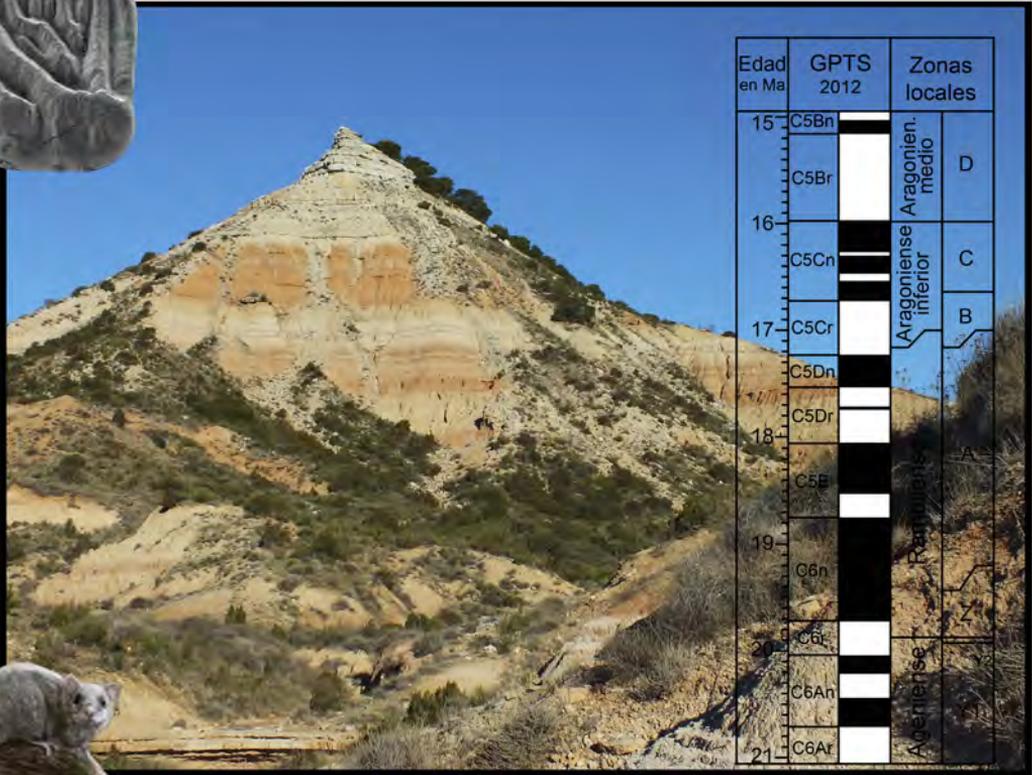


Magnetobiocronología y Paleoecología del Mioceno inferior-medio en las Bardenas Reales de Navarra (cuenca del Ebro)



Oier Suarez-Hernando
2017



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea

TESIS DOCTORAL

La ilustración de la contraportada así como las reconstrucciones de los roedores empleados en esta memoria son creaciones originales de Mauricio Antón.

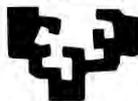
Esta tesis ha sido financiada por una beca del *Programa Predoctoral, de Formación de Personal Investigador no doctor* del Gobierno Vasco (ref. BFI-2012-118).

Magnetobiocronología y Paleoecología
del Mioceno inferior-medio en las
Bardenas Reales de Navarra
(cuenca del Ebro)



Oier Suarez Hernando
2017

eman ta zabal zazu



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea

Magnetobiocronología y Paleoecología del Mioceno inferior-medio en las Bardenas Reales de Navarra (cuenca del Ebro)

Memoria de tesis doctoral presentada por

Oier Suarez Hernando

Bajo la dirección de los Doctores

Xabier Murelaga Bereicua y Juan Cruz Larrasoaña Gorosquieta

eman ta zabal zazu



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea

Describid la forma exacta de esta piedra. Habladme del peso y la presión que la forjaron a partir de arenas y sedimentos. Decidme cómo se refleja en ella la luz. Decidme cómo atrae la tierra su masa, cómo la envuelve el viento cuando se mueve por el aire. Decidme cómo las trazas de hierro dentro de ella sentirán la llamada de una piedra imán. Todas esas cosas y mil cien más configuran el nombre de esta piedra. Esta sola y sencilla piedra.

Maestro Elodin

(Crónicas del Asesino de Reyes II, El temor de un hombre sabio.
Patrick Rothfuss, 2011)

AGRADECIMIENTOS

Lehenik eta behin ama eta aita, tesi hau zuentzako da, zuena da. Bide honen hasieran zuek zaudete, ez dut gogoan nola hasi zen, zergatik hasi zitzaizkidan gustatzen dinosauroak, fosilak, mineralak eta arroak, baina zuek beti egon zarete hor. Hor egon zarete dinosauroen kromoak biltzen hasi nintzenean, hor Gasteizko Zientzia Museoa inurriei begira pasatako orduetan, hor *Jurassic Park* zineman bota zuten lehenengoz eta etxean grabatu genuenean gero ehundaka aldiz ikusteko, hor mendira joan eta esku batean harria eta bestean makila batekin etxera bueltatzen nintzenean, hor Santa Polako fosil eta mineralen azokan igarotako gau bero eta luzeetan. Beti hor, nire poztasun eta amorru aldietan. Eta orain ere hor zaudetelako, gaur egun, naizena banaiz, zuengatik izan delako.

Ahora bien, quiero agradecer a tanta gente tantas cosas que no sé por dónde empezar a enumerarlas y citarlas, así que vayamos por partes.

Quisiera mencionar a mi familia, en especial, a mis amamas, Presen eta Esther, bi amamentzako muxu handi bana, un besote para cada una. A mis tíos, tías, primos y primas, jen cuantas comidas y cenas os habéis interesado por lo que hago! y yo he intentado explicaros, aunque en ocasiones sin demasiado acierto. Espero que con esta frase de Máximo Ruiz de Gaona pueda resumiros, al menos, por qué lo hago: “estudio para no andar ciego, sordo y mudo ante la naturaleza”.

Maialen, musutxo bat zuri, elkarrekin gaudenean aparteko mundu bat eraikitzen dugulako, gure mundua.

Eta noski, ez ditut ahaztuko bide honen hasiera ikusi baina bukaerara iritxi ez direnak, aitxi, tia Loli eta tio Asier. Hor egon ziren haiek ere, biziak alde egin zien arte. Zenbat ordu pasa genituen aitxi eta biok elkarrekin: parkean, Donostiko akuariumean, Santa Barbara plazako merkatuko arrainontzietako otarrainei begira... zenbat abentura indio eta bakeroetara jolasten Santa Clara uhartean, zenbat aldiz ikusi zituen nirekin Jacques Cousteauren marrazoei buruzko dokumentala, eta unibertsitatera heldu nintzenean geologiako zenbat liburu erosi zizkidan. Tio Asier, zenbatetan galdetu zizkidan geologiari buruzko kuriositateak, ze ondo pasatzen nuen hari azaltzen! eta berak, entzun egiten zidan.

AGRADECIMIENTOS

Nire eskerrik beroena Xabi Murelagari, tesi honen zuzendarietako bati. Ez zara zuzendari bakarrik izan, gidari izan zara karrerako lehen mailatik. Zu gabe tesi hau ez litzateke ezer, hein handi batean zure tesiaren bigarren zatia da. Lehenengo mailako udan hasi nintzen zurekin lanean, 2007an, badira hamar urte dagoeneko. Hamar urte hauetan asko erakutsi didazu, ez bakarrik zientziaren inguruan, bizitzaren inguruan ere. Hamar urte hauetan, eskuarekin zenbat argi ordu geratzen diren kalkulatzeko ere erakutsi didazu. Hamar urte hauetan, hamaikatxo tonelada sedimentu mugitu ditugu, dibulgatzen erakutsi didazu, lan egiten erakutsi didazu. Hamar urte hauetan elkarrekin egin dugu bidea, "ikasle batek jefea lanean ikusten badu, ikasleak ere lan egingo du". Askotan bat etorri ez garen harren, beti izan du bietako batek arrazoia, eta beti ez zara zu izan, onartzea kostatzen bazaizu ere. Hamar urte hauetan zuzendari izateaz gain laguna ere izan zara, erreferente eta eredu bat. Asko ikasi dut zuek, azken finean, hamar urte hauetan "bukoi" izaten ikasi dut.

Un sincero agradecimiento a Juan Cruz Larrasoña, codirector de esta tesis. Quiero agradecerle el interés que has demostrado en este trabajo. Gracias por guiarme en este camino, en la redacción y en la discusión, siempre aportando ideas, bomberadas y críticas constructivas. Creo que si alguien ha conseguido sacarle jugo y exprimir estos datos, ha sido gracias a ti, y hemos podido finalmente pulir y brillantar esta cosa bruta.

"Es muy peligroso, Frodo, cruzar la puerta, solía decirme. Vas hacia el Camino, y si no cuidas tus pies no sabes hacia donde te arrastrarán."

Gracias a los dos, Xabi y Juan por dirigirme esta tesis, y por haber sabido guiarme por el buen camino. Aquí, donde termina esta parte de mi viaje, recuerdo lo que una vez leí a Julio Verne: "Qué gran libro se podría escribir con lo que se sabe. ¡Otro mucho mayor se escribiría con lo que no se sabe!".

Aitziber, eskertu nahi dizkizut tesi honi dedikatu dizkizun orduak, korrelazioak egiten, zakuak jasotzen, sedimentua garbitzen, triatzen eta "poligonalari" bueltak ematen. Gogora ekarri nahi ditut elkarrekin pasatako orduak, bizitako kontuak, Aguilaresen sabaiaren kontra zapaldutako eltxoak, nahi gabe zulatu nuen gurpil hura, magnetoko laginak erori zitzaizkizunekoak, 100 zaku sedimentuz bete genituenekoak, kotxeko argiekin lan egiteari izan diogun beldurra, neguan pasatako hotz eta beroa, amildegitik behera erortzeaz salbatu zintudanekoak... amaiera gabeko zerrenda litzateke. Eskertu nahi dizut azken finean, modu batean edo bestean, lagundu didazula ia tesi honen lehen pausuetatik, ez dakit lerro hauek nahikoa diren egin duzun guztia eskertzeko, eta ez dakit itzuli ahalko dizudan. Benetan, mila esker.

“El camino sigue y sigue desde la puerta. El camino ha ido muy lejos, y si es posible he de seguirlo recorriéndolo con pie decidido hasta llegar a un camino más ancho donde se encuentran senderos y cursos. ¿Y de ahí adónde iré? No podría decirlo.”

Aún recuerdo aquella salida de campo de primero de carrera, en la que Xabi llamó a mi puerta, proponiéndome lo que sería el inicio de este viaje inesperado. Un viaje que me llevó a Cenicero (La Rioja) en el año 2007. Una ciudad donde conocí a gente variopinta, algunos autóctonos, otros no. Entre los autóctonos quiero destacar a Salva, del Aula Paleontológica, con el que he pasado inolvidables momentos de campo y entrañables situaciones en bodegas y demás lugares que no mencionaré. Entre los forasteros al Doctor-monitor-director Txema, a Iván, Mariem, Ana, Xabi “Patito”, Juanqui y Maite. Todavía hoy es el día en el que cada vez que visito la “city” tengo la sensación de que cruzo un umbral espacio-temporal y recuerdo a la comunidad ceniceril, recuerdo los primeros pasos en el Mioceno, y estoy contento de haberlos dado con vosotros.

Lizentziaturako ikaskideei, beraiekin hasi bainintzen bide hau jorratzen. Eta Candela eta Eulatz, urte hauetan kiroptero hitza entzun dudana bakoitzean ezin izan diodalako irrifarrari eutsi.

“Eta eroriz ikasten bada oinez, has gaitzen bidea egiten. Ez gaitu inork geldituko. Bidairik luzeena, beti pauso batez hasten da.”

Mis pasos me llevaron después a Zaragoza, el camino transcurría por allí, donde conocí a grandes amigos y compañeros. Gracias María, Elena, Fer, Mikel... y sobre todo, a Víctor, con el que he recorrido parte de este camino, y parte de ese otro camino, esos caminos más inescrutables. Los caminos de la Fuerza, ese campo de energía metafísico y omnipresente creado por las cosas que existen, que impregna el universo y todo lo que hay en él, y lo que mantiene unida a la galaxia, y mantiene unida nuestra amistad.

“Lo sé, ha sido un error, no deberíamos ni haber llegado hasta aquí, pero hemos aquí, igual que en las grandes historias, [...], las que realmente importan, llenas de oscuridad y de constantes peligros, esas de las que no quieres saber el final, porque.. ¿Cómo van a acabar bien? ¿Cómo volverá el mundo a ser lo que era después de tanta maldad como ha sufrido? Pero al final, todo es pasajero como esta sombra. Incluso la oscuridad se acaba para dar paso a un nuevo día. Y cuando el sol brilla, brilla más radiante aún, esas son las historias que llegan al corazón, porque tienen mucho sentido aun cuando eres demasiado pequeño para entenderlas. Pero creo, [...], que ya lo entiendo. Ahora lo entiendo. Los protagonistas de esas historias se rendirían si quisieran pero no lo hacen. Siguen adelante. Porque todos luchan por algo”.

AGRADECIMIENTOS

Lo cual me recuerda al primer compañero de despacho que tuve, Juan. Gracias por ayudarme, especialmente al inicio de esta Gran Travesía, donde compartimos despacho y aventuras, historias y andanzas que aún nos mantienen unidos y forjaron una amistad. Juntos conocimos los cálidos desiertos de Tatooine y las heladas cuevas de Hoth. Juntos hemos combatido contra las hordas de mosquitos en las Guerras por el Mineral.

Quiero agradecer a la Doctora Blanca Martínez y a Amaia Ordiales por el tiempo que han dedicado ayudándome en esta tesis, horas de muestreo y lavado de sedimento, horas de campo en las que me han ayudado a procesar parte del material estudiado.

Al departamento de Estratigrafía y Paleontología, en el que he habitado los últimos cuatro años y pico. En especial quiero nombrar a Baceta, que tantos cafés y charlas hemos compartido y me has ayudado a entender, a veces, a Xabi. A Humberto con el que he tenido el placer de compartir una asignatura y es mi “abuelo científico”. A Alex, Ana, Esti y Juanma, que siempre me habéis ayudado en lo que he necesitado.

A los compañeros doctorandos. Que empezamos organizando Santa Barbara y hemos acabado organizando el EJIP del 2018. Especialmente a Humberto y Oscar, aunque a veces me volváis loco con vuestras charlas metafisológicas, ¡sois la hostia! Graciela y Haizea, que sigáis aguantando nuestras frikadas. Miren eta Martin, egunen batean hartu beharko dugu kaña bat lasai ezta? Registorako paperekin arazorik izan beharrik gabe.

Sister zientifikoari, Naroa, askotan gidatu nauzulako. Esaten dutenez, neba txikiak gutxiago borrokatu behar dute, arreba nagusiek bidea errazten dutelako. Niri askotan argitu didazu bidea, batzuetan ahaztu egin bazait ere “la doctoranda” kentzea, eta “el doctorando” jartzea.

Muchas de las fotos de microscopio electrónico de esta tesis se han tomado gracias a la ayuda de Alejandro Díez, del Servicio de Microscopía Analítica y de Alta Resolución en Biomedicina (Servicios Generales de Investigación, SGIker), al que quiero agradecerle su disposición en todo momento y las facilidades prestadas, además de su disposición a enseñarme los controles básicos para sacar las fotos que he utilizado. Alex, ha sido un placer trabajar contigo.

Quiero mencionar también, porque lo merecéis, a los compañeros de paleomagnetismo, que me habéis tratado de maravilla siempre. A Bet, Mireia, Luis, Elisenda, Ylènia y Miguel de Barcelona. A Ruth y Emilio de Zaragoza.

A los compañeros de la Universitat de valència, Paco y Vicent, moltes gracias. Paco, me has enseñado a ser paciente, y a buscar en el fondo de las cosas, a tirar de un hilo y llegar a una solución, para comprender que no es más que otro hilo del que tirar. *“Cierta que casi siempre se encuentra algo, si se mira, pero no siempre es lo que uno busca”*. Vicent, no sabes lo enriquecedoras que han sido las charlas contigo, siempre he aprendido algo o he sacado ideas hablando contigo.

Mendiko lanean lagundu didazuen lagunei, Aitana, Egoitz, JonPi eta Olaia. Ez dakit nola engainatu zintuztedan, batzuek errepikatu ere egin duzue, eta ziur nago berriz eskatuko banizue zalantza gabe etorriko zinateketela. Kuadrilakoei eta gainontzeko lagunei, zenbatzen hasi eta lau baino gehiago zaretela ohartu naiz. Barkatu bolada honetan gutxitan egon banaiz zuekin, idazteko denbora behar nuen. Eta eskerrik asko hor egoteagatik, zuengatik (Aitziber, Ane, Anita, Haizea, Iker, IonQui, Irati, Itxaso, JonCo, JonU, Josu, LeireLa, LeireLo, Markel, Muhamadu, Natalia eta Oier), gora kopak! *“Ardo zaharra hoherantz doan moduen, lagun zaharrak denboriegaz hohera ein dozue. Horregatik... Zutunik esango deusuet lagunek: gora kopak! Merezki dabenengatik, gugaitik gora kopak!”*. Eta Lorea, duela gutxi ezagutu bazaitut ere, zurekin nagoenean alaitasuna eta lasaitasuna transmititzen dizkidazulako.

“Goazen lagunok, amets betean, Dragoiaren Bola bila batera. Orain badakit nongo zuloan dagoen altxorrik ederrena. Gure mundu hau irla handi bat da eta hortxe ostenduta altxor eder bat. Bihotzean badut nik amets on ederrik eta ez da eguzkirik distiratsuagorik, goazen bihotza betean aurki dezagun, goazen! Tximistaren bidetik Dragoi Bola bila, itsaso eta lurrez, bihotz bete ametsez, eta altxorra geuretzat izango da. Ekin lagun bideari, Son Gokurekin ez da beldurrik, zeru goian nahiz lurrean, hegan eginez laster altxorra dugu”.

Tesiarekin egon naizen bitartean, beste gauzetan pentsarazi didazuenei. Arabako Bertsozale Elkarteko zuzendaritza kideei, Arabako Gai Jartzaile taldeari eta Lautadako Bertso Eskolari. Ez naiz izenak aipatzen hasiko, familia handi honetan baten bat ahaztuko dudanaren beldur. *“Gogoaren indarra da entregatzen ez den arma”*. Txispei, zuekin izan baita, harri bat eskuetan hartu eta begiratu nahi izan ez dudan momentu bakarra. Zalduondoko udal taldeari, zientziaz gain herrigintza egiteko aukera izan dudalako zuekin. Azkeneko lau urteok tesia baino askoz gehiago izan baitira niretzako, eta hori, zuei zor dizuet.

“Bidea zaila bada, gogor zapalduz, jarraitu ahal den artean. Bestela luzea da eta gogor ekin, ekin gogor bideari. Hanka gabeko ibilaldian, hego gabeko hegaldian.”

AGRADECIMIENTOS

A toda la gente, que con cariño, me acogió y conocí en Ecuador. Al personal de la UPSE (Universidad Estatal Península de Santa Elena), que siempre estuvisteis dispuestos a echarme una mano (y a veces me dejasteis apagar el aire acondicionado): Dadsane, Douglas, Karina, Mare, Mery y Omar. A los del Museo Megaterio: Douglas, Rosa y Shirley. A las magníficas personas con las que compartí despacho y viajes: Yony, José María y Nieves. A los incondicionales alumnos del curso: Danny, Mariana y Rolo.

A María, Juan y al pequeño Lucas, que me acogisteis en vuestra casa como a uno más de la familia durante aquel mes de 2015. Gracias por compartir conmigo todas esas historias llenas de dragones y sirenas, gigantes y princesas, y hacer mi estancia mucho más llevadera.

“Hogar es donde cuando a la puerta llegas, dejarte entrar quieren.”

Y ahora que parece que me estoy alargando y llegando al final... pero no por eso lo considero menos importante... no puedo dejar sin nombrar las Bardenas Reales de Navarra, que han sido mi segunda casa durante estos años. Desde el primer día que pisé suelo bardenero sentí algo especial, y cuando llevo semanas sin ir, siento que la echo de menos. La Bardena ha acabado siendo parte de mí, enseñándome cada vez algo nuevo. No solo por el paisaje o la geología, sino por la gente que he ido conociendo allí: Alejandro, Amaia, Andrea, Antonio “Faena”, David, Eugenio, Félix, Iván, Javi, Jesus, Jose Manuel “Kuki”, Lucía, Pedro, Rubén y Sergio. Sin olvidar, por supuesto, a la Comunidad de Bardenas y a la Comunidad de Regantes el Ferial, que han colaborado con nosotros y han apoyado esta tesis activamente.

“El Camino sigue y sigue desde la puerta. El Camino ha ido muy lejos, y que otros lo sigan si pueden. Que ellos emprendan un nuevo viaje, pero yo al fin con pies fatigados me volveré a la taberna iluminada, al encuentro del sueño y el reposo.”

En toda aventura no hay nada mejor que una buena posada donde poder comer bien. Hay sitios donde llegues a la hora que llegues tendrás comida casera, y eso no tiene precio. Por eso, os agradezco a Toño y a la familia del restaurante/cervecería Bardenas de Arguedas, vuestra hospitalidad y buen trato, la próxima vez que os visite iré de vacaciones. En Cascante, os agradezco a Carmelo y a la familia del hostel El Lechuguero, que esta ha sido la tercera tesis (en descendencia directa) a la que habéis dado cobijo.

“Aun detrás del recodo quizá todavía esperen un camino nuevo o una puerta secreta; y aunque a menudo pasé sin detenerme, al fin llegará un día en que iré caminando por esos senderos escondidos que corren al oeste de la Luna, al este del Sol.”

Un sincero agradecimiento a Humberto Astibia, Elisabet Beamund e Ignacio Díaz por aceptar tan ilusionadamente formar parte del tribunal que evaluará esta tesis. Del mismo modo, agradecer a Concha Arenas, Gloria Cuenca, Juan Ignacio Baceta, Miguel Garcés y Salvador Bailón por aceptar ser miembros del tribunal en calidad de suplentes. Así como a Juan Abella y Nicolas Waldmann, que han realizado con valoración positiva el informe internacional para poder defenderla.

Y como no, para ir terminando, a todos aquellos que, con buena intención, alguna vez me habéis hecho esa odiosa pregunta: “¿Qué tal la tesis?”.

“No conozco a la mitad de vosotros la mitad de lo que desearía y eso es menos de lo que la mitad de vosotros merecéis”. Pero os quiero agradecer a todos los que estéis leyendo esto, que hayáis hecho el simple gesto de abrir este volumen. Y os invito a seguir leyendo, como dice el Profesor Lidenbrock *“No te explicaré nada porque es inexplicable; pero verás y comprenderás que la ciencia geológica no ha dicho aún su última palabra”.*

Llegados a este punto, he de reconocer, que mucho antes de empezar a escribir el grueso de esta tesis ya tenía esbozos de lo que serían los agradecimientos. Y aun así, muchos de los que merecen estar aquí es posible que no estén, y muchos de los que están no se lo merezcan tanto. A lo largo de estos años ha ido ampliándose la lista de agradecidos y cambiando los motivos por los que agradecer, porque muchos habéis sido los que me habéis ayudado en distintos ámbitos. Seguramente si esta tesis se hubiese escrito dentro de diez años, o hace dos, los agradecimientos serían distintos. Pero como dice Gandalf, *“no nos toca a nosotros decidir en qué tiempo vivir, sólo nos queda decidir qué hacer con el tiempo que se nos ha dado”.*

*Take my love, take my land,
take me where I cannot stand.
I don't care, I'm still free,
you can't take the sky from me.
Take me out to the black,
tell 'em I ain't comin' back.
Burn the land and boil the sea,
you can't take the sky from me.
Have no place I can be, since I found Serenity,
but you can't take the sky from me.*

(The Ballad of Serenity, Joss Whedon)



RESUMEN

El Mioceno inferior y medio están marcados por un evento climático conocido como Óptimo Climático del Mioceno medio. Pese a que en el registro marino este evento está relativamente bien documentado, los trabajos realizados en depósitos continentales son más escasos, especialmente aquellos que registran el comienzo del óptimo. Esto se debe a la ausencia de dataciones robustas de sedimentos continentales que abarcan la transición desde el Mioceno inferior al medio, de forma que las escalas biocronológicas locales y las inferencias paleoecológicas basadas en la distribución de micromamíferos fósiles no disponen de un marco cronológico robusto.

En este trabajo se clasifican 479 restos fósiles de micromamíferos en 53 taxones, provenientes de 21 yacimientos que abarcan un intervalo bioestratigráfico desde la zona local Y a la D. Además, se presentan los datos de tres nuevos perfiles magnetoestratigráficos, cubriendo de este modo los huecos en donde anteriormente no se habían identificado yacimientos. Integrando estos nuevos datos con los previos, se presenta una sección compuesta magnetobioestratigráfica de casi 700 metros. Esta serie cubre el intervalo temporal desde 20,5 Ma a 15.17 Ma, ensamblando por primera vez, en la Península Ibérica, el Aragoniense medio con el inferior, el Rambliense y el Ageniense. Como resultado de ello, se propone una calibración magnetobiocronológica de dicho intervalo, utilizando Bardenas de base, junto otros yacimientos ibéricos calibrados. Por último, se realiza un estudio paleoecológico que, enmarcado en el modelo de edad robusto, indica un aumento progresivo en las condiciones de humedad y temperatura al comienzo del Óptimo Climático del Mioceno medio. En él se observa que la tendencia al calentamiento comienza en ambientes continentales entre 20-18 Ma, unos 2 Ma antes con respecto a lo que se observa en el registro marino.

Los datos obtenidos en esta tesis corroboran el potencial fosilífero de la Formación Tudela en las Bardenas Reales de Navarra. Asimismo, la calidad y continuidad estratigráfica de las series aflorantes posibilita una datación magnetoestratigráfica robusta. Estas circunstancias, unidas a

las nuevas inferencias paleoclimáticas establecidas a partir de restos de micromamíferos y las que se pueden abordar estudiando otros grupos fósiles, convierten a la Formación Tudela en un referente a nivel internacional para establecer el papel del clima en los ecosistemas terrestres europeos durante el tránsito del Mioceno inferior al medio.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS.....	I
RESUMEN	IX
PARTE I: PRESENTACIÓN	7
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1 Justificación del estudio	9
1.2 Antecedentes	12
1.3 Objetivos	16
2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	17
2.1 Bardenas Reales de Navarra	17
2.2 Situación de las secciones y yacimientos	19
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	29
3.1 Europa durante el Mioceno	29
3.2 Formación de la cuenca del Ebro	34
3.3 Evolución geológica de las Bardenas	37
4. METODOLOGÍA	45
4.1 Metodología en estratigrafía	45
4.1.1 Técnicas de campo	45
4.1.2 Descripción de facies	46
4.1.3 Técnicas de gabinete	46
4.2 Metodología en paleontología	48
4.2.1 Técnicas de campo	48
4.2.2 Técnicas de laboratorio	52
4.2.3 Técnicas de gabinete	53

ÍNDICE

4.2.4 Sistemática e identificación taxonómica	56
4.2.5 Unidades bioestratigráficas y biocronológicas	57
4.3 Metodología en Magnetoestratigrafía	62
4.3.1 Conceptos en Magnetoestratigrafía	62
4.3.2 Técnicas de campo	65
4.3.3 Técnicas de laboratorio	66
4.3.4 Técnicas de gabinete	67
PARTE II: RESULTADOS	71
5. ESTRATIGRAFÍA	73
5.1 Secciones estratigráficas	73
5.1.1 Cabezo Carbonera	73
5.1.2 Cuesta Agujeros	75
5.1.3 Loma Negra	76
5.1.4 Punta del Olmo	80
5.1.5 Punta de Riantón	82
5.1.6 Pico del Fraile	83
5.1.7 Sancho Abarca	85
5.2 Correlaciones litoestratigráficas	85
6. TAFONOMÍA	89
6.1 Formación de los yacimientos fosilíferos	89
6.2 Riqueza de los yacimientos fosilíferos	90
6.3 Estado de conservación de los fósiles	93
6.4 Consideraciones tafonómicas.....	95
7. PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA	99
Orden Rodentia	99
Familia Cricetidae	99
Cricetidae indet.	102
<i>Democricetodon gracilis</i>	103
<i>Democricetodon</i> cf. <i>affinis</i>	116
<i>Democricetodon</i> aff. <i>affinis</i>	120
<i>Democricetodon</i> sp.	121

<i>Eucricetodon</i> cf. <i>gerandianus</i>	122
<i>Eucricetodon</i> <i>aquitanicus</i>	123
<i>Eucricetodon</i> aff. <i>aquitanicus</i>	124
<i>Eucricetodon</i> sp.	125
<i>Eumyarion</i> cf. <i>weinfurteri</i>	126
<i>Eumyarion</i> sp.	128
<i>Megacricetodon</i> cf. <i>primitivus</i>	129
<i>Megacricetodon</i> aff. <i>primitivus</i>	132
<i>Megacricetodon</i> sp.	135
Familia Gliridae	136
<i>Armantomys</i> cf. <i>bijmai</i>	136
<i>Armantomys</i> <i>daamsi</i>	136
<i>Armantomys</i> cf. <i>daamsi</i>	136
<i>Armantomys</i> <i>parsani</i>	138
<i>Armantomys</i> cf. <i>parsani</i>	140
<i>Armantomys</i> <i>jasperi</i>	140
<i>Armantomys</i> cf. <i>jasperi</i>	142
<i>Altomiramys</i> aff. <i>daamsi</i>	143
<i>Altomiramys</i> sp.	145
<i>Glirudinus</i> sp.	146
<i>Microdryomys</i> cf. <i>koenigswaldi</i>	148
<i>Microdryomys</i> cf. <i>remmerti</i>	151
<i>Miodryomys</i> aff. <i>aegercii</i>	153
<i>Peridyromys</i> <i>murinus</i>	156
cf. <i>Peridyromys</i> <i>murinus</i>	157
<i>Peridyromys</i> <i>turbatus</i>	158
cf. <i>Praearmantomys</i> <i>crusafonti</i>	162
<i>Prodryomys</i> cf. <i>brailioni</i>	162
cf. <i>Prodryomys</i> sp.	164
<i>Pseudodryomys</i> cf. <i>ibericus</i>	164
<i>Simplomys</i> aff. <i>aljaphi</i>	166
<i>Simplomys</i> <i>simplicidens</i>	170
<i>Simplomys</i> sp.	173
<i>Vasseuromys</i> <i>cristinae</i>	174
<i>Vasseuromys</i> cf. <i>cristinae</i>	183

ÍNDICE

<i>Vasseuromys</i> aff. <i>cristinae</i>	188
<i>Vasseuromys rambliensis</i>	190
cf. <i>Vasseuromys</i> sp.	196
Familia Eomyidae	197
<i>Eomyidae</i> indet.	197
<i>Ligerimys</i> aff. <i>magnus</i>	202
<i>Pseudotheridomys</i> sp.	205
Familia Sciuridae	207
<i>Heteroxerus</i> cf. <i>paulhiacensis</i>	208
<i>Spermophilinus besana</i>	209
<i>Spermophilinus</i> sp.	213
8. MAGNETOESTRATIGRAFÍA	217
8.1 Sección de Cabezo Carbonera	220
8.2 Sección de Cuesta Agujeros	223
8.3 Sección de Punta del Olmo	226
8.4 Sección compuesta de la Formación Tudela	229
PARTE III: DISCUSIÓN	235
9. BIOESTRATIGRAFÍA	237
9.1 Ageniense (zonas locales X e Y)	238
9.2 Ramblense (zonas locales Z y A)	241
9.3 Aragoniense inferior (zonas locales B y C)	245
9.4 Aragoniense medio (zona local D)	246
10. MAGNETOBIOCRONOLOGÍA	251
10.1 Edad absoluta de los yacimientos de Bardenas	252
10.2 Propuesta de calibración	255
10.2.1 Límite entre las subzonas locales Y1/Y2	255
10.2.2 Límite entre las zonas locales Y2/Z (Agen./Ramb.)	255
10.2.3 Límite entre las zonas locales Z/A	256
10.2.4 Límite entre las zonas locales A/B (Ramb./Arag.)	258
10.2.5 Límite entre las zonas locales B/C	259
10.2.6 Límite entre las zonas locales C/D (Arag. inf./med.)	260

10.3 Implicaciones	260
11. PALEOECOLOGÍA	263
11.1 Los roedores como indicadores paleoambientales	264
11.2 Evolución paleoclimática al comienzo del OCMM	267
PARTE IV: CONCLUSIONES	273
BIBLIOGRAFÍA	279
ANEXOS	311
Anexo I: Relación de publicaciones	313
Anexo II: Relación de abreviaturas	315
Anexo III: Correlaciones magnetolitoestratigráficas	
Anexo IV: USB con material complementario	

PARTE I

PRESENTACIÓN

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

Nos encontramos en un periodo de Cambio Global en el que se presta especial atención al estudio de los ecosistemas pretéritos de la Tierra, con la premisa de que una mejor comprensión de cómo han evolucionado esos ecosistemas puede ayudar a entender mejor los cambios ambientales actuales y los que se esperan en el futuro. Para avanzar en este tema debemos, por un lado, determinar por qué organismos estaban compuestos los ecosistemas en el pasado y que relación tenían con el medio. Por otro lado, debemos ser capaces de enmarcar todos los datos en una escala temporal precisa, con el fin de comprender la evolución ambiental acaecida a lo largo del tiempo. En este capítulo introductorio se presenta el motivo de estudio de la presente tesis, se relatan brevemente los antecedentes del estudio, y se presenta una relación de los objetivos específicos del mismo.

1.1 JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Las Bardenas Reales de Navarra han sido objeto de numerosos estudios paleontológicos y paleoecológicos en las últimas décadas, realizados, en su mayoría por miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea, del Instituto Geológico y Minero de España, del Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Universitat de Barcelona y del Departamento de Botánica y Geología de la Universitat de València. Esto se debe, sobre todo, a los magníficos afloramientos que se presentan en esta área, donde la cobertura vegetal es escasa y la fuerte tasa de erosión mantiene las rocas a la vista, dando lugar al característico paisaje de la zona. De este modo se encuentran series largas y continuas de sedimentos continentales del Mioceno inferior y medio, con apenas discontinuidades sedimentarias ni deformación tectónica, lo que facilita la correlación y posibilita la realización de dataciones magnetoestratigráficas precisas. Se conserva

un registro continuo en los 650 metros de espesor aproximado que conforman la Formación Tudela, que cubre un periodo de unos 5 millones de años entre hace 20.5 y 15.5 Ma (Larrasoaña *et al.* 2006). En ésta sucesión está registrado el tránsito entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio que, desde el punto de vista paleoclimático, se caracteriza por el inicio de un evento de relevancia a escala mundial, el Óptimo Climático del Mioceno medio (OCMM). Este Óptimo Climático, que se registra en medios marinos entre 17 y 15 Ma (Zachos *et al.*, 2001) se caracteriza por un aumento relativamente rápido de temperatura y humedad, siendo el último máximo cálido antes del progresivo enfriamiento del neógeno (Daams *et al.* 1997; Zachos *et al.* 2001 y 2008; Böhme, 2003). El registro continuo del OCMM en medios continentales es muy escaso a nivel Europeo, y se restringe sobre todo a la Molasa Alpina (Böhme, 2003; Utescher, 2009) y a las cuencas cenozoicas de la Península Ibérica (Daams, *et al.* 1988; Daams *et al.* 1997; Larrasoaña *et al.* 2006; Böhme *et al.* 2011; van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes *et al.* 2016). En cualquier caso, la ausencia de cronologías robustas para muchos de los yacimientos situados en estas cuencas, ha dificultado la obtención de datos paleoecológicos con los que determinar el impacto del OCMM en medios continentales europeos, especialmente en su comienzo.

El grupo fósil más utilizado para estudios bioestratigráficos y paleoecológicos en medios continentales es el de los micromamíferos. Estos son organismos muy vulnerables a los cambios del entorno, y tienen una elevada tasa de especiación y diversificación (Daams, *et al.* 1988; Daams *et al.* 1997; Murelaga, 2000; Sesé, 2006). Los estudios bioestratigráficos y paleoecológicos deben estar enmarcados en un contexto cronológico preciso, lo cual, no ha existido hasta la fecha para el intervalo de tiempo que se cubre en esta tesis (21-15 Ma). Ejemplo de ello es la propuesta de calibración de van Dam *et al.* (2006) para el Mioceno, donde su parte inferior aparece sin calibrar mediante métodos magnetoestratigráficos debido a que la tectónica imposibilita el estudio de una serie continua en la cuenca de Calatayud-Teruel (fig. 1.1). Pese a que en los últimos años se han identificado en la cuenca del Ebro yacimientos de este intervalo, la escasez de yacimientos en series calibradas con magnetoestratigrafía (Larrasoaña *et al.* 2006; Agustí *et al.* 2011 y Pérez-Rivarés, 2016) o la falta de datos magnetoestratigráficos en los nuevos yacimientos (Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a, 2012d y 2013) hacen que el periodo comprendido entre el Ageniense y el Aragoniense medio no se haya podido calibrar con el mismo grado de

detalle y precisión que existe a partir del Aragoniense medio. Esto se traduce en que los estudios sobre el OCMM en medios continentales europeos no puedan abordar ni el comienzo ni la progresión del óptimo cálido (p. ej.: Daams et al. 1997; Daams *et al.* 1988; Böhme *et al.* 2011).

En esta tesis se solventa la escasez de datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos conjuntos en la cuenca del Ebro mediante el estudio de nuevos yacimientos paleontológicos, situados especialmente en zonas claves para delimitar mejor los límites entre zonas bioestratigráficas locales, y de perfiles magnetoestratigráficos en aquellos intervalos que son esenciales para calibrar los límites entre dichas biozonas. A partir de estos datos, combinados con otros de las cuencas del Ebro y Calatayud-Teruel, se propone una calibración de la cronología ibérica para el intervalo entre 20,5 y 15 Ma. Por otro lado, en esta tesis se presentan los primeros datos paleoecológicos, basados en micromamíferos y con una base cronológica robusta, de la Península Ibérica, lo cual permite hacer inferencias inéditas sobre el comienzo y la progresión del OCMM en el sur de Europa.

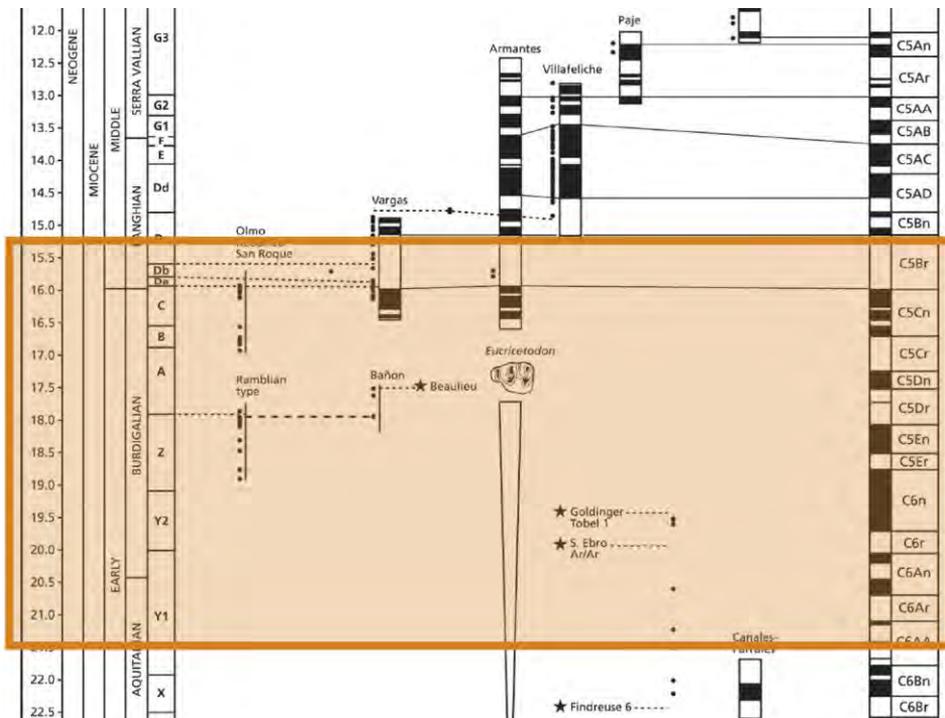


Figura 1.1. Fragmento tomado de la propuesta de calibración de van Dam *et al.* (2006) para el Mioceno. En el recuadro se resalta el tramo sin datos paleomagnéticos de la cuenca de Calatayud-Teruel, que se cubre en la presente tesis en la cuenca del Ebro.

1.2 ANTECEDENTES

La cuenca cenozoica del Ebro ha sido objeto de abundantes investigaciones tanto paleontológicas como estratigráficas, que en lo referente al tema propio de esta tesis se pueden agrupar en cuatro etapas características.

En la primera fase se integran los primeros hallazgos, en su mayoría casuales, de faunas neógenas en la cuenca del Ebro. Así, en 1850 Ezquerro del Bayo describió los primeros restos de vertebrados fósiles en las cercanías de Tudela (Navarra), que fueron atribuidos a una tortuga del género *Trionyx*. El primer resto de mamífero, asignado a un cráneo de rinoceronte, fue descubierto diez años después por Aranzazu (1860) en las cercanías de Briviesca (Burgos). Más cerca de las Bardenas Reales de Navarra, Crusafont *et al.* (1966) describen los yacimientos Tudela I y Tudela II. En las proximidades de Bardenas, y dada la gran cantidad de fósiles que se han extraído de él, cabe destacar el yacimiento de las Yeseras de Monteagudo descubierto por el padre Lacarra en 1919 y estudiado posteriormente por Ruiz de Gaona *et al.* (1946).

En la siguiente fase, en las décadas de los 80 y 90, se desarrollan estudios sistemáticos y bioestratigráficos más precisos. De este modo, se realiza una revisión del material de Monteagudo (Astibia *et al.* 1987), y se describe la fauna de Tarazona de Aragón (Astibia, 1985 y 1987). Destacan también los yacimientos de El Buste y La Ciesma estudiados por Azanza (1986). En la Rioja se descubren los yacimientos de Autol (Cuenca, 1985) y Fuenmayor (Martínez-Salanova, 1987). Como colofón a esta fase, Cuenca *et al.* 1992b hacen una recopilación y puesta al día de los yacimientos de mamíferos neógenos de toda la cuenca de Ebro.

En esta fase se empiezan a desarrollar los primeros trabajos magnetoestratigráficos sobre el Mioceno de la cuenca, especialmente en su sector oriental (Barberà *et al.*, 1994; Gomis *et al.*, 1997). En lo que a las dataciones radiométricas se refiere, sólo se dispone de una datación absoluta mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizada para un nivel de cenizas volcánicas de Tardienta, en la Sierra de Alcubierre, que arroja una edad de $19,6 \pm 0,4$ Ma según Odin *et al.* (1997), o $19,7 \pm 0,3$ Ma según van Dam *et al.* (2006). La relevancia de este dato radica en que el nivel de cenizas se encuentra muy próximo al yacimiento de Tardienta (Canudo *et al.* 1994), que marca el límite entre el Ageniense y el Ramblense (zonas Y-Z, definidas por Daams y Freudenthal, 1981).

La tercera fase se centra en los estudios paleontológicos enmarcados en las Bardenas Reales de Navarra entre 1994 y 2004, si bien es cierto que las primeras prospecciones se realizaron en el año 1984, cuando Eliseo Martínez comunicó al Dr. Humberto Astibia la presencia de fósiles de vertebrados en las Bardenas Reales de Navarra. Tras los primeros años de prospección, fue en 1994 cuando el Dr. Astibia comenzó a dirigir la tesis doctoral a Xabier Murelaga, dando lugar a numerosas publicaciones (Astibia *et al.* 1995; Murelaga 2000; Pereda-Suberbiola *et al.* 2001; Murelaga *et al.* 1999, 2002 y 2004a entre otras). Es importante mencionar, en esta fase, la descripción de dos nuevas especies de quelonios por Murelaga *et al.* (1999): *Chelydropsis apellanizi* y *Ptychogaster (Temnoclemmys) bardenensis*. También se realizan, de forma preliminar, trabajos sobre ostrácodos en Barranco Tudela (Murelaga *et al.* 1997 y Rodríguez Lázaro *et al.* 1998).

En lo que a mamíferos respecta, Murelaga (2000) cita 16 localidades que se incluyen en la parte baja de la Formación Tudela, todas ellas de las zonas Z y A del Ramblense (Mioceno inferior). El yacimiento de Cabezo de la Junta se incluye dentro de la zona Z debido a la escasez del eomíido *Ligerimys*, la presencia del cricétido *Eucricetodon infalactorensis* y la asociación de los esciúridos *Heteroxerus paulhiacensis* y *Heteroxerus rubricati*. El resto de los yacimientos estudiados por Murelaga (2000) se incluyen en la zona A del Ramblense, dada la ausencia de cricétidos propia del "*Cricetid vacuum*" y a la mayor abundancia de *Ligerimys*: Rincón del Bu, Barranco de Tudela 1, 2, 3 y 5, Mediavilla, Barranco de la Tranquila, Cabezo Vaquero, La Nasa 1, 2, 3 4, 5 y 6, y Barranco del Fraile 1 y 2.

La cuarta y última fase comienza en 2004 y transcurre hasta la actualidad, con la presente memoria y las publicaciones que se están preparando. En estos últimos años ha cambiado el enfoque y la forma de estudiar y prospectar los yacimientos, ya que tras Larrasoaña *et al.* (2006) el objetivo ha sido realizar un escala magnetobiocronológica precisa, para la cual se han ido buscando yacimientos para rellenar los huecos bioestratigráficos que han quedado pendientes tras los trabajos previos. De este modo, Murelaga *et al.* (2004b) describen un nuevo yacimiento en la zona A de la Formación Tudela: Cabezo Marijuán 1. Larrasoaña *et al.* (2006) citan 1 yacimiento más, Pico del Fraile 1, que lo ubican en la zona A. De forma paralela, se describieron dos nuevas especies del glírido *Vasseuromys*, en Pico del Fraile 1 *Vasseuromys ramblensis* y en Pico del Fraile 2 *Vasseuromys cristinae* (Ruiz-Sánchez

et al. 2012b y c). Posteriormente, y ya como parte de la presente tesis, Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a, 2012d y 2013) describen 9 nuevos niveles fosilíferos: Cabezo Hermoso 1, Cabezo Carboneras 1 y Cuesta Agujeros 1 y 2 en la zona Y del Ageniense, Cuesta Agujeros 3 y 3b en la zona Z del Ramblense, Cuesta Agujeros 4 en la zona A del Ramblense y Pico del Fraile 2 y Sancho Abarca 5 en la zona D del Aragoniense. Como predecesor a esta tesis, también se realizó un Trabajo Fin de Master (Suarez-Hernando, 2012) en el que se citan 5 nuevas localidades de la zona D (Loma Negra y Punta de la Negra 2, 3, 4 y 5) que han sido estudiadas con más detalle y se presentan en esta memoria, además de cinco yacimientos totalmente inéditos.

Utilizando como base el cada vez mayor control estratigráfico que se tiene en las Bardenas, en los últimos años también se llevan realizando numerosos estudios paleoecológicos basados en fósiles de invertebrados. Se ha realizado también un estudio preliminar de carofitas de la Formación Tudela (González-Pardos, 2012). Posteriormente, se han estudiado los ostrácodos de la sección de Loma Negra por Martínez-García *et al.* (2014).

Independientemente del enfoque magnetobioestratigráfico que se les ha dado en los últimos años a los estudios de la Formación Tudela y Bardenas Reales de Navarra, no hay que olvidar los hallazgos casuales, pero de gran importancia, que se han realizado gracias a nuevos aficionados. Así, Julio Salillas notificó al Dr. Xabier Murelaga (UPV/EHU) el descubrimiento de un bloque calizo cuyo estudio determinó lo que se considera como el resto de nido flotante más antiguo que se conoce en el registro fósil (Grellet-Tinner *et al.* 2012). Igualmente, Alberto Guallar avisó a Alejandro Urmeneta (Comunidad de Bardenas Reales de Navarra) de la presencia de unas huellas de ave fosilizadas en unas losas de arenisca cercanas a Aguilares (Díaz-Martínez *et al.* 2016). Actualmente, y en colaboración con el Dr. I. Díaz-Martínez, se están estudiando huellas de mamífero fosilizadas en los barrancos próximos a Fustiñana, gracias a que Manolo Arriazu informara nuevamente al Dr. X. Murelaga de su hallazgo.

Por último cabe señalar la importancia de las dataciones absolutas para circunscribir los yacimientos paleontológicos en un marco cronológico preciso. Recientemente, destaca la tesis de Pérez-Rivarés (2016), donde realiza el estudio magnetoestratigráfico de una serie de 930 m de potencia en el sector central de la cuenca del Ebro, abarcando un total de 48 magnetozonas entre los cronos C6Cn.2r y C5r.2r, es

decir, entre 23 y 12 Ma aproximadamente. Como se ha mencionado anteriormente, Larrasoña *et al.* (2006) realizan una serie de 690 m de potencia en las Bardenas Reales de Navarra, abarcando 16 magnetozonas entre los cronos C6An y C5Br, entre 20,5 y 15,5 Ma aproximadamente. Estos autores, correlacionan el nivel de Tardienta, que marca el límite inferior del Ramblense (base de la zona Z), con la parte baja del cron C6r (ca. 19,9 Ma; las edades absolutas que se citan en este párrafo han sido actualizadas a la GPTS 2012; Ogg, 2012), mientras que el límite superior (techo de la zona A) lo ubican en la parte media superior del cron C5Cr (ca. 17 Ma). El límite entre el Ramblense inferior y superior (límite entre las zonas Z y A) lo situarían en medio del cron C6n (ca. 19,7 Ma). Posteriormente, Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a) correlacionan litoestratigráficamente las nuevas localidades con la magnetoestratigrafía propuesta por Larrasoña *et al.* (2006), situando el límite Y-Z entorno a la base del cron C6n (ca. 19,7-19,8 Ma). Agustí *et al.* (2011) proponen situar el límite entre las zonas A y B coincidiendo con la primera aparición del cricétido *Democricetodon*, en torno a los 17,2 Ma.

En resumen, hasta la actualidad se dispone de un registro paleontológico de las zonas Y, Z, A y D en la Formación Tudela, en la que todavía no se han descrito yacimientos pertenecientes a las zonas B y C. Por consiguiente, no ha habido, hasta ahora, información sobre el contexto estratigráfico de los límites entre las zonas A-B, B-C y C-D. Igualmente, queda pendiente ampliar el número de yacimientos del resto de biozonas, con el fin de precisar los límites estratigráficos entre las mismas, y realizar nuevas dataciones magnetoestratigráficas que permitieran poner todos los yacimientos en un contexto cronoestratigráfico más preciso. Por último, cabe indicar que tras estudios paleontológicos en esos intervalos temporales peor conocidos se podrían obtener nuevos datos paleoecológicos que junto a los datos previos (Murelaga, 2000, Murelaga *et al.* 2002, 2004a, 2004b; Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a, 2012b, 2012c, 2012d y 2013; Martínez-García *et al.* 2014), permitirá establecer las variaciones paleoambientales registradas durante el desarrollo del Óptimo Climático del Mioceno medio, cubriendo así un importante hueco en los estudios paleoclimáticos del Mioceno continental europeo. En el Anexo I (página 313) se ha incluido una relación de las publicaciones que se han realizado a lo largo de esta tesis, donde ya se incluyen algunos de los resultados que se presentan también en la presente memoria.

1.3 OBJETIVOS

Los objetivos principales de esta tesis son dos: por un lado, desarrollar un estudio magnetobiocronológico en la Formación Tudela, y por otro, realizar una aproximación paleoecológica a partir de fósiles de roedores.

Para proceder al estudio magnetobiocronológico se han planteado los siguientes cuatro objetivos específicos:

- La localización de nuevos yacimientos, haciendo especial hincapié en rellenar los huecos que han quedado sin datos paleontológicos en la columna estratigráfica en trabajos anteriores (Murelaga, 2000; Murelaga *et al.* 2004a y 2004b; Larrasoña *et al.* 2006; Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b, 2012c y 2012d), para obtener así un registro lo más homogéneo posible de toda la Formación Tudela.
- La realización de un estudio taxonómico exhaustivo, mediante descripciones, como base para llevar a cabo una buena identificación y asignación taxonómica de los restos encontrados.
- La identificación de las zonas locales descritas por Daams y Freudenthal (1981) y Daams y van der Meulen (1984) para proponer así una escala bioestratigráfica en el sector noroccidental de la cuenca del Ebro.
- La realización de un estudio magnetoestratigráfico para obtener edades absolutas en la zona de estudio y calibrar, así, los límites de las zonas locales en una columna estratigráfica compuesta por las distintas secciones.

Una vez es conocida la asociación faunística de los diferentes yacimientos y su contexto temporal, se podrá retomar el segundo de los objetivos principales de esta tesis, que ha sido la reconstrucción de la evolución paleoambiental registrada en el sector noroccidental de la cuenca del Ebro durante el tránsito Mioceno inferior-medio y relacionarlo con otros registros coetáneos tanto a nivel regional como global.

Capítulo II

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

En este capítulo se presentan algunas características geográficas generales del área de estudio, las Bardenas Reales de Navarra. Asimismo, se geoposicionan las secciones y yacimientos estudiados a lo largo de esta tesis y se realiza una pequeña descripción de su ubicación.

2.1 BARDENAS REALES DE NAVARRA

Las Bardenas Reales de Navarra es una entidad local, situada en el extremo suroeste de la Comunidad Foral de Navarra (fig. 2.1), con una extensión de 41.818 ha, la cual no pertenece a ningún municipio ni alberga en su interior ninguna población (Madoz *et al.*, 2013). Su extensión máxima de norte a sur es de 45 km y la máxima de este a oeste de unos 24 km (Murelaga, 2000). Como indica su nombre, las Bardenas, pertenecieron al patrimonio de los reyes de Navarra y desde hace más de tres siglos los derechos de uso exclusivos pertenecen a diecinueve pueblos riberos, dos valles pirenaicos y un monasterio (Madoz *et al.*, 2013). Así, la Comunidad de Bardenas Reales es el órgano administrativo que gestiona el territorio y está compuesto por 22 entidades congozantes. Las Bardenas fueron declaradas Parque Natural en el año 1999, y se incorporaron a la Red Mundial de Reservas de la Biosfera por la UNESCO en el 2000 (Madoz *et al.*, 2013).

En las Bardenas se distinguen tres grandes unidades geográficas. La Bardena Blanca, en la zona central, está constituida por una gran depresión de aspecto desértico y suelos blanquecinos debido a la presencia de sales y yesos. El Plano, la zona más septentrional, es una gran extensión llana cubierta por materiales aluviales depositados por el río Aragón. La Negra, al sur, es el área de mayor altitud, caracterizada por las grandes planas elevadas y extensos bosques de pino carrasco (Madoz *et al.*, 2013).

La mayoría de las secciones y yacimientos estudiados en esta tesis se encuentran dentro de la zona denominada como Bardena Negra, así como: Cuesta Agujeros, Loma Negra, Punta de Riantón, Pico del Fraile y Punta del Olmo. Entre la Bardena Blanca y El Plano se encuentran Aguilares y Cabezo Carbonera. Fuera de la Comunidad de Bardenas Reales se sitúa la sección de Sancho Abarca, que se encuentra en la Bardena Aragonesa y pertenece a la Comunidad Autónoma de Aragón.

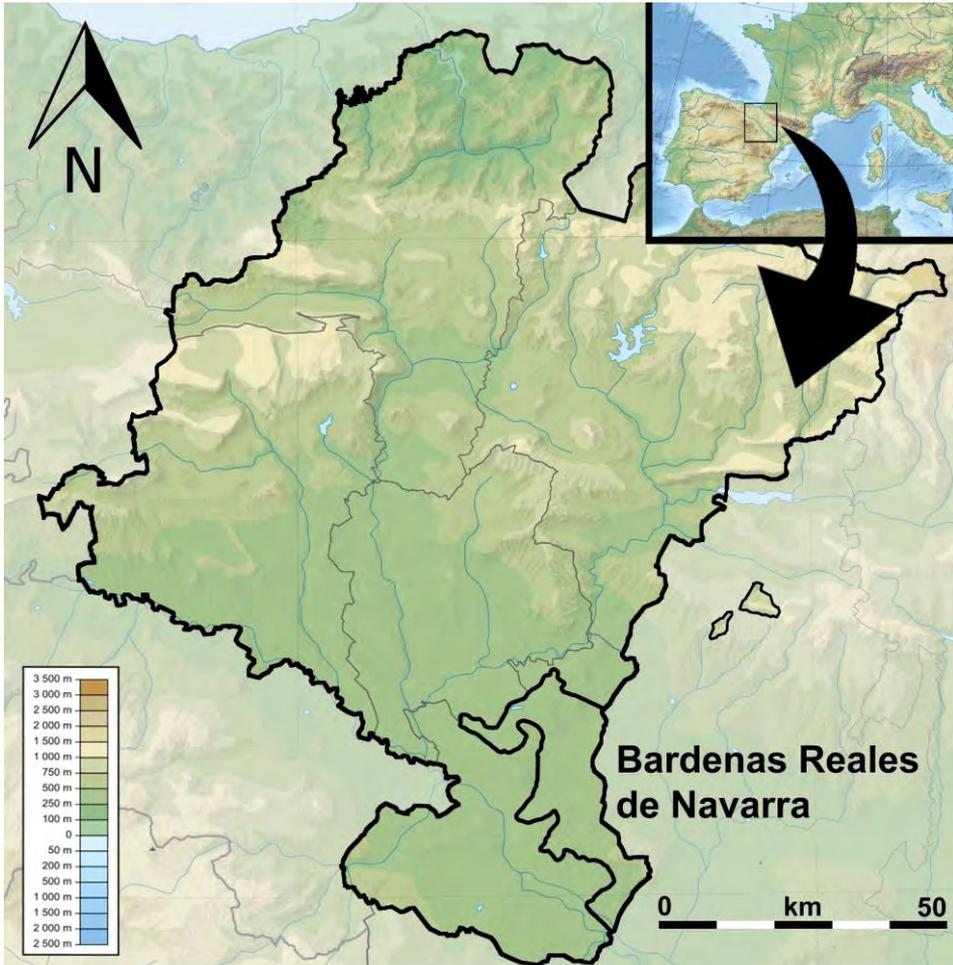


Figura 2.1. Mapa físico de Navarra. Navarra es una Comunidad Foral que se encuentra al noroeste de la Península Ibérica, limita al noroeste con los Pirineos y al suroeste con el río Ebro. Las Bardenas Reales de Navarra se encuentran en el extremo suroeste de Navarra, limitando con Aragón.

2.2 SITUACIÓN DE LAS SECCIONES Y YACIMIENTOS

Aguilares (AG)

Se accede a este afloramiento por la entrada de acceso principal al Parque Natural de Bardenas Reales de Navarra desde Arguedas. Hay que continuar el camino asfaltado hasta el centro de información del Parque Natural para, una vez allí, iniciar el camino hacia la pista perimetral que rodea el polígono de tiro. Unos 500 metros más adelante, hay que desviarse por un camino empedrado por el que se continúa unos 100 metros al sur. El afloramiento AG se encuentra en unos campos de cultivo (fig. 2.2 a-b).

- Las coordenadas U.T.M. del afloramiento Aguilares son:

AG: Datum: ETRS89 30T 0.621.9599E 4.670.445N



Figura 2.2. Fotografías del afloramiento de Aguilares.

Barranco Valdegorrión (BVG)

Este yacimiento se sitúa al este de la Punta de Riantón en la Plana de la Negra (fig. 2.3 a). Se accede a él por la pista que baja hacia el sur desde El Estrecho a las Caídas de la Negra. El yacimiento se encuentra en la ladera (fig. 2.3 b) a unos 150 metros al sur de la primera curva pronunciada.

- Las coordenadas U.T.M. del yacimiento Barranco Valdegorrión son:

BVG: Datum: ETRS89 30T 0.635.940E 4.658.016N

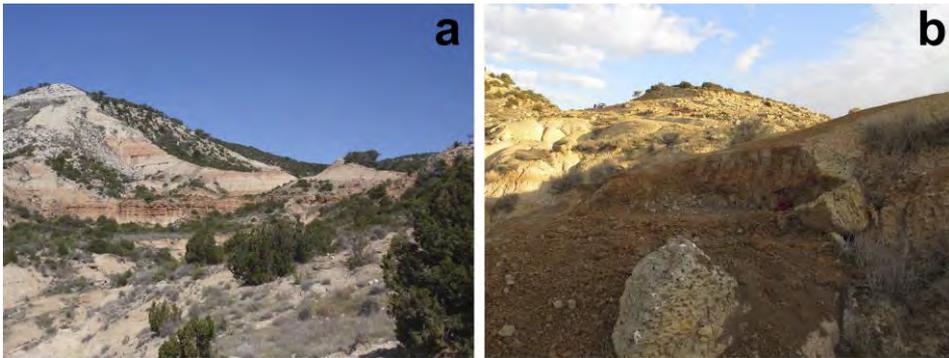


Figura 2.3. a: Fotografía general de Barranco Valdegorrión. b: yacimiento BVG.

Cuesta Agujeros (CA)

La sección de Cuesta Agujeros se encuentra en un cabezo que forma una cresta conocida como Chimorra (fig. 2.4), al oeste de la Reserva Natural Rincón del Bu. Para acceder a esta sección hay que tomar la carretera que va desde el centro de interpretación al cuartel militar. Tras aproximadamente 1 km hay que desviarse hacia el sur por una pista y recorrerla durante unos 5 km, hasta llegar a la base del Chimorra.

- Las coordenadas U.T.M. de los yacimientos de Cuesta Agujeros son:

CA2: Datum: ETRS89 30T 0.625.012E 4.667.147N

CA3: Datum: ETRS89 30T 0.624.598E 4.666.392N

CA3b: Datum: ETRS89 30T 0.624.687E 4.666.566N

CA4: Datum: ETRS89 30T 0.624.726E 4.666.596N



Figura 2.4. Fotografía general de la sección de Cuesta Agujeros (Chimorra).

Cabezo Carbonera (CC)

Cabezo Carbonera es una cima que se encuentra al sur del Embalse del Ferial y al oeste del Vedado de Eguaras. Para acceder al cabezo hay que llegar a una pista del Parque Natural que está marcada como recorrido BTT número 4, a la que se puede acceder tanto desde el embalse del Ferial como desde la Ermita de Nuestra Señora del Yugo. Para llegar desde el Embalse del Ferial hay que tomar una pista marcada como autorizada para vehículos a motor y recorrer unos 6 km hasta llegar al Cabezo de la Junta, donde hay que girar hacia el oeste y tras 500 metros volver a dirigirse hacia el sur por una pista sin señalizar durante 1 km, hasta acceder a la base de la sección CC. Para acceder desde la Ermita de Nuestra Señora del Yugo hay que recorrer unos 4 km hacia el norte una pista señalada como autorizada para vehículos a motor, girar hacia el oeste y avanzar por la Cañada Real que va de Tauste a Urbasa unos 2 km hasta llegar al Cabezo de la Junta, donde ya se alcanza el camino indicado anteriormente.

- Las coordenadas U.T.M. del yacimiento de Cabezo Carbonera son:

CC1: Datum: ETRS89 30T 0.614.540E 4.676.819N

Cabezo San Antón (CSA)

Es un yacimiento que está en la Plana de Alfarillo (fig. 2.5 a), al que se accede por la carretera NA-125 (dirección Valareña), que sale de la carretera que comunica Arguedas con Tudela (NA-134). En el km 17,5 después del cruce entre la NA-125 y la NA-134, antes de llegar al Portillo de Santa Margarita, hay que tomar un pequeño camino empedrado, que se dirige hacia el sureste, señalizado como BTT5-6-7. Hay que continuar unos 2,5 km ascendiendo hasta el Cabezo de San Antón en dirección a Sancho Abarca. El yacimiento CSA3 se encuentra junto a la carretera, debajo de un nivel de caliza (fig. 2.5 b).

- Las coordenadas U.T.M. del yacimiento de Cabezo San Antón son:

CSA3: Datum: ETRS89 30T 0.634.703E 4.663.018N



Figura 2.5: a: Fotografía general de la sección de Cabezo San Antón (Plana de Alfariillo). b: detalle del yacimiento CSA3.

Loma Negra (LN)

A esta sección (fig. 2.6) se accede por la carretera NA-125 (dirección Valareña), que sale de la NA-134 que comunica Arguedas con Tudela.

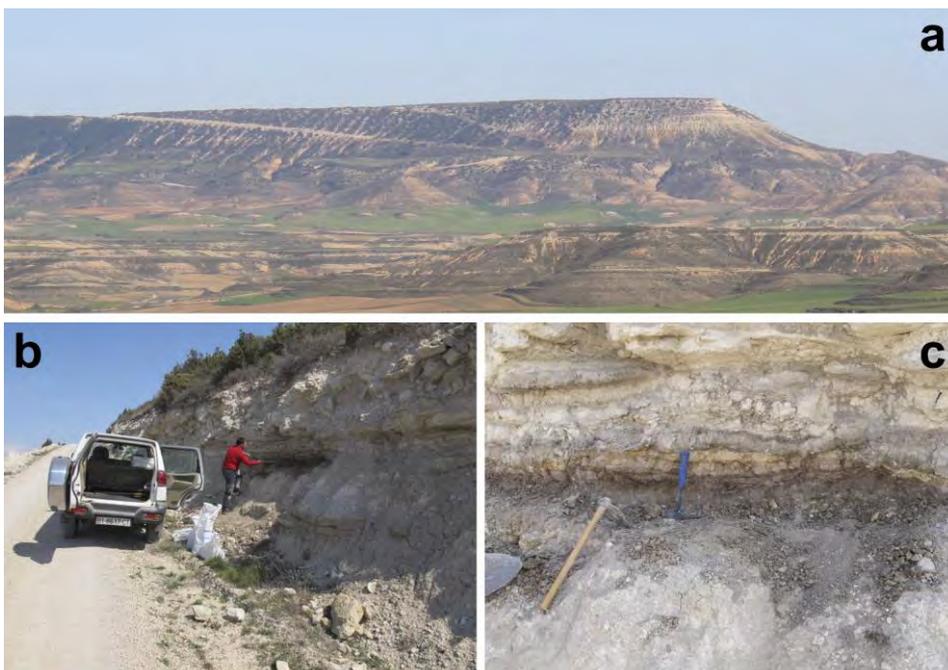


Figura 2.6: a: Fotografía general de la sección de Loma Negra en la Plana de la Negra. b: yacimiento LN64. c: detalle del yacimiento LN64.

En el km 11,5 después del cruce entre la NA-125 y la NA-134, antes de llegar al Portillo de Santa Margarita, hay que tomar un pequeño camino empedrado a la derecha, que se dirige hacia el sureste. A unos 3 km siguiendo esa dirección hay que desviarse hacia el este, por un camino que está señalizado como recorrido BTT número 6, y que nos llevará hasta la Plana de la Negra. La sección de Loma Negra asciende más o menos 1 km en dirección E-W por la ladera (fig. 2.6 a), en cuya parte alta, y a pie de camino (fig. 2.6 b-c), se encuentra el yacimiento LN64.

- Las coordenadas U.T.M. del yacimiento de Loma Negra son:

LN64: Datum: ETRS89 30T 0.632.872E 4.658.200N

Pico del Fraile (PF)

Para llegar a esta sección se debe tomar la pista señalizada como recorrido BTT8 que sale hacia el norte en el km 22 de la carretera NA-126 que transcurre desde Fustiñana hacia Tauste. Siguiendo unos 4 km por aquí se llega al Corral de Bea, donde se encuentra la base de la sección de Pico del Fraile (fig. 2.7). En esta sección hay dos yacimientos, PF1 a media ladera subiendo por el sendero indicado como recorrido a pie y PF2 en la cima.

- Las coordenadas U.T.M. de los yacimientos de Pico del Fraile son:

PF1: Datum: ETRS89 30T 0.634.530E 4.651.254N

PF2: Datum: ETRS89 30T 0.634.528E 4.651.451N



Figura 2.7. Fotografía general de la sección de Pico del Fraile. Foto de Manolo Arriazu.

Punta del Olmo (PO)

Es una sección que también está en la Plana de Alfarillo, al que se accede por la misma pista que al yacimiento CSA. Cuando se sale de la carretera NA-125, hay que continuar por la BTT6-7-9 y girar hacia suroeste después de pasar por una balsa. Tras 1,5 km, junto a las balsas de Marrapate, hay que tomar el camino con dirección sureste hacia la Plana de Alfarillo; tras un km se llega al cabezo Punta del Olmo. La sección comienza junto a la balsa que está al lado de la pista. En la ladera oeste del cabezo se encuentran los dos yacimientos, PO38 y PO73.

- Las coordenadas U.T.M. de los yacimientos de Punta del Olmo son:

PO38: Datum: ETRS89 30T 0.633.669E 4.661.190N

PO73: Datum: ETRS89 30T 0.633.708E 4.661.168N

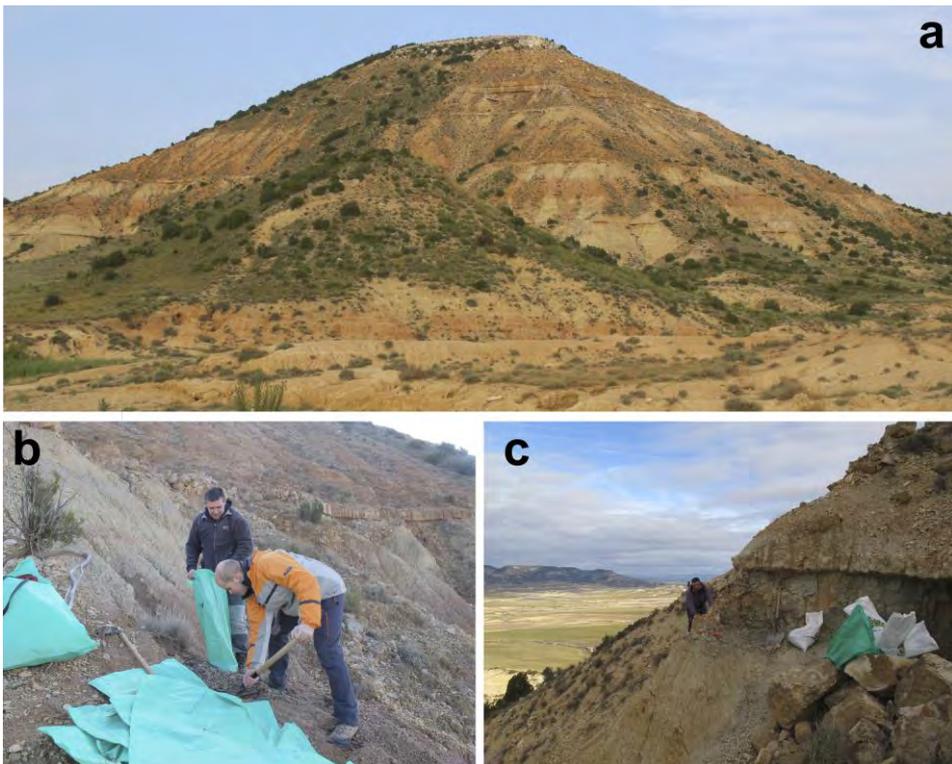


Figura 2.8. a: Fotografía general de la sección de Punta del Olmo. b: detalle del yacimiento PO38. c: detalle del yacimiento PO73.

Punta de Riantón (PR)

Se accede a esta serie por el mismo camino que a Loma Negra, tomando el camino que sale en el km 11,5 hacia el sureste de la carretera NA-125. Una vez alcanzada y atravesada la Plana de la Negra se continúa en dirección SE durante 1 km, hasta llegar a la parte alta de la serie de Punta de Riantón (fig. 2.9 c-e).

En esta sección se encuentran 5 yacimientos, de los cuales, 4 ya fueron mencionados por Suarez-Hernando (2012), con el nombre de Punta de la Negra (PN), que en esta memoria se ha optado por reasignar como PR, porque se adecúa mejor a la toponimia. Así PN2, PN3, PN4 y PN5 se renombran de la siguiente manera como PR110 (fig. 2.9 b), PR113 (fig. 2.9 c), PR 121 (fig. 2.9 e, f) y PR125 (fig. 2.9 e, g), respectivamente. Además, en esta misma sección se encuentra el nuevo nivel PR118 (fig. 2.9 d).

- Las coordenadas U.T.M. de los yacimientos de Punta de Riantón son:

PR110: Datum: ETRS89	30T	0.633.777E	4.657.244N
PR113: Datum: ETRS89	30T	0.633.779E	4.657.330N
PR118: Datum: ETRS89	30T	0.633.761E	4.657.397N
PR121: Datum: ETRS89	30T	0.633.747E	4.657.498N
PR125: Datum: ETRS89	30T	0.633.714E	4.657.630N

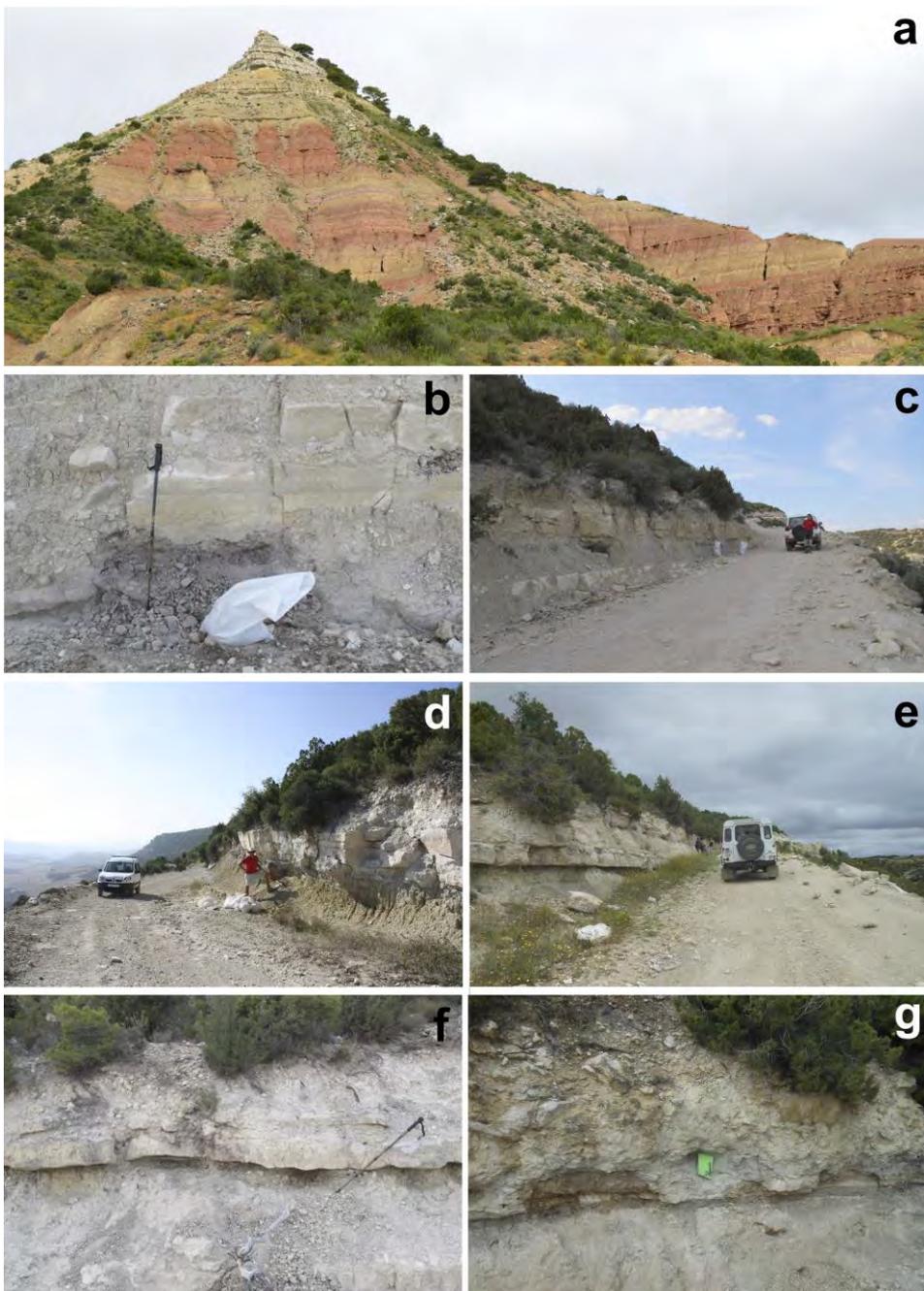


Figura 2.9. a: Fotografía general de la sección de Punta de Riantón. b: detalle del yacimiento PR110. c: vista general del yacimiento PR113. d: vista general del yacimiento PR118. e: vista general de los yacimientos PR121 y PR125. f: detalle del yacimiento PR121. g: detalle del yacimiento PR125.

Sancho Abarca (SA)

Es la única sección de la presente memoria que se encuentra en la Bardena Aragonesa. Para acceder a ella hay que tomar la carretera NA-126 que va desde Fustiñana a Tauste. Unos 2 km después de Santa Engracia hay que girar al norte por la CHE-1501 en dirección a El Sabinar. Dos km después, y antes de llegar al núcleo urbano llamado Sancho Abarca, hay que girar otra vez a la izquierda en dirección a la Plana Negra y ascender por un camino empedrado hasta llegar al Santuario de Sancho Abarca. A este santuario también se puede acercar siguiendo el camino que atraviesa la Plana de la Negra por el este, que continúa desde el Cabezo de San Antón y el yacimiento CSA3. El yacimiento SA6 se encuentra junto a un recinto vallado que protege las antenas de televisión y alta tensión.

- Las coordenadas U.T.M. del yacimiento de Sancho Abarca son:

SA6: Datum: ETRS89 30T 0.638.854E 4.653.457N



Figura 2.10. Fotografías del yacimiento SA6.

Capítulo III

CONTEXTO GEOLÓGICO

El conocimiento de la geología de la zona es indispensable para enmarcar los yacimientos paleontológicos en su contexto paleogeográfico y paleoclimático a nivel regional, continental y global. En este capítulo se exponen los principales cambios paleogeográficos y paleoecológicos acaecidos durante el Mioceno en la zona circunmediterránea, y los procesos que dieron lugar a la formación de la cuenca del Ebro y a las series estudiadas.

3.1 EUROPA DURANTE EL MIOCENO

Algunos eventos que afectan a la litosfera a menudo también afectan a las condiciones de vida en la Tierra y pueden relacionarse con eventos de flora y fauna (Pickford, 1987; López-Martínez, 1997; van der Made, 1999). El Neógeno, en particular el Mioceno, fue un período de intensa actividad tectónica en Europa (Maridet, 2003; Reguant Serra, 2005). Son de destacar los acontecimientos orogénicos alpinos, ya que modificaron el paisaje circunmediterráneo desde finales del Oligoceno hasta principios del Cuaternario (Fig. 3.1). En este intervalo se dieron cambios topográficos y el mismo contorno del continente se vio afectado por estos movimientos tectónicos. El Mediterráneo fue un escenario cambiante tal como muestran las reconstrucciones paleogeográficas (Jones, 1999; Rögl, 1999; Solsona *et al.* 2000), dando una idea de los enlaces continentales y las barreras paleogeográficas que hubo a lo largo del Neógeno.

En el Oligoceno final, incrementó la actividad tectónica en el dominio Mediterráneo (Fig. 3.1 A). En el oeste, junto con la apertura de la cuenca de las Baleares, comenzó la formación de corteza oceánica (Rögl, 1999). El cinturón alpino se elevó significativamente y empezó la sedimentación fluvio-lacustre de la molasa Suiza. Esta configuración se mantuvo hasta el Mioceno inferior (MN1 y parte baja de la MN2).

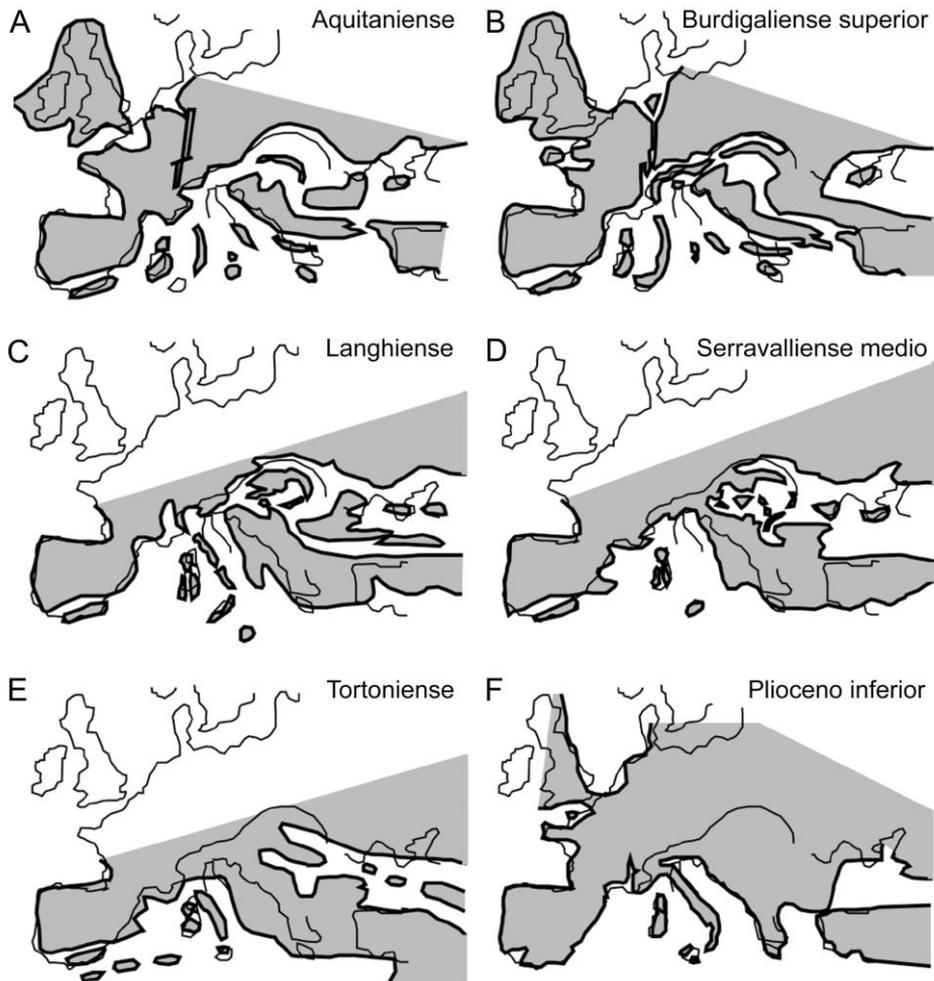


Figura 3.1. Reconstrucciones paleogeográfica de Europa desde finales del Oligoceno hasta mediados del Plioceno, según Jones (1999), Rögl (1999) y Solsona *et al.* (2000). En línea negra y relleno sombreado se muestran los paleocontinentes emergidos, la línea fina indica los bordes geográficos actuales. Tomado de Maridet (2003).

En el Burdigaliense superior (MN3-MN4) continuó la oceanización de la cuenca Mediterránea más occidental (Fig. 3.1 B), mientras que el Egeo experimentó un empuje en dirección sur-este (Goncharova *et al.* 2004). Es en esta época cuando cesó el empuje de los Alpes orientales. El Mediterráneo quedó conectado con el mar del norte mediante el graben del Rin (Martini, 1990), convirtiéndose en una barrera paleogeográfica continental. La rotación en sentido antihorario de África y Arabia dio como resultado la colisión con la placa de Anatolia, y la conexión del Mediterráneo con el Índico se cerró por primera vez,

quedando el mar Mediterráneo únicamente conectado con el Atlántico. De este modo, en la MN4 se formó el denominado “Puente Continental *Gomphotherium*” que unía Anatolia con los Balcanes (Maridet, 2003), y originó el cambio faunístico descrito en la base de la MN4, donde entre los inmigrantes africanos más característicos se encuentra el proboscideo *Gomphotherium* (Rögl, 1999).

Tras el Burdigaliense superior (MN4), la reorganización tectónica intensificó los movimientos horizontales y verticales continuando hasta el Serravalliense, siendo especialmente activas la zona de los Apeninos, la zona sur de los Alpes y los Cárpatos (Ilyina *et al.* 2004). Esto generó aperturas y cierres de los puentes continentales de manera intermitente, de forma que en el Langhiense el mar Egeo y el mar Negro volvieron a conectarse, hasta que en el Serravalliense (MN7/8) la circulación oceánica entre el Índico y el Atlántico se vio interrumpida, en torno a los 15 Ma (Rögl, 1999). Además, el graben del Rin se cerró y desapareció la barrera paleogeográfica que mantenía separadas la Europa más occidental del resto del continente (Fig. 3.1 D) (Maridet, 2003). Desde entonces, y hasta el Plioceno, el Mediterráneo fue adquiriendo una distribución más parecida a la actual (Fig. 3.1 F).

En lo referente al clima, el Mioceno ilustra la complejidad de estos cambios a lo largo del Cenozoico. El Mioceno inferior se caracteriza por un clima cálido y húmedo parecido al del Eoceno, debido a la influencia del Océano Índico en aguas del Mediterráneo (Agustí y Antón, 2002). Estas altas temperaturas están sujetas a variaciones orbitales que controlan los periodos de glaciación en altas latitudes, y por tanto, periodos de enfriamiento en latitudes bajas (Zachos *et al.* 1997). Zachos *et al.* (2001), basándose en valores del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ de los sondeos marinos realizados en el Atlántico, exponen que a finales del Oligoceno hubo una tendencia al calentamiento, y ésta redujo la extensión del hielo antártico. Desde ese punto hasta el Mioceno medio (MN5, 15 Ma), el volumen global de hielo permaneció bajo, con excepción de varios breves periodos de glaciación. Esta fase cálida alcanzó su punto máximo en el Óptimo Climático del Mioceno medio (OCMM) (de 17 a 15 Ma), que fue seguido por un enfriamiento gradual (Zachos *et al.* 2001; Mosbrugger *et al.* 2005). El OCMM se caracterizó por una marcada estacionalidad, y el aumento de ecosistemas húmedos (Böhme, 2003; Diester-Haass *et al.* 2009; Henrot *et al.* 2010; Bruch *et al.* 2011; Madern y van den Hoek Ostende, 2015).

Según el registro de roedores, en el Vallesiense (MN7/8, 12 Ma) se dio un descenso significativo de la temperatura (de entre 7 y 9 °C aproximadamente) en los ambientes continentales (al menos en el centro de Francia), unos 2 Ma después que lo registrado en los sondeos marinos del Atlántico (Miller *et al.* 1991, Legendre *et al.* 2005). Böhme (2003) estudia los vertebrados ectotérmicos de Europa central, y sitúa el punto máximo del óptimo cálido y húmedo entre los 18 y 16,5 Ma, coincidiendo con la coexistencia de los taxones termófilos estudiados. El período cálido debió terminar abruptamente entre 14,0 y 13,5 Ma, dando como resultado la extinción de la mayoría de los grupos termófilos en Europa central, con una caída de la temperatura estimada en 7 °C (descendiendo a una media de entre 14,8-15,7 °C) y hasta en 11 °C en los meses más fríos. Por otro lado, según indican los datos interpretados de los sondeos del Atlántico, los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ continuaron aumentando suavemente a lo largo del Mioceno superior hasta el Plioceno inferior (6 Ma), indicando un enfriamiento (Zachos *et al.* 2001).

Las condiciones generales de precipitación ya eran altas en el Oligoceno superior y Mioceno inferior (Daams y van der Meulen, 1984). A finales del Ramblense (MN3) se registró un pico de humedad, y desde entonces los valores de humedad empezaron a disminuir, hasta alcanzar valores mínimos en el Aragoniense medio (MN5 y MN6), adquiriendo posteriormente una nueva tendencia de aumento, hacia la base del Vallesiense (MN9) (Daams, *et al.* 1988; Daams *et al.* 1997). Por otro lado, según estos mismos autores, la temperatura relativa fue aumentando gradualmente hasta el Aragoniense medio (límite entre las MN5 y MN6), donde bajó de forma repentina, y se mantuvo en mínimos hasta finales del Vallesiense (MN10). Cabe destacar la ausencia de este tipo de datos anteriores al Mioceno medio (16-17 Ma), dada la escasez de una robusta calibración de edades, lo que dificulta comprender los cambios climáticos en la Península Ibérica y su relación con el resto de Europa al comienzo del OCMM. A partir de datos paleobotánicos Bruch *et al.* (2011) evidencian el OCMM por tres factores principales, que serían: aumento de la estacionalidad de la temperatura, cambios en la distribución anual de precipitación con el máximo en verano y aumento tardío de los gradientes longitudinales de los parámetros de precipitación. Argumentan además que la vegetación de campo abierto no se desarrollaría ampliamente en Europa hasta después del Messiniense (7 Ma).

Böhme *et al.* (2011) estiman datos de paleoprecipitación basándose en las asociaciones herpetológicas (anfibios y reptiles) de la cuenca de Calatayud-Teruel y Europa Central del Mioceno medio a superior (entre 17,8 y 5,3 Ma). Sus datos muestran que las variaciones de precipitación en ambas regiones tienen amplitudes grandes durante el Mioceno con tendencias temporales comparables a escalas de tiempo más largas. Estiman que durante el Langhiense inferior y el Tortoniense la precipitación local media anual estaba entre 300 y 1000 mm por encima de la actual, siendo periodos relativamente húmedos, mientras que el Langhiense superior y el Serravallense superior serían relativamente secos, con valores de 300 a 500 mm por debajo de los actuales. Así, Böhme *et al.* (2011) sugieren que el gradiente de precipitación latitudinal en Europa desde el Mioceno medio al superior fue altamente variable, con una tendencia general hacia un gradiente menor en relación con los valores actuales. El gradiente disminuiría durante los periodos de enfriamiento y aumentaría durante los periodos relativamente más cálidos. Durante el Vallesiense, la asociación de reptiles y anfibios indica que en torno a los 13-11 Ma predominaría en Europa un largo periodo seco. Evolucionando posteriormente hacia un clima más húmedo tipo “washhouse”, en torno a los 10 Ma, caracterizado por condiciones cálidas y con el doble de precipitación que en la actualidad (Böhme *et al.* 2008). A partir del Tuoliense inferior (MN11), los roedores indican que en la Península Ibérica se dio una aridificación y un ascenso de temperatura. Además, disminuyó la humedad y aumentó la estacionalidad, con un fuerte contraste entre estación húmeda y seca (van Dam y Weltje, 1999).

En este contexto de cambios paleobiogeográficos y paleo-ambientales, las poblaciones de micromamíferos sufrieron abundantes cambios (Maridet, 2003). El número de taxones de las familias Eomyidae y Gliridae disminuyó considerablemente, mientras que la diversidad de los Muridae aumentó sobremanera a partir del Mioceno medio-superior, hasta llegar a representar la mitad de los géneros de roedores en la actualidad (donde destacan Murinae, Cricetinae y Sigmodontinae) (Wilson y Reeder, 1993). Madern y van den Hoek Ostende (2015) describen una tendencia latitudinal a escala europea de migración del área de mayor biodiversidad de mamíferos, desde latitudes altas a bajas durante el Mioceno inferior y medio. Explican esta tendencia debido a la expansión de ecosistemas húmedos, generando ambientes más cerrados hacia latitudes más bajas.

3.2 FORMACIÓN DE LA CUENCA DEL EBRO

La cuenca del Ebro es una cuenca sedimentaria de forma triangular, rellena por materiales continentales del Cenozoico, y que en su extremo occidental enlaza con la cuenca del Duero por el corredor de La Bureba (fig 3.2). Empezó a funcionar en el Eoceno superior cuando, debido al empuje de la placa Africana hacia el norte, la placa Ibérica colisionó con la Europea (Costa *et al.* 2011). La configuración de tres grandes cordilleras de montañas (el Pirineo al norte, la Cordillera Ibérica al suroeste y las Catalánides al sureste) resultó en la formación de una cuenca endorreica que fue relleniéndose con los sedimentos provenientes de la erosión de estas cordilleras circundantes (Muñoz *et al.* 2002; Pardo *et al.* 2004). De este modo, la cuenca del Ebro funcionó como una cuenca endorreica posiblemente hasta el Mioceno superior (8,5-12,5 Ma según García-Castellanos *et al.* 2003), cuando bien por una captura de drenaje o por el desborde de la cuenca hacia el este, la cuenca se abrió hacia el Mediterráneo (Urgeles *et al.* 2011; García-Castellanos y Larrasoaña, 2015). Es entonces cuando tiene lugar el nacimiento del futuro río Ebro y el comienzo de los procesos erosivos que han dado lugar al actual paisaje.

