (Figs. 6A and 6B). However, these irregularities are negligible when working at channel and channel-belt scales so that the upper boundaries of significant sandstone bodies can be reduced to a flat upper envelope (Fig. 6C) that represents the overall attitude of the original depositional paleosurface (Fig. 6). Subsequent postdepositional deformations of the stratigraphic succession involve the modification of this primary surface, but in cases where the deformation is only related to a regional tilting, the plane-based correlations will still maintain their inherent stratigraphic significance.

As for the benefits arising from the use of a virtual datum, the ability to easily subdivide the entire sedimentary succession of an outcrop into stratigraphic slices simply by placing it at different altitudes provides an exceptional degree of control over the spatial distribution and temporal evolution of sedimentation. A comprehensive analysis of these stratigraphic intervals will facilitate the design of depositional models, offering greater insight into the evolu-

tion of the fluvial system and into its controlling mechanisms. Moreover, this high degree of stratigraphic control has deep implications for the modeling of outcrops as reservoir analogs. For example, the possibility of isolating a certain stratigraphic interval from the rest of the sedimentary succession facilitates the task of performing accurate deterministic reconstructions of the geometry and internal architecture of a given paleochannel and its related overbank deposits (Sahoo and Gani, 2015). Thereafter, these reconstructions will be used as input data to perform accurate object-based simulations. The availability of a precise stratigraphic subdivision also facilitates the detection of subtle spatial variations and trends concerning several properties (e.g., fluvial style, facies proportion, net-to-gross ratio, grain size, porosity, and distribution of lithofacies) within and between stratigraphic intervals. This is fundamental to obtaining the 3D variograms that are needed as input data to constrain the modeling.

A virtual datum will be applicable wherever a parallel relationship with the stratigraphic succession is maintained. This means that the use of a virtual datum calculated from one outcrop can be extended toward adjacent outcrops as long as no intersections with their stratigraphic horizons are found.

As for the quality of the sedimentological data acquired in the field with Jacob's staff, a DOM-based correction of the stratigraphic logs avoids biased estimations of facies proportions caused by their overestimation or underestimation during the measurement process. This will improve subsequent reservoir models since stratigraphic logs are commonly used in the form of pseudowells as hard data to constrain modeling. After the correction of the stratigraphic logs that were measured in Montearagón, a general underestimation of the stratigraphic thicknesses was observed. As shown in Table 2, several factors that may have influenced the measurement process were considered, but no clear relationships were established. However, a comprehensive analysis of the distribution of errors within each stratigraphic log revealed that major measurement errors were mainly linked to moments when lateral

