

MAGNETOESTRATIGRAFÍA
DE LA SERIE EOCENA DEL SINCLINAL DE RIPOLL
Y CORRELACIÓN ENTRE LOS FLANCOS N Y S

Jie Zhang

Mayo de 2015

Dirigido por:

Miguel Garcés Crespo, y Emilio Ramos Guerrero

Resumen

El sinclinal de Ripoll es una estructura de dirección este-oeste y escala kilométrica que permite el afloramiento de la serie eocena que se depositó durante los primeros estadios de la Cuenca del Ebro. Se ha realizado un estudio magnetostratigráfico, para datar con precisión una serie del registro sedimentario del flanco norte del sinclinal de Ripoll.

Para establecer la cronología, se ha efectuado una campaña magnetoestratigráfica durante la cual se han obtenido 47 estaciones de muestreo. Se ha practicado un análisis en el laboratorio de paleomagnetismo, consistente en la determinación de la componente de magnetización característica mediante procesos de desmagnetización progresiva térmica. Para determinar la edad relativa de la magnetización de las muestras se ha practicado un test del pliegue. Se ha establecido una magnetostratigrafía local, se ha correlacionado con la escala de tiempo de polaridad magnética y se ha integrado con los datos litoestratigráficos y bioestratigráficos existentes en la región. Como resultado, se presenta una correlación magnetoestratigráfica entre ambos flancos del sinclinal de Ripoll, y que incluye las secciones de Sant Jaume de Frontanya, Gombren, Bagá y La Pobla de Lillet.

Los resultados obtenidos de las muestras analizadas permiten obtener las siguientes conclusiones:

(1) El sinclinal de Ripoll es un sinclinal asimétrico, que el espesor del flanco sur es mayor que el de norte.

(2) La correlación de la sección de La Pobla de Lillet con la escala de tiempo de polaridad magnética aporta una edad Luteciense para la Secuencia de Bellmunt, correspondiente con el magnetochron C21.

(3) La integración de todos los datos revela un problema de correlación con la secuencia magnetoestratigráfica de Gombrén, probablemente causado por un incorrecto reconocimiento de la secuencia de polaridad magnética en este perfil.

Palabras Claves: Magnetoestratigrafía, El sinclinal de Ripoll, La Pobla de Lillet

INDICE

1	Introducción	1
1.1	Objetivo	1
1.2	Situación geográfica.....	1
1.3	Situación geológica.....	2
2	Metodología	5
2.1	Fundamentos de la magnetostratigrafía	5
2.1.1	Propiedades magnéticas de los sólidos	5
2.1.2	Tiempo de relajación de la magnetización.....	6
2.1.3	Tipos de magnetización natural.....	6
2.2	muestro de campo	7
2.2.1	Sistema de recogida de la muestra	7
2.3	Análisis de laboratorio.....	8
2.3.1	Procesamiento y Medición de las muestras.....	8
2.3.2	Pruebas de campo de estabilidad	10
2.3.3	Determinación de la polaridad magnética.....	10
3	Resultados.....	12
3.1	Descripción de la sección estratigráfica	12
3.2	Muestreo paleomagnetico	13
3.3	Análisis de laboratorio.....	14
3.3.1	Desmagnetización progresiva en laboratorio	14
3.3.2	Dirección de la magnetización característica.....	16
3.3.3	Magnetoestratigrafia Local de La Pobla de Lillet	17
4	Discusión.....	19
4.1	Correlaciones a escala de cuenca. Magnetoestratigráfica y litoestratigráfica	19
4.2	Correlación con la escala de tiempo de polaridad geomagnética.....	22
	Bibliografía	25

1 Introducció

1.1 Objetivo

El sinclinal de Ripoll es una estructura de direcció este-oeste y escala kilométrica que permite el afloramiento de la serie eocena que se depositó durante los primeros estadios de la Cuenca del Ebro. Sus dos flancos permiten el estudio detallado del registro sedimentario. Sin embargo, los rápidos cambios laterales de facies en direcció N-S y la existencia de discontinuidades internas hacen difícil la correlación entre las series aflorantes en ambos flancos del sinclinal.

El objetivo principal de este trabajo es investigar la correlación entre norte y sur del sinclinal Ripoll. Este estudio se base en el análisis magnetoestratigráfico de las sucesiones que afloran en el flanco norte del sinclinal.

1.2 Situación geográfica

El area de estudio se halla enmarcada al Norte de Sant Jaume de Frontanyá (Figura 1.1).



Fig 1.1 Situación geográfica del área de estudio (Fuente:IGC)

1.3 Situació geològica

El sinclinal Ripoll es acerca de 100km de longitud, orientada E-O, asimétrica y estrecha, formada principalmente por rocas del Eoceno^[1]. El sinclinal constituye la estructura de cubierta principal de los Pirineos Orientales^[2,3]. Está limitado al norte por la zona pirenaica axial, el cabalgamiento Vallfogona que representa el cabalgamiento frontal de los Pirineos orientales es su margen sur^[4]. Según las líneas sísmicas pasado por el sinclinal de Ripoll, se observa la inmersión norte y geometría de bajo ángulo de este cabalgamiento en profundidad^[5,6]. Sin embargo, los estratos en el flanco norte del sinclinal forman un ángulo alto colgando geometría rampa pared (Figura 1.2). El flanco norte tiene más de 4000m de Paleoceno a Eoceno Medio sección, mientras existe menos de 1500m del Eoceno Medio rocas en su flanco sur.

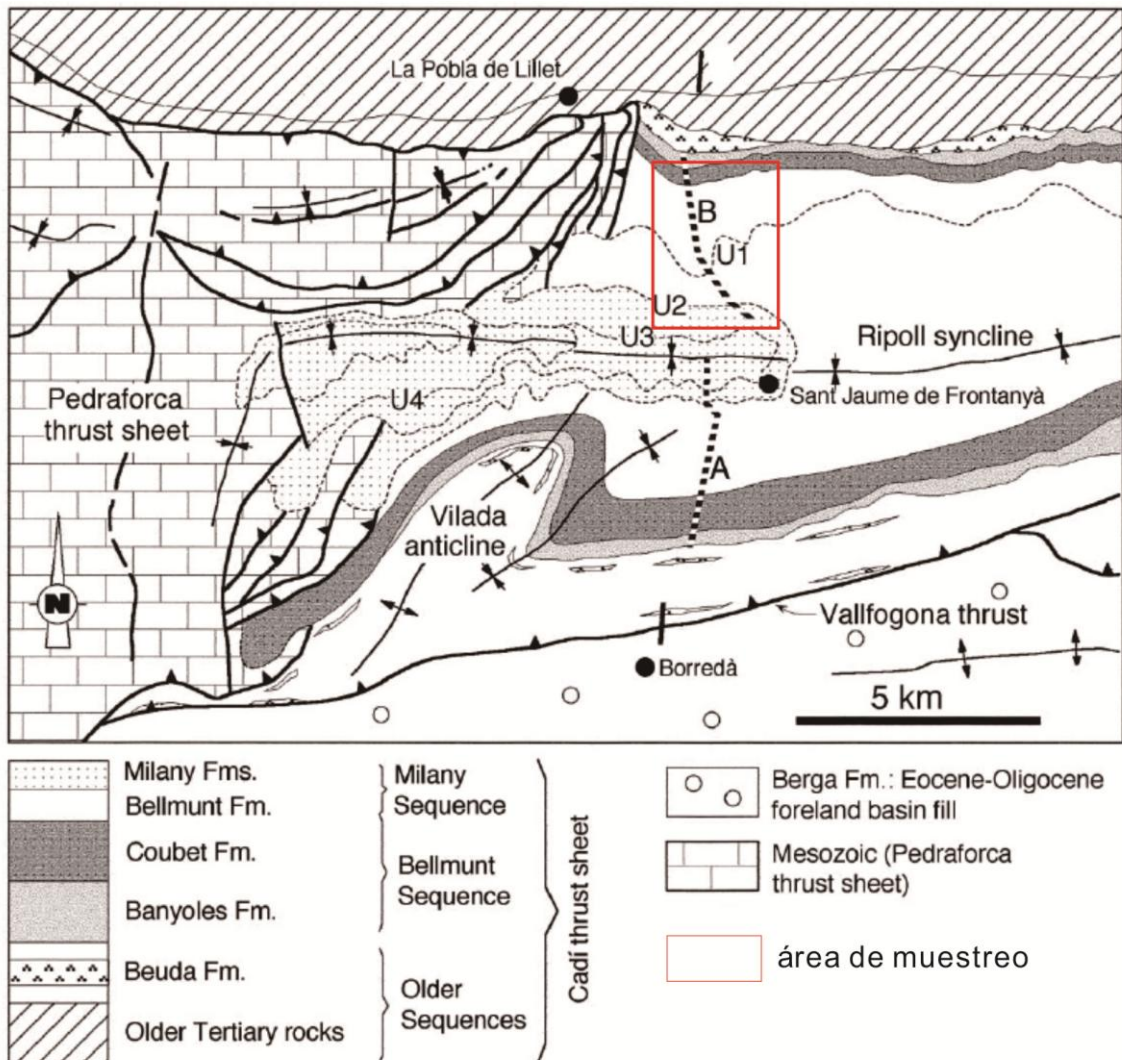


Fig 1.2 Mapa geològic de la zona de estudió^[7,8]. A: Sant Jaume de Frontanyà; B: La Poble de Lillet.