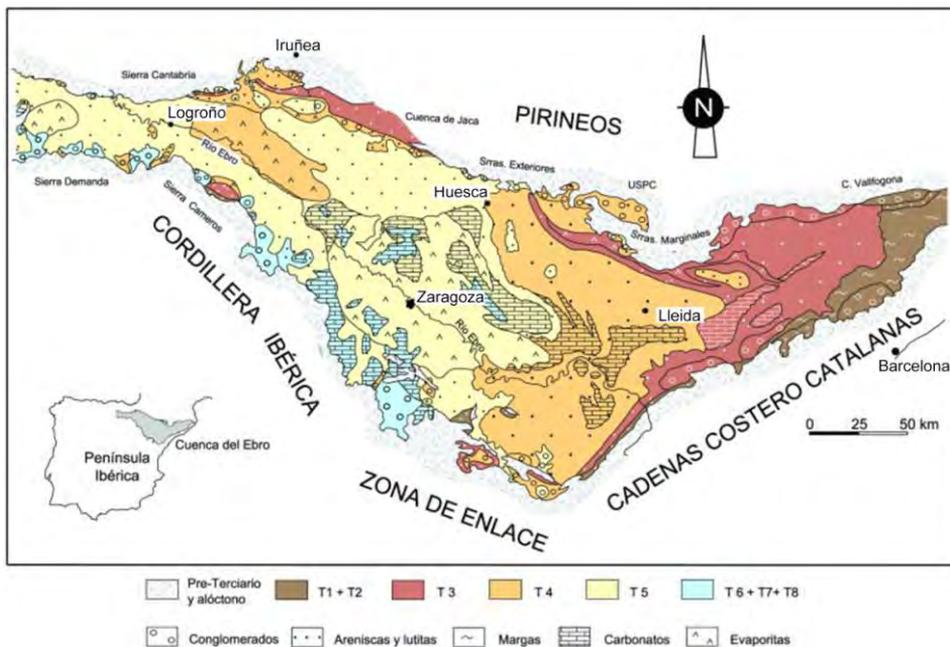


Figura 3.2. Cartografía de las Unidades Tectosedimentarias de la Cuenca del Ebro. Modificado de Muñoz *et al.* (2002) y Pardo *et al.* (2004).

Durante el relleno de la cuenca se registraron una serie de pulsos tectónicos en los márgenes, que dieron lugar a varias rupturas y cambios de tendencia en el relleno sedimentario de la misma. A partir de esos límites sedimentarios se han definido 8 Unidades Tectosedimentarias (Villena *et al.* 1992 y 1996; Inglès *et al.* 1998; Muñoz *et al.* 2002; Pardo *et al.* 2004; Pérez-Rivarés, 2016), que van desde la T1 hasta la T8 (fig. 3.2).

Las tres primeras Unidades Tectosedimentarias son paleógenas. A finales del Eoceno, en las cuencas de antepaís se depositaron los últimos materiales marinos (como la Formación Evaporítica de Pamplona y la Formación Cardona) (Pardo *et al.* 2004). La T3, depositada durante el Rupeliense, registra una situación totalmente continental y endorreica. Los márgenes de la cuenca eran activos y suministraban aporte detrítico a la cuenca mediante sistemas de abanicos fluviales y aluviales (Pardo *et al.* 2004).

La T4 representa el tránsito Paleógeno-Neógeno y el final del registro sedimentario en el sector oriental de la cuenca (Pardo *et al.* 2004). Esta Unidad comienza con una configuración de la cuenca parecida a la actual. Los numerosos sistemas procedentes de los tres márgenes de la cuenca descargaban o bien en un amplio sistema lacustre evaporítico que se extendía desde el sector central (Fm. Zaragoza) hasta el occidental (Fms. Falces y Lerín), o en uno carbonatado somero en el sector centro-oriental (Fms. Mequinenza y Torrente de Cinca).

Las otras cuatro Unidades Tectosedimentarias son del Neógeno, situadas entre el Ageniense y el Turolense? (Pérez y Villena, 1996; Pardo *et al.* 2004). Pérez-Rivarés *et al.* (2002, 2004) realizan una magnetoestratigrafía en la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, en el sector central de la cuenca, donde sitúan los límites inferiores de las UTSs T5, T6 y T7 en las siguientes edades absolutas: T5, 21,2 Ma; T6, 16,14 Ma y T7, 14,4 Ma. Los materiales estudiados en esta tesis se incluyen dentro de las T5 y T6 (Murelaga, 2000).

La T5 aflora en los sectores central y occidental de la cuenca. El límite inferior de la unidad T5 es una ruptura sedimentaria, representada como una discordancia sintectónica en los bordes de la cuenca (Pardo *et al.* 2004). En el Ramblense, durante el depósito de la T5 se sedimentaron potentes sucesiones detríticas, relacionadas con la progradación de los sistemas aluviales debido a la actividad tectónica acelerada en los márgenes pirenaico e ibérico. El sistema evaporítico

central (Fm. Zaragoza) se desplazó hacia el sur, mientras que al norte (Fm. Alcubierre) y al oeste (Fm. Tudela) se desarrolló una franja de depósitos lacustres carbonatados que gradaron hacia los márgenes de la cuenca y el surco riojano (Fms. Nájera y Alfaro) (Pardo *et al.* 2004). Esta organización se debe a un control climático y posiblemente a un fuerte contraste hidrológico entre los márgenes lacustres norte y sur (Arenas y Pardo, 1999).

El resto de las UTS miocenas afloran de forma limitada como consecuencia del vaciado erosivo posterior. La T6 y T7 afloran sobre todo en el borde ibérico de la cuenca, en forma de parches en zonas cercanas al borde (Muela de Borja, Alcubierre y Montes de Castejón entre otros).

Durante la T6 (Aragoniense) el sistema lacustre central pasó a ser carbonatado somero y la Fm. Alcubierre sustituyó a la Fm. Zaragoza, que hasta entonces habían sido equivalentes laterales. Por un lado el posible levantamiento del área pirenaica, y por otro el comportamiento pasivo del margen ibérico del sector central fueron los causantes de que este sistema lacustre carbonatado migrara hacia el sur (Pardo *et al.* 2004). La dimensión de los abanicos del margen pirenaico se fue reduciendo progresivamente debido a la degradación del relieve, haciendo que el relleno en esta área fuera solapando hacia el sur. Por otro lado, en el margen occidental de la cuenca, los cabalgamientos de Cameros-Demanda y Sierra de Cantabria se mantuvieron activos (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

Durante el depósito de la T7 (Aragoniense superior-Vallesiense) se mantuvo la misma tendencia en la actividad de los márgenes. Por ello, los sistemas fluviales pirenaicos progradaron hacia el sur, desplazando así el sistema lacustre carbonatado central a posiciones aún más meridionales. Así, a finales del Vallesiense, los depósitos distales llegaron a alcanzar las proximidades del margen ibérico.

Posteriormente, durante la T8 (Vallesiense-Turolense?) se instauró un sistema fluvio-lacustre carbonatado con canales oncolíticos en el área de la Muela de Borja, uno de los pocos lugares donde se conservan afloramientos hoy en día. Este sistema incluía extensas áreas palustres con depósitos de tobas, y se interpreta ya en un contexto en el que la cuenca del Ebro adquirió la condición exorreica (Vázquez-Urbez *et al.* 2002 y 2013).

3.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS BARDENAS

La zona de estudio de esta tesis, Las Bardenas Reales de Navarra y zonas colindantes, se encuentran en el borde noroccidental de la cuenca del Ebro. Los materiales más antiguos que afloran en esta zona son depósitos evaporíticos denominados “Yesos de Los Arcos” (Riba, 1964), que se incluyen en la unidad superior de la Formación Lerín. Estos yesos se extienden lateralmente hasta 80 km, desde las Bardenas hasta las inmediaciones de la Sierra de Codés (Faci *et al.* 1997). La Formación Lerín aflora con unos espesores de entre 20 y 250 metros, constituida en su mayoría por yesos estratificados, de facies laminadas o nodulares, así como por intercalaciones de escaso grosor de arcillas con tonalidades grises o rojizas (Salvany, 1989).

Los Yesos de Los Arcos se interpretan como el momento de mayor expansión lacustre de la Formación Lerín, correlacionándose lateralmente con los Yesos de Autol, Arrabal, Pradejón y Calahorra, abarcando así toda la zona meridional de la Ribera Navarra y buena parte de La Rioja Baja (Salvany, 1989). Estos yesos representan un lago salino, alargado con dirección SE-NO, que equivale al final de los grandes depósitos lacustres neógenos de Navarra. Los sedimentos lacustres que afloran en las Bardenas tienen un desarrollo lateral más restringido, al contrario de lo que ocurre en la parte central de la cuenca, donde se da la expansión lacustre durante la T6. Este cese de los depósitos evaporíticos se relaciona con el levantamiento del sector noroccidental de la cuenca del Ebro, pues esto provocaría la migración del depocentro. Por consiguiente, las facies lacustres migrarían hacia el suroeste, donde encontramos los depósitos evaporíticos de los Monegros (Murelaga, 2000; Pardo *et al.* 2004).

Estratigráficamente por encima de la Formación Lerín está la Formación Tudela. Los 650 metros que se le estiman de espesor conforman prácticamente la totalidad de las series y yacimientos descritos en esta tesis, a excepción de la parte baja de la sección Cabezo Marijuán y el yacimiento de icnitas de Aguilares (Díaz-Martínez, *et al.* 2016). Esta formación abarca el Ageniense, Ramblense y Aragoniense inferior (Mioceno inferior-medio) (Crusafont *et al.* 1966; Astibia *et al.* 1995 y Murelaga 2000), que comprende desde 15,5 Ma hasta 20,2 Ma aproximadamente (Larrasoña *et al.* 2006; Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b). Las litologías predominantes en la Formación Tudela son arcillas de tonalidades rojas, ocre, grises y beige, entre las cuales se intercalan capas de calizas, areniscas y yesos.

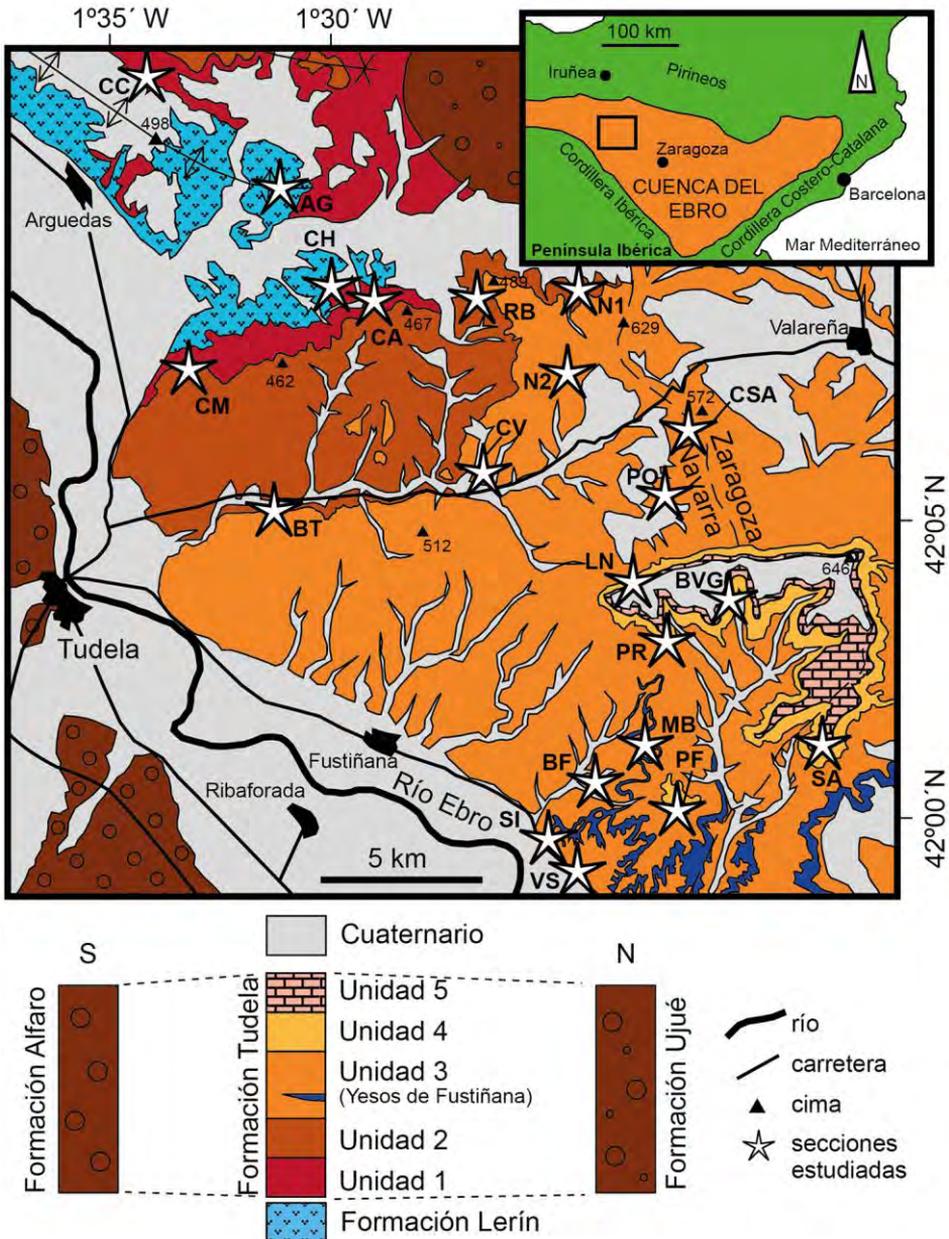


Figura 3.3. Mapa geológico de las Bardenas reales de Navarra y áreas colindantes. Donde se muestran las 5 Unidades litológicas descritas en la Fm. Tudela y la ubicación de las secciones estudiadas en la zona: AG, Aguilares; BF, Barranco del Fraile; BT, Barranco Tudela; BVG, Barranco Valdegorrión; CA, Cuesta Agujeros; CC, Cabezo Carbonera; CH, Cabezo Hermoso; CM, Cabezo Marijuán, CSA, Cabezo San Antón; CV, Cabezo Vaquero; LN, Loma Negra; MB, Muga Blanca; N1, La Nasa; N2, Cabezo Miñón; PF, Pico del Fraile; PO, Punta del Olmo; PR, Punta de Riantón; RB, Rincón del Bú; SA, Sancho Abarca; SI, Sisares; VS, Valdesabina. Modificado de Larrasoaña *et al.* (2006).

Larrasoña *et al.* (2006) diferencian cinco unidades litológicas en la Formación Tudela (Fig. 3.3). La Unidad 1, de una potencia de unos 130 metros, se compone principalmente de lutitas marrones, rojas, ocre y amarillas con intercalaciones de areniscas. Estas areniscas aparecen como niveles delgados y de aspecto laminar a lo largo de toda la Unidad 1 y como canales que van desde potencia centimétrica a métrica, asociados a las lutitas rojas y marrones. Entre las lutitas grises o rosadas pueden aparecer ocasionalmente pequeños niveles calizos.

La Unidad 2 tiene una potencia de unos 95 metros, y se compone predominantemente de lutitas grises, amarillas y ocre con intercalaciones de calizas. Estas calizas pueden alcanzar los 2 metros de espesor y se concentran, principalmente, tanto en la base como en el techo de la unidad. Son calizas masivas y bioturbadas, con un contenido fósil que se caracteriza por la presencia de gasterópodos, ostrácodos y carofitas.

La Unidad 3 es la más potente, con unos 260 metros de lutitas amarillas, rojas y grises con intercalaciones de calizas y areniscas. Las calizas y areniscas son generalmente delgadas y se distribuyen por toda la unidad. En la parte media de la unidad aparecen los Yesos de Fustiñana, con unos 5-10 metros de espesor y aspecto laminado.

La Unidad 4, de unos 95 metros de espesor, está compuesta principalmente por lutitas rojas, marrones, ocre y amarillas con abundantes areniscas y alguna caliza. Las areniscas aparecen dispersas por toda la unidad, en forma de extensas capas de menos de un metro de potencia o como canales centimétricos y métricos. Las calizas son ocasionales y predominan en la parte más alta.

La Unidad 5 es la menos potente, con 70 metros. Los 20 metros inferiores son calizas que alcanzan los dos metros de potencia con finas intercalaciones de lutitas grises. Los 50 metros superiores se caracterizan por lutitas grises, amarillas y ocre, con intercalaciones de calizas. Las calizas de esta unidad suelen ser masivas y bioturbadas, con abundantes gasterópodos, ostrácodos y carofitas.

La Formación Tudela se interpreta como el relleno sedimentario de la parte central del sector navarro-riojano de la cuenca del Ebro, caracterizado por facies aluviales distales, provenientes de los márgenes elevados (Pirineos e Ibérica) y de facies palustres o lacustres (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997; Pardo *et al.* 2004) (fig. 3.4).

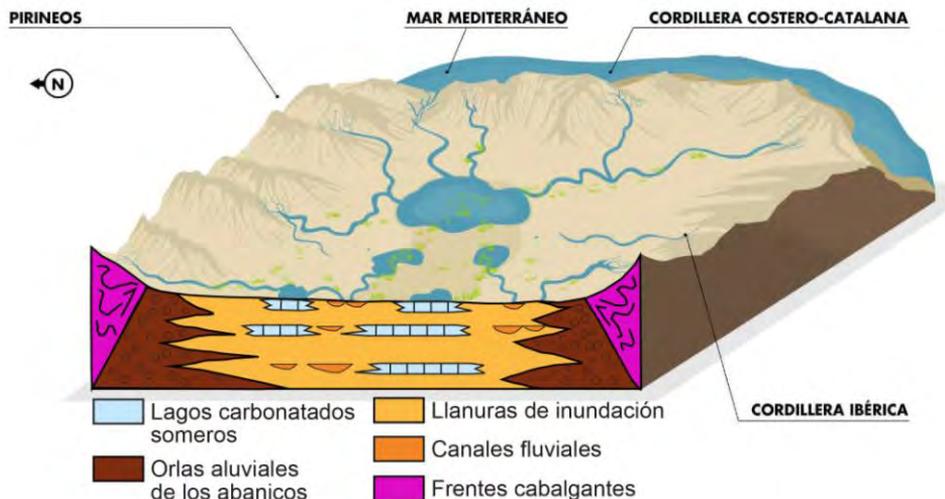


Figura 3.4. Distribución de facies aluviales, fluviales y lacustres del relleno sedimentario de la cuenca del Ebro durante el Mioceno medio. Modificado de Sancho *et al.* (en prep.).

Arenas y Pardo (1999) realizan una clasificación de las diferentes facies, asociaciones de facies, secuencias y ambientes deposicionales de la cuenca del Ebro, asignando un código a cada facie. Así, en la presente tesis se han empleado los mismos códigos para describir e interpretar las litologías (ver capítulo IV, página 47 donde se explican dichos códigos).

Las lutitas (Fg y Fo de varias coloraciones que pueden ser laminadas, masivas o bioturbadas) y margas masivas ($Mm^{a,b,c}$ con gasterópodos, ostrácodos y carofitas) son muy abundantes en toda la Formación Tudela, variando su coloración desde anaranjadas, amarillentas, marrónáceas, rojizas y rosadas hasta grises, azuladas y verdosas. Estas variaciones en la coloración se han interpretado como consecuencia del tiempo transcurrido desde que se forma el depósito hasta el enterramiento por sedimentos posteriores. Así, cuando mayor es el tiempo de exposición de un depósito lutítico, la coloración es más rojiza. Similares variaciones de la coloración observadas en otras cuencas de origen continental se han interpretado como diferentes estadios en la maduración de paleosuelos (Retallac, 1988). Las alternancias de color y litologías se han relacionado con cambios climáticos asociados a ciclos orbitales de tipo Milankovitch en la cuenca del Ebro (por ejemplo: Valero, *et al.* 2014; Pérez-Rivarés, 2016) y otras cuencas como Calatayud-Teruel (por ejemplo: Abdul Aziz *et al.* 2000 y 2003).

En un estudio preliminar realizado en la sección de Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra) se ha observado que el cambio de coloración en las lutitas no varía según la composición mineralógica de las arcillas, ya que los minerales principales son la illita y la clorita, y aparecen tanto en lutitas rojas como en amarillas en la misma proporción (Suarez-Hernando *et al.* 2016). Según Inglès *et al.* (1998) los minerales de la arcilla de cada ambiente sedimentario están relacionados con las diversas fuentes (Cordillera Ibérica y Pirineos) y su variación en la composición a lo largo del tiempo, así como con los procesos diagenéticos. La illita y la clorita serían minerales detríticos provenientes de las cordilleras del entorno y muy comunes en todos los ambientes deposicionales, desde abanicos aluviales proximales y llanuras de inundación hasta lagos salados. En las llanuras de inundación salinas y los lagos salinos marginales se formarían durante la diagénesis paligorskita y esmectita rica en Mg. Mientras que en estos lagos salinos marginales prevaleció la formación de arcillas ricas en Mg, en los lagos salinos centrales no se observa diagénesis mineral de arcilla, y el magnesio precipitó como dolomita y magnesita.

Los canales de arenisca (Sm, masivas; Sl, con laminación paralela; Sr, con ripples y St, estratificación cruzada en canal) se interpretan como aporte terrígeno fluvial de la parte distal, con muy poca energía, de abanicos aluviales procedentes del Pirineo y la cordillera Ibérica. Estos depósitos canaliformes tienen muy poca extensión lateral y corresponderían a episodios puntuales de alta energía relacionados con grandes avenidas causadas por tormentas. Las areniscas más tableadas (Sm, Sl) y de menor espesor se depositarían en llanuras de inundación, abarcando una mayor extensión lateral.

Los yesos (Gl, laminados y Gn, nodulares) que se encuentran en la Formación Tudela son depósitos evaporíticos que se formaron en el borde de un lago, donde las condiciones del agua debían ser hipersalinas (Arenas y Pardo, 1999). Lateralmente estos yesos se correlacionan con los Yesos de Zaragoza, donde adquieren su máxima potencia (Salvany *et al.* 2007).

Las calizas más abundantes son masivas ($Lm^{a,b,c}$ con fósiles de gasterópodos, ostrácodos y carofitas) y algunas suelen tener marcas de bioturbación por raíces a techo ($Lb^{a,b,c}$), donde ocasionalmente muestran también grietas de desecación. Estas calizas se habrían formado en ambientes lacustres y palustres, y por el contenido fósil de ostrácodos y carofitas se estima que las masas de agua podrían

alcanzar los 2-4 metros de profundidad (Martínez-García *et al.* 2014; González-Pardos, 2012). Las calizas que están bioturbadas y presentan grietas de desecación, y que aparecen asociadas a margas y margocalizas, son habituales en los humedales (Hernández, 2000). Por lo tanto, los grandes paquetes de calizas se asocian al desarrollo de masas de agua, que dependiendo de la estación, abarcarían mayor o menor extensión.

Cabe destacar que el carácter carbonatado de la Formación Tudela varía lateralmente. Hacia el noreste las facies de areniscas y lutitas van aumentando, mientras que disminuyen las carbonatadas (Murelaga, 2000). Hacia el norte y lateralmente, aparece la Formación Ujué, donde predominan las facies detríticas arenosas, y más al norte los conglomerados del Perdón. Al suroeste aparecen las facies fluviales de Alfaro y de Cascante y los conglomerados de Fitero, provenientes de la Cordillera Ibérica (Muñoz *et al.* 1986; Muñoz, 1991). La Formación Alfaro es la equivalente lateral de la Formación Tudela y representa las facies distales del abanico de la Formación Fitero. Litológicamente, está constituida por una unidad lutítica de color rojo con intercalaciones de arenisca, y de forma esporádica, de capas de yeso y caliza. La Formación Cascante engloba las facies intermedias entre la orla distal (Fm. Alfaro) y la orla proximal (Fm. Fitero) y están formadas por depósitos de arcillas, limos y areniscas, con algunos conglomerados e incluso alguna capa de caliza con nódulos de sílex. Los Conglomerados de Fitero se encuentran apoyados discordantemente sobre los materiales Mesozoicos de la Cordillera Ibérica y presenta una asociación de conglomerados, arenisca y limos de colores rojizos (Pérez y Muñoz, 1985).

Hamer *et al.* (2007) realizan una interpretación paleoambiental de los depósitos de edad Oligoceno superior - Mioceno inferior continentales de la cuenca del Ebro, basándose en la interpretación de los paleosuelos. Estos autores describen tres tipos principales de paleosuelos: Entisol (suelos de sucesión temprana), Inceptisol (suelos jóvenes) y Alfisol (suelos de bosques abiertos). La reconstrucción paleoambiental que realizan sugieren un mosaico de ecotipos con áreas de bosque abierto compuesto por arbustos, hierbas, pequeños árboles y otras plantas de baja estatura, que estarían controlados principalmente por condiciones paleohidrológicas fluctuantes. Estiman que el clima era húmedo continental (con una temperatura media anual de $10-14\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ y una precipitación media anual de $450-830\text{ mm año}^{-1} \pm 200\text{ mm año}^{-1}$

¹). Las condiciones climáticas serían de este modo más húmedas que las actuales en la cuenca del Ebro, lo que según estos autores difiere de algunas interpretaciones anteriores que consideraban un ambiente árido a semiárido para el Mioceno inferior. En las Bardenas prevalecería un clima cálido subtropical, según indican las faunas de reptiles y anfibios estudiadas por Murelaga *et al.* (2002).

En la actualidad se interpreta que las Bardenas Reales de Navarra se caracterizarían por un paisaje llano sin relieves destacados (Fig. 3.5), con ríos que drenaban desde las cordilleras circundantes hasta un lago central no demasiado profundo. Un paisaje con vegetación parcheada, y un anillo vegetal rodeando las mayores masas de agua que aumentaría en diámetro dependiendo de las condiciones climáticas predominantes.



Figura 3.5. Representación del entorno de las Bardenas Reales de Navarra durante el Mioceno inferior y medio. Paisaje con vegetación parcheada, llanuras de inundación y ríos que van a dar a los lagos centrales, en el horizonte la Cordillera Ibérica y el Moncayo. Ilustración de Mauricio Antón.

La disposición de los materiales geológicos también se aprecia dentro de las Bardenas Reales de Navarra en la actualidad, donde las facies carbonatadas predominan en el sur, mientras que al norte hay más areniscas (Murelaga, *com. pers.*). El característico relieve de las Bardenas es un claro reflejo de estos cambios litológicos. Las areniscas y calizas más resistentes a la erosión, dan relieves positivos al norte y al sur, en El Plano y en La Negra respectivamente. Las lutitas, más deleznales y fáciles de erosionar, se concentran en la Bardena Blanca, donde se encuentra la depresión que posteriormente ha sido rellenada por sedimentos holocenos.

Capítulo IV

METODOLOGÍA

En este capítulo se explican las diferentes técnicas empleadas en las diversas especialidades que conforman esta tesis. Se han diferenciado tres grandes apartados, que difieren significativamente en el modo de trabajo: estratigrafía, paleontología y magnetoestratigrafía, cada uno de ellos con sus propias técnicas. En el Anexo II (pág. 315) se ha incluido una relación de abreviaturas utilizadas en la presente memoria.

4.1 METODOLOGÍA EN ESTRATIGRAFÍA

En este apartado se describen las técnicas básicas empleadas en el estudio estratigráfico, que han consistido en la obtención de datos de campo, descripción de facies, elaboración de columnas estratigráficas y la correspondiente correlación entre ellas.

4.1.1 Técnicas de campo

Son las utilizadas en el campo para la obtención de datos. Un trabajo de estas características requiere levantar columnas estratigráficas en las cuales se representa la potencia y naturaleza de las litologías. Se han descrito las diferentes litologías que se han identificado en el campo, prestando especial atención al posible contenido paleontológico (como fragmentos de cascaras de gasterópodos). Además, otra propiedad singular que se ha tenido en cuenta es la coloración de las rocas.

La potencia de las series estudiadas se ha establecido usando la vara de Jacob y teniendo en cuenta los escasos (<2-3) grados de buzamiento que aparecen, ocasionalmente, en la zona (fig. 4.1 a). La única excepción la constituye la sección de Cabezo Carbonera, que se sitúa en el sector noroccidental de las Bardenas en la terminación oriental del sinclinal de Marcilla y presenta un buzamiento al norte de 14°.

Una vez levantadas las columnas y conociendo su espesor se ha realizado la correlación en campo de los niveles más significativos y visualmente llamativos. Así, para la correlación entre las secciones se han utilizado los niveles calizos (de mayor extensión horizontal que los niveles canaliformes de arenisca) y las variaciones en la coloración de las lutitas. Se han correlacionado de este modo las nuevas secciones descritas por primera vez en este trabajo, tanto entre ellas como, y con las descritas por Murelaga (2000), Larrasoña et al (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a, d y 2013).

Además del trabajo estratigráfico, se han identificado las principales facies sedimentarias observadas en las distintas secciones, que fueron descritas por Arenas y Pardo (1999), y que se resumen en el siguiente apartado.

4.1.2 Descripción de facies

Arenas y Pardo (1999) presentan un modelo de facies para la sedimentación del sector central (norte) de la cuenca del Ebro durante el Ateniense y el Aragoniense superior. En ese trabajo caracterizan diferentes facies continentales y las interpretan (tab. 4.1), para luego definir asociaciones de facies verticales. En esta tesis se han empleado los mismos términos y la nomenclatura propuesta por Arenas y Pardo (1999) para describir e interpretar las facies. Aunque no se ha realizado un análisis de facies detallado, la identificación de las principales facies sedimentarias ha ayudado en la correlación litoestratigráfica de las secciones estudiadas y ha aportado información relevante de cara a estudiar la tafonomía de los yacimientos de micromamíferos.

4.1.3 Técnicas de gabinete

Con el fin de obtener un marco cronoestratigráfico robusto para todos los yacimientos estudiados, se ha seguido la metodología de las series compuestas (Daams *et al.* 1999a). Ello implica seleccionar aquellos tramos de las distintas series estratigráficas que incluyen mayor número de yacimientos, y que constituyen el armazón de la serie compuesta. Los yacimientos situados en el resto de secciones se sitúan, mediante la correlación con marcadores litológicos, en su posición estratigráfica en dicha sección compuesta.

Facies	Subfacies	Estructuras sedimentarias	Características y componentes biológicos y diagenéticos	Interpretación
Margas: M	Margas laminadas Margas masivas	Laminación paralela o estratificación lenticular Ninguna	^e a, b, c, e	Sobre todo en áreas <i>offshore</i> de lagos, en relación con periodos de escorrentía
Caliza laminada: L1	L1.1 L1.2 L1.3	Estratificación lenticular u ondulada Laminación paralela Estratificación cruzada hummocky	^d Asociados ^d Asociados ^d Asociados	Influencia de oleaje por encima o por debajo del nivel de tormenta. Corrientes laminares de orilla o corrientes internas de tipo turbidita (L1.2). Aguas de salinidad moderada
Calizas estromatolíticas: Ls	Incrustaciones, biohermos, biostromos	Alternancias microscópicas de láminas micríticas oscuras y claras	Alternancias microscópicas de láminas micríticas oscuras y claras	Áreas lacustres marginales o poco profundas. Aguas de salinidad moderada
Calizas masivas: Lm		Poco comunes y pobres, laminación irregular	En caso de presentar, bioturbación ^{a, b, c, e} débil	Agua dulce, áreas lacustres superficiales, abastecimiento permanente de agua
Calizas bioturbadas: Lb	Depende del proceso pedogénico	Marcas de raíces, grietas de desecación	Nodulos, brechas, etc. ^{a, b, c, e}	Condiciones palustres, somerización de aguas dulces previamente estancadas
Yeso nodular: Gn		Comunemente, masivo	Nodulos alabastrinos milimétricos a decimétricos, aislados o acumulados	Procesos evaporíticos en llanuras de barro salinas
Yeso lenticular: Glen		Masivo, raramente formando láminas	Textura alabastrina	Precipitación de yeso en un lago salino e intersticial dentro del sedimento
Yeso laminado y con ripples: Gl y Gr		Laminación paralela, lenticular o en <i>ripple</i>	Textura alabastrina	Precipitación de yeso en lagos hipersalinos
Lutitas verdes, grises y ocres: Fg y Fo		Ninguna, masiva; laminación paralela	Bioturbación; moteado ^{a, b, c, e}	Zonas circundantes del lago o llanuras aluviales cercanas a la zona lacustre
Areniscas: Sm, Sl, Sr o St		Masiva, paralela, ripples o estratificación cruzada en surco	Bioturbación ^e	Fujos laminares y canales de la llanuras de inundación cercanas al área lacustre

^aGasterópodos, ^bOstrácodos, ^cCaroñas, ^dEstromatolitos, ^eDebris carbonatado

Tabla 4.1. Esquema de la nomenclatura seguida en esta tesis para describir las principales características de las facies y su interpretación. Modificado de Arenas y Pardo (1999).

4.2 METODOLOGÍA EN PALEONTOLOGÍA

Este apartado está dedicado a exponer las técnicas utilizadas a la hora de realizar el estudio de los fósiles, que se han dividido en seis secciones diferentes, en las tres primeras se incluyen las técnicas empleadas en el campo, laboratorio y gabinete para la extracción y preparación de las muestras paleontológicas. En las dos siguientes secciones se matizan los criterios seguidos para las identificaciones taxonómicas y las consideraciones que se han tenido en las asignaciones bioestratigráficas. En la última sección se exponen los métodos empleados para las cuantificaciones en paleoecología.

4.2.1 Técnicas de campo

Se consideran técnicas de campo aquellas utilizadas para la búsqueda, extracción y transporte al laboratorio del material que se va a estudiar. En esta sección se describen la prospección, la excavación o recogida de sedimento de los niveles fosilíferos y el lavado de sedimento.

4.2.1.a Prospección y recogida de sedimento

La prospección consiste en la búsqueda de niveles fosilíferos. El trabajo previo a cualquier prospección paleontológica se basa en conocer lo mejor posible el área de estudio. Para ello son indispensables conocer el contexto geológico de la zona a mayor escala (mediante bibliografía) y a detalle (con la ayuda de las columnas estratigráficas realizadas).

Los restos fósiles de microvertebrados en este tipo de ambientes sedimentarios suelen encontrarse en niveles margosos, arcillosos, limosos o de arenas finas que presentan coloraciones grises (Murelaga, 2000; Suarez-Hernando, 2012), por lo que estos niveles suelen resaltar del resto de las litologías consideradas. Los ambientes anóxicos son en ocasiones más favorables para que se den los procesos de fosilización, lo que se refleja en la coloración de los sedimentos. Los colores verduscos, negruzcos y grisáceos son característicos de medios poco oxigenados, y por tanto más propicios a contener restos fósiles. Pese a ello, no se debe descartar la posibilidad de que en litologías de otras características y coloraciones puedan encontrarse vestigios fósiles.

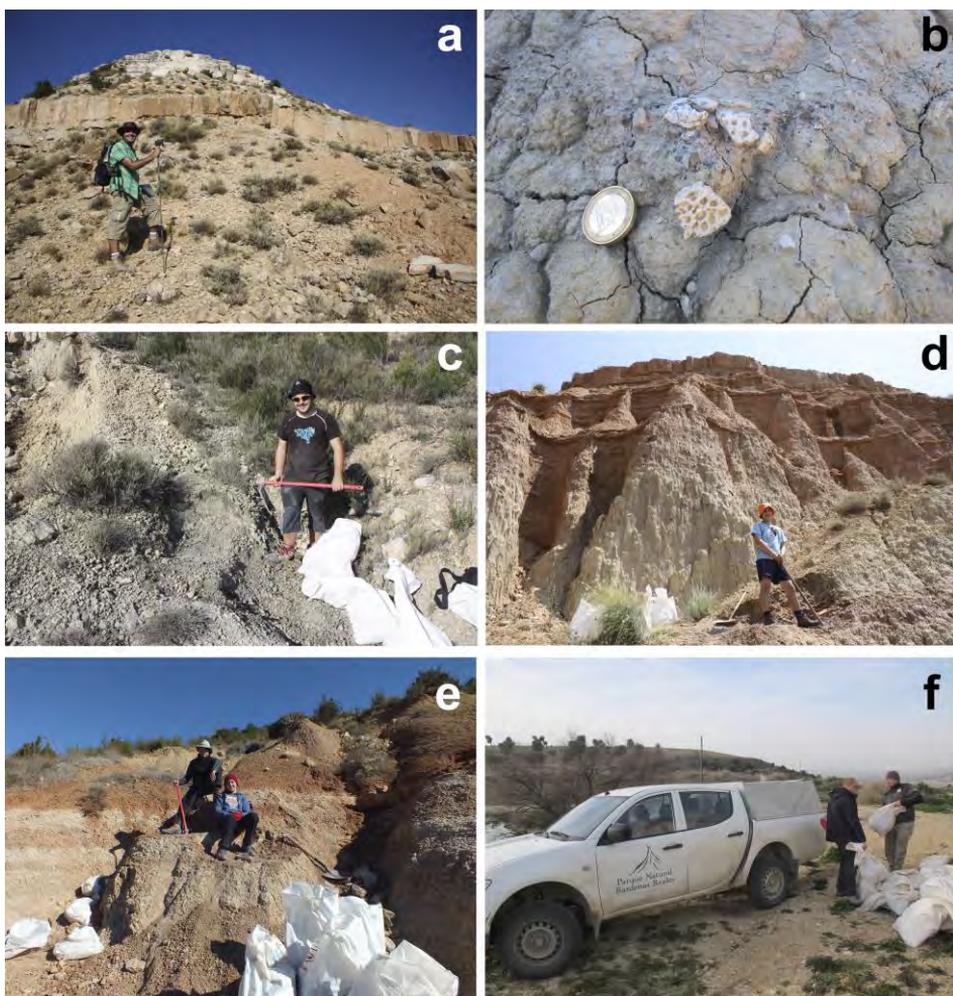


Figura 4.1. a: Proceso de levantar la columna de Punta del Olmo con la vara de Jacob. b: detalle del yacimiento CA2. c: Prospección de un nivel en la Nasa. d: Prospección del nivel PR29. e: Prospección de los niveles PR10a, PR10b y PR10c. f: Transporte de los sacos llenos de sedimento con la colaboración del guarderío del Parque de Bardenas.

Normalmente hay mayor concentración fosilífera en sedimentos acumulados en medios acuáticos de baja energía (arenas finas, limos, arcillas y margas). Así, los niveles en los que en superficie se observan pequeños restos óseos, carofitas o fragmentos de gasterópodos, pueden contener también dientes de micromamíferos (fig. 4.1 b). Durante el muestreo realizado en el presente trabajo únicamente se han identificado fragmentos relativamente grandes (1-2 cm) en superficie en el yacimiento PO73, mientras que en el resto, solo se han identificado carofitas o pequeños fragmentos de gasterópodos (0,1-0,5 cm).

Una vez localizado un enclave fosilífero se debe ubicar con precisión tanto geográficamente (mediante mapas topográficos y GPS) como geológicamente (mediante mapas geológicos y columnas estratigráficas). Esto es muy importante para localizar el nivel en futuras campañas o estudios y poder correlacionar los yacimientos entre sí. Las coordenadas UTM se han obtenido mediante un GPS marca Garmin (modelo e-trex VISTA Hcx) y el Visor SigPac, con un margen de error del orden de 3-5 metros y usando como referencia el Datum ETRS89.

La prospección y excavación de los yacimientos estudiados en este trabajo se ha realizado de forma escalonada. En primer lugar se recogieron entre 40-80 kg de sedimento en los niveles con posibilidad de albergar fósiles. Tras el procesado en laboratorio de ese material (véase la sección 4.2.2 en la página 51) se volvieron a muestrear los niveles que contuvieran restos fósiles de vertebrados, bien dientes u otros fragmentos óseos no identificables. Se recogieron así otros 100-500 kg de sedimento, en función de la riqueza potencial que pudieran tener los niveles, con excepción de PR110, PR121, PR125 y SA6, donde su escaso espesor (5-20 cm) y su posición entre niveles calizos dificultó enormemente la extracción de sedimento. Los niveles realmente fosilíferos, en los que se extrajo un número significativo de dientes, se volvieron a excavar, llegando en algún caso a coger más de 1.000 kg.

La mayoría de las prospecciones se han realizado entre el año 2011 y 2015 por miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco, contando siempre con una amplia colaboración de voluntarios y la ayuda de la Comunidad de Bardenas Reales (fig. 4.1 c-f)). Se han prospectado en total 38 niveles, de los cuales son estériles 17 y 21 se han considerado yacimientos (véase la tabla 6.1 dentro del capítulo sobre tafonomía en la parte de resultados, página 91).

4.2.1.b Lavado y tamizado de sedimento

Se denomina lavado-tamizado al procedimiento seguido para obtener concentrados de microfósiles para su posterior separación en el laboratorio. Antes del lavado, y con el fin de obtener una cantidad menor de concentrado, es indispensable que el sedimento se disgregue bien. Para ello, el sedimento se deja extendido preferiblemente sobre plásticos y a la intemperie durante una o dos semanas, con el fin de que se seque (fig. 4.2 a). Cuando el sedimento está bien seco se introduce en baldes con agua para que las arcillas desfloquen y se disgreguen (fig. 4.2 b-c).

Cuando la muestra se ha disgregado totalmente (tras 4 horas aproximadamente) se procede al lavado de la misma. Esta labor se ha realizado en diversas campañas, contando con la colaboración tanto de la Comunidad de regantes El Ferial como con el Aula Paleontológica de Cenicero.

La finalidad del lavado-tamizado es eliminar la mayor cantidad de material estéril posible. Para ello se ha utilizado una mesa de lavado constituida por dos tamices y una bandeja que hace que el agua corra del tamiz superior al inferior (fig. 4.2 b-c). El tamiz superior tiene una luz de malla de 3 mm y el inferior de 0,5 mm. El lavado se realiza vaciando los baldes con sedimento disgregado sobre el tamiz superior donde se lava con agua a presión mediante la ayuda de mangueras con boca aspersora. La fracción menor que tres milímetros pasa, por medio de la bandeja inclinada, al tamiz inferior, el cual deja filtrar la fracción menor de 0,5 mm. Así se obtiene un concentrado cuyo tamaño oscila entre 3 y 0,5 mm (fig. 4.2 d). De esta manera, se puede reducir la muestra inicial de unos 600 kg a un concentrado de entre 3 y 25 kg, en función de la naturaleza del sedimento y de lo bien lavada que esté la muestra.



Figura 4.2. a: Secado del sedimento sobre plásticos. b-c: Proceso de lavado y tamizado del sedimento. d: Concentrado obtenido tras el lavado-tamizado.

4.2.2 Técnicas de laboratorio

Se incluyen en este apartado todos los procesos realizados desde que las muestras llegan al laboratorio, que incluyen el tratamiento con ácido acético de los concentrados obtenidos tras el lavado-tamizado y su posterior triado.

4.2.2.a Tratamiento de los concentrados con ácido acético

Existen técnicas físicas y químicas para reducir en el laboratorio la cantidad de residuo estéril de un concentrado, eliminando las partículas de yeso, carbonato, sílice o hierro (Peláez-Campomanes, 1993). En el presente estudio se ha utilizado ácido acético disuelto al 10% para disminuir la cantidad de concentrado, eliminando la fracción carbonatada.

En primer lugar, se coloca la muestra seca en barreños con el ácido acético y se deja unas 24 horas reaccionando (fig. 4.3 a). Posteriormente se vuelve a lavar y tamizar el concentrado con un tamiz pequeño de luz de malla de 0,5 mm (fig. 4.3 b) y a continuación se extiende la muestra para secarse. Posteriormente se vuelve a poner otras 24 horas en ácido y se tamiza. Este procedimiento se repite hasta que la muestra no reacciona más, aunque hay que tener cuidado de no someterla a demasiados baños, pues el ácido, al final, podría acabar afectando también al fosfato de los fósiles y esto acabaría destruyendo los dientes. También hay que considerar que, al utilizar esta técnica, todos los restos fósiles carbonatados (p. ej., gasterópodos, carofitas, ostrácodos y cáscaras de huevo) reaccionan y acabarán por desaparecer. Para preservar dicho material y poder tratarlo en posibles estudios futuros, parte del mismo se reserva con anterioridad al tratamiento.

4.2.2.b Triado de los concentrados

En los concentrados obtenidos después del lavado-tamizado y el tratamiento con ácido se mezclan los fósiles con abundante material estéril, por lo que debemos separarlos de éste. La técnica utilizada para ello es el triado, que consiste en separar los restos fósiles de los que no lo son. Para ello se ha utilizado una lupa binocular Nikon del modelo SMZ-U de 8 aumentos, perteneciente a la infraestructura de la Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea (fig. 4.3 c).



Figura 4.3. Técnicas de laboratorio. **a:** Tratamiento con ácido acético. **b:** Lavado de sedimento en el laboratorio. **c-d:** Triado con la lupa binocular.

4.2.3 Técnicas de gabinete

Este apartado explica los diferentes pasos seguidos después de tener los restos fósiles separados del material estéril para el estudio. Además, también se detallan los criterios seguidos en el siglado, medida y nomenclatura de los dientes.

4.2.3.a Montado y siglado de las muestras

Los restos fósiles estudiados están compuestos por piezas dentarias aisladas, que han sido depositadas en los fondos de la Dirección General de cultura del Gobierno de Navarra. Para almacenar los microfósiles dentarios se han utilizado cajas de plástico y piezas de LEGO (fig. 4.4 a-b). El pequeño tamaño de los restos impide el siglado directo, por lo que se han utilizado estas piezas de LEGO para poder realizarlo. En el lado izquierdo de la pieza LEGO se ha colocado pasta Faber-Castell (Knetgummi art eraser 127020) o pasta Bluetack, que es adherente, pero permitiendo siempre la movilidad de los dientes.

En la parte derecha de la pieza LEGO se ha colocado una pegatina con la sigla. Este método posibilita montar más de una pieza LEGO una encima de la otra, ancladas, y así facilitar su manejo. En cada caja de plástico se ha colocado un conjunto de cinco piezas, que se ha adherido con la misma plastilina (fig. 4.4 a-b). Esto hace que el conjunto de piezas LEGO no se mueva dentro de la caja a la vez que ésta protege los dientes. Las siglas constan de dos partes: la primera, con letras, hace referencia al yacimiento y la segunda, cifrada, al número de ejemplar de un yacimiento dado (fig. 4.4 c).

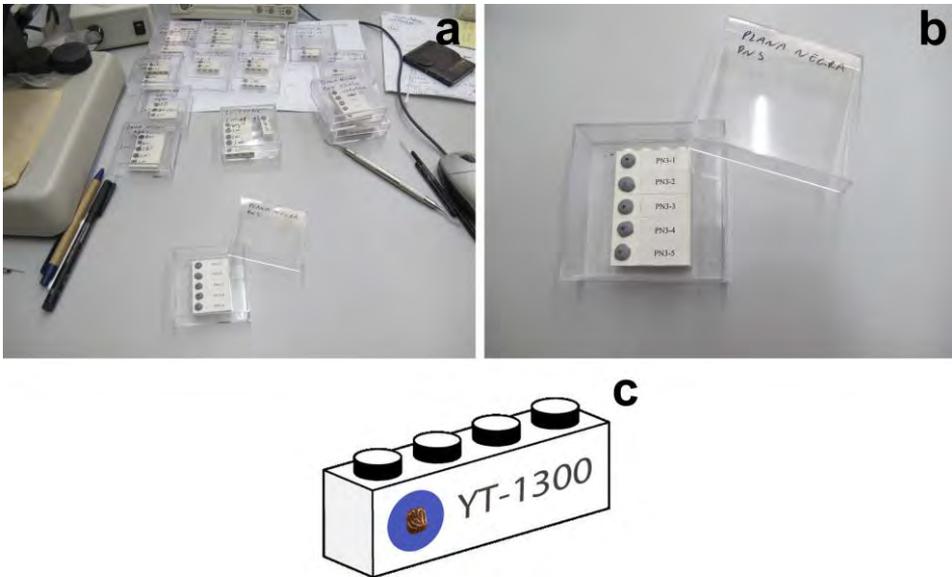


Figura 4.4. a: Parte de la colección estudiada guardada en cajas de plástico transparente. b: Detalle de una de las cajas con cinco ejemplares fósiles. c: Ilustración en detalle de una pieza LEGO con el fósil pegado en la plastilina y su sigla.

4.2.3.b Nomenclatura utilizada

Para designar las piezas dentarias se han utilizado las siguientes abreviaturas: D, premolar decidual; P, premolar definitivo y M, molar. Las piezas inferiores se designan con la misma letra, pero en minúscula. A continuación de la letra se coloca un número que hace referencia al lugar que ocupa el diente en la mandíbula. Por último se orienta el diente de la siguiente manera: der., derecha e izq., izquierda. Así M1 der. será el primer molar superior derecho y m2 izq. será el segundo molar inferior izquierdo (fig. 4.5).

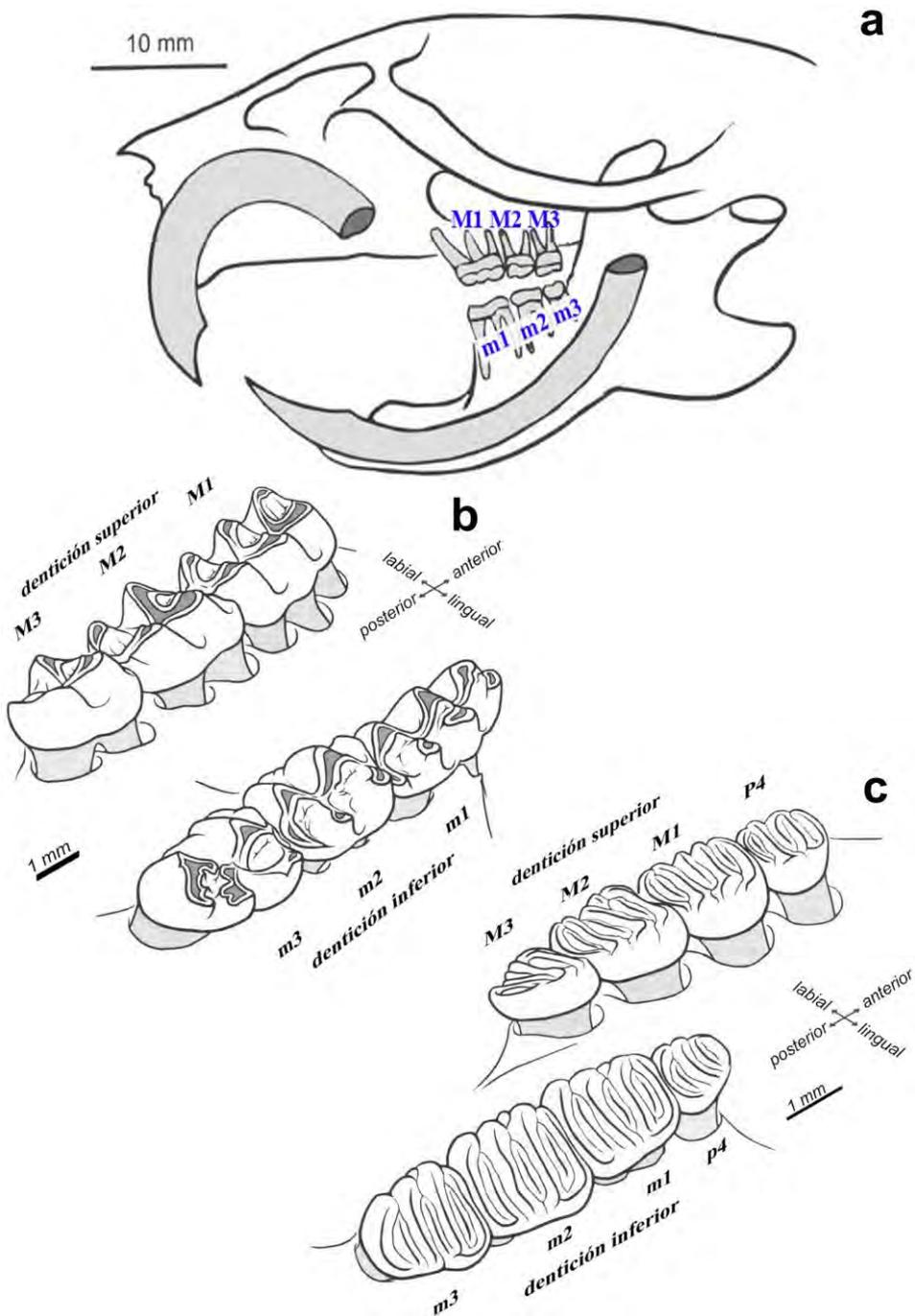


Figura 4.5. a: Esquema de la vista lateral del cráneo de un roedor en el que se señala la posición y nomenclatura de los molares. **b:** Esquema de la dentición del género de cricétido *Cricetus*. **c:** Dentición del género de glírido *Glis*. Modificado de Hillson (2005).

4.2.3.c Técnicas métricas y descriptivas

Las mediciones son una parte importante del estudio de vertebrados por lo que es necesario señalar cuáles han sido los parámetros utilizados. El estudio de los micromamíferos se basa principalmente en la morfología (fig. 4.5 b-c) y en las dimensiones de las coronas dentarias, siendo el tamaño de los dientes un carácter sistemático importante (Murelaga 2000). Las mediciones y el fotografiado del material se han realizado con una lupa NIKON SMZ-U que tiene incorporada una cámara digital Nikon DIGITAL SIGHT DS-L1 perteneciente al Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Facultad de Ciencia y Tecnología de la UPV/EHU. En todas las piezas dentarias se han tomado la longitud y anchura máximas en la superficie oclusal. Dentro del capítulo de sistemática (páginas 99-215), en los apartados correspondiente a cada familia se han incluido una serie de figuras donde se indica la nomenclatura empleada en las descripciones y la forma en la que se han realizado las mediciones de los molares; esas medidas se dan en unidades milimétricas.

4.2.4 Sistemática e identificación taxonómica

La sistemática biológica es el sistema de clasificación del conjunto de los organismos actuales y del pasado. Las reglas de clasificación formalizadas y seguidas por la Sistemática constituyen la Taxonomía (López-Martínez y Truyols-Santonja, 1994). Así, la taxonomía y sistemática estarán relacionadas, pero mientras que la primera describe los objetos, la segunda busca los caracteres más significativos para la identificación de un grupo y los clasifica y relaciona entre sí. La nomenclatura de los seres vivos se rige por los Códigos Internacionales Botánicos, Zoológicos y Microbiológicos (ICBN, ICZN e ICNB) (Díaz-Martínez, 2013).

En esta tesis se han estudiado restos directos de diferentes grupos de vertebrados. Todos ellos son microfósiles de piezas dentarias, de modo que son menores a 5 mm. En el apartado de sistemática se describen todos los molares que pertenecen a la clase Rodentia.

Dentro de los micromamíferos, comúnmente, se incluye a los siguientes grupos: roedores (ratas, hámsteres, lirones y ardillas), lagomorfos (conejos y liebres), insectívoros (topos, musarañas y erizos) y quirópteros (murciélagos). El taxón más abundante en los niveles estudiados son los roedores. En el orden Rodentia (roedores) se

clasifican las siguientes familias: Gliridae (lirones), Castoridae (castores), Cricetidae (hámsteres y ratones), Sciuridae (ardillas, marmotas y perritos de las praderas) y Eomyidae (un grupo extinto emparentado con las tuzas y las ratas canguro). Por otro lado, cabe destacar que, pese a que informalmente sea un término bastante utilizado, el “orden” Insectivora no existe, pues se trata de un grupo parafilético. En la actualidad el término correcto para englobar a las familias Soricidae (musarañas), Talpidae (topos) y Erinaceidae (erizos) es el orden Eulipotyphla.

Por su pequeño tamaño y su rápida diversificación y especiación, los micromamíferos son muy útiles a la hora de desarrollar escalas bioestratigráficas y biocronológicas en medios continentales (Daams *et al.* 1988; Cuenca, 1992b; van der Meulen *et al.* 2011). Además, son muy sensibles a cambios ambientales por lo que también son muy utilizados para hacer inferencias paleoambientales y paleoclimáticas (Daams *et al.* 1997; Freudenthal, *et al.* 2014). Debido a esa especialización el mejor modo de identificar especies en el registro fósil es mediante sus piezas dentarias, puesto que la morfología varía mucho entre taxones (fig. 4.5 b-c). En el apartado de sistemática se describirán, por taxones, los diferentes dientes encontrados en cada yacimiento. Como los incisivos no tienen caracteres determinativos para diferenciar especies, no se han incluido en el contaje.

4.2.5 Unidades bioestratigráficas y biocronológicas

En la presente tesis se ha empleado el esquema temporal de referencia representado en la figura 4.6 (página 59), en el que se incluyen las diferentes unidades bioestratigráficas y biocronológicas que se describen en este apartado.

La bioestratigrafía y la biocronología son indispensables en el desarrollo de la escala de tiempo geológico (Gradstein *et al.* 2004; Larrasoaña *et al.* 2006; van der Meulen *et al.* 2011). La bioestratigrafía es una herramienta para la datación relativa de las rocas sedimentarias; los mamíferos son los organismos más utilizados a la hora de realizar las correlaciones y dataciones en depósitos continentales, debido sobre todo a su rápida evolución y abundancia relativa (Sesé, 2006). Sin embargo, la zonación basada en faunas continentales presenta una serie de problemáticas, ya que las barreras intracontinentales y climáticas dan lugar a diferencias biogeográficas (van Dam, 2003; van der Meulen *et al.* 2011; van der Meulen *et al.* 2012). Además, las zonaciones

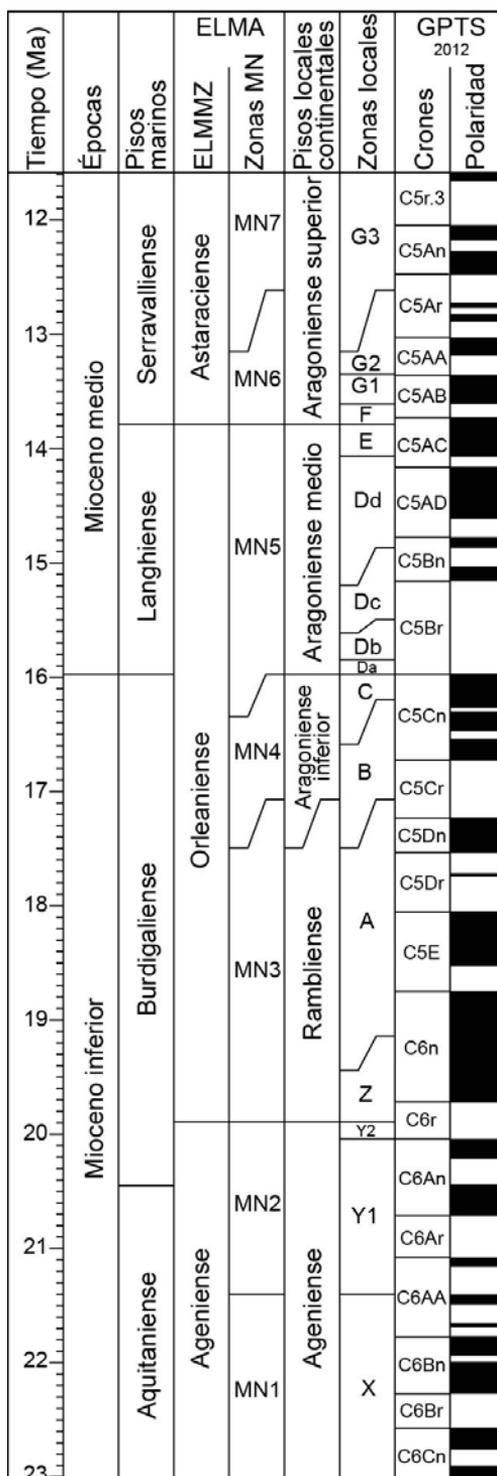
biocronológicas continentales se basan en la similitud taxonómica y en los estados evolutivos, y se asigna una localidad a una biozona determinada basándose en la presencia de taxones en común con las faunas de referencia. Esto hace que las correlaciones puedan ser poco precisas si la fauna descrita se ha encontrado en una localidad lejana al yacimiento de referencia (Pérez-Rivarés, 2016).

Estas limitaciones en los registros faunísticos continentales hacen que el establecimiento de una escala de tiempo biocronológico sea a veces más factible que el establecimiento de una escala de tiempo bioestratigráfica, que requiere la situación precisa de las localidades en una sección estratigráfica (Pérez-Rivarés, 2016). Por otro lado, cabe decir que el uso conjunto de escalas bioestratigráficas locales calibradas con la escala geocronológica para correlaciones dentro de una cuenca y las biocronológicas para correlaciones entre diferentes cuencas es recomendable (Agustí et al. 2011; van der Meulen *et al.* 2011). En esta tesis se han utilizado varias unidades biocronológicas y bioestratigráficas, a nivel local las zonas definidas por Daams y Freudenthal (1981). Además, se hace referencia a las y las unidades MN de Mein (1975) y unidades cronoestratigráficas ELMA (European Land Mammal Ages).

4.2.5.a Unidades MN (Mein, 1975)

En el estudio del Neógeno continental europeo la zonación biocronológica más utilizada son las MN de Mein (1975). Las MN, acrónimo de *Mediterranean Neogene*, se basan en la combinación entre la presencia de ciertos taxones seleccionados y las primeras apariciones de otros taxones. Por lo tanto, son series de asociaciones de taxones provenientes de localidades ubicadas en secuencias cronológicas. Las zonas de referencia están numeradas de 1 a 13 en el Mioceno y de 14 a 17 en el Plioceno (Mein, 1999). La asociación faunística que caracteriza cada una de ellas debe presentar suficientes diferencias con las unidades adyacentes y dichas asociaciones no deben tener cambios significativos durante la duración de la unidad, es decir, han de ser reconocibles y estables (Mein, 1999; Steininger, 1999; Domingo *et al.* 2007; van der Meulen *et al.* 2012; Pérez-Rivarés, 2016). Por lo tanto, las MN originales de 1975 se basaban en la distribución temporal de los taxones, pero posteriormente, Mein (1999) propone una calibración magnetoestratigráfica, ajustando los límites y permitiendo así calibraciones no solo a nivel europeo, sino también a nivel euroasiático.

Figura 4.6. Esquema magneto-biocronológico utilizado en esta tesis. Para su realización se han incorporado datos previos a esta tesis, de: Odin *et al.* (1997), Daams *et al.* (1999b), Agustí *et al.* (2001), Álvarez-Sierra *et al.* (2003), Gradstein *et al.* (2004), van Dam *et al.* (2006), Larrasoaña *et al.* (2006), Domingo *et al.* (2007), Agustí *et al.* (2011), Casanovas-Vilar *et al.* (2011), van der Meulen *et al.* (2011), Ogg (2012), Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a), van der Meulen *et al.* (2012), García-Paredes *et al.* (2016), Pérez-Rivarés (2016) y Hernández-Ballarín y Pelaéz-Campomanes (2017). Las líneas diagonales unen los intervalos sin yacimientos o los límites identificados por diferentes criterios. Se aprecia como desde el Ramblense hasta el Aragoniense inferior los límites entre las zonas locales no están del todo definidas, bien por escasez de yacimientos paleontológicos que aporten datos bioestratigráficos, o bien por falta de datos magnetoestratigráficos hasta la fecha. Esto se discutirá en el capítulo X (pág. 251).



De todas formas, el sistema cronológico continental basado en mamíferos no siempre es evidente, debido a la complejidad de la distribución biogeográfica de los organismos mencionados y los posibles problemas de diacronismo que ello implica (van Dam, 2003; van der Meulen *et al.* 2011). Esto ha hecho que numerosos autores hayan criticado las MN. Por un lado, las localidades de referencia no pertenecen a una misma bioprovincia, haciendo que puedan confundirse factores geográficos y estratigráficos (Daams y Freudenthal, 1981; de Bruijn *et al.*, 1992; Agustí, 1999). Por otro lado, los eventos paleobiológicos se dan con un desfase temporal en diferentes puntos de Europa, generando diacronismos (Agustí, 1999; Murlaga, 2000; van der Meulen *et al.* 2011). Pese a todo ello, el de las zonas MN es uno de los sistemas más utilizado en las correlaciones entre cuencas neógenas europeas. En muchos estudios de cuencas continentales, además de las MN se emplean también biozonas locales, con el fin de precisar las edades obtenidas por micromamíferos.

4.2.5.b Zonación local (Daams y Freudenthal, 1981)

Daams y Freudenthal (1981) definieron en la cuenca de Calatayud-Teruel las denominadas “zonas locales” basándose en la distribución, abundancia relativa, aparición y desaparición de distintas especies. Esta zonación ha sido revisada con posterioridad, habiéndose introducido modificaciones y subdivisiones en la escala original (Daams y van der Meulen, 1983; Daams *et al.* 1987; Daams y Freudenthal, 1988; van der Meulen y Daams, 1992; Daams *et al.* 1999b; van Dam *et al.* 2001; Álvarez Sierra *et al.* 2003, van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes *et al.* 2016). Estas zonas se designan mediante letras, en un principio de la A a la I. Posteriormente se introdujeron las zonas X, Y y Z, reconocidas en niveles estratigráficos situados por debajo de la zona A. Así se obtiene una mayor división de las MN, y por consiguiente permiten afinar más en edad, pero siempre con una aplicación local a nivel ibérico, siendo muy utilizadas en las últimas décadas en el estudio de las cuencas neógenas (Daams y Freudenthal, 1988; van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes *et al.* 2016). Asimismo, las zonas Y, C y D, se dividen en subzonas, que no están exentas de controversia, puesto que la posición estratigráfica de los yacimientos de la cuenca de Calatayud-Teruel y el estatus sistemático de algunos géneros de cricétido, en los que se basa la división de las subzonas en el área tipo está en discusión (Daams, 1999a; van der Meulen *et al.* 2003 y 2012; Freudenthal, 2006).

4.2.5.c Pisos continentales locales (Península Ibérica)

Basándose en la zonación local de Daams y Freudenthal (1981), en la década de los 70 y 80 se definieron pisos continentales en la Península Ibérica, siguiendo la normativa del ISG (International Stratigraphic Guide) (Hedberg, 1976). En la actualidad, y tras haber sido redefinidos y calibrados varias veces, los pisos continentales del Mioceno inferior y medio que se emplean en las cuencas ibéricas son: Ageniense, Ramblense y Aragoniense.

El Ageniense se corresponde con la MN1 y MN2 y las zonas locales X, Y1 e Y2, se encuentra por lo tanto en la parte baja del Mioceno inferior, y este nombre se mantiene en todo el continente europeo para estas edades (Steininger, 1999). El Ramblense fue definido por Daams *et al.* (1987) en los alrededores de Navarrete del Río (Teruel), en la actualidad se correlaciona con la MN3 y las zonas locales Z y A. El Aragoniense se definió en la zona de Villafeliche (Zaragoza) por Daams *et al.* (1977) y posteriormente fue modificado por Daams *et al.* (1999b). En la actualidad se subdivide en tres unidades, por un lado, el Aragoniense inferior que se correlaciona con la MN4 y a su vez equivale a las zonas locales B y C. Por otro, el Aragoniense medio (MN5) equivalente a las zonas locales D y E y por último el Aragoniense superior que abarca las MN 6 y MN7/8, desde la zona local F hasta la G.

4.2.5.d Unidades cronoestratigráficas: ELMA y ELMMZ

En 1976 Fahlbush propuso las denominadas ELMA (European Land Mammal Ages) como pisos continentales europeos (Steininger, 1999). Para el Mioceno inferior y medio se utilizan el Ageniense (mencionado anteriormente), el Orleaniense y el Astaraciense. Estas tres fueron definidas como unidades cronoestratigráficas que se caracterizaban basándose en eventos bioestratigráficos de mamíferos. En la actualidad se usan conjuntamente como unidades bioestratigráficas, cronoestratigráficas y geocronológicas (Steininger, 1999). Steininger (1999) propone que para el uso en contexto bioestratigráfico se empleen las ELMMZ (European Land Mammal Mega-Zones), por no hacer uso del término geocronológico "Age" de forma incorrecta. Las ELMMZ son, así, unidades de un rango superior a las MN, y pueden usarse como escala de correlación de las faunas de mamíferos europeas.

El Ageniense abarcaría la MN1 y la MN2, y se correlaciona con el Aquitaniense. El Orleaniense cubre el tránsito entre el Mioceno inferior y medio, desde la MN3 hasta la MN5, correlacionándose con el Burdigaliense y el Langhiense. El Astaraciense ocupa la MN6 y la MN7/8, siendo equivalente del Serravalliense, en el Mioceno medio.

4.3 METODOLOGÍA EN MAGNETOESTRATIGRAFÍA

En este apartado se explican diferentes cuestiones relacionadas con la magnetoestratigrafía y el paleomagnetismo. Se explican brevemente algunos conceptos teóricos y se describen tanto las técnicas de muestreo en el campo como las analíticas de laboratorio.

4.3.1 Conceptos en Magnetoestratigrafía

Las inversiones de polaridad magnética terrestre quedan registradas en sedimentos y rocas, y la magnetoestratigrafía se encarga del estudio de ese registro. Combinando la magnetoestratigrafía con otras técnicas de dataciones absolutas, como la desintegración de isótopos, y con dataciones relativas como la bioestratigrafía y quimioestratigrafía, se construyen las escalas de tiempo geológico (Butler, 1992; Opdyke y Chanel, 1996). Las aplicaciones geocronológicas del paleomagnetismo se fundamentan en las siguientes asunciones (ver por ejemplo, Butler, 1992; Opdyke y Chanel, 1996; Merrill *et al.* 1996; Tauxe, 1998; McElhinny y McFadden, 2000; Gubbins y Herrero-Bervera, 2007; Langereis *et al.* 2010; Pérez-Rivarés, 2016):

1.- El campo magnético terrestre (CMT) se origina en las corrientes de convección y de Coriolis que se producen en el seno del fluido de níquel-hierro que forma el núcleo externo de la Tierra. El CMT varía en el tiempo dentro de un amplio rango, desde pequeñas fluctuaciones que duran unos minutos hasta intervalos de inversiones magnéticas que duran desde cientos de años hasta cientos de millones de años. Si se considera a una escala temporal de cientos o miles de años, el CMT se puede modelar mediante un dipolo centrado en el núcleo terrestre y alineado con su eje de rotación, de manera que sus polos norte y sur coinciden con los polos norte y sur geográficos, respectivamente (fig. 4.7). En el registro paleomagnético se observa que el campo dipolar de la tierra ha invertido su polaridad varios cientos de veces al menos en los últimos 160

millones de años, de forma irregular y caótica. Pese a que el mecanismo que produce estas inversiones no se ha podido explicar con detalle hasta la actualidad, el hecho significativo para las aplicaciones magnetoestratigráficas es que dichas inversiones no son periódicas, por lo que su registro secuencial adquiere un valor cronoestratigráfico. Al ser un fenómeno global, cualquier punto del planeta registra la misma polaridad del CMT para cada momento de la historia geológica terrestre.

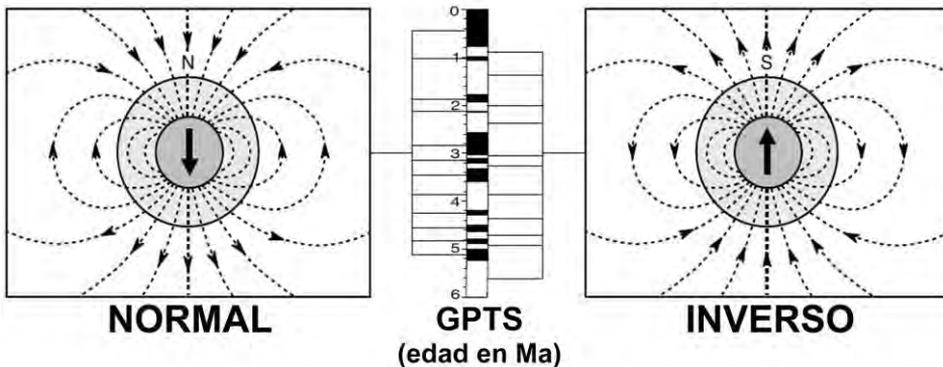


Figura 4.7. Representación esquemática del campo geomagnético de un dipolo geocéntrico axial. Durante el periodo de polaridad normal del CMT la posición media del polo magnético coincide con el polo norte geográfico, la inclinación del flujo es positiva en el hemisferio norte y negativa en el hemisferio sur. Este comportamiento es opuesto durante la polaridad inversa. En la escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS), los periodos de polaridad normal se representan por intervalos negros y los periodos inversos por intervalos blancos. Modificado de Langereis *et al.* 2010.

2.- Las rocas, cuando se forman, pueden adquirir una magnetización remanente que se denomina primaria y es paralela al CMT, registrando su polaridad. Dicha magnetización está registrada por varios tipos de minerales ferromagnéticos (s.l.), es decir, minerales con hierro que son capaces de magnetizarse en presencia de un campo magnético y que retienen su magnetización una vez dicho campo desaparece. Las rocas pueden magnetizarse por diferentes procesos (fig. 4.8). Se denomina magnetización remanente térmica a aquella que se adquiere cuando un mineral ferromagnético se enfría por debajo de su temperatura de Curie (p. ej., temperatura a la que la agitación térmica es mayor que la energía magnética), momento en el que su magnetización queda orientada con el campo magnético prevaleciente. Se llama magnetización remanente química a aquella magnetización que se adquiere cuando un cristal ferromagnético crece por encima de un volumen crítico, por debajo del cual la energía térmica también domina a la energía magnética. Por

último, se denomina magnetización remanente detrítica a aquella registrada por minerales ferromagnéticos previos que, a modo de pequeñas brújulas fósiles, se reorientan con el campo magnético ambiental en el momento de formación de la roca. Independientemente del mecanismo que las generan, lo relevante de las magnetizaciones remanentes primarias es que son estables en el tiempo, de manera que pueden quedar preservadas en las rocas durante centenares y miles de millones de años después de su formación.

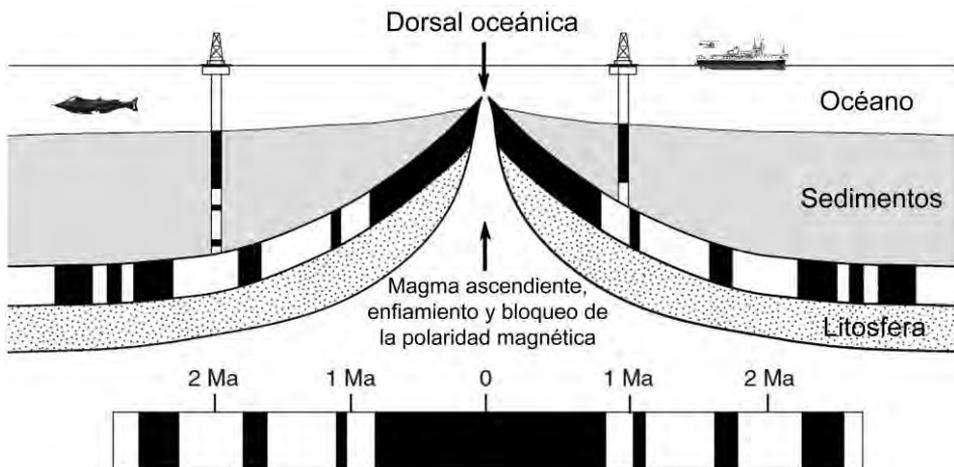


Figura 4.8. Registro de las anomalías magnéticas durante la expansión del fondo oceánico. Los bloques negros de corteza oceánica representan la polaridad normal original de la magnetización remanente térmica adquirida durante el enfriamiento de la dorsal, mientras que los blancos representan la polaridad inversa. Los bloques negros y blancos en los testigos de los sondeos representan polaridad normal e inversa de magnetización remanente detrítica adquirida durante el depósito de los sedimentos marinos. Modificado de Langereis *et al.* 2010.

3.- La magnetización remanente primaria registrada por una secuencia sedimentaria es susceptible de ser caracterizada para los distintos estratos que la forman. Esto permite establecer una secuencia de cambios de polaridad que posibilita, a su vez, fijar su cronología mediante la comparación con la "curva patrón" o escala de tiempo de polaridad magnética (GPTS, *Global Polarity Time Scale*). La GPTS es un registro de los cambios de polaridad magnética acaecidos en la Tierra, cuya edad se conoce con precisión y fiabilidad gracias a las dataciones de las rocas que las registran, p. ej., dataciones radiométricas en el caso de rocas volcánicas del fondo marino (fig 4.8) y dataciones astrocronológicas en el caso de rocas sedimentarias.

4.3.2 Técnicas de campo

La base de un estudio magnetoestratigráfico consiste en la recogida y orientación de muestras en el campo. Tanto la resolución del muestreo como las litologías muestreadas se han establecido en base a datos previos provenientes de estudios magnetoestratigráficos previos de sedimentos miocenos de la cuenca del Ebro (Barberá *et al.* 1994, Larrasoaña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés *et al.* 2002 y 2004; Pérez-Rivarés, 2016). En este estudio se ha muestreado la sección de Punta del Olmo, donde se han extraído un total de 45 muestras a lo largo de los 105 m de sección, lo que da un intervalo promedio de muestreo de unos 2,3 metros. Por su mejor calidad paleomagnética (Larrasoaña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés 2016), se han muestreado preferentemente las litologías lutíticas. Con el fin de optimizar la resolución del muestreo, se ha extraído únicamente una muestra por cada nivel estratigráfico muestreado. En la presente tesis se han considerado, además, la sección de Cabezo Carbonera y la continuación, hacia niveles estratigráficamente inferiores, de la sección de Cuesta Agujeros, muestreadas ambas por los Drs. Juan Cruz Larrasoaña y Xabier Murelaga en 2006. Los 31 y 43 niveles estratigráficos muestreados en los 96 y 118 m de ambas secciones dan una resolución de muestreo de 3,1 y 2,7 metros, respectivamente.

Para la perforación de las rocas y la extracción de muestras se ha empleado un taladro eléctrico con baterías al que se le ha incorporado una broca cilíndrica hueca de acero inoxidable y cabeza de diamante (fig. 4.9 a). Las muestras obtenidas tienen 2,5 cm de diámetro y entre 5 y 10 cm de largo. Las muestras se han orientado con un orientador de duraluminio y bronce, que lleva acoplada una brújula y un inclinómetro (fig. 4.9 b). Así, a cada muestra se le ha asignado un valor de azimut (ángulo del eje de la muestra con el norte) e inmersión (ángulo respecto al plano horizontal), que permiten referir las medidas de laboratorio.



Figura 4.9. a: Toma de muestra con el taladro. **b:** Orientación de la muestra con la brújula.

4.3.3 Técnicas de laboratorio

Una vez en el laboratorio, se han cortado las muestras para obtener especímenes de 2,2 cm de longitud, que se han siglado usando pintura blanca no magnética (fig. 4.10 a). Algunos especímenes han sido consolidados con silicato de sodio no magnético para asegurar su integridad durante los análisis de laboratorio. Con el fin de separar la magnetización remanente natural (MRN) de las rocas estudiadas en su componente primaria y posibles componentes secundarias, y basándonos en trabajos previos (Barberá *et al.* 1994; Agustí *et al.* 1994; Barberá *et al.* 2001; Larrasoaña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés *et al.* 2002 y 2004; Pérez-Rivarés, 2016), se ha optado por desmagnetizar las muestras siguiendo el método térmico. Para ello, se ha medido la MRN a temperatura ambiente y una vez calentada (y enfriada en ausencia de campo magnético) en sucesivos pasos de 100, 150, 200, 250, 300, 340, 380, 420, 450, 480, 510, 540, 570 y 600 °C para la sección de Punta del Olmo, y en pasos de 150, 250, 300, 340, 380, 420, 460, 500, 540, 580, 620 y 660 °C para las secciones de Cabezo Carbonera y Cuesta Agujeros. La MRN se ha medido con un magnetómetro criogénico 2G SRM 755R (2G Enterprises), que está equipado con tres sensores SQUIDs (*Superconducting Quantum Interference Devices*), y se ha desmagnetizado usando un desmagnetizador térmico TSD1 (Schönstedt) (fig. 4.10 b).

Todos los análisis han sido realizados en el Laboratorio de Paleomagnetismo de los Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona y el ICT Jaume Almera (CSIC) en Barcelona, bajo la supervisión de la Dra. Elisabet Beamud.



Figura 4.10. a: Muestras cortadas, consolidadas y sigladas. **b:** Magnetómetro criogénico.

4.3.4 Técnicas de gabinete

Una vez llevada a cabo la medida y desmagnetización térmica de la MRN, los datos se han representado mediante diagramas ortogonales o de desmagnetización de Zijderveld (Zijderveld, 1967) (fig. 4.11 b).

En estos diagramas se representan las proyecciones de los vectores medidos en cada paso de desmagnetización sobre dos planos ortogonales, uno vertical y otro horizontal. El abatimiento del plano vertical a la horizontal mediante un eje coplanario permite representar en dos dimensiones las tres dimensiones que tienen los vectores paleomagnéticos. Así, cada vector está representado por dos puntos, marcando uno su proyección en el plano horizontal (que se denota con círculos rellenos) y otro su proyección en el plano vertical abatido (denotado con círculos sin rellenar). La línea que une todos los puntos representa la trayectoria de desmagnetización.

La identificación visual de grandes tramos rectilíneos en dicha trayectoria, apoyados por su proyección estereográfica, han permitido identificar las distintas componentes que configuran la MRN. Su cálculo se ha llevado a cabo ajustando direcciones rectilíneas, por ajuste de mínimos cuadrados, a los puntos incluidos en cada componente (Kirschvink, 1980). Todos los cálculos y proyecciones han sido realizados con el software Paldir.

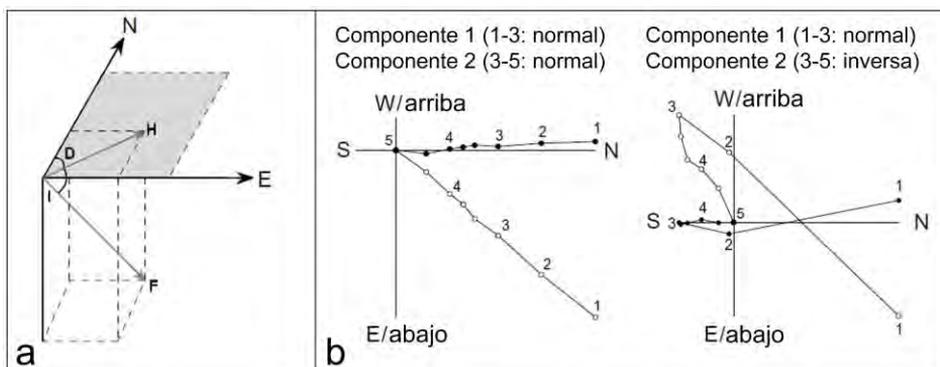


Figura 4.11. a: Elementos principales del campo geomagnético. El vector **F** representa la intensidad y la orientación del campo geomagnético en un punto, **h** es su componente horizontal. El ángulo **D** representa la declinación y el ángulo **I** la inclinación. **b:** Dos ejemplos de diagramas Zijderveld. El de la izquierda muestra dos componentes normales, mientras que el de la derecha ilustra una componente normal y otra inversa. Los números indican los pasos de desmagnetización. Los puntos rellenos y blancos representan la proyección de cada vector en el plano horizontal y plano vertical abatido respectivamente. Modificado de Langereis *et al.* 2010.

Una vez interpretados los diagramas Zijderveld y calculadas las direcciones paleomagnéticas para cada muestra, el siguiente paso es interpretar el significado geológico de dichas direcciones o componentes. Estudios magnetoestratigráficos previos llevados a cabo en el sector occidental de la cuenca del Ebro (Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés *et al.* 2002 y 2004; Pérez-Rivarés, 2016) indican que los materiales neógenos continentales que rellenan la misma se caracterizan por incluir, de manera sistemática, dos componentes estables. La primera componente se desmagnetiza habitualmente por debajo de 250-350° C, y suele ser paralela al campo actual por lo que carece de significado cronoestratigráfico (Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés, 2016). La segunda componente, denominada característica, se identifica habitualmente por encima de 250-350 °C y se desbloquea a temperaturas de entre 450 °C y 680 °C, en función del mineral magnético que las registra. La ausencia de buzamientos significativos imposibilita llevar a cabo un *test* o prueba del pliegue con el fin de determinar la edad de la magnetización característica con respecto a la deformación (Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés, 2016). Por este motivo, es la presencia de direcciones normales e inversas antipodales, junto con una falta de correlación entre litología y propiedades direccionales, lo que apoya el origen primario (p. ej., coetáneo con el depósito) de la magnetización característica.

Una vez determinado el carácter primario de la magnetización característica, se procede a calcular, a partir de los datos de declinación e inclinación obtenidos para cada muestra y teniendo en cuenta las coordenadas de cada sección, los polos geomagnéticos virtuales (VGP, *virtual geomagnetic poles*) asociados a cada nivel estratigráfico muestreado. Los VGP son una estimación del paleopolo geomagnético en el momento en que la muestra adquirió su magnetización primaria. La secuencia de variación de la latitud de los VGP a lo largo de las secciones estratigráficas estudiadas permite identificar las diferentes magnetozonas registradas en las mismas. Así, latitudes positivas de los VGP indican polaridades normales (p. ej., similar a la actual), mientras que latitudes negativas de los VGP indican polaridades inversas. Siguiendo el criterio descrito en trabajos previos, se han identificado magnetozonas considerando como tales a aquellos intervalos estratigráficos que incluyen al menos dos muestras consecutivas con la misma polaridad. Muestras individuales con una polaridad contraria a las muestras de su entorno no se han considerado como tales.

El último paso en la elaboración de una datación magnetoestratigráfica es la correlación de la sucesión de magnetozonas con la GPTS, usando información cronoestratigráfica adicional (bioestratigrafía en este caso) para “anclar” dicha correlación. En este trabajo se ha usado la GPTS2012 (Ogg, 2012), que para el periodo de tiempo considerado es idéntica y se corresponde con la GPTS calibrada mediante cicloestratigrafía en el año 2004 (ATNTS2004 de Lourens *et al.* 2004).

PARTE II

RESULTADOS

Capítulo V

ESTRATIGRAFÍA

Para enmarcar en su contexto los yacimientos paleontológicos estudiados es fundamental conocer las relaciones estratigráficas entre los diferentes afloramientos y secciones. En este capítulo se describen brevemente las series estudiadas en esta tesis y, posteriormente, se relacionan entre sí junto con las estudiadas anteriormente en el mismo área por Murelaga (2000), Larrasoaña *et al.* (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2012b, 2012c y 2012d).

5.1 SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

En este apartado se describen siete secciones y se presenta una columna estratigráfica sintética de cada una de ellas. Se describen e interpretan las principales facies siguiendo la terminología propuesta por Arenas y Pardo (1999). El objetivo de dicha descripción es destacar los aspectos más característicos de las secciones estudiadas que pueden ayudar a correlacionar las series e interpretar la formación de los yacimientos paleontológicos.

5.1.1 Cabezo Carbonera (CC)

La sección de Cabezo Carbonera tiene en total 95 metros de potencia. En su mayoría está compuesta por lutitas de tonalidades naranjas y rojizas (Fo) (fig. 5.1), aunque a lo largo de la serie aparecen también algunos niveles lutíticos finos (<20 cm) de tonos rosas, amarillos y grises (Fg). La base de la sección se caracteriza por tener un canal de arenisca con estratificación cruzada (St) de 50 cm de espesor máximo y que se acuña lateralmente hasta desaparecer. El resto de niveles de arenisca tienen un espesor de 10 cm, gran desarrollo lateral, y aparecen de manera esporádica a lo largo de la sección. Dichas areniscas son masivas o pueden presentar estratificación paralela (Sm, SI). Hacia la

parte alta de la sección aparecen, en intervalos de entre 10 y 5 metros, algunos paquetes de entre 50 y 150 cm de calizas bioturbadas (Lb^{a,b,c}). El yacimiento CC1 aparece en el metro 94, asociado a unas lutitas grises con restos de fósiles de invertebrados (Lg^{a,b,c}).

Las facies lutíticas de la sección de Cabezo Carbonera se interpretan como depósitos acumulados en la parte distal de llanuras aluviales o en su transición a zonas palustres. Las areniscas representan el desborde de pequeños canales implantados de las llanuras de inundación, y las calizas se depositarían bien en pequeñas zonas palustres dentro de la propia llanura de inundación o en la transición a zonas palustres más distales.

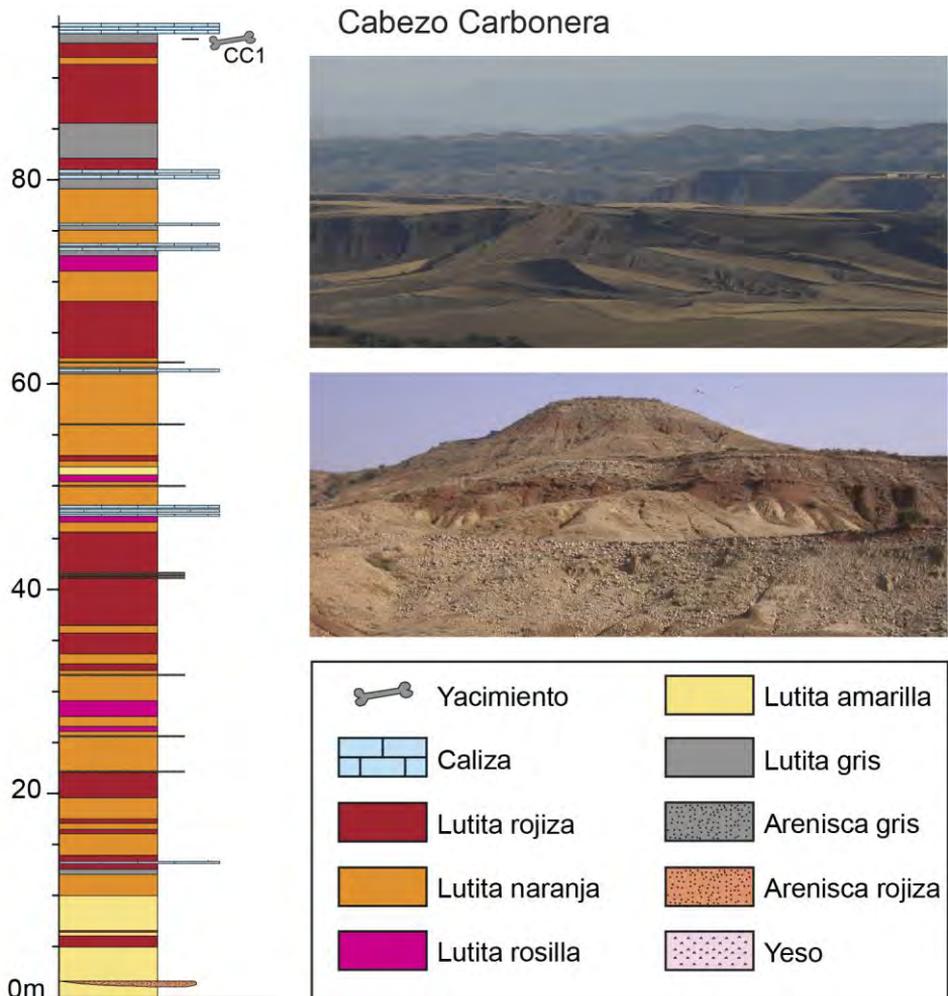


Figura 5.1. Columna estratigráfica y fotos de la sección de Cabezo Carbonera (CC).

5.1.2 Cuesta Agujeros (CA)

La sección de Cuesta Agujeros que se describe en la presente tesis tiene un espesor aproximado de 117 metros, y representa la continuación hacia abajo de la serie estudiada por Larrasoaña *et al.* (2006) (fig. 5.2), que en total tiene 165 metros de espesor.