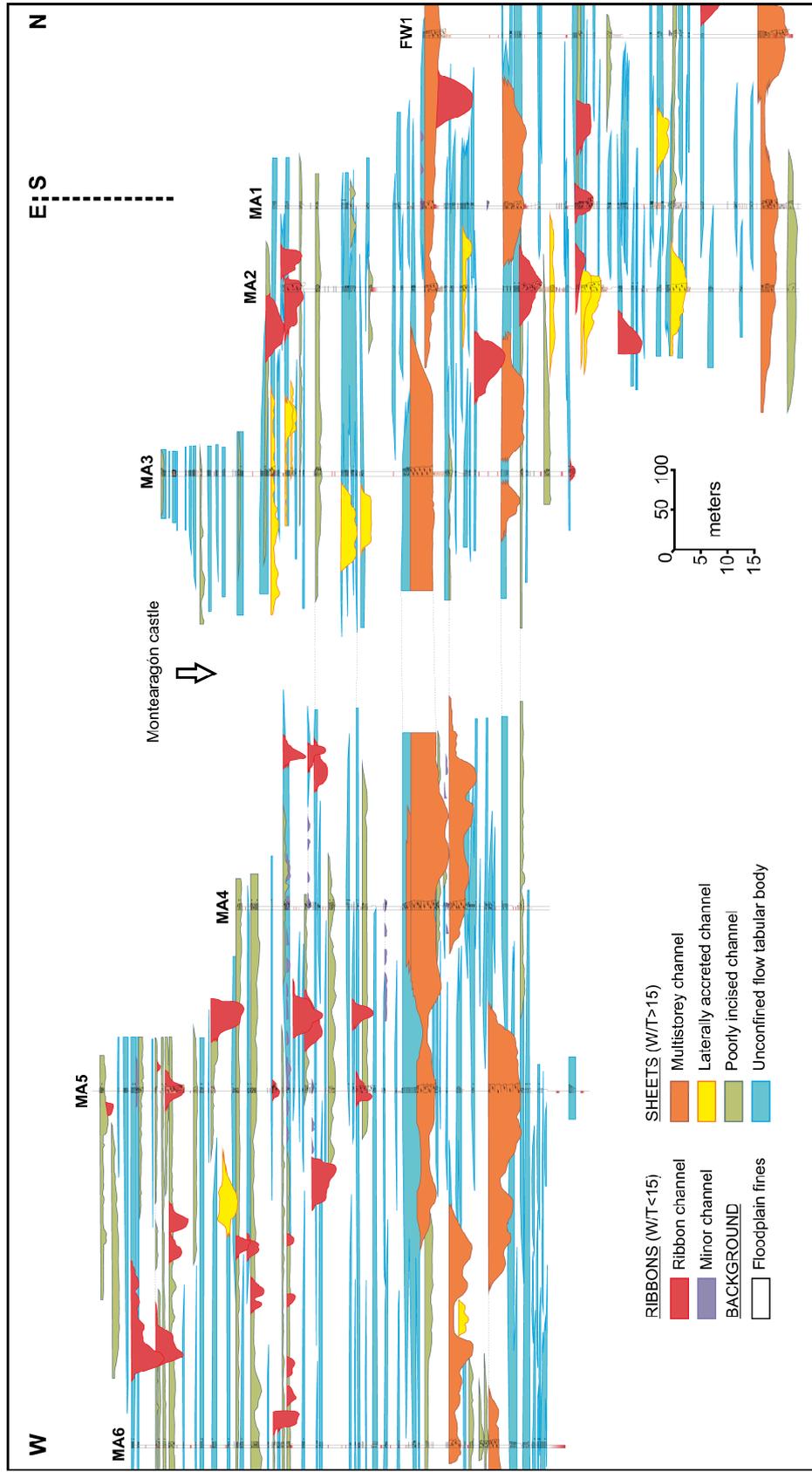


Figure 12. Correlation panel composed of the seven stratigraphic logs measured in the Montearagón outcrop (see its location in Fig. 2), which were previously corrected using the method described. Body-to-body correlations were performed with the virtual datum, and tilting of the series was restored to horizontal. The classification of sandstone levels was carried out according to the geometrical and architectural criteria established by Friend et al. (1988). There is no information about the zone below the Montearagón Castle because it was not captured during the acquisition campaign.

displacements were required owing to the presence of thick sandstone bodies forming vertical cliffs of several meters. In order to facilitate lateral along-strike displacements, these were mainly performed on top of sandstone beds since they are thought to have a planar geometry and be isochronous along their extension. As pointed out above, this is not always the case, and the small-scale topography created by bedforms and erosional scours led to the errors of decimetric to metric order that have been found to be associated with the

lateral displacements over sandstone tops (Fig. 6). Thus, stratigraphic logs that intersect a larger number of thick sandstone bodies are more prone to present measuring biases than those that do not require many lateral displacements.

The reasons behind the overall underestimation of the total thickness observed in all the logs are less significant given that they are always produced in the same direction (subtraction of total thickness in this case), suggesting that they are probably related to subjective and/or technical systematic biases. For

example, faults in the construction of Jacob's staff, a geologist's tendency to add a few centimeters when performing visual projections, or an imprecise calibration of the bedding attitude can explain these systematic errors. In this paper, we note that the level of accuracy achieved by Jacob's staff measurements is surprisingly high given the simplicity of the measuring tool and method and that it is suitable for most of the classic applications of the stratigraphic logs.

The use of the virtual datum can be extended to the DOM of any outcrop composed of materials that were deposited in aggradational settings by a sedimentary system whose original depositional surface is capable of being represented by a plane at outcrop scale. Another requirement is that the sedimentary succession remains undeformed or homogeneously tilted. As is well known from modern and ancient examples, the mechanisms and processes driving the evolution of fluvial systems generally tend to form relatively flat and continuous depositional surfaces. Therefore, outcrops whose materials were deposited by rivers within endorheic basins are regarded as suitable for using a virtual datum. Other sedimentary environments that tend to configure flat and extensive depositional surfaces include non-marginal zones of lacustrine systems, delta plains (top sets) of deltaic systems, and submarine fans (turbidites). Nevertheless, further tests in such sedimentary outcrops are necessary to justify the use of a virtual datum in them, bearing in mind that the major incisions triggered by falls in the base level can disrupt the lateral continuity of the isochronous stratigraphic surfaces.

To date, outcrops belonging to the Huesca fluvial fan have been studied individually, ignoring their relative stratigraphic positions despite the fact that some authors have assumed that they are located inside the same stratigraphic level (Hirst, 1991; Donselaar and Schmidt, 2005). However, such unconfirmed assumptions may lead to misconceptions and, hence, to misleading reconstructions of the fan paleogeography and facies distribution. For this reason, future work will be focused on the development of a methodology using virtual datums to correlate distant outcrops and deduce their relative positions inside the entire fluvial sequence. Our intention is to proceed in a way similar to that of structural geologists when characterizing folds and faults by establishing several dip domains from dip data measured in the field (Wise, 1992; Fernández et al., 2004; Carrera et al., 2009) but using the dips provided by virtual datums. We trust that further methodological development starting from the bases established herein will help to shed light on this issue.