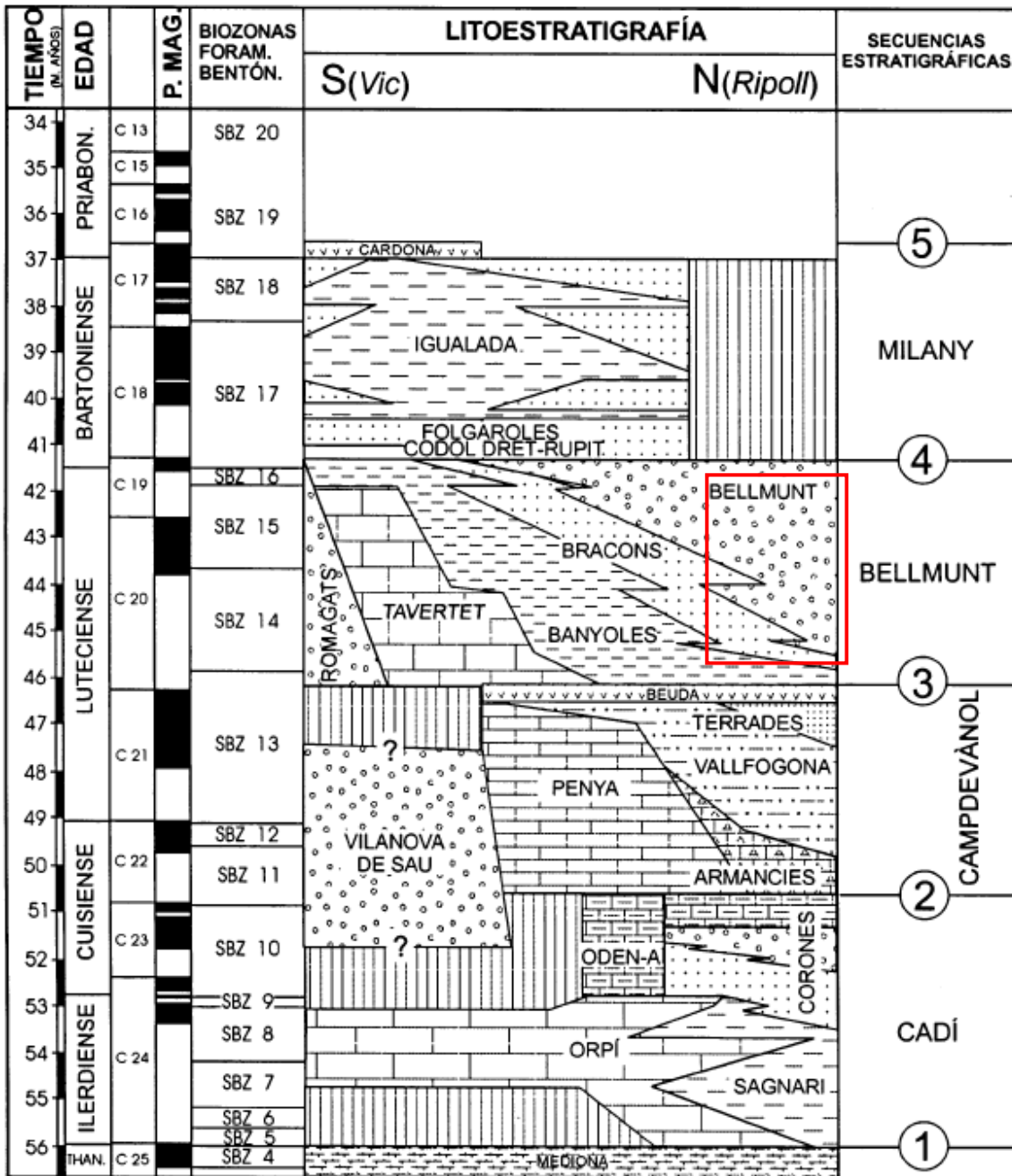


Fig 1.3 Esquema cronoestratigráfico y secuencias estratigráficas de la Cuenca Surpirenaica oriental. Biozonas de macroforaminíferos bentónicos y correlación con Escala de tiempo de Berggren et al^[9]. según Serra-Kiel et al^[10].

La zona que hemos cogido las muestras corresponde a la Bellmunt secuencia (Figura 1.3). Basado en cronoestratigrafía y magnetoestratigrafía, la secuencia de Bellmunt ha sido reportada como Luteciano en edad. Como se enseña por cuadro rojo, que consiste en una secuencia aluvial deltaica y con margas de prodelta, en el margen activo. En el margen pasivo sigue como en las unidades anteriores, siendo formada por facies de transición que pasan lateralmente a plataformas carbonatadas. La progradación

siliciclástica desde el norte genera una importante cuña deltaica, que llega a colmatar casi completamente el área de cuenca observable en los afloramientos actuales. Las facies de frente deltaico de esta progradación (Fm Bracons) muestran abundantes slumps en la base (sinclinorio de Ripoll) mientras que hacia la parte superior de la cuña (anticlinal de Bellmunt) corresponden a facies someras muy bioturbadas. Comprenden las SBZ 14 y SBZ 15.

2 Metodología

2.1 Fundamentos de la magnetostratigrafía

La magnetostratigrafía es una rama de la estratigrafía que se basa en la división del registro estratigráfico en base a la polaridad magnética registrada en las rocas. El magnetismo de la roca es la base de paleomagnetismo y magnetismo ambiental. Las propiedades magnéticas de la roca es un requisito previo para el estudio del magnetostratigrafía. La más extendida y más importante en el sedimento es minerales ferromagnéticos en los que los óxidos de hierro-titanio y los sulfuros de hierro son dominantes.

2.1.1 Propiedades magnéticas de los sólidos

Propiedades magnéticas son un fenómeno común en la naturaleza, que se puede dividir en 3 tipos fundamentales: Diamagnetismo, Paramagnetismo y Ferromagnetismo.

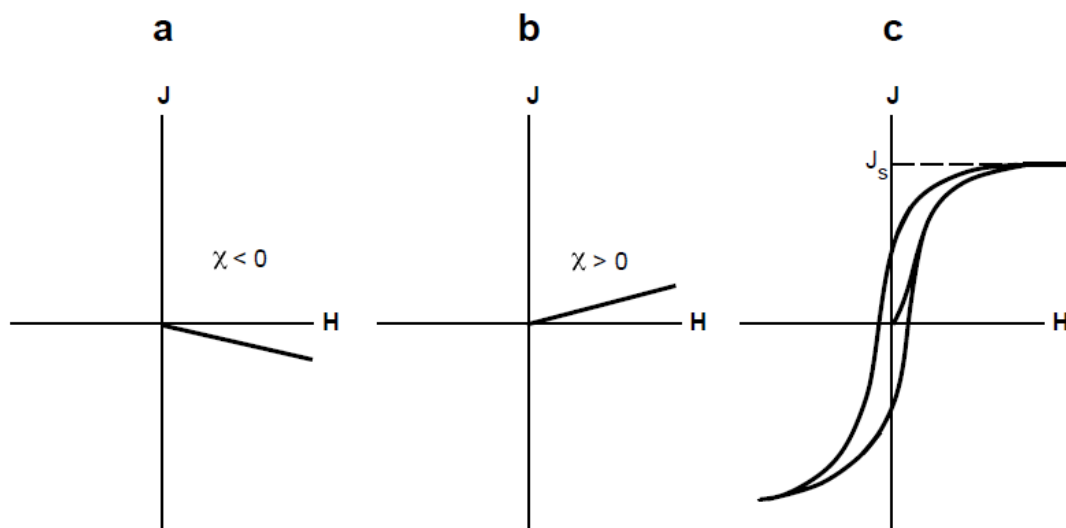


Fig 2.1 :Magnetización y Campo de magnetización for 3 tipos. J: Magnetización; H: Campo de magnetización; χ : Susceptibilidad magnética. (a) una sustancia diamagnética (χ es una constante negativa); (b) una sustancia paramagnética (χ es una constante positiva); (c) una sustancia ferromagnética (χ no es un simple constante)

Diamagnetismo: Esta respuesta diamagnética es una propiedad de toda la materia, pero para las sustancias cuyos átomos poseen momentos magnéticos atómicos, diamagnetismo es inundado por efectos de los campos magnéticos en los momentos magnéticos atómicos. A medida que aumenta el campo magnético aplicado, el material produce una magnetización que tiene la dirección opuesta con el campo magnético aplicado (Figura 2.1a). Por ejemplo: cuarzo, feldespato, calcita, ect.

Paramagnetismo: Bajo un campo magnético aplicado, la generación de una magnetización tiene la dirección con el campo magnético aplicado (Figura 2.1b). Cuando se elimina el campo magnético externo, la magnetización desaparece inmediatamente. El paramagnetismo será más débil si la temperatura es mayor. Tal como fayalite, mica, hornblenda, piroxeno, ect.

Ferromagnetismo: Sólidos ferromagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos, pero a diferencia del caso paramagnético, momentos atómicos adyacentes interaccionan fuertemente. La generación de la magnetización en los sólidos paramagnéticos tiene órdenes de magnitud mayor que para los sólidos paramagnéticos en el mismo campo de magnetización. Cuando llega a la magnetización de saturación, la magnetización ya no aumenta con los aumentos del campo magnético aplicado. Después de la retirada del campo magnético externo, todavía hay algunas reservas (Figura 2.1c). Tal como óxidos de hierro y hidróxidos de sulfuros de hierro, ect.

2.1.2 Tiempo de relajación de la magnetización

El tiempo de relajación es una medida del tiempo invertido por un grano ferromagnético para orientar sus momentos magnéticos con el campo ambiental. Por el estudio de Louis Néel, su expresión viene dada por:

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left(\frac{v h_c j_s}{2KT}\right)$$

donde:

C=factor de frecuencia $\approx 10^8 \text{ s}^{-1}$

v= volumen de grano SD

hc= fuerza coercitiva microscópica de grano SD

js=la saturación de magnetización del material ferromagnético

KT= energía térmica

El tiempo de relajación de las partículas se puede utilizar para poder aislar las diferentes componentes magnéticas presentes en la roca. Normalmente hay tres métodos de desmagnetización progresiva: térmica, mediante campos alternos y química.

2.1.3 Tipos de magnetización natural

Magnetización remanente natural es remanente de magnetización presente en una muestra de roca antes del tratamiento laboratorio. MRN depende del campo geomagnético y procesos geológicos durante la formación de la roca y durante la historia del rock. MRN típicamente se compone de más de un componente.

$$\text{MRN} = \text{MRN primaria} + \text{MRN secundaria}$$

El componente de MRN adquirido durante la formación de roca se llama MRN primaria. El componente secundario de MRN puede adquirirse con posterioridad a la formación de roca.

MRN primaria se puede dividir en tres tipos básicos: magnetización remanente térmica (MRT), magnetización remanente química (MRQ), magnetización remanente detritiva (MRD).

En la MRN secundaria también hay dos tipos: Magnetización remanente viscosa (MRV), Magnetización remanente termoviscosa (MRTV).