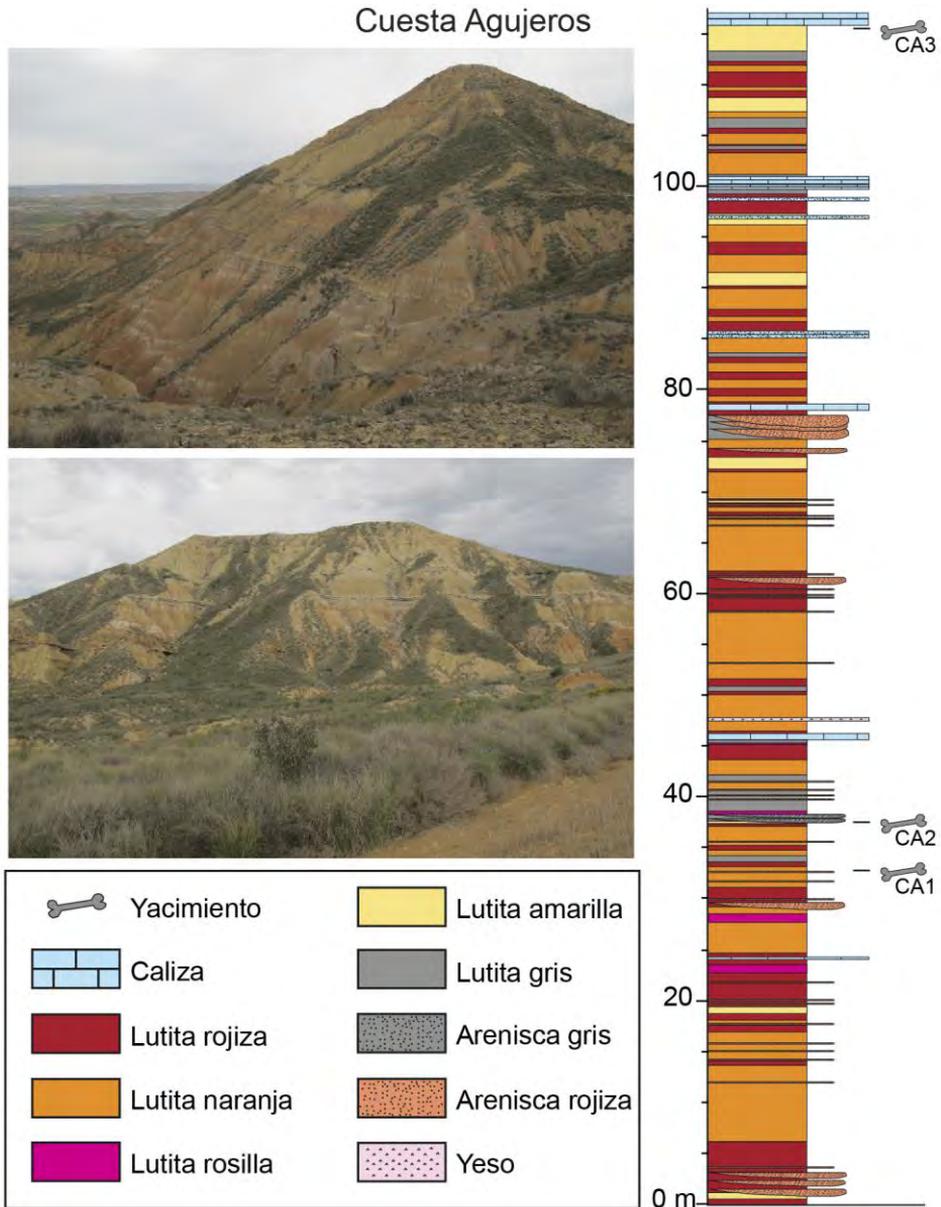


Figura 5.2. Columna estratigráfica y fotos de la sección de Cuesta Agujeros (CA).

Cuesta Agujeros es una sección compuesta por lutitas de tonos predominantemente naranjas, marrones y rojizos (Fo). Esporádicamente hay niveles finos (<20 cm) de colores amarillos, rosados y grises (Fg). Son abundantes los niveles de areniscas tabulares y canaliformes con estratificación paralela o cruzada (Sl, St). Los niveles tabulares de arenisca son finos, sin llegar a superar los 30 cm de espesor, mientras que los canaliformes llegan a alcanzar espesores máximos de hasta 3 m y se acuñan lateralmente hasta desaparecer en pocos metros. Por otro lado, los niveles calizos son más escasos y se concentran en la parte alta de la serie. Son calizas masivas tabulares (Lm) y calizas bioturbadas (Lb) de potencia decimétrica, que no superan el metro de espesor.

En esta parte de la sección se han identificado tres yacimientos fosilíferos, CA1, CA2 y CA3, localizados en los metros 33, 38 y 116 de la columna, respectivamente. Los niveles CA1 y CA2 aparecen asociados a niveles finos de arenisca mientras que CA3 es un nivel lutítico. Dos yacimientos más se encuentran en la parte alta de la serie, CA3b en el metro 151 y CA4 en el metro 164,5.

Las facies descritas en la sección de Cuesta Agujeros se interpretan como sedimentos arcillosos acumulados en las llanuras aluviales distales, las calizas se relacionarían con pequeñas zonas palustres intermedias. La presencia de abundantes canales con mayor energía y aporte terrígeno facilitaría el transporte y depósito de los restos de organismos vivos que posteriormente se fosilizaron.

5.1.3 Loma Negra (LN)

La sección de Loma Negra consta de 80 m de potencia que Martínez-García *et al.* (2014) y Suarez-Hernando *et al.* (2016) dividen en tres tramos en función de las características litológicas (fig. 5.3).

Los 30 m inferiores se caracterizan por lutitas rojas y amarillas (Fo) con algún nivel tabular centimétrico de arenisca que no presenta estructuras sedimentarias. En el tramo central, de unos 20 metros, predominan las lutitas grises (Fg) con algunos paquetes calizos masivos (Lm) intercalados de potencia variable, entre 0,2 m y 2 m. Finalmente, los 30 metros superiores están compuestos por una alternancia de lutitas grises y calizas bioturbadas de aspecto sacaroideo (Fb^{a,b,c}), en niveles de potencia variable entre 0,2 m y 2 m, y un característico nivel de 2 m de lutitas amarillas (Fo) en torno al metro 61. En el metro 64 de la sección

se encuentra el nivel fosilífero LN64, caracterizado por facies margosas masivas con abundante bioturbación y restos de cáscaras de gasterópodos y carofitas (Mm^{a,b,c}).

Los tres tramos litológicos de la sección de Loma Negra se interpretan de la siguiente manera: las facies del tramo inferior representan los depósitos distales de un abanico aluvial o una llanura de inundación fangosa, el tramo central corresponde con el tránsito de un ambiente aluvial distal a condiciones lacustres, mientras que el tramo superior representa un ambiente lacustre carbonatado somero.

Por otro lado, Suarez-Hernando *et al.* (2016) realizan el análisis mineralógico de roca total y de la fracción arcilla en 15 muestras de lutitas y margas que se tomaron procurando mantener una densidad constante a lo largo de la columna, registrando cada cambio litológico (fig. 5.3).

Los resultados del análisis mineralógico de roca total muestran tres intervalos muy característicos, si bien no coinciden exactamente con los tramos litológicos descritos anteriormente. El primer intervalo abarca los metros inferiores de la columna, por debajo de la muestra LN-28, donde se ve un claro predominio de los filosilicatos (> 55%) frente a la calcita (< 30%). El segundo intervalo comprende la parte central y superior de la columna, por encima de la muestra LN-33 hasta LN-70. En este intervalo se ve un predominio de la calcita (> 65%) frente a los filosilicatos (<30%). Aquí, destaca la presencia de un aumento muy significativo de predominio de filosilicatos (60%) en el nivel LN-62. El tercer intervalo se corresponde con la parte alta de la columna, muestras LN-74 y LN-80, con porcentajes muy parecidos entre filosilicatos y calcita, aunque con un ligero predominio de esta última.

La mayor proporción de filosilicatos detríticos se da en los niveles de colores rojizos y amarillos de los 30 metros inferiores de la columna, y coincide con la interpretación realizada por Martínez-García *et al.* (2014) de facies que representan los depósitos distales de un abanico aluvial o una llanura de inundación fangosa. El descenso de filosilicatos en los tramos superiores podría interpretarse como la implantación de condiciones palustres y lacustres, con menos aportes terrígenos y mayor precipitación de carbonatos. Dentro de este tramo hay una muestra (LN-62) de lutitas amarillentas con mayor proporción de filosilicatos, que representaría un momento con un considerable aporte de terrígenos, al igual que los dos niveles superiores (LN-74 y LN-80) que muestran proporciones similares de filosilicatos y calcita.

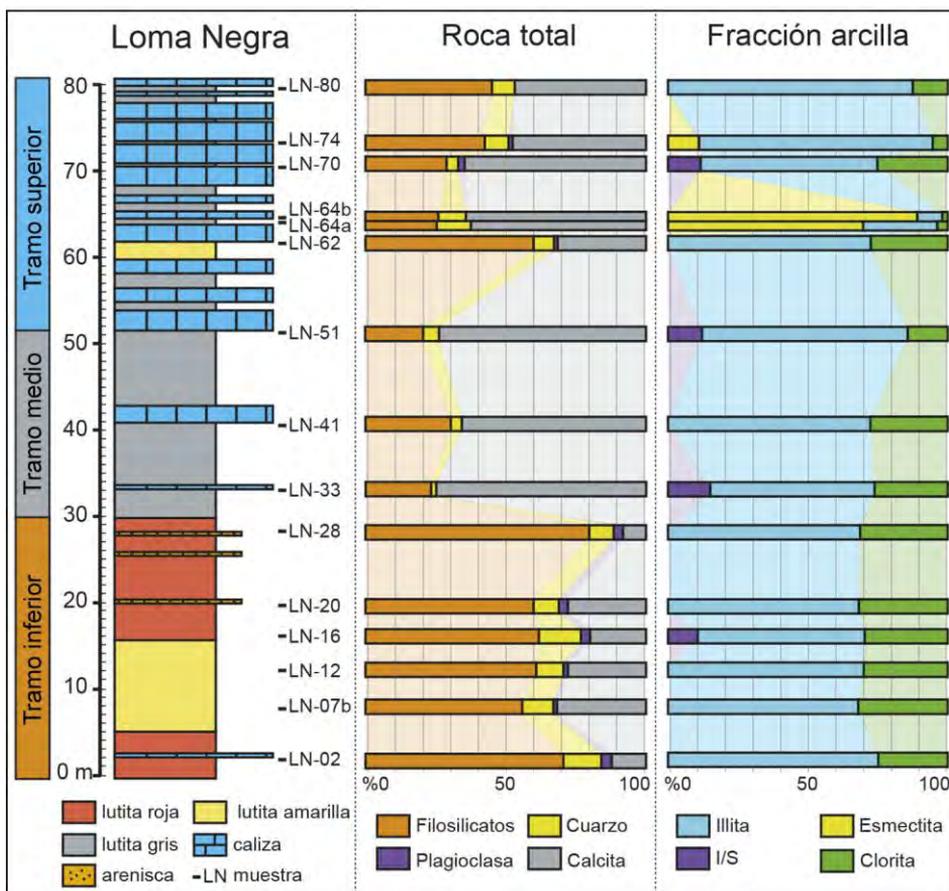


Figura 5.3. Columna estratigráfica de Loma Negra (LN) y los resultados obtenidos en los análisis de roca total y mineralogía de la fracción arcilla. Modificado de Suarez-Hernando *et al.* (2016).

Por último, en los resultados del análisis mineralógico de la fracción arcilla no se aprecian cambios sustanciales en la vertical de los porcentajes semicuantitativos, a diferencia de lo que ocurre en los tramos diferenciados mediante los análisis de roca total. La proporción de illita (60-70%) y clorita (15-30%) se mantienen constantes en prácticamente toda la sección, con algunos niveles en los que aparecen interestratificados de illita y esmectita (I/S). En las dos muestras superiores (LN74 y LN-80), se aprecia un pequeño aumento de la illita (85%) respecto a la clorita (< 15%). Cabe destacar la presencia de tres niveles con esmectita que se corresponden con los puntos de muestreo LN-64a, LN-64b y LN-74. De estos tres puntos con esmectita, las muestras LN-64a y LN-64b presentan valores superiores al 70% y

coinciden estratigráficamente con la base y el techo del yacimiento paleontológico LN64.

El tipo de arcillas de un sedimento depende de las características del área fuente, de la diagénesis y de los procesos de formación de suelos. El estudio de estas arcillas provenientes de la meteorización puede aportar datos sobre la evolución paleoambiental, tales como las condiciones de drenaje y de pH de los ambientes locales de formación de suelos (Wilson, 1999; Thiry, 2000). La illita, asociada a clorita detrítica, domina en ambientes secos, donde la meteorización física es intensa (Chamley, 1989; Ehrmann y Mackensen, 1992; Ehrmann, 1998). La esmectita suele ser indicativa de climas templados, tanto húmedos como semiáridos, con lluvias estacionales (Singer, 1984; Chamley, 1989). Según Galán (1986), valores altos de esmectita se pueden dar en climas con estaciones secas de larga duración y estaciones húmedas cortas. Esta última es la interpretación que se les ha dado a los altos valores de esmectita registrados tanto en el yacimiento de Somosaguas (Carrasco *et al.*, 2008), como en los niveles Me-20 y Me-30 del área de Tarazona de Aragón (Murelaga *et al.*, 2008), donde los valores medidos son similares a los encontrados en los niveles LN-64a y LN-64b.

Inglès *et al.* (1998) sostienen que los minerales de la arcilla de cada ambiente sedimentario están relacionados con las diversas áreas fuentes, así como con los procesos diagenéticos. La illita y la clorita serían minerales detríticos provenientes de las cordilleras del entorno (Cordillera Ibérica y Pirineos) y muy comunes en todos los ambientes deposicionales desde abanicos aluviales proximales y llanuras de inundación hasta lagos salados. En las llanuras de inundación salinas y los lagos salinos marginales se formarían durante la diagénesis paligorskita y esmectita rica en Mg.

Según el estudio paleolimnológico realizado por Martínez-García *et al.* (2014) la asociación de los ostrácodos de los niveles LN-64a y LN-64b indicarían que las condiciones del agua eran de oligohalinas a mesohalinas y relativamente frías.

Bauluz *et al.* (1994) describen altos valores de esmectita en sedimentos de la Sierra de Alcubierre (cuenca del Ebro, Mioceno inferior-medio) relacionados con la alteración de vidrios volcánicos. En las Bardenas Reales, por el contrario, no se han identificado hasta la fecha niveles volcánicos.

Por todo ello, no hay que descartar la posibilidad de que las variaciones identificadas en la mineralogía de arcillas podrían ser causadas por un cambio en el área fuente en el caso de que fueran heredadas, o por procesos diagenéticos posteriores.

5.1.4 Punta del Olmo (PO)

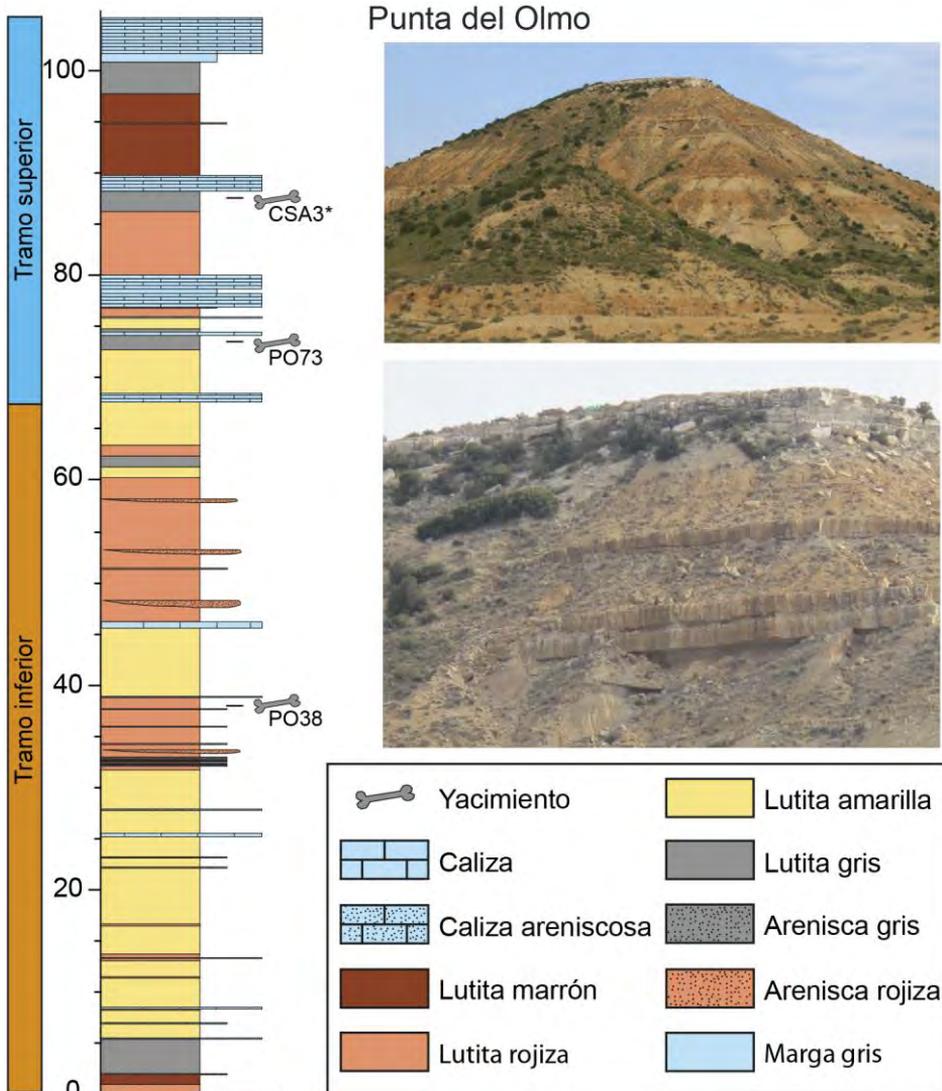


Figura 5.4. Columna estratigráfica y fotos de la sección de Punta del Olmo (PO).

La sección de Punta del Olmo tiene una potencia total de 105 metros, en los que se pueden diferenciar dos tramos (fig. 5.4). El tramo inferior tiene 65 metros de espesor, compuestos principalmente por la alternancia de lutitas de tonos amarillos y rojizos (Fo) (fig. 5.5 a-b) con numerosas intercalaciones de areniscas tableadas masivas y canaliformes con estratificación paralela o cruzada (Sm, Sl, St) (fig. 5.5 e-f). El segundo tramo corresponde a los 40 metros de la parte superior de la columna (fig. 5.4) donde predominan las lutitas de tonos rojizos que engloban paquetes de caliza masiva bioturbada por raíces (fig. 5.5 c-d) con potencias de entre 1 y 4 metros.

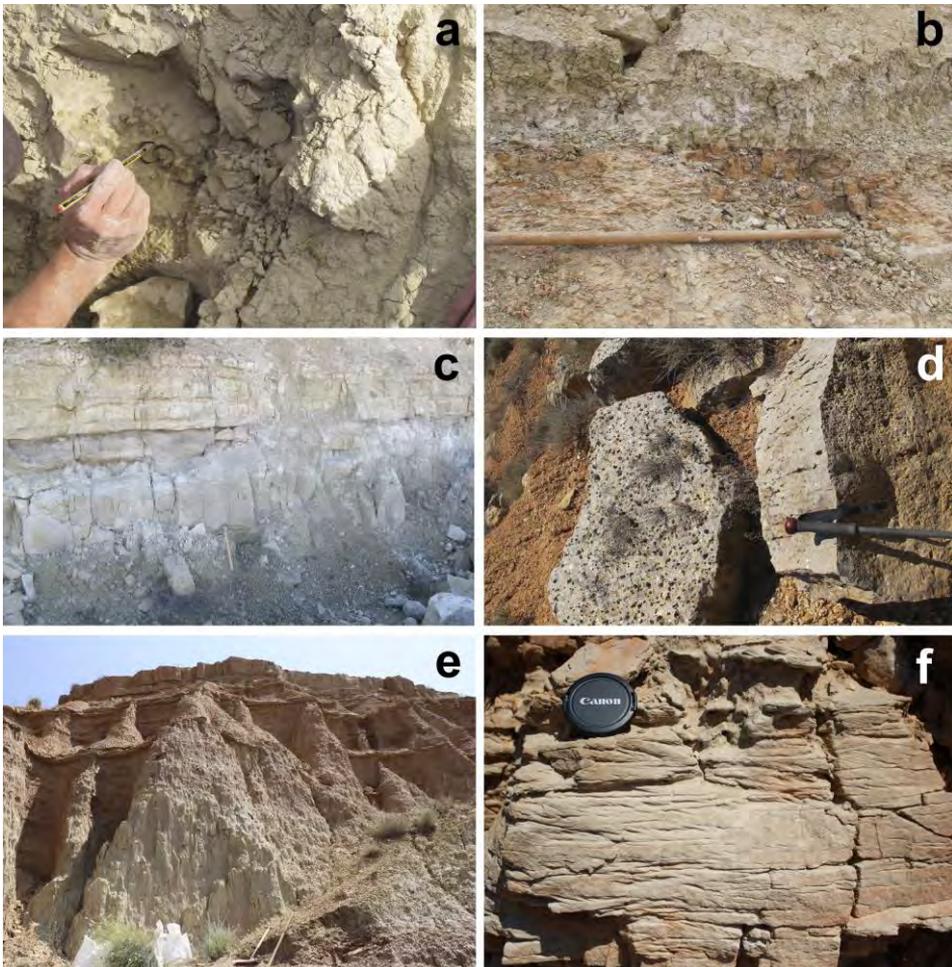


Figura 5.5. Fotos de facies descritas en las secciones estratigráficas de Bardenas Reales de Navarra. **a:** Lutita amarilla. **b:** Contacto entre lutita rojiza y amarilla. **c:** Paquetes calizos tableados. **d:** Calizas bioturbadas con marcas de raíces. **e:** Canales de arenisca. **f:** Arenisca con laminación paralela y cruzada.

Los yacimientos PO38 y PO73 se localizan en esta misma sección, mientras que CSA3 se ha correlacionado lateralmente unos 2 km siguiendo los extensos paquetes calizos a lo largo de la Plana de Alfarillo. Así, CSA3 equivale al metro 87 de PO.

El tramo inferior de la sección de Punta del Olmo se interpreta como el depósito de llanuras aluviales, donde los canales distales aportarían esporádicamente materiales arenosos. El tramo superior de la columna correspondería con facies más distales, donde en ocasiones se instauraron condiciones lacustres someras.

5.1.5 Punta de Riantón (PR)

La sección de Punta de Riantón está compuesta por 130 metros, donde se pueden diferenciar cuatro tramos litológicos (fig. 5.6). El tramo inferior de 10 metros de potencia está formado por una alternancia de margas masivas (Mm) y calizas masivas tabulares (Lm) de gran continuidad lateral. El segundo tramo tiene una potencia de 80 metros, caracterizada por la alternancia de tramos de entre 1 y 15 metros de espesor de lutitas rojizas y amarillas (Fo). Relacionados con los niveles rojizos aparecen areniscas (Sm, Sl, St) canaliformes de entre 10 y 50 cm de espesor. El tercer tramo tiene unos 20 metros (alcanzando hasta el metro 110 de la sección) y se caracteriza por el color gris de las lutitas (Fg), donde ocasionalmente aparece algún nivel de caliza masiva bioturbada (Lmb). El cuarto tramo tiene un espesor de 25 metros, donde dominan los grandes paquetes calizos masivos, ocasionalmente bioturbados o muy bioturbados con aspecto sacaroideo y con restos de cáscaras de gasterópodos y carofitas (Lmb^{a,b,c}). En torno al metro 118 de la sección hay un nivel de lutitas con una coloración muy característica de tonos amarillo-verdosos.

Se han identificado un total de 5 yacimiento en el tramo superior de la serie de Punta de Riantón, coincidiendo con los niveles lutíticos y margosos de los metros 110, 113, 118, 121 y 125. Además, se ha correlacionado lateralmente siguiendo los cambios en las coloraciones de lutitas, el yacimiento BVG, situado en un barranco a unos 2 km al este. De este modo, se ha situado la localidad BVG en el metro 59 de PR.

Los niveles calizos inferiores de Punta de Riantón se formaron bajo condiciones lacustres o palustres mientras que los niveles lutíticos superiores con intercalaciones de arenisca representan las llanuras

aluviales circundantes que estaban atravesados por pequeños canales. El tercer tramo, que es el más margoso, representa el inicio de un nuevo ciclo lacustre que gradualmente pasa a formar un lago más desarrollado como se infiere de las calizas del cuarto tramo. Por lo tanto, la sección de Punta de Riantón representa la evolución desde unas condiciones palustres o lacustres, pasando por un medio aluvial distal hasta la instauración de un nuevo entorno lacustre somero.

5.1.6 Pico del Fraile (PF)

La sección de Pico del Fraile ha sido estudiada anteriormente por Larrasoaña *et al.* (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2012b, 2012c y 2013). Consta de 200 metros de espesor y en ella se pueden diferenciar cinco tramos litológicos (fig. 5.6). El tramo inferior corresponde a los primeros 60 m de serie donde predominan las facies lutíticas de tonos amarillos y rojizos (Fo) con intercalaciones de areniscas tableadas o canaliformes masivas que presentan laminación paralela y cruzada (Sm, Sl, St). Ocasionalmente también aparecen niveles de calizas masivas (Lm) de no más de 1 m de potencia. En el metro 30 aparece un nivel lutítico con yesos nodulares (Gn). El segundo tramo lo componen 15 metros de lutitas grises (Fg) y margas (Mm) con intercalaciones de paquetes calizos masivos (Lm) de menos de 1 m de potencia. Hasta el metro 160 llega el tercer tramo, con 85 metros donde predominan las lutitas amarillas y rojizas (Fo) con intercalaciones de niveles tableados o canaliformes de areniscas masivas o con laminación paralela y cruzada (Sm, Sl, St). Los niveles tableados no suelen ser muy potentes, siempre de menos de 60 cm de espesor, mientras que los canales alcanzan potencias de hasta 2 m y desaparecen lateralmente en pocos metros. El cuarto tramo está compuesto en su mayoría por lutitas grises (Fg) que alcanzan 15 m de espesor e integran algún paquete calizo (Lm) de menos de 1 m de potencia. El quinto tramo incluye los últimos 25 m, que van desde el metro 175 hasta el 200 de la columna. Este tramo superior se caracteriza por la abundancia y el espesor de los niveles calizos. Son calizas masivas (Lm) y calizas bioturbadas (Lb^{a,c}) que en algunos casos tienen marcas de raíces. Estas calizas tienen un espesor desde 25 hasta 200 cm y aparecen alternándose con niveles más margosos (Mm) y lutíticos (Fg) de espesores de entre 10 y 100 cm.

En la sección de Pico del Fraile se han identificado 2 niveles fosilíferos, PF1 en el metro 31,5 y PF2 en el 200. PF1 se encuentra en una lutitas

grises (Fg) cerca de los yesos (G) mientras que PF2 está en una margas con abundante bioturbación y restos de gasterópodos y carófitas (Mm^{a,b,c}) en el techo de la serie.

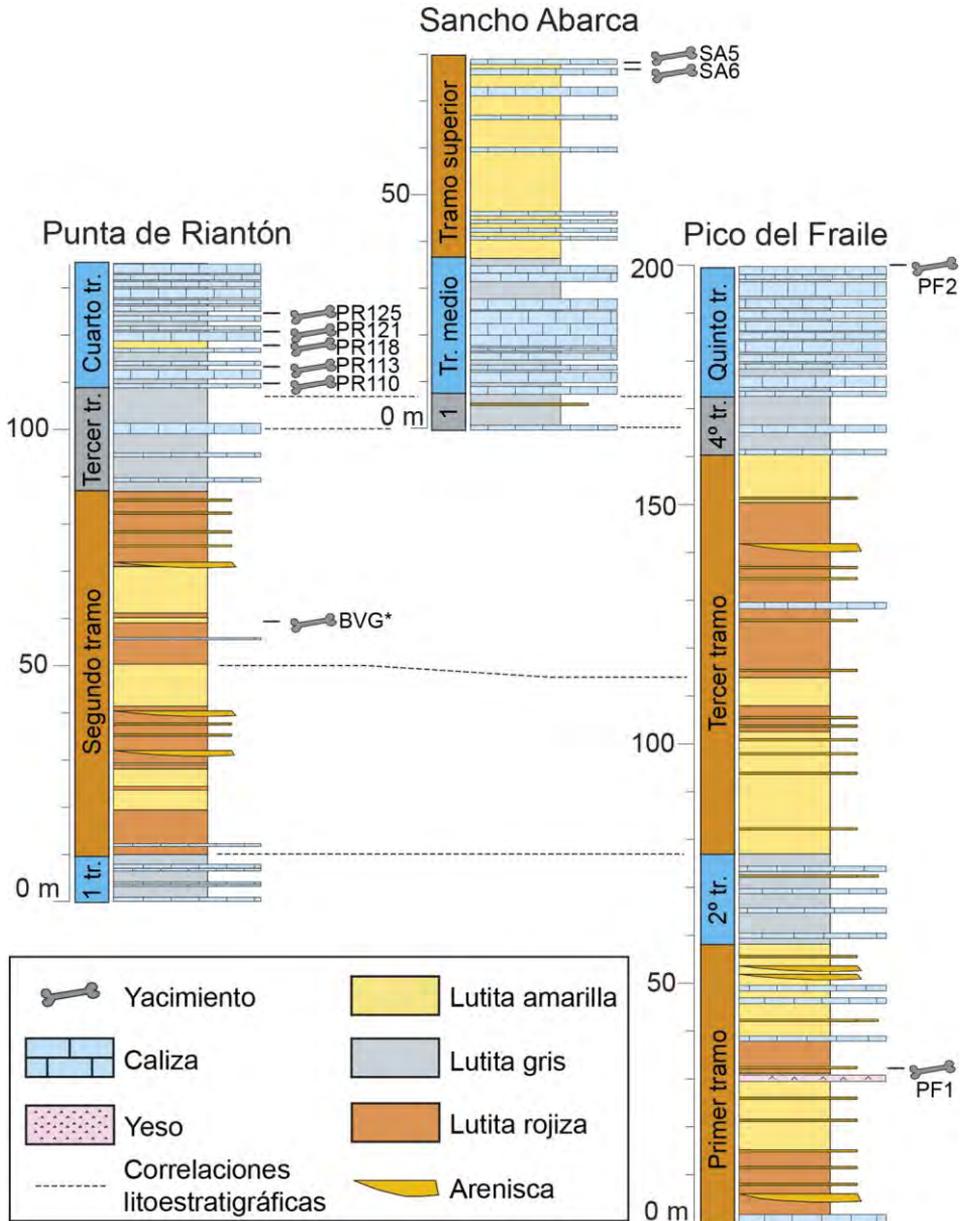


Figura 5.6. Columnas estratigráficas y correlaciones de las secciones de Punta de Riantón (PO), Sancho Abarca (SA) y Pico del Fraile (PF). Con asterisco* los yacimientos que no están directamente en la sección.

Las facies descritas en la sección de Pico del Fraile son muy similares a las descritas en Punta de Riantón. Los cuatro tramos superiores de PF corresponden a los cuatro tramos litológicos descritos en PR. Por lo tanto, la sección de Pico del Fraile representa dos ciclos de evolución que desde un medio aluvial distal hasta la instauración de un ambiente lacustre somero.

5.1.7 Sancho Abarca (SA)

La sección de Sancho Abarca ha sido estudiada anteriormente por Larrasoña *et al.* (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2013). Esta sección la conforman 80 metros de alternancia de litologías lutíticas y calizas en el que se diferencian tres tramos (fig. 5.6). El tramo inferior son 10 metros de margas grises (Mm), con algún nivel calizo (Lm) de menos de un metro de potencia. El tramo medio de 25 metros está compuesto por abundantes niveles de calizas masivas (Lm) y calizas bioturbadas (Lb^{a,c}) de entre 25 y 200 cm de espesor, alternados con niveles más margosos (Mm) y lutíticos (Fg) con espesores que van desde los 10 hasta los 100 cm. El tramo superior tiene 45 metros de potencia y se caracteriza por lutitas (Fo) de color amarillento. En este segundo tramo aparecen, de manera aislada, niveles de calizas masivas (Lm) de entre 50 y 100 cm de potencia. Se han identificado 2 niveles fosilíferos en la parte alta de esta sección. El yacimiento SA6 se sitúa en el metro 73 de la columna y SA5 en el metro 77.

5.2 CORRELACIONES LITOESTRATIGRÁFICAS

Para correlacionar las secciones descritas en esta memoria y las estudiadas anteriormente por Murelaga (2000), Larrasoña *et al.* (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a, b, c, d y 2013) se han continuado en campo los niveles más significativos y visualmente llamativos. Así, para la correlación entre las secciones se han utilizado los niveles calizos (de mayor extensión horizontal que los niveles canaliformes de arenisca) y las variaciones en la coloración de las lutitas. Como resultado se presenta la figura 5.7, donde se ven las columnas simplificadas correlacionadas entre ellas y la posición estratigráfica de los yacimientos. En el Anexo III se pueden ver las columnas estratigráficas y las correlaciones con más detalle.

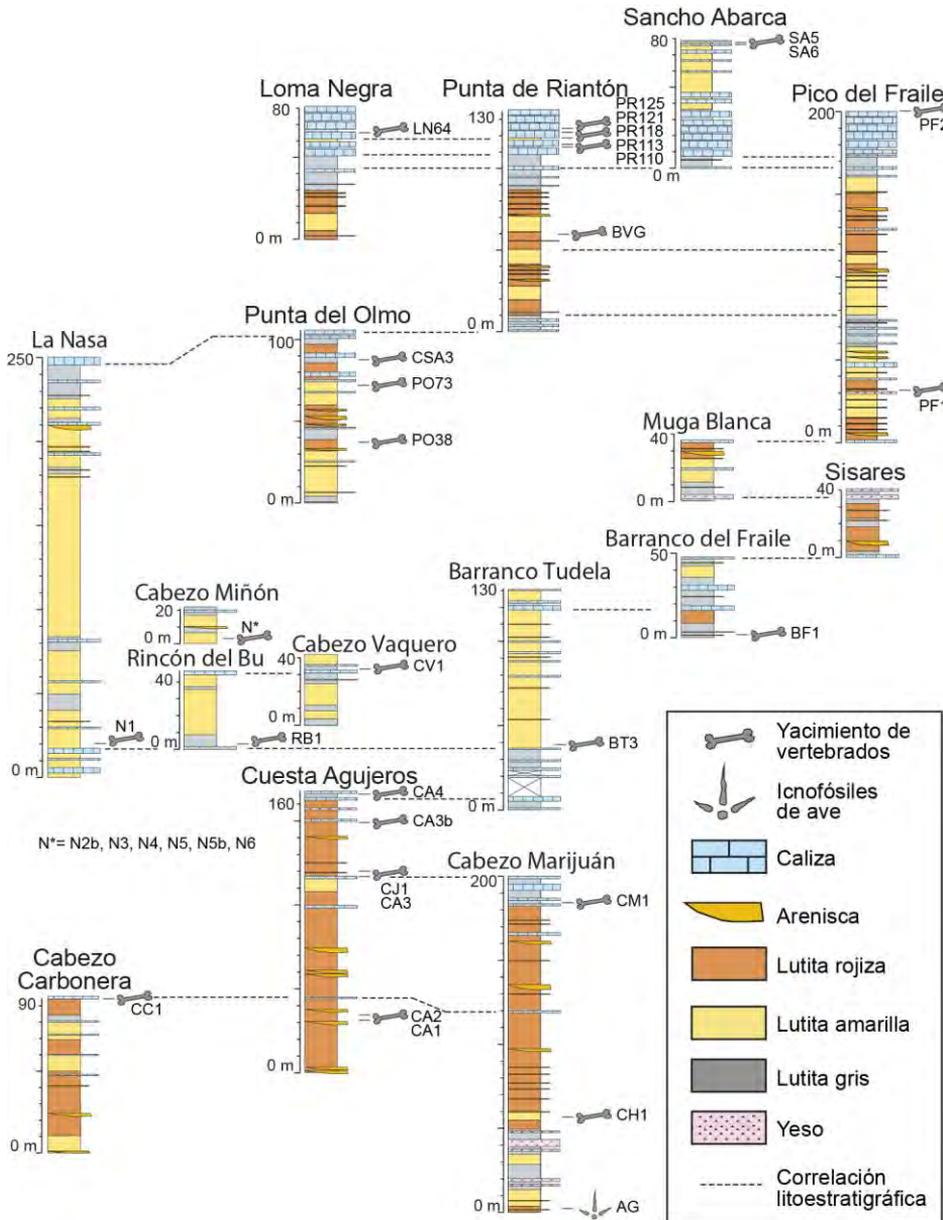


Figura 5.7. Columnas estratigráficas simplificadas y correlación litoestratigráfica de las secciones y yacimientos estudiados en Bardenas Reales de Navarra en esta tesis y las estudiadas por Murelaga (2000), Larrasoaña *et al.* (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a, b, c, d y 2013). Ver Anexo III más detallado y con información magnetoestratigráfica y bioestratigráfica complementaria.

La sección compuesta que se presenta en el Anexo III se ha construido, en su mayoría, a partir de correlaciones litoestratigráficas.

Los primeros 50 metros de la sección de Cabezo Marijuán corresponden al techo de la Formación Lerín. El único yacimiento de icnitas fósiles que se ha encontrado en esta Formación corresponde a un nivel de areniscas donde se han identificado huellas de Gruiformes (Díaz-Martínez *et al.* 2016). El yacimiento se ha correlacionado lateralmente con la sección de Cabezo Marijuán siguiendo un característico conjunto lutítico de color rojo y amarillo que se encuentra por debajo del primer paquete importante de yesos.

Por encima del metro 50 y hasta el 180 de Cabezo Marijuán se encuentra la Unidad 1 identificada por Larrasoaña *et al.* (2006). La caliza del metro 120 de Cabezo Marijuán se correlaciona con el primer paquete calizo de Cuesta Agujeros y con el techo de la sección de Cabezo Carbonera. De este modo, las lutitas amarillas de la parte basal de Cabezo Carbonera se unen con la parte final de los yesos de Cabezo Marijuán, que incluyen lutitas amarillas muy características. El nivel calizo que delimita la parte alta de Cabezo Marijuán se correlaciona lateralmente con Cabezo de la Junta y la caliza del metro 117 de Cuesta Agujeros.

La sección completa de Cuesta Agujeros (que es la suma de la publicada por Larrasoaña *et al.* 2006 y la estudiada en esta tesis) consta de 165 metros. La caliza del metro 162 se sigue lateralmente hasta la caliza del metro 4 de Barranco Tudela. En el metro 4 de Barranco Tudela aparece la última caliza de un conjunto donde son predominantes; este tramo es el equivalente a la Unidad 2 de Larrasoaña *et al.* (2006).

Las calizas de la base de sección de Barranco Tudela se correlacionan, hacia el norte, con las que aparecen en la base de la sección de Rincón del Bú, que a su vez son las mismas que afloran en la base (metro 18) de La Nasa (Murelaga, 2000). Hacia el sur, la caliza del metro 120 de Barranco Tudela se une con el metro 18 de Barranco del Fraile. El techo de Barranco del Fraile continúa lateralmente hasta la base de Sisares. El techo de Sisares está compuesto por los mismos yesos que afloran en la base de Muga Blanca y el techo de esta última sección se correlaciona lateralmente con la base de Pico del Fraile.

El segundo tramo que se describe en la sección del Pico del Fraile (fig. 5.6), que se caracteriza por una alternancia de calizas y margas de tonos grises se correlaciona con el primer tramo descrito en la base de Punta

de Riantón y el tramo superior de Punta del Olmo. El tercer y cuarto tramo de Pico del Fraile se correlaciona a su vez con el primer tramo de Sancho Abarca, con el segundo y tercer tramo de Punta de Riantón (fig 5.6), y con el primer y segundo tramo de Loma Negra (fig. 5.3). Estos tramos son los equivalentes a la Unidad 4 de Larrasoaña *et al.* (2006).

El tramo superior de Pico del Fraile, que se caracteriza por la abundancia de niveles calizos, se correlaciona con el tramo medio de Sancho Abarca y con los tramos superiores de Punta de Riantón y Loma Negra (fig. 5.6). A partir de este tramo calizo empieza la Unidad 5 de Larrasoaña *et al.* (2006). En el metro 62 de Loma Negra hay un nivel lutítico de color amarillo muy característico que también se identifica en el metro 118 de Punta de Riantón. Esto ha facilitado la correlación del yacimiento LN64 con PR121.

Capítulo VI

TAFONOMÍA

La tafonomía es la rama de la paleontología que estudia la transición de los restos de los organismos desde la biosfera a la litosfera (Efrenov, 1940). El objetivo de esta disciplina es averiguar cómo ha sido producido y qué modificaciones ha experimentado el registro fósil (Fernández-López, 2001). En este capítulo se interpretan las condiciones de formación de los yacimientos fósiles, se presentan el número de restos identificables obtenidos en cada uno de ellos y se describen los diferentes estados de conservación de los fósiles obtenidos. Asimismo, se recogen brevemente las consideraciones tafonómicas que se han tenido en cuenta a la hora de realizar el estudio previo a las interpretaciones bioestratigráficas y paleoecológicas realizadas a partir de las asociaciones de fósiles.

6.1 FORMACIÓN DE LOS YACIMIENTOS FOSILÍFEROS

Un yacimiento paleontológico es un cuerpo que contiene una o más asociaciones de fósiles con diferentes proporciones de material rocoso (López-Martínez y Truyols-Santonya, 1994). La formación de una acumulación fosilífera está ligada a procesos físicos, químicos y orgánicos (Andrews, 1992). Estos procesos actúan tanto en vida del organismo, como tras su muerte, en los procesos de diagénesis y fosilización, hasta que es encontrado como fósil. Para interpretar la información obtenida a partir de la asociación fósil encontrada en un yacimiento es necesario analizar los efectos de dichos procesos (Martin, 1999; Fernández-López, 1998 y 2001).

Considerando que nos encontramos en un ambiente sedimentario continental, bajo la influencia de abanicos aluviales y lagos, estas acumulaciones de microrrestos suelen darse principalmente por procesos orgánicos o fluviales (Andrews, 1990a; Murelaga, 2000).

Las acumulaciones de origen orgánico suelen ser producto de egagrópilas y coprocenosis (Mellet, 1974; Andrews, 1990a). En estos casos los restos fósiles suelen presentar marcas físicas por un lado, como roturas causadas por el depredador en el momento de capturar y comer las presas, y marcas químicas por otro lado, producidas por los jugos gástricos durante la digestión de las mismas. En ocasiones, en este tipo de acumulaciones suele observarse una mayor concentración de una serie de especies con respecto a otras, debido a la selección que hace el depredador al escoger sus presas (Mellet, 1974; Andrews, 1990b).

Las acumulaciones fluviales, sin embargo, suelen ofrecer una mayor representación de la fauna total de la zona (Murelaga, 2000), y por tanto menor sesgo. Basándonos en los datos geológicos que se conocen de la zona de estudio, cabe esperar que el tipo de acumulación que predomina en los yacimientos analizados es de tipo fluvial, de muy baja energía, ya que la mayoría se han identificado en niveles lutíticos y margosos. Además, los estudios de carofitas y ostrácodos indican condiciones de agua poco energéticas y de una profundidad inferior a unos 2 metros (González-Pardos, 2012; Martínez-García, 2014). De todas formas, no puede descartarse que antes de ser transportados los microrrestos por una corriente, hubieran sido acumulados por un agente biológico y que, posteriormente, hubieran sido transportados por un agente fluvial.

6.2 RIQUEZA DE LOS YACIMIENTOS FOSILÍFEROS

Algunos autores (López-Martínez y Truyols-Santonya, 1994; Fernández-López, 1998 y 2001) argumentan que la existencia o ausencia, en un lugar y momento determinados, de elementos conservados que puedan llegar a fosilizar depende de varios factores. Estos agentes pueden ser paleobiológicos, productivos o tafonómicos, ya que de ellos dependerá que hayan existido o no los organismos, que estos organismos dejaran restos y que estos restos producidos hayan sido conservados. Todo ello implica que de la falta de fósiles en un lugar no es posible deducir la ausencia de organismos en el pasado; ni al contrario, de la cantidad de fósiles en un lugar tampoco se puede deducir la abundancia de los organismos productores.

En la tabla 6.1 se observa la cantidad de sedimento extraído de cada nivel prospectado, así como los molares identificables de micromamífero obtenidos de cada uno.

YACIMENTOS	kg recogidos	Nº de molares	Molar/kg	kg/molar
SA5	1100	17	0,015	65
SA6	120	7	0,058	17
PF2	1050	69 + (43)	0,114	9
PR125 (PN5)	80	4	0,050	20
BVG4	60	0	0	>60
PR121 (PN4)	80	15	0,188	5
LN64	1.020	130	0,127	8
PR118	300	2	0,007	150
PR113 (PN3)	800	48	0,060	17
PR110 (PN2)	220	5	0,023	44
BVG3	40	0	0	>40
BVG2	140	0	0	>140
BVG	1.700	12	0,007	142
PR66	180	0	0	>180
PR59	120	0	0	>120
PR54	120	0	0	>120
PR29 (PN1)	420	0	0	>420
PR24 (PN6)	440	0	0	>440
PR13c (PN7c)	160	0	0	>160
PR13b (PN7b)	240	0	0	>240
PR13a (PN7a)	120	0	0	>120
PR10b (PN8b)	100	0	0	>100
PR10a (PN8a)	100	0	0	>100
PR2b (PN9b)	60	0	0	>60
PR2a (PN9a)	60	0	0	>60
CSA2	460	0	0	>460
CSA3	1.300	26	0,020	50
CSA1	360	0	0	>360
PF1	920	8 + (38)	0,050	20
PO73	840	17	0,020	49
PO38	440	20	0,045	22
CA4	340	28 + (1)	0,085	12
CA3b	10	1	0,100	10
CA3	240	5 + (3)	0,033	30
CC1	200	3 + (3)	0,025	40
CA2	360	59 + (14)	0,203	5
CA1	110	1	0,009	110
CH1	920	1 + (6)	0,008	131
Nivel estéril	3.180	0	0	
Nivel fosilífero	12.150	479 + (108)	0,048	21
TOTAL	15.330	587		

Tabla 6.1. Resumen de los kilos de sedimento recogidos en cada nivel muestreado, número de molares de micromamífero identificables recuperados (entre paréntesis los estudiados por Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b, 2012c y 2012d), estimación del número de molares identificables recuperados en cada 10 kg de sedimento y la cantidad de sedimento requerida para extraer un molar identificable de micromamífero.

Para comparar de algún modo la riqueza de cada yacimiento se han calculado dos índices, uno que relaciona el número de piezas dentarias que se han obtenido por cada kg de sedimento y otro que estima la cantidad de sedimento necesaria para extraer un molar identificable de micromamífero (tab. 6.1).

En total se han prospectado 38 niveles (un total de 15.330 kg de sedimento analizados), de los cuales 17 han resultado ser estériles, mientras que 21 han proporcionado como mínimo un resto fósil de micromamífero identificable.

De este modo, se observa que los niveles más ricos estudiados en esta tesis son PF2, PR121, LN64 y CA2, donde en menos de 10 kg ya aparece al menos un molar. De lo contrario, los más pobres han sido PR118, BVG, CA1 y CH1, donde ha sido necesario tratar más de 100 kg para encontrar un único molar.

Si se comparan los valores de riqueza de número de molares por cada kg de sedimento (molar/kg) con los valores obtenidos por Murelaga (2000) en otros yacimientos de Bardenas Reales, se aprecia que la riqueza de los yacimientos es similar. Los cuatro yacimientos más ricos estudiados en esta tesis muestran valores entre 0,127 y 0,203 molares por kg, y los estudiados por Murelaga (2000) tienen valores de entre 0,15 y 0,27 molares por kg (Rincón del Bú y Nasa 1 respectivamente).

Contrastando la riqueza de las localidades de la Formación Tudela con otras áreas con yacimientos miocenos, se observa que, por ejemplo, en la localidad riojana de Fuenmayor (cuenca del Ebro) los valores son similares, de 0,12 dientes por kg (Martínez-Salanova, 1987). Asimismo, en la cuenca del Duero, Moreno (1987) cita como valor medio de los yacimientos 0,2 dientes por kg. En cualquier caso, estos valores pueden considerarse pobres en comparación con otras estimaciones de la cuenca del Ebro. Así, la riqueza de la localidad de Autol 1 es de 1,33 dientes por kg (Cuenca, 1985).

De igual modo, los yacimientos de la cuenca de Calatayud-Teruel suelen ser más ricos; por ejemplo, Moratilla cuenta con 1,94 dientes por kg (Daams y van der Meulen, 1984). Ocurre lo mismo con las localidades de la cuenca de Ribesalbes-Alcora, por ejemplo en Mas d'Antolino B5, donde los valores rondan los 1,12 dientes por kg (Crespo, *en prep.*).

6.3 ESTADO DE CONSERVACIÓN DE LOS FÓSILES

Los procesos tafonómicos modifican las características de las entidades producidas, y aunque muchos de estos procesos se suelen considerar “destruictivos” (descomposición, abrasión, fragmentación, disolución, etc.) frente a otros “constructivos” (encostramiento, nodulización, relleno, etc.), todos ellos contribuyen a la aparición de propiedades que hacen más resistentes a los elementos conservados (López-Martínez y Truyols-Santonya, 1994). Pese a que debido a estos agentes tafonómicos se pierdan caracteres primarios o partes de los elementos, también se ganan caracteres secundarios y nuevos elementos tafonómicos que aportarán nueva información (Fernández-López, 2001).

Esos procesos de fosilización se dividen en dos fases separadas por el enterramiento (López-Martínez y Truyols-Santonya, 1994; Fernández-López, 1998 y 2001): la fase bioestratinómica y la fase fosildiagenética. En la fase bioestratinómica se incluyen los procesos de producción y de alteración tafonómica que se dan en interacción con la biosfera, atmósfera e hidrosfera, antes de que se dé el enterramiento de los elementos conservados. Por ello, los factores que dominan en esta fase son los bióticos y los del ciclo geológico externo. De este modo, la desarticulación y la fragmentación pueden producir gran número y variedad de restos a partir de un elemento original. Dentro de esta fase se incluyen a su vez, la corrosión producida por los jugos gástricos de los depredadores (Fernández-Jalvo y Andrews, 2016). Por lo tanto, se pueden alterar no sólo elementos recientemente producidos, sino también elementos conservados que se encuentren en cualquier grado del proceso de fosilización (López-Martínez y Truyols-Santonya, 1994, Fernández-López, 2001).

Los elementos fósiles que se han descrito en esta tesis se corresponden únicamente con dientes aislados con marcas físicas que bien han podido ser causadas por depredadores, por transporte fluvial (fig. 6.1 j-k) e incluso por la actividad antrópica (fig. 6.1 c-e), dada la metodología que se ha seguido para separarlos de la roca. Esto contribuye también a que no se hayan encontrado restos en conexión anatómica, puesto que el lavado-tamizado ha desligado todos los microrrestos que pudieran haber estado relacionados. Otro tipo de marca física que presentan los restos en el lado oclusal es el desgaste producido por la acción alimentaria de roer (fig. 6.1. a-b).

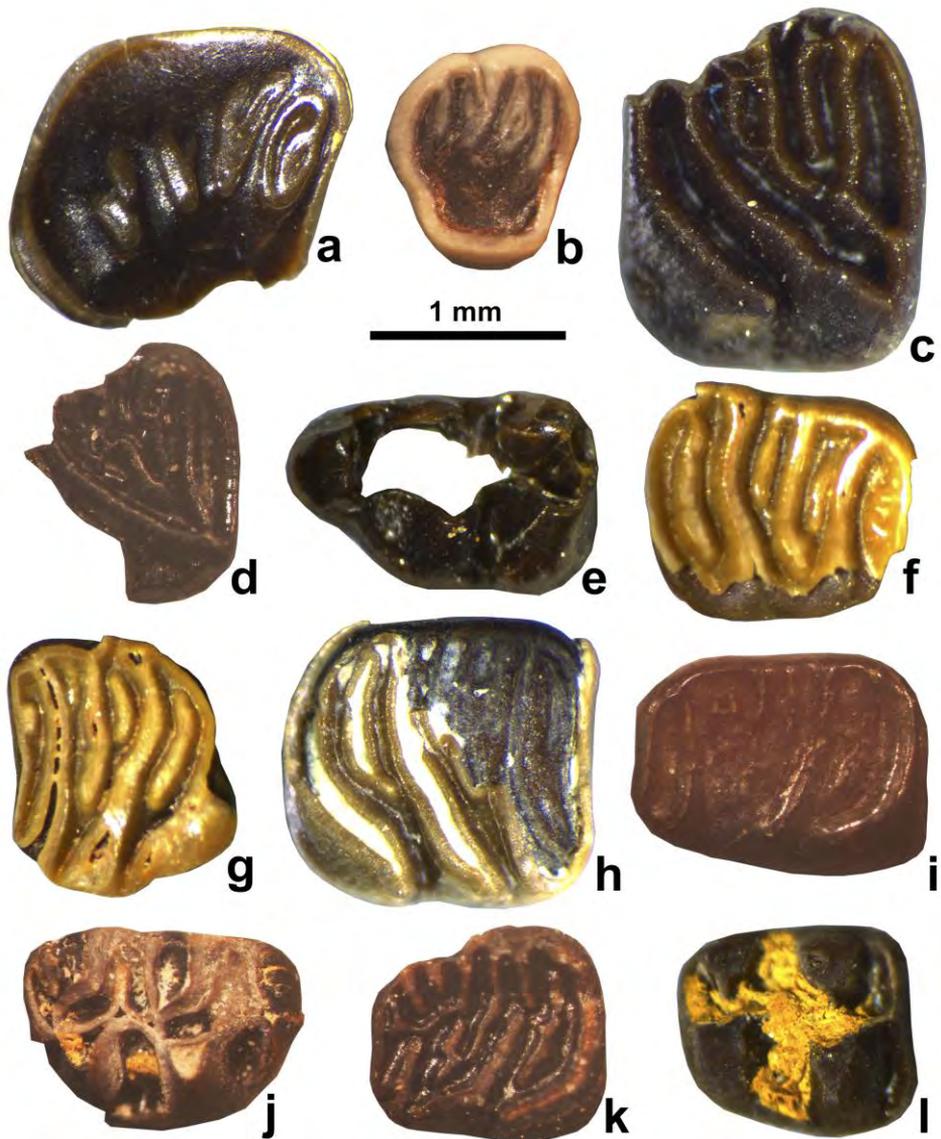


Figura 6.1. Molares de micromamíferos de las Bardenas reales de Navarra que han sufrido afecciones tafonómicas. **a-b:** Elementos con desgaste oclusal. **a:** PO73-11. **b:** LN64-19. **c-e:** Elementos con fracturas nítidas causadas por procesos físicos a durante la metodología de extracción. **c:** CSA3-16. **d:** LN64-28. **e:** LN64-87. **f-k:** Elementos con fracturación física y corrosión química. **f:** CSA3-21. **g:** CSA3-20. **h:** PO73-2. **i:** PR113-2. **j:** LN64-44. **k:** PR121-1. **l:** Elemento con costra producida en la fase fosildiagenética. LN64-89.

Las marcas químicas (fig. 6.1 f-i) que presentan algunos fósiles pueden ser causadas por jugos gástricos o por la metodología seguida en el laboratorio, que hace uso del ácido acético para reducir la cantidad de concentrado. Por ello, en esta tesis no se ha podido identificar con precisión el agente causante de la corrosión química. En el mismo entorno y en facies similares, y sin usar ácido acético en la preparación de las muestras, Murelaga (2000) identificó marcas de jugos gástricos.

En la fase fosildiagenética tienen lugar las transformaciones de los restos que ocurren en la litosfera. Entre estos procesos se cuentan la disolución total o parcial, piritización, silicificación, fosfatización, deformación causada por tectónica o presión litostática, encostramiento y nodulización (Fernández-López, 1998; Benton y Harper, 2009). En los restos estudiados en esta tesis cabe remarcar el proceso fosildiagenético de encostramiento (fig. 6.1 l) y piritización que han padecido algunos elementos del yacimiento de Loma Negra. Dicho encostramiento dificulta la observación de caracteres morfológicos, llegando a imposibilitar la clasificación taxonómica en algunos ejemplares.

6.4 CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS

Teniendo en cuenta el medio deposicional en el que se han formado los yacimientos, el número de restos identificables obtenidos en cada yacimiento y el estado de conservación de los fósiles, hay que considerar algunos términos teóricos (ver, por ejemplo: López-Martínez y Truyols-Santonya, 1994; Fernández-López, 1990, 1998 y 2001).

En primer lugar, algunos autores distinguen biocenosis (conjunto de organismos que vivieron juntos), tanatocenosis (conjunto de restos de organismos que fueron acumulados juntos), tafocenosis (conjunto de restos de organismos que fueron enterrados juntos) y orictocenosis (conjunto de fósiles que están, o han sido encontrados, juntos) (Fernández-López, 1998).

En segundo lugar, es necesaria la distinción entre taxones démicos (enterrados donde vivieron) y taxones adémicos (enterrados en lugares o áreas en las que no vivieron), sobre todo en estudios paleobiogeográficos y paleoecológicos. Se clasifican de este modo las entidades paleobiológicas, y se consideran adémicas aquellas que han sido resedimentadas en la fase bioestratinómica.

En tercer lugar, los elementos tafonómicos pueden ser autóctonos (aquellos que se encuentran en el mismo lugar donde fueron producidos) o alóctonos (que son los que están en un lugar geográficamente distanciado de aquél donde fueron producidos). Así, las entidades conservadas que han sido reelaborados en la fase fosildiagenética se consideran alóctonos.

En cuarto lugar, los términos mencionados anteriormente no deben ser confundidos con las locuciones *in situ* y *ex situ*, ya que estas se emplean en bioestratigrafía para hacer referencia al lugar o posición estratigráfica en que se encuentran los fósiles, no al lugar de producción biogénica o tafogénica. De este modo, un fósil está *in situ* cuando se encuentra en su posición estratigráfica original, pero está *ex situ* o rodado cuando ha sido desplazado a una nueva posición estratigráfica.

Debido a estas cuatro consideraciones, en los yacimientos estudiados en esta tesis encontramos una orictocenosis de elementos que consideraremos autóctonos, ya que no presentan indicios de haber sido reelaborados. Además, los microrrestos se han excavado *in situ*, y en ningún caso se han considerado fósiles hallados en superficie. Por lo tanto, será lícito realizar inferencias de índole bioestratigráfico, y consiguientemente, biocronológico.

Igualmente, para realizar inferencias paleoecológicas es indispensable considerar que la orictocenosis está compuesta por entidades démicas y adémicas. Se consideran entidades démicas aquellos organismos que vivían en el lago o llanura de inundación (los más característicos son: ostrácodos, carofitas, gasterópodos, peces, tortugas de agua y cocodrilos). Los roedores (lirones, cricétidos, eomiidos y esciúridos) son adémicos, ya que vivían en zonas circundantes y fueron transportados por corrientes. Por ello, hay que reparar en que las inferencias paleoecológicas que se realicen mediante el análisis de las entidades démicas estarán relacionadas con las condiciones del agua del ambiente lacustre o de llanura de inundación. Las inferencias basadas en las entidades adémicas corresponderán al ambiente circundante al lago (pero no a las condiciones del agua). De este modo, de las entidades adémicas, se podrá deducir el tipo de vegetación asociada, así como reconstruir el paisaje próximo a la zona de depósito (fig. 6.2). Por consiguiente, se pueden llegar a aproximar las condiciones relativas de humedad y temperatura atmosféricas.

En los numerosos estudios que se han ido realizando en el área de las Bardenas Reales de Navarra a lo largo de los últimos años, se ha ido obteniendo una relación de entidades démicas y adémicas que conformaron la biocenosis durante el Mioceno inferior (fig. 6.2).

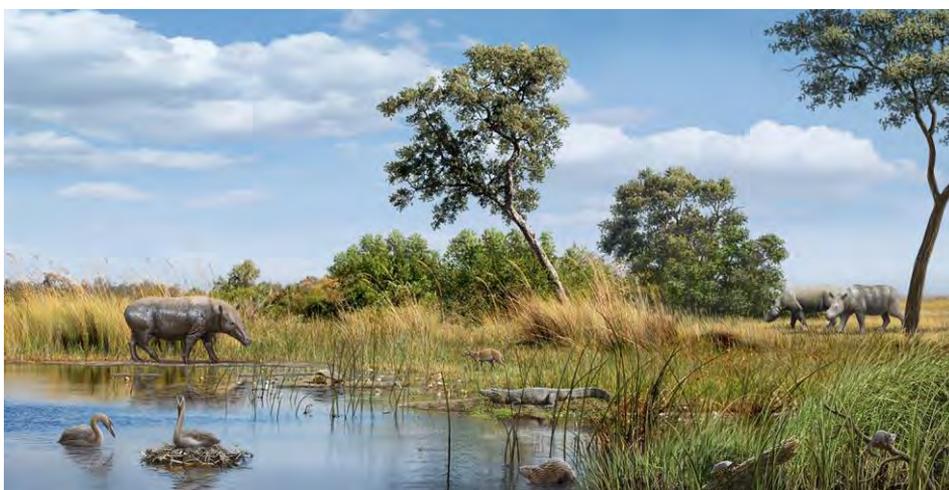


Figura 6.2. Representación de la biocenosis de Bardenas Reales de Navarra durante el Mioceno inferior, inferida a partir de la orictocenosis estudiada por Murelaga (2000); Pereda-Suberbiola *et al.* (2001); Grellet-Tinner *et al.* (2012) y Díaz-Martínez *et al.* (2016). Ilustración de Mauricio Antón.

Capítulo VII

PALEONTOLOGÍA

SISTEMÁTICA

CLASE MAMALIA

Orden RODENTIA Bowdich, 1821

Familia CRICETIDAE Fischer, 1814

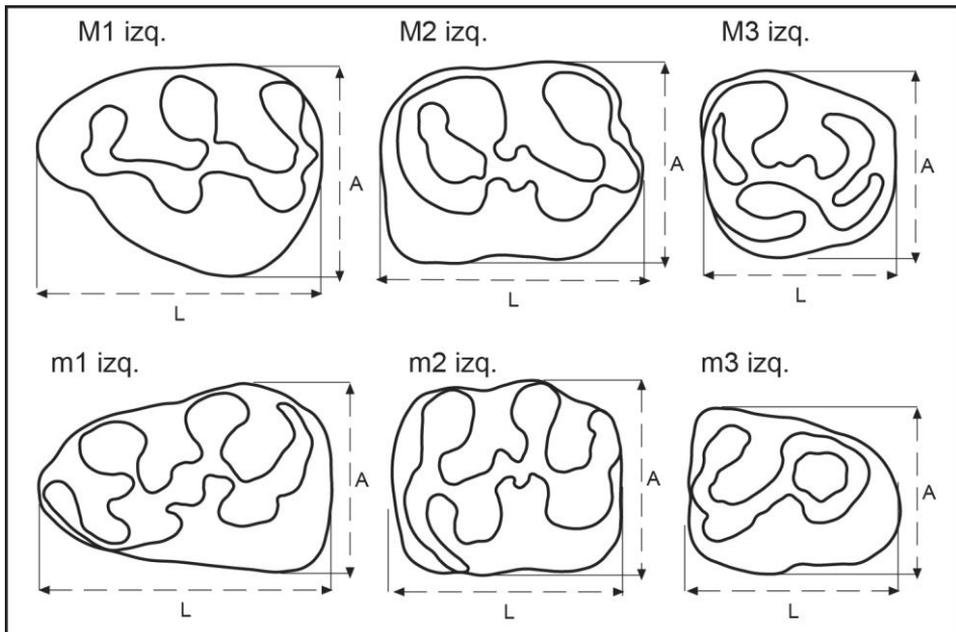
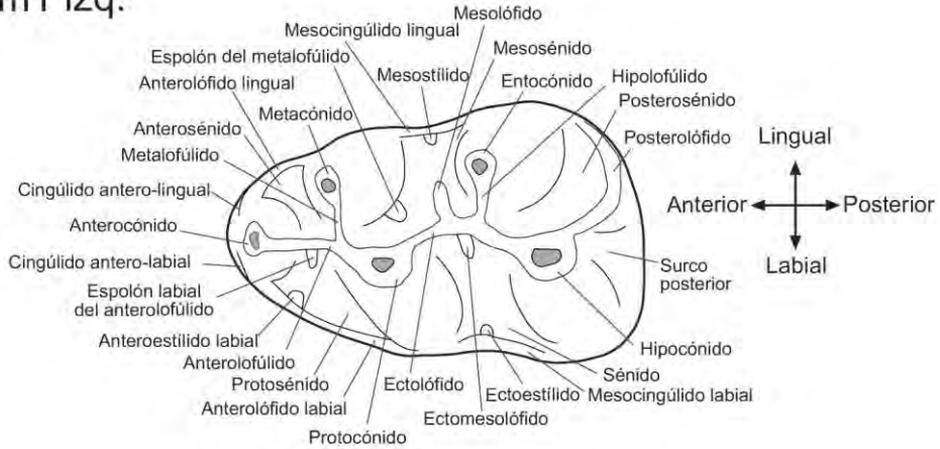
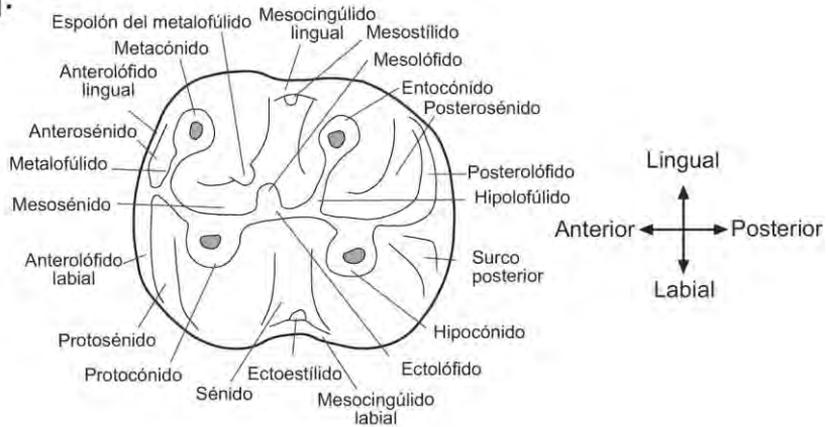


Figura 7.1. Esquema de medidas utilizado para los cricétidos, donde los parámetros que se han medido son la longitud (L) y la anchura (A) de los dientes. Modificado de Freudenthal *et al.* (1994) y Murelaga (2000).

m1 izq.



m2 izq.



m3 izq.

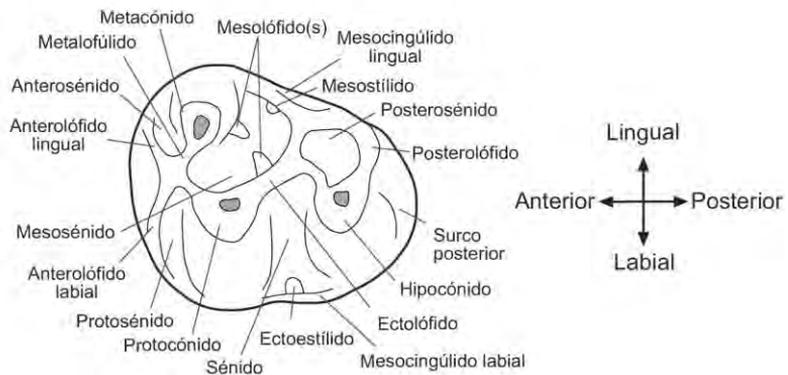


Figura 7.2. Nomenclatura utilizada para las descripciones de las piezas dentarias inferiores de los cricétidos. Modificado de Oliver y Peláez-Campomanes (2013).

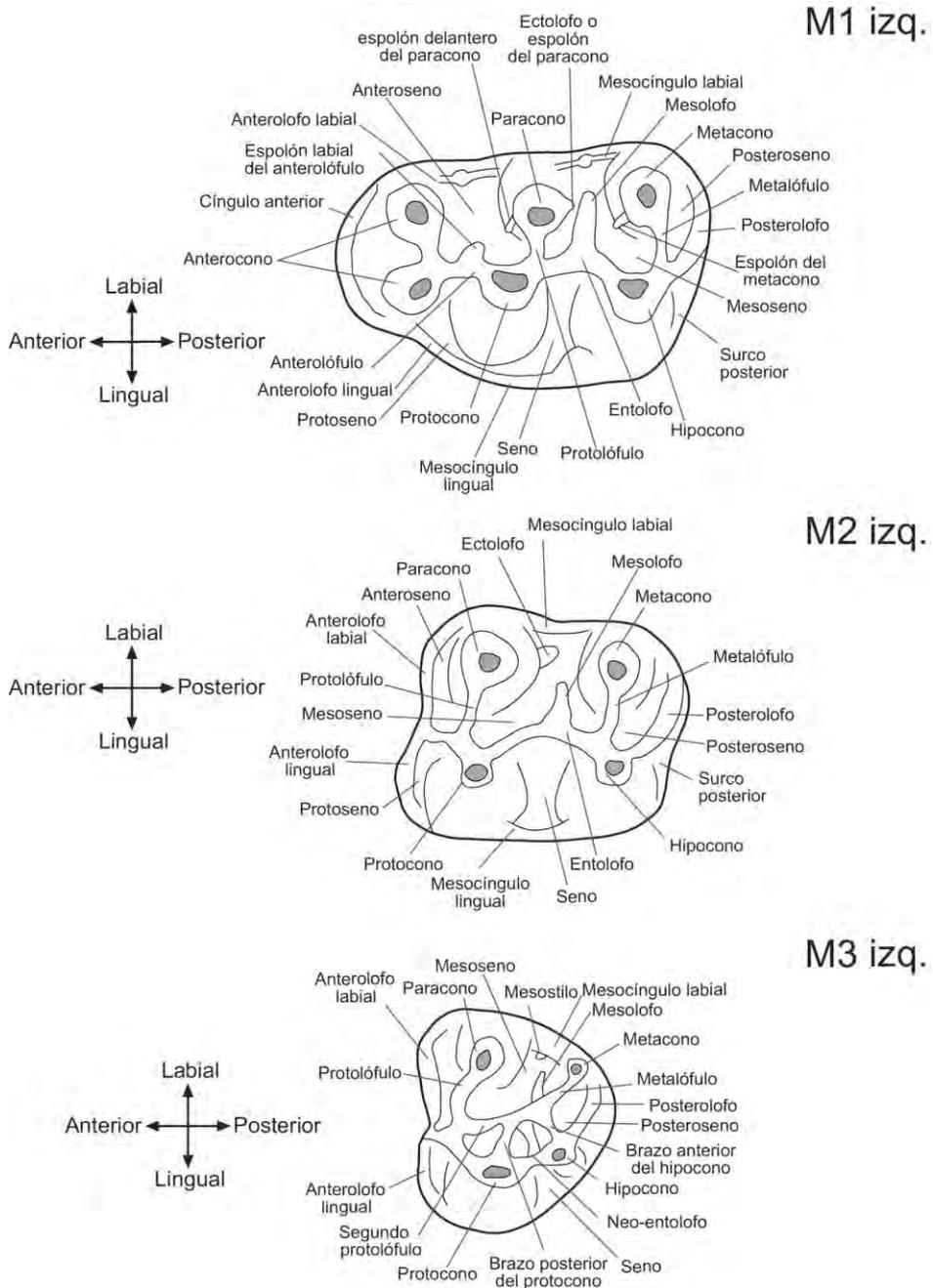


Figura 7.3. Nomenclatura utilizada para las descripciones de las piezas dentarias superiores de los cricétidos. Modificado de Oliver y Peláez-Campomanes (2013).

Cricetidae indet.

Localidad: Punta de Riantón 121 (PR121).

Material: 1 M3 izq. (PR121-7).

Medidas:

PR121	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M3	1		0,88		1		0,88	

Descripción:

M3. El anterolofio labial es una cresta gruesa que llega al paracono. Protolófulo ancho. El protocono y el hipocono están unidos por un grueso neo-entolofio. El axiolofio se engruesa hacia el centrocono, que a su vez, está unido al hipocono, al metacono y al posterolofio. No hay mesolofio. Una cresta labial cierra el mesoseno.

Localidad: Punta de Riantón 125 (PR125).

Material: 1 m1 izq. fragmentado (PR125-1) y 1M3 der. (PR121-7).

Medidas:

PR125	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	0				1		0,90	
M3	1		0,87		1		0,92	

Descripción:

m1. Solo se conserva la parte anterior. El anterocónido es alargado hacia los anterolófidos. El anterolófido labial desciende hasta la base del protocónido. El anterolófido lingual se une con el metacónido cerrando el anterosénido. Anterolofúlido corto. Metalofúlido corto, anterior y unido al anterolofúlido y a la parte anterior del protocónido. Del metacónido desciende una cresta que transcurre por el borde lingual cerrando el mesosénido. El mesolófido es de mediano tamaño.

M3. El anerolofa lingual está desarrollado y llega hasta la base del protocono. El anterolofa labial llega hasta el paracono. Del protocono sale una cresta que se une con el axiolofo y el protolófulo. El axiolofo llega hasta el centrocono, del cual surgen tres pequeñas ramas hacia el metacono, el posterolofa y el metacono. Estas cuspides apenas están desarrolladas y están incluidas en el muro que rodea el molar.

Observaciones:

Se trata de tres molares que no han podido ser asignados a un género concreto de cricétido. Su morfología evidencia la pertenencia a esta familia, pero el mal estado de conservación y el hecho de que se trate de molares aislados encontrados en localidades muy pobres, dificulta su identificación taxonómica.

En PR121 se han descrito dos molares de cricétido, uno de ellos atribuido a *Eumyarion* sp. (ver. página 128), y el otro, el aquí discutido. En PR125 sólo se han identificado los dos ejemplares descritos arriba. En las localidades próximas estratigráficamente (PR113, LN64 y PF2) se han identificado, además de *Eumyarion* sp., varias especies de *Democricetodon* y *Megacricetodon*, y aunque quepa esperar que puedan pertenecer a alguno de estos géneros, se ha optado por clasificar este material como Cricetidae indet. sin llegar a especificar el género.

Género *Democricetodon* Fahlbusch, 1964

Democricetodon gracilis Fahlbusch, 1964

Localidad: Loma Negra 64 (LN64).

Material: 5 m1 izq. (LN64-36, LN64-58, LN64-59, LN64-60, LN64-83), 3 m1 der. (LN64-61, LN64-84, LN64-136), 4 m2 izq. (LN64-38, LN64-39, LN64-62, LN64-79), 2 m2 der. (LN64-40, LN64-85), 4 m3 izq. (LN64-41, LN64-63, LN64-64, LN64-65), 4 m3 der. (LN64-66, LN64-67, LN64-68, LN64-86), 3 M1 izq. (LN64-69, LN64-70, LN64-87), 5 M1 der. (LN64-37 fragmentado, LN64-44 desgastado, LN64-71, LN64-72, LN64-73), 5 M2 izq. (LN64-74, LN64-75, LN64-76, LN64-77, LN64-88), 5 M2 der. (LN64-45, LN64-78, LN64-80, LN64-89 encostrado, LN64-90), 7 M3 izq. (LN64-46, LN64-47, LN64-81, LN64-91, LN64-92, LN64-93, LN64-94) y 1 M3 der (LN64-82). Fig. 7.4 y Fig. 7.5.

Medidas:

LN64	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	7	1,29	1,35	1,41	7	0,83	1,05	1,00
m2	6	1,18	1,26	1,31	6	0,97	1,04	1,07
m3	7	0,93	1,03	1,13	7	0,84	0,88	0,93
M1	8	1,40	1,55	1,68	8	1,00	1,06	1,11
M2	10	1,17	1,24	1,31	10	0,99	1,07	1,14
M3	8	0,80	0,84	0,91	8	0,73	0,90	0,96

Descripción:

m1. Se han descrito 8 molares, de los cuales uno de ellos no ha conservado la parte anterior. El anterocónido es pequeño y triangular, ligeramente alargado lateralmente y situado cerca del metacónido. El anterolóbido lingual desciende desde el anterocónido hasta la base del protocónido en 3 de 7 especímenes. El anterolofúlido es corto. En 4 de 7 especímenes el metalofúlido conecta con el centro del anterolofúlido (fig. 7.4 b), en 2 de 7 con la parte posterior del anterolofúlido, cerca del protocónido, y en el individuo restante el metalofúlido no conecta con el anterolofúlido (fig.7.4 d). El anterosénido es estrecho en 6 de 7 especímenes, en el otro es ancho. El protosénido es grande y no está cerrado por el anterolóbido labial. En el metacónido de 6 de los 8 ejemplares hay un pequeño “pliegue” dirigido hacia el mesolóbido, pero sin llegar a tocarlo en 5 de los casos. El mesosénido está cerrado por una pequeña cresta que desciende desde el metacónido. El mesolóbido es corto en 5 casos (Fig. 7.4 a) y medio en 3 (Fig. 7.4 d), sin llegar nunca al borde lingual del molar. De los 8 especímenes 4 tienen un pequeñísimo ectomesolóbido dirigido hacia el sénido (Fig. 7.4 b, e). El sénido está dirigido hacia la parte anterior, y en 2 especímenes hay una pequeña cresta en el borde labial que lo cierra. El hipolofúlido es muy corto y presenta en 3 de los 8 casos un pequeño “pliegue” en la parte posterior, que no llega a conectarse con el posterolóbido (Fig. 7.4 e). El posterolóbido es largo, conecta con el entocónido, cerrando el posterosénido.

m2. Anterolóbido labial conectado con el protocónido. En 2 especímenes de 6 el anterolóbido lingual cierra el anterosénido, en el resto está ausente. El metalofúlido es corto y dirigido hacia la parte anterior. En 4 molares una pequeña cresta desciende desde el metacónido hasta la base del entocónido. En 3 individuos el mesolóbido es de tamaño medio y corto en los otros 3. El sénido está ligeramente dirigido hacia delante y cerrado por una pequeña cresta labial. El hipolofúlido es corto y dirigido hacia delante. El posterolóbido es largo y cierra el posterosénido.

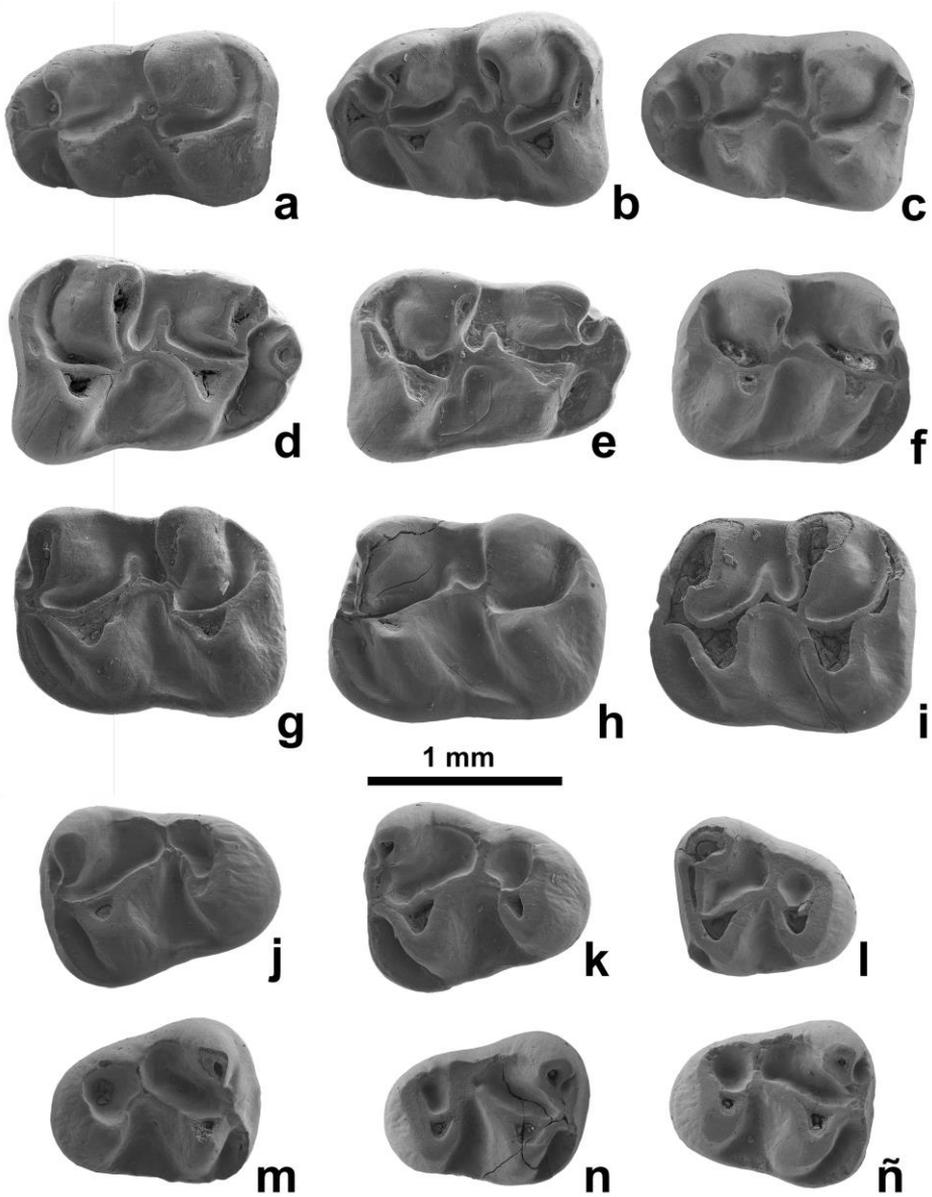


Figura 7.4. *Democricetodon gracilis* de Loma Negra 64. **a:** LN64-36, m1 izq. **b:** LN64-58, m1 izq. **c:** LN64-59, m1 izq. **d:** LN64-61, m1 der. **e:** LN64-136, m1 der. **f:** LN64-85, m2 der. **g:** LN64-38, m2 izq. **h:** LN64-62, m2 izq. **i:** LN64-79, m2 izq. **j:** LN64-63, m3 izq. **k:** LN64-64, m3 izq. **l:** LN64-65, m3 izq. **m:** LN64-66, m3 der. **n:** LN64-67, m3 der. **ñ:** LN64-68, m3 der.

m3. Se han recuperado 8 ejemplares, de los cuales están completos 7. El anterolóbulo labial alcanza la base del protocónido. El anterolóbulo lingual es corto, formando un anterosénido muy pequeño en 4 especímenes de 7, en el resto está ausente. No hay mesolóbulo. El hipolóbulo es corto. El sénido es transverso o ligeramente curvado hacia atrás. En 7 especímenes de 8 una cresta de baja altura desciende desde el protocónido al hipocónido, cerrando el sénido. El posterolóbulo cierra un posterosénido que es menor que el mesosénido.

M1. Se han recuperado 8 molares, de los cuales solo 6 han podido ser descritos por completo. El anterocono es una cresta transversal ancha que hacia los bordes acaba juntándose tanto con el anterolobo labial como con el lingual. El anterolóbulo presenta un espolón en el lado labial en 3 de 7 especímenes, formando un doble protolóbulo (Fig. 7.5 b, d). En 4 molares de 7 el protolóbulo es simple y posterior, conectado al entolobo detrás del protocono y en frente del mesolobo (Fig. 7.5 a, c, e). El mesolobo es largo, llegando al borde labial en 2 de 7 casos (fig. 7.5 a), y dirigido al lado posterior en 2 casos. El seno es transverso y está cerrado por una pequeña cresta baja en el lado lingual. La base antero-lingual del hipocono presenta una pequeña y baja cúspide. El metalóbulo es simple, corto, posterior y conectado al posterolobo. El posteroseno es estrecho y cerrado.

M2. Se han recuperado 10 ejemplares, pero se han descrito por completo 9 ya que el décimo tiene una pátina ferruginosa que dificulta la identificación de los caracteres. El anterolobo lingual llega hasta el protocono en 9 especímenes de 10. El anterolobo labial es largo y se une con el paracono. El protolóbulo es doble en 8 de 9 y simple y posterior en 1. El mesolobo es largo, llegando a alcanzar el borde labial del diente. Una pequeña cresta cierra el mesoseno. El seno es transverso y está cerrado por una cresta baja en el borde lingual. El metalóbulo es simple y dirigido hacia la parte anterior en 6 molares (Fig. 7.5 f, i, j), posterior en 2 (Fig. 7.5 k, m) y en otros 2 es doble (Fig. 7.5 g, h). Posterolobo conectado con el metacono.

M3. Anterolobo conectado con el paracono. En 5 especímenes de 8 se distingue el metacono, mientras que en 3 está incorporado al borde posterolabial del molar. El hipocono y el metacono están conectados por el posterolobo. Axiolobo presente en 4 especímenes, en los cuales hay un largo mesolobo que alcanza el borde labial. El posteroseno está cerrado por el metalóbulo en 4 de 8 casos. En 2 molares el seno es profundo, en 3 es superficial y en otros 3 está ausente.

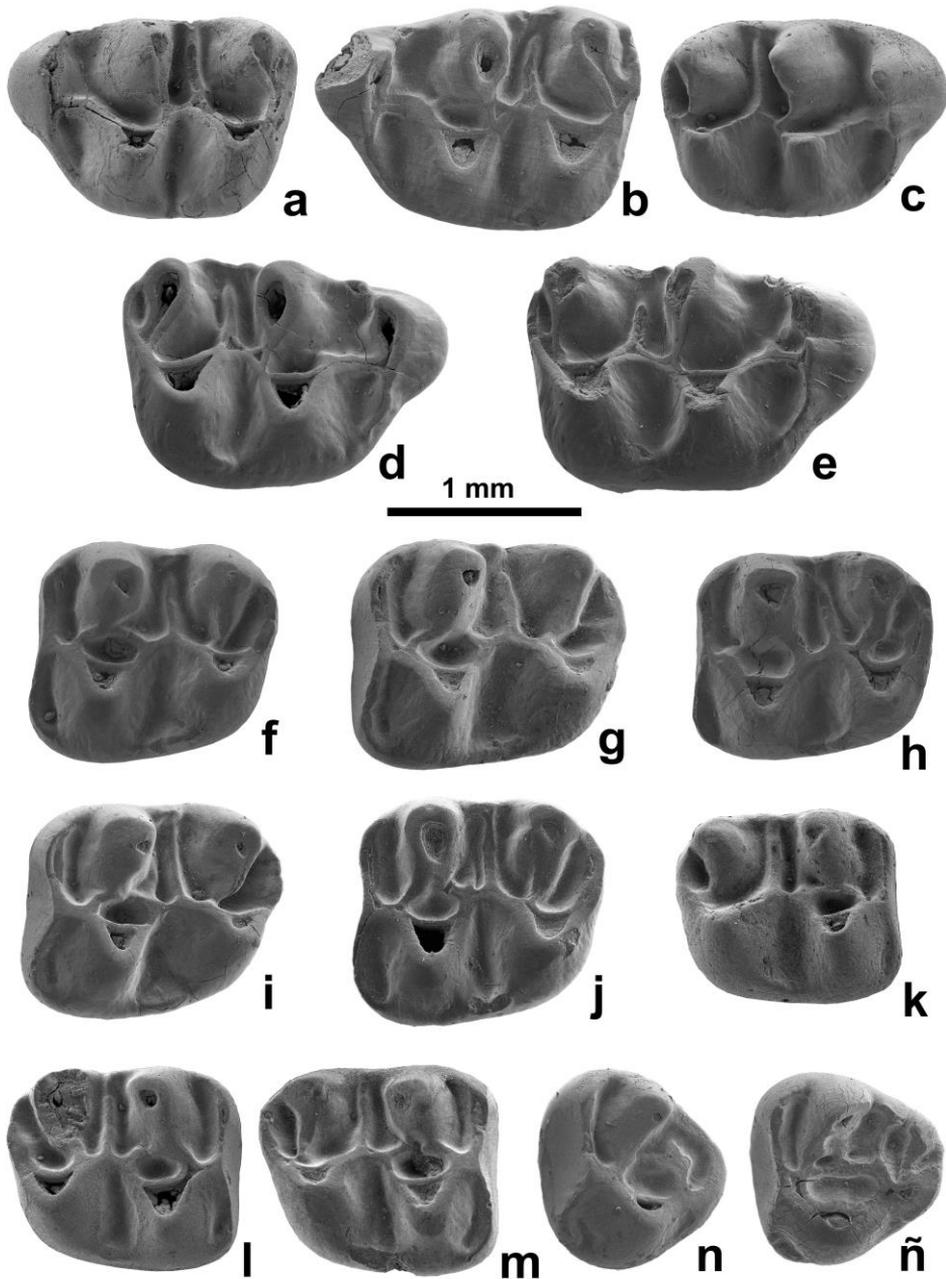


Figura 7.4. *Democricetodon gracilis* de Loma Negra 64. **a:** LN64-69, M1 izq. **b:** LN64-70, M1 izq. **c:** LN64-71, M1 der. **d:** LN64-72, M1 der. **e:** LN64-73, M1 der. **f:** LN64-74, M2 izq. **g:** LN64-75, M2 izq. **h:** LN64-76, M2 izq. **i:** LN64-77, M2 izq. **j:** LN64-88, M2 izq. **k:** LN64-78, M2 der. **l:** LN64-80, M2 der. **m:** LN64-90, M3 der. **n:** LN64-81, M3 izq. **ñ:** LN64-92, M3 izq.

Localidad: Pico del fraile 2 (PF2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. como *Democricetodon aff. hispanicus*. 5 m1 (PF2-7, PF2-8, PF2-9, PF2-10, PF2-142), 1 m2 (PF2-143), 4 m3 (PF2-19, PF2-21, PF2-22, PF2-23), 4 M1 (PF2-2, PF2-3, PF2-4, PF2-5) y 2 M2 (PF2-16, PF2-155). Fig. 7.6.

Medidas:

PF2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	3	1,40	1,44	1,47	3	0,92	0,97	1,01
m3	3	1,03	1,06	1,08	3	0,86	0,90	0,95
M1	4	1,66	1,71	1,75	4	1,01	1,10	1,18
M2	2	1,08	1,13	1,19	2	1,03	1,04	1,05

Descripción:

m1. El anterocónido es pequeño y triangular. El anterolóbido labial desciende desde el anterocónido a lo largo del borde labial, pudiendo llegar a alcanzar la base del protocónido. Un pequeño cíngulo lingual que va desde el anterocónido hasta la base del metacónido está presente en 2 de 4 individuos. El metalofúlido es transverso, ligeramente dirigido hacia delante en 3 y anterior en 1. En esos 3 especímenes el metalofúlido conecta con la parte posterior del anterolofúlido cerca del protocónido, y en el otro el metalofúlido conecta con el centro del anterolofúlido. El anteroseno es amplio en 3 piezas y estrecho en 1. Protosénido amplio. El metacónido presenta un pequeño “pliegue” posterior en 3 casos, dirigido hacia el mesolóbido, sin tocarlo (Fig. 7.6 a, b). El mesolóbido es largo, pero no llega al borde lingual. Un ectomesolóbido muy corto está presente 3 de 4 especímenes. El sénido está dirigido oblicuamente hacia delante. El hipolofúlido es muy corto, ligeramente curvado y señala hacia la parte anterior. El hipolofúlido presenta un “pliegue” posterior en 2 de 4 casos, de mediano tamaño en uno (Fig. 7.6 b) y largo en otro, el cual está conectado al posterolóbido, formando un doble hipolofúlido (ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2013: fig. 4). El posterolóbido cierra el posterosénido.

m2. Presenta un pequeño cíngulo labial. Mesolóbido de medio tamaño o largo. El posterolóbido cierra el posterosénido.

m3. El anterolóbido lingual es muy corto o está ausente. El anterolóbido labial alcanza la base del protocónido. No hay mesolóbido. El sénido es transverso y poco profundo. El hipolofúlido es corto. El posterolóbido cierra un posterosénido menor que el mesosénido.

M1. El anterocono es una ancha cresta transversal. La mayoría de los especímenes presentan un espolón labial en el anterolóculo, en 3 de 4 especímenes está dirigido hacia la base del paracono, formando un protolóculo anterior, de modo que 3 de 4 individuos tendrían un doble protolóculo (Fig. 7.6 c). El mesolofa es de medio tamaño, a largo, sin llegar al borde labial. El seno es transverso. Una pequeña y baja cresta está presente en la base antero-lingual del hipocono. El metalóculo es simple y posterior, conectado al posterolofa. El posteroseno es profundo y relativamente largo, cerrado por la conexión entre el posterolofa y el metacono. El anteroseno y el mesoseno están cerrados por una cresta baja que atraviesa el borde labial del diente.

M2. El protolóculo es doble, con el brazo anterior interrumpido. El mesolofa es largo, y alcanza el borde labial del diente. El seno es transverso. En la base antero-lingual del hipocono hay una pequeña y baja cúspide. El metalóculo es transverso. El posterolofa conecta con el metacono. El posteroseno es relativamente amplio.

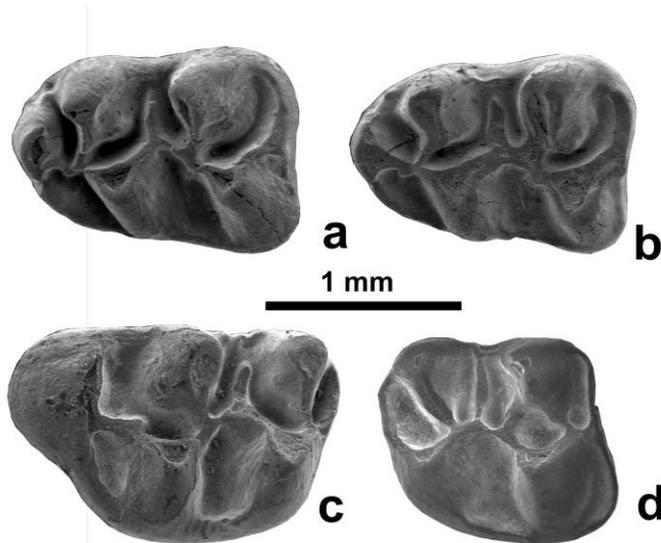


Figura 7.6. *Democricetodon gracilis* de Pico del Fraile 2. **a:** PF2-7, m1 izq. **b:** PF2-8, m1 izq. **c:** PF2- 2, M1 izq. **d:** PF2-155, M2 der. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* (2013).