CONCLUSIONS

A new TLS-based methodology to calculate a virtual datum that facilitates characterization of suitable sedimentary outcrops is presented. This tool consists of a plane that tries to mimic the geometry of the depositional paleosurface of the sedimentary system. It is obtained from the systematic reconstruction and analysis of the planes that best fit the upper boundaries of the sandstone bodies existing in a DOM. The procedure to calculate a proper virtual datum is described above and is schematized as a simple flow diagram in Figure 4.

The idea of using a planar surface as a correlation tool is based on the hypothesis that the original depositional surface of the sedimentary system can be represented by a plane at outcrop scale. This requirement was met in the two studied outcrops of the Huesca fluvial fan because a single virtual datum managed to subdivide their entire stratigraphic succession without crossing any stratigraphic horizon, which can be achieved only if the working hypothesis is valid.

Given the nature of this correlation tool, the applicability of a virtual datum will be restricted to DOMs of outcrops whose materials were deposited over a locally flat surface and in which the original depositional surface maintains its ability to be represented by a plane. This includes the outcrops showing sedimentary successions that remain undeformed or are homogeneously tilted and excludes those presenting folds and/or faults.

The use of this digital tool provides a high degree of stratigraphic control inside the DOM of suitable outcrops regardless of topographical complexities or limitations, thereby facilitating extremely accurate correlations. The method is especially useful when dealing with large-scale outcrops (of kilometer order) made up of several faces that are unconnected or located on opposite sides of a hill or when correlating through neighboring outcrops that are hundreds of meters apart (i.e., when the inspection of the entire outcrop at the same time is not possible). Under these circumstances, and especially in the absence of clear marker beds, the use of a virtual datum emerges as the most suitable way to build a proper stratigraphic framework taking into account all the available information.

Once a virtual datum is established for an outcrop, it can be placed on top of any particular sandstone body to achieve an immediate identification of all its available exposures even if separated by distances exceeding one kilometer. Thus, this tool allows us to identify the exposures that belong to the same paleochannel or paleochannel belt, considerably simplifying its subsequent 3D geometrical reconstruction and the analysis of its spatial relationships concerning the remaining outcropping elements. Moreover, since the TLS is a remote sensing technology, the outcrop can be studied as a whole, the only limitations being the sensor range and the availability of scanning locations with proper perspectives toward the surfaces to be studied.

A virtual datum can also subdivide the entire outcrop into the desired stratigraphic slices without the need for additional criteria by only moving it vertically to a specific position and verifying its intersection with the DOM. Consequently, a virtual datum is the equivalent of having a marker bed crossing the entire stratigraphic succession in the desired position. Such a degree of stratigraphic control is very helpful to detect vertical variations and trends of properties (e.g., facies proportions, paleochannel size and type, and depositional architecture).

In view of its numerous benefits, especially in large and topographically complex outcrops that lack suitable marker horizons, a virtual datum proves to be useful in building good models of reservoir analogs and in improving our understanding of the factors and mechanisms that influence the evolution of sedimentary systems.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by the Spanish Government through the projects MODELGEC (CGL2010-15294) and SEROS (CGL2014-55903P), along with a Formación de Personal Investigador (FPI) grant. We are indebted to David García for his work during the TLS acquisition campaigns and for his teachings on how to build a DOM. Thanks are due to Eduard Albert, Luis Valero, and Pau Arbués for their assistance in the field and for the valuable geological discussions. The careful reviews made by associate editor Richard R. Jones and two anonymous reviewers are appreciated for contributing to the improvement of the paper.