2.2 muestro de campo

2.2.1 Sistema de recogida de la muestra

La jerarquía de un esquema de muestreo paleomagnético generalizada se muestra en la Figura 2.2. Una unidad de roca es una secuencia de capas en una secuencia sedimentaria o unidades de enfriamiento en un complejo ígneo, generalmente un miembro de una formación geológica, una formación completa, o incluso una secuencia de formaciones. Es recomendable tomar muestras en varias localidades muy distantes entre sí. Este procedimiento evita la dependencia de los resultados de una sola localidad. Una sola localidad podría haber sido afectada por las complicaciones tectónicas no detectadas o procesos geoquímicos que han alterado los minerales ferromagnéticos, mientras que una región es menos probable que hayan sido afectados sistemáticamente por estas complicaciones.

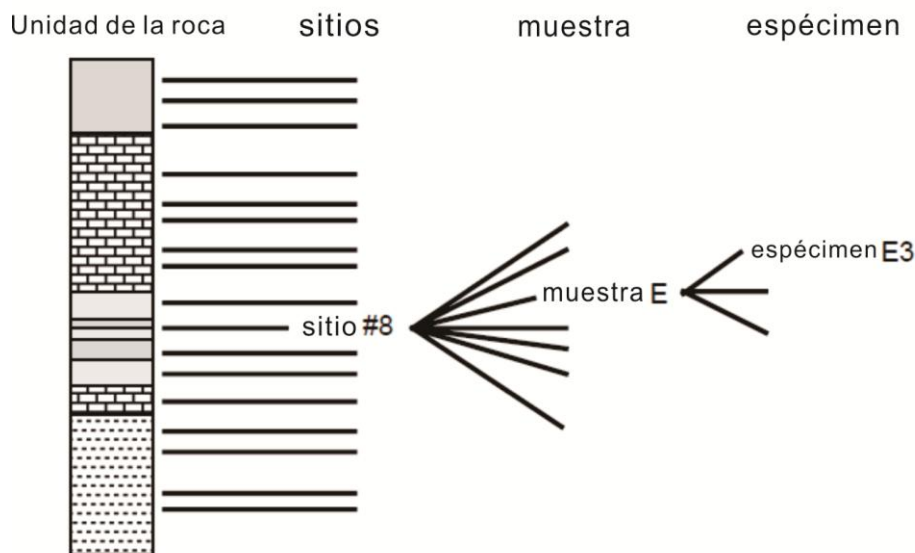


Fig 2.2 :Esquema de muestreo paleomagnético. Sitios se recogen dentro de la unidad de la roca;Muestras se recogen de cada sitios;Especímenes se preparan de las muestras para mediciones de laboratorio

Los especímenes se recogen mediante el uso de un taladro eléctrico con una broca cilíndrica, un generador portátil, una bomba de agua para refrigerar la broca y un pico para legar a la roca fresca (Figura 2.3). Generalmente el diámetro de los núcleos es cerca de 2.5cm. Después de extracción de muestras del afloramiento a una profundidad de 6 a 12 cm, una etapa de orientación se desliza sobre la muestra cuando todavía está unido a la afloramiento en su base. Etapas de orientación tienen un inclinómetro para determinar la inclinación del eje de núcleo y magnético para la determinación del azimut de eje del núcleo. Después de la orientación, el núcleo se rompe desde el afloramiento, marcada para orientación e identificación.

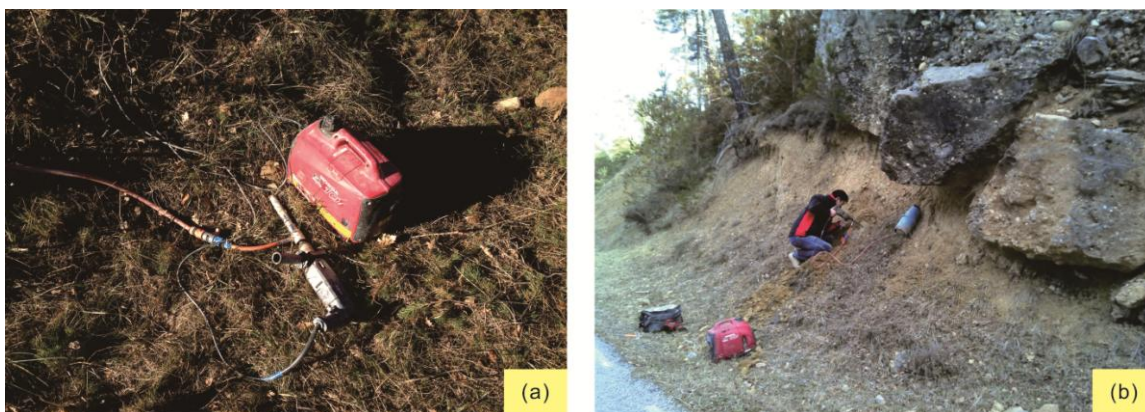


Fig 2.3 Recogida de muestras núcleo. (a) Taladro de gasolina portátil con perforación diamantina Bit; (b) Recogiendo núcleo

2.3 Análisis de laboratorio

2.3.1 Procesamiento y Medición de las muestras

El objetivo del análisis de laboratorio es el de calcular las direcciones obtenidas de la desmagnetización progresiva de las diferentes muestras, así como la medida de la MRN. Esta tarea se hizo en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra, Jaume Almera (UB-CSIC).

El primer paso en el laboratorio es cortar las muestras, generando fragmentos regulares de un tamaño específico (Figura 2.4).



Fig 2.4 Las muestras cortadas. Se hecho en Laboratorio de Paleomagnetismo (CCiT UB-ICTJA CSIC)

Las muestras se someten a procesos de desmagnetización térmica. El procedimiento para la desmagnetización térmica implica el calentamiento de una muestra hasta una temperatura elevada (Temag) por debajo de la temperatura de Curie de los minerales constituyentes ferromagnéticos, a continuación, enfriar a temperatura ambiente en el campo magnético cero. Esto hace que todos los granos con el bloqueo de temperatura (TB) $<$ Temag a adquirir una "magnetización termoremanente" en $H = 0$, borrando así el NRM realizado por estos granos.

Por este proceso se pueden separar las diferentes componentes de la MRN y representar finalmente en los diagramas ortogonales de Zijdeveld.

Después de desmagnetización, el cálculo de direcciones paleomagnéticas se ha llevado a cabo con el programa PALDIR. El programa permite ver los diagramas de Zijdeveld resultantes de la desmagnetización progresiva así como el cálculo de las direcciones para las diferentes componentes en cada muestra, tanto en las coordenadas geográficas como en las coordenadas resultantes de hacer la corrección tectónica.

2.3.2 Pruebas de campo de estabilidad

Existen tres métodos para determinar el origen primario o secundario de la componente característica: prueba de pliegue, prueba del conglomerado y prueba de contacto.

En la figura 2.5 se puede conocer el principio básico de la prueba de pliegue. El tiempo relativo de adquisición de MRN (general CHRM) y plegado se puede evaluar. Si la CHRM fue adquirida antes del plegamiento, direcciones de CHRM de sitios en los flancos opuestos de un pliegue se dispersan cuando se representa en coordenadas geográficas (in situ) pero convergen cuando la corrección estructural está hecha ("restaurar" las capas a la horizontal). Las direcciones CHRM se dice que pasan la prueba del pliegue si aumenta la agrupación tras la aplicación de la corrección estructural. No pasan la prueba del pliegue si las direcciones CHRM incrementan la dispersión tras la corrección tectónica. La prueba del pliegue se puede aplicar a datos contenidos en un único pliegue (Figura 2.5)^[11] o a escala regional a un conjunto de localidades afectadas por deformación más compleja.

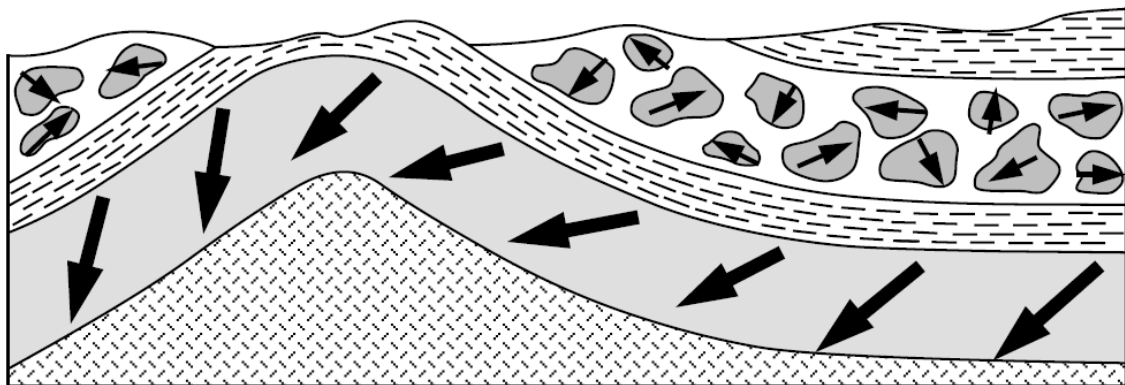


Fig 2.5 Ilustración esquemática de las pruebas de pliegue de la estabilidad paleomagnética (Fuente Cox y Doell, 1960)

2.3.3 Determinación de la polaridad magnética

La campo geomagnético se compone de un campo dipolar dominante y un campo no dipolar de orden superior. Los valores de intensidad, inclinación y declinación magnética varían en función de la posición del observador sobre la superficie del globo. Para muchos propósitos, la comparación de resultados entre diferentes localidades de observación se facilita mediante la determinación de la posición de polo geomagnético virtual (Figura 2.6)^[12], porque la posición del polo magnético es independiente del punto de observación. A partir de ésta, se puede establecer la polaridad del campo en el momento de formación del sedimento, normal si la latitud del polo es positiva (hemisferio Norte), y inversa si la latitud del polo es negativa (hemisferio Sur). La

polaridad magnética nos permite dividir el registro estratigráfico en zonas con una polaridad uniforme, o magnetozonas.