Observaciones:

Democricetodon es un género de cricétido descrito por Fahlbusch en 1964. Este autor separó los géneros *Democricetodon* y *Megacricetodon* de *Cricetodon* Lartet 1851 y a su vez, describió numerosas especies (Wessels y Reumer, 2009).

Democricetodon está ampliamente representado en Eurasia y el Norte de África durante el Mioceno. En Europa, es común en asociaciones entre la MN4 y la MN10 (Fejfar et al., 2011), siendo representado por numerosas morfologías (ver Freudenthal y Daams, 1988; van der Meulen et al., 2003). En el Este de Asia está descrito entre la MN4 y la MN9 (Fejfar et al., 2011). En el Norte de África aparece aproximadamente en 13,5 Ma (Tong y Jaeger, 1993; Wessels, 2009) lo que equivaldría a la MN6, y en Anatolia se conoce desde el Mioceno inferior (Theocharopoulos, 2000; Wessels, 2009), que sería equivalente a la MN1.

En las últimas décadas, se está discutiendo el estatus taxonómico de *Democricetodon*, al igual que el de otros cricétidos del Mioceno. Así, van der Meulen et al. (2003) presentan una revisión del material de Cricetidae de tamaño medio del Mioceno del área de Daroca-Villafeliche en la cuenca de Calatayud-Teruel. En ese trabajo consideran que *Fahlbuschia*, *Pseudofahlbuschia*, y *Renzimys* son sinonimos de *Democricetodon*. Posteriormente, Freudenthal (2006) rechaza dicha propuesta, y considera válido el estatus taxonómico de esos géneros. Por otro lado, van der Meulen et al. (2003) también consideraron que algunas especies fueran sinónimos, así *Democricetodon decipiens* (Freudenthal y Daams, 1988) sería sinonimia de *Democricetodon corcolesi* (Freudenthal y Daams, 1988), *Democricetodon darocensis* (Freudenthal, 1963) de *Democricetodon larteti* (Schaub, 1925), y *Renzimys bilobatus* (Lacomba, 1983) de *Democricetodon crusafonti* (Agustí, 1978).

En esta tesis, se ha asignado el material de LN64 y PF2 a *Democricetodon gracilis* (Fahlbusch, 1964). Esta especie fue descrita por Fahlbusch (1964) como *Democricetodon minor gracilis*, a partir de 15 molares del yacimiento de Sandelzhausen (Alemania), y Mein y Freudenthal (1971) lo renombraron como *D. gracilis*. Posteriormente Wessels y Reumer (2009) incluyeron en la asociación de Sandelzhausen más de 750 molares de este taxón, por lo que ampliaron significativamente el conocimiento de la variabilidad morfológica y de tamaño de esta especie en su localidad tipo.

La primera aparición de *D. gracilis* se da en la MN4 en Grecia y Turquía, y la última sería en la MN6 en Polonia (Wessels y Reumer, 2009). Hasta la presente tesis el rango de distribución de *D. gracilis* no incluye la Península Ibérica, por lo que esta es la primera cita de esta especie en la Península Ibérica, además de la más occidental a nivel europeo.

En la figura 7.7 se muestran los rangos de las medidas máximas y mínimas de longitud y anchura de varias poblaciones de especies de talla pequeña y mediana del género *Democricetodon* del Mioceno medio de Europa. El tamaño del *Democricetodon* de PF2 y LN64 es, en general, claramente menor que el de las especies *Democricetodon decipiens* sensu van der Meulen *et al.* (2003), *Democricetodon koenigswaldi* (Freudenthal, 1963), *Democricetodon moralesi* van der Meulen *et al.* 2003 y *Democricetodon mutilus* Fahlbusch, 1964. Solo los valores máximos de longitud y anchura medidos en el material de Bardenas se superponen con los valores mínimos de *D. mutilus*. Además, y como ya se mencionaba en Ruiz-Sánchez *et al.* (2013), el material de PF2 y también el de LN64 es menor que *Democricetodon jordensi* (Freudenthal y Daams, 1988) y *Democricetodon cf. affinis* (Schaub 1925) según Freudenthal (2006) de Valdemoros 3B. Por otro lado, nuestro material se superpone con el rango de valores de *Democricetodon sacedoniensis* (Freudenthal, 2006), *Democricetodon franconicus* Fahlbusch, 1966 de Erkertshofen, *D. franconicus* según van der Meulen *et al.* (2003), *Democricetodon hispanicus* Freudenthal, 1967 y *D. gracilis*.

Van der Meulen *et al.* (2003) proponen dos líneas evolutivas para los cricétidos de talla media de Calatayud-Daroca: *D. hispanicus* – *Democricetodon lacombai* (Freudenthal y Daams, 1988) y *D. franconicus* – *D. crusafonti*. A continuación se compara la morfología de los molares atribuidos a *Democricetodon* en las Bardenas con la de estas dos líneas.

El *Democricetodon* de LN64 y PF2 es muy diferente de *D. decipiens*, ya que este tiene un protolofulo posterior en el M1, y solamente el 21% de la población de Buñol alcanza a tenerlo doble. El mesolofulo del M2 de *D. decipiens* es mediano o corto.

El protolofulo del M1 de *D. moralesi* es posterior en más del 89% de los dientes de las poblaciones ibéricas, encontrándose este valor mínimo en la localidad de Moratilla 3. El mesolofulo del M2 de *D. moralesi* no suele ser largo, el valor máximo está en el 8% de los individuos de Vargas 1A.

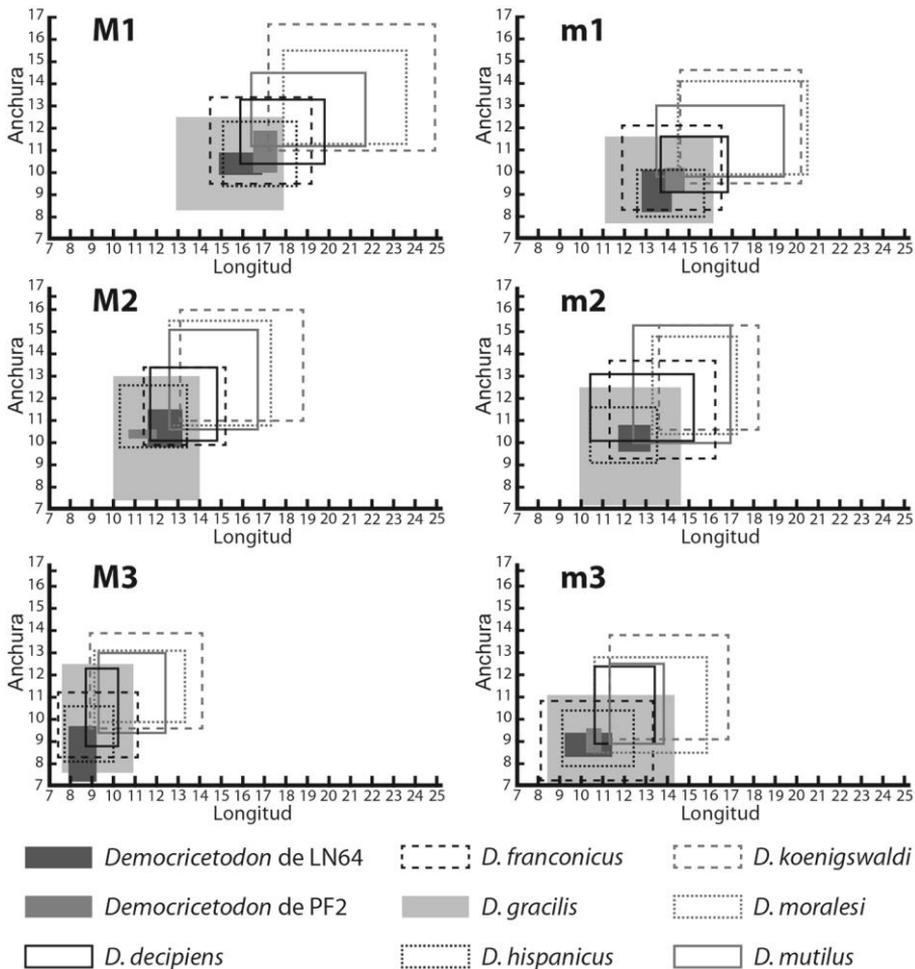


Figura 7.7. Comparación del rango de medidas (en décimas de milímetros) de las poblaciones de *Democricetodon* de LN64 (esta Tesis) y *Democricetodon* de PF2 (Ruiz-Sánchez *et al.* 2013) con *D. decipiens* de Buñol, Olmo Redondo 4A, San Roque 3, Artesilla 1 (van der Meulen *et al.* 2003), *D. franconicus* de Buñol, Olmo Redondo 4A, San Roque 3, Artesilla 1 (van der Meulen *et al.* 2003), *D. hispanicus* de Olmo Redondo 1, 2 y 3, Villafeliche 2A, San Marcos, San Roque 1, 2 y 5 (van der Meulen *et al.* 2003), *D. koenigswaldi* de Casetón 1A y 2B, Las Umbrias 1, 2, 3, 4 y 5, Valdemosos 1A, 3E, 3F, 6A, 6B, 7A, 7B, 7C, 7D, 7E, 7F, 7G, 8B y 8C, Vargas 7, 8B, 8C y 11 (van der Meulen *et al.* 2003), *D. moralesi* de Fuente Sierra 2, 3 y 4, La Col A, B, C y D, Moratilla 2 y 3, Muela Alta, Olmo Redondo 5, 8 y 9, Valdemosos 8A, Vargas 1A, 2A, 2B, 3, 4A, 4B y 4BB (van der Meulen *et al.* 2003), *D. mutilus* de Châteauredon, Ebershausen, Edelstetten, Langenmoosen, Mohrenhausen, Puttenhamen, Vermes 1 (Maridet, 2003) y Sandelzhausen (Wessels y Reumer, 2009) y *D. gracilis* de Blanquatère 1 (Aguilar *et al.* 2010), Ebershausen, Edelstetten, Puttenhamen, Vermes 1, Vieux-Collonges, Ziemetshausen (Maridet, 2003), Niederaichbach, Maßendorf (Schötz, 1993), Petersbuch 68 (Prieto y Rummel, 2009), Sandelzhausen (Wessels y Reumer 2009), Untereichsen-Altenstadt 565 y 540 (Prieto *et al.* 2009).

D. jordensi y *D. lacombai* se diferencian del *Democricetodon* de PF2 y LN64, en que estas dos especies tienen el protolófulo del M1 posterior en la mayoría de los casos, con excepción del *D. jordensi* de Vargas 3B, que lo tiene doble en el 11% de los casos, y el *D. lacombai* de Regajo 2, donde el 5% de la población tiene el protolófulo doble. Así pues, en *D. jordensi* y *D. lacombai* nunca predomina el doble protolófulo. Además, el mesolofa del M2 de *D. jordensi* es corto y *D. lacombai* no lo suele desarrollar (salvo algunos casos que presenta un mesolofa mediano, como en Valdemoros 7E), pero en ninguno de los casos es largo, como en los ejemplares descritos en PF2 y LN64.

En la línea evolutiva de *D. franconicus* – *D. crusafonti*, el protolófulo posterior simple es característico de *D. koenigswaldi*, aunque en algunos casos como en Vargas 8B, hasta el 58% de la población puede tener un protolófulo doble, lo que se asemejaría al material de PF2 y LN64. Por otro lado, el mesolofa del M2 de *D. koenigswaldi* es mediano o corto, a diferencia del de Bardenas, que llega a alcanzar el borde labial del diente.

D. larteti tiene protolófulo posterior en el M1, y en muy pocos casos de Calatayud-Daroca es doble, además, el mesolofa del M2 es corto o ausente.

D. crusafonti muestra comúnmente un anterolófulo bifurcado en forma de horquilla y protolófulo posterior en el M1, además tiene los mesolofos cortos en los M1 y M2.

Morfológicamente el material descrito en Bardenas es muy parecido a *D. affinis*, pero el mesolofa del M2 de este último en su localidad tipo (La Grive M, Francia) es medio en el 80% de la población, siendo largo y llegando al borde labial en el 15% de los casos (Maridet, 2003), mientras que en PF2 y LN64 prevalece el mesolofa largo. Además, según Maridet (2003), en más del 70% de los individuos de La Grive el metalófulo es posterior en el M2, cuando en PF2 es transversal y anterior en el 60% de los casos de LN64.

D. mutilus difiere del material de PF2 y LN64 en que los mesolofos del M2 en pocos casos son largos y están conectados con el borde labial.

Hay que destacar que algunas características importantes de las poblaciones de la Península Ibérica de *D. franconicus* descritas por van der Meulen et al (2003) no encajan con las descritas por Fahlbusch (1966) para la localidad tipo (Erkertshofen, Alemania) de esta especie. En la diagnosis original, *D. franconicus* se caracteriza por tener mesolofos y

mesolófidios largos, llegando a alcanzar el borde labial en más del 90% de los individuos. En la revisión de los cricétidos de talla media del Mioceno de la cuenca de Calatayud-Teruel, van der Meulen *et al.* (2003) citan que solo el 10% de algunas poblaciones llegan a tener mesolófidios largos en el m1 y m2 (con excepción de Vargas 2B, donde el 50% de los m2 tienen mesolófidios largos). En lo referente a los molares superiores, van der Meulen *et al.* (2003) describen una situación parecida; en este caso, ninguna población ibérica tiene más del 70% de los mesolofos largos, y en algunos yacimientos (como en La Col D y Muela Alta) esta cantidad se reduce casi al 20% de la población. En la Península Ibérica nunca se han descrito poblaciones con mesolofos y mesolófidios como los descritos en la localidad tipo de *D. franconicus*.

Fahlbusch (1966) menciona que la única diferencia entre *D. franconicus* y *D. hispanicus* reside en que tanto los mesolófidios como los mesolofos de este primero son más largos, llegando hasta el borde del diente. El material descrito en PF2 y LN64 se caracteriza por tener mesolófidios cortos o medianos, mesolofos del M1 medianos, (todos ellos menores incluso que *D. hispanicus*) y mesolofos largos en el M2 como los de *D. franconicus*.

Aparentemente, el material de PF2 es muy similar a *D. hispanicus*, y de hecho, en Ruiz-Sánchez *et al.* (2013) se publicó como *D. aff. hispanicus*. La presencia del doble protolófulo en el M1 es común en PF2 y algo menor en LN64. Siguiendo el esquema sistemático de van der Meulen *et al.* (2003), el doble protolófulo es en general raro en la línea *D. hispanicus* – *D. lacombai* y algo más frecuente en *D. franconicus* – *D. crusafonti*. *D. hispanicus* se caracteriza por tener un protolófulo posterior. van der Meulen *et al.* (2003) citan algunas poblaciones de *D. hispanicus* del área de Villafeliche con doble protolófulo, pero en ningún caso hay más del 26% de especímenes con esta característica. En LN64 el doble protolófulo aparece en más del 40% de los especímenes y en PF2 en más del 75%. En otras especies de este género esta morfología es muy extraña, pero es mayoritaria en la población más antigua de *D. gracilis* (Aliveri, Grecia) (Doukas, 2003) y aparece en una proporción aproximada al 50% de los individuos revisados por Wessels y Reumer (2009) de Sadelzhausen, su localidad tipo. Además, y como ocurre también en PF2 y LN64, en Sanzdelzhausen alrededor del 90% de los mesolofos del M2 son largos.

Ruiz-Sánchez *et al.* (2013) argumentan que algunas de estas características descritas en el *Democricetodon* de PF2 son raras o desconocidas en el registro fósil de este género, induciéndolos a pensar que podría tratarse incluso de una nueva especie, que sin embargo clasificaron como *D. aff. hispanicus* dado al escaso material del que se disponía. Cuando se realizó esta clasificación, las interpretaciones se basaron en la presencia de un “pliegue” posterior en el entocónido o “doble hipolofúlido” del m1, y se mencionaba que el desarrollo del doble hipolofúlido no había sido descrito con anterioridad en ninguna población de *Democricetodon*. Una revisión más detallada de la bibliografía sobre *Democricetodon* del Mioceno medio en Europa nos ha conducido a identificar esta morfología en algunas otras poblaciones de este género, además de la mencionada en *D. cf. affinis* de Valdemoros 3B por Ruiz-Sánchez *et al.* (2013). Fahlbusch (1964, fig. 10, b y e), realizó la descripción original de *D. gracilis*, donde representa figurado un “doble hipolofúlido”. Wenyu (1982, fig. 1, 3) y Schötz (1993, pl. 2, fig. 1) presentan figuras de material de Puttenhausen (MN5) y Niederaichbach asignado a *D. gracilis* con este espolón posterior en el entocónido. Maridet *et al.* (2000, fig. 2, d) describen la misma morfología en un molar asignado a *Democricetodon fourensis* Maridet *et al.* 2000 de la localidad Four (MN7/8). Maridet (2003, pl. 2, fig. 29) también lo figura en un molar asignado a *Democricetodon cf. brevis* (Schaub, 1925) de la localidad La grive M (MN7/8).

Por todo ello, los restos de cricétido descritos en PF2 y LN64 y discutidos anteriormente se han asignado a la especie *D. gracilis*, debido en primer lugar, a la forma grácil de los molares. Además, en tamaño, nuestro material se solapa con las medidas de *D. gracilis*, *D. hispanicus* y *D. franconicus*. Morfológicamente coincide con *D. gracilis*, ya que las descripciones originales de *D. hispanicus* y *D. franconicus* no encajan del todo con la muestra de Bardenas. Las mayores diferencias radican, por un lado, en la longitud de los mesolofos y mesolófidos: los mesolofos descritos en LN64 y PF2 son de tamaño medio en el M1 y conectados al borde labial en el M2, los mesolófidos son medianos o cortos en el m1 y cortos en el m2. Por otro lado, el protolofulo en los M1 es simple o doble, y en los M2 doble. El metalofulo es posterior en la mayoría de los M1 y anterior o transversal en los M2.

Democricetodon cf. affinis (Schaub, 1925)

Localidad: Punta de Riantón 113 (PR113).

Material: 1 m2 izq. (PR113-18), 1 m3 der. (PR113-4), 1 M1 izq. (PR113-21), 1 M1 der. (PR113-20), 1 M2 der. (PR113-22) y 1 M3 der. (PR113-24). Fig. 7.8.

Medidas:

PR113	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m2	1		1,64		1		1,29	
m3	1		1,39		1		1,18	
M1	2	1,89	1,91	1,94	2	1,36	1,38	1,40
M2	1		1,59		1		1,28	
M3	1		1,11		1		1,10	

Descripción:

m2. Anterolófido lingual muy desarrollado, llega hasta la base del protocónido y cierra el protosénido. El anterolófido lingual y el anterosénido no se aprecian debido al desgaste del diente, y quedan unidos con el metalofúlido, que es anterior y corto. Una cresta desciende desde el metacónido hacia la base del entocónido, cerrando parcialmente el mesosénido. Mesolófido de mediano tamaño. El hipolofúlido es corto y anterior. El sénido es estrecho y oblicuo, cerrado por una pequeña cresta que va desde la base del protocónido hacia la base del hipocónido. El posterolófido es robusto, desciende desde el hipocónido hacia el lado postero-lingual del entocónido, cerrando el posterosénido y formando un surco posterior bastante marcado.

m3. El anterolófido lingual es relativamente largo y robusto, cerrando un anterosénido estrecho. El anterolófido labial alcanza la base del protocónido. Hay un pequeño mesolófido dirigido hacia el metacónido, pero sin llegar a alcanzarlo. El mesosénido es estrecho y poco profundo. El sénido es transverso. Ectolófido grueso. Hay dos brazos que van desde el ectolófido hasta la pared lingual del molar, por lo que el hipolofúlido es doble, creando una pequeña hondonada entre el mesosénido y el posterosénido. Posterosénido menor que mesosénido.

M1. El anterocono es una cresta transversal que hacia los bordes acaba juntándose tanto con en el anterolofio labial como con el lingual. El anterolofulo labial se junta con la parte antero-labial del paracono y cierra

un amplio anteroseno. El anterolóbulo lingual desciende hasta la base del protocono cerrando el protoseno. El protolóbulo es doble (Fig. 7.8 b, e), la rama anterior une la parte anterior del protocono con el paracono, y la rama posterior es una unión triple entre el paracono, el protocono y el entolofa. El mesolofa es corto, una pequeña protuberancia de forma triangular que sale de la mitad del entolofa. El mesoseno es estrecho y está cerrado por una cresta baja que une el paracono con el metacono. Seno transversa y cerrado por una pequeña cresta que desciende desde el hipocono hacia la base del protocono. El metalóbulo es simple, corto, posterior y conectado al posterolofa. El posterolofa está conectado al lado postero-labial del metacono y cierra un posteroseno estrecho.

M2. El anterolofa lingual es una delgada cresta que desciende hacia el borde lingual del diente. El anterolofa labial es largo y grueso, se une con el paracono y cierra por completo un anteroseno curvado. El protolóbulo es doble. El seno transversa y amplio, cerrado por un mesocingulo lingual. El mesolofa es corto, de forma triangular y cercano al lado posterior del entolofa. El mesoseno está cerrado por una baja cresta labial. El metalóbulo es doble, la rama anterior se une con la parte central del hipocono, la rama posterior se une con el posterolofa (Fig. 7.8 d). Posterolofa conectado al metacono, cerrando un pequeño posteroseno.

M3. El anterolofa lingual llega hasta la base del protocono. El anterolofa labial es grueso y llega hasta el paracono. El protolóbulo es ancho. No hay mesolofa. El metalóbulo llega hasta el posterolofa, creando un pequeño posteroseno redondeado. El hipocono y el metacono están muy reducidos, y forman parte del posterolofa. Seno pequeño.

Observaciones:

En tamaño el M1, M2 y m2 entran dentro del rango de *D. koenigswaldi* (Valdemoros 1a, España), *D. moralesi* (La Col D, España) y *D. affinis* (La Grive M, Francia), siendo ligeramente superior que *D. mutilus* (Langenmoosen, Alemania) y menor que *Fahlbuschia* (ahora *Democrisetodon*) *freudenthali* (Antunes y Mein, 1981).

D. mutilus tiene el protolóbulo simple y ni siquiera tiene espolón labial en el anterolóbulo en los ejemplares de Langenmoosen (Maridet, 2003). En Sandelzhausen, casi más del 70% de la población también tiene protolóbulo simple (Wessels y Reumer, 2009). El mesolofa del M1 y M2 es largo. El metalóbulo del M2 es simple, por lo que difiere del *Democrisetodon* de PR113, ya que este tiene doble protolóbulo en el M1, mesolofos muy cortos, y metalóbulo del M2 doble.

D. moralesi se caracteriza por tener el protolofulo del M1 mayoritariamente posterior. Puede presentar un espolón posterior en el *paracono tanto en el M1 como en el M2. El protolofulo del M2 presenta todas las variables posibles y el metalofulo puede ser anterior o transversal, a diferencia del de PR113, que el metalofulo es posterior.*

D. moralesi y *D. koenigswaldi* se diferencian entre sí, según van der Meulen et al. (2003), porque el M2 del primero presenta todos los diferentes estados del protolofulo, mientras que en el segundo es mayoritariamente doble. Sin embargo, según Freudenthal (2006), dicha característica no puede ser un carácter diagnóstico, ya que simplemente indicaría que la variabilidad morfológica de una población es alta.

En la población tipo de *D. koenigswaldi* el protolofulo anterior del M1 es muy raro (Freudenthal, 1963; Freudenthal, 2006), el protolofulo del M2 es doble y el metalofulo doble o posterior. Según van der Meulen et al. (2003), en algunos casos como en Vargas 8B, hasta el 58% de la población puede tener un protolofulo doble en el M1. van der Meulen et al. (2003) clasifican como *D. koenigswaldi* una población de Valdemoros 3E, con el 35% de protolofulos dobles en el M1, aunque por otro lado, ese mismo material fue atribuido a *D. freudenthali* por Freudenthal y Daams (1988). En PR113 el protolofulo es doble en todos los individuos.

D. freudenthali se describió por primera vez en la localidad Amor (Portugal) de edad Aragoniense medio (zona local D, MN5), como una especie de *Fahlbuschia* (ahora *Democricetodon*) mayor que *D. koenigswaldi* y menor que *D. darocensis*. El holotipo de *D. freudenthali* presenta un protolofulo doble y Freudenthal y Daams (1988) mencionan en la diagnosis enmendada que el protolofulo anterior (además del posterior) en el M1 es muy común. Sin embargo, a diferencia del *Democricetodon* de PR113, el metacono del holotipo de *D. freudenthali* se conecta a la parte anterior del hipocono. Además, el protolofulo del M2 de *D. freudenthali* es posterior y simple, y el de PR113 es doble. Freudenthal y Daams (1988) describen dos poblaciones con más individuos que la original en Regajo 2 y Valdemoros 3E donde el protolofulo del M1 sigue siendo mayoritariamente doble. Sin embargo, y a diferencia del holotipo, el protolofulo del M2 es doble, predominando además el metalofulo posterior.

Pese a que morfológicamente el *Democricetodon* de PR113 se parece a *D. freudenthali*, en tamaño es mucho menor, por ello, se descarta la posibilidad de clasificarlo como tal.

D. affinis (*Cricetodon affine* en la diagnosis original de Schaub, 1925) se caracteriza por tener una segunda conexión anterior en el paracono del M1 y M2, esto es, un doble protolóbulo. El anterocono del M1 es simple y se presenta como una cresta sin división. El metacono del M1 está individualizado y genera un engrosamiento en el borde labial del molar. Los mesolobos de los molares superiores son medianos. Los dos anterolobos del M2 están muy desarrollados. El metalóbulo del M2 es doble aproximadamente en el 25% y posterior en más de la mitad de los ejemplares de La Grive M (Maridet, 2003). El anterolóbido labial muy desarrollado en el m2 y mesolóbidos muy variables.

Freudenthal y Daams (1988) asignan una población de Valdemos 3B (cuenca de Calatayud-Teruel) a *D. cf. affinis*, debido a que el metalóbulo del M2 de esta localidad es anterior, mientras que el de La Grive es posterior.

Ruiz-Sánchez (1999) describe otra población de *D. affinis* en Morteral 22 (cuenca de del río Magro, Valencia) con mesolobos y mesolóbidos menos desarrollados que los de La Grive.

El *Democricetodon* de PR113 encaja tanto en medida como en morfología con *D. affinis*, con la única diferencia que los mesolobos descritos en *D. affinis* son ligeramente mayores. Por ello, y debido a la escasez del material, se ha optado por clasificarlo como *D. cf. affinis*.

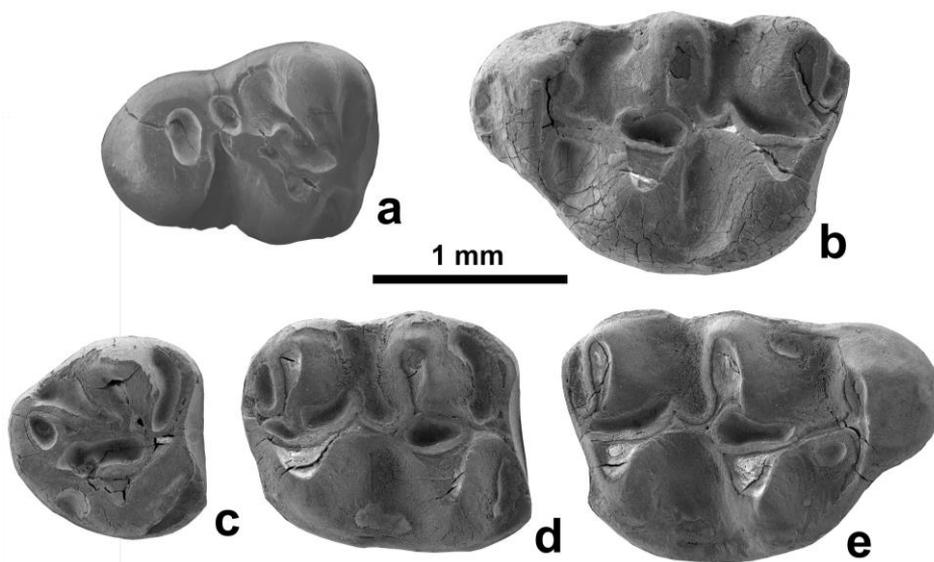


Figura 7.8. *Democricetodon cf. affinis* de Punta de Riantón 113. **a:** PR113-4, m3 der. **b:** PR113-20, M1 izq. **c:** PR113-24, M3 der. **d:** PR113-22, M2 der. **e:** PR123-21, M1 der.

Democricetodon aff. affinis (Schaub, 1925)

Localidad: Punta de Riantón 113 (PR113).

Material: 1 m2 izq. (PR113-17) y 1 M3 izq. (PR113-23). Fig. 7.9.

Medidas:

PR113	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m2	1		1,19		1		0,98	
M3	1		0,80		1		0,84	

Descripción:

m2. El anterolóbulo lingual es una delgada cresta que desciende hacia el metacónido cerrando el anterosénido. El anterolóbulo labial desciende hasta unirse con la base del protocono. Metalofúlido corto y anterior. Una cresta desciende desde el metacónido hacia la base del entocónido, cerrando el mesosénido. Mesolóbulo de mediano tamaño. El hipolofúlido es anterior. El sénido es ancho. El posterolóbulo desciende desde el hipocónido hacia el lado postero-lingual del entocónido, cerrando un amplio posterosénido.

M3. El anterolofio labial llega hasta el paracono, que es la cúspide más desarrollada. El protolofulo es estrecho. Una especie de “axiolofio doble” surge desde el protolofulo y va a juntarse con el brazo anterior del hipocono. El hipocono no es más que una protuberancia incluida en el muro que forma el borde del diente. El protocono es una cúspide no muy marcada, desde la cual se desarrolla el neo-entolofio hasta el hipocono. El metalofulo también se bifurca, como el axiolofio, hacia el borde labial. No se distingue el metacono.

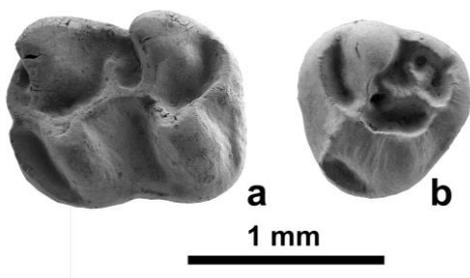


Figura 7.9. *Democricetodon aff. affinis* de Punta de Riantón 113. **a:** PR113-17, m2 izq. **b:** PR113-23, M3 izq.

Observaciones:

Morfológicamente es muy parecido al *D. cf. affinis* de la misma localidad discutido anteriormente. Sin embargo, en tamaño es menor, y entra dentro del rango de *D. hispanicus* (Villafeliche 2A, España), *D. gracilis* (Sandelzhausen, Alemania) y *D. franconicus* (Erkertshofen, Alemania).

Ya que tanto el material asignado a *D. cf. affinis* como éste es muy escaso, pero aparecen juntos en la misma localidad, se ha optado por clasificarlo como *D. aff. affinis*.

Democricetodon sp.

Localidad: Sancho Abarca 5 (SA5).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 1 m2 fragmentado (SA5-2).

Medidas:

SA5	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m2	0				1		1,17	

Descripción:

m2. Se trata de un molar fracturado, en el que solamente se ha conservado la parte posterior del diente. El mesolófidio está fracturado y no se puede medir. El sénido es transverso. El posterolófidio es curvo y conectado con el lado posterior del metacono. El posteroseno es estrecho, largo y curvo.

Observaciones:

La morfología general y el tamaño mínimo del individuo concuerdan con cualquier especie del género *Democricetodon*. Al tratarse de un elemento fracturado y mal conservado no se ha podido precisar más su determinación taxonómica.

Género *Eucricetodon* Thaler, 1966

Eucricetodon cf. *gerandianus* (Schaub, 1925)

Localidad: Cuesta Agujeros 1 (CA1).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 m1 der. (CA1-1).

Medidas:

CA1	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	1		2,21		1		1,26	

Descripción:

m1. El anterocónido se extiende labialmente. Anterolofúlido bajo y completo, conectado al anterocónido. El protocónido se conecta al metacónido mediante el espolón labial del metalofúlido. El metacónido está conectado al anterocónido por una corta cresta que atraviesa la parte lingual del anterosénido. La pared lingual del metacónido está moderadamente desarrollada, sin llegar a cerrar el mesosénido. Mesocónido robusto, con desarrollo hacia el sénido como al mesosénido. El mesolófido es corto.

Observaciones:

El tamaño del m1 de *Eucricetodon* cf. *gerandianus* de CA1 es ligeramente más largo que *Eucricetodon gerandianus* (Schaub, 1925) y *Eucricetodon longidens* Hugueney, 1969, menor que *Eucricetodon cetinensis* Daams, 1976 y cercano al rango de *Eucricetodon haslachensis* (Schaub, 1925), *Eucricetodon infralactorensis* (Viret, 1930) y *Eucricetodon aquitanicus* Baudelot y de Bonis, 1968.

El robusto Mesocónido y el corto mesolófido son típicos de las poblaciones de *E. gerandianus* de la MN2 (Hugueney, 1999a). Por la escasez de material se ha optado por clasificarlo como *E. cf. gerandianus*.

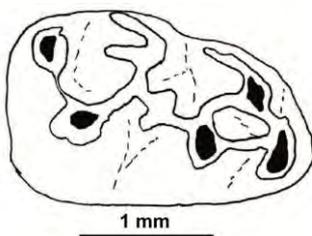


Figura 7.10. *Eucricetodon* cf. *gerandianus* de Cuesta Agujeros 1. CA1-1, m1 der. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a).

Eucricetodon aquitanicus Baudelot y de Bonis, 1968

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 3 m1 (CA2-2/36, CA2-2/37, CA2-2/40), 2 m2 (CA2-1, CA2-2/35), 1 m3 (CA2-2/34), M3 (CA2-2/38, CA2-2/39). Fig. 7-11.

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	1		2,21		2	1,46	1,46	1,47
m2	2	1,81	1,83	1,85	2	1,52	1,53	1,55
M3	2	1,28	1,31	1,34	2	1,18	1,24	1,29

Descripción:

m1. Dos cíngulos que descienden desde el anterocónido conectan con el protocónido y el metacónido, cerrando el anterosénido y el protosénido. El anterolofúlido continuo conecta el protocónido con el anterocónido. El metalofúlido es anterior y está conectado al anterocónido. El brazo posterior del metalofúlido es corto y no está conectado al protocónido. El Mesocónido es grueso. El posterolofido labial es corto o ausente. Mesolofido corto. El ectomesolofido está presente en uno de los tres individuos. No presenta brazo posterior del protocónido ni del hipocónido.

m2. El anterolofido lingual está ausente. El anterolofido labial está conectado a la base del protocónido, cerrando así el protosénido. El metalofúlido es ligeramente anterior. El sénido está dirigido hacia la parte posterior. El hipolofúlido es transverso o ligeramente anterior. El Mesocónido es ancho. El mesolofido es muy corto. El posterolofido es alto y cierra el posterosénido o bien desciende hacia la base del entocónido, dejando el posterosénido lingualmente abierto. A pesar del grado de desgaste, en uno de los dos ejemplares se puede observar una rama posterior corta del hipocónido (CA2-2/35).

M3. El anterolofido lingual está muy reducido, siendo prácticamente inexistente. El anterolofido labial es largo y está unido a la base del paracono. El protolofido es ligeramente anterior. Seno reducido. Neoentolofido alto y estrecho. El axiolofido es muy bajo cuando no está ausente. Mesolofido ausente. El centrolofo es largo y está conectado a la pared labial.

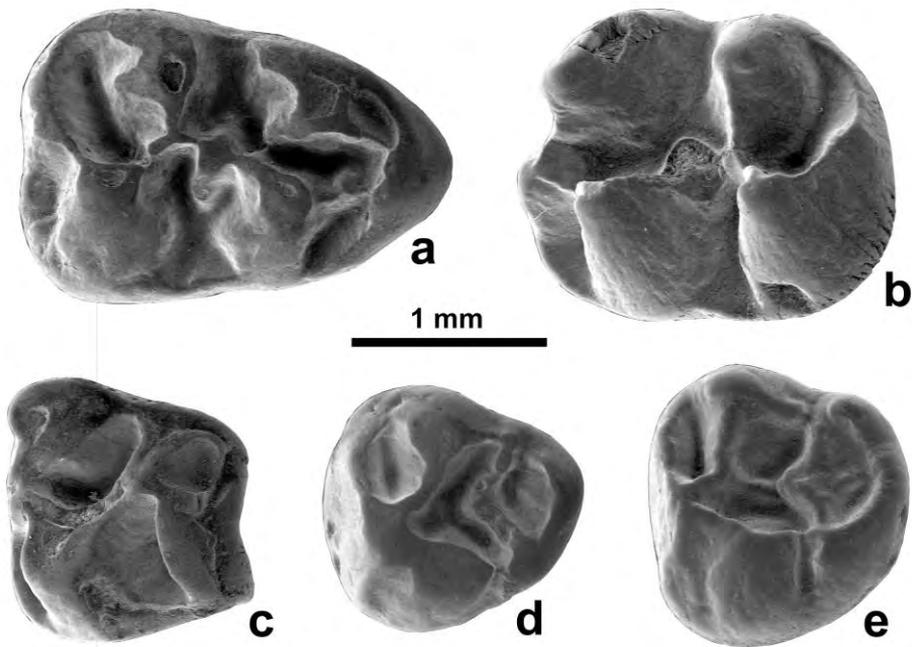


Figura 7.11. *Eucricetodon aquitanicus* de Cuesta Agujeros 2. **a:** CA2-2/36, m1 der. **b:** CA2-1, m2 izq. **c:** CA2-2/34, m3 izq. **d:** CA2-2/38, M3 izq. **e:** CA2-2/39, M3 izq. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a).

Eucricetodon aff. *aquitanicus* Baudelot y de Bonis, 1968

Localidad: Cabezo Carboneras 1 (CC1).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 2 m2 (CC1-1 y CC1-2).

Medidas:

CC1	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m2	1		1.75		1		1,48	

Descripción:

m2. Anterolófido lingual ausente. Uno de los ejemplares tiene el metalofúlido transverso y el otro dirigido hacia atrás. El mesolófido es muy corto. Sénido dirigido hacia la parte posterior. El posterolófido es alto.

Observaciones:

El tamaño de los molares del *Eucricetodon* de CA2 es mayor que el rango de medidas de *E. gerandianus* y se solapa con el *E. aquitanicus* de Laugnac (Francia) y *E. infralactorensis* de Estrepouy (Francia), que son las localidades tipo de estas dos especies. La longitud del m2 del *Eucricetodon* de CC1 es ligeramente inferior a los de Laugnac y Estrepouy, mientras que en anchura coincide con estas dos poblaciones tipo.

La morfología de *Eucricetodon* de CA2, CC1 y CH1 se caracteriza por tener un mesolófido reducido (muy corto) en los molares inferiores y la orientación ligeramente oblicua de las crestas. En el linaje de *Eucricetodon collatus* Schaub, 1925 – *E. infralactorensis* se observa un cambio progresivo en la orientación de las crestas (Hugueney, 1999a). Las especies más jóvenes presentan crestas oblicuas (dirigidas hacia la parte posterior), mientras que son transversas en las más antiguas. En los molares inferiores descritos en CA2 y CC1 el metalofúlido es más oblicuo que el hipolofúlido, que es siempre transverso. La orientación oblicua de las crestas es más pronunciada en las poblaciones de *E. infralactorensis* de la MN3. La reducción de la longitud de los mesolófidios en los molares inferiores es muy similar a la descrita en la población de *E. aquitanicus* y *E. infralactorensis* de las MN2 y MN3. Por ello, se ha asignado este material a *E. aff. aquitanicus*.

Eucricetodon sp.

Localidad: Cabezo Hermoso 1 (CH1).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 m1 der. (CH1-1).

Descripción:

m1. Es un único ejemplar fragmentado. El anterocónido, protocónido y metacónido son altas crestas redondeadas. El anterocónido está desplazado hacia la parte labial del diente, presentando dos anterolófidios que conectan con el protocónido y metacónido. El anterolófido labial es bajo y conectado a la base del protocónido, el anterolófido lingual es alto y conectado al metacónido. La pared que forman el anterocónido, el anterolófido lingual y el metacónido cierra el anterosénido completamente. Anterolofúlido ausente.

Observaciones:

Este pequeño fragmento presenta una morfología similar a la descrita por Thaler (1966) para el m1 de *Eucricetodon*. La presencia de cúspides excesivas y el anterocónido no dividido es característico de diferentes especies de *Eucricetodon*. Por lo que la atribución taxonómica no se puede precisar más que a nivel genérico.

Género *Eumyarion* Thaler, 1966

Eumyarion cf. *weinfurteri* (Schaub y Zapfe, 1953)

Localidad: Pico del Fraile 2 (PF2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 1 m1 izq. (PF2-1) y 1 m2 (PF2-13). Fig. 7.12.

Medidas:

PF2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	1		>1,77		1		1,15	
m2	1		1,52		1		1,21	

Descripción:

m1. Se trata de un único molar roto que no conserva el anterocónido. En el lado lingual el metacónido se extiende hacia el anterocónido. El anterolofúlido es corto, discontinuo y está conectado al protocónido. El metalofúlido es doble, con un largo brazo anterior que está conectado al anterolofúlido y un brazo posterior muy corto, que discurre hacia la parte lingual del protocónido, pero sin alcanzarlo. De la parte lingual del metacónido sale un brazo posterior que conecta con el mesolofido. El mesolofido es largo y doble. El ectomesolofido alcanza el borde labial del diente. El hipolofúlido es transversal y está conectado con el ectolofido, justo en frente del hipocónido. El sérido es transversal. El hipocónido presenta un largo brazo posterior oblicuo, conectado al posterolofido.

m2. El mesolofido es largo y está conectado al brazo posterior del metacónido. El ectomesolofido es corto. El hipolofúlido es transversal y está conectado a la parte anterior del hipocónido.

Observaciones:

El registro más antiguo del género *Eumyarion* Thaler, 1966 proviene de la MN1 en Anatolia y aparece más tarde (MN4) en Europa. En la Península Ibérica los yacimientos son escasos, siendo las localidades más antiguas de la MN4 (cuencas del Magro, Calatayud-Teruel y Valles Penedés) (Crespo, 2013). Es un género de cricétido que se caracteriza por tener la combinación de unos caracteres dentales primitivos (de Bruijn, 2009): protolofos y metalofos transversos en el M1 y M2, brazo anterior del protocono bien desarrollado en el M1 y brazo posterior del hipocónido normalmente presente en el m1.

Las medidas del *Eumyarion* de PF2 son menores que las de *Eumyarion valencianum* Daams y Freudenthal, 1974 y *Eumyarion medius* (Lartet, 1851) y se solapan con el rango máximo de *Eumyarion weinfurteri* (Schaub y Zapfe, 1953) de las localidades francesas Bézian y La Romieu (Daams y Freudenthal, 1974; Bulot, 1979; Wu, 1982). El metalofúlido con el brazo anterior conectado al anterolofúlido y el brazo posterior corto y sin conexión alguna, el doble mesolófido conectado con el brazo posterior del metacónido y el desarrollo del ectomesolófido, y el brazo trasero del hipocono (conectado al posterolófido), son típicos de las poblaciones de *E. weinfurteri* de Bézian y La Romieu.

Agustí (1983) describe una pequeña población de *E. weinfurteri* en Can Martí Vell I (parte baja de la MN4, en Vallès-Penedès, Cataluña). Ese material difiere de los elementos de PF2 en la ausencia de anterolofúlido y ectomesolófido, en la presencia del mesolófido de tamaño medio y en que el brazo posterior del hipocónido no está conectado al posterolófido.

La presencia del doble metalofúlido con el brazo posterior corto y el largo mesolófido del m2 de *E. cf. weinfurteri* de PF2 es muy similar al descrito en las poblaciones europeas de *E. weinfurteri* posteriores a la MN4. Wu (1982; fig. 14, 38) figura un m2 de *Eumyarion bifidus* de Bruijn y Saraç, 1991 de la localidad alemana Puttenhausen (MN5) con un mesolófido de tamaño medio que no llega a alcanzar el borde del diente.

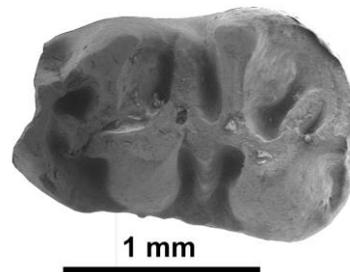


Figura 7.12. *Eumyarion* cf. *weinfurteri* de Pico del Fraile 2. PF2-1, m1 izq. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* (2013).

Eumyarion sp.

Localidad: Punta de Riantón 121 (PR121).

Material: 1 m1 izq. (PR121-14). Fig. 7.13.

Medidas:

PR121	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	1		>1,00		1		1,04	

Descripción:

m1. Desde la parte postero-lingual del metacónido desciende una cresta que se une con la parte antero-lingual del entocónido, cerrando el mesosénido. El mesolófido es largo, pero no llega al borde lingual del diente. El ectomesolófido es largo. En el borde labial del diente se desarrolla una cresta que une el ectomesolófido con la parte postero-labial del protocónido, de esta forma el ectomesolófido adquiere una forma de “L”. Hipolofúlido corto, ancho y anterior. Posterolófido ancho y unido a la parte postero-lingual del entocónido, cerrando un profundo y estrecho posterosénido.

Observaciones:

El m1 de *Eumyarion* se caracteriza por tener normalmente un brazo posterior en el hipocónido. Según de Bruijn (2009) la identificación de las especies es complicada, debido a que no parece que haya tendencias evolutivas generales en el desarrollo de la morfología dental, y la variación de tamaño y morfología dentro de una población son grandes. En el ejemplar descrito en PR121 no se aprecia el brazo posterior del hipocónido, si no un engrosamiento del posterolófido. Un ectomesolófido tan desarrollado se ha descrito en varias poblaciones de *Eumyarion* de la Península Ibérica: *E. valencianum* de Buñol (Daams y Freudenthal, 1974) y *E. cf. valencianum* de Morteral 1 (Ruiz-Sánchez *et al.*, 1999).

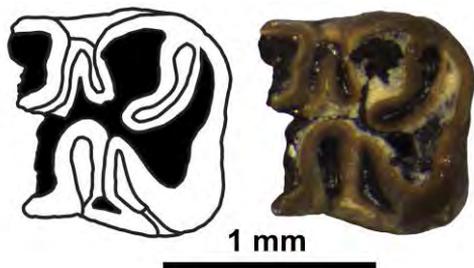


Figura 7.13. *Eumyarion* sp. de Punta de Riantón 121. PR121-14, m1 izq.

Género *Megacricetodon* Fahlbusch, 1964

Megacricetodon cf. *primitivus* Freudenthal, 1963

Localidad: Barranco Valdegorrión (BVG).

Material: 2 m1 izq. (BVG-6, BVG-7), 1 m2 izq. (BVG-8), 2 M1 der. (BVG.10, BVG-11) y 1 M2 der. (BVG-9). Fig. 7.14.

Medidas:

BVG	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	0				1		0,85	
m2	1		1,09		1		0,90	
M1	1		1,47		2	0,92	0,925	0,93
M2	1		1,12		1		0,80	

Descripción:

m1. Solo se han encontrado 2 molares, incompletos por la parte posterior, habiéndose medido la anchura únicamente en uno de ellos. El anterocónido es simple, subtriangular y redondeado por la zona anterior, desde donde descienden dos crestas, una labial que llega al borde anterior protocónido, cerrando parcialmente el protosénido, y otra lingual que alcanza la parte anterior del metacónido. Anterolofúlido completo. El metalofúlido y el hipolofúlido son cortos, y dirigidos a la parte anterior del molar. Una cresta desciende desde protocónido hacia la base del hipocónido. El mesolófido es corto en un individuo y de tamaño medio en el otro. No tiene ectomesolófido. Una pequeña cresta cierra el mesosénido.

m2. El anterolófido lingual es largo, y llega hasta el borde anterior del metacónido, sin alcanzar el borde lingual. El anterosénido es estrecho y corto. El metalofúlido es corto y dirigido hacia delante. El anterolófido labial es largo, descendiendo hasta la base del protocónido. El protosénido es largo y estrecho. Hay una pequeña cresta baja que desciende desde el metacónido hacia la base del entocónido, cerrando el mesosénido. El mesolófido es muy corto. El ectolófido es continuo. No hay ectomesolófido. El hipolofúlido es corto y ligeramente dirigido hacia delante. El posterolófido está muy bien desarrollado y desciende hasta la base del entocónido, cerrando el posterosénido.

M1. Se dispone de un único elemento completo y dos incompletos, de los cuales uno se preserva prácticamente entero a excepción de la parte anterior del anterocono y el otro es muy incompleto, conservándose únicamente el anterocono. En los dos individuos en que se conserva dicho anterocono, este muestra una división no muy profunda, siendo la parte labial mayor que la lingual. Uno de los anteroconos presenta un cingulo anterior poco desarrollado, el otro no. El anteroseno está cerrado por una cresta que desciende desde la parte labial del anterocono hasta el paracono. El paracono tiene un pequeño espolón en la parte posterior. El mesolofo es de tamaño medio, y no está conectado al espolón del paracono (Fig. 7.14 e). El protolófulo y metalófulo son cortos y dirigidos hacia el lado posterior. Desde la base anterolingual del hipocono desciende una pequeña y baja cresta. El posteroseno es pequeño y estrecho.

M2. El anterolofa labial cierra un amplio anteroseno. El protolófulo es simple, y está dirigido hacia la parte centro-posterior del protocono. La parte posterior del paracono tiene ectolofa (Fig. 7.14 d). El mesolofo es de tamaño medio, sin llegar a tocar el ectolofa del paracono. El seno es amplio. El metalófulo es simple, conectado con la parte anterior del hipocono. El posterolofa está conectado con la pared posterior del metacono, creando un posteroseno grande y alargado.

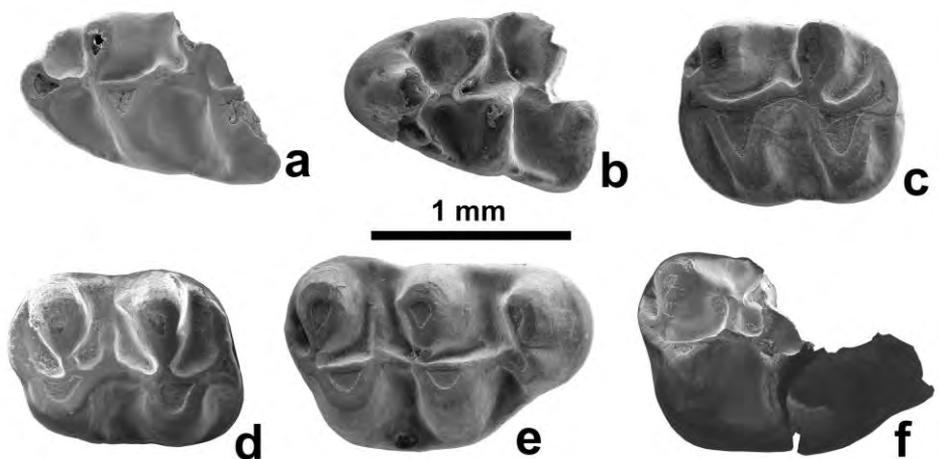


Figura 7.14. *Megacricetodon* cf. *primitivus* de Barranco Valdegorrón. **a:** BVG-6, m1 izq. **b:** BVG-7, m1 izq. **c:** BVG-8, m2 izq. **d:** BVG-9, M2 der. **e:** BVG-11, M1 der. **f:** BVG-10, M1 der.

Observaciones:

El primer representante del género *Megacricetodon* en la Península Ibérica es la especie *Megacricetodon primitivus* (Freudenthal, 1963). Durante el Aragoniense inferior la representación de *Megacricetodon* en la Península es monoespecífica (Ruiz-Sánchez et al., 1995; Oliver et al., 2016) y es a partir del Aragoniense superior cuando se diversifica y aparecen más especies. Así, se conocen *Megacricetodon minor* (Lartet, 1851), *Megacricetodon collongensis* (Mein, 1958), *Megacricetodon ibericus* (Schaub, 1944), *Megacricetodon crusafonti* (Freudenthal, 1963), *Megacricetodon lopezae* García-Moreno, 1986 (Álvarez-Sierra y García-Moreno, 1986), *Megacricetodon freudenthali* García-Moreno, 1986 (Álvarez-Sierra y García-Moreno, 1986), *Megacricetodon rafaelli*, Daams y Freudenthal, 1988 y *Megacricetodon vandermeuleni* Oliver y Peláez-Campomanes, 2013.

Algunos autores (Daams et al., 1999a) consideran que *M. primitivus* y *M. collongensis* son sinonimia, otros (Ruiz-Sánchez et al., 2003; Ruiz-Sánchez et al., 2013; Oliver y Peláez-Campomanes, 2016) por el contrario, los tratan como dos especies diferentes e incluso dan datos para refutar dicha sinonimia propiamente (Oliver y Peláez-Campomanes, 2014). Además, estos autores realizan una descripción detallada del material de la localidad tipo de *M. primitivus* (Valtorres) incluyendo nuevos molares y remarcando que sufren deformaciones tafonómicas, lo que implicaría que las medidas presentadas en su descripción original no serían representativas. En esta Tesis se ha optado por tratarlos como dos especies diferentes, siguiendo los criterios establecidos por Daams y Freudenthal (1988), ya que consideramos que tienen suficientes caracteres morfológicos distinguibles. Esas diferencias radican en que *M. primitivus* tendría los mesolofos de los molares superiores, los mesolófidos de los inferiores y el anterolófido lingual más cortos que *M. collongensis*, mientras que en las poblaciones de este último habría una mayor proporción de anterocónidos divididos en el M1 (Daams y Freudenthal, 1988; Ruiz-Sánchez et al. 2003).

El material descrito en BVG entra en el rango de medida de *M. primitivus* de Valtorres, aunque ya se ha mencionado que esto es un dato a tener en cuenta con mucha cautela. En lo que respecta a la morfología también tiene muchas similitudes con éste. De todas formas hay que considerar que *M. primitivus* fue descrito con un amplio rango de variabilidad (Daams y Freudenthal, 1988; Oliver-Pérez et al. 2008). Esto puede llevar a confusión, y más de un autor (Ruiz-Sánchez, 1999; Ruiz-

Sánchez *et al.* 2003; Oliver-Pérez *et al.* 2008) considera que varias especies diferentes han podido ser identificadas como *M. primitivus*.

M. primitivus se caracteriza por tener el anterocónido del m1 redondeado y generalmente simple, anterolofúlido corto y no presentar comúnmente ectomesolófido. El M1 tiene anterocono doble, con una pequeña plataforma anterior delante del surco y mesolofo corto o medio. Por lo que el único carácter algo diferente que presenta el *Megacricetodon* de BVG es el protolófido del M2, ya que en Valtorres predomina el anterior y en menor medida el doble, mientras que el de BVG es centro-posterior. Aunque los molares de BVG sean muy parecidos a los de *M. primitivus* de Valtorres, consideramos que el material es muy escaso, y por eso hemos optado por clasificarlo como *Megacricetodon cf. primitivus*.

Megacricetodon aff. primitivus Freudenthal, 1963

Localidad: Pico del fraile 2 (PF2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 3 m1 (PF2-11, PF2-139, PF2-41), 5 m2 (PF2-14, PF2-15, PF2-42, PF2-140, PF2-141), 1 m3 (PF2-24), 1 M1 (PF2-6), 1 M2 (PF2-17) y 1 M3 (PF2-25). Fig. 7.15.

Medidas:

PF2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	2	1,40	1,43	1,46	2	0,87	0,88	0,89
m2	3	1,13	1,17	1,19	3	0,96	1,00	1,03
m3	1		0,96		1		0,76	
M1	1		1,54		1		0,99	
M2	1		1,06		1		0,97	
M3	1		0,81		1		0,78	

Descripción:

m1. El anterocónido es simple y redondeado. El anterosénido y el protosénido están bordeados por una cresta baja. El anterolofúlido es completo. El metalofúlido y el hipolofúlido son cortos y transversos. El mesolófido es corto en un individuo y de tamaño medio en el otro. No hay ectomesolófido. El posterolófido desciende hacia la base del entocónido.

m2. El anterolóbulo lingual es largo, sin llegar a alcanzar el borde lingual. El anterosénido es corto y muy estrecho. El anterolóbulo labial es largo, y desciende hacia la base del protocónido. El mesolóbulo es corto. El ectolóbulo es continuo. No hay ectomesolóbulo. El posterolóbulo está conectado al entocónido.

m3. El anterolóbulo es de tamaño medio. Anterosénido pequeño. El anterolóbulo es corto y desciende hacia la base del protocónido. El metalobulido es corto y completo. Mesolóbulo corto. El sénido es estrecho y transversal. El posterosénido es relativamente largo. El metacónido, entocónido y posterolóbulo forman una cresta continua a lo largo del borde lingual.

M1. El anterocono muestra una división poco profunda. La parte labial del anterocono es mayor que la lingual. El anterocono no presenta cíngulo anterior. El protolóbulo es posterior y corto. El paracono presenta un pequeño espolón en la parte posterior. El mesolobo es de tamaño medio, y no está conectado al espolón del paracono. La base anterolingual del hipocono tiene una pequeña y baja cúspide. El metalobulo es corto y posterior. El posteroseno es pequeño y estrecho.

M2. El protolobulo es simple y dirigido hacia adelante, y está conectado con la parte anterior del protocono. La parte posterior del paracono no tiene espolón. El mesolobo es de tamaño medio. El seno es transversal. El metalobulo es simple, transversal y unido al hipocono. El posterolobo conecta con la parte posterior del metacono. El posteroseno es largo y grande.

M3. El anterolobo lingual y el protoseno están ausentes. El anterolobo labial es largo, conectado al paracono y cierra un anteroseno largo y relativamente amplio. El protolobulo es transversal y conecta con la parte anterior del protocono. El seno es muy poco profundo. El neo-entolobo es alto y conecta con el protocono y el hipocono. El axiolobo es corto. El centrolobo es largo. El posterolobo es largo y curvado, formando una cresta labial con el metacono y el lado posterior del paracono.

Observaciones:

Muchas de las morfologías que se consideran típicas de *M. primitivus* se han identificado en el *Megacricetodon* de PF2. La presencia de un anteroconido simple en el m1, el mesolóbulo en el m3 y el protolóbulo simple y anterior sin espolón posterior en el M2 son características muy similares a las descritas en la población tipo de *M. primitivus*. No obstante,

el material de PF2 muestra algunas diferencias. La más significativa es que los mesolofos y mesolófidios de PF2 están más desarrollados. Por otro lado, el *Megacricetodon* de PF2 es claramente diferenciable de *M. collongensis*, especie característica del Aragoniense medio de la Península Ibérica (Daams y Freudenthal, 1988; Daams *et al.* 1999b; Ruiz-Sánchez, 1999; Ruiz-Sánchez *et al.* 2003).

Un alto porcentaje de los m1 de *M. collongensis* tienen el anterocónido dividido, el mesolofio del m3 prácticamente ausente. El M2 suele tener un doble protolófulo con un espolón posterior en el paracono.

Así, el material de PF2 difiere de *M. primitivus* y *M. collongensis* y coincide claramente con el descrito por Ruiz-Sánchez (1999) como *Megacricetodon* nov. sp. 3 de Morteral 22. Dada la escasez de material y a la espera de que haya más material disponible en PF2, se ha optado por clasificarlo como *Megacricetodon* aff. *primitivus*.

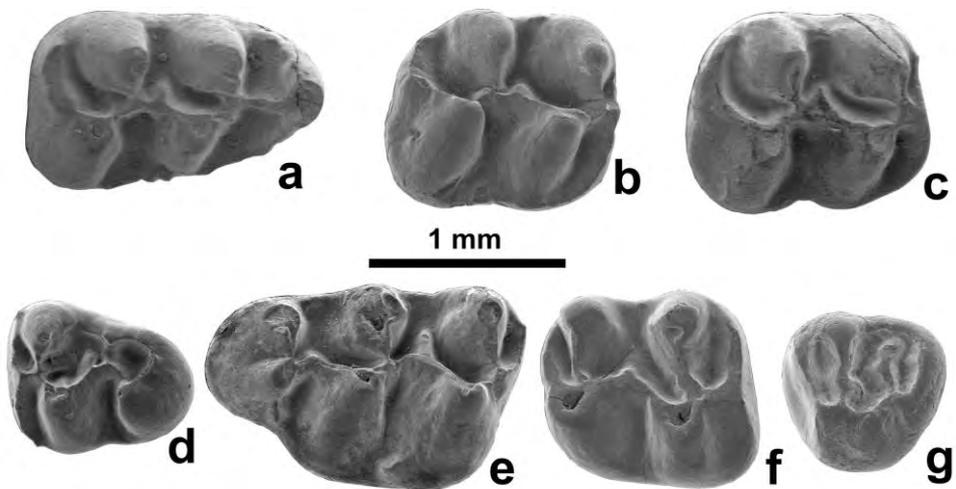


Figura 7.15. *Megacricetodon* aff. *primitivus* de Pico del Fraile 2. **a:** PF2-11, m1 der. **b:** PF2-140, m2 der. **c:** PF2-14, m2 der. **d:** PF2-24, m3 izq. **e:** PF2-6, M1 izq. **f:** PF2-17, M2 der. **g:** PF2-25, M3 izq. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* (2013).

Megacricetodon sp.

Localidad: Sancho Abarca 5 (SA5).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 1 m1, 1 m2 y 1 M3.

Medidas:

SA5	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	1		>1,28		1		0,95	
m2	0				1		0,99	
M3	1		0,81		1		0,84	

Descripción:

m1. Solo se ha recuperado un ejemplar incompleto, del que solamente se conserva la parte posterior. El protosénido está bordeado por una cresta baja. El mesolófido es de mediano tamaño. No presenta ectomesolófido. El hipolófido es corto y transverso. El posterolófido desciende hasta alcanzar la base del entocónido.

m2. Únicamente se ha preservado la parte más posterior del diente. El posterolófido desciende prácticamente hasta la base del entocónido.

M3. El anterolofa lingual está muy reducido. El anterolofa labial es largo y está conectado con el paracono. El anteroseno es corto y relativamente amplio. No hay protoseno. El protolólfulo es ligeramente oblicuo, conectado a la parte anterior del protocono. El paracono no tiene espolón posterior y el mesoseno está abierto hacia el lado labial. La parte lingual del mesoseno está casi abierto hacia el lado lingual. El seno es relativamente estrecho. El neo-entolofa es muy bajo y conecta el protocono con el hipocono. El axiolofa es largo y bajo. El centrolofo de tamaño medio. El metalólfulo es largo, y está conectado al hipocono y al metacono. El posterolofa desciende a través del borde posterior del diente hasta conectar con el metacono. El posteroseno es estrecho y profundo.

Observaciones:

Los rasgos morfológicos más característicos de este material son el mesolófido de medio tamaño del m1, la altura del neo-entolofa y la abertura del mesoseno hacia el lado labial en el M3. Los mesolófididos de medio tamaño son muy comunes en poblaciones de *Megacricetodon* del Mioceno inferior y medio (MN4 MN5, zonas locales C y D).

Por otro lado, cabe destacar que el M3 es un elemento muy interesante en la taxonomía de los cricétidos (Freudenthal y Daams, 1988). Según varios autores (Freudenthal y Daams, 1988; Ruiz-Sánchez, 1999), algunos caracteres del M3, como la altura del neo-entolofio y el tamaño del seno, permiten diferenciar especies dentro del género *Megacricetodon*. Freudenthal y Daams (1988) sostienen que existe una tendencia evolutiva hacia el cierre del neo-entolofio y la reducción del seno. Según este criterio, el único M3 de SA5 correspondería a un antiguo representante del género *Megacricetodon*. De todas formas, como el material recuperado es muy escaso, se ha optado por clasificarlo como *Megacricetodon* sp.

Familia GLIRIDAE Muirhead, 1819

Género *Armantomys* de Bruijn, 1966

Armantomys cf. *bijmai* (Lacomba y Martínez-Salanova, 1988)

Localidad: Cabezo Hermoso 1 (CH1).

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012d.

Armantomys daamsi (de Visser, 1991) (*en* Álvarez-Sierra *et al.* 1991)

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012d.

Armantomys cf. *daamsi* (de Visser, 1991) (*en* Álvarez-Sierra *et al.* 1991)

Localidad: Cabezo Carboneras 1 (CC1).

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012d.

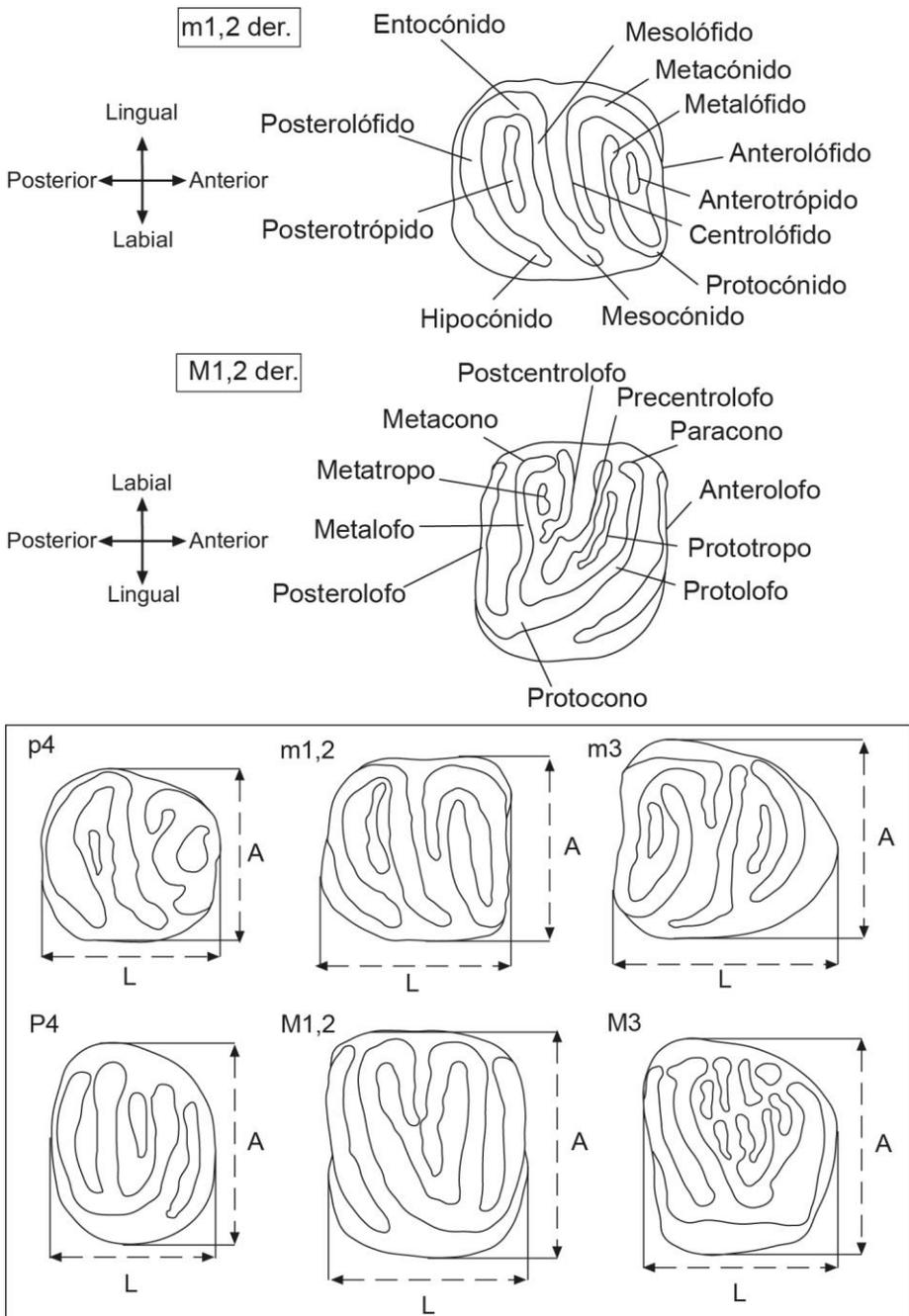


Figura 7.16. Nomenclatura y esquema de medidas utilizado para los glíridos, donde los parámetros que se han medido son la longitud (L) y la anchura (A) de los dientes. Modificado de Daams (1981), Murelaga (2000), Freudenthal (2004) y García-Paredes *et al.* (2009).

Armantomys parsani Daams, 1990

Localidad: Punta del Olmo 38 (PO38)

Material: 2 P4 der. (PO38-22, PO38-26), 2 M3 izq. (PO38-25, PO38-27), 1 M3 der. (PO38-31). Fig. 7.17 a-e.

Medidas:

PO38	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
P4	2	1,08	1,095	1,11	2	1,22	1,30	1,38
M3	3	0,94	0,975	1,01	3	1,37	1,425	1,48

Descripción:

P4. El anterolofio es una cúspide en el borde anterior del diente o se elonga ligeramente hacia el lado labial y lingual. El protolofio es continuo y está conectado al protocono. El metalofio no está conectado al protocono. El posterolofio conectado al metacono y al protocono.

M3. El anterolofio está labialmente unido al paracono y en 1 caso de 3 está conectado al protocono por unión baja. El protolofio y el metalofio son continuos y se conectan con el protocono dando una configuración en forma de Y. No hay centrolofios. Posterolofio continuo, no conectado al metacono y si al protocono en la base de la Y.

Localidad: Punta del Olmo 73 (PO73)

Material: 1 m3 der. (PO73-1), 1 M2 der. (PO73-3). Fig. 7.17 f-g.

Medidas:

PO73	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m3	1		1,40		1		1,41	
M2	1		1,35		1		1,75	

Descripción:

m3. El anterolofido desciende desde el metacónido sin llegar a unirse al protocónido. El metalofido es largo, conectado al metacónido y al protocónido. No hay centrolofido. El mesolofido y el posterolofido no están unidos en la parte lingual y descienden hasta unirse cerca del borde labial.

M2. El anterolofa no está unido al paracono ni al protocono. El protolofa desciende desde el paracono hasta el protocono y tiene un espolón en el lado anterior. El metalofa se conecta al protolofa generando una morfología en Y. No hay centrolofos. El posterolofa no está conectado al metacono pero si al protocono.

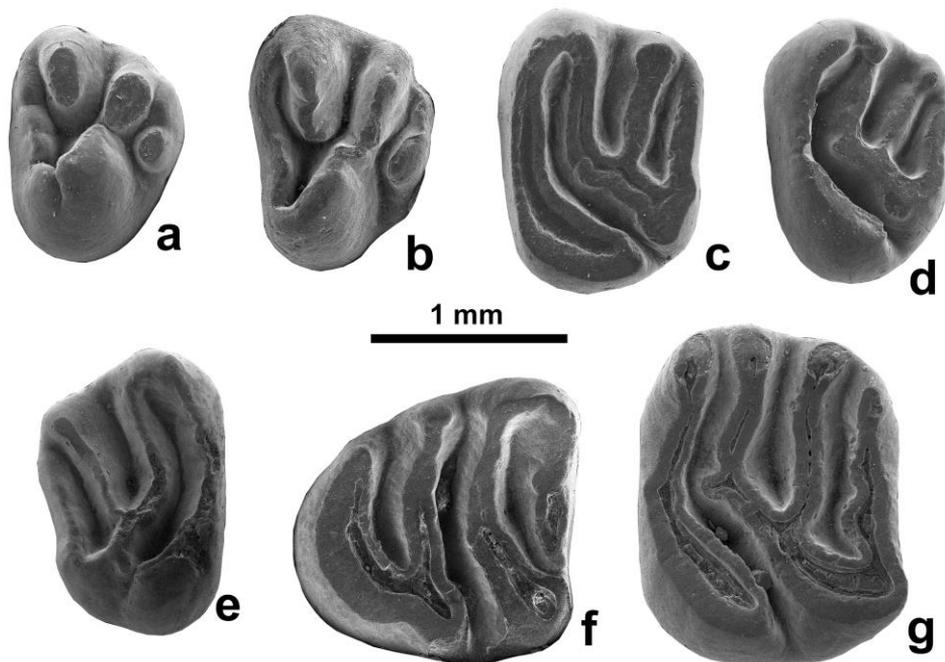


Figura 7.17. a-e: *Armantomys parsani* de Punta del Olmo 38. a: PO38-22, P4 der. b: PO38-26, P4 der. c: PO38-25, M3 izq. d: PO38-27, M3 izq. e: PO38-31, M3 der. f-g: *Armantomys parsani* de Punta del Olmo 73. f: PO73-1, m3 der. g: PO73-3, M2 izq.

Observaciones:

De Bruijn (1966) describió en el Ageniense superior y Aragoniense dos géneros (*Armantomys* y *Praearmantomys*) de la subfamilia Myomiminae que se caracterizan por su tamaño grande, patrón dentario simple y superficie oclusal cóncava. *Praearmantomys* difiere de *Armantomys* en varias características morfológicas descritas por Daams (1990): *Praearmantomys* se caracteriza por su mayor tamaño, menor hipsodoncia, crestas más o menos verticales en los molares inferiores y una considerable reducción del lado posterolingual del m3 respecto a *Armantomys*. Después de Daams (1990), el género *Quercomys* definido por Lacomba y Martínez-Salanova (1988) se considera sinónimo menor de *Armantomys*.

Dentro del género *Armantomys* se diferencian seis especies (Daams, 1990, Ruíz-Sánchez *et al.* 2012c): *Armantomys bijmai* (Lacomba y Martínez-Salanova, 1988), *Armantomys daamsi* (de Visser *en* Álvarez-Sierra *et al.* 1991), *Armantomys aragonensis* de Bruijn, 1966, *Armantomys parsani* Daams, 1990, *Armantomys jasperi* Daams, 1990 y *Armantomys tricristatus* López, 1977 (*en* López *et al.*, 1977).

El *Armantomys* de Punta del Olmo 38 y Punta del Olmo 73 se incluye dentro de la línea evolutiva de especies de talla pequeña a media *A. bijmai* – *A. daamsi* – *A. parsani* – *A. jasperi* definida por Daams (1990), siendo más grande que *A. bijmai*, ligeramente mayor que *A. daamsi* y *A. jasperi* y encontrándose en el rango inferior de *A. parsani*.

Se diferencia de *A. bijmai* en que este no presenta espolón anterior en los molares superiores. *A. daamsi* presenta con mayor frecuencia el metalofo aislado en los molares superiores y en *A. jasperi* es común que tenga el metalofo de los M3 aislado, mientras que *A. parsani* lo suele tener unido. Por su morfología y talla, se ha asignado el material de *Armantomys* de PO38 y PO73 a la especie *A. parsani*.

Armantomys cf. *parsani* Daams, 1990

Localidad: Cuesta Agujeros 3 (CA3).

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012d.

Armantomys jasperi Daams, 1990

Localidad: Barranco Valdegorrión (BVG)

Material: 1 M2 izq. (BVG-2), 1 M3 der. (BVG-4). Fig. 7.18 a-b.

Medidas:

BVG	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M2	1		1,30		1		1,53	
M3	1		0,95		1		1,35	

Descripción:

M2. El anterolofos no está unido al paracono ni al protocono. El protolofos desciende desde el paracono hasta el protocono. El metalofos no es continuo, está separado del protocono y del protolofos por un pequeño surco. No hay centrolofos. El posterolofos no está conectado al metacono pero si al protocono.

M3. El anterolofos es largo, sin estar conectado al paracono ni al protocono. Protolofos ligeramente discontinuo, dividido por un pequeño surco. El metalofos aparece aislado y no conectado ni al protolofos ni al protocono. No hay centrolofos. Posterolofos continuo, no conectado al metacono pero si al protocono.

Localidad: Punta de Riantón 118 (PR118)

Material: 1 P4 izq. (PR118-3), 1 M2 izq. (PR118-1). Fig. 7.18 c-d.

Medidas:

PR118	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
P4	1		0,85		1		1,17	
M2	1		1,31		1		1,66	

Descripción:

P4. Contorno subovalado, siendo el lado posterior más ancho que el anterior. El anterolofos es una cúspide en el borde anterior del diente. El paracono y el metacono son dos cúspides en el lado labial. El metalofos es una cresta que se conecta al paracono por una unión media y desciende al protocono. El posterolofos es una cresta en el borde posterior del diente que se divide en dos y está ligeramente separado tanto del metacono como del protocono.

M2. El anterolofos no está unido al paracono ni al protocono. El protolofos está dividido por un estrecho y profundo surco, el lado lingual se une con el protocono. El metalofos está aislado tanto del protocono como del protolofos y del posterolofos. No hay centrolofos. El posterolofos no está conectado al metacono pero si al protocono.

Observaciones:

El *Armantomys* de Barranco Valdegorrión y Punta de Riantón 118 se incluye dentro de la línea evolutiva de especies de talla pequeña a media *A. bijmai* – *A. daamsi* – *A. parsani* – *A. jasperi* definida por Daams (1990).

El tamaño y la morfología descritas en el escaso material de BVG y PR118 se parece al descrito por Daams (1990) en la localidad de Córcoles (cuena de Loranca, Guadalajara, zona local C del Aragoniense inferior). El metalofo aislado y el protolofo discontinuo son más comunes en *A. jasperi* que en *A. parsani*. *A. bijmai* es menor en tamaño que *A. jasperi*.

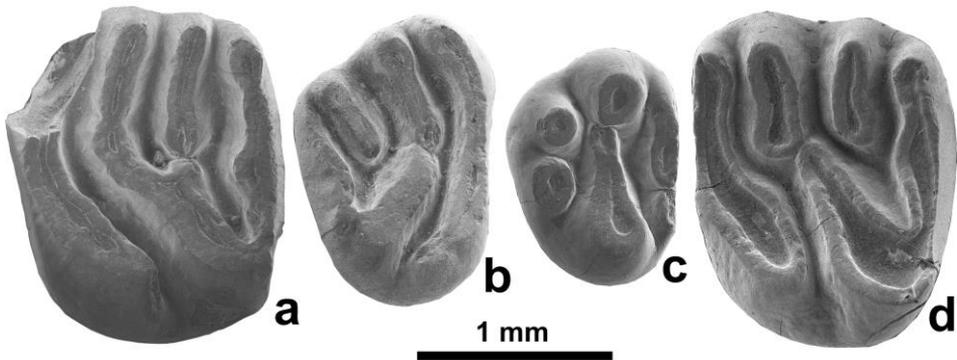


Figura 7.18. a-b: *Armantomys jasperi* de Barranco Valdegorrión. **a:** BVG-2, M2 izq. **b:** BVG-4, M3 der. **c-d:** *Armantomys jasperi* de Punta de Riantón 118. **c:** PR118-3, P4 izq. **d:** PR118-1, M2 izq.

Armantomys cf. *jasperi* Daams, 1990

Localidad: Cuesta Agujeros 4 (CA4).

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012d.

Género *Altomiramys* Díaz Molina y López Martínez, 1979

Altomiramys aff. *daamsi* Díaz Molina y López Martínez, 1979

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 2 m1 der. (CA2-1/26, CA2-1/27), 1 m2 der. (CA2-1/25), 1 M1 izq. (CA2-1/22) y 1 M1 der. (CA2-1/21). Fig. 7.19 a-e.

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	2	1,211	1,295	1,379	2	1,271	1,306	1,340
m2	1		1,375		1		1,388	
M1	2	1,253	1,254	1,255	1		1,344	

Descripción:

m1. Diente de corona baja, con crestas estrechas y valles anchos. El anterolófido es largo y estrecho, pudiendo estar conectado o aislado del protocónido. En el lado lingual, el metalófido está conectado al metacónido, labialmente se curva y puede estar conectado al anterolófido. El controlófido, conectado o no al metacónido, es corto o supera la mitad de la anchura del diente. El controlófido forma un ángulo recto con el complejo del metacónido. El mesolófido y el posterolófido se unen en el entocónido. En uno de los ejemplares el mesolófido presenta un pequeño espolón posterior. El otro ejemplar tiene un posterotrópido mediano.

m2. Diente de corona baja, con crestas estrechas y valles anchos. El anterolófido no aparece conectado al protocónido. El controlófido es corto (no supera el cuarto de la anchura del diente) y forma un ángulo recto con el complejo del metacónido. Mesolófido y posterolófido unidos en el entocónido. No presenta crestas accesorias.

M1. El anterolofa está aislado del protocono y es más bajo. Solo hay un precentrolofo, de longitud media y conectado al paracono. El protolofa y el metalofa están conectados al protocono en el borde lingual, formando una Y oblicua. Unión baja entre el posterolofa y el protocono.

Observaciones:

La especie *Altomiramys daamsi* Díaz Molina y López Martínez, 1979 fue descrita a partir de un único espécimen de la localidad de Loranca (parte alta de la MN2, Depresión Intermedia, Cuenca-Guadalajara) (Díaz-Molina y López-Martínez, 1979). Daams (1989) describe una población de *A. daamsi* de la localidad de Ramblar 1 (Ramblense inferior, Teruel), y amplía así el conocimiento sobre esta especie.

El tamaño del material de CA2 es algo diferente al descrito por Daams (1989) en Ramblar 1. En CA2, la longitud del m1,2 es ligeramente inferior que los de Loranca y Ramblar 1, sin embargo, en Ramblar 1, la anchura del m2 es similar y algo mayor en el m1. El M1 de CA2 es claramente menor que el de Loranca y Ramblar 1.

La corona baja, las crestas estrechas y los valles amplios son caracteres diagnósticos del género *Altomiramys*. De todas formas, el material de CA2 presenta importantes diferencias morfológicas, además del tamaño. Una de las diferencias es el espolón posterior en medio del mesolofido en uno de los m1 de CA2. La otra diferencia es el posterotrópido en el otro m1, característica que no está presente en la población de Ramblar 1. El m2 de CA2 es parecido al de Ramblar 1, aunque el aspecto es más cuadrado en CA2 (1,375 x 1,388) que en Ramblar 1, donde es subrectangular (1,41 x 1,31). La ausencia de endolofa, la presencia de un anterolofa más bajo que el protocono en la parte lingual y el desarrollo del precentrolofo de tamaño medio en el M1 del *Altomiramys* de CA2 es muy similar al descrito en *A. daamsi*. Sin embargo, mientras que en el M1 de CA2 el anterolofa está conectado a la base del paracono y el posterolofa a la base del metacono, los dos M1 de Ramblar 1 no presentan este tipo de conexión.

Daams (1989) considera que el material de *Pseudodryomys simplicidens* de Bruijn, 1966 (hoy en día, según García-Paredes *et al.* 2009, *Simplomys simplicidens*) de la localidad de Cetina de Aragón descrito por Daams (1974) representa a *A. aff. daamsi*. Puesto que en dicha asociación el 23% no tiene crestas accesorias en los m1,2, y el 23% de los M1,2 tienen precentrolofo, Daams (1989) concluye de esta manera que el material de Cetina de Aragón pertenece a *A. aff. daamsi*. El material de *Altomiramys* de CA2 difiere de *A. daamsi* de Loranca y Ramblar 1 y coincide con el *A. aff. daamsi* de Cetina de Aragón. Por consiguiente, y siendo escaso el material, se ha optado por clasificarlo como *A. aff. daamsi*.

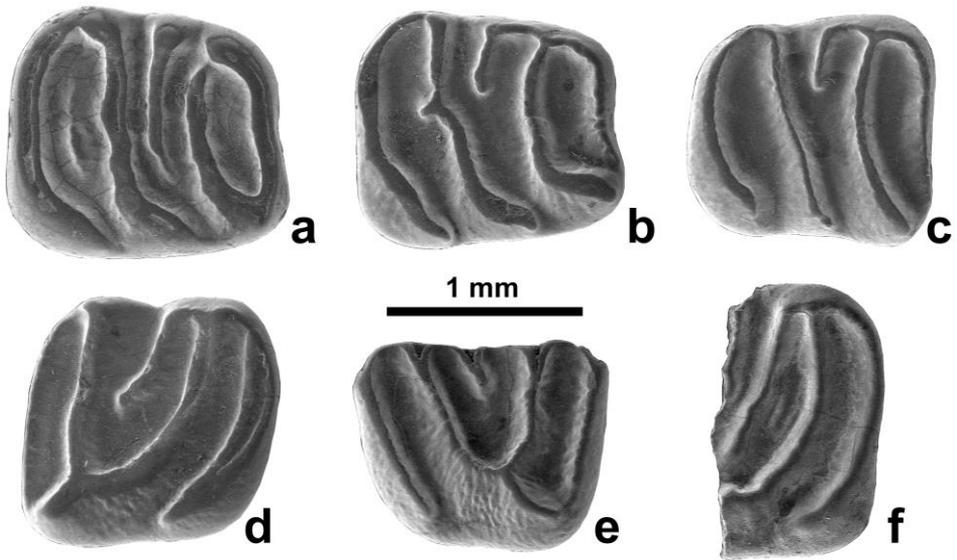


Figura 1.19. a-e: *Altomiramys* aff. *daamsi* de Cuesta Agujeros 2. **a:** CA2-1/26, m1 der. **b:** CA2-1/27, m1 der. **c:** CA2-1/25, m2 der. **d:** CA2-1/21, M1 der. **e:** CA2-1/22, M1 izq. **f:** *Altomiramys* sp. de Cuesta Agujeros 4, CA4-1/3, M2 der.

Altomiramys sp.

Localidad: Cuesta Agujeros 4 (CA4).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 M2 der. fragmentado (CA4-1/3). Fig. 1.19 f.

Medidas:

CA4	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M2	0				1		1,493	

Descripción:

M2. Las crestas son estrechas y están bien separadas. El anterolofio es largo, conectado al paracono, pero no conectado al protocono. El protolofio es continuo y está conectado al paracono. La parte lingual del protolofio es longitudinal, paralelo al borde lingual. Precentrolofo largo. Entre el protolofio y el precentrolofo hay un corto prototropo.

Observaciones:

Uno de los caracteres morfológicos más llamativos de este espécimen es la pequeña anchura de las crestas, morfología típica del género *Altomiramys* (Díaz-Molina y López-Martínez, 1979; Daams, 1989; Daams, 1999a). La descripción original del género da como carácter diagnóstico la presencia de un único centrolofo (precentrolofo). En Ramblar 1, Daams (1989) confirma este carácter en el M1 y describe un segundo centrolofo (postcentrolofo) en el M2. Además de la presencia de este segundo centrolofo, Daams (1989) describe en algunos de los M2 de Ramblar 1 la presencia de una pequeña cresta accesoria, que según la nomenclatura de Freudenthal (2004) empleada en esta tesis sería un prototrofo.

El espécimen CA4-1/3 está roto por la parte posterior, lo que dificulta la identificación como M1 o M2. De todas formas, la terminación lingual del protofofo muestra un cambio de orientación, de oblicuo a longitudinal (fig. 1.19 f), que es típico de los M2 de la mayoría de los gliridos. En la parte posterior del ejemplar (en la parte fracturada) parece haber un postcentrolofo.

La presencia de crestas estrechas y muy separadas, el largo precentrolofo, el corto prototrofo y el posible postcentrolofo en el M2 permiten asignar este material al género *Altomiramys*.

Género *Glirudinus* de Bruijn, 1966

Glirudinus sp.

Localidad: Cabezo San Antón 3 (CSA3).

Material: 1 m3 der. (CSA3-9) y 1 M3 izq. (CSA3-14). Fig. 7.20.

Medidas:

CSA3	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m3	1		1,07		1		0,95	
M3	1		0,86		1		1,07	

Descripción:

m3. Crestas finas y con poco relieve. Anterolófido recto y conectado al protocónido. El metalófido está conectado al metacónido y al protocónido. El centrolófido es largo pero no llega al borde labial, en el borde lingual se conecta a una elongación del metacónido. El mesolófido es largo, en el lado lingual se conecta al entocónido y en el labial a un mesocónido que se alarga ligeramente a través del borde del diente. Posterolófido muy curvo y conectado al entocónido. Hay tres crestas accesorias: dos anterotrópidos entre el anterolófido y el metalófido, siendo el anterotrópedo anterior más largo y estando ambos conectados entre sí en el lado labial (fig. 7.20 a); la otra cresta es un posterotrópedo que no está conectado a ninguna otra cresta.

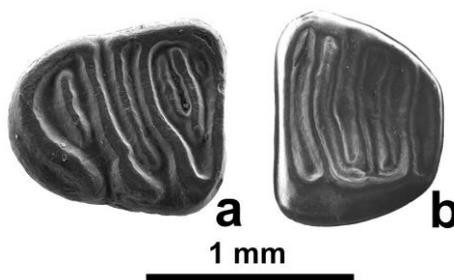
M3. Diente de contorno trapezoidal. Prácticamente todo el contorno está bordeado por un muro de crestas, presenta un ectolofa en el lado labial y un endolofa en el lingual. Hay siete crestas paralelas y verticales: el anterolofa, protolofa, metalofa y posterolofa están conectados al endolofa y ectolofa. Las otras tres crestas están unidas al ectolofa pero no al endolofa (fig. 7.20 b).

Observaciones:

El género *Glirudinus* de Bruijn, 1966 se caracteriza por su pequeño tamaño y por tener crestas estrechas y bajas formando un ángulo de aproximadamente 45° con el eje longitudinal del diente.

Hasta ahora no se habían encontrado indicios de este género en las Bardenas Reales de Navarra, pero es bastante común en el área tipo del Aragoniense (de Bruijn, 1966; Daams, 1985). El material de CSA3 se parece al asignado a *Glirudinus modestus* (Dehm, 1950). Por su morfología tan característica se ha optado por incluir estos dos ejemplares dentro del género *Glirudinus*, sin asignarlos a una especie concreta, ya que el material es muy escaso.

Figura 7.20. *Glirudinus* sp. de Cabezo San Antón 3. **a:** CSA3-9, m3 der. **b:** CSA3-14, M3 izq.



Género *Microdyromys* de Bruijn, 1966

Microdyromys cf. *koenigswaldi* de Bruijn, 1966

Localidad: Punta de Riantón 110 (PR110).

Material: 1 m2 der. (PR110-3) y 1 m3 der. (PR110-4). Fig. 7.21 a-b.

Medidas:

PR110	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m2	1		0,90		1		0,88	
m3	1		0,79		1		0,80	

Descripción:

m2. Diente de contorno subrectangular, de crestas relativamente finas. El anterolófido y el metalófido se unen en el protocónido. Metalófido unido también al metacónido. Un centrolófido largo sale desde una elongación del metacónido y llega casi hasta el borde labial (fig. 7.21 a). El mesolófido y el posterolófido se unen en el entocónido. Hay dos crestas accesorias: un anterotrópido y un posterotrópido, siendo este segundo algo más grande que el primero.

m3. Anterolófido y metalófido unidos en el protocónido. El metalófido se une con el metacónido. El centrolófido es largo, sale desde una elongación del metacónido y en el lado labial se fusiona con el mesolófido formando el mesocónido. El mesolófido y el posterolófido se juntan por el lado lingual en el entocónido. No hay ninguna cresta extra.

Localidad: Punta de Riantón 113 (PR113).

Material: 1 m3 izq. (PR113-43).

Medidas:

PR113	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m3	1		0,81		1		0,88	

Descripción:

m3. El anterolofido y el metalofido no están unidos por el protocónido en el lado labial. En el lado lingual el metalofido se conecta al metacónido con una unión baja. El centrolofido está unido al metacónido y llega casi hasta el borde labial del diente. El mesolofido y el posterolofido se juntan en el entocónido. Como cresta accesoria hay un largo posterotrópido.

Localidad: Loma Negra 64 (LN64).

Material: 1 m3 izq. (LN64-109) y 2 M3 der. (LN64-122, LN64-123). Fig. 7.21 c-d.

Medidas:

LN64	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m3	1		0,83		1		0,83	
M3	2	0,71	0,715	0,72	2	0,86	0,895	0,93

Descripción:

m3. El anterolofido está conectado al metalofido en el protocónido. Metalofido no conectado al metacónido. El mesolofido es largo, conectado al metacónido y llega casi al borde labial del diente. El mesolofido y posterolofido se unen en el entocónido. Hay dos crestas accesorias: un anterotrópido fusionado a la terminación lingual del metalofido y un posterotrópido más largo que el anterotrópido.

M3. Un endolofa recorre el borde lingual del diente. Anterolofa y protolofa unidos tanto en el lado labial por el paracono como en el lingual por el endolofa. El metalofa y el posterolofa están también conectados al endolofa, pero en el lado labial se conectan entre sí por una unión baja. Hay un precentrolofa unido al paracono. En uno de los 2 hay un postcentrolofa más corto que el precentrolofa. Hay un pequeño prototrofo ente el protolofa y el precentrolofa.

Localidad: Pico del Fraile 2 (PF2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 1 d4 (PF2-105), 2 m1 der. (PF2-83, PF2-88) y 1 M1,2 izq. (PF2-112). Fig. 7.21 e-g.