REFERENCES CITED

- Allen, P.A., Cabrera, L., Colombo, F., and Matter, A., 1983. Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain: *Journal of the Geological Society*, London, v. 140, no. 1, p. 133. doi:10.1144/gsjgs.140.1.0133.
- Álvarez-Sierra, M.A., Daams, F., Lacomba, J.L., López-Martínez, N., van der Meulen, A.J., Sesé, C., and de Visser, J., 1990. Palaeontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the north-central Ebro Basin (Huesca, Spain): *Scripta Geologica*, v. 94, p. 1–77.
- Arenas, C., and Percó, G., 1999. Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): Sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 151, no. 1–3, p. 127–148. doi:10.1016/S0031-0182(99)00025-5.
- Baker, B.R., Gessner, K., Holden, E.J., and Squelch, A.P., 2008. Automatic detection of anisotropic features on rock surfaces: *Geosphere*, v. 4, no. 2, p. 418–428.
- Barnolas, A., and Gil-Péñal, I., 2001. Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepais fragmentada: La Cuenca Surpirenaica: *Boletín Geológico y Minero*, v. 112, no. 3, p. 17–38.
- Barrier, L., Proust, J.L., Nelpas, T., Robin, C., and Guillocheau, F., 2010. Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: A case study from the northeastern Ebro Basin (southeastern Pyrenees, Spain): *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 8, p. 728–749. doi:10.2110/jrs.2010.069.
- Bates, K.T., Rarity, F., Manning, P.L., Hodggets, D., Vila, B., Oms, O., Galobart, A., and Gawthorpe, R.L., 2008. High-resolution LIDAR and photogrammetric survey of the Fumanya dinosaur tracksites (Catalonia): Implications for the conservation and interpretation of geological heritage sites: *Journal of the Geological Society*, London, v. 165, no. 1, p. 115–127. doi:10.1144/0016-76492007-033.
- Buckley, S.J., Howell, J.A., Enge, H.D., and Kurz, T.H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: Data acquisition, processing and accuracy considerations: *Journal of the Geological Society*, London, v. 165, no. 3, p. 625–638. doi:10.1144/0016-76492007-100.
- Buckley, S.J., Enge, H.D., Carlsson, C., and Howell, J.A., 2010. Terrestrial laser scanning for use in virtual outcrop geology: *The Photogrammetric Record*, v. 25, no. 131, p. 225–239. doi:10.1111/j.1477-9730.2010.00585.x.
- Burton, D., Dunlap, D.B., Wood, L.J., and Fleig, P.P., 2011. Lidar intensity as a Remote Sensor of Rock Properties: *Journal of Sedimentary Research*, v. 81, no. 5, p. 339–347. doi:10.2110/jrs.2011.31.
- Cabrera, L., and Sáez, A., 1987. Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: The Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain): *Journal of the Geological Society*, London, v. 144, no. 3, p. 451–461. doi:10.1144/gsjgs.144.3.0451.
- Cabrera, L., Cabrera, M., Gorchs, F., and de las Heras, F.X.C., 2002. Lacustrine basin dynamics and organosulphur compound origin in a carbonate-rich lacustrine system (Late Oligocene Mequinenza Formation, SE Ebro Basin, NE Spain): *Sedimentary Geology*, v. 148, no. 1–2, p. 289–317. doi:10.1016/S0037-0738(01)00223-8.
- Cabrera, L., Arbués, P., Cuevas, J.L., Garcés, M., López-Blanco, M., Marzo, M., and Valero, L., 2011. Integrated analysis of a marine to continental transition in an evolving foreland: Advanced case studies in the eastern Ebro Basin (Eocene-Early Miocene), in Arenas, C., Pomar, L., and Colombo, F., eds., *Geo-Guides, 7: Pre-Meeting Field Trips Guidebook, 28th International Association of Sedimentologists Meeting: Zaragoza, Sociedad Geológica de España*, p. 151–188.
- Carrera, N., Muñoz, J.A., and 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, no. 12, p. 1573–1585. doi:10.1016/j.jsg.2009.08.006.
- Chen, Y., and Medioni, G., 1992. Object modelling by registration of multiple range images: Image and Vision Computing, v. 10, no. 3, p. 145–155. doi:10.1016/0262-8856(92)50066-C.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., and Larrasoana, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): Magne-tochronological constraints. *Basin Research*, v. 22, no. 6, p. 904–917.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C., and Andrés, J.A., 1992. Bio y cronostratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro. *Ensayo de síntesis: Acta Geológica Hispánica*, v. 27, no. 1–2, p. 127–143.