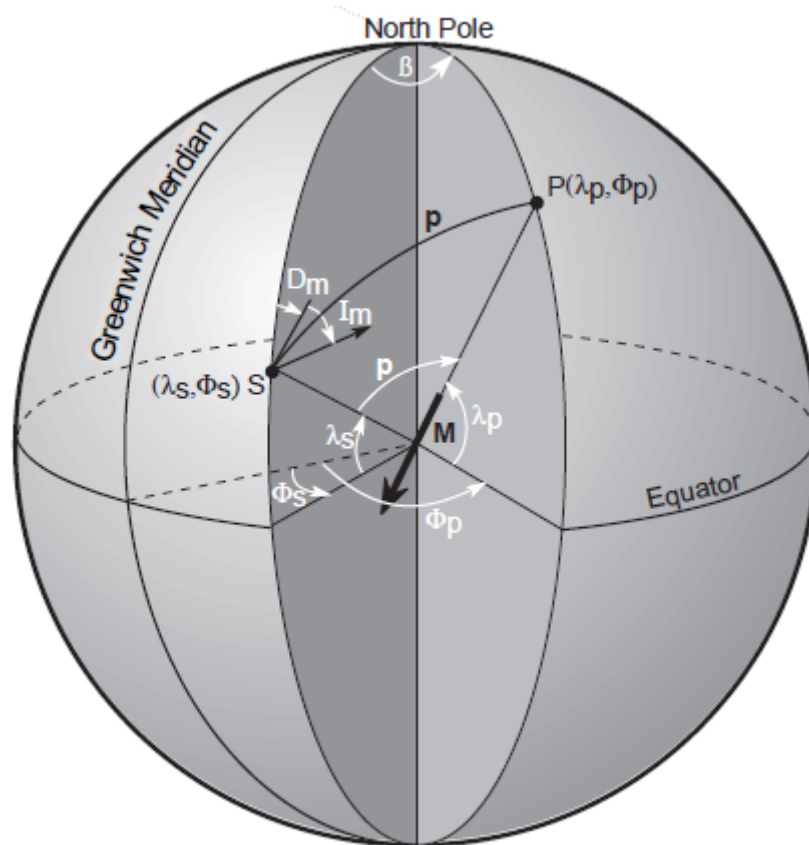


Fig 2.6 Determinación de la situación del polo geomagnético a partir de la dirección del campo en un punto de la superficie terrestre. S: Posición actual con los valores de la declinación magnética (D), inclinación magnética (I). M: dipolo geocéntrico dado por el campo magnético observado. p: colatitud magnética (fuente A.cox, 1970)

3 Resultados

3.1 Descripción de la sección estratigráfica

La sección de La Poble de Lillet aflora a lo largo del norte flanco del sinclinal Ripoll, donde constituye un más de 2500 m de la sucesión de espesor (Fig. 3.1). La sección de La Poble sigue la carretera comarcal de La Poble de Lillet a Sant Jaume de Frontanyà. La sección comienza por encima de la la parte superior de la capa de yeso más superior de la Beuda evaporitas y termina cerca de Sant Jaume de Frontanyà (Fig 3.2).

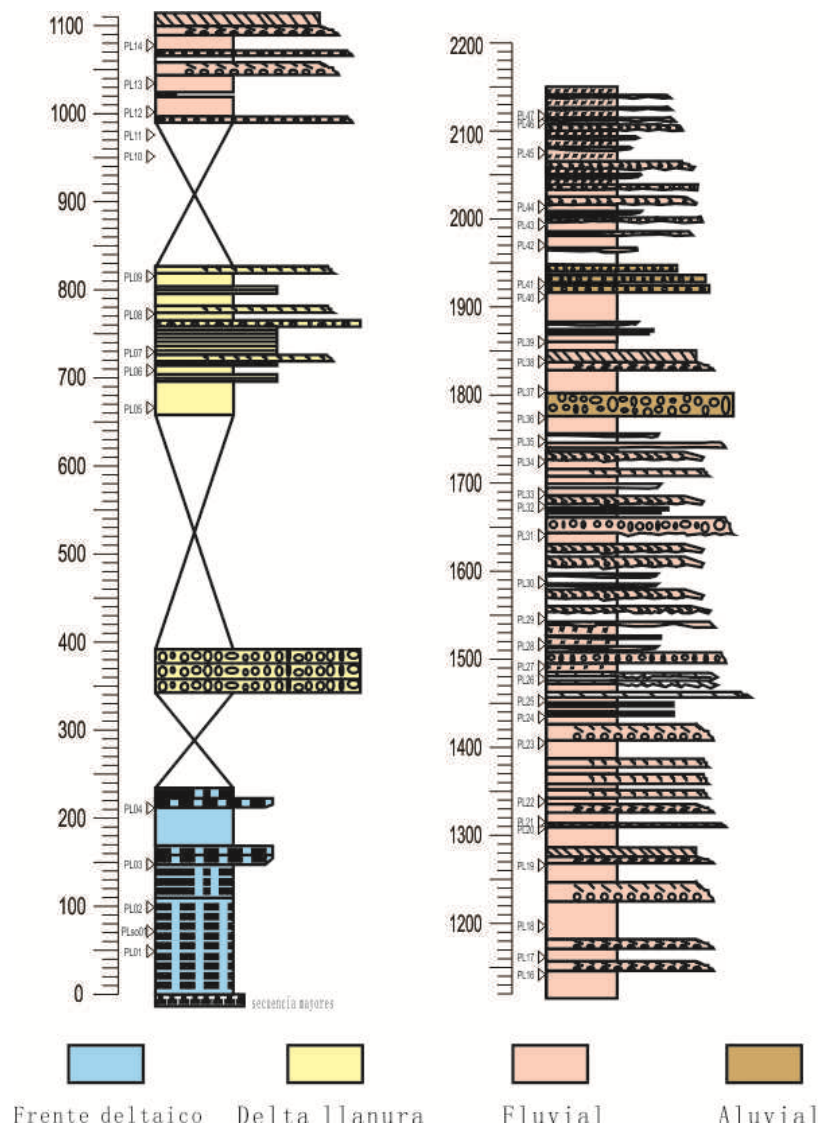


Fig 3.1 Registro sedimentológico resumido de sucesión de La Poble de Lillet (Modifica de Ramon, 2002)

La sección de La Pobla muestra vertical disposición secuencial que van desde la parte frente delta, la llanura deltaica, el trenza de baja sinuosidad y la cama de carga llanura fluvial hasta intercalaciones llanura fluvial dentro de media-ventilador y ventilador de cabeza facies en la parte superior (Figura 3.1).

3.2 Muestreo paleomagnetico

Antes del proceso de perforación es necesario conocer la naturaleza de los estratos a muestrear

Para poder llevar a cabo el análisis magnetoestratigráfico se han recogido 47 especímenes en el flanco norte del sinclinal de Ripoll (Figura 3.2, se enseñan de rojos), incluyendo uno entre espécimen 1 y 2. Debido a la negligencia, el número 15 de espécimen es 16. Por lo tanto, el último número del espécimen es 47.

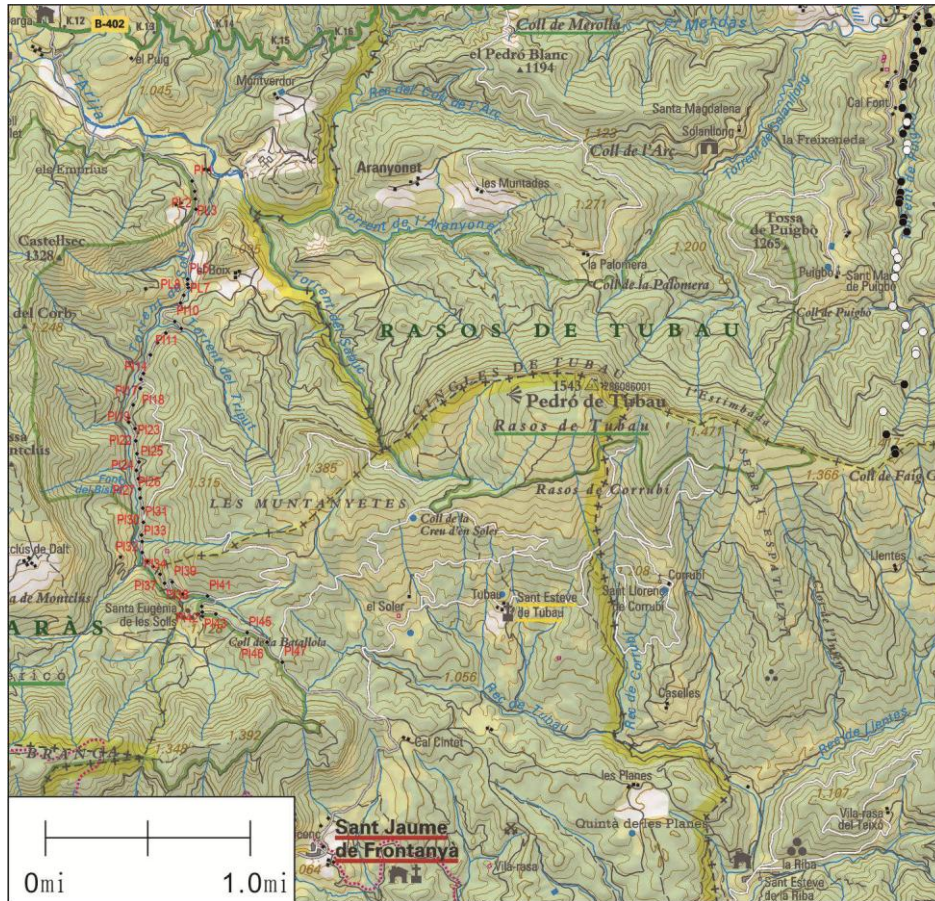


Fig 3.2 Situación de las estaciones de muestreo a lo largo de la sección estudiada. Los puntos rojos son de La Pobla Lillet, los puntos negros y blancos son de Gombren.

3.3 Análisis de laboratorio

3.3.1 Desmagnetización progresiva en laboratorio

La desmagnetización térmica progresiva en el laboratorio de paleomagnetismo (Figura 3.3), se realizó a pasos de temperatura que se distribuyen entre la temperatura ambiente y la temperatura más alta Curie. La progresión que se utilizó es 100°C, 150°C, 200°C, 250°C, 300°C, 350°C, 390°C, 470°C, 500°C y 560°C.