Medidas:

PF2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	1		0,75		1		0,66	
M1	2	0,94	0,98	1,02	2	0,90	0,925	0,95
M1,2	1		0,81				>0,80	

Descripción:

d4. La parte anterior es más estrecha que la posterior. Valle anterior cerrado, con dos pequeñas crestas que están conectadas al borde lingual. Valle posterior cerrado, sin posterotrópido. Desde el centro del mesolófido se extiende un pequeño espolón hacia el valle posterior.

m1. El anterolófido es continuo y está fusionado al metalófido. Anterotrópido largo. El metalófido puede aparecer tanto fusionado como aislado del metacónido. En 1 de los 2 especímenes, un espolón conecta la parte labial del metalófido con el mesolófido. El centrolófido es largo y continuo o no conectado al metacónido. En ese segundo espécimen, desde el centrolófido sale un espolón longitudinal hacia el mesolófido. En 1 espécimen hay una cresta accesoria corta entre el metalófido y el centrolófido. Mesolófido largo y continuo. El valle posterior tiene un largo posterotrópido, que en 1 de los 2 especímenes presenta dos espolones longitudinales conectados con el posterolófido. Endolófido continuo, solo interrumpido en el valle central.

M1,2. Es un molar fragmentado. Endolofa continuo. Anterolofa conectado al paracono. El precentrolofo es más largo que el postcentrolofo. Prototropo largo. El postcentrolofo conecta con el metacono a baja altura. Metalofa y posterolofa continuos. Posterolofa fusionado al metacono. El prototropo es la única cresta accesoria.

Observaciones:

La morfología y el tamaño del material de PR110, PR113, LN64 y PF2 es muy parecido al descrito para *Microdyromys koenigswaldi* de Bruijn, 1966. Existen pequeñas diferencias entre los distintos ejemplares, como el número de crestas accesorias, ya que en el m3 de PR110 no hay ninguna, en el de PR113 hay una y en el m3 de LN64 hay dos; de Bruijn (1966) describe la especie *M. koenigswaldi* con dos crestas extras. Por otro lado, la presencia de una pequeña cresta accesoria entre el metalófido y el centrolófido no ha sido descrita en *M. koenigswaldi*, de todas formas, solo se ha identificado este carácter en un único ejemplar

de los dos m1 de PF2. Estas variaciones en el número de crestas accesorias aparecen en otras especies del género, como en *Microdyromys complicatus* de Bruijn, 1966 y *Microdyromys remmertii* García-Paredes *et al.* 2010.

La diferencia entre el material de PF2 y la descrita para *M. complicatus* radica en que en este último siempre hay crestas accesorias bien desarrolladas fuera del trigonio (García-Paredes *et al.* 2010), y de lo contrario, en el M1,2 de PF2 no está presente esta morfología. En lo referente al tamaño, el material de PR110, PR113, LN64 y PF2 es menor que *M. remmertii*, y además tiene un patrón de crestas accesorias más simple. En vista de lo expuesto, se asigna el material de PR110, PR113, LN64 y PF2a *M. cf. koenigswaldi*. Además de *M. cf. koenigswaldi*, en PF2 (a continuación) se describen varios especímenes que se asignan a *M. remmertii*, lo que concuerda con la frecuente asociación de *M. remmertii* y *M. koenigswaldi* en yacimientos peninsulares del Mioceno (García-Paredes *et al.* 2010, p. 1607).

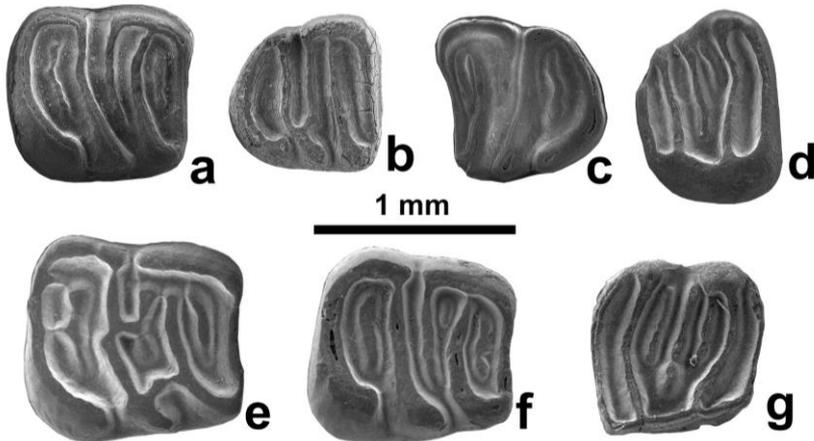


Figura 7.21. a-b: *Microdyromys cf. koenigswaldi* de Punta de Riantón 110. a: PR110-3, m2 der. b: PR110-4, m3 der. c-d: *Microdyromys cf. koenigswaldi* de Loma Negra 64. c: LN64-109, m3 izq. d: LN64-123, M3 der. e-g: *Microdyromys cf. koenigswaldi* de Pico del Fraile 2. e: PF2-83, m1 der. f: PF2-88, m1 der. g: PF2-112, M1,2 izq.

Microdyromys cf. remmertii García-Paredes *et al.* 2010

Localidad: Pico del Fraile 2 (PF2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 1 p4 izq. (PF2-102) y 1 M3 izq. (PF2-75).

Medidas:

PF2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	1		1,05		1		0,94	
M3	1		1,02		1		1,23	

Descripción:

p4. Diente de contorno subovoide y superficie oclusal cóncava. Las crestas principales son más gruesas que las accesorias. Mesolófido largo, labialmente se conecta al complejo de crestas anteriores y lingualmente no está conectado al posterolófido. Entre el mesolófido y el complejo de crestas del valle anterior hay una pequeñísima cresta accesoria. El posterolófido tiene aspecto de media luna. Pequeña cresta accesoria en el valle anterior. Entre el posterolófido y el mesolófido hay un largo posterotrípido, conectado en sus extremos al mesolófido.

M3. Endolofa continuo, parcialmente interrumpido en el borde lingual del valle posterior. Borde labial redondeado y de mayor longitud que el borde lingual. Anterolofa no conectada al paracono. Precentrolofo conectada a media altura con el extremo labial del protofofo. Postcentrolofo conectada al metacono. Precentrolofo de tamaño medio, más largo que el postcentrolofo. El precentrolofo y el postcentrolofo forman una Y, el postcentrolofo está interrumpido. El posterolofa está conectada a media altura con el metacono. No hay crestas accesorias.

Observaciones:

La morfología general y el tamaño de los dos ejemplares están dentro de los descritos para *M. remmerti*. La morfología del p4 de PF2 es muy similar a las especies de las poblaciones más antiguas halladas en el área tipo del Aragoniense, junto a Daroca-Villafeliche.

Uno de los caracteres diagnósticos de este material es el número de crestas accesorias. El único p4 de PF2 tiene seis crestas, en *M. remmerti* el número de crestas varía entre seis y ocho (García-Paredes *et al.* 2010). El M3 de PF2 asignado a *M. cf. remmerti* es un poco más simple que las poblaciones de *M. remmerti* del área tipo. Mientras que el M3 de *M. remmerti* tiene entre siete y doce crestas, el espécimen de PF2 tiene solo seis, sin crestas accesorias ni dentro ni fuera del trigonio. A pesar de esta diferencia, el tamaño, anchura de las crestas y la presencia de hasta tres crestas accesorias en el p4 de PF2 hace que este material se asigne como *M. cf. remmerti*.

Género *Miodyromys* Kretzoi, 1943*Miodyromys* aff. *aegercii* Baudelot, 1972

Localidad: Punta del Olmo 38 (PO38).

Material: 1 m1 izq. (PO38-4), 1 m2 izq. (PO38-6), 2 m3 izq. (PO38-8, PO38-9), 1 P4 izq. (PO38-29), 3 M1,2 der. (PO38-19, PO38-20, PO38-21). Fig. 7.22.

Medidas:

PO38	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1	1		1,29		1		1,34	
m2	1		1,36		1		1,44	
m3	2	1,21	1,23	1,25	2	1,23	1,24	1,25
P4	1		0,85		1		1,23	
M1,2	3	1,18	1,24	1,30	3	1,36	1,475	1,59

Descripción:

m1. Diente de crestas muy anchas. El anterolófidio y el metalófidio están conectados en el metacónido. El centrolófidio se desarrolla a partir de una robusta elongación del metacónido y se alarga hasta la mitad del diente. El mesolófidio y el posterolófidio se unen en el entocónido. Hay tres crestas accesorias: una entre el metalófidio y el centrolófidio, otra pequeña cresta entre el centrolófidio y el mesolófidio, y la tercera cresta es un posterotrópido largo y unido al posterolófidio.

m2. Crestas anchas y valles estrechos, contorno subrectangular. El anterolófidio y el metalófidio están conectados en el metacónido pero no en el protocónido. El metalófidio se alarga hasta el borde anterior del diente. El centrolófidio es robusto, se desarrolla a partir de una elongación del metacónido y se alarga hasta la mitad del diente. El mesolófidio y el posterolófidio se unen en el entocónido. Hay tres crestas accesorias: un anterotrópido muy pequeño, una cresta entre el centrolófidio y el mesolófidio que se fusiona con el centrolófidio y la tercera es un posterotrópido sinuoso, dividido en dos y unido tanto al mesolófidio como al mesolófidio.

m3. El anterolófidio y el metalófidio están conectados en el metacónido por una unión baja, el metalófidio se alarga hasta el borde anterior del diente (como en el m2) haciendo que anterolófidio no esté conectado al

metalófico en el borde anterolabial. El centrolófico es relativamente largo, se desarrolla a partir de una elongación del metacónido sin llegar hasta el borde labial del diente. El mesolófico y el posterolófico están unidos en el entocónido (en 1 de 2 individuos) o separados por un surco estrecho. Hay un posterotrópido sinuoso en los 2 individuos, además, 1 de los 2 individuos presenta un pequeño anterotrópido y el otro una cresta accesoria entre el centrolófico y el mesolófico.

P4. Anterolófico corto, no está conectado ni al paracono ni al protocono. El protofofo y el metalofo se unen en el protocono en forma de V. El posterolofo está conectado al protocono pero no al metacono. Hay una cresta aislada entre el protofofo y el metalofo.

M1,2. Diente de contorno subrectangular. El anterolofo recorre el borde anterior del diente, no está unido ni al paracono ni al protocono. El protofofo discurre hasta el protocono, en el paracono se une con el precentrolofo. El precentrolofo, mayor que el postcentrolofo, está dirigido hacia el metalofo. El postcentrolofo se une con el metalofo en el metacono. El metalofo está unido al posterolofo en el protocono (en 2 casos de 3, fig. 7.22 f) o separados por un surco (en 1 ejemplar, fig. 7.22 g). El posterolofo no está unido al metacono, y lo separa del metalofo un surco. Hay dos crestas accesorias dentro del trigonio: una prototrofo entre el protofofo y el precentrolofo y una cresta entre los dos centrolofos.

Observaciones:

La diagnosis original del género *Miodyromys* no aparece en Kretzoi (1943) y la realiza Baudelot (1972); posteriormente, Mayr (1979) presenta una diagnosis enmendada, que según Daams (1999a) debería de revisarse y esclarecerse. En las últimas décadas, además, está en discusión la existencia del género *Miodyromys* y su posible sinonimia con otros géneros muy típicos en el Mioceno europeo como *Prodryomys*, *Pseudodyromys* y *Peridyromys* (Daams y de Bruijn, 1995; Daams, 1999a; Heissig, 2006; García-Paredes *et al.* 2009).

Principalmente, el género *Miodyromys* se determina por las siguientes características: trigonio en forma de U, precentrolofo más largo que el postcentrolofo y nunca conectado con la parte media del metalofo, crestas accesorias exclusivas del trigonio, cresta accesoria entre las principales, anterolofo y posterolofo aislados del borde labial, posterotrópido más grueso y largo que las otras crestas accesorias.

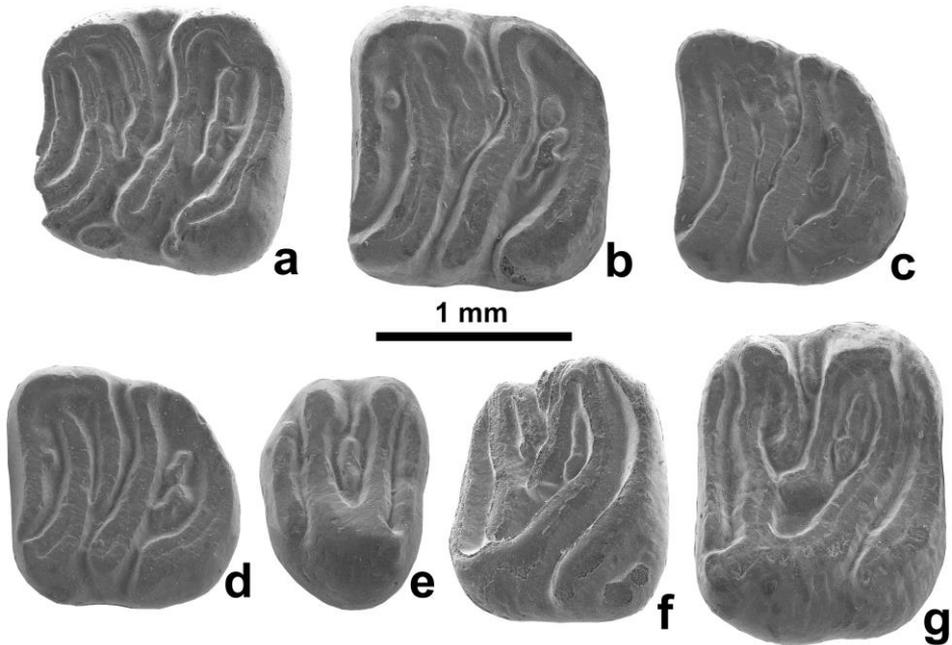


Figura 7.22. *Miodyromys* aff. *aegercii* de Punta del Olmo 38. **a:** PO38-4, m1 izq. **b:** PO38-6, m2 izq. **c:** PO38-8, m3 izq. **d:** PO38-9, m3 izq. **e:** PO38-29, P4 izq. **f:** PO38-19, M1,2 der. **g:** PO38-21, M1,2 der.

Actualmente se integran ocho especies dentro del género *Miodyromys*: *Miodyromys hamadryas* (Forsyth Major, 1899), *Miodyromys prosper* Thaler, 1966, *Miodyromys aegercii* Baudelot, 1972, *Miodyromys biradiculus* Mayr, 1979, *Miodyromys vagus* Mayr, 1979, *Miodyromys hugueneyae* Agustí y Arbiol, 1989 y *Miodyromys praecox* Wu, 1993

Miodyromys es un género bastante común en la molasa suiza y prácticamente en toda Europa durante el Mioceno (Heissig, 2006); en las MN3 y MN4 se han registrado las especies *M. praecox*, *M. biradiculus*, *M. hamadryas* y *M. hugueneyae* (Daams, 1999a; Freudenthal y Marín-Suárez, 2013a). En la Península Ibérica son escasas las citas de este género, limitándose a *M. hugueneyae* y *M. aegercii* (Cuenca *et al.* 1992b). En la cuenca del Ebro, Cuenca *et al.* (1992a) describen *Miodyromys* sp. aff. *aegercii* en la localidad Marga 3 (Portillo de Santa Margarita). Esta localidad está geográficamente muy cerca de la Plana de Alfarrillo, donde se encuentra la localidad PO38. Según las correlaciones estratigráficas presentadas en esta Tesis, se estima, además, que estratigráficamente también sean niveles muy próximos.

El material de PO38 se caracteriza, entre otros elementos, por tener numerosas crestas accesorias de aspecto sinuoso y fusionadas con las crestas principales. Difiere de *Vasseuromys cristinae* y *Vasseuromys bacchius* por ser mayor que el primero y menor que el segundo. Además, los elementos descritos en PO38 presentan un patrón de crestas más simple que *V. cristinae*. Difiere de *Vasseuromys rambliensis* en el metalofo-PROTOCONO, que está ausente en *V. rambliensis*. Por otro lado, los ejemplares de PO38 se parecen en morfología y tamaño al descrito por Cuenca *et al.* (1992a) en Marga 3 y Villanueva de Huerva como *M. aegercii*. Los molares superiores presentan una cresta accesoria entre los dos centrolofos, tanto el anterolofo como el posterolofo no están unidos ni al paracono ni al metacono, respectivamente, y el precentrolofo es más largo que el postcentrolofo. Los molares inferiores se caracterizan por tener una cresta extra, de mayor o menor tamaño, entre el centrolófidio y el mesolófidio, un posterotrópido bien desarrollado que puede estar fusionado al mesolófidio o al posterolófidio, y anterolófidio y el metalófidio conectados en el metacónido pero no en el protocónido. Por estas características y por su parecido con el material descrito en Marga 3 (ver Cuenca *et al.* 1992a), se ha optado por clasificar los elementos dentarios descritos en PO38 como *Miodyromys* aff. *aegercii*.

Género *Peridyromys* Stehlin y Schaub, 1951

Peridyromys murinus (Pomel, 1853)

Localidad: Cuesta Agujeros 3 (CA3).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 d4 (CA3-1/8) y 3 M1,2 (CA3-1/3, CA3-1/5, CA3-1/6).

Medidas:

CA3	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	1		0,733		1		0,618	
M1,2	3	0,918	0,945	0,978	2	0,980	1,031	1,082

Descripción:

d4. Más estrecho por la parte anterior que por la posterior. El valle anterior presenta dos crestas paralelas. El valle posterior está cerrado. No hay posterotrópido.

M1,2. Anterolofos largo y no conectado al protocono o al paracono. El protolofos es largo y oblicuo, conectado al metalofos en forma de Y. Precentrolofos y postcentrolofos presentes, siendo el primero más largo. El metalofos es transversal. El posterolofos puede estar conectado al metacono.

Observaciones:

En tamaño, el material de *Peridyromys murinus* (Pomel, 1853) de CA3 es muy similar a otras poblaciones de la Península Ibérica (Álvarez-Sierra *et al.* 1991; Murelaga, 2000; Murelaga *et al.* 2004a).

El desarrollo de los precentrolofos y postcentrolofos en el M1,2 de CA3 coincide con el morfotipo C descrito por Daams (1981). Este morfotipo es dominante en los M1,2 de las poblaciones ibéricas (entorno al 60% en La Galocha 5 y al 76% en Santa Cilia).

cf. *Peridyromys murinus* (Pomel, 1853)

Localidad: Cuesta Agujeros 4 (CA4).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 M3 (CA4-1/2).

Medidas:

CA4	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M3	1		0,686		1		0,885	

Descripción:

M3. Endolofos continuo. El anterolofos y protolofos están conectados al paracono. Precentrolofos de tamaño medio. No hay postcentrolofos. El posterolofos es corto y está separado del metacono por un estrecho surco.

Observaciones:

El pequeño tamaño de este ejemplar, la presencia de un único centrolofos (precentrolofos) de tamaño medio, y el grado de conexión entre el anterolofos y el protocono del M3 de CA4 son característicos de los *P. murinus* del Mioceno inferior.

Peridyromys turbatus Álvarez-Sierra *et al.* 1991

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 3 d4 (CA2-6, CA2-2/21, CA2-2/26), 3 p4 (CA2-1/44, CA2-2/23, CA2-2/29), 1 m1 (CA2-2/30), 2 m2 (CA2-1/24, CA2-2/14), 3 m3 (CA2-1/30, CA2-1/32, CA2-2/11), 3 D4 (CA2-1/16, CA2-1/17, CA2-2/18), 1 P4 (CA2-1/19), 2 M1 (CA2-1/29, CA2-2/7), 1 M2 (CA2-1/23), 2 M3 (CA2-1/31, CA2-2/17). Fig. 7.23.

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	1		0,711		2	0,614	0,649	0,684
p4	3	0,799	0,829	0,883	3	0,753	0,820	0,861
m1	0				1		0,996	
m2	2	1,175	1,179	1,182	1		1,203	
m3	3	1,056	1,084	1,124	3	1,024	1,038	1,067
D4	3	0,818	0,869	0,909	3	0,963	0,981	1,006
P4	1		0,793		1		1,123	
M1	2	0,987	1,010	1,032	2	1,206	1,271	1,335
M2	0				1		1,320	
M3	2	0,677	0,741	0,805	2	0,937	1,048	1,158

Descripción:

d4. La parte anterior más estrecha que la posterior. El valle anterior tiene dos pequeñas crestas paralelas que discurren desde el borde lingual casi hasta el borde labial, y que están conectados por la mitad. El valle posterior está cerrado y presenta un largo posterotrópido, conectado al entocónido.

p4. La configuración de las crestas en la parte anterior es caótica. La parte posterior la forman el mesolófidio y un posterolófidio que cierra el valle posterior lingualmente. En 2 de 3 especímenes la parte central del mesolófidio desarrolla un pequeño espolón posterior, posiblemente asociado al posterotrópido. En 2 de los 3 especímenes el posterotrópido está presente en el valle posterior, en uno de los casos es continuo, en el otro formado por dos pequeñas cúspides.

m1. Fracturado por la parte anterior. Centrolófidio de tamaño medio. El metalófidio no está conectado al metacónido. Mesolófidio ligeramente sinuoso. Mesolófidio y posterolófidio conectados al entocónido. Desde el entocónido, un posterotrópido sinuoso alcanza la mitad del diente.

m2. El anteroléfido y el metaléfido no están conectados al protocónido ni al entocónido, respectivamente. El controléfido es sinuoso, de tamaño medio-largo pero sin alcanzar el borde labial. Uno de los especímenes tiene una pequeña cresta accesoria en el valle central. En el otro espécimen, dos pequeñas crestas accesorias en el valle central se conectan al controléfido. Mesoléfido y posteroléfido conectados al entocónido. En un espécimen el mesoléfido tiene un pequeño espolón posterior. El posterotrópido es sinuoso y de tamaño medio, y puede estar conectado al entocónido. En el caso en que está conectado, el posterotrópido tiene dos pequeños espolones posteriores, uno de los cuales tiene una conexión baja con el posteroléfido.

m3. Anteroléfido no conectado al protocónido. El metaléfido tiene una configuración caótica, y no está conectado al metacónido. El controléfido es de tamaño medio, con varias conexiones con la parte lingual más caótica del metaléfido y su parte labial. Los 3 ejemplares tienen el mesoléfido sinuoso y conectado al entocónido, 2 de ellos interrumpido y 1 continuo. Posteroléfido conectado al entocónido. El posterotrópido es sinuoso y de tamaño medio-largo. En 1 de los 3 especímenes el posterotrópido está conectado labialmente al mesoléfido y tiene un espolón posterolingual conectado al posteroléfido.

D4. Anterolofos de tamaño medio o largo, continuo o interrumpido y puede estar conectado o no al paracono y al protocono. Pre- y postcentrolofos presentes en todos los especímenes, el postcentrolofo es más largo que el precentrolofo, conectado al protolofo. El precentrolofo en 2 de 3 especímenes está conectado al postcentrolofo. Posterolofos continuo en 1 ejemplar e interrumpido en 2, conectado al metacono en 2 y no conectado en 1, y aislado del protocono en 2 ejemplares y no aislado en 1.

P4. Anterolofos largo, separado del protocono y del paracono por un surco estrecho. Pre- y postcentrolofos presentes y conectados al paracono y al metacono, respectivamente. El postcentrolofo es más largo que el precentrolofo y están interconectados en dos puntos. Posterolofos bien desarrollados.

M1. Endolofos ausentes. El protocono está desplazado hacia el borde posterolingual. Precentrolofos y postcentrolofos presentes. El prototrofo está presente en los dos especímenes y el metatrofo en uno de ellos. Los centrolofos se conectan en su extremo lingual. El postcentrolofo es curvo y está conectado a un metalofos completamente transversos. Posterolofos altos y conectados al protocono.

M2. Endolofa ausente. Protolofa no conectada al paracono. Precentrolofo y postcentrolofo presentes. El precentrolofo está conectado al paracono y el postcentrolofo no está conectado al metacono. Prototropo de longitud media. Metatropo mediano-largo, varias veces conectado al postcentrolofo, sin ningún patrón. El metalofa es ligeramente oblicuo. El posterolofa está conectado al protocono y separado del metacono por un estrecho surco.

M3. Endolofa presente. El anterolofa y el protolofa están conectados al paracono. Precentrolofo corto. Postcentrolofo largo, con un extremo lingual curvado y conectado al metalofa. El posterolofa de tamaño medio, conectado al metalofa.

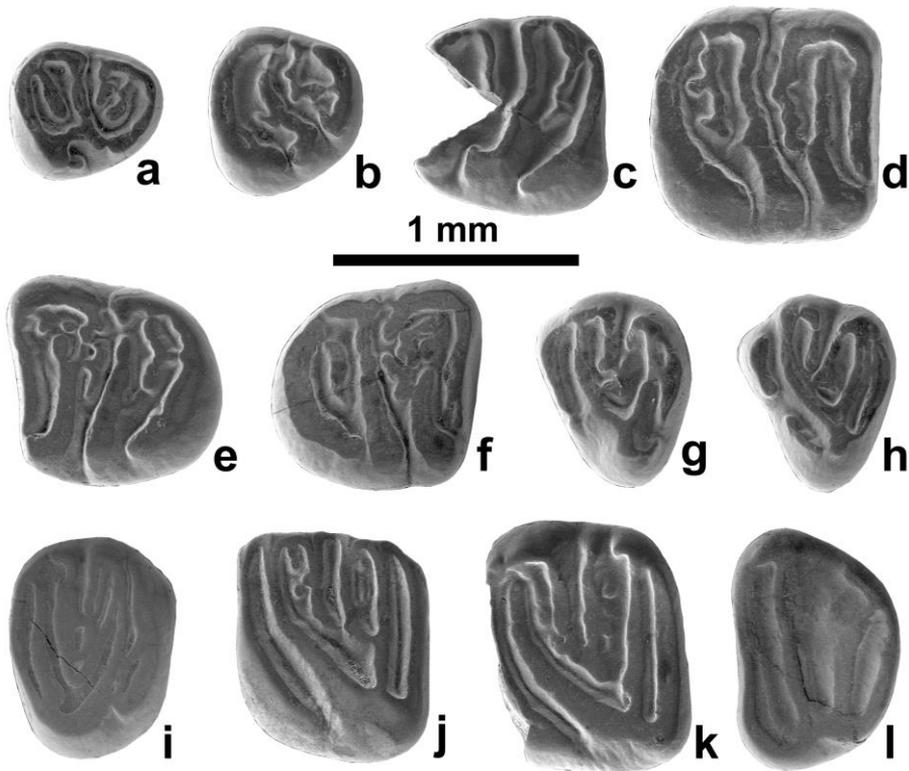


Figura 7.23. *Peridyromys turbatus* de Cuesta Agujeros 2. **a:** CA2-2/21, d4 der. **b:** CA2-2/23, p4 der. **c:** CA2-2/30, m1 izq. **d:** CA2-1/24, m2 der. **e:** CA2-1/30, m3 izq. **f:** CA2-1/32, m3 der. **g:** CA2-1/17, D4 izq. **h:** CA2-2/18, D4 izq. **i:** CA2-1/19, P4 der. **j:** CA2-1/29, M1 izq. **k:** CA2-1/23, M2 izq. **l:** CA2-1/31, M3 izq. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a.

Observaciones:

La especie *Peridyromys turbatus* Álvarez-Sierra *et al.* 1991 fue descrita por vez primera en la localidad de San Juan (MN2, Zona local Y2, cuenca del Ebro) (Álvarez-Sierra *et al.* 1991). Las medidas del material de CA2 son muy parecidas a las de *P. turbatus* en su localidad tipo, y claramente superiores a las de *P. murinus*. Solamente el M3 de CA2 es algo menor que *P. murinus*. Además, el *Peridyromys* de CA2 es menor que *Peridyromys darocensis* Daams, 1999b y *Peridyromys sondaari* Daams, 1999b.

La dentición inferior de *P. turbatus* de CA2 es muy similar a la descrita en San Juan, la localidad tipo. De todas formas, hay caracteres morfológicos en los que difieren: el centrolófido del m3 de CA2 es más continuo que en el material de San Juan. En *P. turbatus* de San Juan, el metalófido y el centrolófido son discontinuos, y en CA2 este carácter solo está presente en el metalófido, mientras que el centrolófido es continuo.

Los molares superiores de CA2 son muy parecidos a los descritos en la localidad tipo. Únicamente el M3 de CA2 tiene un patrón dentario más simple que el de San Juan. En San Juan más del 90% de la población tiene crestas accesorias, y el individuo de CA2 no las tiene.

La única diferencia entre las poblaciones de *P. turbatus* de San Juan y CA2 se observan en el D4 y el P4. El D4 de CA2 tiene precentrolofo y postcentrolofo conectados, y un posterolofo no conectado al protocono (en 2 de 3 especímenes). En el P4 de CA2 hay dos conexiones entre los centrolofos, mientras que en solamente hay una en los P4 y D4 de San Juan.

El patrón caótico de las crestas, el trigonio oblicuo del M1, y la ausencia de crestas accesorias entre los centrolofos de los molares superiores diferencian claramente el material de CA2 de *Peridyromys jaegeri* Aguilar 1974 y *Peridyromys aquatilis* (de Bruijn y Moltzer 1974). El tamaño y la morfología general de los molares de CA2 es claramente diferente al de *P. murinus*.

Las pocas diferencias observadas entre las poblaciones de CA2 y San Juan no parecen ser relevantes a nivel de especie. Por ello, se ha asignado este material a *P. turbatus*.

Género *Praearmantomys* de Bruijn, 1966
cf. *Praearmantomys crusafonti* de Bruijn, 1966

Localidad: Cabezo Carboneras 1 (CC1).

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012d.

Género *Prodryomys* Mayr, 1979
Prodryomys cf. *brailioni* (Thaler, 1966)

Localidad: Cuesta Agujeros 3B (CA3B).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 m2 (CA3B-1).

Medidas:

CA3B	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m2	1		1,431		1		1,340	

Descripción:

m2. El anterolófido está conectado al protocónido. El metalófido se une al protocónido y a la base del metacónido. El metalófido sobrepasa la mitad del diente. Mesolófido y posterolófido continuos y conectados al entocónido. Hay dos crestas accesorias: un anterotrópido de tamaño medio y un posterotrópido también de tamaño medio.

Observaciones:

La morfología general y el tamaño del m2 de CA3B es muy similar a la de *Prodryomys brailioni* (Thaler, 1966) de la MN3. El tamaño del material de CA3B es claramente inferior al de otras especies del género como *Prodryomys gregarius* (Dehm, 1950) y *Prodryomys remmertii* Aguilar y Lazzari, 2006, siendo mayor que *Prodryomys satus* Mayr, 1979.

Morfológicamente, el único molar de CA3B presenta valles anchos y poco profundos y dos crestas accesorias, una en el valle anterior (anterotrópido) y otra en el valle posterior (posterotrópido). El desarrollo de estas crestas accesorias es muy similar al descrito en Bouzigues (Francia), localidad tipo de *P. brailioni* (Thaler, 1966; Aguilar, 1974) y La Galocha 5 (cuena del Ebro, MN3; Álvarez-Sierra *et al.* 1991).

Localidad: Cuesta Agujeros 4 (CA4).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 p4 (CA4-4), 1 m1 (CA4-1/1) y 1 M1,2 fragmentado (CA4-1/5).

Medidas:

CA4	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	1		0,945		1		0,936	
m1	1		1,405		1		1,338	

Descripción:

p4. El anterolófido está conectado al protocónido. El metalófido no es continuo y está unido al protocónido y al metacónido. El metacónido da lugar a un corto controlófido. El mesolófido y el posterolófido son continuos y están conectados al entocónido. Posterotrópido largo.

m1. Anterolófido conectado al protocónido. Metalófido conectado al protocónido y separado del metacónido. El anterotrópido es largo y conectado al metalófido en el extremo lingual. El controlófido es largo, sin llegar a alcanzar el borde labial. El mesolófido está interrumpido cerca del borde lingual. El posterolófido es grueso y está conectado al entocónido. Posterotrópido largo.

M1,2. Un fragmento que solo conserva la parte anterolabial. El valle anterior es ancho y poco profundo. Anterolofos conectados al paracono a media altura. En el valle central hay dos centrolofos.

Observaciones:

La morfología general y el tamaño del material de CA3B y CA4 es muy similar al *Prodryomys brailloni* (Thaler, 1966) descrito por Álvarez-Sierra *et al.* (1991) de las localidades de La Galocha 5 y San Juan.

El *Prodryomys* de CA4 tiene molares braquiodontos, con valles anchos y poco profundos, y crestas gruesas. La presencia del metalófido no conectado al metacónido en el m1 recuerda a *Peridyromys*, pero el mayor tamaño del material de CA4 lo diferencia claramente de las especies de ese género del Mioceno inferior.

De todas formas, el escaso material disponible de este taxón impide su determinación a nivel de especie.

cf. *Prodryomys* sp.

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 2 D4 (CA2-2/19, CA2-2/27).

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
D4	1		0,749		1		0,863	

Descripción:

D4. El anterolofa de tamaño medio, aislado del protocono y conectado al paracono. El postcentrolo es también de tamaño medio y está conectado al metacono. El posterolofa es largo, lingualmente bajo, conectado al metacono y al protocono (unión alta o baja).

Observaciones:

La morfología general de este ejemplar es muy diferente al resto de los D4 de la localidad Cuesta Agujeros 2 (CA2). Sin embargo, la morfología de su anterolofa y el grado de desarrollo de los centrolofos es parecido al del D4 de *Perydryomys (Prodryomys) brailloni* de la localidad de La Galocha 5 (Álvarez-Sierra, 1991).

Género *Pseudodryomys* de Bruijn, 1966

Pseudodryomys cf. *ibericus* de Bruijn, 1966

Localidad: Cabezo San Antón (CSA3)

Material: 1 m1,2 izq. (CSA3-7) y 1 m3 der. (CSA3-8). Fig. 7.24.

Medidas:

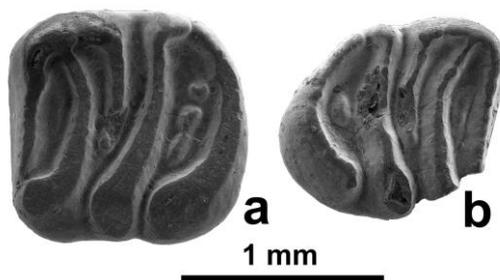
CSA3	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1,2	1		1,17		1		1,14	
m3	1		1,09		1		0,99	

Descripción:

m1,2. Anterolófido unido al protocónido. Metalófido unido al metacónido por una unión baja, y separado por un estrecho surco del protocónido. Centrolófido mediano y unido a una elongación del metacónido. El mesolófido y el posterolófido se unen en el entocónido. Hay un posterotrópido que está ligeramente dividido en dos.

m3. El borde anterolabial del diente está fragmentado. El anterolófido y el metalófido se unen en el metacónido. El centrolófido es mediano-largo y está conectado al metacónido. El mesolófido y posterolófido se unen en el entocónido. Hay un anterotrópido muy pequeño y poco elevado y un posterotrópido.

Figura 7.24. *Pseudodryomys cf. ibericus* de Cabezo San Antón 3. **a:** CSA3-7, m1,2 izq. **b:** CSA3-8, m3 der.



Localidad: Pico del Fraile 2 (PF2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 1 m2 (PF2-96).

Medidas:

PF2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m2	1		1,35		1		1,39	

Descripción:

m2. Contorno subcuadrangular. Anterolófido no conectado al protocónido. Metalófido moderadamente curvado y sin estar conectado al metacónido. Centrolófido largo, conectado a baja altura a la parte posterior del metalófido. El mesolófido y el posterolófido son largos y continuos, conectados al entocónido. Posterotrópido de tamaño medio. Valle anterior abierto hacia la parte anterior. Valles central y posterior abiertos labialmente.

Observaciones:

La morfología del m2 de PF2 es muy similar al morfotipo L descrito por Daams (1974) para los m1,2 del género *Pseudodryomys*. La presencia de un largo centrolófidio, una sola cresta accesoria en el valle posterior y un metalófidio poco curvo y no conectado al metacónido caracterizan este morfotipo. Los molares inferiores descritos en CSA3 también son similares a los del género *Pseudodryomys*, ya que el centrolófidio es largo, presentan un posterotrópido, y el anterolófidio y el metalófidio no están unidos en el protocónido.

Los elementos descritos son claramente menores que *Pseudodryomys granatensis* Agustí, 1993 (en Martín-Suárez *et al.* 1993) de la localidad de Murchas (MN5, cuenca de Granada) y *Pseudodryomys rex* Gracia-Moreno, 1986 (en Álvarez-Sierra y García-Moreno, 1986) de la localidad de Torremormojón 6b (MN5-MN7/8), siendo parecido en tamaño a las poblaciones de *Pseudodryomys ibericus* de Bruijn, 1966.

Morfológicamente es muy parecido a *P. ibericus* y claramente diferente a *P. granatensis* y *P. rex*. Así como en los molares de CSA3 y PF2 solo hay una cresta accesoria en el valle posterior, en *P. granatensis* no hay ninguna (Martín-Suárez *et al.* 1993) y en *P. rex* hay dos, una en el valle posterior y otra entre el metalófidio y el centrolófidio (Álvarez-sierra y García-Moreno, 1986). Por ello se ha optado por clasificar estos pocos individuos como *P. cf. ibericus*.

Género *Simplomys* García-Paredes, 2009 (en García-Paredes *et al.* 2009)

Simplomys aff. aljaphi (Hugueney *et al.* 1978)

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 d4 (CA2-2/28), 1 p4 (CA2-2/25), 3 m1 (CA2-1/36, CA2-1/37, CA2-1/38), 3 m2 (CA2-1/39, CA2-1/40, CA2-1/41), 1 D4 (CA2-2/20), 2 P4 (CA2-1/18, CA2-1/20), 4 M1 (CA2-2, CA2-1/34, CA2-1/35, CA2-2/12), 2 M2 (CA2-1/33, CA2-2/13) y 1 M3 (CA2-2/16). Fig. 7.25.

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	1		0,602		1		0,546	
p4	1		0,625		1		0,616	
m1	3	0,883	0,930	0,955	3	0,832	0,874	0,896
m2	3	0,959	0,975	0,984	3	0,897	0,965	1,036
D4	1		0,671		1		0,712	
P4	2	0,827	0,846	0,864	2	0,982	0,992	1,001
M1	4	0,850	0,904	0,927	4	1,024	1,047	1,068
M2	1		0,892		1		1,140	
M3	1		0,654		1		0,901	

Descripción:

d4. Diente de contorno ovalado y con un patrón de crestas muy simple. La parte anterior está compuesta por una cresta continua que transcurre por el borde lingual, cerca de la base del entocónido hasta el mesocónido. En el centro del valle anterior hay una pequeña cresta o cúspide. El mesolófido y el posterolófido rodean un valle posterior sin crestas accesorias.

p4. Diente ligeramente cóncavo y contorno ovoide. La parte anterior reducida está formada por una cresta curvada con un espolón labial que parece ser el metalófido. El mesolófido es más largo que el posterolófido y está conectado a éste último cerca del borde labial, dividiendo así el valle posterior en una parte lingual mayor que la labial.

m1. Molar de contorno subrectangular. El anterolófido es corto y no está conectado al protocónido. El centrolófido es curvado y largo; en 2 ejemplares alcanza la mitad del diente, en el otro es más largo aun y está conectado al metalófido cerca del borde labial. El mesolófido y posterolófido son largos y están conectados al entocónido.

m2. Contorno subrectangular. El anterolófido no está conectado al protocónido. El centrolófido es curvo y largo, superando la mitad del diente. En 2 especímenes la parte labial del centrolófido tiene una conexión baja con el metalófido. El mesolófido es largo y está conectado al entocónido. El posterolófido es largo y está conectado al entocónido a mediana altura. En 1 de los 3 ejemplares hay dos pequeñísimas crestas accesorias bajas, una entre el centrolófido y el mesolófido y otra (el posterotrópido) en el valle posterior.

D4. Anterolofos de tamaño medio, conectado al paracono. Protofalo y metalofalo de longitud similar, unidos en forma de Y. El postcentrolofo es bajo y de tamaño medio. El posterolofos es largo y está conectado al protocono y al paracono.

P4. Diente de contorno ovoide. El anterolofos es largo y no conectado al protocono ni al paracono. El protofalo y el metalofalo están unidos al protocono en forma de V. En uno de los especímenes el pre- y postcentrolofo son largos y están unidos en el valle central. En el otro, el precentrolofo es corto y el postcentrolofo largo, y no están conectados. El posterolofos es de tamaño medio a largo, algo más corto que el anterolofos.

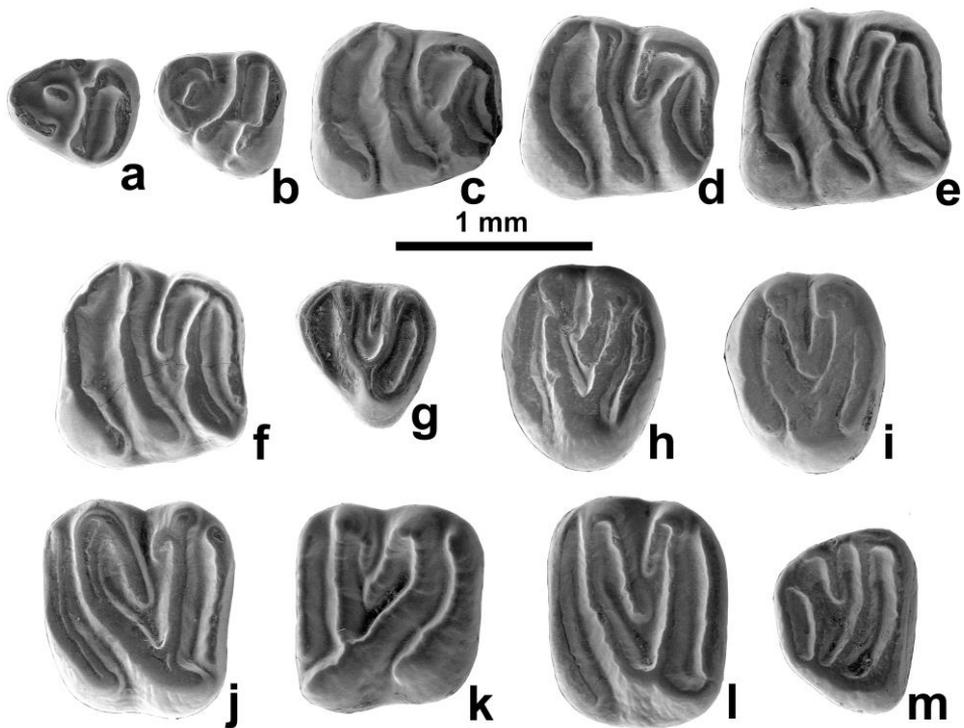


Figura 7.25. *Simptomys* aff. *aljaphi* de Cuesta Agujeros 2. **a:** CA2-2/28, d4 izq. **b:** CA2-2/25, p4 izq. **c:** CA2-1/36, m1 der. **d:** CA2-1/37, m1 der. **e:** CA2-1/39, m2 der. **f:** CA2-1/40, m2 der. **g:** CA2-2/20, D4 izq. **h:** CA2-1/18, P4 izq. **i:** CA2-1/20, P4 izq. **j:** CA2-1/34, M1 izq. **k:** CA2-1/35, M1 der. **l:** CA2-1/33, M2 izq. **m:** CA2-2/16, M3 der. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a.

M1. El anterolofos es mediano a largo, sin estar conectado al protocono ni al paracono. La parte lingual del anterolofos está muy separada del protocono. El protocono es muy oblicuo, dirigido hacia la parte posterior, donde conecta con el protolofos junto con el metalofos cerca del borde posterolingual. El precentrolofos es largo. En 1 de los 4 ejemplares no hay postcentrolofos, en otro es muy corto y en 2 es corto. Los centrolofos no están interconectados. Posterolofos transversos, en 3 casos no están conectados al paracono ni al protocono, y en el otro está conectado solo al protocono. No hay crestas accesorias ni dentro ni fuera del trigonio.

M2. De aspecto subrectangular, presenta un anterolofos que no está conectado al protocono ni al paracono. La parte lingual del anterolofos está separada del protocono, pero no tanto como en el M1. El protolofos es oblicuo y está conectado al protocono cerca del metalofos. El precentrolofos es muy largo. Postcentrolofos de tamaño medio, sin estar conectado al precentrolofos. El posterolofos, en uno de los casos, no está conectado al protocono ni al paracono, y en el otro, al protocono.

M3. Contorno subtrapezoidal. La parte anterior es bastante más ancha que la posterior. El endolofos es continuo. Las cúspides y crestas del borde labial están conectadas. Los extremos labial y lingual del anterolofos se curvan hacia atrás. El protolofos se curva hacia el lado posterolingual. El precentrolofos es de tamaño medio y no presenta crestas accesorias.

Observaciones:

El tamaño de los ejemplares de CA2 es, en general, ligeramente inferior que el de otras localidades donde se ha encontrado *Peridyromys murinus* en la cuenca del Ebro, como San Juan (Ageniense superior) o La Galocha 5 (Ramblense inferior) (Álvarez-Sierra *et al.* 1991). También es menor que *Pseudodryomys ibericus* de la misma cuenca. El desarrollo de las crestas accesorias en los m1,2 de CA2 es muy diferente al de *P. ibericus*, y no exactamente igual que el de *P. murinus*. Aunque *Simplomys* no es abundante en CA2, la presencia de un m2 (de un total de tres) con crestas accesorias tanto en el valle central como en el posterior es claramente diferente de lo que ocurre en *P. murinus*, y muy parecido a lo descrito en la diagnosis enmendada de *Simplomys aljaphi* (García-Paredes *et al.* 2009).

Los M1,2 de *S. aljaphi* de la localidad tipo (Montaigu-le-Blin, Francia), se caracterizan por tener el protolofos y el metalofos paralelos, conectados al protocono en el borde lingual. La morfología de las crestas de los M1,2 de *S. aff. aljaphi* de CA2 es muy diferente a esa población francesa,

especialmente la curvatura de los protofosos. En los M1 de CA2 la diferencia es más notable que en el M2. En el M2 de CA2 el protofofo no es tan oblicuo como en los M1. La disposición del trigonio de *S. aff. aljaphi* de CA2 recuerda mucho al de *Peridyromys*.

Simplomys se caracteriza por el reducido tamaño del mesolófido en el p4 y el m3, que tiende a reducir la extensión del valle posterior (García-Paredes *et al.* 2009). El mesolófido es reducido, y puede estar conectado al posterolófido a una altura variable, reduciendo el valle posterior, como ocurre en el *S. aljaphi* de Montaigu-le-Blin o eliminándolo por completo, como en *Simplomys julii* (Daams, 1989) de las localidades españolas y francesas de las MN3 y MN4. En el único p4 de CA2, el mesolófido y el posterolófido están unidos hacia el centro del diente, subdividiendo el valle posterior en dos partes. En el proceso de reducción del valle posterior, esta morfología se puede interpretar como más primitiva, incluso más aún que en las especies más antiguas del género, como *S. aljaphi*.

Otra morfología primitiva que se observa en los molares inferiores del *Simplomys* de CA2 es el desarrollo del centrolófido. Según García-Paredes *et al.* (2009) el centrolófido varía en las diferentes especies del género desde una corta prolongación hasta una cresta bien desarrollada que se extiende en el valle central y que nunca continúa más allá del eje central de la superficie oclusal. En este aspecto, y según García-Paredes *et al.* (2009), la morfología dental más derivada se observa en las formas más modernas del género (por ejemplo, *S. julii* y *Simplomys meulenorum* García-Paredes, 2009). La morfología más primitiva corresponde a *S. aljaphi*, especie que conserva los centrolófidios más largos. En CA2, la longitud de los centrolófidios supera la de *S. aljaphi*, con especímenes en los que el centrolófido es largo, curvo y ocasionalmente unido al metalófido, sobrepasando la mitad del diente en más del 50% de los molares inferiores. Por lo que, según García-Paredes *et al.* (2009) esta morfología sería la más primitiva del género.

Simplomys simplicidens (de Bruijn, 1966)

Localidad: Pico del Fraile 1 (PF1)

Material: citado en Larrasoña *et al.* 2006 como *Pseudodryomys simplicidens*, pero no descrito. 1 M2 der. (PF1-41). Fig. 7.26 a.

Medidas:

PF1	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M2	1		1,04		1		1,44	

Descripción:

M2. De aspecto subrectangular, más ancho que largo y crestas muy finas. El anterolofa no está conectado al protocono ni al paracono, siendo una cresta prácticamente recta y que se curva ligeramente en el lado lingual del diente. El protolofa es oblicuo, y está conectado al protocono y al metalofa en una unión triple en forma de Y situada en la mitad lingual del diente. Tanto el paracono como el metacono se ensanchan ligeramente desde el protolofa y el metalofa, respectivamente, adquiriendo una forma en T hacia el lado labial del diente; podrían considerarse centrolofos muy cortos y en ángulo recto respecto al borde labial. El posterolofa no está conectado ni al protocono ni al paracono. No presenta ninguna cresta accesoria.

Localidad: Punta de Olmo 38 (PO38)

Material: 1M1 izq. (PO38-17). Fig. 7.26 b.

Medidas:

PO38	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M1	1		1,09		1		1,34	

Descripción:

M1. El anterolofa no está conectado al protocono ni al paracono. La parte lingual del anterolofa está muy separada del protocono. El protocono es oblicuo, dirigido hacia la parte posterior. El protolofa y el metalofa se conectan al protocono cerca del borde posterolingual. Desde la parte anterolabial del protolofa se desarrolla una pequeña cresta que desciende paralela al protolofa, dándole un aspecto de gancho, que no alcanza ni una cuarta parte de la anchura total del diente. En la parte labial del metalofa se desarrolla un metacono en forma de pequeña cresta paralela al borde labial del diente, en forma de T, sin llegar a estar unido ni al posterolofa ni al protolofa. El posterolofa es recto, sin estar conectado ni al metacono ni al protocono. No hay crestas accesorias.

Localidad: Punta de Olmo 73 (PO73)

Material: 1 M2 izq. (PO73-14) y 1 M3 izq. (PO73-16). Fig. 7.26 c-d.

Medidas:

PO73	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M2	1		1,15		1		1,44	
M3	1		0,70		1		1,13	

Descripción:

M2. De aspecto subrectangular, más ancho que largo y crestas muy finas. El anterolofa está conectado al paracono, formando una curva que se conecta al protolofa. Anterolofa no conectado al protocono. El protolofa es paralelo al anterolofa, y está conectado al protocono y al metalofa en una unión triple en forma de Y situada en la mitad lingual del diente. El metacono es una pequeña elongación del metalofa hacia el lado posterolabial. El posterolofa no está conectado ni al protocono ni al paracono. No presenta ninguna cresta accesoria.

M3. Contorno subtrapezoidal, siendo el lado anterior bastante más ancho que el posterior. El endolofa es continuo. Anterolofa y protolofa conectados por los lados labial y lingual, cerrando un valle de forma ovalada. El anterolofa es relativamente recto mientras que el protolofa es cóncavo hacia el lado posterior y se curva hacia el lado posterolingual. El metalofa está interrumpido hacia la mitad. El posterolofa en una cresta corta y muy baja en el borde posterior del diente, que no está unida ni al protocono ni al metacono. No presenta crestas accesorias.

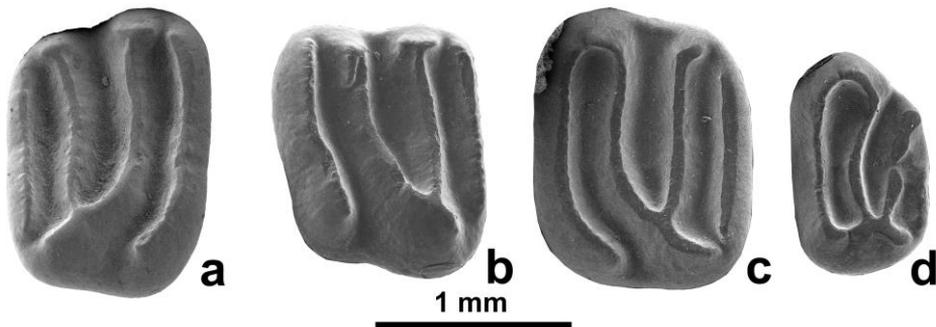


Figura 7.26. a: *Simptomys simplicidens* de Pico del Fraile 1, PF1-41, M2 der. b: *Simptomys simplicidens* de Punta del Olmo 38, PO38-17, M1 izq. c-d: *Simptomys simplicidens* de Punta del Olmo 73. c: PO73-14, M2 izq. d: PO73-16, M3 izq.

Observaciones:

Morfológicamente, estos dientes de PF1, PO38 y PO73 son muy simples, ya que no presentan ni crestas accesorias ni centrolofos bien desarrollados. Sobre todo los M2 son más anchos que largos, rasgo muy típico del género *Simplomys* (García-Paredes *et al.* 2009). Este patrón dentario de crestas simples es parecido al descrito en *S. meulenorum*, *S. julii*, *Simplomys robustus* (de Bruijn, 1967) y *Simplomys simplicidens* (de Bruijn, 1966). Por otro lado, los *Simplomys* descritos difieren de *S. aljaphi* porque éste último suele presentar centrolofos largos.

El único rasgo ligeramente diferente entre los M2 de *Simplomys* descritos en PF1 y PO73 es que el segundo tiene el protolofo y el anterolofos unidos por cerca del paracono, en el lado labial del diente.

En tamaño es menor que *S. meulenorum* de la localidad tipo (Artesilla, MN4, cuenca de Calatayud-Montalbán) y que *S. robustus* de Ateca 3 (MN4, cuenca de Calatayud-Montalbán). La única diferencia en los M1 y M2 de *S. robustus* y *S. simplicidens* es el tamaño, siendo este primero mayor (de Bruijn, 1967). *S. julii* es el *Simplomys* más pequeño, y los ejemplares de PF1, PO38 y PO73 son mayores que el *S. julii* de Artesilla.

Simplomys sp.

Localidad: Barranco Valdegorrión (BVG)

Material: 1 M1,2 izq. fragmentado (BVG-19).

Medidas:

BVG	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M2	1		0,94					

Descripción:

M1,2. Fragmento de molar con crestas muy finas, del que solo se conserva la parte lingual. El anterolofos no está conectado al protocono. El protolofo es oblicuo, y está conectado al protocono y al metalofos en una unión triple en forma de Y situada en la mitad lingual del diente. El posterolofos está conectado por una unión baja al protocono. No presenta ninguna cresta accesoria.

Observaciones:

La morfología simple, crestas finas y ausencia de crestas accesorias de este ejemplar, además del tamaño, son características muy parecidas a las descritas en el género *Simplomys*. Dado el mal estado de conservación y la escasez de material no se ha asignado este individuo a ninguna especie.

Género *Vasseuromys* Baudelot y de Bonis, 1966

Vasseuromys cristinae Ruiz-Sánchez *et al.* 2012 (en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b)

Localidad: Pico del Fraile 2 (PF2).

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b.

Localidad: Punta de Riantón 113 (PR113).

Material: 4 p4 der. (PR113-6, PR113-36, PR113-37, PR113-38), 5 m1,2 izq. (PR113-2 desgastado, PR113-3, PR113-39, PR113-40, PR113-41 fragmentado), 4 m3 izq. (PR113-7, PR113-8, PR113-42, PR113-44), 2 m3 der. (PR113-9, PR113-45), 2 D4 izq. (PR113-10, PR113-47), 2 P4 izq. (PR113-11, PR113-48), 2 P4 der. (PR113-12, PR113-13), 2 M1,2 izq. (PR113-15, PR113-49), 5 M1,2 der. (PR113-14, PR113-50, PR113-51 fragmentado, PR113-52 fragmentado, PR113-54) 2 M3 izq. (PR113-16, PR113-58 desgastado labialmente), 2 M3 der. (PR113-55, PR113- 57 desgastado labialmente). Fig. 7.27.

Medidas:

PR113	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	4	0,67	0,84	1,01	4	0,58	0,79	1,00
m1,2	4	1,19	1,28	1,37	3	1,16	1,255	1,35
m3	6	1,06	1,16	1,26	6	1,04	1,13	1,22
D4	2	0,69	0,745	0,80	2	0,77	0,83	0,89
P4	4	0,85	0,955	1,06	4	0,99	1,115	1,24
M1,2	6	1,13	1,175	1,22	6	1,23	1,32	1,41
M3	2	1,00	1,15	1,03	2	1,25	1,29	1,33

Descripción:

p4. El anterolófido está conectado al protocónido. Centrolófido conectado al metacónido y al protocónido. Mesolófido no conectado al entocónido. Hay dos crestas accesorias: un anterotrópido y un posterotrópido.

m1,2. Se describen 5 ejemplares, de los cuales 1 está desgastado por la parte oclusal y por todo el borde y otro está fragmentado por el lado posterolabial. Anterolófido conectado al protocónido. El metalófido está conectado al entocónido (en 4 de 5 casos) o al anterolófido (en 1 ejemplar). Centrolófido largo, que casi llega al borde labial y en el borde lingual está conectado a una elongación del metacónido. Mesolófido largo, conectado al metacónido en el lado lingual y al mesocónido en el borde labial. Posterolófido largo, que sale desde el entocónido y se va engrosando hacia el hipocónido. Hay tres o cuatro crestas accesorias: un anterotrópido (aislado en 2 ejemplares y ausente en 3), una cresta unida al metacónido entre el metalófido y el centrolófido, una cresta que surge desde el borde lingual entre el centrolófido y el mesolófido, y un posterotrópido.

m3. Anterolófido conectado al metacónido, formando un ángulo recto bastante marcado en el borde anterolingual. Metalófido conectado al metacónido. El anterolófido y el metalófido se unen en el protocónido (en 4 casos de 5) o están separados por un surco estrecho (en 1 ejemplar de 5). El centrolófido es una cresta larga (sin llegar al borde labial) que está unida (en 3 casos de 6) a una elongación del metacónido. Mesolófido largo (en 1 individuo dividido, fig. 7.27 g), conectado al entocónido en 5 casos (fig. 7.27 e) y no conectado en 1 (fig. 7.27 f). Hay cuatro crestas accesorias: un anterotrópido (unido al anterolófido en 3 casos o aislado en otros 3), una cresta en el lado lingual entre el metalófido y el centrolófido (en 1 caso unida también al centrolófido), otra cresta unida a la pared lingual entre el centrolófido y el mesolófido (que en 2 casos está unida también al mesolófido), y un posterotrópido (en 1 caso unido al entocónido, por encima del mesolófido).

D4. Anterolofa corto, unido al paracono. El protolofa se une con el metalofa en el protocono. El precentrolofa es más corto que el postcentrolofa. Posterolofa unido al metalofa en el metacono y el protocono. Hay una cresta accesoria entre el postcentrolofa y el metalofa.

P4. Anterolofa relativamente largo y unido al paracono. El protolofa se une con el metalofa en el protocono. El precentrolofa es más corto que el postcentrolofa. Posterolofa unido al metalofa en el metacono y el

protocono. Hay dos crestas accesorias: una cresta extra anterior entre el protolofo y el precentrolofo y una cresta extra posterior entre el postcentrolofo y el metalofo.

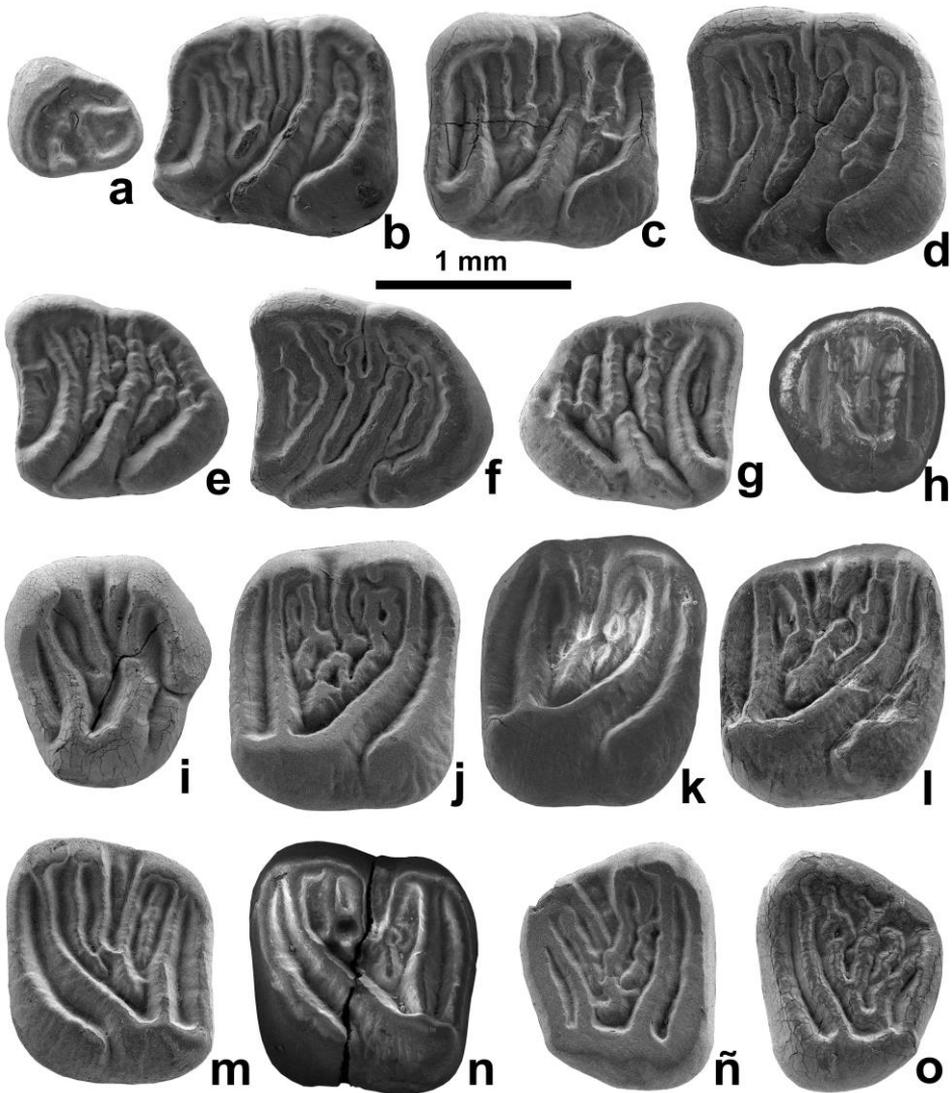


Figura 7.27. *Vasseuromys cristinae* de Punta de Riantón 113. **a:** PR113-6, p4 der. **b:** PR113-3, m1,2 izq. **c:** PR113-39, m1,2 izq. **d:** PR113-40, m1,2 izq. **e:** PR113-7, m3 izq. **f:** PR113-42, m3 izq. **g:** PR113-9, m3 der. **h:** PR113-11, P4 izq. **i:** PR113-12, P4 der. **j:** PR113-14, M1,2 der. **k:** PR113-50, M1,2 der. **l:** PR113-54, M1,2 der. **m:** PR113-15, M1,2 izq. **n:** PR113-49, M1,2 izq. **ñ:** PR113-16, M3 izq. **o:** PR113-55, M3 der.

M1,2. El anterolofos es largo, sin llegar al protocono. El protolofos surge del paracono y alcanza el protocono. El precentrolofos es normalmente más largo que el postcentrolofos, en 1 caso de 7 llega a unirse hacia el centro del diente. El metalofos y el posterolofos están ligeramente separados por un surco somero en el lado labial, y en el lingual se unen ambos al protocono. Hay tres crestas accesorias dentro del trigonio: un prototrofo habitualmente largo y unido al paracono, una cresta entre los dos centrolofos unida al borde labial, y un metatrofo. En algunos casos hay pequeñas subcrestas entorno a las accesorias que pueden estar unidas o no entre sí, respondiendo a formas complejas y patrones irregulares (fig. 7.27 j). No hay crestas accesorias fuera del trigonio.

M3. Diente de contorno subtrapezoidal, bordeado casi en su totalidad por un muro. El anterolofos está conectado al paracono en el lado labial y en el lado lingual en 1 espécimen se une al protocono formando un endolofos completo (fig. 7.27 ñ), mientras que en 3 ejemplares se une al complejo protolofos-protocono mediante una unión más estrecha (fig. 7.27 o). El metalofos no está conectado al metacono pero si al protocono. El posterolofos está conectado tanto al metacono como al protocono. Dentro del trigonio se aprecian dos centrolofos, además de numerosas crestas accesorias unidas entre sí, formando un patrón complejo en la mayoría de los ejemplares.

Localidad: Loma Negra 64 (LN64).

Material: 3 p4 izq. (LN64-1, LN64-96, LN64-97), 5 p4 der. (LN64-3, LN64-4, LN64-5, LN64-98, LN64-99), 9 m1,2 izq. (LN64-6 frag., LN64-7, LN64-8, LN64-9, LN64-105, LN64-106, LN64-135, LN64-142 frag., LN64-143 frag.), 7 m1,2 der. (LN64-10, LN64-100, LN64-101 frag., LN64-102, LN64-103, LN64-104, LN64-107 desgastado), 2 m3 izq. (LN64-11 frag., LN64-108), 7 m3 der. (LN64-12, LN64-13, LN64-14 desgastado, LN64-15, LN64-16, LN64-110, LN64-111), 2 D4 izq. (LN64-17, LN64-114), 1 D4 der. (LN64-115), 4 P4 izq. (LN64-18, LN64-19 desgastado, LN64-112, LN64-113), 3 P4 der. (LN64-21 corroído, LN64-22, LN64-141 encostrado), 8 M1,2 izq. (LN64-23, LN64-24 desgastado, LN64-25 frag., LN64-28 frag., LN64-29, LN64-30, LN64-116, LN64-118 desgastado), 9 M1,2 der. (LN64-26, LN64-27 frag., LN64-31, LN64-32, LN64-117 corroído, LN64-119 frag., LN64-120 desgastado, LN64-121 desgastado, LN64-), 2 M3 izq. (LN64-125 frag., LN64-126 desgastado y frag.), 3 M3 der. (LN64-33, LN64-34 desgastado y frag., LN64-124). Fig. 7.28 y 7.29.

Medidas:

LN64	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	8	0,67	0,765	0,86	8	0,64	0,72	0,80
m1,2	13	1,21	1,25	1,29	12	1,16	1,215	1,27
m3	9	1,01	1,105	1,20	9	0,98	1,06	1,14
D4	3	0,76	0,795	0,83	3	0,86	0,875	0,89
P4	7	0,86	0,92	0,98	7	0,97	1,055	1,14
M1,2	8	1,10	1,165	1,23	7	1,32	1,365	1,41
M3	3	0,88	0,93	0,98	3	1,18	1,21	1,24

Descripción:

p4. El anterolófido está conectado al protocónido. Centrolófido conectado al metacónido y al protocónido; en 2 casos de 6 el centrolófido está dividido. Mesolófido conectado al entocónido. Hay dos crestas accesorias en todos los ejemplares: un anterotrópido y un posterotrópido. En 3 casos de 6 hay una pequeña cresta más, al lado de alguna de las anteriores.

m1,2. De 16 ejemplares hay 3 incompletos. El anterolófido se conecta al protocónido mediante unión alta en 9 de 14 ejemplares (fig. 7.28 e, h, k, l, m), y está separado por un surco somero en 5 individuos (fig. 7.28 f, i, j, n). El metalófido está conectado al entocónido (en 7 de 15 casos). Centrolófido largo, casi llega al borde labial y en el borde lingual está conectado a una elongación del metacónido (en 10 casos de 14). Mesolófido largo, conectado al metacónido en el lado lingual (en 12 de 14 ejemplares) y al mesocónido en el borde labial. En 2 casos de 15, el centrolófido y el mesolófido llegan a unirse en el mesocónido. Hay tres o cuatro crestas accesorias: un anterotrópido, una cresta entre el metalófido y el centrolófido unida al metacónido (en 4 de 12 individuos), una cresta que surge desde el borde lingual entre el centrolófido y el mesolófido, y un posterotrópido muy largo. En algunos casos estas crestas extras se unen a otras crestas principales, o están divididas, dándole un aspecto caótico al patrón principal (fig. 7.28 h, l).

m3. El anterolófido se une al metacónido formando un ángulo recto en el borde anterolingual. Metalófido conectado al metacónido (en 7 de 8 casos). En los ejemplares con mayor desgaste oclusal el metalófido se une al protocónido, en los menos desgastados esta unión es muy baja. El centrolófido es largo (sin llegar al borde labial) y está unida a una elongación del metacónido. El mesolófido y el posterolófido se unen en el entocónido. Hay cuatro crestas accesorias: un anterotrópido (presente en 8 casos, de los cuales en 5 está unido al anterolófido, en 1 al metalófido y en 2 está aislado), una cresta en el lado lingual entre el metalófido y el

centrolófidio (en 1 caso unida también al centrolófidio), otra cresta unida a la pared lingual entre el centrolófidio y el mesolófidio, y un posterotrópido.

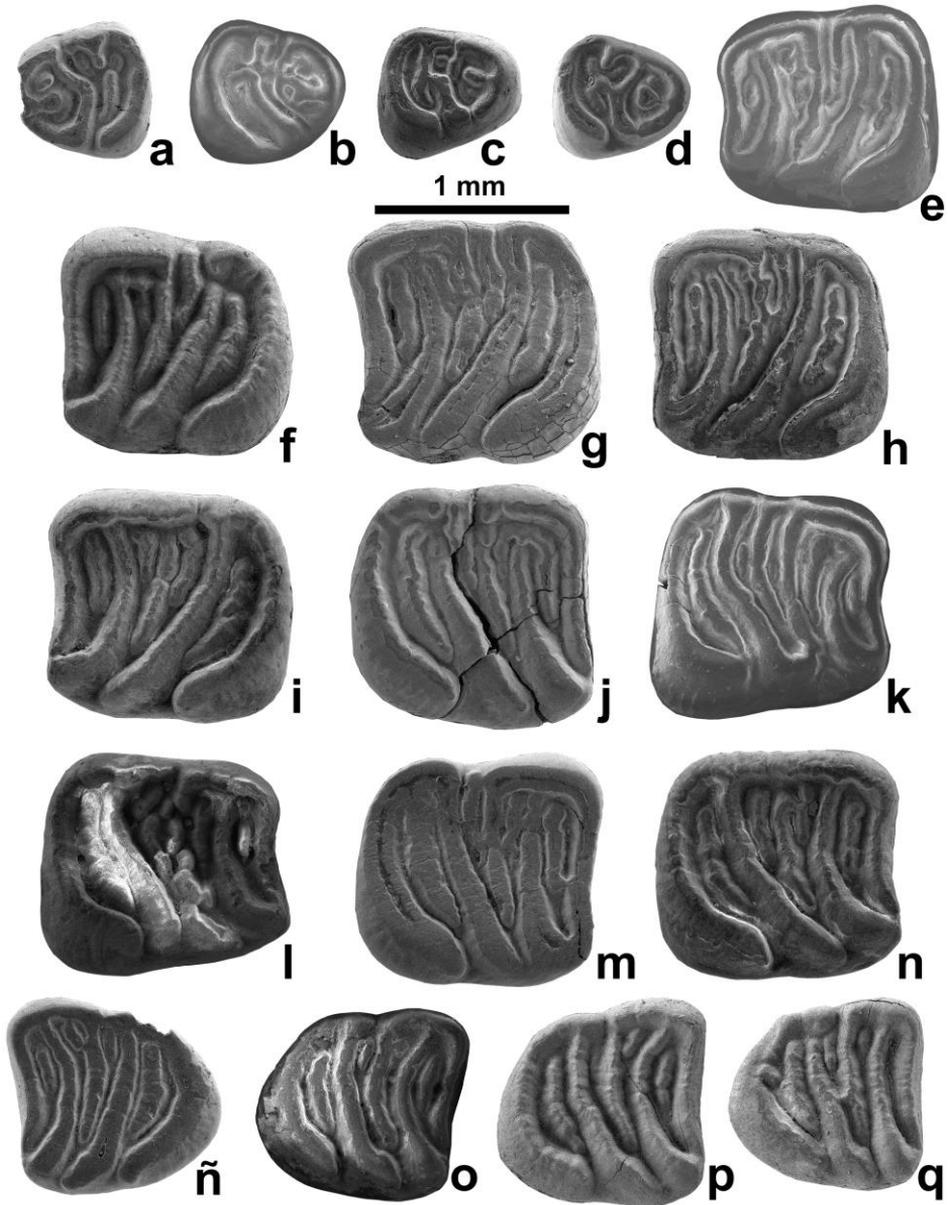


Figura 7.28. Molares inferiores de *Vasseuromys cristinae* de Loma Negra 64. **a:** LN64-97, p4 izq. **b:** LN64-4, p4 der. **c:** LN64-98, p4 der. **d:** LN64-99, p4 der. **e:** LN64-7, m1,2 izq., **f:** LN64-8, m1,2 izq. **g:** LN64-9, m1,2 izq. **h:** LN64-105, m1,2 izq. **i:** LN64-106, m1,2 izq. **j:** LN64-10, m1,2 der. **k:** LN64-100, m1,2 der. **l:** LN64-102, m1,2 der. **m:** LN64-103, m1,2 der. **n:** LN64-104, m1,2 der. **ñ:** LN64-108, m3 izq. **o:** LN64-12, m3 der. **p:** LN64-15, m3 der. **q:** LN64-19, m3 der.

D4. El anterolofos es corto en 2 de los 3 individuos, en el otro es largo, y en ningún caso está unido al paracono. El protolofos se une con el metalofos en el protocono. El precentrolofos es más corto que el postcentrolofos. Posterolofos unido al metalofos en el metacono y el protocono. Presenta una o dos crestas accesorias: un pequeño anterotropo (en 2 casos) y un metatropo entre el postcentrolofos y el metalofos.

P4. El anterolofos es largo en 4 casos y llega hasta borde lingual, en los otros 3 ejemplares es corto y termina en el borde anterior sin llegar al borde lingual. El protolofos se une con el metalofos en el protocono. El precentrolofos es más corto que el postcentrolofos. Posterolofos unido al metalofos en el metacono y el protocono. Hay un metatropo como cresta extra posterior.

M1,2. El anterolofos es largo y se extiende hacia el protocono, sin llegar a conectarse entre si formando un endolofos continuo. En los 7 ejemplares menos desgastados y que conservan el lado anterolabial del diente, el anterolofos está ligeramente separado del paracono por un surco muy estrecho. El protolofos sale del paracono y alcanza el protocono. El precentrolofos y el postcentrolofos son largos, y están unidos al paracono y al metacono, respectivamente; en 2 casos llegan a unirse también entre ellos (fig. 7.29 g). El metalofos y el posterolofos están unidos a media altura en el lado labial (al menos en los 11 casos en los que se puede observar este carácter), y en el lingual se unen ambos al protocono (con excepción de 1 individuo donde el metalofos no está unido al protocono, fig. 7.29 g). Hay al menos tres crestas accesorias dentro del trigonio: un prototropo habitualmente largo y unido al paracono, una cresta entre los dos centrolofos unida al borde labial, y un metatropo más corto que el prototropo. En algunos casos se superponen más crestas de longitud variable a este patrón principal, que pueden estar unidas o no entre sí y dan un aspecto irregular al complejo de crestas (fig. 7.29 i). No hay crestas accesorias fuera del trigonio.

M3. Diente de contorno subtrapezoidal, bordeado casi en su totalidad por un muro. El anterolofos se conecta al paracono en el lado labial y en el lado lingual no está conectado al protocono. El metalofos y el posterolofos están conectados entre si tanto en el metacono como en el protocono. Dentro del trigonio los centrolofos y las crestas accesorias se combinan formando patrones caóticos y muy ornamentados.

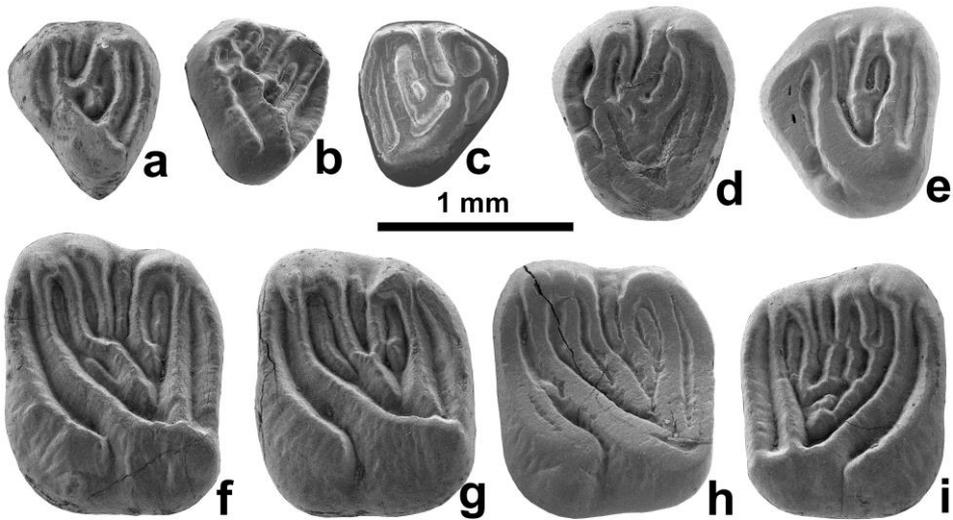


Figura 7.29. Molares superiores de *Vasseuromys cristinae* de Loma Negra 64. **a:** LN64-17, D4 izq. **b:** LN64-114, D4 izq. **c:** LN64-115, D4 der. **d:** LN64-18, P4 izq. **e:** LN64-113, P4 izq. **f:** LN64-23, M1,2 izq. **g:** LN64-30, M1,2 izq. **h:** LN64-116, M1,2 izq. **i:** LN64-32, M1,2 der.

Observaciones:

El género *Vasseuromys* fue originalmente descrito por Baudelot y de Bonis (1966) en el Mioceno inferior de las localidades francesas Laugnac y Moissac 1 (cuenca de Aquitania) para distinguir glíridos de tamaño medio con marcada concavidad en la superficie oclusal y con tendencia a formar paredes longitudinales. En la actualidad hay diez especies formalmente descritas dentro este género (dos de ellas en Las Bardenas Reales de Navarra, cuenca del Ebro): *Vasseuromys rugosus* Baudelot y de Bonis, 1966, *Vasseuromys priscus* de Bonis, 1973, *Vasseuromys pannonicus* (Kretzoi, 1978) [ya que *Vasseuromys thenii* (Daxner-Höck y de Bruijn, 1981) se considera sinónimo menor de *V. panonicus* según Daams y de Bruijn (1995) y Daxner-Höck y Höck (2009)], *Vasseuromys autolensis* (Cuenca, 1985), *Vasseuromys bacchius* (Martínez-Salanova, 1987), *Vasseuromys elegans* Wu, 1993, *Vasseuromys duplex* Ünay, 1994, *Vasseuromys cristinae* Ruiz-Sánchez *et al.*, 2012b, *Vasseuromys rambliensis* Ruiz-Sánchez *et al.*, 2012c y *Vasseuromys bergasensis* Ruiz-Sánchez *et al.* 2014. Aparte de *V. bergasensis* (MP30) y *V. pannonicus* (MN11), estas especies se han descrito en localidades del Mioceno inferior y medio (entre la MN1 y la MN5). Hugueney y Adrover (1990) proponen la presencia de *Vasseuromys moyai* (Hugueney y Adrover,

1990) en la MP25 de la localidad de Sineu (Islas Baleares) como primera aparición del género, pero ese material fue reasignado al género *Oligodyromys* Bahlo, 1975 por Freudenthal y Martín-Suárez (2007a). En el intervalo entre la MN4 y MN5 varios autores describen material del género *Vasseuromys* sin asignar a ninguna especie (Wu, 1993; Aguilar y Lazzari 2006; Agustí *et al.* 2011; Pérez-Rivarés, 2016). Por lo que el intervalo estratigráfico del género abarcaría desde el Oligoceno superior (MP30) hasta el Mioceno superior (MN11), siendo mucho más abundante durante la MN1 hasta la MN5 (Freudenthal y Martín-Suárez, 2013a). Geográficamente se encuentra a lo largo de toda Europa, llegando hasta Turquía (Ruiz-Sánchez *et al.* 2014).

Muchos géneros de lirón del Mioceno inferior se han sinonimizado con *Vasseuromys*, entre otros *Ebromys* Cuenca, 1985 (Álvarez-Sierra *et al.* 1991; Ruiz-Sánchez *et al.* 2014), *Nievella* Daams, 1976 (Agustí, 1981) y *Szechenyia* Kretzoi, 1978 (Daams y de Bruijn, 1995; Daxner-Höck y Höck, 2009). Algunos autores (Agustí *et al.* 2011; Ruíz-Sánchez *et al.* 2013) consideran que la presencia de nuevas formas del género *Vasseuromys* entre las MN4-MN5 indica que otros géneros también podrían ser sinónimos, por ejemplo *Ramys* Álvarez-Sierra y García-Moreno, 1986.

El *Vasseuromys* de Punta de Riantón 113 (PR113) y Loma Negra 64 (LN64) es de talla media, claramente mayor que *V. dúplex*, *V. elegans* y *V. bargasensis* y de menor tamaño que *V. ramblensis*, *V. rugosus* y *V. bachius*.

Morfológicamente encaja con la descripción de *V. cristinae* definida en la cercana localidad de Pico del Fraile 2 (zona local D, cuenca del Ebro), a escasos 7 Km de distancia y muy próxima estratigráficamente, puesto que los tres yacimientos (PR113, LN64 y PF2) se encuentran dentro un rango de 30m.

Difiere del resto de *Vasseuromys* en las siguientes características: cuatro crestas extras en los molares inferiores (un anterotrópido, una cresta entre el metalófidio y el centrolófidio, otra cresta entre el centrolófidio y el mesolófidio y un posterotrópido), metalófidio conectado al metacónido, mesolófidio conectado al entocónido, posterotrópido unido al posterolófidio, molares superiores con un endolofa incompleto y tres crestas accesorias dentro del trigonio de los molares superiores (prototrofo, metatrofo y una cresta entre los dos centrolofos).

Vasseuromys cf. cristinae Ruiz-Sánchez *et al.* 2012 (*en* Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b)

Localidad: Barranco Valdegorrión (BVG).

Material: 1 m1,2 der. fragmentado (BVG-1). Fig. 7.30 a.

Medidas:

BVG	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1,2					1		1,09	

Descripción:

m1,2. El molar está fragmentado por la parte posterior, habiendo perdido el posterolófido. El anterolófido está ligeramente separado del protocónido por un surco estrecho. Metalófido unido en la parte lingual al metacónido y en la parte labial al protocónido. Centrolófido largo, pero sin llegar al borde labial. Mesolófido largo, conectado en el lado lingual al entocónido y en el labial a un mesocónido engrosado. Hay tres crestas accesorias bien desarrolladas: un anterotrópido largo, una cresta extra entre el centrolófido y el mesolófido y un posterotrópido.

Localidad: Punta de Riantón 110 (PR110).

Material: 1 p4 der. (PR110-2), 1 m1,2 izq. fragmentado (PR110-1), 1 m3 der. (PR110-5). Fig. 7.30 b.

Medidas:

PR110	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	1		0,96		1		0,89	
m1,2					1		1,18	
m3	1		1,18		1		1,17	

Descripción:

p4. En el borde labial hay una pequeña cúspide aislada. El anterolófido y el centrolófido crean un círculo cerrado. Dentro del círculo hay una pequeña cúspide aislada. El mesolófido es largo, llegando hasta el metacónido y extendiéndose a lo largo del borde labial del diente. Posterolófido largo, ligeramente separado por un surco estrecho del entocónido.

m1,2. Molar fragmentado que solo conserva el lado posterior. Mesolófidio y posterolófidio largos, conectados entre sí en el entocónido. Hay un posterotrófidio entre el mesolófidio y el posterotrófidio.

m3. Anterolófidio conectado al protocónido en unión de baja altura. Metalófidio conectado al metacónido. El centrolófidio es largo y está unido al metacónido. El mesolófidio desciende desde el entocónido hasta el mesocónido. El mesocónido presenta una protuberancia en el lado labial. El posterolófidio está conectado lingualmente al entocónido y labialmente al mesocónido por unión baja. Hay dos crestas accesorias: un anterotrófidio y un posterotrófidio dividido en dos.

Localidad: Punta de Riantón 121 (PR121).

Material: 1 p4 der. (PR121-9), 1 m1,2 izq. desgastado (PR121-1), 1 m1,2 der. fragmentado (PR121-2), 1 m3 der. (PR121-10), 2 D4 der. (PR121-3, PR121-11), 1 M1,2 izq. (PR121-4), 1 M1,2 der. (PR121-5), 2 M3 izq. (PR121-6, PR121-12 fragmentado), 1 M3 der (PR121-13). Fig. 7.30 c-j.

Medidas:

PR121	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	1		0,79		1		0,84	
m1,2	1		>1,19		2	1,07	1,085	1,10
m3	1		1,15		1		1,11	
D4	2	0,74	0,77	0,80	2	0,85	0,85	0,85
M1,2	2	1,02	1,035	1,05	2	1,08	1,17	1,26
M3	3	0,81	0,91	1,01	2	1,15	1,165	1,18

Descripción:

d4. Anterolófidio conectado al protocónido. El anterolófidio y el metalófidio están unidos formando un ovoide. El centrolófidio no está conectado al metacónido, pero se conecta al metalófidio. Mesolófidio y posterolófidio largos, conectados en el entocónido. Hay un posterotrófidio.

m1,2. El material consta de dos molares mal conservados, uno fragmentado y el otro desgastado por borde anterolingual (fig. 7.30 d). Anterolófidio conectado al protocónido. Centrolófidio largo (en 1 de los 2 casos dividido), sin llegar al borde labial. Mesolófidio largo (en 1 de los 2 casos dividido) y conectado a un metacónido que se extiende por el borde labial hacia el lado anterior. La parte anterior de uno de los ejemplares

presenta un patrón de crestas bastante caótico, una cresta longitudinal une el centrolófidio con el anterolófidio. Al menos hay tres crestas accesorias: un anterotrópido, una cresta entre el metalófidio y el centrolófidio (unida al centrolófidio en el lado labial y al metacónido en el lado lingual) y un posterotrópido largo.

m3. Anterolófidio separado del protocónido por un surco estrecho. Metalófidio unido al metacónido y al protocónido. Una cresta a lo largo del borde lingual une todas las demás crestas del diente. Centrolófidio largo sin llegar al borde labial. El mesolófidio y el posterolófidio son largos y se curvan hacia el lado anterolabial. Hay tres crestas accesorias: un anterotrópido unido al metacónido, una pequeña cresta entre el metalófidio y el centrolófidio pegada al borde lingual, y un posterotrópido bien desarrollado unido al entocónido.

D4. Más ancho por el lado posterior que por el anterior. Anterolofos conectado al paracono. Protolofos conectado al protocono. Centrolofos conectado al metacono en el lado labial y al protolofos en el lado lingual. El centrolofos tiene un pequeño espolón hacia el lado posterior. Metalofos conectado al protocono. Posterolofos conectado al metacono y al protocono.

M1,2. Anterolofos conectado al paracono en el lado anterolabial. Protolofos conectado al protocono. El precentrolofos es largo y conectado al paracono. El postcentrolofos es más corto que el precentrolofos y está conectado al metacono. El metalofos y el posterolofos son dos crestas largas paralelas, conectadas entre sí en el lado labial y al protocono en el lado lingual. Hay por lo menos tres crestas accesorias: una cresta extra anterior entre el protolofos y el precentrolofos, una cresta entre los dos centrolofos, y una cresta extra posterior entre el postcentrolofos y el metalofos. Uno de los individuos (fig. 7.30 h) presenta un patrón caótico de crestas en el trigonio.

M3. El anterolofos se extiende a lo largo del borde lingual del diente, en el lado anterolabial se conecta al paracono. El metalofos y posterolofos son crestas paralelas que se unen en el protocono. Hay entre cinco y siete crestas dentro del trigonio, con un patrón caótico, que se unen en el lado labial con pequeñas cúspides que dan un aspecto aserrado al borde.

Localidad: Punta de Riantón 125 (PR125).

Material: 1 m1,2 izq. fragmentado (PR125-2).

Medidas:

PR125	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1,2					1		1,12	

Descripción:

m1,2. Molar fragmentado que conserva el lado posterior. El centrolófidio presenta un patrón sinuoso, alargándose hasta el mesocónido. El mesolófidio es largo, conectado al entocónido y al mesocónido. Posterolófidio largo. Hay tres crestas accesorias: un posterotrópido conectado al entocónido, una entre el mesolófidio y el centrolófidio, y otra entre el centrolófidio y el metalófidio.

Localidad: Sancho Abarca 6 (SA6).

Material: 1 p4 izq. (SA6-1), 1 p4 der. (SA6-2), 1 m2 der. (SA6-3), 1 m3 izq. (SA6-4), 1 M3 izq. (SA6-5). Fig. 7.30 k-ñ.

Medidas:

SA6	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	2	0,99	1,015	1,04	2	0,95	0,97	0,99
m2	1		1,34		1		1,29	
m3	1		1,22		1		1,18	
M3	1		1,07		1		1,29	

Observaciones:

p4. Anterolófidio unido al protocono. Metalófidio unido al metacónido. Centrolófidio unido al metacónido. Mesolófidio y posterolófidio unidos en el entocónido (en 1 de 2 casos). Hay dos crestas accesorias: un posterotrópido y una pequeña cresta en el lado labial del centrolófidio.

m2. Anterolófidio unido al protocónido. El metalófidio no está unido al metacónido. El centrolófidio se desarrolla desde el metacónido y se une en el lado labial con el mesolófidio. El mesolófidio y el posterolófidio están unidos en el lado lingual al entocónido. Hay cuatro crestas accesorias: un anterotrópido, una entre el metalófidio y el centrolófidio, otra entre centrolófidio y el mesolófidio, y un posterotrópido.

m3. El anterolófido está ligeramente separado del protocónido por un surco estrecho y somero. El metalófido tiene una unión baja con el metacónido. El centrolófido se une con el mesolófido hacia la mitad de la anchura total del diente. El mesolófido y el posterolófido están unidos en el entocónido. Hay cuatro crestas accesorias: un anterotrópido bien desarrollado, una cresta larga que casi llega al borde labial entre el metalófido y el centrolófido, una cresta más pequeña entre el centrolófido y el mesolófido que se une a ellos hacia el lado labial, y un posterotrópido grueso y relativamente largo.

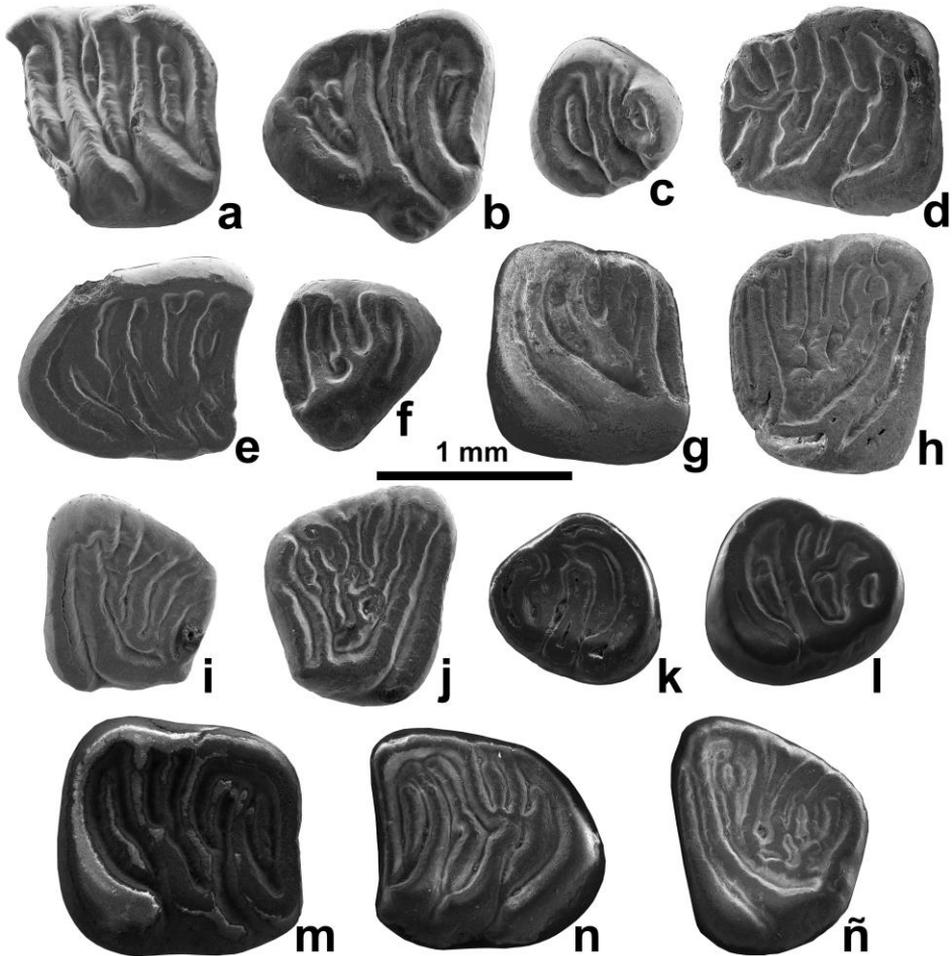


Figura 7.30. a: *Vasseuromys* cf. *cristinae* de Barranco Valdegorrión, BVG-1, m1,2 der. b: *V.* cf. *cristinae* de Punta de Riantón 110, PR110-5, m3 der. c-j: *V.* cf. *cristinae* de Punta de Riantón 121. c: PR121-9, p4 der. d: PR121-1, m1,2 izq. e: PR121-10, m3 der. f: PR121-3, D4 der. g: PR121-4, M1,2 izq. h: PR121-5, M1,2 der. i: PR121-6, M3 izq. j: PR121-13, M3 der. k-ñ: *V.* cf. *cristinae* de Sancho Abarca 6. k: SA6-1, p4 izq. l: SA6-2, p4 der. m: SA6-3, m2 der. n: SA6-4, m3 izq. ñ: SA6-5, M3 izq.