- Cuevas, J.L., Arbués, P., Cabrera, L., and Marzo, M., 2007. Anatomy and architecture of ephemeral, ribbon-like channel-fill deposits of the Caspe Formation (Upper Oligocene to Lower Miocene of the Ebro Basin, Spain), in Nichols, G.J., Williams, E., and Paola, C., eds., *Sedimentary Processes, Environments, and Basins: A Tribute to Peter Friend*. Oxford, Blackwell Publishing Ltd, p. 591–611.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., and Srivastava, R., 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana: *Sedimentology*, v. 38, no. 4, p. 567–590. doi:10.1111/j.1365-3009.1991.tb01009.x.
- Donselaar, M.E., and Schmidt, J.M., 2005. Integration of outcrop and borehole image logs for high-resolution facies interpretation: example from a fluvial fan in the Ebro Basin, Spain: *Sedimentology*, v. 52, no. 5, p. 1021–1042. doi:10.1111/j.1365-3009.2005.00737.x.
- Enge, H.D., Buckley, S.J., Rotevatn, A., and Howell, J.A., 2007. From outcrop to reservoir simulation model: Workflow and procedures: *Geosphere*, v. 3, no. 6, p. 469–490. doi:10.1130/GES00089.1.
- Faubel-Pérez, I., Hodggets, D., and Redfern, J., 2009. A new approach for outcrop characterization and geostatistical analysis of a low-sinuosity fluvial-dominated succession using digital outcrop models: Upper Triassic Oukaimeden Sandstone Formation, central High Atlas, Morocco: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 93, no. 6, p. 795–827. doi:10.1306/0222080908102.
- Faubel-Pérez, I., Hodggets, D., and Redfern, J., 2010. Integration of digital outcrop models (DOMs) and high resolution sedimentology—workflow and implications for geological modelling: Oukaimeden Sandstone Formation, High Atlas (Morocco): *Petroleum Geoscience*, v. 16, no. 2, p. 133–154. doi:10.1144/1354-079309-820.
- Fernandez, O., 2005. Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data: *Journal of Structural Geology*, v. 27, no. 5, p. 855–858. doi:10.1016/j.jsg.2004.12.004.
- Fernandez, O., Muñoz, J.A., Arbués, P., Fallvene, O., and Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain): *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 88, no. 3, p. 1045–1068. doi:10.1306/02260403062.
- Fisher, J.A., and Nichols, G.J., 2013. Interpreting the stratigraphic architecture of fluvial systems in internally drained basins: *Journal of the Geological Society*, London, v. 170, no. 1, p. 57–65. doi:10.1144/jgs2011-134.
- Friend, P.F., Hirst, J.P.P., and Nichols, G.J., 1986. Sandstone-body structure and river process in the Ebro Basin of Aragón, Spain: *Cuadernos de Geología Ibérica*, v. 10, p. 9–30.
- Friend, P.F., Hirst, J.P.P., Hegan, P.J., Jolley, E.J., McElroy, R., Nichols, G.J., and Rodríguez, J., 1989. Pyrenean tectonic control of Oligo-Miocene river systems, Huesca, Aragón, Spain, in Marzo, M., and Puigdefabregas, C., eds., *Fourth International Conference on Fluvial Sedimentology, Excursion guidebook no. 4: Barcelona, Servei Geològic de Catalunya*, p. 142.
- García-Sellés, D., Fallvene, O., Arbués, P., Grañacós, O., Tavani, S., and Muñoz, J.A., 2011. Supervised identification and reconstruction of near-planar geological surfaces from terrestrial laser scanning: *Computers & Geosciences*, v. 37, p. 1584–1594. doi:10.1016/j.cageo.2011.03.007.
- Hajek, E.A., and Heller, P.L., 2012. Flow-depth scaling in alluvial architecture and nonmarine sequence stratigraphy: Example from the Castlegate Sandstone, central Utah, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 82, no. 2, p. 121–130. doi:10.2110/jrs.2012.8.
- Hamer, J.M.M., Sheldon, N.D., and Nichols, G.J., 2007a. Global aridity during the Early Miocene? A terrestrial paleoclimate record from the Ebro Basin, Spain: *The Journal of Geology*, v. 115, p. 601–608. doi:10.1086/519780.
- Hamer, J.M.M., Sheldon, N.D., Nichols, G.J., and Collinson, M.E., 2007b. Late Oligocene-Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 247, no. 3–4, p. 220–235. doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.016.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., and Warwick, G.L., 2010. Large distributive fluvial systems: Characteristics, distribution, and controls on development: *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 2, p. 167–183. doi:10.2110/jrs.2010.016.
- Hirst, J.P.P., 1991. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca Fluvial System, Ebro Basin, Spain, in Miall, A.D., and Tyler, N., eds., *The Three-Dimensional Facies*