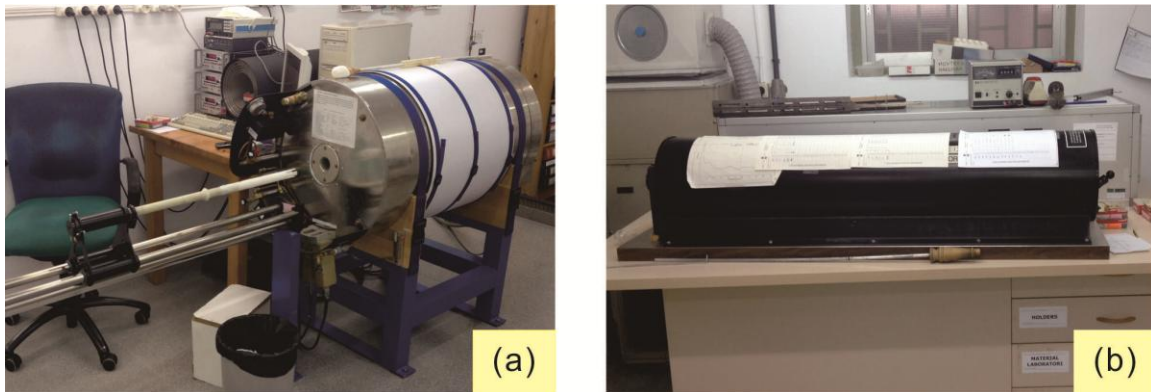


Fig 3.3 Equipamiento de medición magnéticas y desmagnetización. (a) Magnetómetro de rocas superconductor 2G SRM755R. (b) Desmagnetizador térmico TSD-1

La figura 3.4 muestra diferentes diagramas de Zijderveld sin corregir por el buzamiento de las capas. Los ejemplos de los resultados de desmagnetización progresiva de las mayorías de las muestras revelan que la MRN consta de dos componentes. La desmagnetización térmica hasta 250°C~300°C permitió eliminar una componente de baja estabilidad, se puede interpretar como una magnetización secundaria, alineada con el campo magnético presente. Para temperaturas de desmagnetización entre 300°C y 560°C, la trayectoria de desmagnetización describe con frecuencia una tendencia lineal hacia el origen. Consideramos a ésta como la componente característica, que muestra direcciones de magnetización con polaridades tanto normales (declinación hacia el norte e inclinaciones positivas) como inversas (declinación al Sur e inclinación negativa) una vez éstas han sido corregidas por el plegamiento de las capas. En las muestras de lutitas y margas grises, el proceso de desmagnetización se completa a temperaturas más bajas que en muestras de lutitas y areniscas rojas, indicando una dependencia entre la mineralogía magnética y la litología de los sedimentos. Se supone que la magnetización en sedimentos rojos está aportada por hematites, con altas temperaturas de desbloqueo, mientras que en los sedimentos grises la fase magnética dominante puede ser magnetita, con temperaturas de desbloqueo más bajas.

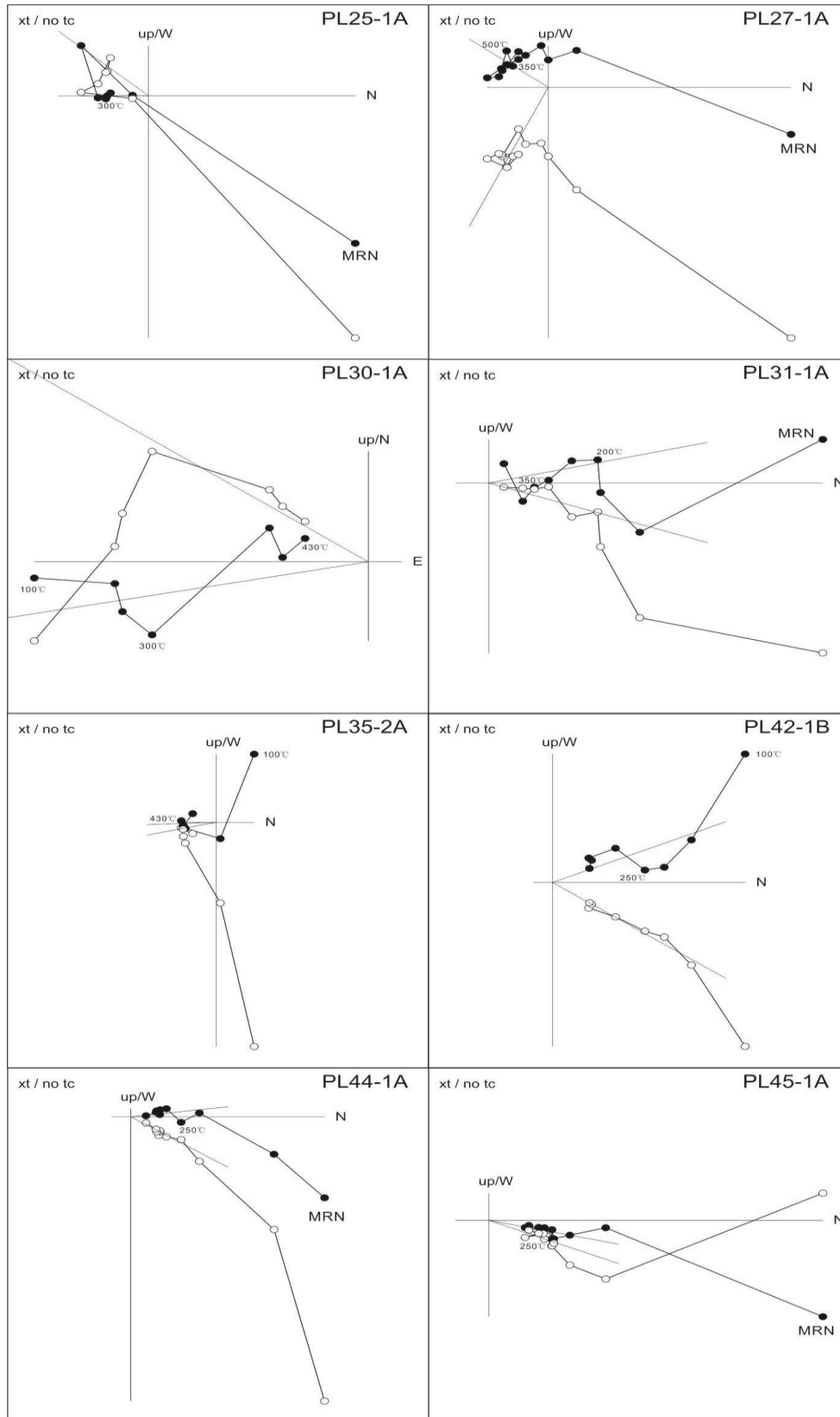


Fig 3.4 Diagramas de desmagnetización térmica progresiva (Zijderveld) de muestras representativas. Proyección en coordenadas geográficas.

3.3.2 Dirección de la magnetización característica

Mediante la estadística de Fisher^[13] se ha calculado el valor medio de las componentes características de polaridad normal e inversa separadamente (Figura 3.5).

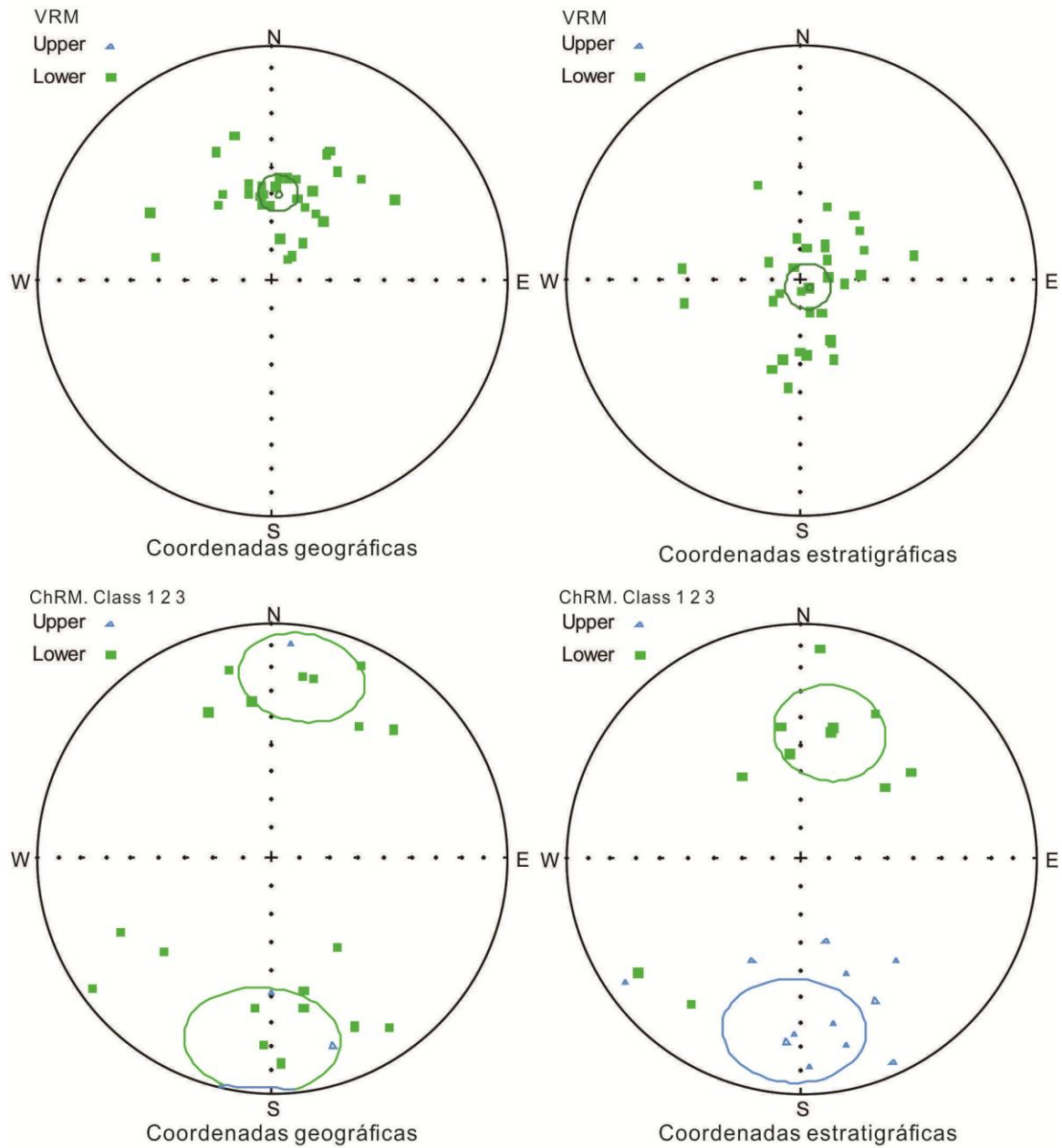


Fig 3.5 Proyección estereográfica de las direcciones características, realizado con el programa de análisis paleomagnético PMGSC.