M3. El anterolofa se extiende a lo largo del borde lingual del diente, en el lado anterolabial se conecta al paracono. El protolofa es una cresta larga que llega hasta el protocono. El precentrolofo está unido al paracono. El postcentrolofo está unido al metacono. Hay seis crestas dentro del trigonio, con un patrón caótico, hay una cresta entre los dos centrolofos.

Observaciones:

Los *Vasseuromys* descritos en Barranco Valdegorrión, Punta de Riantón 110, 121 y 125, y Sancho Abarca 6 son morfológicamente muy parecidos a los descritos por Ruiz-Sánchez *et al.* (2012b) en la cercana localidad de Pico del Fraile 2 (cuenca del Ebro, zona local D). Cuatro crestas accesorias en los molares inferiores, metalórido comúnmente conectado al metacónido, mesolórido conectado al entocónido, posterotrórido conectado al posterolórido, endolofa incompleto en los molares superiores, y tres crestas accesorias exclusivas dentro del trigonio en los M1 y M2 son características diagnósticas de *V. cristinae*.

Respecto al tamaño, cabe destacar que salvo los ejemplares de SA6, los de PR110 y PR121 son ligeramente inferiores que los de la población de *V. cristinae* de PF1. En BVG y PR110 solo se ha encontrado un resto fragmentado en cada localidad, por lo que su asignación taxonómica presenta algunas dudas. Debido al escaso material recuperado en estas cinco localidades se ha optado por clasificarlos como *V. cf. cristinae*.

Vasseuromys aff. *cristinae* Ruiz-Sánchez *et al.* 2012 (en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b)

Localidad: Sancho Abarca 5 (SA5).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 2 m1 fragmentados (SA5-6, SA5-7), 1 m2 (SA5-8), 7 m3 (SA5-9, SA5-10, SA5-11, SA5-12, SA5-13, SA5-14, SA5-15), 2 M1 (SA5-17, SA5-18) y 1 M2 (SA5-16).

Medidas:

SA5	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1					1		1,24	
m3	5	1,13	1,26	1,39	6	1,11	1,20	1,25
M1	1		1,13		1		1,45	
M2	1		1,30		1		1,48	

Descripción:

m1. Anterolófido y metalófido conectados al protocónido y al metacónido, respectivamente. El centrolófido es largo y está conectado al mesocónido. Mesolófido conectado al entocónido. El posterolófido es largo y se prolonga hacia el mesocónido. Aparecen cuatro crestas accesorias: una el anterotrópido, una entre el metalófido y el centrolófido, una entre el centrolófido y el mesolófido, y una más el posterotrópido. Las crestas accesorias de los valles anterior y posterior son largas, las otras medianas. El posterotrópido es simple y el endolófido continuo.

m3. El anterolófido está conectado al protocónido. Metalófido conectado a baja altura al metacónido en 3 ejemplares y no conectado en otros 3. Centrolófido largo y conectado al mesocónido. Mesolófido continuo en 3 casos e interrumpido en otros 3, y conectado al entocónido. El posterolófido es largo y curvado, prolongado hacia delante, y está conectado con el mesocónido. Hay cuatro crestas accesorias: una el anterotrópido, una entre el metalófido y el centrolófido, una entre el centrolófido y el mesolófido, y una última el posterotrópido. Uno de los 6 especímenes tiene tres crestas accesorias, estando ausente la que aparece en otros casos entre el centrolófido y el mesolófido. En 2 de los 6 especímenes el posterotrópido está bifurcado en dos o incluso tres brazos, conectados al entocónido y/o al posterolófido.

M1. El anterolofa es largo y continuo, conectado a media altura al protocono. Precentrolofa y postcentrolofa largos (siendo el anterior más largo) e interconectados. Hay cinco crestas accesorias dentro del trigonio: una el prototrofo, una entre el prototrofo y el protofofo, una entre el precentrolofa y el postcentrolofa y el metatrofo que es doble. Fuera del trigonio no hay crestas accesorias.

M2. El anterolofa está conectado al protocono formando un endolofa continuo. El paracono está ligeramente dividido en dos cúspides. Precentrolofa y postcentrolofa largos, siendo el primero más largo que el otro. Aparecen más de seis crestas accesorias dentro del trigonio: un largo prototrofo conectado a la base del metalofa, dos pequeñas crestas a cada lado del prototrofo, una entre el precentrolofa y el postcentrolofa, un largo metatrofo conectado a la prolongación del prototrofo, y dos pequeñas crestas a cada lado del prototrofo. Fuera del trigonio hay un pequeño anterotrofo ligado al anterolofa. Metalofa transversa y conectado al paracono y al protocono. Posterolofa alto y conectado al protocono y al metacono.

Observaciones:

Por tamaño y morfología el material de SA5 es muy parecido al descrito por Agustí *et al.* (2011) en la localidad de San Caprasio 109 (SC 109) (MN5, cuenca del Ebro) como *Vasseuromys aff. multicrostatus* (de Bruijn, 1966), donde cabe destacar que en la descripción original en la que se define dicha especie se asigna al género *Ramys*.

La presencia de un endolofa continuo en el M2 y casi continuo el M1 (el anterolofa conecta a media altura con el protocono), así como el continuo endolofido lingual en el M1, hacen que el *Vasseuromys* de SA5 sea muy parecido al de SC 109. La presencia del endolofido lingual más desarrollado (completo) en los molares inferiores de SA5 y el endolofa continuo en el M1,2 difieren del material de *V. cristinae* de su localidad tipo (Pico del Fraile 2, cuenca del Ebro). Por ello, se ha optado por clasificarlo como *V. aff. cristinae*.

Vasseuromys rambliensis Ruiz-Sánchez *et al.* 2012 (en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012c)

Localidad: Pico del Fraile 1 (PF1)

Material y medidas: ver Ruiz-Sánchez *et al.* 2012c.

Localidad: Punta del Olmo 73 (PO73).

Material: 1 d4 izq. (PO73-9), 1 m2 der. (PO73-2), 1 D4 der. (PO73-5). 1 P4 izq. (PO73-6), 1 P4 der. (PO73-7), 1 M1 der. (PO73-13), 1 M2 der. (PO73-12) y 1 M3 izq. (PO73-17). Fig. 7.31.

Medidas:

PO73	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	1		1,02		1		0,88	
m2	1		1,63		1		1,53	
D4	1		0,98		1		1,21	
P4	2	1,05	1,09	1,13	2	1,40	1,44	1,48
M1	1		1,63		1		1,79	
M2	1		1,52		1		1,96	
M3	1		1,10		1		1,50	

Descripción:

d4. El anterolóbido no llega a conectarse al protocónido. El mesolóbido es largo, llega hasta el borde labial del diente, y está interrumpido cerca del entocónido. Hay un posterotrópido entre el mesolóbido y el posterolóbido. El valle anterior es más caótico, con una cresta más larga y longitudinal en el lado lingual y otra pequeña cresta en el lado labial.

m2. Diente muy mal conservado por la parte oclusal y lingual (fig. 7.31 a), siendo el lado posterior el mejor conservado. Anterolóbido posiblemente no conectado al protocónido. Se aprecia un largo metalóbido conectado al protocónido. El centrolóbido es largo y está conectado al metacónido. Mesolóbido conectado al entocónido y largo, llegando al borde labial. Posterolóbido largo, conectado al entocónido e hipocónido. Tiene tres o cuatro crestas accesorias: un anterotrópido, una cresta entre el metalóbido y el centrolóbido, un posible segundo centrolóbido, y un posterotrópido.

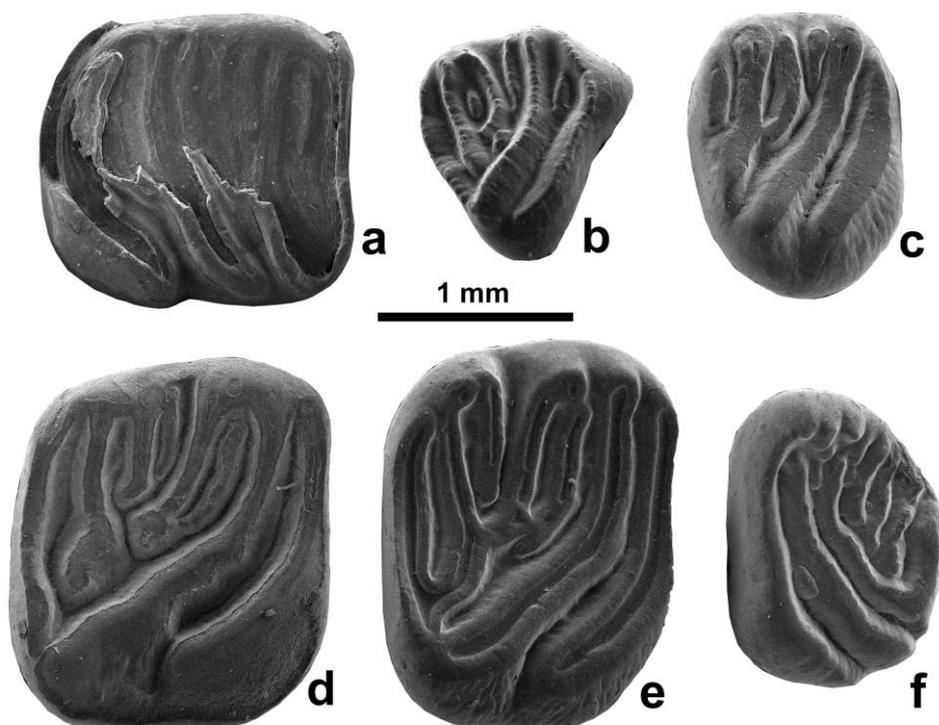


Figura 7.31. *Vasseuromys rambliensis* de Punta del Olmo 73. a: PO73-2, m2 der. b: PO73-5, D4 der. c: PO73-7, P4 der. d: PO73-13, M1 der. e: PO73-12, M2 der. f: PO73-17, M3 izq.

D4. Anterolofos con unión baja con el paracono y no conectados al protocono. Protolofos curvados y conectados al protocono. El precentrolofo es más corto que el postcentrolofo. Metalofos oblicuos, más largos que los centrolofos y no conectados al protolofos. Posterolofos conectados al protocono. Hay tres pequeñas crestas accesorias: una entre el anterolofos y el protolofos (en la parte labial), otra entre el protolofos y el postcentrolofo (en el lado lingual del precentrolofo), y una última cresta extra posterior (entre el postcentrolofo y el metalofos).

P4. Anterolofos no conectados con el protocono. Protolofos conectados con el protocono y, en 1 de los 2 individuos, con el posterolofos. Metalofos conectados con el posterolofos por el lado lingual. El postcentrolofo es más largo que el precentrolofo, y en 1 de los 2 casos está conectado al metalofos.

M1. El anterolofos es largo y no conectado al protocono. Los centrolofos son largos, siendo el precentrolofo más largo que el postcentrolofo. El protolofos está unido al precentrolofo en el lado labial y en el lado lingual un pequeño surco lo separa del posterolofos. El metalofos es transversal, está unido al posterolofos en el metacono, pero no al protocono ni al protolofos. Hay dos crestas accesorias en el trigonio: una cresta extra anterior entre el protolofos y el precentrolofo, unida al precentrolofo en el lado lingual, y otra pequeña cresta entre los dos centrolofos.

M2. El anterolofos es largo y no está conectado ni al protocono ni al paracono, del que le separa un surco. El paracono está dividido en dos cúspides. El protolofos es largo y no está conectado al metalofos. Los centrolofos son relativamente largos, siendo el precentrolofo más largo que el postcentrolofo. El precentrolofo, además, está conectado hacia la mitad al metalofos. El metalofos es transversal, separado del protocono y conectado al posterolofos. El posterolofos está conectado al protocono. Hay una cresta extra anterior entre el protolofos y el precentrolofo.

M3. Anterolofos conectados al paracono. El protolofos y el centrolofo anterior son largos y oblicuos, el precentrolofo está unido al posterolofos. El posterolofos es corto. El metalofos es corto y transversal, sin estar unido al protolofos ni al metalofos. Hay tres crestas accesorias dentro del trigonio, paralelas al metalofos, más una pequeña cresta accesoria o protuberancia entre el anterolofos y el protolofos y otra pequeña cresta entre el protolofos y el precentrolofo, en el lado labial (Fig. 7.31 f). El borde labial presenta un aspecto aserrado, a causa de unas pequeñas cúspides.

Localidad: Cabezo San Antón 3 (CSA3)

Material: 1 d4 izq. (CSA3-2), 1 d4 der. (CSA3-3), 3 m1,2 izq. (CSA3-6, CSA3-24 fragmentado, CSA3-25 fragmentado), 3 m1,2 der. (CSA3-4, CSA3-5, CSA3-25 fragmentado), 1 m3 izq. corroído (CSA3-20), 2 D4 izq. (CSA3-10, CSA3-19 fragmentado), 1 D4 der. fragmentado (CSA3-31), 2 P4 izq. (CSA3-11, CSA3-15), 1 M1 izq. (CSA3-16), 3 M2 izq. (CSA3- 17, CSA3-33, CSA3-34), 1 M1,2 izq. fragmentado (CSA3-35), 1 M1,2 der. fragmentado (CSA3-36), 1 M3 izq. (CSA3-12). Fig. 7.32.

Medidas:

CSA3	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	2	0,73	0,775	0,82	2	0,71	0,75	0,79
m1,2	3	1,60	1,645	1,69	3	1,50	1,60	1,70
m3	1		>1,09		1		>1,31	
D4	1		0,86		1		0,98	
P4	2	1,14	1,195	1,25	2	1,51	1,58	1,65
M1	1		1,58		1		1,92	
M2	2	1,50	1,525	1,55	2	1,87	1,975	2,08
M3	1		1,31		1		>1,70	

Descripción:

d4. El anterolófido está conectado al protocónido en 1 de 2 ejemplares. El mesolófido es largo, llega hasta el borde labial del diente y está conectado al entocónido. El posterolófido aparece en algunos casos conectado al mesolófido, en cuyo caso aparece un posterotrópido intermedio. El valle anterior puede presentar un patrón más caótico, con una o dos crestas (fig. 7.32 a-b).

m1,2. De 6 ejemplares, 3 están muy mal conservados. El anterolófido no está conectado al protocónido. El metalófido es largo y está conectado al metacónido. Un centrolófido largo, que puede estar o no conectado al metacónido, llega o sobrepasa la mitad de la anchura total del diente. Mesolófido largo y conectado al entocónido. Posterolófido largo conectado al entocónido e hipocónido. Hay cuatro crestas accesorias: un anterotrópido (que en ningún caso alcanza una longitud mayor que 1/3 de la anchura total del diente), una cresta entre el metalófido y el centrolófido que en la mayoría de los casos está unida al metacónido, una cresta entre el centrolófido y el mesolófido que desciende desde el borde lingual del diente. y un posterotrópido largo que en 3 de 6 casos está unido al entocónido, en 1 al entocónido y al mesolófido (fig. 7.32 e), en 1 solo al mesolófido (fig. 7.32 c), y en 1 no tiene conexión (fig. 7.32 d).

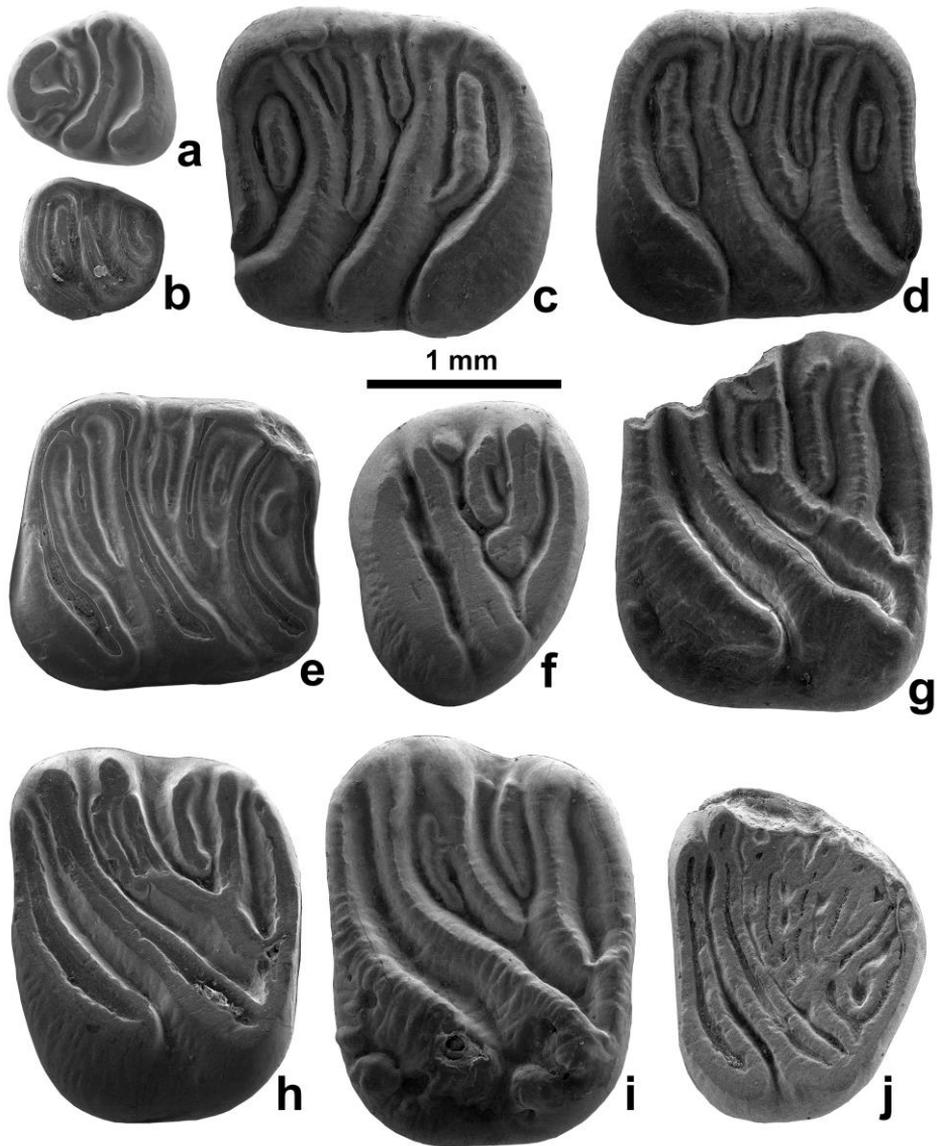


Figura 7.32. *V. ramblensis* de Cabezo San Antón 3. **a:** CSA3-2, d4 izq. **b:** CSA3-3, d4 der. **c:** CSA3-6, m1,2 izq. **d:** CSA3-4, m1,2 der. **e:** CSA3-5, m1,2 der. **f:** CSA3-15, P4 izq. **g:** CSA3-16, M1 izq. **h:** CSA3-17, M2 izq. **i:** CSA3-33, M2 izq. **j:** CSA3-12, M3 izq.

D4. Diente de contorno subtriangular. Anterolofos no conectados al protocono. Protolofo curvo y conectado al protocono. Precentrolofo más corto que el postcentrolofo. Metalofos no conectados al protolofo. Posterolofos conectados al protocono. El trigonio presenta un patrón de crestas accesorias bastante caótico.

P4. Anterolofos no conectados con el protocono. Protolofos conectados con el protocono y no con el posterolofos. Metalofos conectados al posterolofos por el lado lingual pero no por el labial. Posterolofos no conectados al metacono ni al protocono. El postcentrolofos es más largo que el precentrolofos, y en 1 caso de 2 está conectado al metacono. En este último caso hay dos crestas accesorias, una entre el anterolofos y el protolofos y otra entre el postcentrolofos y el metalofos.

M1. Está fragmentado por la esquina anterolabial. El anterolofos es largo y no conectado al protocono. Protolofos largo y conectado al protocono. Los centrolofos son largos. El precentrolofos se une con el metalofos, que a su vez está unido al posterolofos pero no al protolofos. El posterolofos no está unido al metacono. Hay una cresta extra anterior entre el protolofos y el precentrolofos, unida al precentrolofos en dos puntos.

M2. Uno de ellos muy fragmentado, solo conserva el lado posterolingual. El anterolofos es largo y no conectado al protocono ni al paracono. Protolofos largo y conectado al protocono. Los centrolofos son largos, siendo el precentrolofos más largo que el postcentrolofos; ninguno de éstos está conectado ni al paracono ni al metacono. El precentrolofos se une con el metalofos (unión baja o alta), que a su vez está unido al posterolofos pero no al protolofos. El posterolofos no está unido al metacono pero puede estar unido al protocono o separado de éste por un somero surco. Hay una cresta extra anterior entre el protolofos y el precentrolofos, que está unida al precentrolofos en dos puntos en 1 de 2 ejemplares.

M1,2. Son dos dientes muy fragmentados que solo se conservan desde el protolofos hacia el borde posterolabial. El protolofos es largo y está conectado al protocono. Los centrolofos son largos; en 1 de los 2 casos el precentrolofos es más largo que el postcentrolofos y se une con el metalofos. El metalofos a su vez está unido al posterolofos, pero no al protolofos por el lado lingual, pero si tienen una unión hacia la mitad del protolofos. En el otro ejemplar, el metalofos está dividido en dos por un pequeño surco, estando la mitad lingual unida al protolofos. Ni el precentrolofos ni el postcentrolofos están conectados ni al paracono ni al metacono, respectivamente. El posterolofos tampoco está unido al metacono pero puede estar unido al protocono. Un ejemplar presenta tres crestas accesorias: una cresta extra anterior entre el protolofos y el precentrolofos, otra pequeña entre los dos centrolofos, y una pequeña cresta extra posterior entre postcentrolofos y el metalofos. El otro únicamente presenta las dos últimas crestas descritas en el anterior ejemplar.

M3. Diente con la superficie oclusal muy desgastada y el lado labial fragmentado. Anterolofa no conectada al paracono. El protocono es largo y conectada al protocono. Metalofa conectada al posterolofa. Dentro del trigonio se distingue un patrón de crestas accesorias muy complejo.

Observaciones:

En tamaño el *Vasseuromys* descrito en PO73 y CSA3 es ligeramente más grande que *V. rambliensis* de Pico del Fraile 1 (su localidad tipo), y considerablemente superior en tamaño al resto de los representantes del género *Vasseuromys*, con excepción de *V. bachius* (de Fuenmayor 2), que es la especie más grande del género.

Morfológicamente, el material PO73 y CSA3 coincide con el descrito en PF1 por Ruíz-Sánchez *et al.* (2012c); la abundancia de crestas accesorias tanto en los molares inferiores como en los superiores, y el metalofa conectada al posterolofa y no al protocono en los molares superiores, son típicos y diagnósticos de *V. rambliensis*. Por otro lado, este material difiere ligeramente del descrito originalmente por Ruíz-Sánchez *et al.* (2012c) en que tiene el anterotrípido de los m1,2 algo más desarrollado. Consideramos esta característica dentro de la posible variabilidad intraespecífica.

Con este nuevo material de las localidades PO73 y CSA3 se presenta la segunda cita de la especie *V. rambliensis*. Hasta la actualidad, y desde que fue descrito en 2012 solo se conocía su presencia en otra localidad de las Bardenas. Estratigráficamente, las tres localidades en las que se ha encontrado *V. rambliensis* son muy cercanas, situadas todas dentro del cron de polaridad magnética C5Dn (ver capítulo VIII). Este nuevo material amplía el conocimiento sobre la variabilidad intraespecífica que puede tener la especie.

cf. *Vasseuromys* sp.

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2)

Material: Publicado en Ruíz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 D4 (CA2-2/22).

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
D4	1		0,664		1		0,915	

Descripción:

D4. Diente de contorno subtriangular. Anterolofos largo, bajo en la parte lingual y conectado al protocono y al paracono. Protolofo oblicuo, conectado lingualmente en forma de Y a un ligeramente oblicuo metalofo. El postcentrolofo es más largo que el precentrolofo. El precentrolofo es largo e interrumpido. Postcentrolofo conectado al protolofo. Entre los centrolofos no hay crestas accesorias. El metatropo es corto y está unido en el lado lingual al postcentrolofo. El posterolofos es bajo en el lado lingual y está conectado al protocono y al metacono.

Observaciones:

Solo se ha recuperado un único D4 del género *Vasseuromys* en CA2. De todas formas, el contorno subtriangular del espécimen se parece al de algunas poblaciones de varias localidades del Mioceno inferior (MN1 y parte alta de la MN2) de la cuenca del Ebro (Cuenca, 1985; Martínez-Salanova, 1987). El patrón dentario del D4 de CA2 no es tan complicado como el de *Vasseuromys bacchius* Martínez-Salanova, 1987 de Fuenmayor 2 (Martínez-Salanova, 1987), y es más complejo que el de *Vasseuromys autolensis* (Cuenca, 1985) de la localidad de Autol 1.

Familia EOMYIDAE Winge, 1887

Eomyidae indet.

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 M1 (CA2-2/31). Fig. 7.34 a.

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
M1	1		0,649		1		0,663	

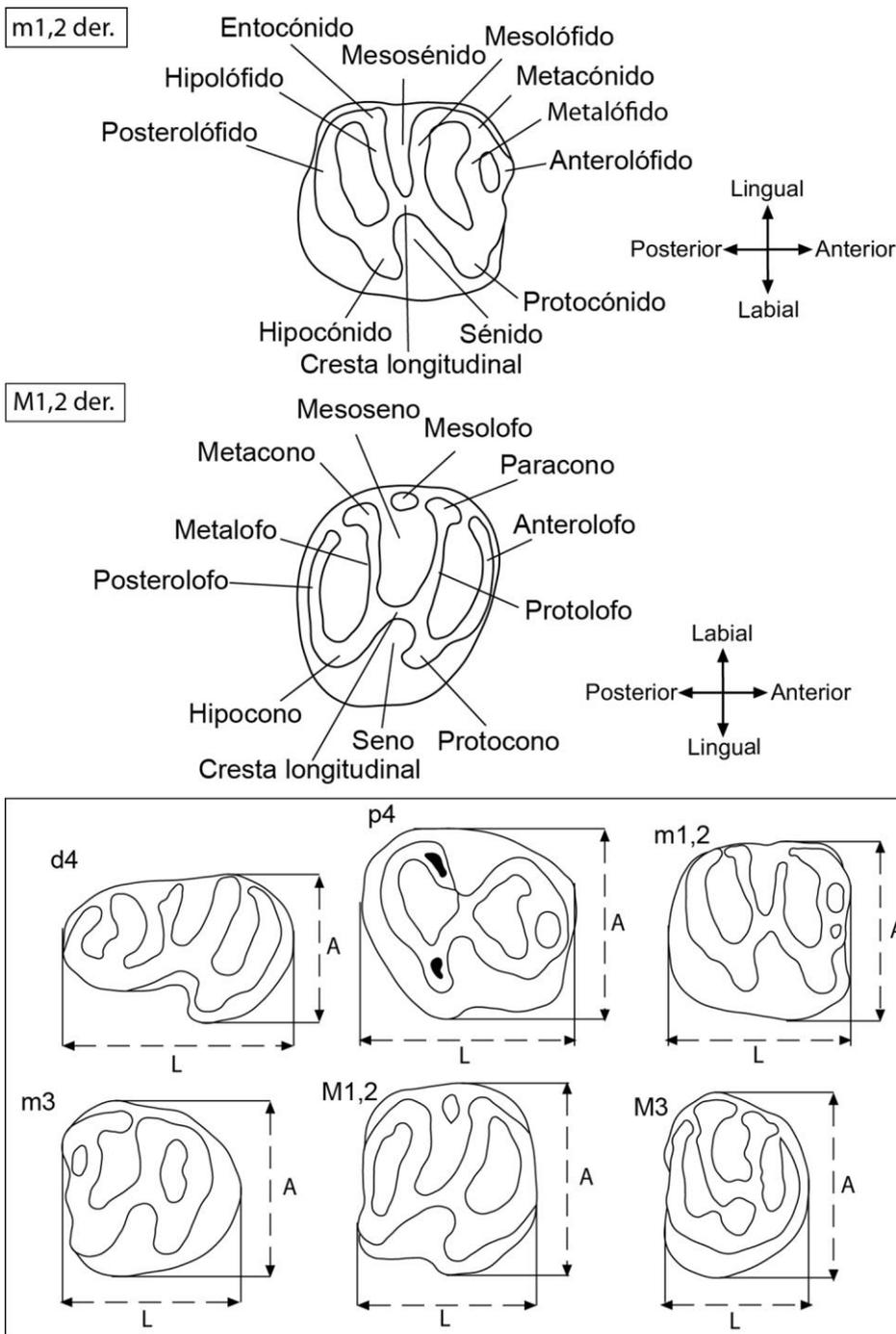


Figura 7.33. Nomenclatura y esquema de medidas utilizado para los eomiidos, donde los parámetros que se han medido son la longitud (L) y la anchura (A) de los dientes. Modificado de Álvarez-Sierra (1987) y Murelaga (2000).

Descripción:

M1. Contorno subrectangular redondeado. El anterolofa está ausente. El protolofa es curvo y bajo. El mesolofa es largo, alcanzando el borde labial, y se conecta con el protolofa. La parte posterolingual del protolofa no está conectada al metalofa. La cresta longitudinal está ausente. El metalofa está conectado al hipocono. El posterolofa es curvo y está conectado al hipocono y al lado posterolingual del metalofa. Los senos labial y lingual están comunicados, formando un valle continuo que se estrecha en el centro por el mesolofa.

Localidad: Punta del Olmo 38 (PO38).

Material: 1 m3 der. fragmentado (PO38-32) y 1 M1,2 izq. fragmentado y desgastado (PO38-33). Fig. 7.34 b-c.

Medidas:

PO38	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m3	1		>0,91		1		>0,96	
M1,2	1		>1,48		1		>1,43	

Descripción:

m3. El anterolofa y el metalofa están conectados en el lado labial y lingual. La cresta longitudinal está presente.

M1,2. Diente de contorno subrectangular. Anterolofa unido al protocono.

Localidad: Punta del Olmo 73 (PO73).

Material: d4. der. (PO73-18).

Medidas:

PO73	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	1		>1,10		1		0,87	

Descripción:

d4. El diente está fragmentado por el lado posterior y tiene un contorno subelipsoidal, siendo más ancho por el lado posterior. Las crestas son estrechas y altas. El anterolóbido, el metalóbido y el mesolóbido se unen tanto lingual como labialmente. El hipolóbido y el posterolóbido están unidos en los dos extremos. La cresta longitudinal une el resto de crestas en el lado lingual. El hipocono está dirigido hacia el lado anterior.

Localidad: Pico del Fraile 1 (PF1).

Material: 1 m3 der. fragmentado (PF1-44) y 1 M1,2 der. fragmentado (PF1-43). Fig. 7.34 d-e.

Medidas:

PF1	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m3	1		>0,59		1		>0,66	
M1,2	1		>1,38		1		>1,08	

Descripción:

m3. Fragmentado por todos los bordes. Crestas finas y valles profundos.

M1,2. El mesolobo, metalobo y posterolobo aparecen unidos en el lado labial. La cresta longitudinal une las tres crestas anteriores también por el lado lingual.

Localidad: Cabezo San Antón 3 (CSA3).

Material: 1 m1,2 der. fragmentado (CSA3-22). Fig. 7.34 f.

Medidas:

CSA3	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1,2	1		>1,03		1		>1,05	

Descripción:

m1,2. Fragmentado por el lado anterior. El hipolóbido y el posterolóbido están conectados en tres puntos.

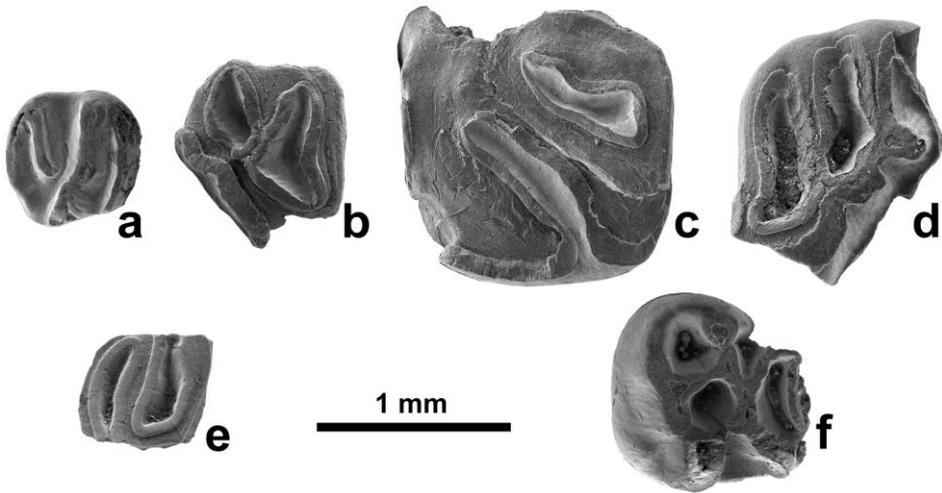


Figura 7.34. a: Eomyidae indet. de Cuesta Aujeros 2, CA2-2/31, M1 izq. b-c: Eomyidae indet. de Punta del Olmo 38. b: PO38-32, m3 der. c: PO38-33, M1,2 izq. d-e: Eomyidae indet. de Pico del Fraile 1. d: PF1-43, M1,2 der. e: PF1-44, m3 der. f: Eomyidae indet. de Cabezo San Antón 3, CSA3-22, m1,2 der.

Observaciones:

En el Mioceno inferior y medio de la Península ibérica destacan cinco géneros de eomiidos: *Eomyops* Engesser, 1979; *Ligerimys* Stehlin y Schaub, 1951; *Pseudotheridomys* Schlosser, 1926; *Rhodanomys* Depéret y Douxami, 1902 y *Ritteneria* Stehlin y Schaub, 1951 (Engesser, 1999).

La morfología general y pequeño tamaño del espécimen CA2-2/31 de la localidad de Cuesta Agujeros 2 es parecida a algunos morfotipos de M1 de los géneros *Rhodanomys* y *Ritteneria*.

El d4 (PO38-18) de Punta del Olmo 38 y los dos molares de Pico del Fraile 1 (PF1-44 y PF1-43) recuerdan a las formas del género *Ligerimys* descritas por Álvarez-Sierra (1987) y Murelaga (2000).

Los especímenes descritos anteriormente están muy mal conservados y este hecho dificulta su identificación, no solo a nivel taxonómico, sino también a la hora de identificar a que pieza dentaria pertenecen los fragmentos. De todas formas, la morfología general recuerda a diferentes especies de la familia Eomyidae, por lo que se ha optado por clasificarlos como tal, sobre todo, debido a la importancia bioestratigráfica que tiene la presencia de esta familia.

Género *Ligerimys* Stehlin y Schaub, 1951

Ligerimys aff. *magnus* Álvarez-Sierra, 1987

Localidad: Cuesta Agujeros 4 (CA4).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 2 d4 (CA4-1/22, CA4-1/23), 1 p4 (CA4-1/11), 4 m1,2 (CA4-1, CA4-1/8, CA4-1/9, CA4-1/10), 3 m3 (CA4-1/16, CA4-1/17, CA4-1/21), 3 D4 (CA4-1/14, CA4-1/18, CA4-1/19), 2 M1 (CA4-2, CA4-1/6), 3 M2 (CA4-1/7, CA4-1/13, CA4-1/15) y 1 M3 (CA4-1/20). Fig. 7.35.

Medidas:

CA4	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	1		1,143		2	0,762	0,781	0,800
p4	1		1,272		1		1,146	
m1,2	4	1,191	1,259	1,337	4	1,150	1,187	1,217
D4	3	1,122	1,155	1,179	3	1,053	1,065	1,073
M1	2	1,022	1,147	1,271	2	1,256	1,347	1,438
M2	3	0,896	0,999	1,130	3	1,160	1,252	1,399
M3	1		0,846		1		0,980	

Descripción:

d4. El anterolófido está bien desarrollado, unido al borde lingual y labial de un metalófido oblicuo. En 1 de 2 casos hay un sénido relativamente grande en el borde anterior. El mesolófido es largo y completo en 1 espécimen y parcialmente incompleto en el otro.

p4. El anterolófido es menor que el metalófido, y ambos están conectados tanto en el lado labial como en el lingual. El mesolófido está parcialmente interrumpido hacia la mitad de la cresta (fig. 7.35 b). El hipolófido y el posterolófido están unidos lingualmente, cerrando el posterosénido.

m1,2. El anterolófido, cuyo tamaño está entre pequeño y mediano, se conecta con el borde lingual y labial del metalófido transverso. El mesolófido es completo. El hipolófido y el posterolófido están unidos en el lado lingual.

m3. El anterolófido es corto y está conectado al metalófido tanto labial como lingualmente. El mesolófido está completamente desarrollado y se une con el metalófido a través del metacónido. El mesosénido está

lingualmente abierto o parcialmente cerrado por una cresta lingual baja. El hipolófidio se conecta lingualmente al posterolófidio en 2 de 3 especímenes. En el tercer molar estas crestas no están conectadas y el hipolófidio se conecta longitudinalmente al posterolófidio mediante una cresta corta.

D4. Las crestas son relativamente estrechas y los valles anchos. El anterolofio y el protofio están aislados labialmente y conectados lingualmente al protocono. El mesolofio está ausente. La cresta longitudinal está presente en los 3 ejemplares. El mesolofio y el posterolofio están separados labialmente. El seno está reducido y dirigido hacia el lado anterior.

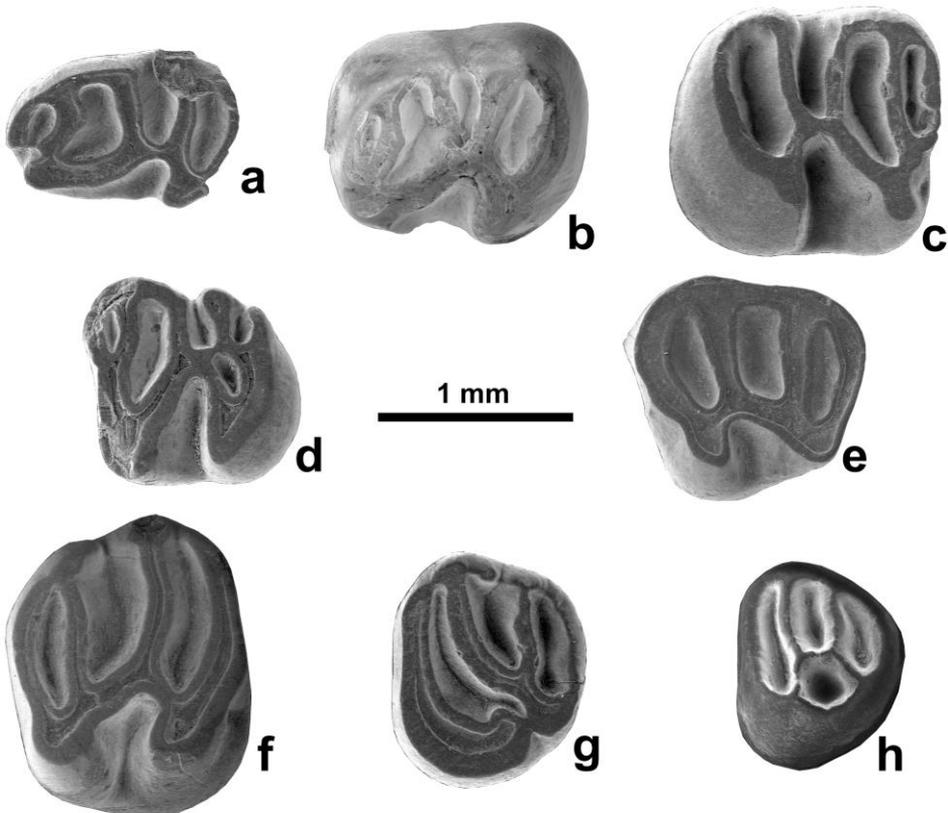


Figura 7.35. *Ligerimys* aff. *magnus* de Cuesta Agujeros 4. **a:** CA4-1/22, d4 izq. **b:** CA4-1/11, p4 izq. **c:** CA4-1/10, m1,2 der. **d:** CA4-1/16, m3 izq. **e:** CA4-1/14, D4 der. **f:** CA4-2, M1 der. **g:** CA4-1/15, M2 izq. **h:** CA4-1/20, M3 izq. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a.

M1. El lado lingual del anterolofos se curva posteriormente. El anterolofos y el protolofos están separados labialmente. El mesolofos está ausente. La pared del mesoseno es de altura media o baja. El metalofos es transverso. El metalofos y el posterolofos están conectados al metacono. El posterolofos se curva labialmente y es transverso en el lado lingual. El seno es relativamente profundo y estrecho, parcialmente orientado hacia el lado anterior.

M2. El lado anterolabial está más elevado que la parte posterior. El anterolofos y el protolofos están labialmente conectados a media altura. El lado lingual del anterolofos se curva ligeramente hacia la parte posterior en 1 caso, dejando el seno lingual abierto. Esta curvatura es más marcada en 2 especímenes, dando lugar a un seno lingual casi cerrado. En estos 2 últimos molares la apertura del seno lingual está desplazada hacia la parte posterior. El protolofos es ligeramente oblicuo en 1 individuo y muy oblicuo en 2. El mesolofos es muy corto en 1 caso y está ausente en 2. El metalofos es transverso (en 1) o muy oblicuo (en 2), formando una Y oblicua en estos últimos casos. El posterolofos está ligeramente curvado labialmente en 1 caso o muy curvado en 2, y se une con el metacono.

M3. El anterolofos y el posterolofos forman una cresta circular. El protolofos y el metalofos son paralelos, conectados labial y lingualmente con la cresta circular, e interconectados entre sí por una cresta longitudinal respecto al eje del diente. No hay seno lingual. Los senos labiales son paralelos y no están conectados entre sí.

Observaciones.

La población de *Ligerimys* encontrada en CA4 se caracteriza por tener un tamaño menor que la población de *Ligerimys magnus* Álvarez-Sierra, 1987 de Bañón 2 y 5, y en general, es también menor que *Ligerimys* aff. *magnus* de Ramblar 3B y 4a.

Una característica excepcional del p4 es la presencia de un mesolofido completo que está interrumpido por la mitad. Esta misma característica está presente en el *L.* aff. *magnus* de Ramblar 3B y 4a y ausente en *L. magnus* (Álvarez-Sierra, 1988). Todos los m1,2 de CA4 presentan mesolofidos completos. Según Álvarez-Sierra (1988), este carácter es abundante en *L.* aff. *magnus* de Ramblar 3B y 4A, donde el 78% y el 80% de los especímenes muestran esta morfología, y mucho menos común en *L. magnus* de Bañón 2, donde solo tiene el mesolofido completo el 42% de la población. En Bañón 5 esta característica no está presente.

Los M2 de CA4 muestran dos morfotipos diferentes. En los dos ejemplares más pequeños el desarrollo posterior del anterolofa, el protolofa y el metalofa, forman un valle entre el anterolofa y el protolofa dirigido hacia el lado posterior. Esta morfología es muy similar a la descrita por Álvarez-Sierra (1988) para *L. magnus* de Bañón 2. El tamaño, especialmente la anchura, del material de CA4 es menor que el de Bañón 2. El segundo morfotipo de M2 de CA4 (con sigla CA4-1/7) no posee esta morfología de valle entre el anterolofa y el protolofa ni un retroceso tan marcado en el seno lingual. Este patrón dentario es muy similar al único morfotipo descrito por Álvarez-Sierra (1988) para *L. magnus* de la localidad de Bañón 5 (Ramblense, zona A) y *L. aff. magnus* de las localidades Ramblar 3B y 4A (Ramblense, zona Z). En tamaño el espécimen CA4-1/7 es parecido a *L. aff. magnus* de Ramblar 3B y 4A.

Las dos morfologías diferentes de los M2 de CA4 pueden indicar la presencia de dos especies del género *Ligerimys* en esta localidad. La diagnosis de *L. magnus* caracteriza la especie por ser de mayor tamaño y tener el M2 con un anterolofa dirigido hacia atrás que casi cierra el seno lingual. Las medidas de los M2 de Bañón 2 y CA4 que tienen esta morfología son muy diferentes. Por otra parte, esta morfología típica del M2 no es única en CA4, ni en Bañón 2 (Álvarez-Sierra, 1988: lámina 23, figuras 7 y 9).

Hasta que no se disponga de más material de CA4 se ha optado por clasificar estos especímenes como *Ligerimys aff. magnus*, siendo conscientes de que difiere de *Ligerimys aff. magnus* de las localidades Ramblar 3B y 4A descritas por Álvarez-Sierra (1988).

Género *Pseudotheridomys* Schlosser, 1826

Pseudotheridomys sp.

Localidad: Cuesta Agujeros 4 (CA4).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 D4 (CA4-1/12). Fig. 7.36 a.

Medidas:

CA4	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
D4					1		1,048	

Descripción:

D4. Molar con cinco lofos. El anterolofa aparece conectado al protolofa por una unión baja en el borde labial. La terminación labial del protolofa no está conectada a la terminación labial del mesolofa. El segundo valle está labialmente abierto. El mesolofa, el metalofa y el posterolofa están conectados en el borde labial. El tercer valle es el más largo de los cuatro. El posterolofa es una pequeña cresta que discurre desde el centro del metalofa y se curva en su extremo labial conectándose con el metalofa. El posteroseno es muy estrecho, siendo el menor de los cuatro valles.

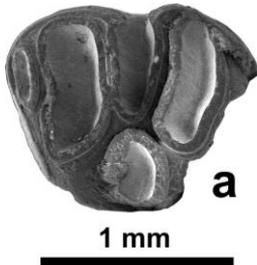


Figura 7.36. a: *Pseudotheridomys* sp. de Cuesta Agujeros 4, CA4-1/12 D4 der. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a.

Observaciones:

La presencia de cinco crestas en este ejemplar es el carácter más representativo, ya que ninguno del resto de los eomiidos de CA4 tienen cinco. Álvarez-Sierra (1988) menciona esta característica exclusivamente en el género *Pseudotheridomys*.

El posterolofa del D4 de CA4 es reducido y está unido labial y lingualmente al metalofa. El resto de taxones de la localidad CA4 indican una edad de Ramblense superior, y en la Península Ibérica la única especie conocida del género mencionado en este intervalo temporal es *Pseudotheridomys fejfari* Álvarez-Sierra y Daams, 1987. Esta especie se ha identificado en las localidades de Bañón 11A y Moratilla 1, además de Rubielos de Mora 2, donde de Bruijn y Moltzer (1974), describen un eomiido con una forma transicional entre *Pseudotheridomys* y *Ligerimys* que posteriormente fue clasificada como *P. fejfari* por Álvarez-Sierra y Daams (1987) y Álvarez-Sierra (1988). El D4 solo se conoce en Rubielos de Mora 2. de Bruijn y Moltzer (1974) describen que tiene cinco lofos o crestas, interconectadas en el borde labial.

Se ha clasificado este ejemplar como *Pseudotheridomys* sp. ya que se dispone de una única pieza dentaria que dificulta una asignación taxonómica exacta.

Familia SCIURIDAE Fischer, 1817

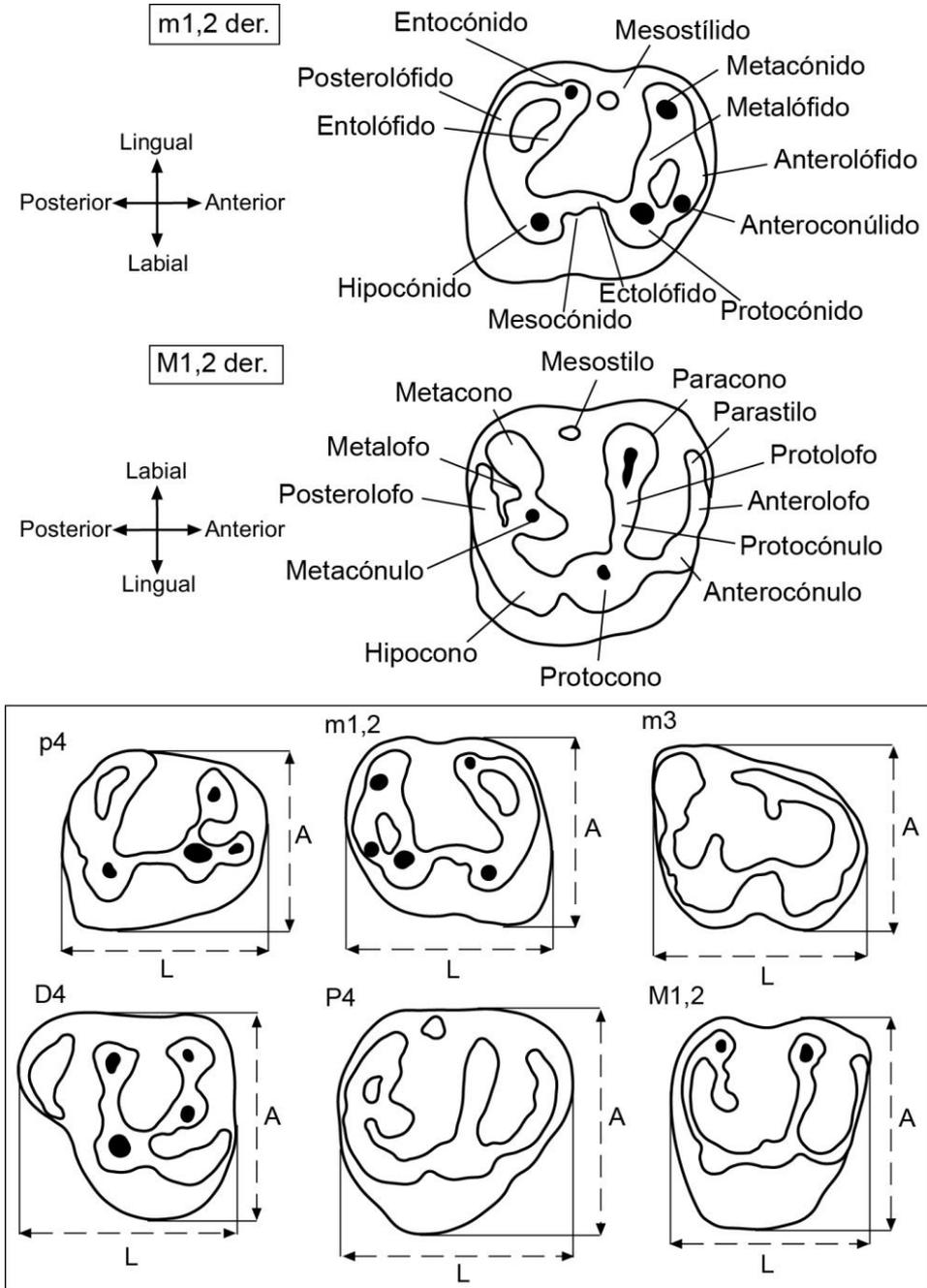


Figura 7.37. Nomenclatura y esquema de medidas utilizado para los esciúridos, donde los parámetros que se han medido son la longitud (L) y la anchura (A) de los dientes. Modificado de Cuenca (1988) y Murelaga (2000).

Género *Heteroxrus* Stehlin y Schaub, 1951

Heteroxerus cf. *paulhiacensis* Black, 1965

Localidad: Cuesta Agujeros 2 (CA2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a. 1 m1,2 (CA2-3/3), 1. D4 izq. (CA2-3/2) y 1 P4 der. (CA2-3/1). Fig. 7.38.

Medidas:

CA2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
m1,2	1		1,416		1		1,277	
D4	1		1,514		1		1,500	
P4	1		1,488		1		1,649	

Descripción:

m1,2. Se trata de un molar muy desgastado. No hay cíngulo anterior. El mesocónido está ausente. Hay un tenue entolófidio.

D4. El anterolofio y el protolofio son bajos. El protolofio está conectado al paracono y al protocono. El metacono y el metacónulo son del mismo tamaño. Una cresta baja conecta el metacónulo con el protocono. El hipocono es alto. El posterolofio es bajo y está conectado al hipocono y al metacono.

P4. El anterolofio es bajo. El protolofio está conectado al paracono y al protocono. El metacono y el metacónulo son de tamaño similar. Una cresta de baja altura une el metacónulo con el protocono. El hipocono es alto. El posterolofio está conectado al hipocono y al metacono.

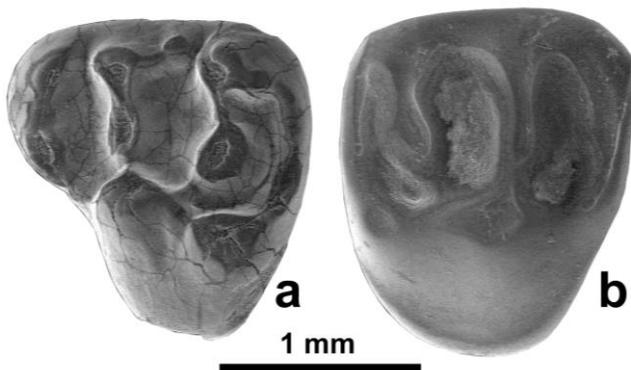


Figura 7.38.
Heteroxerus cf.
paulhiacensis de
Cuesta Agujeros 2.
a: CA2-3/2, D4 izq.
b: CA2-3/1, P4 der.
Modificado de Ruiz-
Sánchez *et al.* 2012a.

Observaciones:

El tamaño del material de Cuesta Agujeros 2 entra dentro del rango de *Heteroxerus paulhiacensis* Black, 1963 de las localidades Coderet (Hugueney, 1969) y Santa Cilia (Álvarez-Sierra *et al.* 1991), y también del de *Heteroxerus rubricati* Crusafont, Villalta y Truyols, 1955 (Cuenca, 1988).

Morfológicamente, el escaso material de CA2 se caracteriza por la conexión entre el metacónulo y el protocono en el D4 y P4. Esta conexión no es muy frecuente ni en *H. rubricati* ni en *Heteroxerus lavocati* Hugueney, 1969 y es más frecuente en *H. paulhiacensis* (Cuenca, 1988; Cuenca, 1991; Black, 1965; Álvarez-Sierra, 1991).

De todas formas, el escaso material de esta localidad impide realizar una determinación taxonómica más exacta.

Género *Spermophilinus* de Bruijn y Mein, 1968

Spermophilinus besana Cuenca, 1988

Localidad: Pico del Fraile 2 (PF2).

Material: Publicado en Ruiz-Sánchez *et al.* 2013. 3 d4 (PF2-32, PF2-33, PF2-34), 1 p4 (PF2-35), 4 m1,2 (PF2-36, PF2-37, PF2-38, PF2-39), 2 m3 (PF2-40, PF2-144), 1 P4 (PF2-29) y 5 M1,2 (PF2-26, PF2-27, PF2-28, PF2-30, PF2-31). Fig. 7.39.

Medidas:

PF2	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
d4	3	1,18	1,32	1,43	3	1,00	1,15	1,24
p4	1		1,64		2	1,39	1,43	1,48
m1,2	0				2	1,42	1,57	1,73
m3	2	1,86	1,19	2,12	2	1,79	1,81	1,83
P4	0				1		1,21	
M1,2	4	1,30	1,47	1,56	4	1,69	1,86	2,00

Descripción:

d4. Contorno triangular cuneiforme. La parte posterior es más ancha que la anterior. El protocónido, metacónido e hipocónido están bien desarrollados y son prominentes. El entocónido no destaca en el posterolófico (en 2 casos) o es una pequeña protuberancia (en 1 caso). El anteroconúlido es visible y se conecta al protocónido por una pequeña cresta. De las crestas transversales, el posterolófico es la principal. El metalófico está reducido puesto que el protocónido y el metacónido están muy cerca el uno del otro. El ectolófico es bajo. El sénido está muy reducido.

p4. Contorno subtrapezoidal. La parte posterior es más ancha que la anterior. El protocónido, metacónido e hipolofúlido son las cúspides más prominentes y mejor desarrolladas. El entocónido se reduce a un pequeño engrosamiento del posterolófico. El metalófico es corto y conecta el protocónido con el metacónido. El ectolófico es algo más alto que en el d4 y bordea un sénido más profundo que el del d4. El mesocónido está ausente. El posterolófico es alto y completo.

m1,2. Contorno romboidal, con el borde posterolingual redondeado. El protocónido, metacónido e hipocónido son las cúspides mejor desarrolladas. El entocónido no está engrosado. El metalófico está completo (en 2 casos) e interrumpido cerca de la base del metacónido (en 1 ejemplar). El ectolófico es de tamaño medio con un mesocónido redondeado y no muy desarrollado. El posterolófico es alto y completo.

m3. Es más estrecho por el lado posterior. El protocónido, metacónido e hipocónido son las cúspides más prominentes y con mejor desarrollo. El entocónido es un ligero engrosamiento del posterolófico. El anteroconúlido es muy pequeño en 1 individuo, y está conectado a la base del protocónido o ausente en el otro ejemplar. El anterolófico es recto y está conectado a la base del protocónido. El metalófico es corto. El ectolófico tiene una altura mediana, con un mesocónido bien definido que delimita un sénido somero y bifurcado. El posterolófico es alto y completo.

P4. Contorno subtriangular redondeado. El anterolofio es corto y está aislado, no conectado al protocono. El protocono, paracono y metacono son las únicas cúspides. El protolofio es ligeramente oblicuo y el metalofio y posterolofio muy oblicuos. El grado de desgaste impide observar más detalles.

M1,2. Contorno subrectangular. Hay tres cúspides principales: protocono, paracono y metacono. Las cuatro crestas transversales (anterolofo, protolofo, metalofo y posterolofo) son continuas. El anterolofo y posterolofo son crestas bajas, siendo el primero más bajo que el segundo. El anterolofo se conecta a la base de protocono por una unión baja (en 2 individuos) o una unión media (en 1 ejemplar). El protolofo es ligeramente anterior y oblicuo. El metalofo es oblicuo. En 1 espécimen de 2 hay un pequeño mesostilo.

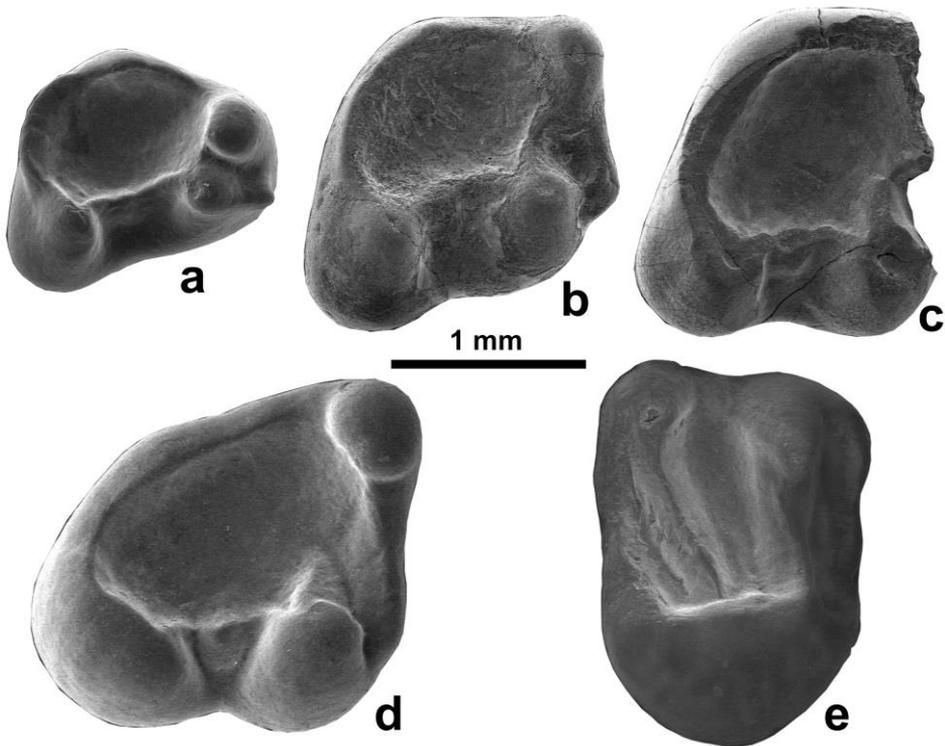


Figura 7.39. *Spermophilinus besana* de Pico del Fraile 2. **a:** PF2-33, d4 der. **b:** PF2-39, m1,2 der. **c:** PF2-36, m1,2 der. **d:** PF2-40, m3 der. **e:** PF2-26, M1,2 der. Modificado de Ruiz-Sánchez *et al.* 2013.

Observaciones:

Algunos autores han utilizado incorrectamente el término “*besanus*” en lugar de “*besana*” para referirse a la especie *Spermophilinus besana* Cuenca, 1988. Esto se debe a que han considerado la palabra “*besana*” como adjetivo y no como sustantivo que es en lengua castellana, haciendo referencia a “surco” y siendo esta la palabra empleada por Cuenca (1988) para definir la especie (Ruiz-Sánchez *et al.* 2013).

El género *Spermophilinus* ha sido considerado como sinónimo menor de *Csakvaromys Kretzoi*, 1951 por algunos autores como Kretzoi y Fejfar (2004). Posteriormente de Bruijn y Bosna (2012) mantuvieron la nomenclatura original por el bien de la estabilidad. Al no tratarse de un objetivo de esta tesis el esclarecer la nomenclatura de este género, se ha utilizado la nomenclatura propuesta por Cuenca (1988) en la diagnosis original.

Actualmente, el género *Spermophilinus* engloba cuatro especies: *S. besana*, *Spermophilinus bredai* (von Meyer, 1848), *Spermophilinus giganteus* de Bruijn *et al.*, 1970 y *Spermophilinus turolensis* de Bruijn y Mein, 1968. Las primeras dos especies mencionadas se conocen en el Mioceno inferior y medio (*S. besana* en la MN4 y la parte baja de la MN5 y *S. bredai* desde la parte alta de la MN5 hasta la MN8) (Cuenca, 1988). Las otras dos especies son típicas del Mioceno superior (de Bruijn, 1999). Las diferencias entre las dos especies comunes en el Aragoniense se reducen al tamaño y a pequeñas variaciones morfológicas (Cuenca, 1988).

Las diferencias entre *S. besana* y *S. bredai*, según Cuenca (1988) radican en que este primero tiene en los molares inferiores el anterolóbido separado del protocónido, el sénido relativamente profundo, el entocónido inexistente y el metalóbido es inexistente o muy reducido. En lo referente a los molares superiores, *S. besana* tiene el anterolobo aislado, el metacónulo es inexistente y en general tiene menor tamaño que *S. bredai*. Ziegler (2005) argumenta que estas características son difíciles de utilizar para la diferenciación entre ambas especies.

En tamaño y morfología el material de Pico del Fraile 2 se parece a *S. besana* de Cuenca (1988), sobre todo en el desarrollo del mesocónido en los molares inferiores. Por el contrario, en los molares inferiores de *S. bredai* el mesocónido es más o menos grueso y delimita un sénido bifurcado. Los p4 de PF2 no tienen mesocónido y en los m1,2 el mesocónido presenta un desarrollo menor que en *S. bredai* de Calatayud-Montalbán. Sin embargo, la presencia de un anterolobo conectado al protocono en el M1,2 es característico de *S. bredai*.

El estudio morfológico y biométrico del material de las poblaciones del Aragoniense del género *Spermophilinus* muestran un cambio gradual en morfología y tamaño en ambas especies (Cuenca, 1988). Se aprecia un aumento en el tamaño, una reducción en la longitud de las crestas de los molares superiores (anterolobo y posterolobo) y un aumento de la

complejidad en el patrón general de los molares inferiores (mesocónidos más grandes, sérido bifurcado y metalófidio más largo).

Se ha optado por clasificar tentativamente el material de PF2 como *Spermophilinus besana* debido al tamaño, a pesar de que el desarrollo del anterolofio en los molares superiores y el metalófidio en los inferiores indican una morfología más derivada que las típicas poblaciones del Aragoniense inferior.

Spermophilinus sp.

Localidad: Punta de Riantón 113 (PR113).

Material: 1 D4 izq. (PR113-32) y 2 M1,2 izq. (PR113-26, PR113-27). Fig. 7.40 a-b.

Medidas:

PR113	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
D4	1		1,11		1		1,01	
M1,2	2	1,48	1,53	1,58	1		2,06	

Descripción:

D4. Contorno triangular con un parastilo proyectado hacia la parte anterior. Las tres cúspides principales son el protocono, el paracono y el metacono. Hay un metacónulo reducido. Hay dos crestas transversales de poca altura: el anterolofio y el posterolofio. El metalofio es completo y fino, se curva ligeramente hacia el lado anterior y acaba uniéndose al protocono. El protolofio se une con la parte anterior del protocono.

M1,2. Contorno subtriangular. Se diferencian tres cúspides principales: protocono, paracono y metacono. Hay un pequeño metacónulo como parte de un engrosamiento del metalofio. Hay cuatro crestas transversales completas: anterolofio, protolofio, metalofio y posterolofio. El anterolofio y el posterolofio tienen poca altura en comparación con las otras dos, y están situadas a lo largo del borde anterior y posterior del diente formando una muralla baja. El anterolofio está ligeramente aislado del protocono por un surco estrecho (fig. 7.40 a). El protolofio se curva ligeramente hacia el lado anterior. El metalofio es recto y está unido al protocono. Hay un pequeño mesostilo unido al metacono.

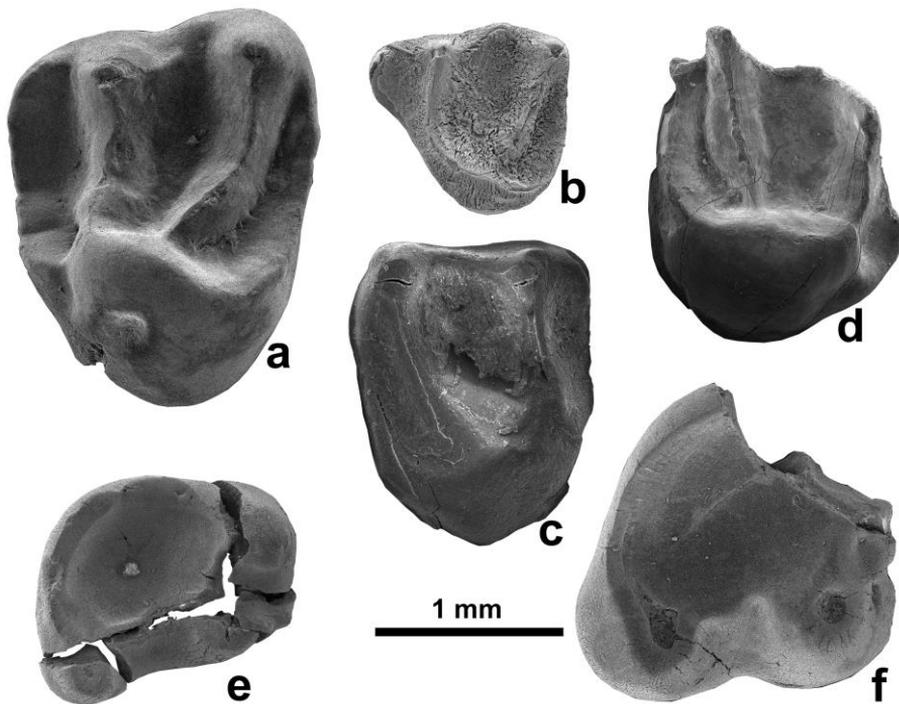


Figura 7.40. a-b: *Spermophilinus* sp. de Punta de Riantón 113. a: PR113-26, M1,2 izq. b: PR113-32, D4 izq. c-f: *Spermophilinus* sp. de Loma Negra 64: c: LN64-56, M1,2 der. d: LN64-131, M1,2 der. e: LN64-132, p4 der. f: LN64-133, m1,2 der.

Localidad: Loma Negra 64 (LN64).

Material: 1 p4 der. (LN64-132), 1 m1,2 der. (LN64-133), 2 M1,2 der. (LN64-56, LN64-131). Fig. 7.40 c-f.

Medidas:

LN64	n	L. mín.	L. med.	L. máx.	n	A. mín.	A. med.	A. máx.
p4	1		1,43		1		1,09	
m1,2	2	1,36	1,385	1,41	1		1,69	
M1,2	1		1,82		0			

Descripción:

p4. El lado posterior es más ancho que el anterior. Se distinguen tres cúspides: metacónido, protocónido e hipocónido. El protocónido y el metacónido están unidos por un metalófido. Se aprecia un pequeño anteroconúlido unido al protocónido. No se diferencia el entocónido. Un largo y estrecho posterolófido une el hipocónido con el metacónido.

m1,2. Está fragmentado por el lado anterolingual. El lado posterolingual es redondeado. En el fragmento conservado se distinguen el protocónido e hipocónido. Se distingue un anterocónulido relativamente grande junto al protocónido. Hay un pequeño mesocónido. El valle central es liso y amurallado por el posterolóbido.

M1,2. Contorno subrectangular redondeado. Tiene las tres cúspides principales bien desarrolladas: protocono, paracono y metacono. En 1 ejemplar de 2 se distingue un pequeño engrosamiento del metalofo, formando un metacónulo (fig. 7.40 c). Hay cuatro crestas transversales completas: anterolofo, protolofo, metalofo y posterolofo. El anterolofo y el posterolofo tienen menos altura que el protolofo y el metalofo. El anterolofo está conectado al protocono por una unión baja y marginal (fig. 7.40 c, d). El protolofo y el metalofo son relativamente rectos y están unidos al protocono.

Localidad: Sancho Abarca 5 (SA5).

Material: 1 molar inferior fragmentado (SA5-22).

Descripción:

m. Solo se conserva la parte central. El valle central está formado por una cuenca profunda bordeada por murallas continuas. A pesar de estar fragmentado se observan el protocónido, metacónido e hipocónido. El entocónido es solo un pequeño engrosamiento del posterolóbido. El ectolóbido es alto.

Observaciones:

El material descrito en PR113, LN64 y SA5 es bastante escaso y, en gran parte, está fragmentado. Las crestas estrechas, la ausencia de hipocono y el metalofo completo en los molares superiores y la cuenca bordeada por muros en los molares inferiores son típicos de *Spermophilinus*.

Respecto al tamaño cabe destacar que es pequeño, entrando en el rango, o incluso en algunos casos siendo menor (como el D4 de PR113), que *S. besana*. Por otro lado, algunos rasgos son más propios de *S. bredai*, como el desarrollo del metalóbido en el p4 de LN64 o la pequeña unión del anterolofo con el protocono. Por ello, y debido a la escasez del material, se ha optado por clasificarlo como *Spermophilinus sp.*

Capítulo VIII

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

En el presente capítulo se presentan los resultados del estudio magnetoestratigráfico realizado. En primer lugar, se muestran los datos de la desmagnetización térmica progresiva de la magnetización remanente natural (NRM) de las secciones de Cabezo Carbonera, Cuesta Agujeros (parte baja) y Punta del Olmo. A partir de dichos datos se identifica y calcula la dirección característica (ChRM) de las muestras estudiadas. La ausencia de buzamientos significativos en la zona de estudio no permite realizar el test del pliegue con el fin de establecer la edad relativa de la magnetización característica. En este contexto (ver Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés *et al.* 2002 y 2004; Valero *et al.* 2014; Pérez-Rivarés, 2016), es su distribución en proyección estereográfica la que permite, unido a una ausencia de correlación entre propiedades direccionales y litología, establecer el carácter primario de la ChRM. Posteriormente se determinan las latitudes de los paleopolos geomagnéticos virtuales (VGP) correspondientes a cada muestra, y se establece la secuencia de cambios de polaridad magnética para las tres series estudiadas. Por último, se correlacionan estas secciones con las publicadas anteriormente por Larrasoña *et al.* (2006), se establece una sección magnetoestratigráfica compuesta para la Formación Tudela, y se correlaciona dicha serie compuesta con la escala de tiempo de polaridad magnética GPTS 2012 (Ogg, 2012).

Los diagramas Zijderveld y las gráficas de caída de intensidad revelan que el conjunto de las muestras tiene tres componentes, al igual que ocurre en la mayoría de las muestras estudiadas en el Mioceno de la cuenca del Ebro (Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés *et al.* 2002 y 2004; Valero *et al.* 2014; Pérez-Rivarés, 2016) (fig. 8.1). La primera componente se elimina por debajo de los 150 °C y tiene una orientación variable (fig. 8.1, p. ej. muestras CC13-1A y CC33-1A) que en bastantes casos es subparalela a la dirección de muestreo. Dicha componente se interpreta, en consecuencia, como una componente viscosa inducida a menudo durante el muestreo. A partir de unos 150 °C se identifica la

segunda componente, que se desbloquea entre los 300 °C y 420 °C en la mayoría de los casos aunque en algunas lutitas rojas no se llega a eliminar completamente hasta alcanzar los 500 °C (fig. 8.4, p. ej. muestras CA50-1A y CA56-1A). Esta segunda componente presenta siempre direcciones norteadas e inclinaciones positivas en torno a 55-60°; se interpreta como una magnetización reciente relacionada con el campo magnético actual y carente de significado geológico para el tema de estudio, en consonancia con lo propuesto en trabajos anteriores (Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés *et al.* 2002 y 2004; Valero *et al.* 2014; Pérez-Rivarés, 2016).

La tercera componente, identificada como la ChRM, es la que se desbloquea a mayor temperatura. Su comportamiento varía en función de la litología. Así, en las calizas y algunas lutitas grises dicha componente se desbloquea normalmente entre 300° y 420 °C. Por el contrario, las lutitas de tonos marrones, amarillas y naranjas, así como la mayor parte de las grises, se desbloquean por debajo de 540-580 °C (fig. 8.1, p. ej. muestras CC-27-1B y CC33-1A), mientras que las lutitas más rojas presentan temperaturas de desbloqueo que alcanzan los 660 °C (fig. 8.4, p. ej. muestras CA65-1B y CA56-1A). Estas temperaturas de desmagnetización son muy parecidas a las registradas en otros estudios paleomagnéticos del Mioceno de la cuenca de Ebro (como p. ej. en Larrasoña *et al.* 2006; Valero *et al.* 2014 y Pérez-Rivarés, 2016), e indican que la magnetita y la hematites son los principales minerales magnéticos portadores de la ChRM. En aquellos casos en los que tanto la magnetita como la hematites están presentes (fig. 8.1, p. ej. muestras CC13-1A, CC15-1A y CC17-1A), ambos minerales registran la misma dirección. A diferencia de la temperatura de desbloqueo, la dirección de la ChRM no presenta una relación clara con la litología. Así, encontramos tanto direcciones norteadas con inclinaciones positivas (fig. 8.1, p. ej. CC13-1A y CC15-1A) como declinaciones cercanas a 180° e inclinaciones negativas independientemente de la litología fig. 8.1, p. ej. CC33-1A y CC27-1B).

Para el cálculo de la ChRM se han diferenciado tres categorías en función de la calidad que presentan los gráficos de desmagnetización. Las muestras de la categoría “tipo 1” muestran una dirección muy estable, que presenta una caída progresiva definida por numerosos pasos y directa al origen del diagrama de desmagnetización (por ejemplo: fig. 8.1, muestra CC15-1A).

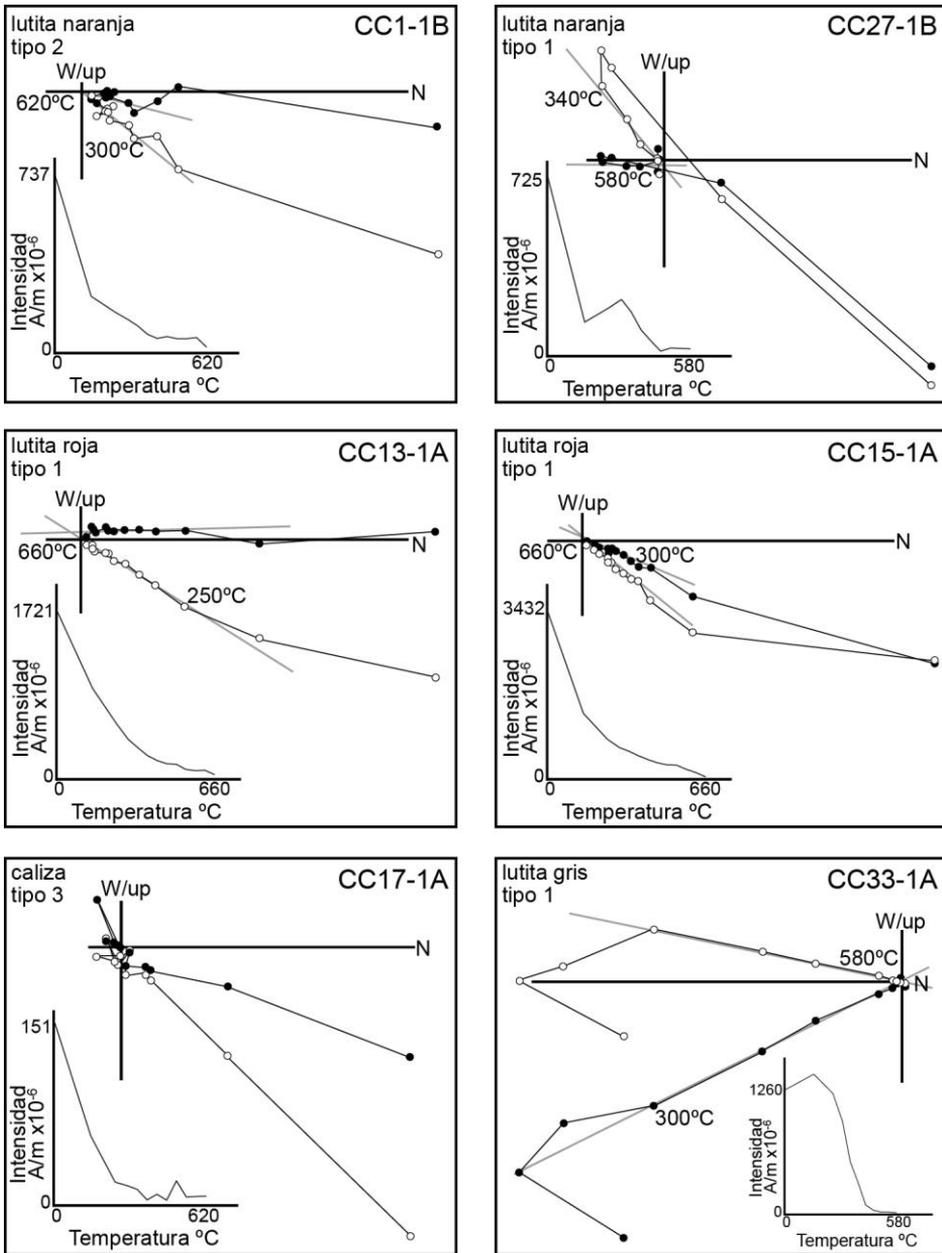


Figura 8.1. Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal (o diagramas Zijderveld) de la sección de Cabezo Carbonera. Los círculos representan cada uno de los pasos de desmagnetización, donde los círculos blancos indican la inclinación mientras que los negros la declinación. La gráfica adyacente a cada diagrama Zijderveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura.

En estos casos en los que las direcciones están tan bien determinadas no se ha forzado el cálculo de la ChRM al origen (fig. 8.1, p. ej. muestras CC-13-1A, CC15-1A, CC33-1A). Las muestras de “tipo 2” presentan una dirección menos rectilínea, que permite, en cualquier caso, una determinación fiable de la polaridad y un cálculo fiable de la dirección característica (p. ej.: fig. 8.1, muestra CC1-1B). En este caso, especialmente en aquellas situaciones en las que el crecimiento de nuevas fases minerales no permite el desbloqueo completo de la magnetización, las direcciones han sido calculadas incluyendo el origen de coordenadas. Las muestras de “tipo 3”, por último, dan direcciones más erráticas cuya polaridad no puede establecerse con la fiabilidad deseable (p. ej.: fig. 8.1, muestra CC17-1A). En los siguientes apartados se describen brevemente los resultados obtenidos en cada sección estudiada.

8.1 SECCIÓN DE CABEZO CARBONERA

En esta sección se ha determinado la ChRM de 31 muestras. De éstas, 13, 11 y 7 han sido consideradas como tipo 1, 2 y 3, respectivamente (ejemplos de gráficos de desmagnetización en la fig. 8.1). De las 24 muestras en que la polaridad se puede interpretar claramente, 16 dan una dirección normal y 8 indican una polaridad inversa.

La figura 8.2 representa en proyección estereográfica la ChRM de estas 24 muestras. Las 16 muestras de polaridad normal tienen una dirección media de 016/44 mientras que las 8 muestras de polaridad inversa dan una dirección media de 178/-23. Ambas direcciones se pueden considerar antipodales a grandes rasgos, teniendo en cuenta el error asociado (α_{95}) a dichas direcciones medias. Considerando que la Península Ibérica no ha sufrido rotaciones desde el Mioceno, y que su latitud ha variado apenas 3° (Smith, 1996), la dirección paleomagnética de referencia para el Mioceno inferior-medio se puede estimar en torno a 005/56° (Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés, 2016). Se observa como la declinación media de la ChRM es subparalela a la declinación de referencia, teniendo en cuenta los errores asociados, tanto para la componente normal, como inversa de la ChRM. Por el contrario, la inclinación media de las componentes normal e inversa de la ChRM es significativamente menor, unos 12° y 33° respectivamente, con respecto a la dirección de referencia. Este error en la inclinación de la ChRM

sugiere que la ChRM es una magnetización de origen detrítico (Butler, 1992; Opdyke y Chanel, 1996; Gubbins y Herrero-Bervera, 2007). En cualquier caso, el hecho de que el error de inclinación sea mayor para la ChRM de polaridad inversa, indica un solapamiento parcial de la ChRM con la magnetización que registra el campo actual (Butler, 1992; Opdyke y Chanel, 1996; Langereis *et al.* 2010).

En la figura 8.3 se muestran los valores de declinación y de inclinación de la ChRM, así como de la latitud del VGP de todas las muestras de la sección de Cabezo Carbonera. Se observa cómo la serie se puede dividir en un tramo inferior de polaridad normal y un tramo superior de polaridad inversa cuyo límite se sitúa en el metro 53.45, tomando éste como el punto medio entre la última muestra de polaridad normal y la primera de polaridad inversa. Siguiendo la nomenclatura de Larrasoaña *et al.* (2006), y basándonos en la correlación entre las diferentes secciones (ver anexo III), estas magnetozonas se han denominado N2 y R2, respectivamente. El hecho de que esta secuencia de magnetozonas sea independiente de cambios litológicos, unido a la antipodalidad de las direcciones medias normales e inversas, apunta a un origen primario para la ChRM. Dentro de R2, en torno a los metros 70 y 80, se han identificado dos inversiones registradas por una única muestra de primera calidad.

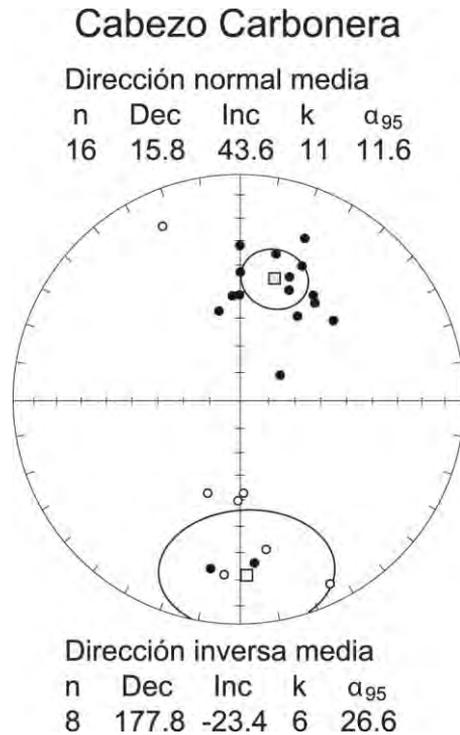


Figura 8.2. Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características de las muestras de tipo 1 y 2 para la sección de Cabezo Carbonera. Los puntos negros representan las direcciones proyectadas en el hemisferio inferior, mientras que los blancos representan las direcciones proyectadas en el hemisferio superior. Los cuadrados indican las direcciones medias calculadas con su correspondiente α_{95} asociado.

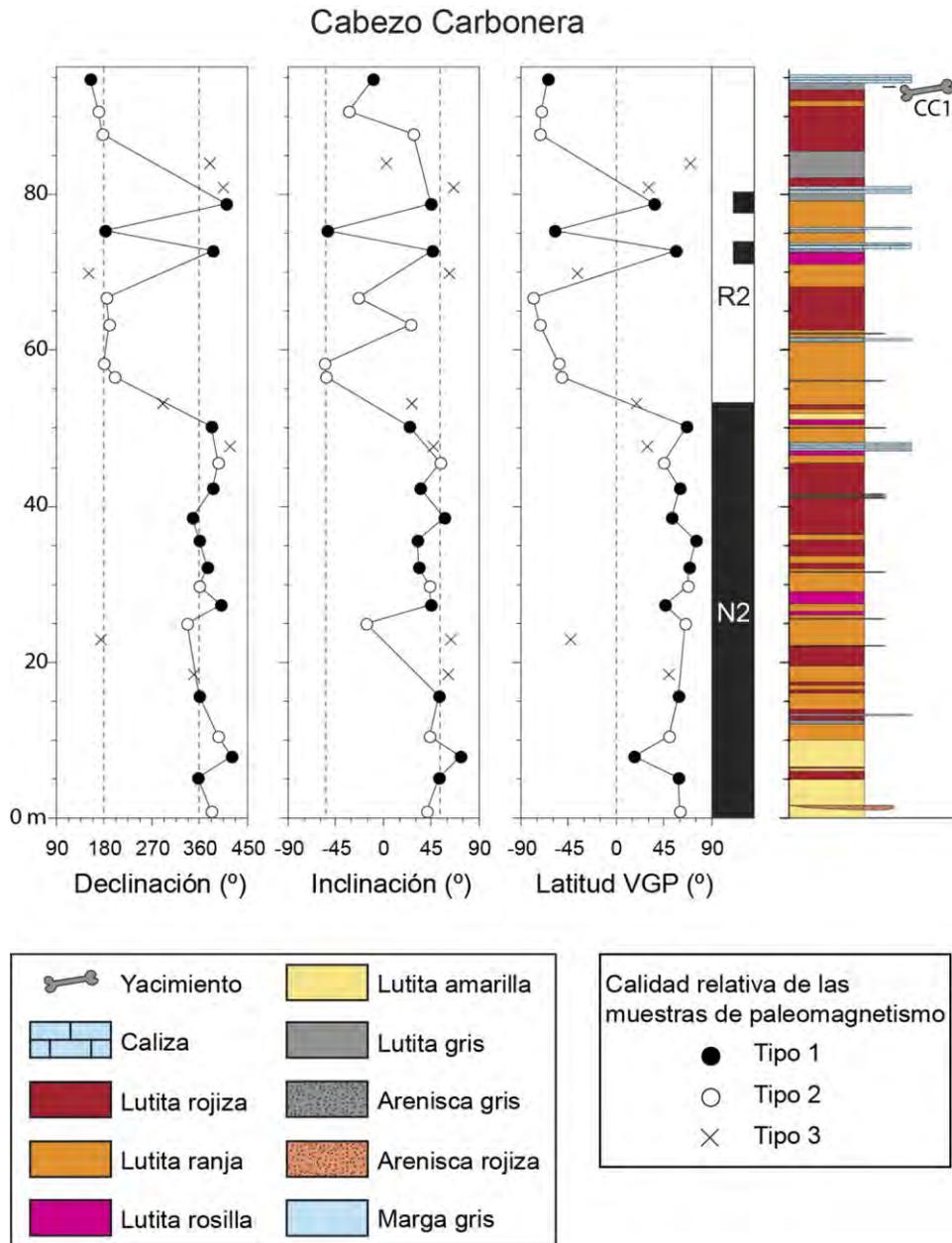


Figura 8.3. Magnetoestratigrafía de la sección de Cabezo Carbonera, con la ubicación del yacimiento CC1. El intervalo negro (N2) corresponde a polaridad normal y el blanco (R2) a polaridad inversa.

8.2 SECCIÓN DE CUESTA AGUJEROS

En esta sección se ha determinado la dirección de la ChRM en 43 muestras, de las cuales 18, 14 y 11 se han considerado como tipo 1, 2 y 3, respectivamente (fig. 8.4). De las 32 muestras de primera y segunda calidad, 17 indican una dirección normal, y 15 una dirección inversa.

En la figura 8.5 se presenta la proyección estereográfica de la ChRM de las 32 muestras de tipo 1 y 2. Las direcciones medias de las 17 muestras de polaridad normal y las 15 muestras de polaridad inversa son, respectivamente 004/42 y 187/-31. Al igual que en el caso anterior, se observa como ambos conjuntos de muestras pueden considerarse antipodales. El error de la inclinación en este caso es ligeramente menor, 14° y 25° respectivamente, para la dirección media normal e inversa de la ChRM.

En la figura 8.6 se muestran los valores de declinación, inclinación y latitud del VGP de los 117 metros que conforman la parte estudiada de la sección de Cuesta Agujeros. Se han identificado claramente dos inversiones de polaridad, en los metros 12,45 y 79,2. Estas inversiones marcan la presencia de dos tramos de polaridad normal, en la base y techo de la serie (N2 y N3), y un tramo inverso (R2) en la parte intermedia de la misma. Al igual que en la sección de Cabezo Carbonera, la independencia de los cambios de polaridad respecto a los cambios litológicos, unido a la antipodalidad de las direcciones normales e inversas, apuntan a un origen primario para la ChRM. Además, en la parte alta de R2 se ha identificado una pequeña inversión registrada únicamente por una muestra de segunda calidad.

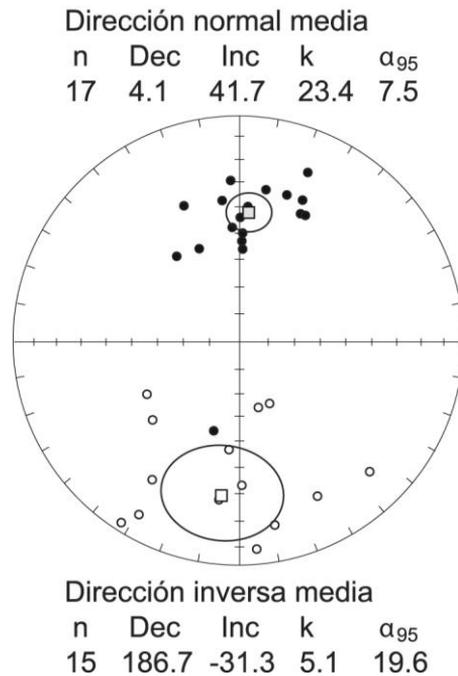


Figura 8.5. Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características de las muestras de tipo 1 y 2 para la sección de Cuesta Agujeros. Los puntos negros representan las direcciones proyectadas en el hemisferio inferior, mientras que los blancos representan las direcciones proyectadas en el hemisferio superior. Los cuadrados indican las direcciones medias calculadas con su correspondiente α_{95} asociado.