- Architecture of Tertiary Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: Tulsa, SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 3, p. 111–121.
- Hirst, J.P.P., and Nichols, G.J., 1986, Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees, in Allen, P.A., and Homewood, P., eds., *Foreland Basins*, Volume 8: Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 247–258.
- Janson, X., Kerans, C., Bellian, J.A., and Fitchen, W., 2007, Three-dimensional geological and synthetic seismic model of Early Permian redepicted basinal carbonate deposits, Victoria Canyon, west Texas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 91, no. 10, p. 1405–1436. doi:10.1306/05210705188.
- Jones, R.R., McCaffrey, K.J.W., Imber, J., Wightman, R., Smith, S.A., Holdsworth, R.E., Clegg, P., De Paola, N., Healy, D., and Wilson, R.W., 2008, Calibration and validation of reservoir models: The importance of high resolution, quantitative outcrop analogues, in Robinson, A., Griffiths, P., Price, S., Hegre, J., and Muggerice, A., eds., *The Future of Geological Modelling in Hydrocarbon Development*: Geological Society, London, Special Publications, v. 309, p. 87–98.
- Jones, R.R., Kokkias, S., and McCaffrey, K.J.W., 2009, Quantitative analysis and visualization of nonplanar fault surfaces using terrestrial laser scanning (LiDAR)—The Arkitsa fault, central Greece, as a case study: *Geosphere*, v. 5, no. 6, p. 465–482.
- Jones, R.R., Pringle, J.K., McCaffrey, K.J.W., Imber, J., Wightman, R., Guo, J., and Long, J.J., 2011, Extending Digital Outcrop Geology into the Subsurface, in Martinsen, O.J., Pulham, A.J., Houghton, P.D.W., and Sullivan, M.D., eds., *Outcrops Revitalized: Tools, Techniques and Applications*: SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 10, p. 31–50.
- Jones, S.J., 2004, Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain: *Terra Nova*, v. 16, no. 3, p. 121–127. doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00539.x.
- Jones, S.J., Frostick, L.E., and Astin, T.R., 2001, Braided stream and flood plain architecture: The Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees: *Sedimentary Geology*, v. 139, no. 3–4, p. 229–260. doi:10.1016/S0037-0738(00)0165-2.
- Jupp, P.E., Spurr, B.D., Nichols, G.J., and Hirst, J.P.P., 1987, Statistical estimation of the apex of a sediment distribution system from paleocurrent data: *Mathematical Geology*, v. 19, no. 4, p. 319–333. doi:10.1007/BF00897842.
- Klise, K.A., Weissmann, G.S., McKenna, S.A., Nichols, E.M., Frechette, J.D., Wawrzyniec, T.F., and Tidwell, V.C., 2009, Exploring solute transport and streamline connectivity using lidar-based outcrop images and geostatistical representations of heterogeneity: *Water Resources Research*, v. 45, no. 5, W05413. doi:10.1029/2008WR007500.
- Kreylos, O., Oskin, M., Cowgill, E., Gold, F., Elliott, A., and Kellogg, L.H., 2013, Point-based computing on scanned terrain with LidarViewer: *Geosphere*, v. 9, no. 3, p. 546–556. doi:10.1306/GES00706.1.
- Labourdet, R., 2011, Stratigraphy and static connectivity of braided fluvial deposits of the lower Escanilla Formation, south central Pyrenees, Spain: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 95, no. 4, p. 585. doi:10.1306/08181005203.
- Labourdet, R., and Jones, R.R., 2007, Characterization of fluvial architectural elements using a three-dimensional outcrop data set: Escanilla braided system, south-central Pyrenees, Spain: *Geosphere*, v. 3, no. 6, p. 422–434. doi:10.1306/GES00087.1.
- Li, W., Bhattacharya, J.P., and Zhu, Y., 2012, Stratigraphic uncertainty in sparse versus rich data sets in a fluvial-deltaic outcrop analog: Ferron Notom delta in the Henry Mountains region, southern Utah: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 96, no. 3, p. 415–438. doi:10.1306/0523110192.
- Licht, D.D., 2004, A resolution measure for terrestrial laser scanners, in Altan, O., ed., 20th International Society for Photogrammetry and Remote Sensing Congress: Istanbul, Turkey, The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing, and Spatial Information Sciences, v. 34, p. 216–221.
- Luzón, A., 2005, Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: tectonic control and paleogeographical evolution: *Sedimentary Geology*, v. 177, no. 1–2, p. 19–39. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.01.013.
- Luzón, A., and González, A., 2003, Los sistemas aluviales oligo-miocenos del margen N de la Cuenca del Ebro: Caracterización sedimentaria y síntesis paleogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 15, no. 3–4, p. 239–255.
- Martinius, A.W., and Nass, A., 2005, Uncertainty analysis of fluvial outcrop data for stochastic reservoir modelling: *Petroleum Geoscience*, v. 11, no. 3, p. 203–214. doi:10.1144/1354-073903-616.
- McCaffrey, K.J.W., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Wilson, R.W., Clegg, P., Imber, J., Holliman, N.S., and Trinks, I., 2005, Unlocking the spatial dimension: Digital technologies and the future of geoscience fieldwork: *Journal of the Geological Society, London*, v. 162, p. 927–938. doi:10.1144/0016-764905-017.