Las direcciones paleomagnéticas obtenidas por cada muestra se han representado sobre proyección estereográfica y se ha calculado la dirección media (Figura 3.5). A la izquierda se muestran los datos en coordenadas geográficas y a la derecha con la

corrección tectónica. Por el valor de k , se puede dividir en “clase 1”, “clase 2”, y “clase 3”. Para cada estación, las direcciones de la componente magnética característica se han utilizado para calcular la latitud del polo geomagnético virtual (PGV) a partir del modelo de campo dipolar centrado. Permiten combinar la declinación y la inclinación en un solo parámetro que facilita la distinción entre las diferentes polaridades obtenidas. De esta manera, las paleolatitudes negativas se interpretan como estadios de polaridad inversa, mientras que los valores positivos corresponden a polaridad normal.

Una prueba del pliegue [14] basa en la agrupación estadística de direcciones antes de (in situ) y después de las correcciones para restaurar las camas a la horizontal (Tabla 3.1). El sinclinal de Ripoll es una magnetización post-tectónica. Los datos pasan las pruebas de inversión.

Tabla 3.1 Descripción de la componente característica de muestras agrupada por la polaridad

polaridad	clase	N	Coordenadas geográficas				Coordenadas estratigráficas			
			Dec _g	Inc _g	k _g	α95 _g	Dec _g	Inc _g	k _s	α95 _g
ChRM	1-2	8	9.6	22.3	10	18.4	13.2	44	10.4	18
Normal	1-2-3	10	16.9	13.2	6	21.5	20.9	35.6	6.8	20
ChRM	1-2	13	183	20.8	4.4	22.5	182	-25.4	4.8	21.3
Inversa	1-2-3	26	192	18.6	2.9	20.3	192	-19.3	3.1	19.6
ChRM	1-2	21	5.6	-3.1	4.3	17.5	6.1	33.1	5.8	14.5
Total										
	1-2-3	36	11.7	-7.2	2.8	17.9	12.5	25.8	3.0	16.7

3.3.3 Magnetoestratigrafía Local de La Pobla de Lillet

A través de la prueba anterior, ChRM de La Pobla perfil puede ser visto como remanencia característica remanencia original. Se puede dibujar la estratigrafía magnética de La Pobla (Figura 3.6).

De la dirección de cada sitio-media ChRM, se calcula un sitio-media VGP. El conjunto de VGP se utiliza para encontrar la posición de media-polo por las estadísticas fisher, tratando cada VGP como un punto de la esfera unidad. El procedimiento para determinar el polo media la posición es la misma que para la determinación de una dirección media.

El MPS de La Pobla de Lillet contiene 4 magnetozonas. Desde 230m hasta 650m, es una zona desconocida sin las muestras. Está dominada por >1000m de estratos inversamente magnetizado. Desde 230m hasta 650m, no se puede coger las muestras. Por eso representa la polaridad desconocida.

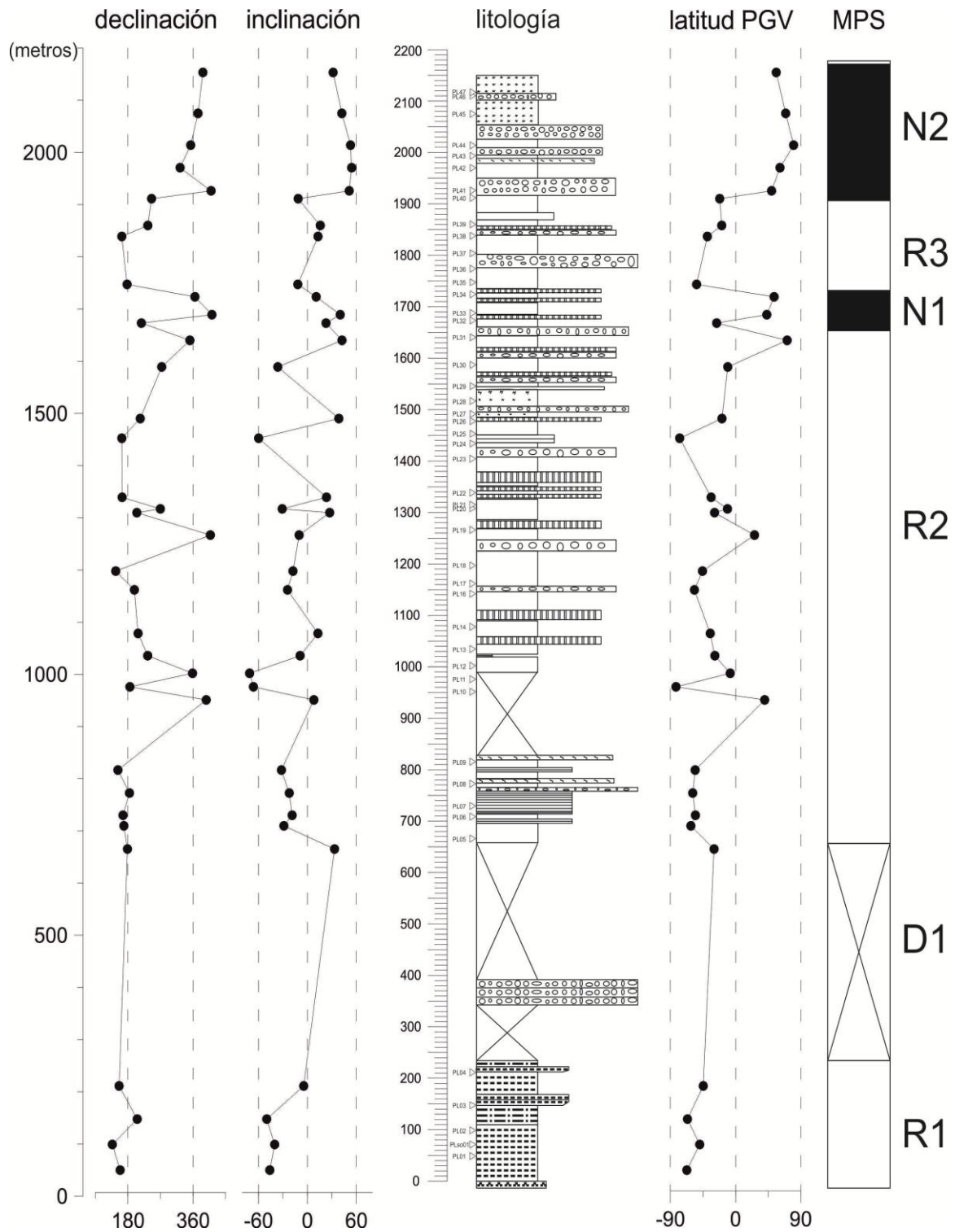


Fig 3.6 La estratigrafía La Pobla de Lillet magnético de polaridad (MPS). En el MPS, barras negras indican polaridad normal, barras blancas indican polaridad revertida, y cada uno de los magnetosomas está numerado secuencialmente. D1 representa la polaridad desconocida.

4 Discusi3n

4.1 Correlaciones a escala de cuenca. Magnetoestratigráfica y litoestratigráfica

El desarrollo de la columna de correlaci3n entre la secci3n de Gombren, la secci3n de Sant de Frontanyá y la secci3n de La Pobla de Lillet permite hacer una mejor estimaci3n en anáalisis de cuenca y investigar la correlaci3n entre norte y sur del sinclinal Ripoll.

A trav3s de la observaci3n del campo y la orientaci3n de GPS, con la dibuja de la misma formaci3n por el software de Global Mapper (Figura 4.1), se puede localizar la posici3n relativa de los tres columnas (Figura 4.2).

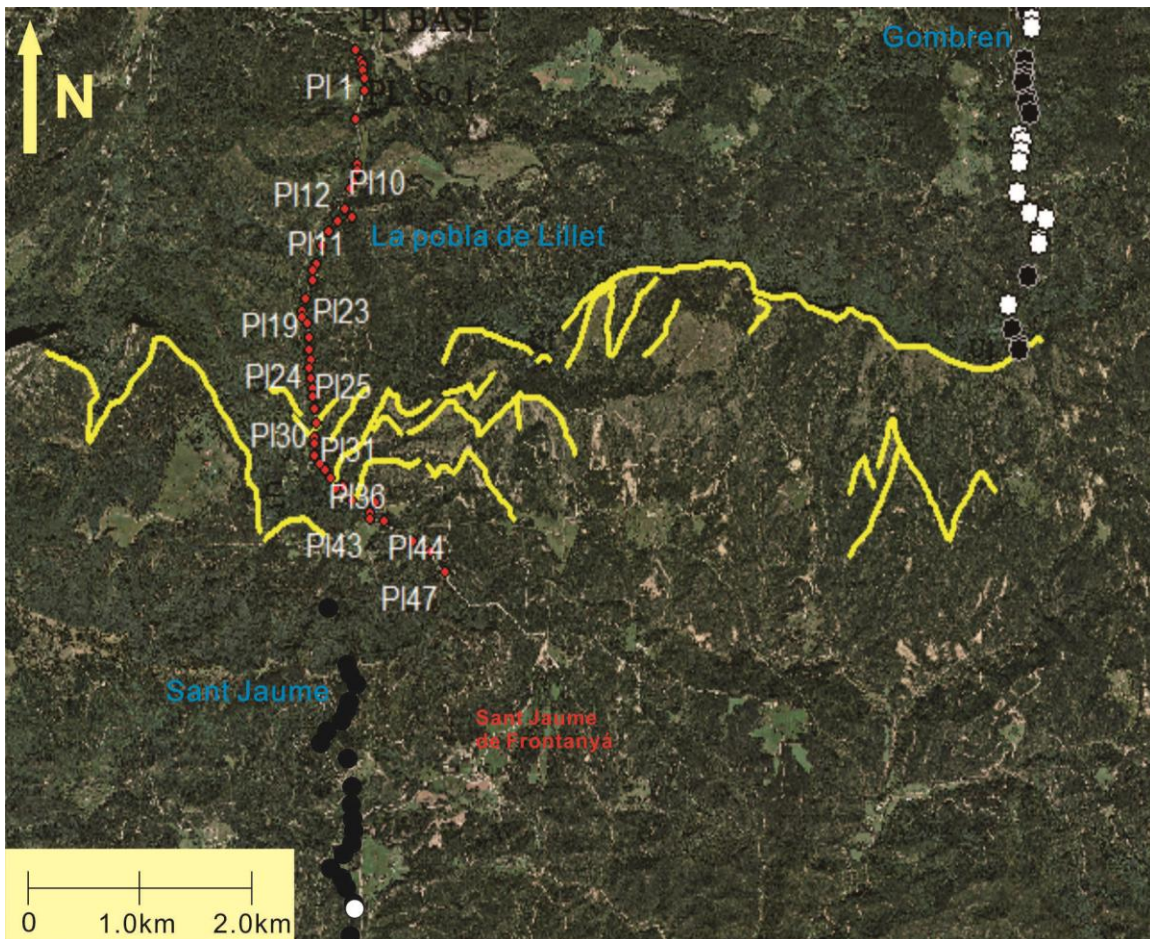


Fig 4.1 La distribuci3n geográfica de los tres secciones. Los puntos del parte superior derecha de la figura representan las muestras magnéticas de la secci3n de Gombren. Los puntos rojos son las muestras en el área de estudio. Los puntos debajos se refieren las muestras magnéticas de Sant Jaume. Los puntos blancos son de la polaridad inversa, los negros son de la polaridad normal. L línea amarilla continua representa la conexi3n de la misma formaci3n.