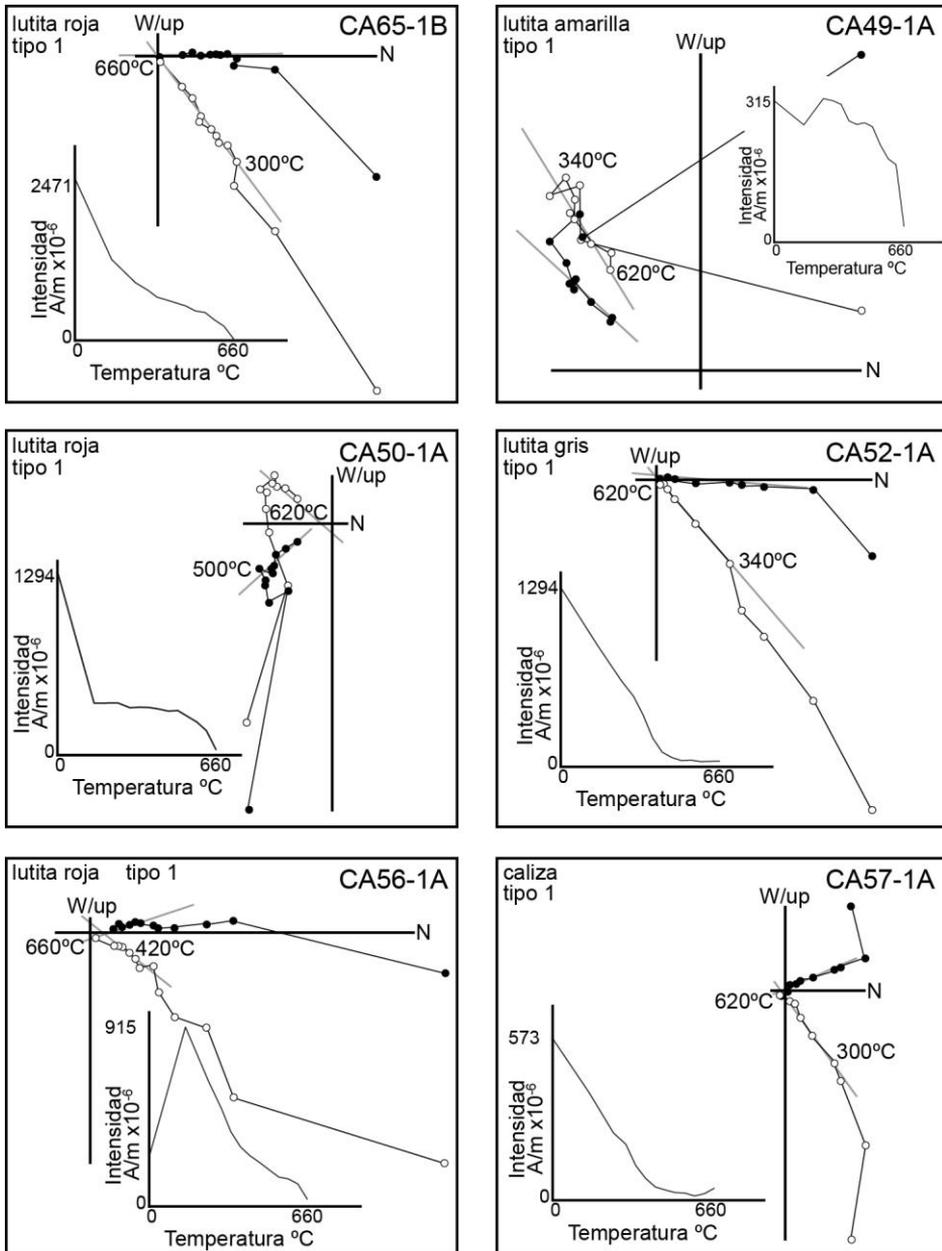


Figura 8.4. Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal (o diagramas Zijderveld) de la sección de Cuesta Agujeros. Los círculos representan cada uno de los pasos de desmagnetización, donde los círculos blancos indican la inclinación y los negros la declinación. La gráfica adyacente a cada diagrama Zijderveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura.

Cuesta Agujeros

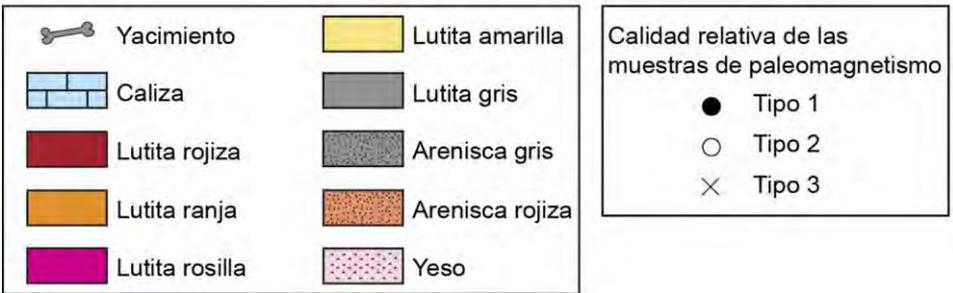
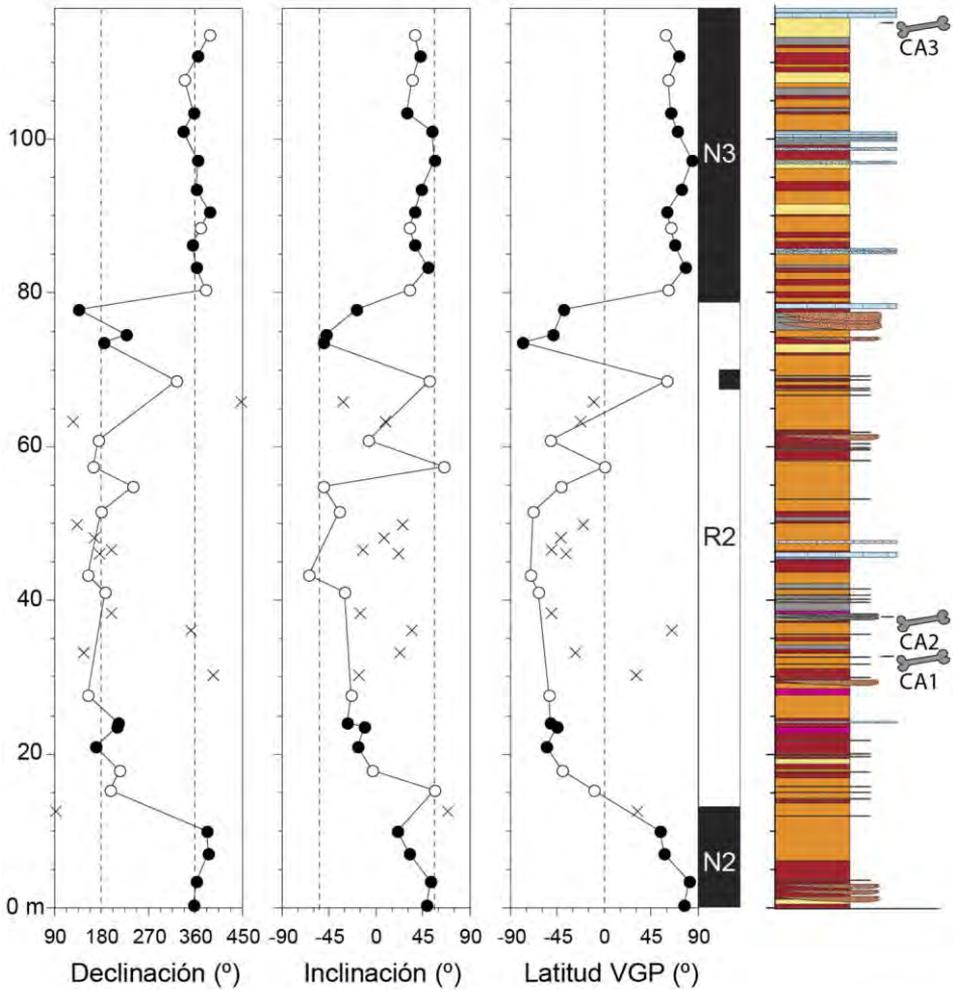


Figura 8.6. Magnetoestratigrafía de la sección de Cuesta Agujeros. Los intervalos negros (N2 y N3) corresponden a polaridad normal y el blanco (R2) a polaridad inversa.

8.3 SECCIÓN DE PUNTA DEL OLMO

Se ha calculado la dirección característica de 42 muestras, de las cuales 18, 13 y 11 se han considerado de primera (tipo 1), segunda (tipo 2) y tercera (tipo 3) calidad, respectivamente (fig. 8.7). La proyección estereográfica de la ChRM de las 31 muestras de calidades 1 y 2 indica que 13 de ellas son de polaridad normal (con una dirección media de 007/48) mientras que las 18 restantes son de polaridad inversa (con una dirección media de 180/-30) (fig. 8.8).

Los datos de esta sección siguen el patrón descrito para las dos secciones anteriores: 1) se observa una antipodalidad, *grosso modo*, entre las direcciones medias normal e inversa de la ChRM; 2) se observa un error de la inclinación que es pequeño en el caso de la componente normal de la ChRM (8°) y sensiblemente mayor para su componente inversa (26°); y 3) la declinación media de las direcciones normales e inversas es similar a la declinación de referencia. Estos tres rasgos apuntan, al igual que se ha interpretado en trabajos previos sobre el Mioceno de la cuenca del Ebro (Larrasoña *et al.* 2006; Pérez-Rivarés *et al.* 2002 y 2004; Valero *et al.* 2014; Pérez-Rivarés, 2016), a un origen primario (detrítico) para la ChRM en los sedimentos estudiados. Esto indica que la ChRM es fiable de cara a establecer la estratigrafía magnética de los sedimentos estudiados a pesar de no haber sido aislada completamente de la dirección que representa el campo geomagnético actual.

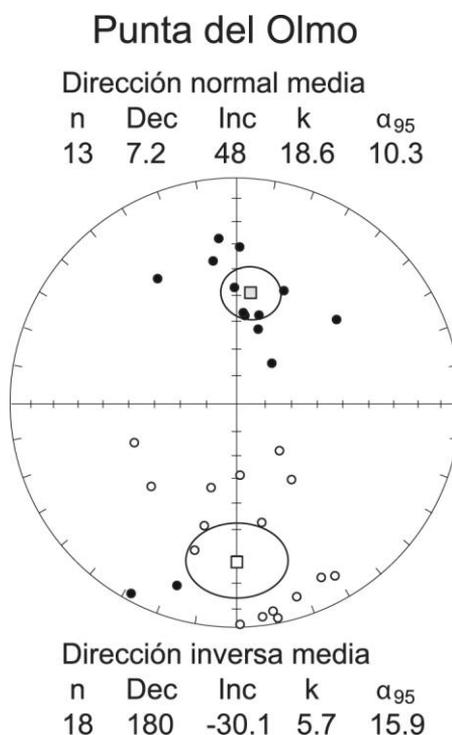


Figura 8.8. Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características de las muestras de tipo 1 y 2 para la sección de Punta del Olmo. Los puntos negros representan las direcciones proyectadas en el hemisferio inferior, mientras que los blancos representan las direcciones proyectadas en el hemisferio superior. Los cuadrados indican las direcciones medias calculadas con su correspondiente α_{95} asociado.

En la figura 8.9 se muestran los valores de declinación, inclinación y latitud del VGP de la sección de Punta del Olmo. Se identifica un intervalo de polaridad inversa (R4) en los 67,55 m inferiores de la serie, y un intervalo de polaridad normal (N5) en su parte superior. En la parte intermedia de R4 se identifican dos pequeñas inversiones registradas por una única muestra. En el metro 100,2 se detecta un aparente cambio de polaridad, que pasa de normal a inversa, y que está registrado por una sola muestra. En este caso, y a diferencia de lo que ocurre con otros breves intervalos registrados por una sola muestra, la correlación de la sección Punta del Olmo con la serie Pico del Fraile estudiada en la Formación Tudela (Larrasoaña *et al.* 2006) permite interpretar dicho cambio como genuino, de modo que el tramo superior de polaridad inversa puede asignarse al intervalo R5.

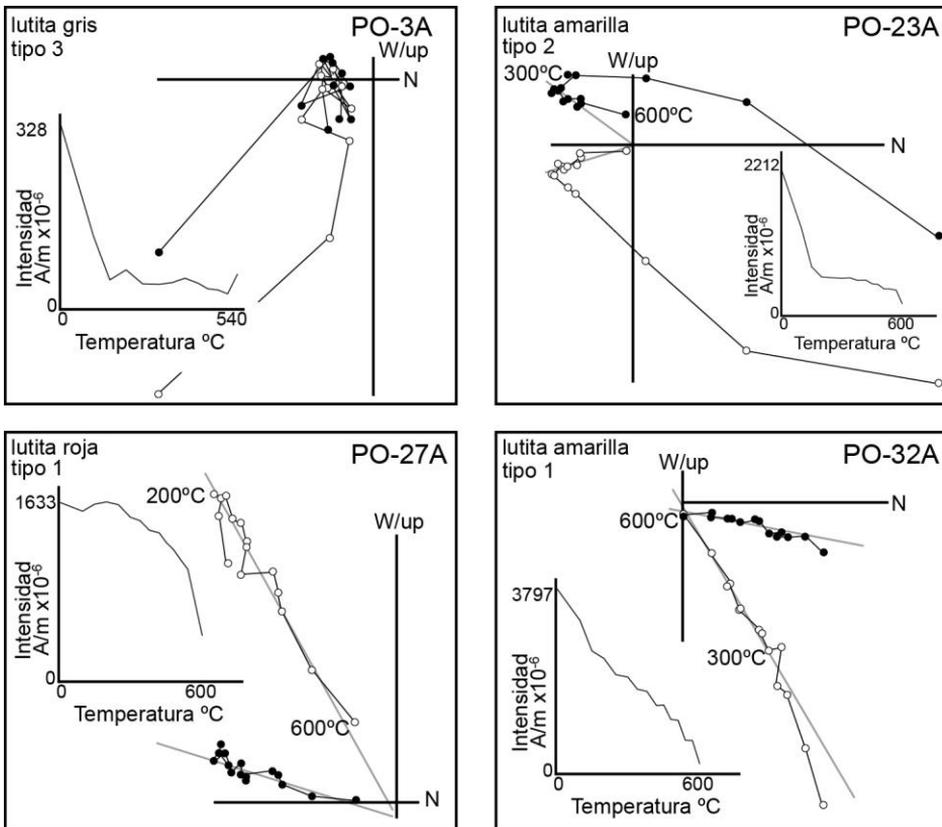


Figura 8.7. Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal (o diagramas Zijderveld) de la sección de Punta del Olmo. Los círculos representan cada uno de los pasos de desmagnetización, donde los círculos blancos indican la inclinación y los negros la declinación. La gráfica adyacente a cada diagrama Zijderveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura.

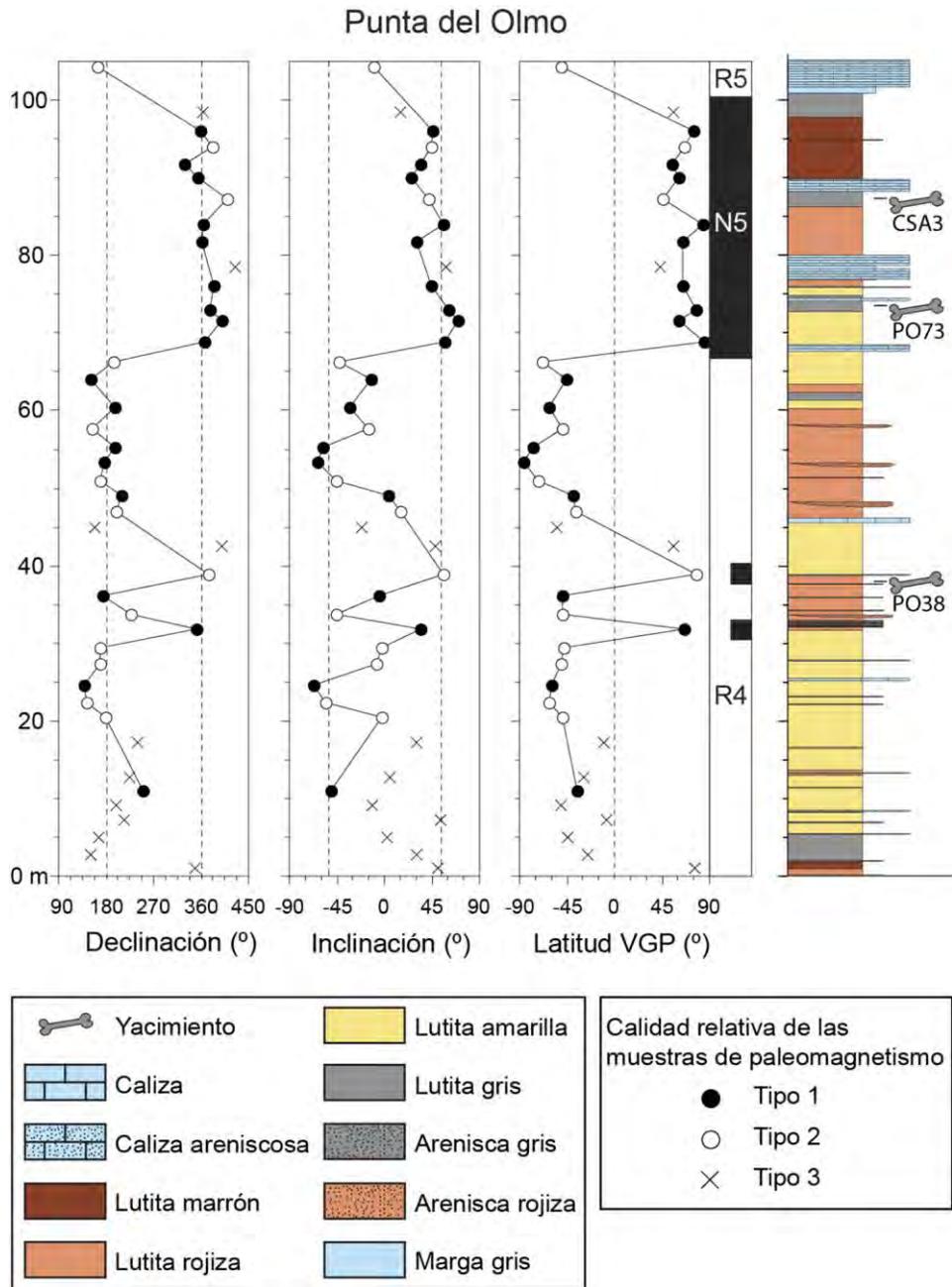


Figura 8.9. Magnetoestratigrafía de la sección de Punta del Olmo, con la ubicación de los yacimientos. El intervalo negro (N5) corresponde a polaridad normal y los blancos (R4 y R5) a polaridad inversa.

8.4 SECCIÓN COMPUESTA DE LA FORMACIÓN TUDELA

La combinación de los datos magnetoestratigráficos obtenidos en las tres secciones presentadas en este trabajo permite, junto con los datos previos de Larrasoaña *et al.* (2006), establecer una robusta sección magnetoestratigráfica compuesta para los materiales miocenos que afloran en las Bardenas Reales de Navarra. Ésta incluye casi 700 metros de potencia y abarca la parte alta de la Formación Lerín y la totalidad de la Formación Tudela (tab. 8.1, tab. 8.2 y fig. 8.10). En la tabla 8.1 se indican, en potencias, las correlaciones entre las series empleadas para construir la sección compuesta.

En la tabla 8.2 se muestran las potencias en metros de las secciones estudiadas, la posición estratigráfica de los yacimientos situados en las secciones y el nivel estratigráfico donde se da cada inversión de polaridad (tomando como tal el punto intermedio entre muestras de distinta polaridad). Dicha serie compuesta incluye 8 magnetozonas normales (N1 a N8) y 8 inversas (R1 a R8) (fig. 8.10, Anexo III).

En el Anexo III se han representado todas las secciones estratigráficas estudiadas en el área de las Bardenas Reales, así como los 36 yacimientos conocidos hasta la fecha, estudiados por Murelaga (2000), Murelaga *et al.* (2004b), Larrasoaña *et al.* (2006), Grellet-Tinner *et al.* (2012), Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a, 2012b, 2012c, 2012d, 2013), Suarez-Hernando (2012), Díaz-Martínez *et al.* (2016), y los descritos por primera vez en esta tesis. Se han indicado los tramos a partir de los cuales se han construido la sección compuesta y se presenta la correlación con la GPTS, 2012 (Ogg, 2012).

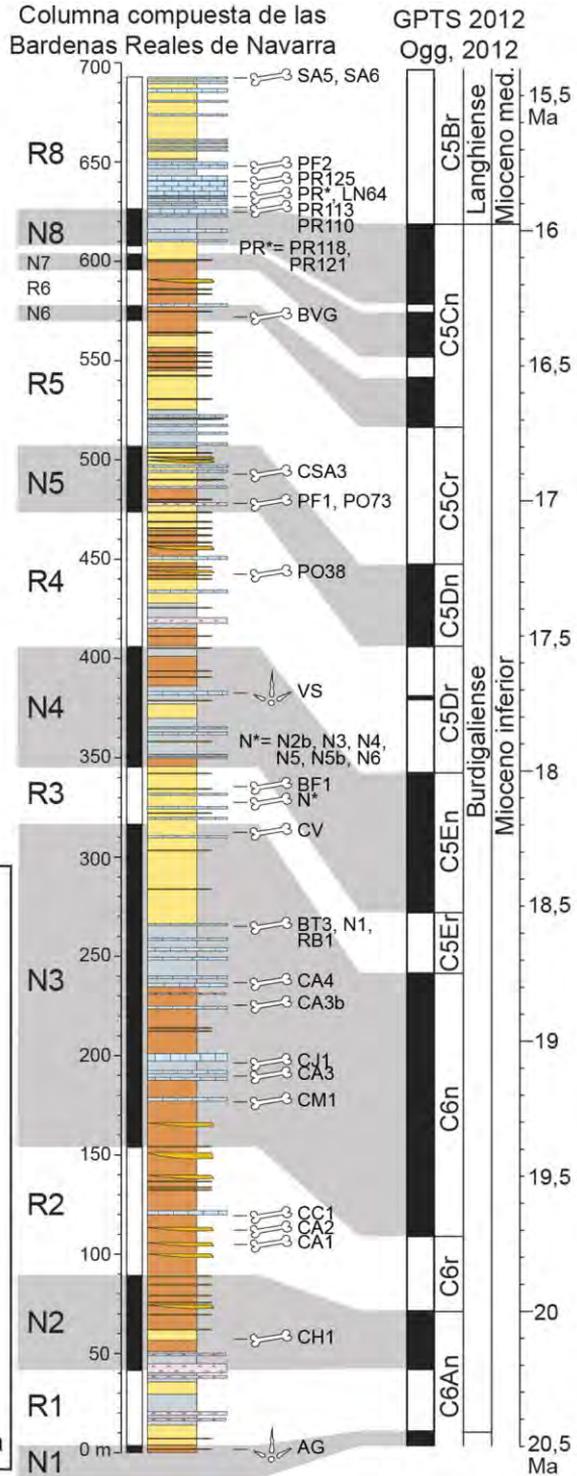
							79	693,85
						179,5	12,1	626,95
					36,5	1		448,45
			35	1				412,95
			48	2				379,95
		113,7	12,9					344,85
	164,55	7,5						238,65
86,8	12,65							86,8
0								0
CM	CA	BT	BF	SI	MB	PF	SA	compuesta

Tabla 8.1. Suma de las potencias (en metros) de los tramos de cada serie utilizados para construir la sección compuesta.

		potencia serie	potencia comp.			potencia serie	potencia comp.	
Sancho Abarca	techo serie	79	693,85	Pico del Fraile	techo serie	202,5	649,95	
	SA5	77	691,85		PF2	200	647,45	
	SA6	73	687,85		N8/R8	179,5	626,95	
	N8/R8	12,1	626,95		R7/N8	160,9	608,35	
	base serie	0	613,9		N7/R7	156,6	604,05	
Punta del Olmo	techo serie	105	512,95		R6/N7	147,7	595,15	
	N5/R5	100,2	508,15		N6/R6	130,5	577,95	
	CSA3	87	492,95		R5/N6	123,1	570,55	
	PO73	73	478,5		N5/R5	60,7	508,15	
	R4/N5	67,55	473,05		PF1	31,5	478,95	
	PO38	38,5	444		R4/N5	25,6	473,05	
	base serie	0	405,5		base serie	0	447,45	
	Barranco del Fraile	techo serie	48		379,95	Sisares	techo serie	41,4
R3/N4		12,9	344,85		N4/R4		28,5	406,45
BF1		3,5	478,95		base serie		0	337,95
base serie		0	475,45	Barranco Tudela	techo serie	131,5	362,65	
Cabezo Carbonera	techo serie	95	121,15		R3/N4	113,7	344,85	
	CC1	94	120,15		N3/R3	85,8	316,95	
	N2/R2	53,45	86,8		BT3	37	268,15	
	base serie	0	33,35	base serie	0	231,15		
Cabezo Marijuán	techo serie	199	192,15	Cuesta Agujeros	techo serie	168,5	242,65	
	CM1	185,5	178,65		CA4	164,5	238,65	
	R2/N3	160,2	153,35		CA3b	151	225,15	
	N2/R2	86,8	86,8		CA3	116	190,15	
	techo Lerín	49,5	49,5		R2/N3	79,2	153,35	
	R1/N2	40,7	40,7		CA2	38	120,15	
	N1/R1	2,5	2,5		CA1	33	112,15	
	base serie	0	0		N2/R2	12,65	86,8	
			base serie		0	74,15		

Tabla 8.2. Correspondencia de las potencias estratigráficas (en metros) de las secciones estudiadas. Se indica la posición estratigráfica de los horizontes representativos, los yacimientos y el punto medio donde se da la inversión de polaridad. Las potencias que se muestran son tanto para cada una de las secciones, como para su equivalente en la sección compuesta.

Figura 8.10. Columna compuesta de las Bardenas Reales de Navarra (parte alta de la Fm. Lerín y Fm. Tudela) y su correlación con la GPTS 2012 (Ogg, 2012). La columna compuesta se ha realizado a partir de los datos de Larrasoña *et al.* (2006) junto con los resultados obtenidos a lo largo de esta tesis, y expuestos en el presente capítulo. Los 16 crones de polaridad identificados se muestran numerados e indicados con "N" en el caso de los normales y "R" en el caso de los inversos. Todos los yacimientos de Bardenas Reales de Navarra estudiados hasta la fecha, incluidos los de esta tesis, se han situado en la columna (Murelaga, 2000; Larrasoña *et al.* 2006; Grellet-Tinner *et al.* 2012; Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a, 2012b, 2012c, 2012d y 2013; Suarez-Hernando, 2012; Díaz-Martínez, 2016). Ver Anexo III más detallado y con información lito- y bioestratigráfica complementaria.



Es importante destacar que la correlación independiente basada en las características litológicas de la Formación Tudela es refrendada por los datos magnetoestratigráficos, de manera que la mayor parte de las magnetozonas son identificadas en varias de las series estudiadas en perfecta concordancia con la correlación litoestratigráfica (Anexo III). Tal es el caso de la magnetozona R4, identificada en las secciones de Punta del Olmo, Muga Blanca, Sisares y Pico del Fraile. En otros casos son tres las secciones en las que se identifica una misma magnetozona (por ejemplo, R2 y N2 en las secciones de Cabezo Carbonera, Cuesta Agujeros y Cabezo Marijuán; N3 en Cuesta Agujeros, Cabezo Marijuán y Barranco Tudela; y N4 en Barranco Tudela, Barranco del Fraile y Sisares). En la mayor parte de los casos, la misma magnetozona es identificada en dos secciones distintas (R3, N5, R5, N8 y R8), y no existe duplicidad solo en el caso de N1 y del intervalo N6-R7. Esta consistencia interna entre distintas secciones, validada por una correlación litológica independiente, es un criterio que refuerza el carácter primario de la ChRM (ver Opdyke y Channell, 1996).

Las características más representativas de la serie compuesta son: 1) un triplete de magnetozonas normales en la parte alta de la serie (N6 a N8) que están separadas por dos breves magnetozonas inversas (R6 y R7) y aparecen intercaladas en un potente tramo de polaridad inversa formado por las magnetozonas R5 y R8; y 2) un potente tramo de polaridad normal en la parte inferior de la serie (N3). La correlación entre la serie compuesta y la GPTS 2012 (Ogg, 2012) es directa, única e independiente con base en estos rasgos característicos. Así, el triplete de magnetozonas normales de la parte alta de la serie (N6 a N8) se debe corresponder con el cron C5Cn, mientras que el intervalo N3 ha de correlacionarse con el cron C6n. Esta propuesta implica que los intervalos N1 a N2 se corresponden con el cron C6An, R2 con C6r, R3 con C5Er, N4 con C5En, R4 con C5Dr, N5 con C5Dn, R5 con C5Cr, y R8 con C5Br (fig. 8.10; Anexo III). La correlación de la serie compuesta con la GPTS 2012 permite establecer edades numéricas para todos los yacimientos estudiados en las Bardenas Reales (ver. Capítulo X).

En las tres secciones descritas en este capítulo se han identificado algunos aparentes cambios de polaridad registrados por una sola muestra. El que se da en la parte superior de la sección de Punta del Olmo (metro 100,2), y tal y como se deduce de la correlación estratigráfica con la sección de Pico del Fraile, se corresponde con una inversión de polaridad real que sólo se ha detectado en una muestra

porque la sección está truncada por la erosión justo por encima del cambio de polaridad.

El resto de los cambios se corresponden, por el contrario, con una única muestra de polaridad contraria a la de las muestras de alrededor, situadas estratigráficamente tanto por encima, como por debajo. Tal es el caso de las muestras situadas en los metros 31.8 y 39 de la sección de Punta del Olmo, en el intervalo correlacionado con el cron C5Dr (fig. 8.9; Anexo III). En la sección de Mugablanca estudiada por Larrasoaña *et al.* (2006), que incluye la parte equivalente del cron C5Dr no se identifica ninguna muestra de polaridad inversa. Por otro lado, el tramo equivalente en la sección de Lanaja (Alcubierre) (Pérez-Rivarés, 2016), incluye una inversión representada por tres muestras de polaridad normal entre los metros 55 y 60, hacia la parte superior del cron C5Dr. Pérez-Rivarés (2006) correlaciona ese pequeño cron con el C5Dr.1n de la GPTS 2012, que cubre el intervalo temporal desde 17,740 Ma hasta 17,717 Ma (Ogg, 2012), pero que no se incluye en CK95 (Cande y Kent, 1995). Por su posición estratigráfica en la parte superior del cron C5Dr, es posible que las dos muestras de polaridad normal descritas en la sección de Punta del Olmo se correspondan con el criptocrón C5Dr.1n identificado por Pérez-Rivarés (2016) en la sección de Lanaja. Hasta que dicha atribución no se corrobore de manera fiable con muestreos más detallados se ha optado, en cualquier caso, por no otorgar valor cronoestratigráfico a las citadas muestras de la sección de Punta del Olmo.

En los metros 72.8 y 78.8 de la sección de Cabezo Carbonera se observan dos posibles inversiones que aparecen representadas por una sola muestra (fig. 8.3) y que se situarían en la parte baja del cron C6r. En una posición parecida dentro del C6r, Pérez-Rivarés (2016) también identifican una inversión con una muestra de calidad tipo 1 y dos de tipo 2 en torno al metro 145 de la sección de Albalatillo. El hecho de que muestras aisladas de polaridad normal aparezcan en dos series distintas de la cuenca del Ebro en la misma posición del cron C6r sugiere que podrían estar registrando un criptocrón no identificado hasta la fecha en la GPTS 2012 (Ogg, 2012). Hasta que la presencia de este presunto criptocrón pueda demostrarse en futuros estudios de detalle, su valor cronoestratigráfico es nulo.

PARTE III

DISCUSIÓN

Capítulo IX

BIOESTRATIGRAFÍA

Los micromamíferos son los organismos más utilizados a la hora de realizar correlaciones y dataciones relativas en depósitos continentales, ya que a menudo presentan una rápida evolución y suelen ser relativamente abundantes en los yacimientos (López-Martínez, 1992; Calvo *et al.* 1993; Sesé, 2006). Sin embargo, como ya se ha mencionado en apartados anteriores, la zonación basada en faunas continentales presenta una serie de problemáticas. Las barreras geográficas y climáticas dan lugar a diferencias biogeográficas, lo cual puede ralentizar la dispersión de una especie, de manera que a nivel regional propicia el diacronismo en cuanto a la aparición de especies en diferentes yacimientos (van Dam, 2003; Maridet *et al.* 2007; van der Meulen *et al.* 2011; van der Meulen *et al.* 2012). Dichas diferencias biogeográficas y el diacronismo en la aparición de los taxones en distintas regiones conllevan problemas al correlacionar yacimientos según su contenido microfaunístico. Esto se debe a que las localidades se asignan a una biozona determinada basándose en la presencia de taxones en común con las faunas de referencia. Por ello, las correlaciones puedan ser poco precisas si la fauna descrita se ha encontrado en una localidad lejana a los yacimientos de referencia o no son lo suficientemente representativas.

Desde que Daams y Freudenthal (1981) y Daams y van der Meulen (1984) definieran, basándose en micromamíferos de la cuenca de Calatayud-Teruel, las denominadas “zonas locales”, se han ido realizando numerosos estudios bioestratigráficos en los depósitos continentales neógenos de la Península Ibérica. Entre las posteriores revisiones de las faunas ibéricas miocenas cabe mencionar López-Martínez (1989) y Sesé (2006). En la cuenca de Calatayud-Teruel es de relevante importancia Freudenthal (1988), y destacan también en Calatayud-Montalbán van der Meulen *et al.* (2012) y, más recientemente, García-Paredes *et al.* (2016). En la cuenca de Madrid cabe mencionar los trabajos de Hernández-Ballarín y Peláez-Campomanes (2017) y en la cuenca de Vallès-Penedès el de Casanovas-Vilar *et al.* (2015).

En estudios referentes a la cuenca del Ebro es indispensable aludir la revisión de Cuenca *et al.* 1992b. Desde entonces, en las últimas décadas ha aumentado significativamente el número de yacimientos de vertebrados que aportan información bioestratigráfica fiable en el Neógeno de los sectores central y norte de la cuenca del Ebro (Murelaga, 2000; Murelaga *et al.* 2008; Agustí *et al.* 2011; Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a, 2012d, 2013).

A continuación se resumen las características de cada piso continental y cada zona local. Considerando que los pisos continentales del Mioceno inferior y medio que se emplean en las cuencas ibéricas son el Ageniense, Rambliense y Aragoniense, se asignará cada localidad estudiada en esta tesis a una zona local y en los casos en que los taxones sean poco conocidos en la Península Ibérica, se hará referencia a las MN. Para ello se discutirá la asociación faunística de cada yacimiento, a partir de la cual se realizará una atribución bioestratigráfica. La figura 9.1 muestra la presencia o ausencia de los diferentes taxones en los yacimientos, así como la distribución bioestratigráfica descrita para cada uno de ellos, que se discute con detalle a lo largo de este capítulo.

9.1 AGENIENSE (zonas locales X e Y)

El Ageniense es un piso que se propuso en el Congreso Internacional sobre Estratigrafía con Mamíferos del Terciario de Europa celebrado en Munich en 1975 (Sesé, 2006). En un principio abarcaría desde el tránsito Oligoceno/Mioceno hasta la entrada del género *Anchitherium* en el inicio del Aragoniense; esto implica que incluiría las zonas locales X, Y, Z y A. Sin embargo, según Daams *et al.* (1987), el Ageniense no se definió adecuadamente y propusieron el piso Rambliense para los depósitos continentales del Mioceno inferior, donde incluyeron las zonas Z y A. Por lo tanto, las zonas X e Y anteriores al Rambliense se corresponden con el “Ageniense”, que es comúnmente utilizado y equivale a las MN1 y MN2.

- **Figura 9.1.** Distribución de los taxones de micromamíferos estudiados en las Bardenas Reales de Navarra. Los cuadros negros indican presencia del taxón en la localidad, los grises oscuros la distribución bioestratigráfica descrita en la literatura y los grises claros las distribuciones bioestratigráficas menos documentadas (ver explicación en el texto). Se marcan con asterisco (*) los datos de Murelaga (2000), Murelaga *et al.* (2004b) y Larrasoña *et al.* (2006). Entre corchetes ([]) los datos de Ruiz-Sánchez *et al.* (2012b, 2012c y 2012d).

La zona X se caracteriza por el predominio de eomiidos y glíridos, siendo los géneros más representativos de eomiidos *Rhodanomys* y *Pseudotheridomys*. También son característicos de esta zona el cricétido *Eucricetodon collatus*, el zapódido *Plesiosminthus myarion* y el glírido *Vasseuromys autolensis*, siendo este último el primer registro de dicho género. También tiene lugar el primer registro del género *Armantomys* y se cita la presencia de algunos castores. En el área de las Bardenas Reales de Navarra no se ha atribuido ningún yacimiento a esta zona.

En la zona Y siguen prevaleciendo los eomiidos y glíridos. Entre los eomiidos se da la sustitución de *Rhodanomys* por *Ritteneria*, que son los taxones que diferencian la zona X de la zona Y, y también las zonas MN1 y MN2 (Daams y van der Meulen, 1984; Sesé, 2006). La zona Y se subdivide en dos subzonas: Y1 e Y2.

La subzona Y1 la caracterizan el eomiido *Ritteneria molinae* y la presencia de los cricétidos *Eucricetodon gerandianus* y *Eucricetodon cetinensis*. De entre los glíridos se da el último registro de *Armantomys bijmai* (Daams, 1990). También se da el último registro del lagomorfo *Piezodus* y el primero de *Prolagus vasconiensis* (López-Martínez, 1989).

En Bardenas Reales de Navarra, la localidad **CH1** muestra una asociación compuesta por *Eucricetodon* sp. y *Armantomys* cf. *bijmai*. **CA1** revela la presencia de *Eucricetodon* cf. *gerandianus*. Estos conjuntos faunísticos son propios de la zona Y1 (Álvarez-Sierra *et al.*, 1987; Daams, 1990; Hugueney, 1999a; Sesé, 2006).

La subzona Y2 está caracterizada por el eomiido *Ritteneria manca* y los cricétidos *Eucricetodon aquitanicus* y *Eucricetodon cetinensis*. Los glíridos *Nievella mayri*, *Glis truyolsi* y *Armantomys daamsi* están restringidos a esta zona, y se da el último registro del zapódido *Plesiosminthus* (Daams, 1990; Sesé, 2006). Entre los lagomorfos tiene lugar el último registro del género *Titanomys* y comienza el registro del género *Lagopsis* (López-Martínez, 1989).

En el yacimiento **CA2** se describe una asociación conformada por los siguientes nueve taxones: *Eucricetodon aquitanicus*, *Armantomys daamsi*, *Altomiramys* aff. *daamsi*, *Peridyromys turbatus*, cf. *Prodryomys* sp., *Simplomys* aff. *aljaphi*, cf. *Vasseuromys* sp., *Heteroxerus* cf. *paulhiacensis*, Eomyidae indet. También muestra un conjunto parecido **CC1**, representado por *Eucricetodon* aff. *aquitanicus*, *Armantomys* cf. *daamsi*, cf. *Praearmantomys crusafonti* y Soricidae indet. La presencia de *Eucricetodon aquitanicus* y *Armantomys daamsi* en estas dos localidades

lleva a situarlas en la zona Y2, puesto que según Álvarez-Sierra *et al.* (1987), Daams (1990) y Sesé (2006) son característicos del Ageniense superior. Además, *Simplomys aljaphi* se conoce hasta la Y2 (García-Paredes *et al.* 2009) y, según Álvarez-Sierra *et al.* (1991), el registro de eomiidos es relativamente pobre, lo que explicaría que en CC1 no se haya encontrado ninguno y en CA2 solo un ejemplar.

9.2 RAMBLIENSE (zonas locales Z y A)

El Rambliese fue definido por Daams *et al.* (1987) en los alrededores de Navarrete del Río (cuena de Calatayud-Teruel), para englobar las secuencias de faunas que se registran entre el biohorizonte definido por la última aparición de *Ritteneria* hasta el biohorizonte anterior a la primera aparición de los cricétidos modernos del género *Democricetodon*. En el Rambliese se establece una asociación de roedores constituida fundamentalmente por eomiidos y glíridos. De estos últimos predomina la subfamilia Myomiminae, con algunos representantes endémicos de la Península Ibérica (*Praearmantomys*, *Armantomys*, *Pseudodryomys*) (Alcalá *et al.*, 2000; Sesé, 2006).

En la zona Z del Rambliese inferior son importantes bioestratigráficamente los eomiidos y los cricétidos. Entre los eomiidos, numerosas especies del género *Ligerimys* relevan al género *Ritteneria* (Álvarez Sierra, 1988). En lo referente a los cricétidos, *Eucricetodon* (*Eucricetodon* aff. *aquitanicus*-*Eucricetodon* aff. *infralactorensis*) es abundante en la parte inferior de la zona y escaso en la parte superior, mientras que *Melissiodon* es generalmente poco abundante (Sesé, 1987; Freudenthal, 1988; Daams y Freudenthal, 1990). Los glíridos están representados por diversos taxones que continúan registrándose a lo largo del Rambliese y parte del Aragoniense, (Daams y van der Meulen, 1984; Freudenthal, 1988) y los esciúridos presentan una gran diversidad en esta zona (Cuenca Bescós, 1988).

Las localidades CA3 y CA3b estudiadas en esta tesis contienen una fauna escasa representada exclusivamente por lirones. En **CA3** aparece *Armantomys* cf. *parsani*, *Peridyromys murinus* y cf. *Peridyromys murinus*, mientras que en **CA3b** solo hay *Prodryomys* cf. *brailioni* (representado por un solo resto). El único taxón con relevancia bioestratigráfica es *Armantomys* cf. *parsani* de CA3. Según Daams (1990) este taxón está presente desde el Ageniense superior (zona local Y2) hasta el Rambliese (zonas locales Z y A). La localidad CA3 está

estratigráficamente entre CM1 y CJ1, ambos de la zona local Z (Larrasoaña et al., 2006). Murelaga et al. (2004b) sitúan CM1 en la zona Z, por la presencia de *Prodryomys brailloni* y un cricétido indeterminado, y Murelaga (2000) sitúa CJ1 en la zona Z por la presencia de *Eucricetodon infralactorensis* y *Heteroxerus paulhiacensis* y la escasez de *Ligerimys*. Por ello, cabe esperar, que el yacimiento CA3, se encuentre también en la zona Z. Por otro lado, CA3b está estratigráficamente 29 metros por encima de CJ1 y 13 metros por debajo de CA4 (que como veremos posteriormente, se sitúa en la parte basal de la zona A). Al haber recuperado un único resto es difícil afinar bien su ubicación bioestratigráfica, aunque como ya se propuso por Ruiz-Sánchez et al. (2012a), se sitúa tentativamente en la zona Z, muy próximo al límite Z/A.

La zona A del Ramblense superior se caracteriza por la abundancia de los eomiidos de los géneros *Ligerimys* y *Pseudotheridomys* (Álvarez-Sierra, 1988). Los cricétidos desaparecen, con excepción de algunos hallazgos muy puntuales de *Melissiodon* y *Eucricetodon* en la parte más basal de la zona A, tanto en la cuenca de Calatayud-Daroca (Sesé, 1987; Freudenthal, 1988), como en Vallès-Penedès (Agustí, 1982). Esta ausencia de cricétidos se denomina “*Cricetid vacuum*” (sin cricétidos) y tiene lugar en Europa occidental y central hasta la llegada de inmigrantes como *Democricetodon* (Daams y Freudenthal, 1990; Sesé, 2006). Los glíridos no son tan abundantes como en la zona Z, pero a nivel taxonómico no presentan variaciones significativas. La presencia de castores es escasa (Daams y van der Meulen, 1984; Feudenthal, 1988; Sesé, 2006; Murelaga, 2000).

El yacimiento más antiguo asignado con certeza a la zona A en la sección estudiada en esta tesis es **CA4**, que muestra una asociación formada por *Armantomys* cf. *jasperi*, *Altomiramys* sp., *Prodryomys* cf. *brailloni*, *Ligerimys* aff. *magnus*, *Pseudotheridomys* sp., *Steneofiber* sp., *Galerix* sp. y Chiroptera indet. Por la coocurrencia de algunos de estos taxones se asigna esta localidad a la zona A. *Pseudotheridomys* está representado exclusivamente por un espécimen que no ha podido ser clasificado a nivel de especie. En cualquier caso, este género tiene un registro que abarca desde el Oligoceno superior (zona local W) hasta el Aragoniense inferior (zona local B), con la salvedad de la zona Z, donde no tiene registro (Sesé, 2006). Aparece en localidades como Bañón 11A y Moratilla 1 (Álvarez-Sierra, 1988), Rubielos de Mora 2 (de Bruijn y Moltzer, 1974; Álvarez-Sierra y Daams, 1987) y Alto de Ballester (Ruiz-Sánchez, 1992; Montoya et al. 1996). En lo referente a *Ligerimys* aff.

magnus, Álvarez-Sierra (1988) cita la presencia de una forma similar pero de menor tamaño que *Ligerimys magnus* en las localidades Ramblar 3B y Ramblar 4a (de la zona local Z) y en Bañón 2 y Bañón 5 (de la zona local A). La morfología de *Ligerimys* aff. *magnus* de CA4 es muy similar al descrito en la zona A, aunque de menor tamaño. La distribución bioestratigráfica de *Armantomys jasperi* cubre desde el Ramblense superior (zona local A) hasta el Aragoniense medio (zona local D2 según Daams, 1990; zona local Dc según van der Meulen et al. 2012). La coocurrencia de *Pseudotheridomys* sp., *Ligerimys* aff. *magnus* y *Armantomys* cf. *jasperi* solo puede darse en la zona local A. En este punto es importante mencionar que la especie *Altomiramys daamsi* solo se había identificado en la Península Ibérica hasta la zona Z, aunque hay un único molar asignado a este género en la localidad de Mas de Antolino 5 (cuenca de Ribesalbes-Alcora), atribuido al Aragoniense inferior (Crespo et al. 2012). Por esto, cabe esperar que el rango de distribución bioestratigráfica del género *Altomiramys* sobrepase la zona local Z. El hecho de encontrar *Ligerimys* de pequeño tamaño y *Altomiramys* da pie a situar la localidad de CA4 en la parte más basal de la zona A.

Estratigráficamente por encima de la localidad CA4 se encuentran numerosos yacimientos descritos en la Formación Tudela (véase Anexo III). Así, Murelaga (2000) sitúa en la zona local A del Ramblense los yacimientos N1, RB, BT3, CV, N3, N5a, N2b, N4, N5b, N6 y BF, basando su asignación bioestratigráfica en la ausencia de cricétidos (*Cricetid vacuum*) y a una mayor abundancia de *Ligerimys* comparada con niveles infrayacentes.

En la mitad superior de la Formación Tudela, y estratigráficamente por encima de los yacimientos mencionados anteriormente, se han identificado cuatro yacimientos más que son atribuibles a la zona local A (PO38, PO73, PF1 y CSA3) basándose en la ausencia de cricétidos, la escasez de eomiidos, y la abundancia de glíridos.

En **PO38** se han descrito los siguientes seis taxones: *Armantomys parsani*, *Miodyromys* aff. *aegercii*, *Simplomys simplicidens*, Eomyidae indet., Ochotonidae indet. y Soricidae indet. La presencia de *Armantomys parsani* delimita esta localidad entre las zonas Y2 y A (Daams, 1990). La ausencia de cricétidos y su posición estratigráfica por encima de otras localidades de la zona A justifican la asignación de PO38 a la zona local A del Ramblense. Por otro lado, la presencia de *Miodyromys* aff. *aegercii* está poco documentada en la Península ibérica. Cuenca et al. (1992a) lo citan en la localidad Marga 3 (zona local B-C) y Cuenca et al. (1992b) lo

describen en Villanueva de Huerva 1 (zona local D-E), mientras que en el centro de Europa diferentes especies de este género están presentes a partir de la MN2, que es aproximadamente, el equivalente de la zona local Y (Daams, 1999a).

PO73 presenta una asociación formada por *Armantomys parsani*, *Simplomys simplicidens*, *Vasseuromys rambliensis*, Eomyidae indet., Ochotonidae indet. y Soricidae indet. Como en PO38, la presencia de *Armantomys parsani* sitúa el yacimiento en la zona local A. *Vasseuromys rambliensis* es una especie descrita en la localidad PF1 (Ruiz-Sánchez *et al.* 2012c), que según las correlaciones realizadas en esta tesis se sitúa estratigráficamente a la misma altura.

Larrasoaña *et al.* (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2012c) sitúan el yacimiento de **PF1** en la zona local A. Este yacimiento tiene una asociación formada por *Simplomys simplicidens*, *Vasseuromys rambliensis*, Eomyidae indet., Ochotonidae indet. y Soricidae indet. Larrasoaña *et al.* (2006) menciona dos restos atribuidos a *Ligerimys* sp., pero no los describen, y hacen esta atribución basándose en que el último representante de los eomiidos del Aragoniense inferior es el género mencionado. En la presente tesis se han descrito esos dos restos y se han identificado como Eomyidae indet. De todas formas, la ausencia de cricétidos y abundancia de glíridos justifican la atribución, de PF1 a la zona A del Ramblense.

El nivel estratigráficamente más alto encontrado en Bardenas sin cricétidos, y por tanto atribuido también a la zona A, es **CSA3**. En esta localidad se han identificado *Pseudodryomys* cf. *ibericus*, *Glirudinus* sp., *Vasseuromys rambliensis*, Eomyidae indet. Es característico de esta localidad la ausencia de cricétidos, el elevado número de glíridos y la escasez de eomiidos. *Pseudodryomys ibericus* abarca un amplio rango bioestratigráfico que llega hasta el Aragoniense superior (Sesé, 2006; van der Meulen *et al.* 2012). El género *Glirudinus* es conocido hasta la zona C del Aragoniense inferior, igual que distintas especies de eomiidos. *Vasseuromys rambliensis* solamente se ha identificado en tres yacimientos de la Formación Tudela, los dos mencionados anteriormente (PF1 y PO73) y CSA3. Esto induce a considerar que es una especie que se distribuye a lo largo del Ramblense superior, posiblemente en la mitad superior de la zona A. Por ello, es posible que no tenga una distribución tan amplia como postulan Ruiz-Sánchez *et al.* (2014), ya que le atribuyen un rango que abarcaría todo el Ramblense, desde la zona Z hasta la zona A.

9.3 ARAGONIENSE INFERIOR (zonas locales B y C)

El Aragoniense se definió en la zona de Villafeliche (cuenca de Calatayud-Daroca) por Daams *et al.* (1977), comprendiendo bioestratigráficamente los estratos con *Anchitherium* y sin *Hipparion*. Actualmente se considera que el límite inferior del Aragoniense lo marca la aparición del cricétido *Democricetodon*, el primer cricétido moderno de Europa central y occidental (Daams *et al.*, 1987 y 1988; Daams y Freudenthal, 1990), ya que el marcador original, el équido *Anchitherium*, es muy escaso en el registro fósil y no posibilita la identificación de la zona que presuntamente caracteriza.

El Aragoniense Inferior comprende las zonas B y C, que se correlacionan en conjunto con la MN 4. En las asociaciones de roedores del Aragoniense inferior se da un cambio faunístico significativo, donde los eomiidos y los glíridos de la subfamilia Myomiminae pierden importancia paulatinamente a favor de los cricétidos modernos de la tribu de los Cricetini, que pasan a ser predominantes (van der Meulen y Daams, 1992; Alcalá *et al.*, 2000).

La zona B está marcada por la aparición del género *Democricetodon*, que posteriormente irá diversificándose en toda Europa, aunque las faunas dominantes son glíridos como *Glirudinus modestus*, *Peridyromys murinus*, *Pseudodryomys* y *Praearmantomys* (Freudenthal, 1988; Ruiz-Sanchez, 1999; Maridet, 2003; Sesé, 2006; van der Meulen, 2012; García-Paredes, 2016).

En la parte alta del Aragoniense inferior se define la zona C, que está caracterizada por la diversidad de cricétidos. Además de *Democricetodon*, también comienza el registro de los géneros *Megacricetodon* y *Eumyarion* (Freudenthal, 1988; van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes, 2016). Freudenthal y Daams (1988) indican también la aparición de *Fahlbuschia*, género de cricétido que van der Meulen *et al.* (2003) consideran sinonimia de *Democricetodon* y que, posteriormente, Freudenthal (2006) defiende como tales. Los eomiidos del género *Ligerimys* son muy abundantes en esta zona y tienen en ella su último registro (Álvarez Sierra, 1987, 1988; Sesé, 2006).

En la Formación Tudela, el primer cricétido que se registra después del *cricetid vacuum* de la zona A aparece en la localidad de **BVG**. Este yacimiento contienen una fauna caracterizada por los siguientes cinco taxones: *Megacricetodon* cf. *primitivus*, *Armantomys jasperi*, *Simplomys* sp., *Vasseuromys* cf. *crisinae*, Ochotonidae indet. El primer registro de

Megacricetodon indica que el yacimiento se sitúa en la zona C. Van der Meulen *et al.* (2012) y García-Paredes *et al.* (2016) registran la presencia de *Armantomys jasperi* hasta la zona C en la cuenca de Calatayud-Teruel. Daams (1990) y Sesé (2006) extienden su rango hasta la zona D, y en la cuenca de Madrid, Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes (2017) lo registran en la zona Dc.

En el yacimiento **PR110** solo se han identificado dos taxones: *Microdyromys* cf. *koenigswaldi* y *Vasseuromys* cf. *cristinae*. *Microdyromys koenigswaldi* se registra desde la zona C hasta la mitad de la zona Dd (Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes, 2017), y luego reaparece en la zona F y en la zona G (Sesé, 2006). *Vasseuromys cristinae* fue descrito por Ruiz-Sánchez *et al.* (2012b) en la Formación Tudela en la localidad de PF2, que, como se verá más adelante, se atribuye a la zona Dc (Ruiz-Sánchez *et al.* 2013). La presencia de *V. cristinae* en BVG indica que dicho taxón tendría una distribución bioestratigráfica que va desde la zona C hasta la D, frente a lo que proponen Ruiz-Sánchez *et al.* (2014), que lo sitúan solo en la zona D. Por lo tanto, dada la escasa fauna que presenta el yacimiento de PR110, no se le puede atribuir una posición bioestratigráfica definida más allá de las biozonas C o D.

En la cuenca del Ebro las zonas B y C se conocen muy poco, ya que hay escasos yacimientos atribuidos al Aragoniense inferior y las faunas identificadas son escasas y poco comunes. Agustí *et al.* (2011) asignan a la zona B el yacimiento de Lanaja 145, con una asociación formada por *Pseudodyromys robustus*, *Peridyromys murinus*, *Myoglis* sp. y *Democricetodon* sp., siendo este el registro más antiguo de *Democricetodon* de la cuenca del Ebro. Las otras tres localidades situadas en el Aragoniense inferior son Marga 3 (Cuenca *et al.* 1992a), Monteagudo (Lacarra, 1919; Ruiz de Gaona *et al.*, 1946) y Remolinos (Llamas, 1959).

Aragoniense medio (zona local D)

El Aragoniense medio comprende las zonas locales D y E y se correlaciona con la MN5. El comienzo del Aragoniense medio se caracteriza por el descenso en diversidad de los glíridos, el aumento de los cricétidos y la total ausencia de los eomiidos (Daams *et al.*, 1999a, Daams *et al.* 1988; Alcalá *et al.* 2000; van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes, 2016; Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes, 2017).

La primera zona del Aragoniense medio es la D, que abarca un largo intervalo temporal. Actualmente se subdivide en cuatro subzonas que van desde la Da hasta la Dd. La subzona más baja es la Da, caracterizada por un rápido cambio faunístico donde coexisten numerosas especies, algunas con rangos muy cortos de distribución bioestratigráfica. Las asociaciones están dominadas por cricétidos y la diversidad de lirones y esciúridos es muy baja. Son taxones típicos *Megacricetodon*, *Microdyromys koenigswaldi*, *Democricetodon* y *Eumyarion*.

La subzona Db se caracteriza, según van der Meulen *et al.* (2012) y Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes (2017), por la coocurrencia de dos especies de *Megacricetodon*, *M. primitivus* y *M. vandermeuleni* (incluyendo sus últimos registros), además del primer registro de *Microdyromys remmertii* y los últimos registros de *Democricetodon moralesi*, *Peridyromys sondaari*, *Prodryomys sauts*, *Simplomys julii*, *Desmanodon* y *Galerix symeonidisi*.

En la subzona Dc predomina *Megacricetodon collongensis* y se da el primer registro de *Democricetodon jordensi* (van der Meulen *et al.* 2012). Son especies características de esta subzona *Microdyromys remmertii* y *Atlantoxerus blacki* (Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes, 2017).

En la subzona Dd los glíridos son más diversos que en las subzonas anteriores. En esta subzona predomina *Democricetodon koenigswaldi*, *Democricetodon larteti* y *Megacricetodon collongensis*, e incluye las primeras apariciones de los glíridos *Armantomys tricristatus*, *Pseudryomys rex*, *Microdyromys complicaus* y *Muscardinus thaleri* entre otros (van der Meulen *et al.* 2012; Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes, 2017).

Cabe mencionar que la posición estratigráfica de los yacimientos de la cuenca de Calatayud-Teruel y el estatus sistemático de los géneros de cricétido *Democricetodon*, *Fahlbuschia*, *Pseudofahlbuschia* y *Renzimys*, en los que se basa la división de las subzonas en el área tipo, no están exentas de controversia (Daams, 1999a; van der Meulen *et al.* 2003 y 2012; Freudenthal, 2006), por lo que la identificación de estas subzonas resulta discutible.

La fauna identificada en la localidad de PR113 dificulta la comparación con el área tipo del Aragoniense, ya que muchos de los taxones no han sido identificados en la cuenca de Calatayud-Teruel. En PR113 se han descrito: *Democricetodon* cf. *affinis*, *Democricetodon* aff. *affinis*, *Microdyromys* cf. *koenigswaldi*, *Vasseuromys cristinae*, *Spermophilinus*

sp., Ochotonidae indet. y Erinaceidae indet. Como ya se ha mencionado anteriormente, el género *Democricetodon* se registra en las cuencas de Calatayud-Teruel (Daams y Freudenthal, 1981; van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes *et al.* 2016), de Madrid (Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes, 2017), y en la cuenca del Ebro (Agustí *et al.* 2011) antes que *Megacricetodon*. En la Formación Tudela, por el contrario, los primeros restos de *Megacricetodon* son anteriores a los de *Democricetodon*. Según Maridet (2003), *D. affinis* aparece por primera vez en Europa central en la MN5, mientras que Ruiz-Sánchez *et al.* (2003) describen esta misma especie en la localidad de Morteral 22 de la cuenca del Río Magro (Levante), adscribiéndolo tentativamente a la zona C (MN4). *Microdyromys koenigswaldi* se registra desde la zona C hasta la D y *Spermophilinus* tiene un rango bioestratigráfico aún más amplio. Por último, *Vasseuromys cristinae*, se conoce desde la zona C hasta la D. Pese a que algunos de los taxones mencionados no se conozcan en el área tipo del Aragoniense, el *V. cristinae* descrito en PR113 es morfológicamente similar al descrito en su localidad tipo (PF2) que se encuentra en la zona local D. Esto y la ausencia combinada de eomiidos inducen a situar el yacimiento PR113 en la zona D.

En el yacimiento **PR118** solo se han recuperado dos restos atribuidos a *Armantomys jasperii*. La distribución bioestratigráfica de este glírido varía según los autores. Por un lado, van der Meulen *et al.* (2012) y García-Paredes *et al.* (2016) registran *A. jasperii* hasta la zona local C de la cuenca de Calatayud-Teruel. Por otro lado, Daams (1990) y Sesé (2006) lo citan en diferentes yacimientos hasta la zona local D. Con más detalle, en la cuenca de Madrid, Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes (2017), lo identifican en la subzona Dc. Por último, en la cuenca del Ebro se ha descrito en Marga 3 (MN4, Cuenca *et al.* (1992a), mientras que Agustí *et al.* (2011) identifican *Armantomys* sp. en Albalatillo 227 (zona local A). Dadas las circunstancias, y siendo un taxón poco conocido en la cuenca del Ebro, se ha optado por asignar el yacimiento tentativamente a la zona D.

En la Formación Tudela el primer yacimiento atribuido de manera inequívoca a la zona D es **LN64**. Entre los taxones identificados se incluyen: *Democricetodon gracilis*, *Microdyromys* cf. *koenigswaldi*, *Vasseuromys cristinae*, *Spermophilinus* sp., Ochotonidae indet. y Soricidae indet. Los taxones identificados no tienen demasiado valor bioestratigráfico, o bien porque tienen rangos muy grandes (como son el caso del glírido *M. koenigswaldi* y el género de esciúrido *Spermophilinus*),

o bien porque no se conocen ampliamente en la Península Ibérica (*D. gracilis* y *V. cristinae*). En cualquier caso, y dada la abundancia de restos recuperados, la ausencia de eomiidos sitúa a este yacimiento claramente en la zona D, pero no se ha identificado ningún taxón que posibilite adscribirlo a una subzona. *V. cristinae*, como se menciona anteriormente, se describió en la misma Fm. Tudela y, por el momento, no se ha identificado en otras áreas. Con respecto a *D. gracilis*, es la primera vez que se identifica en la Península Ibérica. Esta especie se describió originamente en la localidad Alemana de Sandelzhausen, próxima al límite entre las zonas MN4 y MN5 (Wessels y Reumer, 2009). Estos autores, mencionan numerosas localidades Europeas donde se ha descrito el mismo taxón, desde la MN4 hasta la MN6. En la Península Ibérica, van der Meulen *et al.* (2003), identifican *Democricetodon franconicus*, muy parecido tanto en tamaño como en morfología al *D. gracilis* descrito en LN64, pero que es muy diferente al *D. franconicus* descrito originalmente en Erkertshofen (Alemania) (ver observaciones de *D. gracilis* a partir de la página 110). En la cuenca de Calatayud-Teruel, *D. franconicus sensu* van der Meulen *et al.* (2003) se registra a partir de la zona local C (van der Meulen *et al.* 2012).

La localidad **PR121** muestra una asociación formada por: Cricetidae indet., *Eumyarion* sp., *Vasseuromys* cf. *cristinae* y Soricidae indet. La mayoría de los taxones ya se han discutido anteriormente, y no aportan información bioestratigráfica útil. Lo mismo ocurre con *Eumyarion*, ya que diferentes especies de este género se han identificado en la Península Ibérica a partir de la zona local C (Ruiz-Sánchez *et al.* 2003; Sesé, 2006; van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes *et al.* 2016). De la misma forma, la localidad de **PR125** tampoco aporta faunas bioestratigráficamente relevantes, ya que contiene: Cricetidae indet., *Vasseuromys* cf. *cristinae* y Erinaceidae indet. Considerando esto, las localidades PR121 y PR125 se han adscrito a la zona local D por la ausencia de eomiidos, pero la escasez de restos no permite asignarlo con rotundidad, y mucho menos, a una subzona.

PF2 presenta una mayor riqueza taxonómica, que incluye: *Democricetodon gracilis* (*Democricetodon* aff. *hispanicus* según Ruiz-Sánchez *et al.* 2013), *Eumyarion* cf. *weinfurteri*, *Megacricetodon* aff. *primitivus*, *Microdyromys* cf. *koenigswaldi*, *Microdyromys* cf. *remmertii*, *Vasseuromys cristinae*, *Spermophilinus besana*, *Galerix* cf. *exilis*, *Miosorex* sp. y *Myxomygale* sp. El *Megacricetodon* de PF2 es parecido al descrito en Morteral 22 (cuenca del río Magro) por Ruiz-Sánchez (1999)

y atribuido próximo al límite MN4/MN5 (Ruiz-Sánchez *et al.* 2003, 2009). La fauna acompañante a *Megacricetodon* permite establecer una asignación precisa, ya que *Spermophilinus besana* descrito en PF2 es muy parecido en talla y morfología a los descritos por Cuenca (1988) en la zona D del Aragoniense medio. La presencia de *Microdyromys* cf. *remmertii* delimita la posición de PF2 aún más, puesto que este glirido está restringido a las subzonas locales Dc y Dd en Calatayud-Teruel (García-Paredes *et al.* 2016) y a la subzona Dc en Madrid (Hernández-Vallarín y Pelaéz-Campomanes, 2017). La morfología del p4 atribuido a *M. cf. remmertii* en PF2 es muy parecida a las poblaciones más antiguas de dicha especie descritas por García-Paredes *et al.* (2010) en Calatayud-Montalbán. En lo que respecta a los insectívoros, a nivel genérico, la asociación del erinaceido *Galerix* y el sorícido *Miosorex* es muy característico en el Mioceno medio de la Península Ibérica (van den Hoek Ostende y Furió, 2005). Por todo ello, se asigna de manera consistente este yacimiento a la subzona Dc, de acuerdo con lo propuesto por Ruiz-Sánchez *et al.* (2013).

Los yacimientos estratigráficamente más altos de la Formación Tudela son **SA6** y **SA5**, situado éste último solo 2 m por encima del primero. Su asignación bioestratigráfica no se puede determinar con precisión, ya que las faunas que presentan no son significativas. En SA6 se han identificado *Vasseuromys* cf. *cristinae* y Chiroptera indet. En SA5, Ruiz-Sánchez *et al.* (2013) describen *Democricetodon* sp., *Megacricetodon* sp. y *Vasseuromys* aff. *cristinae*. Ruiz-Sánchez *et al.* (2014) restringen el rango bioestratigráfico de *V. cristinae* a la zona local D, ya que solo se conocía en las localidades PF2 y SA5, asignadas a dicha zona. Ahora, se ha registrado este taxón en siete localidades más, algunas de ellas adscritas a la zona local C, por lo que cabe esperar que el rango bioestratigráfico de *V. cristinae* abarque desde la zona C, hasta, al menos, la zona Dc del Aragoniense.

Capítulo X

MAGNETOBIOCRONOLOGÍA

Una vez establecido un marco bioestratigráfico se considera poner límites cronológicos absolutos a esas zonas locales, y definir cuanto se extendieron en el tiempo y cuando ocurrieron los diferentes eventos paleobiológicos. Ejemplo de este tipo de trabajo son los recientes estudios biocronológicos y magnetocronológicos realizados en los sectores central y norte la cuenca del Ebro (Larrasoña *et al.* 2006; Agustí *et al.* 2011; Pérez-Rivarés, 2016). En la cuenca de Calatayud-Montalbán destacan de este modo los trabajos de van der Meulen *et al.* (2012) y García-Paredes *et al.* (2016), mientras que en la cuenca de Madrid hay que mencionar Hernández-Ballarín y Peláez-Campomanes (2017). Con el objetivo de correlacionar biocronológicamente las cuencas de la Península Ibérica con las del centro de Europa, aparte de algunas citas relevantes ya mencionadas, habría que señalar los trabajos de Daams *et al.* (1999b), Agustí *et al.* (2001), Costeur *et al.* (2007), Domingo *et al.* (2007) y van der Meulen *et al.* (2011).

Hasta la fecha, el intervalo que abarca desde los 21 Ma hasta los 17 Ma no disponía de datos conjuntos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos en las mismas series. De este modo, Daams *et al.* (1987) definieron el Ramblense en las formaciones Navarrete y Valhondo con datos bioestratigráficos pero sin datos magnetoestratigráficos que permitieran establecer edades absolutas. Este intervalo abarca el límite inferior de la zona Z, el límite Z/A y el límite superior de la zona A. En la cuenca de Calatayud-Montalbán se conocen datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos precisos a partir del Aragoniense inferior. De lo contrario, las edades absolutas para el Ramblense han sido extrapoladas por van Dam *et al.* (2006), pero como se verá a lo largo de este capítulo, esas edades presentan incongruencias. Larrasoña *et al.* (2006) ya propuso una aproximación a los límites Y/Z y Z/A, pero con menor número de yacimientos en Bardenas. Posteriormente, Ruiz-Sánchez *et al.* (2012a y 2012d) correlacionan tentativamente nuevos yacimientos con esas secciones,

mas esta vez sin datos magnetoestratigráficos tan precisos. En los estudios bio- y magnetoestratigráficos del sector central de la cuenca del Ebro, Agustí *et al.* (2011) y Pérez-Rivarés (2016), no muestran yacimientos relevantes en el Ramblense inferior. De esta época es la localidad de Tardienta, que Odin *et al.* 1997 consideran próximo al límite Y/Z. Hasta la fecha, el límite B/C no había sido identificado en la cuenca del Ebro.

En este capítulo se abordan las cuestiones mencionadas anteriormente y se muestran las aportaciones de las Bardenas Reales de Navarra a la problemática, considerando lo importante que es tener dataciones absolutas precisas, que son la base de todo estudio geológico. Asimismo, se presenta una propuesta biocronológica para el Ramblense y Aragoniense inferior, con un control estratigráfico robusto, ensamblando por primera vez el Aragoniense medio con el inferior, el Ramblense y el Ageniense. Por último, se abordarán *grosso modo* las implicaciones de esta nueva propuesta de calibración.

10.1 EDAD ABSOLUTA DE LOS YACIMIENTOS DE BARDENAS

Las 16 secciones estratigráficas estudiadas en las Bardenas Reales de Navarra durante las últimas dos décadas han proporcionado 33 yacimientos de micromamíferos (Anexo III). En la presente tesis, se ha realizado una nueva sección compuesta de la Formación Tudela (y parte alta de la Formación Lerín), actualizando y recalibrando la presentada por Larrasoña *et al.* (2006), gracias a las nuevas localidades fosilíferas y a las nuevas secciones magnetoestratigráficas. Esto ha posibilitado calcular la edad absoluta de cada uno de los yacimientos (tabla 10.1).

- **Tabla 10.1.** Edades absolutas calculadas para cada uno de los yacimientos. En la tabla se muestran los horizontes característicos identificados, como yacimientos y cambios de polaridad magnética. Se presentan las zonas locales asignadas a cada yacimiento, así como la potencia compuesta medida para cada horizonte en metros. Se correlacionan los intervalos de polaridad con sus respectivos crones y se indican las edades de la base y del techo de cada uno de ellos según la GPTS 2012 (Ogg, 2012). Finalmente se revelan las edades calculadas para cada horizonte en millones de años.

Horizonte	Zona Local	Potencia compuesta	Manetocrón	Edad crones	Edad horizonte
Techo serie		693,85		15,16	
SA5	D?	691,85			15,174
SA6	D?	687,85			15,198
PF2	Dc	647,45			15,246
PR125	D?	639,45			15,729
PR121	D?	635,45			15,824
LN64	D	635,45			15,872
PR118	D?	632,45			15,872
PR113	D?	627,45			15,908
Techo N8		626,95	Techo C5Cn.1n	15,974	
PR110	C?	624,45			16,014
Base N8		608,35	Base C5Cn.1n	16,268	
Techo N7		604,05	Techo C5Cn.2n	16,303	
Base N7		595,15	Base C5Cn.2n	16,472	
Techo N6		577,95	Techo C5Cn.3n	16,543	
BVG	C	573,45			16,651
Base N6		570,55	Base C5Cn.3n	16,721	
Techo N5		508,15	Techo C5Dn	17,235	
CSA3	A	492,95			17,364
PF1	A	478,95			17,483
PO73	A	478,5			17,487
Base N5		473,05	Base C5Dn	17,533	
PO38.5	A	444			17,761
Techo N4		406,45	Techo C5En	18,056	
Base N4		344,85	Base C5En	18,524	
BF1	A	335,45			18,599
N2b, N5b, N6	A	329			18,651
N3, N5	A	325			18,683
Techo N3		316,95	Techo C6n	18,748	
CV	A	313			18,772
BT3	A	268,15			19,039
N1	A	268,15			19,039
RB1	A	268,15			19,039
CA4	A	238,65			19,039
CA3b	Z?	225,15			19,214
CJ1	Z	196			19,295
CA3	Z	190,15			19,468
CM1	Z	178,65			19,503
Base N3		153,35	Base C6n	19,722	
CC1	Y2	120,15			19,571
CA2	Y2	112,15			19,881
CA1	Y1	107,15			19,919
Techo N2		86,8	Techo C6An.1n	20,04	
CH1	Y1	58			19,943
Base Tudela		49,5			20,148
Base N2		40,7	Base C6An.1n	20,213	
Techo N1		2,5	Techo C6An.2n	20,439	
Base serie		0 m			20,454 Ma

La correlación obtenida entre la sección compuesta y la GPTS 2012 (Ogg, 2012), permite obtener un modelo de edad robusto para la sección compuesta de las Bardenas Reales de Navarra y para los yacimientos paleontológicos que alberga. Para ello, se tienen en cuenta las edades de los cambios de polaridad más próximos a un yacimiento o nivel estratigráfico dados, a los que se les asigna una edad asumiendo que la tasa de acumulación entre dichos cambios de polaridad es constante. En la tabla 10.1 se muestra la edad de los distintos yacimientos obtenidos por este método, que permite asignar también una edad numérica a la base y techo de la serie compuesta. Para la base de la serie se obtiene una edad de 20,454 Ma. Para el techo de la serie se obtiene una edad de 15,174 Ma, valor que está cerca de la edad máxima posible teniendo en cuenta que la siguiente inversión (techo del cron C5Br, 15,16 Ma; Ogg, 2012) no se llega a registrar en los materiales que integran la sección compuesta.

A partir de esos datos se desprende el intervalo temporal que abarca cada una de las zonas locales en la Fm. Tudela, que se discutirá a continuación. Cabe mencionar, que no se han considerado aquellos yacimientos que tengan una atribución bioestratigráfica dudosa, como es el caso de PR110, PR118, PR121, PR 125, SA6 y SA5, para dar mayor robustez a las inferencias biocronológicas que se harán posteriormente.

Pertenecientes al Ageniense se han identificado cuatro yacimientos, de ellos, dos (CH1 y CA1) son de la subzona local Y1 y otros dos (CA2 y CC1) de la subzona Y2. A los yacimientos de la subzona Y1 se les ha calculado una edad entre 20,15 Ma y 19,94 Ma, mientras que los de la subzona Y2 se encuentran 19,92 Ma y 19,89 Ma.

Los yacimientos identificados en la Formación Tudela pertenecientes al Ramblense son más numerosos. En la zona Z se han encontrado tres (CM1, CA3 y CJ1), que cubren un intervalo temporal que va desde los 19,57 Ma hasta los 19,47 Ma. La zona A es la más amplia identificada, con quince localidades en total (CA4, RB1, N1, BT3, CV, N3, N5, N2b, N5b, N6, BF1, PO38, PO73, PF1 y CSA3), que van desde 19,21 Ma a 17,36 Ma.

En el Aragoniense inferior solo se ha identificado un yacimiento (BVG) atribuido a la zona C, con una edad de 16,65 Ma. Por otro lado, a la zona D del Aragoniense medio se han adscrito con certeza dos yacimientos (LN64 y PF2), que cubren un intervalo que va desde 15,87 Ma hasta 15,73 Ma.

10.2 PROPUESTA DE CALIBRACIÓN

A partir de los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos presentados en esta tesis y los obtenidos en los últimos años en la cuenca del Ebro (Cuenca *et al.* 1992b; Odin *et al.* 1997; Murelaga 2000; Murelaga *et al.* 2004b; Larrasoaña *et al.* 2006; Agustí *et al.* 2011; Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a, 2012d y 2013; Pérez-Rivarés, 2016), y combinándolos con los de las cuencas de Calatayud-Teruel y Madrid (van Dam *et al.* 2006, van der Meulen *et al.* 2012; García-Parees *et al.* 2016; Hernández-Ballarín y Peláez-Campomanes, 2017), se propone una escala biocronológica para el Ramblense y el Aragoniense inferior de la Península Ibérica (fig. 10.1).

10.2.1 Límite entre las subzonas locales Y1/Y2

En la Formación Tudela, este límite se ha detectado entre los yacimientos CA1 y CA2, por la aparición de *Eucricetodon aquitanicus* y *Armantomys daamsi* en esta segunda localidad. CA2 se sitúa 5 metros por encima de CA1 y se les ha calculado una edad de 19,92 y 19,94 Ma respectivamente. Esto sitúa el límite entre las subzonas Y1/Y2 en 19,93 ($\pm 0,01$) Ma. Hasta la actualidad no se disponían de datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos en conjunto para atribuir una edad absoluta al límite Y1/Y2.

10.2.2 Límite entre las zonas locales Y2/Z (Ageniense/Ramblense)

El límite entre las zonas locales Y2 y Z marca el cambio entre el Ageniense y el Ramblense, caracterizado por la sustitución del eomio *Ritteneria* por *Ligerimys* (Álvarez Sierra, 1988; Sesé, 2006). En Bardenas se ha identificado este cambio entre el yacimiento CC1, con una edad aproximada de 19,88 Ma y el yacimiento CM1, que se encuentra 58,5 metros más arriba, y se le ha calculado una edad de 19,57 Ma. Esto sitúa, el límite Y2/Z en la Formación Tudela, entre los horizontes CC1 y CM1, por lo que se le puede dar un valor absoluto de 19,7 ($\pm 0,2$) Ma. El rango de incertidumbre es mayor en este caso, ya que la distancia estratigráfica entre ambos yacimientos es significativa.

En la cuenca del Ebro el límite Y2/Z lo marca una capa de ceniza volcánica identificada en Tardienta (Odin *et al.* 1997), datada mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en $19,7 \pm 0,3$ Ma (van Dam *et al.* 2006). Pérez-Rivarés (2016)

sitúa el nivel de Tardienta en la parte media-baja del cron C6r, lo que le daría una edad de aproximadamente 19,8 Ma calibrados a la GPTS 2012 (Ogg, 2012). A diferencia de lo que proponían Larrasoaña *et al.* (2006), que aproximaban su edad en unos 20,4 Ma, calibrados a CK95 (Cande y Kent, 1995). En la Formación Tudela, este límite se ha datado en 19,7 (\pm 0,2) Ma, dada la distancia estratigráfica que hay entre el yacimiento más moderno de la zona Y2 y el más antiguo de la zona Z. Por tanto, por un lado, se puede considerar, que los datos presentados en esta tesis para la subzona Y2 son consistentes, corroborando la edad de Tardienta y su función como límite entre el Ageniense y el Rambliense en 19,7 Ma.

10.2.3 Límite entre las zonas locales Z/A

El carácter más representativo del límite entre las zonas Z y A es la desaparición de los cricétidos, con unos pocos representantes de *Melissiodon* y *Eucricetodon* en la parte más baja, dando lugar al ya mencionado *cricetid vacuum*. En la Formación Tudela se ha identificado este límite entre los yacimientos CJ1 y CA4.

De este modo, considerando que el límite debe estar entre CJ1 y CA4, hay una distancia de casi 43 metros entre ambos, lo que da una horquilla de 0,25 Ma. Por un lado, el yacimiento más moderno atribuido a la zona Z con cierta seguridad es CJ1, datado en 19,46 Ma. Por otro lado, la localidad más antigua de la zona A es CA1, con 19,21 Ma. Esto indica que el límite entre las zonas Z y A, en la Formación Tudela se ha registrado entre 19,46 y 19,21 Ma.

En la cuenca de Calatayud-Teruel, van Dam *et al.* (2006), estiman las edades de los yacimientos por interpolación de las edades calculadas para los yacimientos más antiguo (Navarrete del Río) y más moderno (Bañón 11A) de la zona Z. Esto resulta en unas edades muy dispares a las obtenidas en la cuenca del Ebro mediante una magnetoestratigrafía consistente, puesto que la edad propuesta por estos autores para el límite Z/A estaría en torno a los 18 Ma (fig. 10.1). Es de destacar aquí la importancia de una serie estratigráfica continua para poder hacer calibraciones magnetobiocronológicas.

Por ello, en la propuesta que se presenta en este trabajo se sitúa el límite Z/A en 19,3 (\pm 0,1 Ma) Ma, utilizando como base los yacimientos de la Formación Tudela.

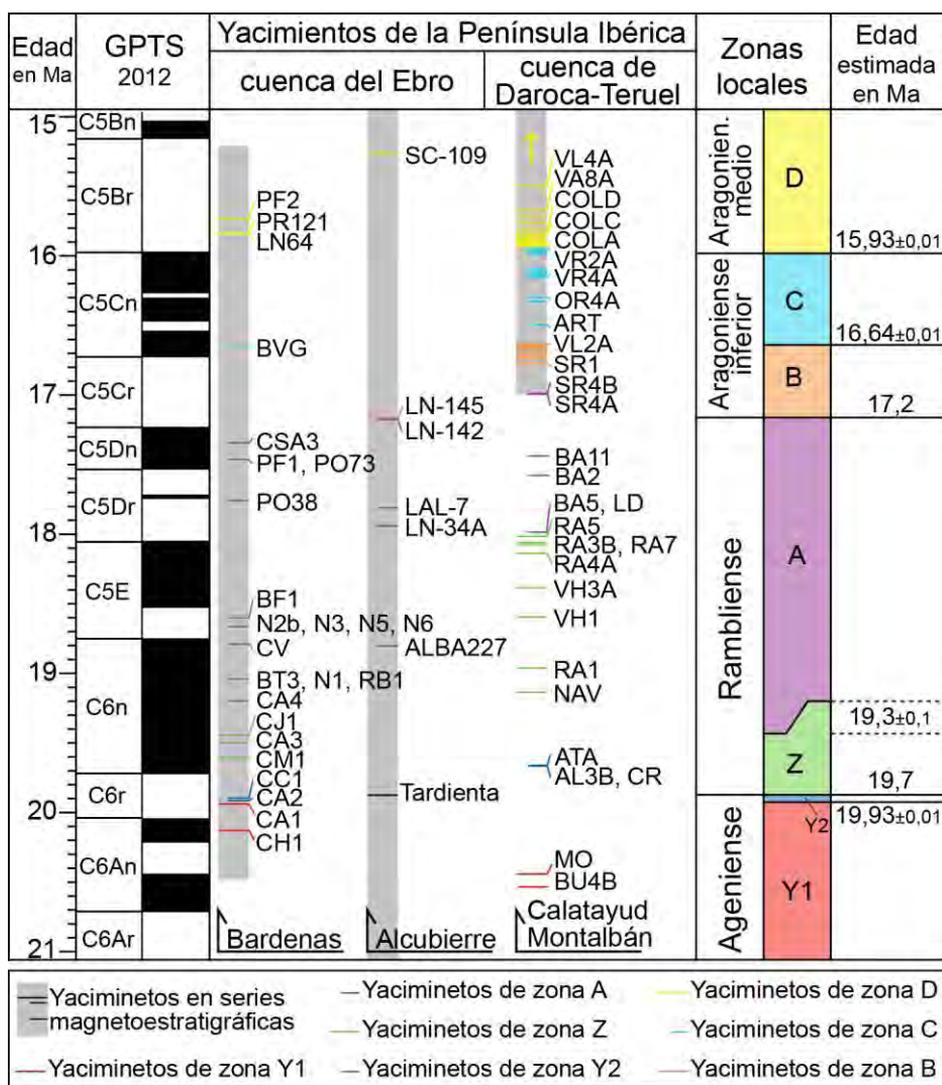


Figura 10.1. Propuesta bio cronológica para el Rambliese y Aragoniense inferior de la Península Ibérica. Se han incorporado todos aquellos yacimientos que incluyan dataciones bioestratigráficas y magnetoestratigráficas, además de los estudiados en esta tesis, van Dam *et al.* (2006); Agustí *et al.* (2011); van der Meulen *et al.* (2012); Pérez-Rivarés (2016). En la parte baja de Calatayud-Montalbán se han utilizado las edades no calibradas de van Dam *et al.* (2006). En la parte alta de Calatayud-Montalbán se han incluido solo los nombres de los yacimientos que marcan los límites entre zonas. Explicación más detallada en el texto. Los acrónimos de Bardenas se explican en el Anexo II. Alcubierre: ALBA, Albalatillo; LN, Lanaja; LAL, La Almolda y SC, San Caprasio. Calatayud-Montalbán: BU, Buciegas; MO, Moheda; AL, Alcober; CR, Cabeza Rubia; ATA, Atalayuela; NAV, Navarrete del Río; RA, Ramblar; VH, Valhondo; BA, Bañón; SR, San Roque; ART, Artesilla; OR, Olmo Redondo; VR, Vargas; COL, La Col; VA, Valdemoros y VL, Villafeliche.

10.2.4 Límite entre las zonas locales A/B (Ramblense/Aragonese)

Para marcar el límite entre las zonas locales A y B, hay que considerar los criterios empleados por diferentes autores. Algunos autores (como Daams y Freudenthal, 1981; Sesé, 2006 y Agustí, 2011) consideran la primera aparición del cricétido *Democricetodon* como indicador de la zona A. Sin embargo, para otros (Daams *et al.* 1999a, van der Meulen *et al.* 2011 y 2012) es la primera aparición común de *Democricetodon*, y esto hace que algunas localidades con restos asignados a este taxón se ubiquen en la parte alta de la zona A (como es el caso de San Roque 4A y 4B) (fig. 10.1).

Como se discute en el capítulo anterior, en Bardenas no se ha identificado ninguna localidad de la zona B, puesto que el registro de *Megacricetodon* es anterior al de *Democricetodon*. El horizonte más moderno asignado a la zona A en la Formación Tudela es CSA3, con una edad de 17,36 Ma, cercano al techo del cron C5Dn. Como no se ha identificado ningún yacimiento de la zona B en la Formación Tudela, no se puede precisar su edad en Bardenas, solo mencionar que es más reciente que 17,36 Ma.

Respecto a los criterios que marcan el inicio de la zona B, por un lado, en el subsector de la Sierra de Alcubierre (cuenca del Ebro), Agustí *et al.* (2011), identifican el primer registro de *Democricetodon* en la localidad de Lanaja145 (LN-145), cerca de la base del cron C5Cr. Estos autores, atribuyen a ese yacimiento una edad próxima a 17,2 Ma, y consideran que marca el inicio de la zona B. Por otro lado, en la cuenca de Calatayud-Montalbán, van Dam *et al.* (2006) y van der Meulen *et al.* (2012) consideran que el yacimiento más joven de la zona A es San Roque 4B, fechado en unos 16,99 Ma. El yacimiento más antiguo de la zona B es San Roque 1, con una edad de unos 16,77 Ma (fig. 10.1). De este modo, se deduce, que el límite entre ambas zonas debe estar en un rango entre 16,99 Ma y 16,77 Ma en la cuenca de Calatayud-Montalbán. García-Paredes *et al.* (2016), le estima una edad aproximada de 17,00 Ma.

Por lo tanto, los yacimientos datados mediante magnetoestratigrafía más antiguos ya tienen *Democricetodon* en la cuenca de Calatayud-Montalbán, esto indica, que si se considera como marcador de la zona A el primer registro de *Democricetodon*, el límite estaría estratigráficamente por debajo, y en dicha cuenca no tendría datación absoluta. Por ello, considerando el límite A/B o Ramblense/Aragonese, en relación al primer registro de *Democricetodon*, tendría una edad mínima de 17,2 Ma.

De lo contrario, si se considera la primera aparición común de *Democricetodon*, el límite sería algo más joven y estaría en torno a los 17,1 ($\pm 0,1$) Ma. En este caso la discusión radicaría en cuál es el criterio a seguir para que la ocurrencia de un taxón se considere común o no. Además, el criterio marcado en la definición del Ramblense como piso continental, es considerar la primera aparición de *Democricetodon* (Daams *et al.* 1987). Independientemente de cual sea el criterio empleado, las edades propuestas por van Dam *et al.* (2006) para los yacimientos situados en el cron C5Cr no están exentas de posibles errores, puesto que al no alcanzar la inversión inferior, no tienen un anclaje y esto genera un error en la extrapolación realizada para calcular dicha edad. Esto implica, que todos los yacimientos que se encuentren en ese cron puedan tener edades más antiguas que las propuestas por van Dam *et al.* (2006).

Por todo ello, se considera, por un lado, más práctico utilizar como criterio para marcar el límite inferior de la zona B la primera aparición de *Democricetodon*, tal y como se propone en la definición original por Daams *et al.* (1987). Por otro lado, y dado el error que puedan arrastrar las edades calibradas del cron C5Cr en Calatayud-Teruel, se propone considerar el límite entre el Ramblense y el Aragoniense el propuesto por Agustí *et al.* (2011) en 17,2 Ma.

10.2.5 Límite entre las zonas locales B/C

La aparición del cricétido *Megacricetodon* marca el inicio de la zona C. En Bardenas se ha asignado la localidad de Barranco Valdegorrión (BVG) a esta zona, datado en 16,65 Ma. Como no hay indicios de ningún yacimiento de la zona B, se puede decir que el límite inferior de la zona C debe ser más antiguo que la edad calculada para dicho yacimiento.

En la cuenca de Calatayud-Montalbán, van der Meulen *et al.* (2012) sitúan el límite de las zonas B/C entre los yacimientos Villafeliche 2A y Artesilla, en una horquilla de edad entre 16,63 Ma y 16,49 Ma. Por consiguiente, cabe decir, que la edad propuesta en esta tesis para el límite B/C en la cuenca del Ebro, es ligeramente más vieja que la propuesta para la cuenca de Calatayud-Teruel por van der Meulen *et al.* (2012). Este pequeño diacronismo puede deberse por un lado, a causas naturales como las barreras paleogeográficas, o por otro, a que la resolución del cálculo de edades mediante tasas de acumulación no sea tan preciso como lo esperado.

10.2.6 Límite entre las zonas locales C/D (Aragoniense inf./med.)

En la cuenca del Ebro es difícil estimar la edad de este límite, puesto que solo se dispone de un yacimiento asignado a la zona C en las Bardenas, el ya mencionado BVG, y situado estratigráficamente muy bajo. El yacimiento más antiguo asignado a la zona D con certeza es LN64, datado en 15,87 Ma. Por ello, el límite inferior de la zona D ha de ser más antiguo que 17,87 Ma. De todas formas, como estos yacimientos se sitúan en el cron más alto de la sección, y considerando que no está anclado a la inversión superior, el margen de error que tienen las edades calculadas es mayor que en los casos anteriores, puesto que se ha considerado la edad máxima posible.

En la cuenca de Calatayud-Montalbán este límite tiene una edad entre 15,94 Ma y 15,93 Ma, marcado por los yacimientos Vargas 2A y La Col A (van der Meulen *et al.* 2012; García-Paredes *et al.* 2016). En este caso, solo cabe decir que los restos atribuidos a la zona D en Bardenas entran dentro del límite atribuido a esta zona en el área tipo del Aragoniense.

En lo referente a la subdivisión de la zona D, en la cuenca del Ebro apenas se han identificado taxones representativos para poder asignar las localidades a las subzonas. En Bardenas se ha conseguido identificar *Microdyromys remmertii* en la localidad de PF2, lo que lo sitúa en la zona Dc (Ruiz-Sánchez *et al.* 2013). El yacimiento de Tarazona (Astibia, *et al.* 1981) clásicamente atribuido a la zona D, ha sido revisado con posterioridad por Álvarez-Sierra *et al.* (2006) y Murelaga *et al.* (2008) y especifican su atribución bioestratigráfica a la subzona Dc o Dd. El resto de asignaciones bioestratigráficas de las localidades tanto de Bardenas como de la Sierra de Alcubierre son más generales. Esto induce a cuestionar la utilidad real de las subzonas, y cabe mencionar que habría que emplearlas con precaución.

10.3 IMPLICACIONES

Esta propuesta solventa algunos de los vacíos o imprecisiones planteadas en los capítulos de presentación de esta tesis (ver fig. 1.1 en la página 11 y fig. 4.6 en la página 59), que hasta ahora estaban menos definidos, dada la falta de datos robustos en secciones de edad Ramblense y Aragoniense inferior. Como se ha observado, existe un gran desfase entre las edades calculadas en la Formación Tudela respecto a las estimadas en Calatayud-Montalbán para el Ramblense.

De este modo, en la figura 10.1 se ve cómo el mayor desfase se da entre las zonas Z y A. En la nueva propuesta la zona Z es considerablemente menor que la zona A, mientras que en las edades propuestas por van Dam *et al.* (2006), la Z está sobrerrepresentada. Así, en las Bardenas, el registro de la zona Z se extiende unos 0,5 Ma y en Calatayud-Teruel se extendería prácticamente 1,5 Ma. Lo contrario ocurre con la zona A, que en la cuenca del Ebro muestra una extensión de 2 Ma, cuando van Dam *et al.* (2006) proponen una extensión de alrededor de 1 Ma. Esto puede deberse, por un lado, a que Calatayud-Teruel debe tener un registro incompleto de la zona A, que hace que la Z parezca mucho mayor. Por otro lado, a que las secciones estratigráficas de las áreas tipo del Ramblense y Aragoniense no deben estar claras.

Por ello, es recomendable realizar el ejercicio de situar los yacimientos en el orden propuesto por Freudenthal (2006), y ver si su asignación bioestratigráfica encaja con la propuesta en esta tesis. Esto ayudaría a esclarecer la problemática que existe en las cuencas de Calatayud y Teruel con las secciones estratigráficas (ver van der Meulen *et al.* 2003; Freudenthal, 2006 y van der Meulen *et al.* 2012).

En esta propuesta de calibración no se han considerado las subdivisiones de las zonas C y D ya que no se han identificado, en la mayoría de los casos, suficientes marcadores bioestratigráficos para realizar una asignación tan precisa en la cuenca del Ebro. También cabe destacar que la subzona Y2 cubre un intervalo temporal muy corto, abarcando solamente unos 0,23 Ma, que es el tiempo calculado desde el yacimiento Y2 más bajo (CA2) hasta Tardienta (fig. 10.1). Por lo tanto, la utilidad de estas subdivisiones es cuestionable, por un lado, porque se restringe a las cuencas próximas al área tipo y pierden su utilidad en correlaciones entre cuencas más alejadas. Por otro lado, el intervalo temporal que abarcan la mayoría de ellas es muy reducido, y posiblemente esté condicionado por la diversificación y expansión de las especies, lo que puede generar mayores diacronismos entre cuencas.