- Miall, A.D., 1988, Facies architecture in clastic sedimentary basins: New perspectives in basin analysis: Springer, p. 67–81.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*: Heidelberg, Springer-Verlag Inc., 582 p.
- Miall, A.D., 2006, Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: A reality check: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 90, no. 7, p. 989–1002. doi:10.1306/02200605065.
- Möhlig, D., Heller, P.L., Paola, C., and Lyons, W.J., 2000, Interpreting avulsion processes from ancient alluvial sequences: Guadalupe-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado): *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, no. 12, p. 1787–1803. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<1787:JAPFAA>2.0.CO;2.
- Nichols, E.M., Weissmann, G.S., Wawrzyniec, T.F., Frechette, J.D., and Klise, K.A., 2011, Processing of outcrop-based LiDAR imagery to characterize heterogeneity for groundwater models, in Martinsen, O.J., Pulham, A.J., Houghton, P.D.W., and Sullivan, M.D., eds., *Outcrops Revitalized: Tools, Techniques, and Applications*: SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 239–247.
- Nichols, G.J., 2004, Sedimentation and base level in an endorheic basin: The early Miocene of the Ebro Basin, Spain: *Boletín Geológico y Minero*, v. 115, no. 3, p. 427–438.
- Nichols, G.J., 2005, Tertiary alluvial fans at the northern margin of the Ebro Basin: A review, in Harvey, A.M., Mather, A.E., and Stokes, M., eds., *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*: Geological Society, London, Special Publications, v. 251, p. 187–206.
- Nichols, G.J., 2007, Fluvial systems in desiccating endorheic basins, in Nichols, G.J., Williams, E., and Paola, C., eds., *Sedimentary Processes, Environments, and Basins: A Tribute to Peter Friend: International Association of Sedimentologists*.
- Nichols, G.J., 2012, Endorheic Basins, in Bushy, C., and Azor, A., eds., *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*: Wiley-Blackwell, p. 821–832.
- Nichols, G.J., and Fisher, J.A., 2007, Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits: *Sedimentary Geology*, v. 195, no. 1–2, p. 75–90. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.07.004.
- Nichols, G.J., and Hirst, J.P.P., 1998, Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, northern Spain: Contrasting processes and products: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, no. 5, p. 879–889. doi:10.2110/jr.68.879.
- North, C.P., and Prosser, D.J., 1993, Characterization of fluvial and aeolian reservoirs: Problems and approaches, in North, C.P., and Prosser, D.J., eds., *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*: Geological Society, London, Special Publications, v. 73, p. 1–6.
- Odin, G.S., Cuenca, G., Canudo, J.I., Cosca, M., and Lago, M., 1997, Bostratigraphy and Geochronology of a Miocene continental volcanoclastic layer from the Ebro Basin, Spain, in Montanari, A., Odin, G.S., and Cocconeri, R., eds., *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*: Amsterdam: Elsevier, p. 297–310.
- Olariu, M.I., Ferguson, J.F., Aiken, C., and Xu, X., 2006, Outcrop fracture characterization using terrestrial laser scanners: Deep-water Jackfork sandstone at Big Rock Quarry, Arkansas: *Geosphere*, v. 4, no. 1, p. 247–259. doi:10.1130/GES000139.1.
- Olariu, M.I., Aiken, C.L.V., Bhattacharya, J.P., and Xu, X., 2011, Interpretation of channelized architecture using three-dimensional photo real models, Pennsylvanian deep-water deposits at Big Rock Quarry, Arkansas: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, no. 6, p. 1157–1170. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.12.007.
- Olariu, M.I., Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., and Martinus, A.W., 2012, Anatomy of a laterally migrating tidal bar in front of a delta system: Edo made Member, Roda Formation, Tremp-Graus Basin, Spain: *Sedimentology*, v. 59, no. 2, p. 386–378. doi:10.1111/j.1365-3031.2011.01253.x.
- Pearce, M.A., Jones, R.R., Smith, S.A., and McCaffrey, K.J.W., 2011, Quantification of fold curvature and fracturing using terrestrial laser scanning: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 95, no. 5, p. 771–794. doi:10.1306/11051010026.
- Pelphs, R.M., and Kerans, C., 2007, Architectural characterization and three-dimensional modeling of a carbonate channel levee complex: Permian San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, no. 11, p. 939–964. doi:10.2110/jvsr.2007088.
- Pranter, M.J., Ellison, A.I., Cole, R.D., and Patterson, P.E., 2007, Analysis and modeling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 91, no. 7, p. 1025–1051. doi:10.1306/02070706102.
- Pranter, M.J., Cole, R.D., Panaitian, H., and Sommer, N.K., 2009, Sandstone-body dimensions in a lower coastal-plain depositional setting: Lower Williams Fork Formation, Coal Canyon,