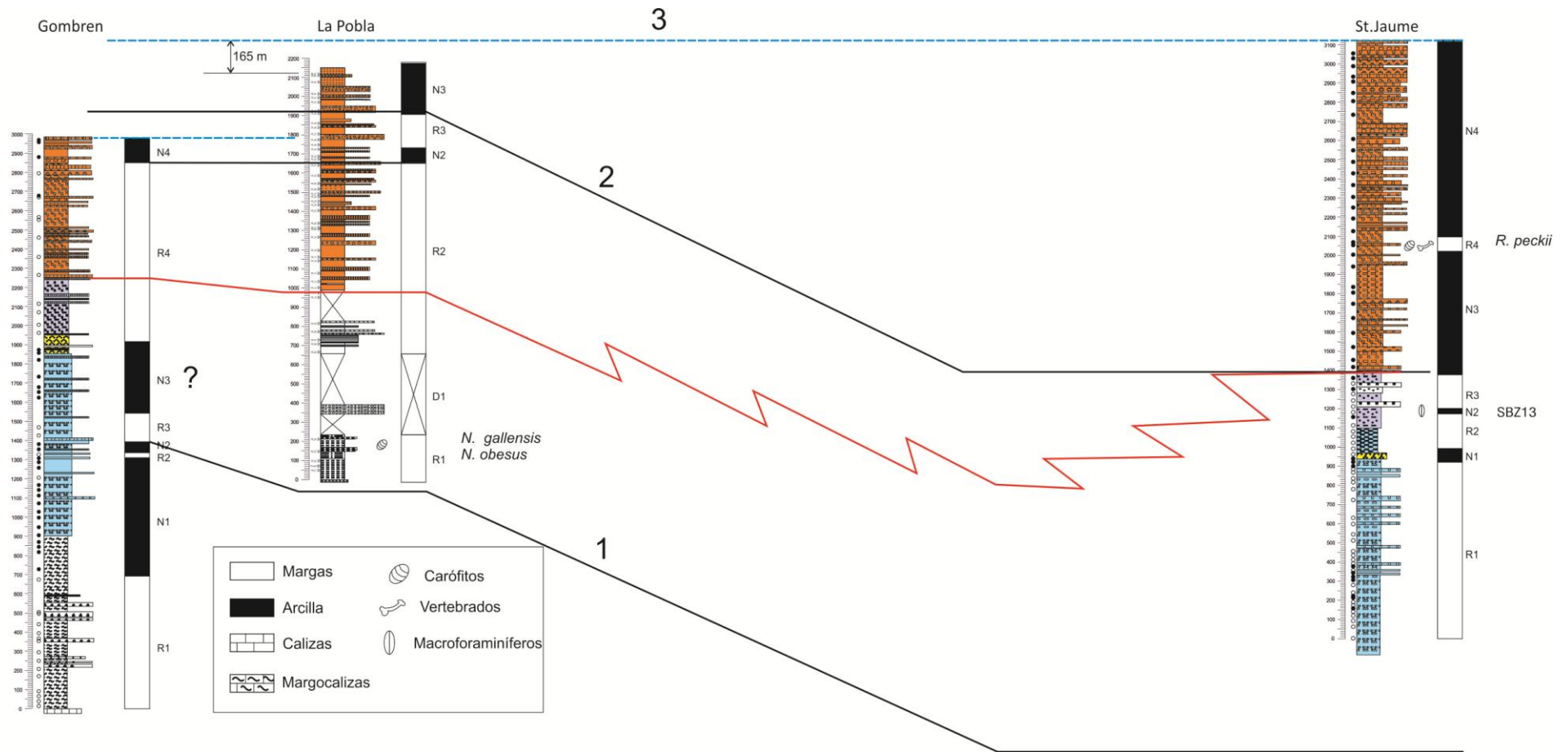


Fig 4.2 La correlación de las magnetozones de la sección de los tres secciones de Gombren, La Poba de Lillet y Sant Jaume de Frontanyá. Números de 1, 2 y 3 son las líneas de tiempo. El color naranja de litología es de fluvial. Las estrellas enseñan fósiles.

La sección de Gombren se encuentra a lo largo de la extremidad norte de la Ripoll Syncline (Figura 4.1). La sección tiene una potencia de 3000m, comprende desde la Fm. Armancies a la Fm. Bellmunt y registra una transición de marina a la deposición terrestre (Figura 4.2). La secuencia Armancies compone de margas de talud, incluye seis niveles de megaturbiditas bioclásticas cerca de su base. Por encima le suceden las turbiditas siliciclásticas de la Formación Campdevàol.

La sección de La Pobla de Lillet muestra una disposición secuencial que va desde la parte de frente deltaico, la llanura deltaica, llanura fluvial trenzada de baja sinuosidad y abanico aluvial en la parte superior.

En 200m de la sección contiene gasterópodos fósiles pertenecientes al género *Mesalia* así como foraminíferos grandes clasificados como *N. gallensis*, *N. obesus* y *Orbitolites complanatus*^[15].

La sección de Sant Jaume de Frontanyà muestra una disposición vertical empezando por ambientes de prodelta y frente deltaico, pasando hacia arriba a llanura fluvial con canales de areniscas y conglomerados de baja sinuosidad. La parte superior está caracterizada por ambientes de abanicos aluviales, algunos arcósicos y con desarrollo importante de palaeosuelos.

En la sección de Sant Jaume de Frontanyà hay dos niveles que se pueden encontrar los fósiles (Figura 4.2). El nivel inferior contiene una abundante fauna de grandes foraminíferos, principalmente *Nummulites* y *Alveolinas*. El nivel superior, correspondiente a un intervalo lacustre intercalado en la sucesión aluvial, contiene una asociación fósil de vertebrados^[16-18] correspondiente al Bartonense Medio.

A partir de las correlaciones establecidas entre los dos flancos del sinclinal de Ripoll, el corte transversal se ha modificado^[1] (Figura 4.3), utilizando datos estructurales y sus características sedimentológicas. De la figura 4.3, se puede ver claramente el espesor de dos flancos del sinclinal. El espesor del flanco sur es mayor que el de norte. La orientación de los estratos es consistente con la dirección regional de plegamiento excepto en la parte inferior de la flanco sur. Se interpreta que el empuje del cabalgamiento del Cadí conduce al levantamiento del flanco norte, y se produce erosión y reducción de la potencia de sedimentos en este flanco respecto al flanco Sur.

Mediante la comparación de las secciones de Sant Jaume, Gombren y La Pobla Lillet, se puede dividir en tres líneas de tiempo para establecer conexiones entre ellos.

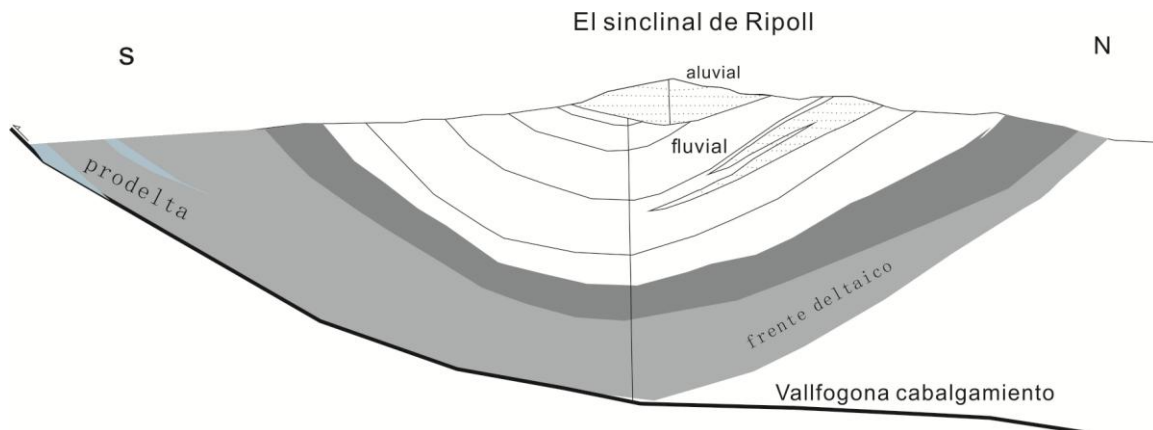


Fig 4.3 Sección N-S cruzado el sinclinal de Ripoll (adaptado de Ramos et al., 2001)

4.2 Correlación con la escala de tiempo de polaridad geomagnética

Antes de determinar la correlación con la escala de tiempo de polaridad geomagnética, es necesario incorporar la información bioestratigráfica ^[19-23] (figura 4.2).

La magnetoestratigrafía obtenida en la sección de Gombren muestra cuatro magnetozonas con polaridad inversa y cuatro magnetozonas con polaridad normal. Al tiempo de hacer la correlación con la escala de tiempo de polaridad geomagnética se aprecia una muy buena alineación entre la línea 1 de y la línea 2 de tiempo (más que 1400m de Gombren) con el C23r. A causa de la relación de caliza del base de Gombren y del techo de Bagá la primera polaridad inversa de Gombren (de 0m a 700m) es de C22r. La magnetozona que se enseña por el signo de interrogación, no encaja con la correlación propuesta y se sugiere su comprobación en trabajos futuros.