- Piceance Basin, Colorado: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 93, no. 10, p. 1379–1401, doi:10.1306/06240508173.
- Pringle, J.K., Gardiner, A., and Westerman, R., 2004, Topics: Virtual geological outcrops—Field-work and analysis made less exhaustive? *Geology Today*, v. 20, no. 2, p. 67–71, doi:10.1111/j.1365-2451.2004.00450.x.
- Pringle, J.K., Howell, J.A., Hodgetts, D., Westerman, A.R., and Hodgson, D.M., 2006, Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: A review of the current state-of-the-art: *First Break*, v. 24, p. 33–42, doi:10.3997/1365-23972006005.
- Pringle, J.K., Brunt, R.L., Hodgson, D.M., and Flint, S.S., 2010, Capturing stratigraphic and sedimentological complexity from submarine channel complex outcrops to digital 3D models, Karoo Basin, South Africa: *Petroleum Geoscience*, v. 16, no. 4, p. 307–330, doi:10.1144/1354-075309-028.
- Puigdefàbregas, C., and Souquet, P., 1986, Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees: *Tectonophysics*, v. 129, no. 1–4, p. 173–203, doi:10.1016/0040-1951(86)90251-9.
- Puigdefàbregas, C., Nijman, W., and Muñoz, J.A., 1991, Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences, Barcelona: *Servei Geològic de Catalunya, Guidebook Series of the 4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, 176 p.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., and Vergés, J., 1992, Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees, in McClay, K.R., ed., *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, p. 247–254.
- Pyles, D.R., Jennette, D.C., Tomasso, M., Beaubouef, R.T., and Rossen, C., 2010, Concepts learned from a 3D outcrop of a sinuous slope channel complex: Beacon Channel Complex, Brushy Canyon Formation, West Texas, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 1, p. 67–96, doi:10.2170/jr.2010.008.
- Quirantes, J., 1969, Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros [Ph.D. thesis]: Zaragoza, Universidad de Zaragoza, 105 p.
- Ring, J., 1963, The laser in astronomy: *New Scientist*, v. 18, no. 344, p. 672–673.
- Rittersbacher, A., Howell, J.A., and Buckley, S.J., 2014, Analysis of fluvial architecture in the Blackhawk Formation, Wasatch Plateau, Utah, U.S.A., using large 3D photorealistic models: *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, no. 2, p. 72–87, doi:10.2110/jrs.2014.12.
- Sahoo, H., and Gani, N.D., 2015, Creating three-dimensional channel bodies in LIDAR-integrated outcrop characterization: A new approach for improved stratigraphic analysis: *Geosphere*, v. 11, no. 3, p. 777–785, doi:10.1130/GES01075.1.
- Tomasso, M., Bouroulic, R., and Pyles, D.R., 2010, The use of spectral recomposition in tailored forward seismic modeling of outcrop analogs: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 94, no. 4, p. 457–474, doi:10.1306/08240909051.
- van Lanen, X.M.T., Hodgetts, D., Redfern, J., and Faubel-Pérez, I., 2009, Applications of digital outcrop models: Two fluvial case studies from the Triassic Wolfville Fm., Canada and Oukaimeden Sandstone Fm., Morocco: *Geological Journal*, v. 44, no. 6, p. 742–760, doi:10.1002/gj.1196.
- Ventra, D., Nichols, G.J., and Mountney, N., 2014, Autogenic dynamics of alluvial fans in endorheic basins: Outcrop examples and stratigraphic significance: *Sedimentology*, v. 61, no. 3, p. 767–791, doi:10.1111/sed.12077.
- Venier, K., Merino-Tomé, O., Kenter, J.A.M., and Della Porta, G., 2009, Evolution of a high-relief carbonate platform slope using 3D digital outcrop models: Lower Jurassic Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco: *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, no. 6, p. 416–439, doi:10.2110/jrs.2009.045.
- Vincent, S.J., 2001, The Sis palaeovalley: A record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development: in response to Pyrenean mountain building: *Sedimentology*, v. 48, no. 6, p. 1235–1276, doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00421.x.
- Vincent, S.J., and Elliott, T., 1997, Long-lived transfer-zone paleovalleys in mountain belts: An example from the Tertiary of the Spanish Pyrenees: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, no. 2, p. 303–310.
- Webber, K.J., and van Geuns, L.C., 1990, Framework for constructing clastic reservoir simulation models: *Journal of Petroleum Technology*, v. 42, no. 10, p. 1248–1297, doi:10.2118/19582-PA.
- Willis, B.J., and White, C.D., 2000, Quantitative Outcrop Data for Flow Simulation: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, no. 4, p. 788–802, doi:10.1306/ZDC40938-0E47-11D7-8683001007C18B5D.
- Wilson, C.E., Aydin, A., Karim-Fard, M., Durtolsky, L.J., Sagy, A., Brodsky, E.E., Kreylos, O., and Kellogg, L.H., 2011, From outcrop to flow simulation: Constructing discrete fracture models from a LIDAR survey: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 95, no. 11, p. 1893–1905, doi:10.1306/03241108148.
- Wilson, P., Hodgetts, D., Rarity, F., Gawthorpe, R.L., and Sharp, I.R., 2009, Structural geology and 4D evolution of a half-graben: New digital outcrop modelling techniques applied to the Nukhul half-graben, Suez rift, Egypt: *Journal of Structural Geology*, v. 31, no. 3, p. 328–345, doi:10.1016/j.jsg.2008.11.013.
- Wise, D.U., 1992, Dip domain method applied to the Mesozoic Connecticut Valley Rift Basins: *Tectonics*, v. 11, no. 6, p. 1357–1368, doi:10.1029/92TC01103.
- Woodcock, N.H., 1977, Specification of fabric shapes using an eigenvalue method: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, no. 9, p. 1231–1236, doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1231:SOF5UA>2.0.CO;2.
- Yuste, A., Luzón, A., and Bauluz, B., 2004, Provenance of Oligocene–Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): An XRD, petrographic and SEM study: *Sedimentary Geology*, v. 172, no. 3–4, p. 251–263, doi:10.1016/j.sedgeo.2004.10.001.

Erratum to this article

Unlocking the correlation in fluvial outcrops by using a DOM-derived virtual datum: Method description and field tests in the Huesca fluvial fan, Ebro Basin (Spain)

Rubén Calvo and Emilio Ramos

(v. 11, p. 1507–1529, doi:10.1130/GES01058.1)

On page 1510, right column, paragraph 2, line 7, "(Hamer et al., 2007a)" should be "(Hamer et al., 2007b)";

On page 1513, left column, under **Lidar Data Collection**, paragraph 5, line 1, "Data were acquired from 39 scanning stations, 18 in Montearagón and 21" should be "Data were acquired from 36 scanning stations, 15 in Montearagón and 21"

On page 1513, right column, paragraph 1, line 2, "distributed in 149 individual scans (56 from Montearagón and 93 from Piracés)" should be "distributed in 139 individual scans (46 from Montearagón and 93 from Piracés)"