En la sección de Bagá (Figura 4.4) hay evidencia de fósiles, ya que la formación Coronas se le atribuye una edad Cuisiá inferior en base a la presencia de la biozona A.oblonga, o SBZ10. Por otro lado se ha obtenido para acotar la base de la sección con la polaridad N1 asociándola a la escala de tiempo a C25. El techo de N2 están alineados con el techo de C24n. Probablemente al bajo de N2, existe unas magnetozonas normales que corresponden con C24n. Porque bioestratigráficamente la formación Sagnari se correlaciona con la biozona de N.exilis-A.leymeriei del Ilerda media 2, o SBZ8 y la biozona asociada al Alveolinas oblonga del Cuisiá inferior o SBZ10, ambos biozones están dentro de la C24n. R6 de la sección de Bagá se correlaciona con R1 de Gombren y con el chron C22r.

La sección de Sant Jaume de Frontanyá se divide en dos partes por las tres líneas de tiempo. Contienen ocho magnetozonas, donde R1, N1, R2, N2, R3 están alineados con N21r. N3, R4 y N4 corresponden a C21n. Esta correlación se soporta por la información bioestratigráfica del nivel marino del metro 1150, de la sección es de capa marina que contiene una abundante fauna de grandes foraminíferos, principalmente Nummulites y Alveolinas, atribuidos a la SBZ-13^[10].

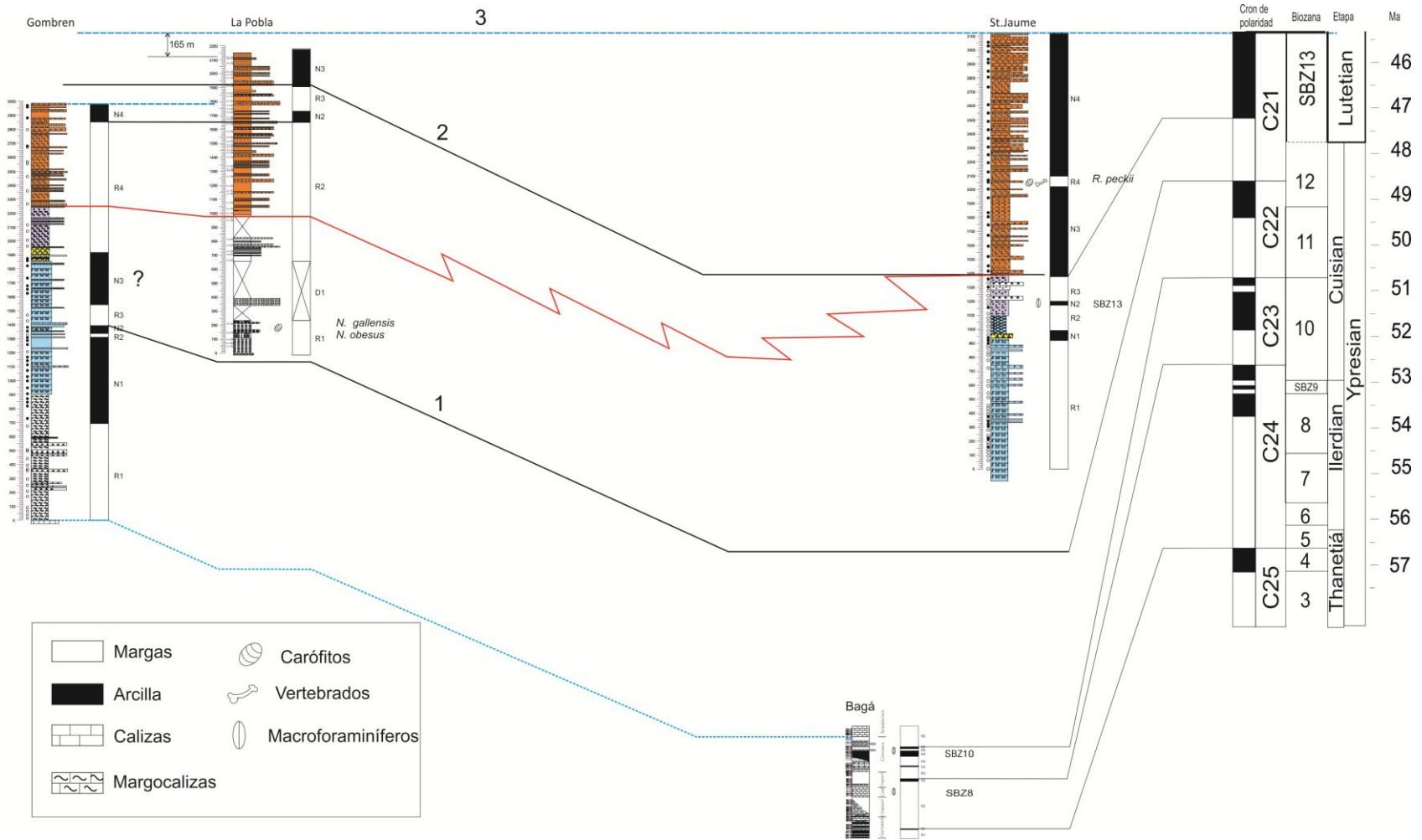


Fig 4.4 La correlación de las magnetozones de la sección de los cuatro secciones de Gombren, Bagà, La Poble de Lillet y Sant Jaume de Frontanyà con la escala de tiempo de polaridad magnética. Números de 1, 2 y 3 son los líneas de tiempo.

En el segundo sitio de fósiles se describe una asociación fósil de vertebrados en las secuencias lacustres y palustres^[21-23], correspondiente a la Bartonian Medio.

La correlación de la MPS de La Pobla de Lillet con el MPTS (Figura 4.3) se basa en la edad de Lutetian de la secuencia de Bellmunt. Como se ha descrito anteriormente, los fósiles en la sección provienen de la parte inferior que es del ambiente prodelta y frente delta. La presencia de *N.gallesi* y *N.obesus* indica una edad del principio de Luteciense. Al tiempo de hacer la correlación con los cronos de la escala de polaridad aprecia una alineación por parte de R1, D1, R2, N1 y R3 con el C21r (48.5Ma~47Ma). N2 se correlaciona con C21n.

Bibliografia

- [1] E. Ramos, P. Busquets, Vergés, J., 2002. Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sedimentary Geology*. 146, 105-131.
- [2] Muñoz, J.A., Martínez, A., Vergés, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 8, 399-405.
- [3] Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Marzo, M., 1986. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Allen, A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. I. A. S. Spec. Publ., vol. 8, pp. 229-246.
- [4] Martínez, A., Vergés, J., Clavell, E., Kennedy, E., 1989. Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the Southeastern Pyrenees: la Garrotxa area. *Geod. Acta* 3, 185-194.
- [5] Martínez, A., Rivero, L., Casas, A., 1997. Integrated gravity and seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the southeastern Pyrenees (NE Spain). *Tectonophysics* 282, 303-329.
- [6] Vergés, J., Marzo, M., Santaella, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A., Giménez-Montsant, J., 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. In: Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P., Fernández, M. (Eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 134, pp. 107-134.
- [7] Mató, E., Saula, E., Martínez, A., Muñoz, J.A., 1994. Mapa Geológico de España. Esc. 1:50,000. Sheet 293, Berga. ITGE, Madrid.
- [8] Vergés, J., Martínez, A., Domingo, F., Muñoz, J.A., Fleta, J., Gisbert, J., 1994. Mapa Geológico de España. Esc. 1:50,000. Sheet 255, La Pobla de Lillet. ITGE, Madrid.
- [9] Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol, *Geochronology, time scale and global correlations: an unified temporal framework for an historical geology*. *SEPM Special Publication*, 54, 129-212.
- [10] Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Straugo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin Societé géologique de France*, 169 (2), 281-299.
- [11] A. Cox and R. R. Doell, Review of Paleomagnetism, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 71, 645-768, 1960.

- [12] A. Cox, Latitude dependence of angular dispersion of the geomagnetic field, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v. 20, 253–192, 1970.
- [13] Fisher, R. A., 1953, Dispersion on a sphere: *Proceedings of the Royal Society of London*, v. A217, p. 295-305.
- [14] McElhinny, M. W., 1964, Statistical significance of the fold test in paleomagnetism: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 8, p. 328-340.
- [15] Busquets, P., 1981. *Estratigrafia y Sedimentologia del Terciari prepirinenc entre els rius Llobregat i Freser-Ter*. PhD thesis, Univ. Barcelona, Spain.
- [16] Busquets, P., Ramos, E., Moya, S., Agustí J., Colombo, F., Checa, L.L., Kohler, M., 1992. La formació de Bellmunt (unidad del Cadí Pirineo oriental): aportaciones bioestratigráficas de los sistemas lacustres y palustres asociados. *Acta Geol. Hisp.* 27, 109-116.
- [17] Moyá-Solá S., Kohler, M., 1993. Middle Bartonian locality with anchomys (adapidae, primates) in the Spanish Pyrenees: preliminary report. *Folia Primatol.* 60, 158-163.
- [18] Checa, L., 1993. Avance descriptivo de un nuevo paleotérido (Mammalia, Perissodactyla) del yacimiento Eoceno de Sant Jaume de Frontanyà 3 (Fm. Bellmunt, Prepireneo Catalán). *Treb. Mus. Geol. Barcelona* 3, 91-116.
- [19] Reguant, S., 1967, El Eocene marino de Vic (Barcelona): *Memoir Instituto Geológico y Minerales de España*, no. 68, 330p.
- [20] Ferrer, J., 1971, El Paleoceno y Eoceno del Borde Suroriental de la Depresión del Ebro: *Memoires Suisses de Paléontologie*, v. 90, 70p.
- [21] Estevez, A., 1973, La vertiente meridional del Pirineo Catalán al N del curso medio del río Fluviá [Ph.D. dissert]: Granada, Spain, University of Granada, 514p.
- [22] Serra-Kiel, J., 1981, Estudi sobre la sistemàtica filogenia, bioestratigrafia i paleobiologia dels Nummulites del grup *N. pernotus*, *N. perforatus*- (conca aquilana, catalana i balear) [Ph.D. dissert]: Barcelona, Spain, University of Barcelona, 543p.
- [23] Orti, F., Busquets, P., and Roseli, L., 1985, Estudi petrològic, sedimentològic i estratigràfic de la conca evaporítica catalana de l'Eocè Mitjà (Luterià), *Memòria de l'Ajut d'investigació* (1983): Barcelona, Spain, University of Barcelona, 34p.