Todo ello puede generar problemas a la hora de realizar estudios que requieran series de tiempo, como pueden ser reconstrucciones paleoambientales, modelos evolutivos, etc. Por ello, se considera que la ciclicidad evolutiva que proponen van Dam *et al.* (2006) ha de ser revisada para este intervalo. De igual modo que las inferencias paleoecológicas realizadas con datos tanto cronológicos (Böhme *et al.* 2011), como con edades relativas (Daams *et al.* 1997; Daams *et al.* 1988), han de tomarse con cautela.

Capítulo XI

PALEOECOLOGÍA

La paleoecología consiste en el estudio de las relaciones de los organismos vivos del pasado con el medio en el que vivían (Brenchley y Harper, 1998). Los cambios ambientales afectan a los organismos que conforman un ecosistema, de este modo, se pueden determinar relaciones entre los ecosistemas del pasado con los taxones que aparecen en una localidad fosilífera (tafocenosis) (Walker, 1992; Wellnitz y Poff, 2001). Así, las perturbaciones en el funcionamiento del ecosistema darán como resultado modificaciones en la composición faunística, y viceversa (Gómez Cano, 2013). No obstante, el ecosistema y la estructura de la comunidad pueden mantenerse estables en el tiempo pese a la desaparición de algunas especies (Margalef, 1991; Andrews, 2006; Gómez Cano *et al.* 2006).

De estas premisas surge la idea de realizar aproximaciones sinecológicas basadas en el estudio de asociaciones fósiles, analizando su estructura y comparándolas con comunidades actuales para inferir el paleoambiente (Wing *et al.* 1992; Daams *et al.* 1999). Es de destacar, que en ambientes continentales neógenos como el que se abarca en esta tesis, los mamíferos son el grupo más utilizado. Ejemplo de ello son, Legendre (1986) y Hernández-Fernández *et al.* (2006). Además, dentro de los mamíferos, los roedores son un grupo particularmente interesante, puesto que muestran respuestas rápidas a los cambios en el medio y tienen una amplia distribución geográfica (Fortelius *et al.* 2002; Sesé, 2006).

Por ello, no es de extrañar encontrar numerosos trabajos paleoecológicos, sobre el Mioceno inferior y medio, basados en estudios de microvertebrados en general. A nivel europeo destacan, por ejemplo, Maridet *et al.* (2007 y 2013) donde describen los factores ambientales que controlan los cambios biogeográficos de los micromamíferos o Böhme (2003) y Böhme *et al.* (2008 y 2011), donde calculan paleoprecipitaciones a partir de anfibios y reptiles. En la Península Ibérica han sido numerosos los estudios que se han realizado con micromamíferos, especialmente

con roedores para inferir condiciones relativas de humedad y temperatura (p. ej.: van Dam y Weltje, 1999; Alcalá *et al.* 2000; Gómez-Cano, 2013) o comparar datos globales obtenidos en sondeos marinos con comunidades de micromamíferos (p. ej. Hordijk. 2010). Si bien hay que mencionar, que casi todos estos trabajos incluyen faunas a partir del Mioceno medio, y por ello, el máximo y la parte final del Óptimo Climático del Mioceno medio (OCMM), desde los 17 Ma hasta los 15 Ma.

Para entender el comienzo del OCMM, se deben incorporar datos de edades anteriores, y para ello, es preciso contar con una escala biocronológica robusta, como ya se ha mencionado en el capítulo anterior. En la Península Ibérica existen trabajos que abarcan estas edades, pero siempre basados en edades relativas, lo que implica que se pierda la escala temporal absoluta, como son el caso de Daams y van der Muelen (1983), Daams *et al.* (1988 y 1997) y Murelaga (2000). Algo parecido ocurre con trabajos paleoambientales a nivel europeo, pero en estos casos, la problemática reside en que los datos que incorporan del Mioceno inferior de la Península Ibérica no están correctamente calibrados, y presentan un desfase temporal considerable, como van Dam *et al.* (2006) y Böhme *et al.* (2011).

En este capítulo se discutirán, en primer lugar, las preferencias paleoambientales de los roedores, asignando cada taxón identificado a condiciones de humedad y temperatura relativas. En segundo lugar, se presentarán dos graficas donde se muestran las variaciones relativas de dichos parámetros durante el Mioceno inferior.

11.1 Los roedores como indicadores paleoambientales

La forma clásica de trabajar con micromamíferos es asignándoles unos requerimientos de hábitats a cada taxón (Daams *et al.* 1988 y 1997; van Dam y Weltje, 1999; Murelaga, 2000; Gómez Cano, 2013). Estas asignaciones se hacen comparando la morfología dental de los taxones fósiles con la variación de morfologías que presentan los grupos de roedores actuales según el hábitat en el que viven. La proporción relativa de cada uno de estos taxones se relaciona directamente con el ambiente que se le atribuye, y de este modo se obtienen curvas de variación relativa de temperatura y humedad a lo largo de un intervalo temporal. Este método puede presentar discrepancias con los resultados obtenidos

mediante los análisis isotópicos del $\delta^{13}\text{C}$ en los incisivos de roedores (Freudenthal et al. 2014).

Algunos autores (Legendre *et al.* 2005; Montuire *et al.* 2006) han propuesto un método para calcular paleotemperaturas absolutas a partir del número de especies de cricétidos, basado en la comparación de los Sigmodontinae y Cricetinae. En la presente tesis no se ha empleado este método, puesto que la ausencia total de cricétidos en la zona local A del Ramblense implicaría temperaturas anuales excesivamente bajas, que no serían propias de un contexto subtropical, ya que rondarían los -7.6 °C de media anual, con una mínima de -27.9 °C y una máxima de 12.6 °C anuales.

En esta tesis, al no haberse realizado análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ en el esmalte de los dientes, se ha optado por utilizar la metodología propuesta por Daams y van der Muelen (1983), y empleada posteriormente de forma común en estudios del Mioceno de la Península Ibérica (p. ej. Daams *et al.* 1988 y 1997; van Dam y Weltje, 1999; Murelaga, 2000; Gómez Cano, 2013). En la tabla 11.1 se muestran los requerimientos medioambientales asignados a los grupos de roedores estudiados en la Formación Tudela, a partir de su morfología dentaria y comparación con los trabajos previamente citados.

Daams *et al.* 1997 proponen una clasificación de los glíridos según la morfología de los molares superiores en comparación con el hábitat de representantes actuales con morfología dentaria similar. De este modo, géneros como *Altomiramys*, *Armantomys*, *Peridyromys*, *Praearmantomys*, *Pseudodryomys* y *Simplomys* se han considerado habitantes de campo abierto y de costumbres terrestres, dada la morfología dental simple y asimétrica que presentan, parecida a la del representante actual *Myomimus* (Daams *et al.* 1997). Por otro lado, los géneros *Glirudinus*, *Miodyromys* y *Vasseuromys* presentan patrones dentarios complejos y asimétricos, más parecidos al actual *Muscardinus*, asociado a bosques caducifolios de hoja ancha (Gómez Cano, 2013).

En lo que respecta a los esciúridos, Gómez Cano (2013) asocia al género *Spermophilinus* a bosques de tipo pluvisilva y laurisilva, mientras que *Heteroxerus* sería más cosmopolita. Los eomiidos, pese a ser un grupo extinto en la actualidad, se han relacionado con zonas boscosas, incluso en algunas especies se han observado adaptaciones anatómicas al planeo (Storch *et al.* 1996; Daams *et al.* 1997). Los castores actuales requieren de abundantes masas boscosas y agua (Murelaga, 2000), por

lo que se les ha asignado una preferencia de hábitat hacia ambientes húmedos y boscosos.

Los análogos ecológicos actuales de los géneros de cricétido *Eumyarion* y *Megacricetodon* se asocian a zonas donde la vegetación predominante es de tipo pluvisilva y bosque tropical deciduo, por lo que se relacionan con ambientes húmedos, con lluvias estivales (Gómez Cano, 2013). *Eucricetodon*, de lo contrario es un indicador de ambientes secos (Daams et al. 1997), mientras que *Democricetodon* parece ser un género cosmopolita sin preferencias de hábitat marcadas (Gómez Cano, 2013).

Preferencias climáticas y de hábitat de los roedores		
Clima seco / Pradera	Cosmopolita	Clima húmedo / Bosque
<i>Eucricetodon</i> <i>Altomiramys</i> <i>Armantomys</i> <i>Peridyromys</i> <i>Praearmantomys</i> <i>Pseudodryomys</i> <i>Simplomys</i>	<i>Democricetodon</i> <i>Microdryomys</i> <i>Prodryomys</i> <i>Pseudodryomys</i> <i>Heteroxerus</i>	<i>Eumyarion</i> <i>Megacricetodon</i> <i>Glirudinus</i> <i>Miodryomys</i> <i>Vasseuromys</i> <i>Spermophilinus</i> <i>Ligerimys</i> <i>Pseudootheridomys</i> <i>Castoridae</i>
Preferencias térmicas de los roedores		
Cálido	Euritermo	Frío
<i>Eumyarion</i> <i>Megacricetodon</i> <i>Glirudinus</i> <i>Miodryomys</i> <i>Pseudodryomys</i> <i>Vasseuromys</i> <i>Ligerimys</i> <i>Pseudootheridomys</i> <i>Heteroxerus</i> <i>Spermophilinus</i>	<i>Democricetodon</i> <i>Eucricetodon</i> <i>Altomiramys</i> <i>Armantomys</i> <i>Microdryomys</i> <i>Miodryomys</i> <i>Peridyromys</i> <i>Praearmantomys</i> <i>Prodryomys</i> <i>Simplomys</i> <i>Castoridae</i>	<i>Peridyromys murinus</i>

Tabla 11.1. Requerimientos medioambientales de los grupos de roedores estudiados en la Formación Tudela (Daams et al. 1988 y 1997; van Dam y Weltje, 1999; Murelaga, 2000 y Gómez Cano, 2013), explicación detallada en el texto.

En lo referente a paleotemperaturas, el glírido *Peridyromys murinus* toleraría temperaturas relativamente frías, ya que se ve un desplazamiento hacia el norte de esta especie a lo largo del Mioceno inferior y medio (Daams y van der Meulen, 1984; Daams *et al.* 1997; Murelaga, 2000). De lo contrario, *Glirudinus*, *Miodyromys*, *Pseudodryomys* y *Vasseuromys* se ha optado por asignarlos como indicadores de temperaturas más cálidas. Gómez Cano (2013) asocia el género *Glirudinus* a un clima templado típico, igual que el actual *Muscardinus*. La afinidad térmica de *Vasseuromys* está más discutida, ya que van Dam y Weltje (1999) lo asocian a temperaturas relativamente más frías, en relación al posible hábito de hibernación que podrían tener los glíridos de patrones dentarios complejos, mientras que Gómez Cano (2013) asocia glíridos con este tipo de patrones como *Ramys* también a climas subtropicales con lluvia invernal y sequía estival. Esto implica, que *Vasseuromys* podría tratarse de un indicador de fuertes contrastes estacionales. *Miodyromys* y *Pseudodryomys* están presentes en mayor número de biotopos, se suelen asociar a temperaturas templadas (Gómez Cano, 2013).

Se ha optado por asociar los eomiidos a ambientes relativamente cálidos, ya que Gómez Cano (2013) los asocia a numerosos climas cálidos, si bien es cierto que podrían indicar una fuerte estacionalidad como proponen van Dam y Weltje (1999). Entre los esciúridos, se han asociado los dos géneros a temperaturas cálidas, puesto que Gómez cano (2013) relaciona el género *Spermophilinus* con climas de tipo ecuatorial y templado cálido, y *Heteroxerus*, aunque esté presente en más tipos de clima parece estar unido a temperaturas relativamente cálidas.

Los cricétidos *Eumyarion* y *Megacricetodon*, se asocian a climas ecuatoriales y tropicales (Gómez Cano, 2013), por lo que es de suponer que presentan preferencia respecto a temperaturas cálidas.

11.2 Evolución paleoclimática al comienzo del OCMM

Una vez establecidas las afinidades de hábitat y temperaturas de los diferentes taxones de roedores y agrupados como se aprecia en la tabla 11.1, se ha calculado la proporción en la que aparece cada uno de esos grupos en cada localidad (fig. 11.1). Para ello, se han descartado aquellos yacimientos que contengan menos de cinco restos de roedores, por intentar que el resultado sea representativo, considerando la pobreza

relativa de muchos de los yacimientos. En la tabla 11.2 (ver Anexo IV, material complementario digital) se indican el número de restos recuperados de cada taxón en las diferentes localidades de la Formación Tudela, tanto a lo largo de esta tesis como anteriormente por Murelaga (2000), Murelaga *et al.* (2004b), Larrasoaña *et al.* (2006) y Ruiz-Sánchez *et al.* (2012b, 2012c y 2012d). En la figura 11.1 se aprecia, en porcentajes, los taxones recuperados en cada yacimiento según sus preferencias térmicas y de humedad.

En lo que respecta a la temperatura, en rasgos generales, destaca la tendencia que muestran hacia un aumento de la proporción de faunas con afinidades a climas cálidos, lo que se interpreta como un aumento de temperatura relativo. Hay que tener en cuenta, que estos cambios relativos para el Mioceno inferior de la Península Ibérica se enmarcan en un contexto subtropical. Esta tendencia general al calentamiento, se ve interrumpida por variaciones de menor escala. Así, durante el Ageniense, la mayoría de faunas no presentan afinidades térmicas definidas y es a partir los 19,8 Ma hasta los 18 Ma donde se registran faunas de climas relativamente fríos, como es *Peridyromys murinus*. En ese intervalo se aprecian dos máximos que indican condiciones más frías, en 19,5 Ma y 18,65 Ma, relacionados con los yacimientos CA3 y N6 (junto con niveles coetáneos como N2b, N4, N5b), mientras que el máximo cálido entre ambos estaría en CA4, con 19,2 Ma. Estas fluctuaciones registradas durante el Rambliense se correlacionan *grosso modo* con las obtenidas por Daams *et al.* 1997, que indican un mínimo de temperatura relativa al inicio del Rambliense y otro hacia la mitad. Antes del límite Rambliense/Aragoniense Daams *et al.* (1997) indican un máximo cálido, que en la Formación Tudela se registra en torno a los 17,4 Ma, entre los yacimientos PF1 y CSA3. En estas correlaciones queda latente la falta de robustez que presentan las curvas realizadas sin dataciones absolutas, como es el caso de las propuestas por Daams *et al.* (1997), donde el desfase que presentan respecto a las curvas obtenidas en la Formación Tudela es considerable.

A partir del Aragoniense desaparece *Peridyromys murinus*, según Daams *et al.* (1997), porque registra una migración hacia el norte, lo que revela que prevalecieron condiciones más cálidas en la Península Ibérica. Por lo tanto, pese a que la tendencia al calentamiento empezara en torno a los 19 Ma, parece que alcanza su máximo a partir de los 17,4 Ma, coincidiendo con los yacimientos PF1 y CSA3, donde prácticamente el 100% de las faunas recuperadas indican condiciones cálidas.

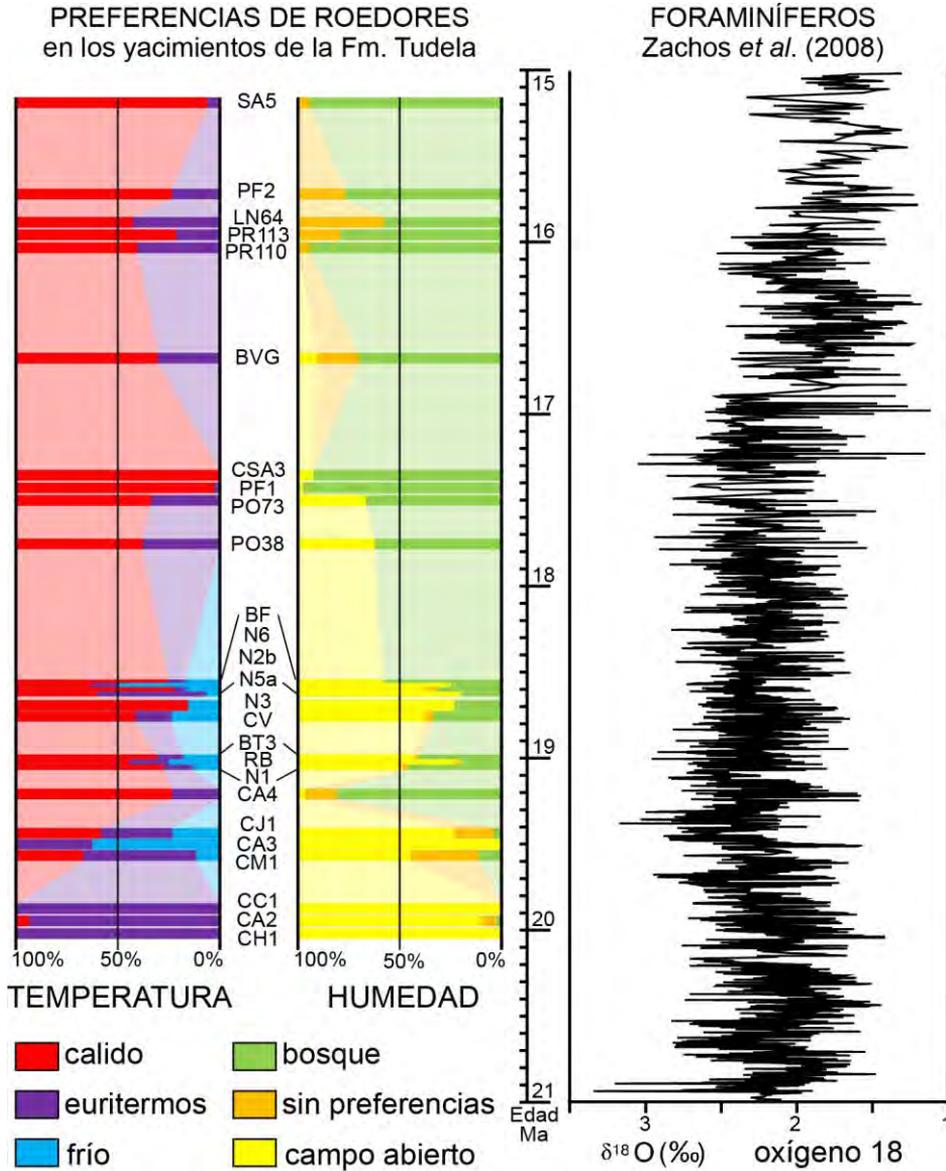


Figura 11.1. Gráficas que muestran el porcentaje de taxones de roedores en los yacimientos estudiados según sus preferencias ambientales. A la derecha se compara con las curvas isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$) obtenidas en foraminíferos bentónicos mediante sondeos marinos (Zachos *et al.* 2008).

Al correlacionar el aumento relativo de temperatura a principios del Aragoniense indicado por los roedores en la Formación Tudela con la variación isotópica que registran los foraminíferos bentónicos de los sondeos del Atlántico (fig. 11.1), se aprecia un desfase de casi 2 Ma. El isótopo ^{18}O se considera un indicador de paleotemperaturas, donde la disminución del $\delta^{18}\text{O}$ se interpreta como un aumento de temperatura (Zachos *et al.* 2001 y 2008; Böhme *et al.* 2003).

Esto implica que, mientras en medios continentales la tendencia al calentamiento comienza en torno a los 19 Ma, en ambientes marinos comienza en 17,5 Ma, y alcanza el máximo entre 17 Ma y 15 Ma (Mudelsee *et al.* 2014), con un aumento mucho más abrupto que en medios continentales. Esto se puede deber a que el inicio del OCMM está registrado antes en medios continentales que en marinos, y que posiblemente la respuesta ambiental en el entorno continental fuera más gradual que en el marino, donde sería más repentino.

Por otro lado, en lo que respecta a la estimación de humedad, se aprecia una tendencia general desde faunas con preferencias de ambientes secos y campo abierto hacia faunas de ambientes húmedos y bosques. En la mitad inferior del Rambliense destaca un máximo de humedad, que en la Formación Tudela se registra en el yacimiento CA4, con una edad de 19,2 Ma (fig. 11.1). A partir de los 17,7 Ma, se aprecia un aumento significativo de las faunas indicadoras de humedad. Posteriormente, se da un pequeño descenso de la humedad en torno a los 15,9 Ma, en el yacimiento LN64, marcado por el aumento relativo de faunas a las que no se les ha asignado preferencias de humedad, pero no por faunas propiamente de ambientes secos. Este descenso relativo de humedad se correlaciona con el indicado por Daams *et al.* (1997) entre el Aragoniense inferior y medio.

De todo ello se concluye que en el intervalo de casi 5 Ma que comprende la Formación Tudela, se registran las condiciones ambientales al inicio del OCMM. Por un lado, el aumento progresivo de temperatura registrado por roedores en el área de estudio comienza en torno a los 19 Ma. Esto representa un desfase de casi 2 Ma respecto a lo que ocurre en medios marinos, calculado mediante los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ realizados en foraminíferos bentónicos de sondeos, donde marcan el máximo entre 17 Ma y 15 Ma (Zachos *et al.* 2001 y 2008; Cramer *et al.* 2009; Mudelsee *et al.* 2014), si bien comenzaría a notarse una tendencia al cambio en 17,5 Ma (Mudelsee *et al.* 2014). Por otro lado, Böhme (2003) estudia los vertebrados ectotérmicos de Europa central, y

sitúa el punto máximo del óptimo cálido y húmedo entre los 18 y 16,5 Ma, aunque las condiciones cálidas comenzaran ya en torno a los 19 Ma y acabaran hacia los 13,7 Ma. Los resultados obtenidos en Bardenas Reales de Navarra son consistentes con lo registrado por los anfibios y reptiles en Europa central (Böhme, 2003), puesto que el máximo cálido se registra en la Formación Tudela a partir de 17,4 Ma.

En lo que respecta a la humedad, los valores relativos aumentan hacia el OCMM, desapareciendo por completo los marcadores de ambientes de campo abierto. Ya se ha mencionado anteriormente, que muchos de los indicadores de bosque como el glírido *Vasseuromys*, se asocian a climas con una estacionalidad muy marcada (van Dam y Weltje, 1999). En la localidad LN64, la mineralogía de arcillas indica una fuerte estacionalidad (Suarez-Hernando *et al.* 2016), con mucho contraste entre la estación seca y húmeda. El estudio de ostrácodos realizado también en la sección de Loma Negra indica un enfriamiento del agua desde 16,6 Ma hasta los 15,9 Ma (Martínez-García *et al.* 2014). Este enfriamiento del agua coincide con el aumento en la columna de agua observado hacia techo de la sección, y esto puede deberse a un aumento de la pluviometría de carácter estacional, dentro del OCMM (Martínez-García *et al.* 2014). En esta época comprendida entre 15,5 Ma y 16,5 Ma se da el máximo desarrollo de calizas en la Formación Tudela (Anexo III), que se correlaciona con la máxima expansión lacustre identificada en la cuenca del Ebro (Valero *et al.* 2014). Estos datos apoyan la propuesta de otros autores como Böhme (2003) y Bruch *et al.* (2011) en la que consideran la marcada estacionalidad una de las características del Óptimo Climático del Mioceno medio, así como el aumento de ecosistemas húmedos (Diester-Haass *et al.* 2009; Henrot *et al.* 2010; Madern y van den Hoek Ostende, 2015).

En este contexto, se aprecia que la continuidad temporal de los yacimientos de microvertebrados no es homogénea, y esto genera discontinuidades en el registro paleoambiental que se obtiene de ellos, por ejemplo, en la figura 11.1 hay huecos sin datos de más de 0,5 Ma. Además, algunos trabajos indican que la heterogeneidad lateral de los yacimientos de vertebrados es muy considerable (Blanco y Hernández-Fernández, 2016), por lo que las inferencias realizadas a través de ellos han de tomarse con cautela. Por eso es tentador el uso en conjunto con otros indicadores con un registro aún más continuo en secciones continentales, como ya se ha realizado en el área de estudio de forma preliminar con carofitas (González-Pardos, 2012) u ostrácodos (Martínez-

García *et al.* 2014 y 2015). Al igual que el empleo de indicadores estratigráficos en relación a ciclos orbitales (Valero *et al.*, 2014; Pérez-Rivarés, 2016) o indicadores mineralógicos como los tipos de arcillas en relación a los ambientes de formación de suelos y paleoambientes (Inglès, 1998; Murelaga *et al.* 2008; Suarez-Hernando *et al.* 2016). En todos los trabajos paleoecológicos y paleoclimáticos es, a su vez, indispensable un buen control cronológico, que permita realizar comparaciones robustas entre los registros ecológicos de diferentes cuencas y ambientes sedimentarios.

PARTE IV

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de los estudios magnetobiocronológico y paleoecológicos realizados en el Mioceno inferior y medio de las Bardenas Reales de Navarra, en el sector noroccidental de la cuenca del Ebro. En este área hay un registro continuo de sedimentos continentales que afloran prácticamente horizontales, haciendo posible una datación magnetoestratigráfica robusta. En las investigaciones realizadas en las últimas décadas ha quedado patente el potencial fosilífero que presentan las Bardenas. De esta manera, en esta tesis, se han compilado nuevos datos con los conocidos previamente, y de ello se desprenden las siguientes conclusiones:

1. Las correlaciones estratigráficas han permitido conectar entre si un total de 16 secciones, en las que se incluyen las 36 localidades fosilíferas de vertebrados que se han estudiado hasta la fecha en el área de las Bardenas Reales de Navarra.

2. De los 21 yacimientos de micromamíferos estudiados, 8 ya se han publicado (CH1, CA1, CA2, CC1, CA3, CA3b, CA4 y SA5 en Ruiz-Sánchez *et al.* 2012a, 2012d y 2013), 3 están parcialmente publicados (PF1, LN64 y PF2 en Larrasoaña *et al.* 2006, Suarez-Hernando *et al.* 2013 y Ruiz-Sánchez *et al.* 2012b, 2012c y 2013) y 10 son inéditos aun (PO38, PO73, CSA3, BVG, PR110, PR113, PR118, PR121, PR125 y SA6).

3. De los 479 restos de micromamíferos identificados, se han descritos sistemáticamente 436 restos pertenecientes a roedores, y se han clasificado en 42 taxones diferentes (14 cricétidos, 22 glíridos, 3 eomiidos y 3 esciúridos). Algunos de ellos destacan por lo siguiente:

3.1. El cricétido *Democricetodon gracilis* es la primera vez que se cita en la Península Ibérica. Se ha descrito en las localidades de Pico del Fraile 1 y Loma Negra 64, siendo hasta la fecha el registro europeo más occidental.

CONCLUSIONES

3.2. Se identifican otros taxones poco comunes en la Península Ibérica, como el glírido *Miodyromys* cf. *aegercii* y el cricétido *Democricetodon affinis*.

3.3. Los glíridos *Vasseuromys rambliensis* y *Vasseuromys cristinae*, descritos originalmente en los yacimientos PF1 y PF2 de Bardenas, se han encontrado en más localidades. Esto implica, por un lado, que su distribución bioestratigráfica no se restringe exclusivamente a sus localidades tipo, y por otro, que se amplía el rango bioestratigráfico de *V. cristinae* desde la zona local D hasta las zonas C y D.

4. Los 21 yacimientos estudiados en la Formación Tudela abarcan un intervalo bioestratigráfico que va desde la zona local Y hasta la D. En el Ageniense, se han asignado a la zona local Y1 las localidades CH1 y CA1, y a la zona Y2 pertenecen CA2 y CC1. En el Ramblense inferior, CM1 y CA3 se han atribuido a la zona Z, y CA3b también ha sido atribuido tentativamente a la Z. En la zona A del Ramblense se han incluido las localidades CA4, PO38, PO73, PF1 y CSA3. En el Aragoniense inferior, se han adscrito las localidades BVG y PR110 a la zona C, este último yacimiento con reservas. A la zona D del Aragoniense medio corresponden PR121, LN64 y PF2, mientras que PR113, PR118, PR125, SA5 y SA6 también se han asignado a esta zona local, aunque con menor certeza, puesto que los taxones identificados en ellos tienen un amplio rango bioestratigráfico.

5. Se ha realizado un estudio magnetoestratigráfico en el que se han medido la dirección característica de un total de 116 muestras obtenidas en 3 secciones. Mediante la combinación de los nuevos datos con los que ya se conocían anteriormente (Larrasoña *et al.* 2006), se ha realizado una sección compuesta de 693,85 metros, en la que se han identificado 16 crones de polaridad (8 normales y 8 inversos).

6. La correlación magnetoestratigráfica de la sección compuesta de Bardenas con la GPTS 2012 (Ogg, 2012) ha permitido asignar una edad absoluta a cada yacimiento. La serie compuesta cubre el intervalo temporal desde 20,5 Ma hasta 15,17 Ma.

7. El control bioestratigráfico y magnetoestratigráfico obtenido en las Bardenas, junto con datos previos de las cuencas del Ebro y Calatayud-Teruel, ha permitido proponer una calibración biocronológica de las zonas locales. Así, se han ensamblado por primera vez, en la

Península Ibérica, el Aragoniense medio con el inferior, el Rambliense y el Ageniense.

7.1. En el Ageniense, se propone el límite entre las subzonas locales Y1 e Y2 en 19,93 ($\pm 0,01$) Ma.

7.2. Se admite el límite entre las zonas locales Y2 y Z en 19,7 Ma, puesto que los datos obtenidos en Bardenas son consistentes con la edad radiométrica asignada mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ al nivel de cenizas volcánicas de Tardienta (van Dam *et al.* 2006), propuesto como límite para el Ageniense/Rambliense por Odin *et al.* (1997).

7.3. Esto implica que la extensión temporal de la zona Y2 es extremadamente corta, lo cual cuestiona su utilidad práctica.

7.4. En el Rambliense, se sitúa el límite entre las zonas Z y A en 19,3 ($\pm 0,1$) Ma, quedando patente el desfase con la propuesta sin calibrar de van Dam *et al.* (2006).

7.5. Pese a que en Bardenas no se haya identificado el límite entre el Rambliense y el Aragoniense (zonas locales A/B), se defiende la propuesta de Agustí *et al.* (2011), donde consideran la primera aparición de *Democricetodon* como indicador, ya que es la propuesta original de Daams *et al.* (1987), y no la primera aparición común de dicho cricétido como proponen van Dam *et al.* (2006) y van der Meulen *et al.* (2011 y 2012). A partir de este criterio se sitúa el límite A/B en torno a 17,2 Ma.

7.6. Se calibra el límite inferior de la zona local C en 16,64 ($\pm 0,01$) Ma, siendo consistente con las propuestas de van Dam *et al.* (2006) y van der Meulen *et al.* (2012).

7.7. Los datos obtenidos para el límite entre el Aragoniense inferior y medio (zonas locales C/D) sostienen la hipótesis propuesta por van Dam *et al.* (2006) y van der Meulen *et al.* (2012), que sitúan dicho límite en 15,93 ($\pm 0,01$) Ma.

8. El estudio paleoecológico realizado a partir de las afinidades ambientales de los roedores, indica un aumento progresivo en las condiciones de humedad y temperatura al comienzo del Óptimo Climático del Mioceno medio. En él se observa que la tendencia al calentamiento comienza en ambientes continentales en torno a 19 Ma, casi 2 Ma antes con respecto a lo que se observa en el registro marino por Zachos *et al.* (2008) y Mudelsee *et al.* (2014).

CONCLUSIONES

9. De forma paralela a los objetivos principales de esta tesis se ha colaborado en otros estudios complementarios en el área de las Bardenas Reales.

9.1. El estudio paleolimnológico realizado mediante ostrácodos en la sección de Loma Negra muestra una tendencia al enfriamiento relativo de las aguas y un aumento de salinidad desde 16,6 Ma hasta los 15,9 Ma. Esta tendencia de enfriamiento se relaciona con el aumento de la pluviometría de carácter estacional dentro del OCMM, coincidiendo con el aumento de la columna de agua (Martínez-García *et al.* 2014).

9.2. El estudio mineralógico de la fracción arcilla realizado también en la sección de loma Negra muestra, por un lado, que el análisis de roca total complementa la interpretación realizada por Martínez-García *et al.* (2014) de que la sección de Loma Negra representa la evolución desde un medio aluvial distal hasta la instauración de un medio lacustre somero. Por otro lado, la mineralogía de arcillas indica una homogeneidad en prácticamente toda la sección, con excepción de algunos niveles donde durante el depósito de las cuales prevalecería un ambiente más cálido, y con una estacionalidad marcada por una época de lluvia (Suarez-Hernando *et al.* 2016).

9.3. El estudio de un conjunto de icnitas encontrado en unos bloques de arenisca en la localidad de Aguilares ha revelado las primeras huellas de ave de la Formación Lerín, atribuidas a la icnoespecie *Uvaichnites riojana*, que han permitido enmendar la diagnosis original de este taxón (Díaz-Martínez *et al.* 2016).

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Abdul Aziz, H., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Sanz-rubio, E. y Calvo, J. P. 2000. Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental calatayud Basin (NE Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 177: 9-22.
- Abdul Aziz, H., sanz-Rubio, E., Calvo, J. P., Hilgen, F. J. y Krijgsman, W. 2003. Palaeoenvironmental system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*, 50: 211-236.
- Aguilar, J. P. 1974. Les rongeurs du Miocène inférieur en Bas-Languedoc et les corrélations entre échelles stratigraphiques marine et continentale. *Geobios*, 7 (4): 345-398.
- Aguilar, J. P. y Lazzari, V. 2006. Nouvelles espèces de gliridés du gisement karstique de Blanquatère 1 (Miocène moyen, sud de la France). *Geodiversitas*, 28: 277-295.
- Aguilar, J. P., Michaux, J., Aunay, B., Calvet, M. y Lazzari, V. 2010. Compléments à l'étude des rongeurs (Mammalia, Rodentia, Cricetidae, Eomyidae, Sciuridae) du gisement karstique de Blanquatère 1 (Miocène moyen, sud de la France). *Geodiversitas*. 32 (3): 515-533.
- Agustí, J. 1978. *Fahlbuschia crusafonti* nov. sp., cricétido nuevo del Astaraciense superior del Vallés-Penedés. *Bulletín Informatiu Institut de Paleontologia Sabadell* 10: 63-68.
- Agustí, J. 1981. Cladistics and Paleomastology: Application to the Phylogeny of Rodents. I. Neogene Gliridae from Europe. *International Symposium: Concept and Method in Paleontology* (Barcelona): 103-110.
- Agustí, J. 1982. Biozonación del Neógeno continental de Cataluña mediante roedores (Mammalia). *Acta Geologica Hispánica*, 17: 21-26.
- Agustí, J. 1983. Roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Can Martí Vell (Vallès - Penedès, Cataluña, España). *Estudios Geológicos*, 39: 417-430.
- Agustí, J. 1999. A critical re-evaluation of the Miocene Mammal units in Western Europe: dispersal events and problems of correlation. En: J. Agustí, L. Rook y P. Andrews (Editores), *The evolution of Neogene terrestrial ecosystems in Europe*. Cambridge University Press: 84-112.

BIBLIOGRAFÍA

- Agustí, J. y Antón, M. 2002. *Mammoths, Sabertooths and Hominids. 65 million years of mammalian evolution in Europe*. Columbia University Press, New York, 313 pp.
- Agustí, J. y Arbiol, S. 1989. Nouvelles especes de rongeurs (Mammalia) dans l'Oligocène supérieur du bassin de l'Ebre (NE de l'Espagne). *Geobios*, 22 (3): 265-275.
- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M. y Llenas, M. 1994. Magnetobiostratigraphy of the Oligocene Miocene transition in the Ebro basin (Eastern Spain): state of the art. *Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, 26: 161-172.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. y Parés, J. M. 2001. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Science Reviews*, 52: 247-260.
- Agustí, J., Pérez-Rivarés, F.J., Cabrera, L., Garcés, M., Pardo, G. y Arenas, C. 2011. The Ramblian-Aragonian boundary and its significance for the European Neogene continental chronology. Contributions from the Ebro Basin record (NE Spain). *Geobios*, 44: 121-134.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A. M., Álvarez-Sierra, M. A., Azanza, B., Calvo, J. P., Cañaveras, J. C., Dam, J. A. van, Garcés, M., Krijgsman, W., Meulen, A. J. van der, Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz Rubio, E. 2000. El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 323-33.
- Álvarez-Sierra, M. A. 1988. Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia) del Oligoceno superior y Mioceno inferior español. *Scripta geológica*, 86: 1-207.
- Álvarez-Sierra, M. A. y Daams, R. 1987: *Pseudotheridomys fejfari*, a new species of Eomyidae (Rodentia) from the Ramblian (Lower Miocene) of northern Teruel (Spain). *Scripta Geologica*, 83: 19-26.
- Álvarez-Sierra, M. A. y García-Moreno, E. 1986. New Gliridae and Cricetidae from the Middle and Uper Miocene of the Duero Basin, Spain. *Studia Geologica Salmanticensia*, 22: 145-189.
- Álvarez-Sierra, M. A., Daams, R., Lacomba, J. I., López-Martínez, N., Sacristán-Martín, M.A. 1987. Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 10: 43-48.
- Álvarez-Sierra, M. A., Daams, R., Lacomba, J. I., López-Martínez, N., van der Meulen, A.J., Sesé, C. y de Visser, J. 1991. Palaeontology and biostratigraphy

- (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta Geologica*, 94: 1-77.
- Álvarez-Sierra, M.A., Calvo, J.P., Morales, J., Alonso-Zarza, A.M., Azanza, B., García Paredes, I., Hernández Fernández, M., van der Meulen, A.J., Peláez-Campomanes, P., Quiralte, V., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. y Soria, D. 2003. El tránsito Aragoniense-Vallesiense en el área de Daroca-Nombrevilla (Zaragoza, España). *Coloquios de Paleontología*, Vol. Ext. 1: 25-33.
- Álvarez-Sierra, M. A., García-Paredes, I. y Peláez-Campomanes, P. 2006. Middle Miocene Rodents from the Tarazona Area (Ebro Basin, Spain). *Beitr. Palaont.*, 30: 5-13.
- Andrews, P. 1990a. Small mammals taphonomy. En: E. H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein (Editores), *European Neogene Mammal Chronology*. Plenum Press, New York: 487-494.
- Andrews, P. 1990b. *Owls, Caves and Fossils*. Natural History Museum, London, 231 pp.
- Andrews, P. 1992. The basis for taphonomic research on vertebrate fossils. En: S. R. Fernández-López (Editor), *Conferencias de la reunión de tafonomía y fosilización*. Editorial Complutense, Madrid: 33-43.
- Andrews, P. 2006. Taphonomic effects of faunal impoverishment and faunal mixing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241: 572-589.
- Antunes, M. T. y Mein, P. 1981. Vertébrés du Miocène moyen de Amor (Leiria). Importance stratigraphique. *Ciências da Terra*, 6: 169-188.
- Aranzazu, J. M. 1869. Esqueleto de una cabeza de rinoceronte encontrado en Biviesca. *Rev. Min.*, 11: 27-29.
- Arenas, C. y Pardo, G. 1999. Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and paleogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Astibia, H. 1985. Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea (inédita). 265 pp.
- Astibia, H. 1987. Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). *Paleontología i Evolució*, 21: 11-42.
- Astibia, H., Morales, J. y Sesé, C. 1981. Tarazona de Aragón. Nueva fauna miocena de vertebrados. *Turiaso*, 2: 197-203.

BIBLIOGRAFÍA

- Astibia, H., Ginsburg, L., Janoo, A., Martínez, E., Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X. y Sesé, C. 1995. Primeros datos sobre las faunas de tetrápodos fósiles del Terciario continental de las Bardenas Reales de Navarra (Depresión del Ebro). XI Jornadas de Paleontología, Tremp: 41-43.
- Azanza, B. 1986. Estudio geológico y paleontológico del Mioceno del sector Oeste de Borja (prov. De Zaragoza). Cuadernos de Estudios Borjanos, 17-18: 63-126.
- Bahlo, E. 1975. Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel/Oberoligozän und ihre stratigrafische Stellung. Abhandlungen Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 71: 1-182.
- Barberà, X., Parés, J. M., Cabrera, L. y Anadón, P. 1994. High resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro Basin, NE Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85: 181-193.
- Barberá, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M. y Agustí, J. 2001. A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro Basin, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 187: 1-16.
- Baudelot, S. 1972. Etude des Chiroptères, Insectivores et Rongeurs du Miocène de Sansan (Gers). Tesis Doctoral. Université Paul Sabatier de Toulouse. 364 pp.
- Baudelot, S. y de Bonis, L. 1966. Nouveaux Gliridés (Rodentia) de l'Aquitainien du bassin d'Aquitaine. *Comptes Rendus Sommaires Société Géologique de la France*, 9: 342-343.
- Baudelot, S. y de Bonis, L. 1968: Contribution à l'étude des rongeurs de l'Aquitainien du Bassin d'Aquitaine. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 104: 160-164.
- Bauluz, B., Arenas, C., Fernández-Nieto, C. y González, J. M. 1994. Mineralogy and geochemistry of Miocene deposits at Alcubierre sierra, central sector of the Ebro Basin, Spain. *Clay Minerals*, 29: 391-400.
- Benton, M. J. y Harper, D. A. T. 2009. Taphonomy and the quality of the fossil record. En: *Paleobiology and the Fossil Record*, Wiley-Blackwell: 57-78.
- Bertling, M., Braddy, S.J., Bromley, R.G., Demathieu, G.R., Genise, J., Mikulas, R., Nielsen, J.K., Nielsen, K.S.S., Rindsberg, A.K., Schilrf, M. y Uchman, A. 2006. Names for trace fossils: a uniform approach. *Lethaia*, 39: 265-286.

- Black, C. C. 1965. New species of *Heteroxerus* (Rodentia, Sciuridae) in the French Tertiary. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel*, 76: 185-196.
- Blanco, F y Hernández-Fernández, M. 2016. Heterogeneidad lateral en las muestras de roedores del tramo T1 del Mioceno Medio de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid). *Estudios Geológicos*, 72 (2): e052, 1-12.
- Böhme, M. 2003. The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195: 389-401.
- Böhme, M., Ilg, A. y Winklhofer, M. 2008. Late Miocene “washhouse” climate in Europe. *Earth and Planetary Science Letters*, 275: 393-401.
- Böhme, M., Winklhofer, M. y Ilg, A. 2011. Miocene precipitation in Europe: Temporal trends and spatial gradients. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 304: 212-218.
- Bonis L. de. 1973. Contribution a l'etude des Mammiferes de l'Aquitaniens de l'Agenais: Rongeurs - Carnivores - Perissodactyles. *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. C*, 28: 1-192.
- Bowdich T. E. 1821. *An Analysis of the Natural Classification of Mammalia for the Use of Students and Travellers*. Paris, J. Smith. 115 pp
- Brenchley, P. J. y Harper, D. A. T. 1998. *Palaeoecology: ecosystems, environments and evolution*. Chapman & Hall, London, 402 pp.
- Bruch, A. A., Utescher, T., Mosbrugger, V. Y NECLIME. 2011. Precipitation patterns in the Miocene of Central Europe and the development of continentality. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304: 202-211.
- Bulot, C. 1979. Un nouvel *Eumyarion* (Rodentia, Mammalia) du Miocène de Bézian près de La Romieu (Gers). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 114 (3-4): 373–381.
- Butler, R. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell, Oxford, 319 pp.
- Calvo, J. P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Diaz Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez García, A., Pérez González, A., Portero J. M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., van der Meulen, A. J., Vera, J. A. y Mein, P. 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 29-40.

BIBLIOGRAFÍA

- Cande, S. y Kent, D. 1992. A new Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of geophysical research*, 100: 6093-6095.
- Cande, S. C. y Kent, D. V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of geophysical research*, 100: 6093-6095.
- Canudo, J. I., Cuenca, G., Odin, G. S. Lago, M., Arranz, E. y Cosca, M. 1994. Primeros datos radiométricos de la base del Ramblense (Mioceno inferior) en la Cuenca del Ebro. II Congreso Español del Terciario. Jaca (Huesca): 73-76.
- Carrasco, Á., Sacristán, S., Benítez-López, G., Romero-Nieto, D., Fesharaki, O. y López Martínez, N. 2008. Aplicaciones paleoclimáticas y paleoambientales de los estudios mineralógicos al yacimiento de vertebrados miocenos de Somosaguas. *Palaentologica Nova*, 8: 135-149.
- Casanovas-Vilar, I., Alba, D. M., Robles, J. M. y Moyà-Solà, S. 2011. Registro paleontológico continental del Mioceno de la cuenca del Vallès-Penedès. En: M. Pérez de los Ríos, J. Marigó, R. Minwer-Barakat, A. Bolet y D. DeMiguel (Editores), *Guía de Campo de las XXVII jornadas de la SEP. Paleontologia i evolució, memoria especial*, 6: 55-80.
- Casanovas-Vilar, I., Madern, A., Alba, D. M., Cabrera, L., García-Paredes, I., van den Hoek Ostende, L. W., De Miguel, D., Robles, J. M., Furió, M., van Damg, J., Garcés, M., Angelone, C. y Moyà-Solà, S. 2015. The Miocene mammal record of the Vallès-Penedès Basin (Catalonia). *Comptes Rendus Palevol*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.crpv.2015.07.004>
- Chamley, H. 1989. *Clay sedimentology*. Springer, Berlin, 625 pp.
- Costeur, L. y Legendre, S. 2008. Mammalian Communities Document a Latitudinal Environmental Gradient during the Miocene Climatic Optimum in Western Europe. *Palaios*, 23: 280-288.
- Costeur, L., Legendre, S., Aguilar, J. P. y Lécuyer, C. 2007. Marine and continental synchronous climatic records: Towards a revisión of the European Mid-Miocene mammalian biochronological framework. *Geobios-Lyon*, 40: 75-84.
- Crespo, V. D., Ruiz-Sánchez, F. J., Mansino, S., González-Pardos, M., Ríos, M., Colomina, E., Murelaga, X., Larrasoaña, J. C., Montoya, P. y Freudenthal, M. 2012. New findings of the genus *Altomiramys* (Mammalia, Gliridae) in the Lower Miocene (Agenian, Ramblian and Aragonian) of the Ebro and Ribesalbes-Alcora Basins (Spain). *PECKIANA*, 8: 245-254.
- Crespo, V. D., Ruiz-Sánchez, F. J., Freudenthal, M., Mansino, S., Marquina, R., Colomina, E. y Montoya, P. 2013. Primer registro del género *Eumyarion*

- (Mammalia, Cricetidae) en la cuenca de Ribesalbes-Alcora (Castellón, España). XXIX Jornadas Sociedad Española de Paleontología: 145-146.
- Crespo, V. D. En preparación. Los mamíferos del Mioceno inferior de la cuenca de Ribesalbes-Alcora. Tesis Doctoral, Universitat de València.
- Crusafont, M., Villalta, J. F. de y Truyols, J. 1955. El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallés-Penedés. Mem. Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 12: 3-272.
- Crusafont, M., Truyols, J. y Riba, O. 1966. Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja. Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 90: 53-76.
- Cuenca, G. 1985. Los roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Autol (La Rioja). Ediciones del Instituto de Estudios Riojanos-Ciencias de la Tierra, 2: 1-96.
- Cuenca, G. 1988. Revisión de los Sciuridae del Aragoniense y del Ramblense en la fosa de Calatayud-Montalbán. Scripta geológica, 87: 1-116.
- Cuenca, G. 1991: Quelques problèmes dans la classification des Sciuridae fossiles, un exemple dans le genre *Heteroxerus*. En: M. Le Berre y L. Le Guelle (Editores), Colloque Le Rongeur et L'espace, Paris: 195-202.
- Cuenca, G, Canudo, J. I., Andres, J. A, Laplana, C. 1992a. Los mamíferos del Aragoniense (Mioceno medio) de la Cuenca del Ebro (España). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 77-87.
- Cuenca, G, Canudo, J. I., Laplana, C. y Andres, J. A. 1992b. Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. Acta Geologica Hispanica, 27: 127-143. Homenaje a Oriol Riba Arderiu.
- Daams, R. 1974. *Pseudodryomys* (Gliridae, Rodentia, Mammalia) from Early and Middle Miocene deposits in Spain. Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, 77: 201-240.
- Daams, R. 1976. Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragon (Prov. Zaragoza) and Buñol (Prov. Valencia), Spain. Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., B, 79, 3: 152-182.
- Daams, R. 1981. The dental pattern of the Dormice *Dryomys*, *Myomimus*, *Microdryomys* and *Peridyromys*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, 3: 1-115.

BIBLIOGRAFÍA

- Daams, R. 1985. Glirinae (Gliridae, Rodentia) from the type area of the Aragonian and adjacent areas (provinces of Teruel and Zaragoza, Spain). *Scripta Geologica*, 77: 1-20.
- Daams, R. 1989. Miscellaneous Gliridae from the Miocene of the Calatayud-Teruel Basin, Aragón, Spain. *Scripta Geologica*, 89: 13-26.
- Daams, R. 1990. Hypsodont Myomiminae (Gliridae, Rodentia) in the Oligocene-Miocene boundary interval and Miocene of Spain. *Scripta Geologica*, 96: 1-62.
- Daams, R. 1999a. Family Gliridae. En: G. E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 301-318.
- Daams, R. 1999b. *Peridyromys darocensis* and *Peridyromys sondaari*, two new species of Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Lower Miocene (MN3-MN5) of the Calatayud-Daroca Basin, Zaragoza, Spain. *Deinsea*, 7: 83-90.
- Daams, R. y Bruijn, H. de. 1995. A classification of the Gliridae (Rodentia) on the basis of dental morphology. *Hystrix*, 6/1-2: 3-50.
- Daams, R. y Freudenthal, M. 1974. Early Miocene Cricetidae (Rodentia, Mammalia) from Buñol (Prov. Valencia, Spain). *Scripta Geologica*, 24: 1-16.
- Daams, R. y Freudenthal, M. 1981. Aragonian: the Stage concept versus Neogene Mammal Zones. *Scripta Geologica*, 62: 1-18.
- Daams, R. y Freudenthal, M. 1988. Cricetidae (Rodentia) from the type Aragonian; the genus *Megacricetodon*. En: M. Freudenthal (Editor), *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain)*. *Scripta Geologica*, special issue 1: 39-132.
- Daams, R. y Freudenthal, M. 1990. The Ramblian and the Aragonian: limits, subdivision, geographical and temporal extension. En: E. H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein (editors), *European Neogene Mammal Chronology*, Plenum Press, New York: 51-53.
- Daams, R. y van der Meulen, A.J. 1983. Paleoecological interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of Spain. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS). Interim Colloquium, Montpellier, 4 pp.
- Daams, R. y van der Meulen, A. J. 1984. Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of North Central Spain. *Paléobiologie Continentale*, XIV (2): 241-257.

- Daams, R., Freudenthal, M. y van de Weerd, A. 1977. Aragonian, a new stage for continental deposits of Miocene age. *Newsletters on Stratigraphy*, 6 (1): 42-55.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Alvarez Sierra, M. A. 1987. Ramblian: A new stage for continental deposits of early Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 65: 297-308.
- Daams, R., Freudenthal, M. y van der Meulen, A.J. 1988. Ecostratigraphy of micromammal faunas from the Neogene of Spain. En: M. Freudenthal (Editor), *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain)*. *Scripta Geologica, Special Issue 1*: 287-301.
- Daams, R., Álvarez Sierra, M. Á., van der Meulen, A. y Peláez-Campomanes, P. 1997. Los micromamíferos como indicadores de paleoclimas y evolución de las cuencas continentales. En: E. Aguirre, J. Morales y D. Soria (Editores), *Registros fósiles e Historia de la Tierra*. Editorial Complutense, Madrid: 235-269.
- Daams, R., van der Meulen, A. J., Álvarez Sierra, M. A., Peláez-Campomanes, P., Calvo, J. P., Alonso-Zarza, M. A. y Krijnsman, W. 1999a. Stratigraphy and sedimentology of the Aragonian (Early to Middle Miocene) in its type área (North-Central Spain). *Newsletter on Stratigraphie*, 37 (3): 103-139.
- Daams, R., van der Meulen, A.J., Álvarez Sierra, M.A., Peláez-Campomanes, P. y Krijnsman, W. 1999b. Aragonian stratigraphy reconsidered, and a re-evaluation of the middle Miocene mammal biochronology in Europe. *Earth and Planetary Science Letters*, 165: 287-294.
- Daxner-Höck, G. y Bruijn, H. de. 1981. Gliridae (Rodentia, Mammalia) des Eichkogels bei Mödling (Niederösterreich). *Paläontologische Zeitschrift*, 55: 157-172.
- Daxner-Höck, G. y Höck, E. 2009. New data on Eomyidae and Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Late Miocene of Austria. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 111 A: 375-444.
- de Bruijn, H. 1966. Some new Miocene Gliridae from the Calatayud area (Prov. Zaragoza, Spain). *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen B*, 69: 58-78.
- de Bruijn, H. 1967. Gliridae, Sciuridae y Eomyidae (Rodentia, Mammalia) miocenos de Calatayud (provincia de Zaragoza, España) y su relación con la bioestratigrafía del área. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 78: 189-373.

BIBLIOGRAFÍA

- de Bruijn, H. 1999. Superfamily Sciuroidea. En: G. E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 271–280.
- de Bruijn, H. 2009. The *Eumyarion* (Mammalia, Rodentia, Muridae) assemblage from Sandelzhausen (Miocene, Southern Germany): a test on homogeneity. *Paläontologische Zeitschrift*, 83 (1): 77-83.
- de Brijn, H. y Bosma, A. A. 2012. *Spermophilinus* and *Csakvaromys*, two names for the same genus of ground squirrel (Tamiini, Sciuridae, Rodentia, Mammalia) from the Neogene of Europe. *Annalen des Naturhistorischen Museum in Wien, Series A* 114: 317-320.
- de Bruijn, H. y Mein, P. 1968. On the Mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel basin. *Proc. Kon. Akad. Wetensch.*, B, 71: 73-90.
- de Bruijn, H. y Moltzer, J. G. 1974. The rodents from Rubielos de Mora; the first evidence of the existence of different biotopes in the Early Miocene of eastern Spain. *Proceedings van de Koninklijke Akademie van Wetenschappen B*, 77 (2): 129-145.
- de Bruijn, H. y Saraç, G. 1991. Early Miocene rodent faunas from the eastern Mediterranean area. 1. The genus *Eumyarion*. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen B*, 94 (1): 1-36.
- de Bruijn, H. Dawson, M. R. y Mein, P. 1970. Upper Pliocene Rodentia, Lagomorpha and Insectivora (Mammalia) from the isle of Rhodes (Greece). I, II and III. *Proceedings van de Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Series B* 73 (5): 535-584.
- de Bruijn, H., Daams, R., Daxner-Höck, G., Fahlbusch, V., Gisburg, L., Mein, P. y Morales, F. 1992. Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reischensburg 1990. *Newsletters on Stratigraphy*, 26 (2/3): 65-118.
- Dehm, R. 1950. Die Nagetiere aus dem Mittel-Miozän (Burdigalium) van Wintershof-West bei Eichstätt in Bayern. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie B*, 91 (3): 321-428.
- Depéret, M. Ch. y Douxami, H. 1902. Les Vertébrés Oligocènes de Pyrimont-Challonges (Savoie). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, 29,1: 1-90.
- Díaz-Martínez, I. 2013. *Ícnitas de dinosaurios bípedos de La Rioja (Cuenca de Cameros, Cretácico Inferior): icnotaxonomía y aplicación paleobiológica*. Tesis Doctoral, Universidad de la Rioja (inérita). 632 pp.
- Díaz-Martínez, I., Suarez-Hernando, O., Martínez-García, B, Larrasoaña, J. C., y Murelaga, X. 2016. First bird footprints from the lower Miocene Lerín Formation, Ebro Basin, Spain. *Palaeontologia Electronica*, 19.1.7A: 1-15.

- Díaz-Molina, M. y López-Martínez, N. 1979. El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). *Bioestratigrafía y Paleogeografía. Estudios Geológicos*, 35: 149-167.
- Diester-Haass, L., Billups, K., Gröcke, D.R., François, L., Lefebvre, V. y Emeis, K. C. 2009. Mid-Miocene paleoproductivity in the Atlantic Ocean and implications for the global carbon cycle. *Paleoceanography*, 24: PA1209, 1-19.
- Domingo, M. S., Alberdi, M. T. y Azanza, B. 2007. A new quantitative biochronological ordination for the Upper Neogene mammalian localities of Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 255: 361-376.
- Doukas, C. S. 2003. The MN4 faunas of Aliveri and Karydia (Greece). *Coloquios de Paleontología*, Vol. Ext. 1: 127-132.
- Efrenov, I. A. 1940. Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-Amer. Geol.*, 74: 81-93.
- Ehrmann, W. 1998. Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139: 213-231.
- Ehrmann, W.U. y Mackensen, A. 1992. Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in the Eocene-Oligocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 85-112.
- Engesser, B., 1979. Relationships of some insectivores and rodents from the Miocene of North America and Europe. *Bulletin of the Carnegie Museum of Natural History*, 14: 1-68.
- Engesser, B. 1999. Family Eomyidae. En: G. E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 319-335.
- Ezquerro del Bayo, J. 1850. Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid*: 161-184.
- Faci, E., Castiella, J., Del Valle de Lersundi, J., García de Domingo, A., Díaz de Neira, A., Salvany, J. M., Cabra, P., Ramírez, J. y Meléndez, A. 1997. Mapa Geológico de Navarra, E. 1:200.000, Diputación Foral de Navarra.
- Fahlbusch, V. 1964. Die Cricetiden (Mammalia) der Oberen Süßwasser-Molasse Bayerns. *Abhandlungen der Bayerische Akademie der Wissenschaften (N. F.)*. 118: 1-136.

BIBLIOGRAFÍA

- Fahlbusch, V. 1966. Cricetidae (Rodentia, Mamm.) aus der mittelmiozänen Spaltenfüllung Erkertshofen bei Eichstätt. *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, 6: 109-131.
- Fahlbusch, V. 1976. Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. *Newsletters on Stratigraphy*, 5 (2/3): 160-167.
- Fejfar, O., Heinrich, W.-D., Kordos, L. y Maul, L. C. 2011. Microtoid cricetids and the early history of arvicolids (Mammalia, Rodentia). *Palaeontol Electronica*, 14.3.27A: 1-38.
- Fernández-Jalvo, Y. y Andrews, P. 2016. Atlas of Thaphonomic Identifications, 1001+ Images of Fossil and Recent Mammal Bone Modification. *Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology Series*, Springer, 359 pp.
- Fernández-López, S. R. 1990. El significado de la autoctonía/aloclonía tafonómica. *Reunión de Tafonomía y Fosilización*: 115-124.
- Fernández-López, S. R. 1998. Tafonomía y fosilización. En: B. Meléndez (Editor), *Tratado de Paleontología*, tomo I. Textos universitarios, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 29: 51-105.
- Fernández-López, S. R. 2001. Tafonomía, fosilización y yacimientos de fósiles: modelos alternativos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 9.2: 116-120.
- Fischer, G. 1814. Volumen Tertium. Quadrupedum reliquorum, Cetorum et Monotrymatum descriptionem continens. Zoognosia tabulis synopticis illustrata. Nicolai Sergeidis Vsevolozsky, Mosquae. 732 pp.
- Fortelius, M., Eronen, J., Jernvall, J., Liu, L. P., Pushkina, D., Rinne, J., Tesakov, A., Vislobokova, I., Zhang, Z. Q. y Zhou, L. P. 2002. Fossil mammals resolve regional patterns of Eurasian climate change over 20 million years. *Evolutionary Ecology Research*, 4 (7): 1005-1016.
- Freudenthal, M. 1963. Entwicklungsstufen der miözanen Cricetodontinae (Mammalia, Rodentia) Mittelspaniens und ihre stratigraphische Bedeutung. *Beaufortia*, 10: 51-157.
- Freudenthal, M. 1967. On the mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel Basin. Part III. *Democricetodon* and *Rotundomys* (Rodentia). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch B* 70 (3): 298-315.
- Freudenthal, M. (Editor). 1988. Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain). *Scripta Geologica*, Special Issue, 1: 302 pp.

- Freudenthal, M. 2004. Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Eocene and Oligocene of the Sierra Palomera (Teruel, Spain). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 12: 97-173.
- Freudenthal, M. 2006. The status of *Democricetodon*, *Fahlbuschia*, *Pseudofahlbuschia* and *Renzimys* (Cricetidae, Mammalia). A reply to Van der Meulen *et al.* (2004). *Geobios*, 39: 43-55.
- Freudenthal, M y Daams, R. 1988. Cricetidae (Rodentia) from the type Aragonian; the genera *Democricetodon*, *Pseudofahlbuschia* nov. gen. and *Renzimys*. En: M. Freudenthal (Editor), *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain)*. *Scripta Geologica Special Issue 1*: 133-252.
- Freudenthal, M. y Martín-Suárez, E. 2007a. Revision of the subfamily Bransatoglinirinae (Gliridae, Rodentia, Mammalia). *Scripta Geologica*, 135: 241-273.
- Freudenthal, M. y Martín-Suárez, E. 2013a. New ideas on the systematics of Gliridae (Rodentia, Mammalia). *Spanish Journal of Palaeontology*, 28 (2): 239-252.
- Freudenthal, M., Hugueney, M. y Moissenet, M. 1994. The genus *Pseudocricetodon* (Cricetidae, Mammalia) in the Upper Oligocene of the Province of Teruel (Spain). *Scripta Geologica*, 104: 57-114.
- Freudenthal, M., García-Alix, A., Rios, M., Ruiz-Sánchez, F. J., Martín-Suárez, E. y Delgado Huertas, A. 2014. Review of paleo-humidity parameters in fossil rodents (Mammalia): Isotopic vs. tooth morphology approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 395: 122-130.
- Galán, E. 1986. Las arcillas como indicadores paleoclimáticos. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 9: 11-22.
- Gamez, J. A. y Liñán, E. 1996. Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología*, 11: 155-176.
- García-Castellanos, D. y Larrasoaña, J. C. 2015. Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia). *Geology*, doi:10.1130/G36673.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7): 2347.
- García-Paredes, I., Peláez-Campomanes, P. y Álvarez-Sierra, M. A. 2009. Gliridae (Rodentia, Mammalia) with a simple dental pattern: a new genus and

BIBLIOGRAFÍA

- new species from the European Early and Middle Miocene. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 157: 622-652.
- García-Paredes, I., Peláez-Campomanes, P. y Álvarez-Sierra, M. A. 2010. *Microdyromys remmertii*, sp. nov., A New Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Aragonian Type Area (Miocene, Calatayud-Montalbán Basin, Spain) *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30 (5): 1594-1609.
- García-Paredes, I., García-Paredes, Álvarez-Sierra, M. Á., van den Hoek Ostende, L., Hernández-Ballarín, V. Hordijke, K., López-Guerrero, P., Oliver, A. y Peláez-Campomanes, P. 2016. The Aragonian and Vallesian high-resolution micromammal succession from the Calatayud-Montalbán Basin (Aragón, Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 15: 781-789.
- Gómez Cano, A. R. 2013. Análisis Bioclimático y Paleoecológico de las faunas de roedores del Mioceno. Tesis Doctoral, Universidad Autonoma de Madrid (inérita). 280 pp.
- Goncharova, I. A., Scherba, I. G. y Khondkarian, S. O. 2004. Map 5: Early Middle Miocene (Langhian, Early Badenian, Chokrakian) 16-15 Ma. En: S. V Popov, F. Rögl, A. Y. Rozanov, F. F. Steininger, I. G. Shcherba y M. Kovac (Editores), *Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys*. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 250: 19-21.
- González-Pardos, M. 2012. Carófitos del Mioceno inferior de la Formación Tudela (Cuenca del Ebro, Navarra). Trabajo Fin de Master, Universitat de València (inérita). 68 pp.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Editores.). 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge. 610 pp.
- Grellet-Tinner, G., Murelaga, X., Larrasoaña, J. C., Silveira, L. F., Olivares, M., Ortega, L. A., Trimby, P. W. y Pascual, A. 2012. The First Occurrence in the Fossil Record of an Aquatic Avian Twig-Nest with Phoenicopteriformes Eggs: Evolutionary Implications. *PLoS ONE* 7 (10): e46972.
- Gubbins, D. y Herrero-Bervera, E. (Editores). 2007. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, The Netherlands, 1054 pp.
- Hadri, M., Pereda Suberbiola, X., Boutakiout, M. y Pérez-Lorente, F. 2007. Icnitas de posibles dinosaurios tireóforos del Jurásico Inferior (Alto Atlas, Goulmina, Marruecos). *Revista Española de Paleontología*, 22 (2): 147-156.
- Hamer, J. M. M., Sheldon, N. D., Nichols, J. y Collinson, M. E. 2007. Late Oligocene-Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247: 220-235.

- Hedberg, H. D., (Editor). (1976). International Stratigraphic Guide – A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. John Wiley and Sons, Nueva York, 200 pp.
- Heissig, K. 2006. Die Gattung *Miodyromys* (Gliridae, Mammalia) im tiefen Mittelmiozän der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. Beitr. Paläont., 30: 143-153.
- Henrot, A.-J., François, L., Favre, E., Butzin, M., Ouberdous, M. y Munhoven, G. 2010. Effects of CO₂, continental distribution, topography and vegetation changes on the climate at the Middle Miocene: a model study *Climate of the Past*, 6: 675-694.
- Hernández, J. M^a. 2000. Sedimentología, paleogeografía y relaciones tectónica/sedimentación de los sistemas fluviales, aluviales y palustres de la cuenca rift de Aguilar (Grupo Campóo, Jurásico superior-Cretácico inferior de Palencia, Burgos y Cantabria). Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea (inédita). 324 pp.
- Hernández-Ballarín, V. y Peláez-Campomanes, P. 2017. Updated biochronology of the Madrid Basin: species distribution and implications for the Middle Miocene rodent faunas of Spain. *Historical biology*: 1-12.
- Hernández-Fernández, M., Cárdbaba, J. A, Cuevas-González, J., Fesharaki, O., Salesa, M. J., Corrales, B., Domingo, L., Elez, J., López Guerrero, P. Sala-Burgos, N., Morales, J. y López Martínez, N. 2006. Los yacimientos de vertebrados del Mioceno medio de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid): implicaciones paleoambientales y paleoclimáticas. *Estudios Geológicos*, 62 (1): 263-294.
- Hillson, S. 2005. *Teeth*. Cambridge University Press. 388 pp.
- Hordijk, K. 2010. Perseverance of pikas in the Miocene. Interplay of climate and competition in the evolution of Spanish Ochotonidae (Lagomorpha, Mammalia). *Geologica ultraiectina*, 333. 232 pp.
- Hugueney, M. 1969. Les rongeurs (Mammalia) de l'Oligocène supérieur de Coderet-Bransat (Allier). *Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, 34: 1-227.
- Hugueney, M. 1999a. Genera *Eucricetodon* and *Pseudocricetodon*. En: G. E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 347-358.
- Hugueney, M. 1999b. Family Castoridae. En: G. E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 281-300.

BIBLIOGRAFÍA

- Hugueneý, M. y Adrover, R. 1990. Rongeurs (Rodentia, Mammalia) de l'Oligocène de Sineu (Balears, Espagne). *Paleontologia i Evolució*, 23: 157-169.
- Hugueneý, M., Collier, A., Huin, J. y Olivier, P. 1978. Un gliride nouveau du Miocene de Montaigu-le-Blin (Allier): *Pseudodryomys aljaphi* nov. sp. (Mammalia, Rodentia). *Revue Scientifique du Bourbonnais*, 1978: 27-45.
- Ilyina, L. B., Scherba, I. G. Khondkarian, S. O. y Goncharova, I. 2004. Map 6: Mid Middle Miocene (Middle Serravallina, Late Badenian, Konkian) 14-13 Ma. En: S. V Popov, F. Rögl, A. Y. Rozanov, F. F. Steininger, I. G. Shcherba y M. Kovac (Editores), *Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys*. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 250: 23-25.
- Inglès, M., Salvany, J.M., Muñoz, A. y Pérez, A. 1998. Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 116: 159-176.
- Jones, R. W. 1999. Marine invertebrate (chiefly foraminiferal) evidence for the palaeogeography of the Oligocene-Miocene of western Eurasia, and consequences for terrestrial vertebrate migration. En: J. Agustí, L. Rook y P. Andrews (Editores), *The evolution of Neogene terrestrial ecosystem in Europe*. Vol. 1: Hominoid evolution and climatic change in Europe. Cambridge University Press, Cambridge: 274-308.
- Kirschvink, J. L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.
- Kretzoi, M. 1943. Ein neuer Muscardinide aus dem ungarischen Miozän. *Földtani Közlöny*, 73: 271-273.
- Kretzoi, M. 1951. The Hipparion-fauna from Csákvár. *Földtani Közlöny*, 81: 384-417.
- Kretzoi, M. 1978. Wichtigere Streufunde in der Wirbeltierpalaontologischen Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt. M. All. *Földtani Intezet evi Jelentese*: 348-359.
- Kretzoi, M. y Fejfar, O. 2004. Sciurids and Cricetids (Mammalia, Rodentia) from Rudabánya. *Palaeontographia Italica*, 90: 113-148.
- Lacarra, E. 1919. Hallazgo importante en las Yeseras de Monteagudo (Navarra). *Bol. S. Nicolás Tolentino (P. P. Agustinos)*: 660-662.
- Lacomba, J. I. 1983. Estudio de los micromamíferos del Vallesiense inferior de Molina de Aragón (Guadalajara). Tesis de grado de Licenciatura, Universitat de València (inédita). 95 pp.

- Lacomba, J. I. y Martínez-Salanova, J. 1988. *Quercomys bijmai* gen. nov. sp. nov. (Gliridae, Rodentia, Mammalia) del tránsito Oligoceno-Mioceno español. *Estudios Geológicos*, 44: 107-118.
- Langereis, C.G., Krijgsman, W., Muttoni, G. y Menning, M. 2010. Magnetostratigraphy - concepts, definitions, and applications. *Newsletter on Stratigraphy*, 43 (3): 207-233.
- Larrasoaña, J. C., Murelaga, X. y Garcés, M. 2006. Magnetobiochronology of Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 243: 409-423.
- Lartet, E. 1851. Notice sur la colline de Sansan, suivi d'une récapitulation des diverses espèces d'animaux vertébrés fossiles, trouvés soit à Sansan, soit dans d'autres gisements du terrain tertiaire miocène dans le bassin sous-pyrénéen. Auch: J. A. Portes.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. y Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428: 261-285.
- Legendre, S. 1986. Analysis of mammalian communities from the late Eocene and Oligocene of Southern France. *Paleovertebrata*, 16: 191-212.
- Legendre, S., Montuire, S., Maridet, O. y Escarguel, G. 2005. Rodents and climate: A new model for estimating past temperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 235: 408-420.
- Llomas, M. R. 1959. Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la geología de sus proximidades. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, LVII: 33-47.
- López-Martínez, N. 1989. Revisión sistemática y bioestratigráfica de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 3, 342 pp.
- López-Martínez, N. 1992. Técnicas de estudio de microvertebrados. Los micromamíferos y su interés bioestratigráfico. En: H. Astibia (editor), *Paleontología de vertebrados: faunas y filogenia, aplicación y sociedad*, Servicio editorial de la Universidad del País Vasco/EHU, Bilbao: 345-365.
- López-Martínez, N. 1997. Cambios paleobiogeográficos en las cuencas mediterráneas durante el Terciario: ¿un proceso en equilibrio? En: E. Aguirre, J. Morales y D. Soria (Editores), *Registros fósiles e Historia de la Tierra*. Editorial Complutense, Madrid: 235-269.
- López-Martínez, N. y Truyols-Santonja, J. 1994. *Paleontología*, colección *Ciencias de la Vida*, 19. Editorial síntesis, 334 pp.

BIBLIOGRAFÍA

- López-Martínez, N., Sesé, C. y Sanz, J. L. 1977. La microfauna (Rodentia, Insectivora, Lagomorpha y Reptilia) de las fisuras del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Trab. Neogeno / Cuaternario*, 8: 47-73.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D. 2004. The Neogene period. En: F. M. Gradstein, J. G. Ogg y A. G. Smith (Editores), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 409-440.
- McElhinny, M. W. y McFadden, P. L. 2000. *Paleomagnetism: continents and oceans*. International Geophysics series 73, Academic Press, 386 pp.
- Madern, P. A. (Anneke) y van den Hoek Ostende, L. W. 2015. Going south: Latitudinal change in mammalian biodiversity in Miocene Eurasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 424: 123-131.
- Madoz, M., Urmeneta, A. y Peralta, J. 2013. *Bardenas Reales de Navarra, Flora y fauna, guía del visitante*. Comunidad de Bardenas Reales de Navarra, Tudela, 96 pp.
- Margalef, R. 1991. *Teoría de los sistemas ecológicos*. Universitat de Barcelona, Barcelona. 290 pp.
- Maridet, O. 2003. Révision du genre *Democricetodon* (Mammalia, Rodentia, Cricetinae) et dynamique des faunes de rongeurs du Néogène d'Europe occidentale: évolution, paléobiodiversité et paléobiogéographie. Tesis Doctoral, Université Claude Bernard - Lyon I (inédita). 252 pp.
- Maridet, O., Berthet, D. y Mein, P. 2000. Un nouveau gisement karstique polyphasé miocène moyen de Four (Isère): étude des Cricetidae (Mammalia, Rodentia) et description de *Democricetodon fourensis* nov. sp. *Géologie de la France*, 2: 71-79.
- Maridet, O., Escarguel, G., Costeur, L., Mein, P., Huguene, M. y Legendre, S. 2007. Small mammal (rodents and lagomorphs) European biogeography from the Late Oligocene to the mid Pliocene, 16: 529-544.
- Maridet, O., Costeur, L. y Legendre, S. 2013. European Neogene rodent communities: explaining family-level replacements through a spatiotemporal approach. *Historical Biology*, 25: 655-677.
- Martini, E. 1990. The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in European Tertiary. *Veröff Übersee-Museum Bremen*, 1, 10: 83-98.
- Martin, R. E. 1999. *Taphonomy: A Process Approach*. Cambridge Paleobiology Series, 524 pp.

- Martín-Suárez, E., Freudenthal, M. y Agustí, J. 1993. Micromammals from the Middle Miocene of the Granada Basin (Spain). *Geobios*, 26: 377-387.
- Martínez-García, B., Suarez-Hernando, O., Suárez-Bilbao, A., Pascual, A., Ordiales, A., Larrasoaña, J. C., Murelaga, X. y Ruiz-Sánchez, F. J. 2014. Asociación de ostrácodos del Mioceno temprano-medio de Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra, Cuenca del Ebro): evolución paleoambiental de un medio lacustre. *Ameghiniana*, 51 (5): 405-419.
- Martínez-García, B., Suarez-Hernando, O., Hernández, J. M., Suárez-Bilbao, A. y Murelaga, X. 2015. Análisis paleoambiental de los depósitos aluviales de la sección de Ceniceró a partir de las asociaciones de ostrácodos (Mioceno inferior, NO de la Cuenca del Ebro). *Estudios Geológicos*, 71 (1): e024, 1-14.
- Martínez-Salanova, J. 1987. Estudio paleontológico de los micromamíferos del Mioceno inferior de Fuenmayor (La Rioja). Ediciones del Instituto de Estudios Riojanos-Ciencias de la Tierra, 10: 1-99.
- Mayr, H. 1979. Gebissmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. Tesis Doctoral, University of München (inédita). 380 pp.
- Mein, P. 1958. Les mamifères de la faune sidérolithique de Vieux- Collonges. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*. 5: 1-122.
- Mein, P. 1975. Résultats du groupe de travail des vertébrés: biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. En: J. Senes (Editor), Report on Activity of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS). Working Groups, Bratislava: 77-81.
- Mein, P. 1999. European Miocene Mammal Biochronology. En: G. E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 25-38.
- Mein, P. y Freudenthal, M. 1971. Les Cricetidae (Mammalia, Rodentia) du Neogène Moyen de Vieux-Collonges. Part. 1: Le genre *Cricetodon* Lartet, 1851. *Scripta Geologica*, 5: 1-51.
- Mellet, J. S. 1974. Scatological origin of microvertebrate fossil accumulations. *Science*, 185: 349-350.
- Merrill, R. T., McElhinny, M. W. y McFadden, P. L. 1996. *The Magnetic Field of The Earth*. International Geophysics Series, 63. Academic Press, San Diego, 531 pp.
- Montes, M., Beamud, B., Garcés, M. y Calvo, J. P. 2006. Magnetoestratigrafía de las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 281-298.

BIBLIOGRAFÍA

- Montoya, P., Peñalver, E., Ruiz-Sánchez, F. J., Santisteban, C., Alcalá, L., Belinchón, M., Lacomba, J. I. 1996. Los yacimientos paleontológicos de la cuenca terciaria continental de Rubielos de Mora (Aragón). *Revista Española de Paleontología* n. ext.: 215-224.
- Montuire, S., Maridet, O. y Legendre, S. 2006. Late Miocene–Early Pliocene temperature estimates in Europe using rodents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238: 247-62.
- Moreno, E. G. 1987. Roedores y lagomorfos del Mioceno de la zona central de la Cuenca del Duero. Sistemática, bioestratigrafía y paleoecología. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid (inérita). 220 pp.
- Mosbrugger, V., Utescher, T. y Dilcher, D. L. 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *PNAS*, 102 (42): 14964-14969.
- Mudelsee, M., Bickert, T., Lear, C. H. y Lohmann, G. 2014. Cenozoic climate changes: A review based on time series analysis of marine benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Reviews of Geophysics*, 52: 333-374.
- Muirhead, L. 1819. *Mazology*. En: D. Brewster (Editor), *The Edinburgh encyclopaedia*. Fourth edition. William Blackwood, Edinburg, 13: 393-486.
- Muñoz, A. 1991. Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de la Rioja). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza (inérita). 496 pp.
- Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A. M. 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9 (1): 65-85.
- Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. 1986. Análisis tectosedimentario del Terciario de la Depresión de Arnedo (Cuenca del Ebro, prov. de la Rioja). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 427-435.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. y Villena, J. 2002. Ebro basin (northeastern Spain). En: W. Gibbons y T. Moreno (Editores), *The Geology of Spain*. The Geological Society, Londres: 301-309.
- Murelaga, X. 2000. Estudio de las faunas de vertebrados del Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra y áreas colindantes (Cuenca del Ebro, Navarra). Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea (inérita). 363 pp.
- Murelaga, X., Caballero, F., Rodríguez-Lázaro, J., Astibia, H. y Pereda-Suberbiola, X. 1997. Análisis preliminar de las ostrácodos del Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra (Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 22: 192-132.

- Murelaga, X., Lapparent de Broin, F., Pereda-Suberbiola, X. y Astibia, H. 1999. Deux nouvelles espèces de chéloniens dans le Miocène inférieur du Bassin de l'Ebre (Bardenas Reales de Navarre). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328: 423-429.
- Murelaga, X., Pereda Suberbiola, X., de Lapparent de Broin, F., Rage, J.-C., Duffaud, S., Astibia, H. y Badiola, A. 2002. Amphibians and reptiles from the Early Miocene of the Bardenas Reales of Navarre (Ebro Basin, Iberian Peninsula). *Geobios*, 35: 347-365.
- Murelaga, X., Astibia, H., Sesé, C., Soria, D. y Pereda-Suberbiola X. 2004a. Mamíferos del Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra (Cuenca del Ebro, Península Ibérica). *Munibe*, 55: 7-102.
- Murelaga, X., Larrasoña, J.C. y Garcés, M. 2004b. Nueva localidad fosilífera en el Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra (Cuenca del Ebro, Península Ibérica). *Geogaceta*, 36: 179-182.
- Murelaga, X., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Zuluaga, M.C. 2008. Nuevos datos bioestratigráficos y paleoecológicos del Mioceno medio (Aragoniense) del área de Tarazona de Aragón (Cuenca del Ebro, provincia de Zaragoza, España) *Ameghiniana*, 45: 393-406.
- Odin, G. S., Cuenca, G., Canudo, J. I. Cosca, M. y Lago, M. 1997. Biostratigraphy and geochronology of a Miocene continental volcanoclastic layer from the Ebro Basin, Spain. En: A. Montanari, G. S. Odin y R. Coccioni (editores), *Miocene Stratigraphy: an integrated approach*: 297-310.
- Ogg, J. G. 2012. Geomagnetic Polarity Time Scale. En: F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz y G. M. Ogg (Editores), *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Boston: 85-113.
- Oliver-Pérez, A., López-Guerrero, P. y Peláez-Campomanes, P. 2008. Primer representante del género *Megacricetodon* de la Cuenca de Calatayud-Daroca (Zaragoza, España). *Palaeontologica Nova SEPAZ*, 8: 317-329.
- Oliver, A. y Peláez-Campomanes, P. 2013. *Megacricetodon vandermeuleni* sp. Nov. (Rodentia, Mammalia), from the Spanish Miocene: a new evolutionary framework for *Megacricetodon*. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 33 (4): 943-955.
- Oliver, A. y Peláez-Campomanes, P. 2014. Evolutionary patterns of Early and Middle Aragonian (Miocene) of *Megacricetodon* (Rodentia, Mammalia) from Spain. *Palaeontogr. Abt. A* 303: 85-135.
- Oliver, A. y Peláez-Campomanes, P. 2016. Early Miocene evolution of the rodent *Megacricetodon* in Europe and its palaeobiogeographical implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 61 (1): 211-219.

BIBLIOGRAFÍA

- Opdike, N. D. y Channell, J. E. T. 1996. *Magnetic Stratigraphy*. International Geophysics Series, vol. 64. Academic Press, San Diego, 346 pp.
- Pardo, G. (coord.), Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F. J. Vázquez-Urbez, M. y Villena, J. 2004. Cuenca del Ebro. En: J. A. vera (Editor), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid: 533-543.
- Pereda-Suberbiola, X., Murelaga, X., Astibia, H. y Badiola, A. 2001. Restos fósiles del cocodrilo *Diplocynodon* (Alligatoidea) en el Mioceno Inferior de las Bardenas Reales de Navarra. *Revista Española de Paleontología*, 16 (2): 223-242.
- Pérez, A. 1989. *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector Riojano-Aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza (inédita). 525 pp.
- Pérez, A. y Muñoz, A. 1985. Los abanicos aluviales del Mioceno de la comarca de Tarazona. *Turiaso*, VI: 373-384.
- Pérez, A. y Villena, J. 1996. Caracterización sedimentológica de los sistemas aluviales del Terciario del margen ibérico de la Cuenca del Ebro (Sector Central). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 21: 297-318.
- Pérez-Rivarés, F. J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2002. Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 217-231.
- Pérez-Rivarés, F. J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2004. Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro Basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geologica Acta*, 2 (3): 221-234.
- Pérez-Rivarés, F. J. 2016. *Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza (inédita). 281 pp.
- Pickford, M. 1987. Concordance entre la paléontologie continentale de l'Est africain et les événements paléo-océanographiques au Néogène. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris série II*, 304 (12): 675-678.
- Pomel, A. 1853. *Catalogue méthodique et descriptif des Vertébrés fossiles découverts dans le Bassin hydrographique supérieur de la Loire et surtout de son principal affluent, l'Allier*. J. B. Baillière, Paris, 193 pp.

- Prieto, J. y Rummel, M. 2009. Small and medium-sized Cricetidae (Mammalia, Rodentia) from the Middle Miocene fissure filling Petersbuch 68 (southern Germany). *Zitteliana*, 48/49: 89-102.
- Prieto, J., Böhme, M., Maurer, H., Heissig, K. y Abdul Aziz, H. 2009. Biostratigraphy and sedimentology of the Fluvatile Untere Serie (Early and Middle Miocene) in the central part of the North Alpine Foreland Basin: implications for palaeoenvironment and climate. *International Journal of Earth Sciences*, 98 (7): 1767-1791.
- Reguant Serra, S. 2005. *Historia de la Tierra y de la Vida*. Ariel, Barcelona, 355 pp.
- Riba, O. 1964. Estructura sedimentaria del terciario Continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra. Aportación española al XX Congreso Geográfico Internacional, Londres: 127-138.
- Retallac, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. En: J. Reinhardt y R. S. Wayne (Editores), *Paleosols by the Geological Time: principles and applications*. Geological Society of America, 216: 1-20.
- Rodríguez Lázaro, J., Martín-Rubio, M. y Caballero, F. 1998. Ostrácodos del Mioceno continental de las Bardenas Reales (Navarra): sistemática y paleoecología. XIV jornadas de Paleontología, Tenerife. 147-148.
- Rögl, F. 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica*, 50 (4): 339-349.
- Ruiz de Gaona, M., Villalta, J. F. y Ceusafont, M. 1946. El yacimiento de mamíferos fósiles de las Yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 16: 157-165.
- Ruiz-Sánchez, F.J. 1992. Alto de Ballester: un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno inferior de la cuenca de Rubielos de Mora. Trabajo de investigación curso de doctorado, Universitat de València (inédita). 94 pp.
- Ruiz-Sánchez, F.J. 1999. Estudio paleontológico de los roedores fósiles del Mioceno inferior de la cuenca del río Magro (Valencia). Tesis Doctoral, Universitat de València (inédita). 395 pp.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Lacomba, J. I. y Santisteban, C. 1995. Caracterización de *Megacricetodon collongensis* (Mammalia, Rodentia) del Aragoniense de la localidad "Quesa 2" (Quesa, Valencia). *Revista Española de Paleontología*, 10 (2): 151-160.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Santisteban, C y Lacomba, J. I. 2003. Nuevas faunas de roedores fósiles (Mammalia, Rodentia) de edad Aragoniense inferior y medio en la serie del Barranco de Morteral (cuenca del río Magro, prov. De Valencia,

BIBLIOGRAFÍA

- España). En: N. López-Martínez, P. Peláez-Campomanes y M. Hernández-Fernández (Editores), En torno a Fósiles de Mamíferos: Datación, Evolución y Paleoambiente. Coloquios de Paleontología, Vol. Ext. 1, en honor al Dr. Remmert Daams: 385-441.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Lázaro-Calatayud, B. y Freudenthal, M. 2009. *Eomyops noeliae* sp. nov., a new Eomyidae (Mammalia, Rodentia) from the Aragonian of Spain. *Comptes Rendus Palevol*, 8: 375-384.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., Furió, M., Garcés, M., González-Pardos, M. y Suarez-Hernando, O. 2012a. Rodents and insectivores from the Lower Miocene (Agenian and Ramblian) of the Tudela Formation (Ebro Basin, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38 (2): 349-372.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., y Garcés, M. 2012b. A new species of glirid *Vasseuromys* from the Aragonian (Miocene) of the Ebro Basin (north-eastern Spain). *Acta Palaeontologica Polonica*, 5 (2): 225-239.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J. C. y Garcés, M. 2012c. *Vasseuromys rambliensis* sp. nov. (Gliridae, Mammalia) from the Ramblian (Lower Miocene) of the Tudela Formation (Ebro basin, Spain). *Palaeontologia Electronica* 15.1.4A: 1-16.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., y Garcés, M. 2012d. Hypsodont Myomiminae (Gliridae, Rodentia) from five new localities in the Lower Miocene Tudela Formation (Bardenas Reales, Ebro Basin, Spain) and their bearing on the age of the Agenian-Ramblian boundary. *Geodiversitas*, 34 (3): 645-663.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., Furió, M., Garcés, M., González-Pardos, M. y Suarez-Hernando, O. 2013. Micromammalian faunas from the Middle Miocene (Middle Aragonian) of the Tudela Formation (Ebro Basin, Spain). *Bulletin of Geosciences*, 88: 131-152.
- Ruiz-Sánchez, F. J., Lacombe-Andueza, J. I., Freudenthal, M. y Álvarez-Sierra, M. Á. 2014. A new species of *Vasseuromys* (Gliridae, Mammalia) from the Upper Oligocene of the Ebro Basin (Spain). *Paläontologische Zeitschrift*, 88 (1): 73-84.
- Salvany, J. M. 1989. Los sistemas lacustres evaporíticos del sector navarro-riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno inferior. *Acata Geologica Hispánica*, 24 (3-4): 231-241.
- Salvany, J. M., Muñoz, A. y Pérez, A. 1994. Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro

- Basin (Lower Miocene, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, A64 (2): 190-203.
- Salvany, J. M., Hernández, A., Portero, G., Pascual, H., Navarro, J. J., Simón, J. L., Gil Peña, I., Rodríguez Santisteban, R. y García Villar, A. 1995. Mapa Geológico de España, hoja 283, Fustiñana, E. 1:50.000. Instituto Tecnológico Minero de España.
- Salvany, J. M., García-Veigas, J. y Ortí, F. 2007. Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology*, 54: 443-467.
- Sancho, C., Murelaga, X., Larrasoaña, J. C., Peña-Monné, J. L., Carcavilla, L. y Belmonte, A. En preparación. Guía Geológica. Bardenas Reales de Navarra. Parque Natural y Reserva de la Biosfera. Comunidad de Bardenas Reales de Navarra.
- Sarjeant, W. A. 1989. "Ten paleoichnological commandments": a standardised procedure for the description of fossil vertebrate footprints. En: D. D. Gillette y M. C. Lockley (Editores), *Dinosaur Tracks and traces*. Cambridge University Press: 369-370.
- Schaub, S. 1925. Die hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten. *Abhandlungen der Schweizerische Paläontologischen Gesellschaft* 45: 1-114.
- Schaub, S. y Zapfe, H. 1953. Die Fauna der Miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (CSR): Simplicidentata. *Sitzungsber. Osterr. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl. Abh.*, 1, 162 (3): 181-215.
- Schlosser, M. 1926. Die Säugetierfauna von Peublanc (Dep. Allier). *Society Science Nature Croatica*, 38/39: 372-394.
- Schötz von, M. 1993. Zwei Hamsterfaunen (Rodentia, Mammalia) aus der niederbayerischen Molasse. *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol.* 33: 133-193.
- Sesé, C. 1987. *Eucricetodon* and *Melissiodon* (Cricetidae, Rodentia) from the Ramblian and Lower Aragonian of the Calamocha area (Calatayud-Teruel Basin, Sapin). *Scripta Geologica*, 83: 1-17
- Sesé, C. 2006. Los roedores y lagomorfos del Neógeno de España. *Estudios Geológicos*, 62 (1): 429-480.
- Singer, A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a review. *Earth Science Reviews*, 21: 251-23.
- Smith, A. G. 1996. Cenozoic latitudes, positions and topography of the Iberian Península. En: P. F. Friend y C. J. Dabrio (Editores), *Tertiary basins of Spain*:

BIBLIOGRAFÍA

- the stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge: 6-8.
- Solsona, M., Gili, C. y Martinell, J. 2000. Patterns of changes in the biogeographic distribution of Atlanto-Mediterranean Aporrhaidae (Gastropoda) from the Neogene to the present. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158: 83-97.
- Stehlin, H. G. y Schaub, S. 1951. Die Trigonodontie der simplicidentaten Nager. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, 67: 1-385.
- Steininger, F. F. (1999). Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Mioecene "European Land Mammal Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones" (MNZones). En: G.E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 9-24.
- Storch, G., Engesser, B. y Wuttke, M. 1996. Oldest fossil record of gliroid in rodents. *Nature*, 379: 439-441.
- Suarez-Hernando, O. 2012. Magnetobiocronología del tránsito Ramblense-Aragoniense en las Bardenas Reales de Navarra (Formación Tudela, Mioceno inferior-medio, Cuenca del Ebro). Trabajo Fin de Master, Universidad de Zaragoza (inédita). 60 pp.
- Suarez-Hernando, O., Martínez-García, B., González-Pardos, M., Pascual, A., Larraz, M., Ruiz-Sánchez, F. J., Larrasoaña, J.C. y Murelaga, X. 2013. Primeros datos paleontológicos de la sección de Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra, Mioceno inferior-medio). *Geogaceta*, 54: 63-66.
- Suarez-Hernando, O., Zuluaga, M. C., Martínez-García, B., Suárez-Bilbao, A., Larrasoaña J. C. y Murelaga, X. 2016. Análisis mineralógico de las arcillas del tránsito Mioceno inferior-medio en la sección Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra, Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 60: 111-114.
- Tauxe, L. 1998. *Paleomagnetic Principles and Practice. Modern Approaches in Geophysics* 17, 301 pp.
- Thaler, L. 1966. Les rongeur fossiles du Bas-Languedoc dans leur rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du tertiaire d'Europe. *Mém. Mus. Natl. Hist. Nat., C*, 17: 1-295.
- Theocharopoulos, C. D. 2000. Late Oligocene-Middle Miocene *Democricetodon*, *Spanocricetodon* and *Karydomys* n. gen. from the eastern Mediterranean area. *GAIA*, 8: 1-114.
- Thiry, M. 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth Science Reviews*, 49: 201-221.

- Tong, H. y Jaeger, J.-J. 1993. Muroid rodents from the Middle Miocene Fort Ternan locality (Kenya) and their contribution to the phylogeny of muroids. *Paleontographica Abteilung A*, 229: 51-73.
- Ünay, E. 1994. Early Miocene Rodent faunas from the eastern Mediterranean area. Part IV. The Gliridae. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 97 (4): 445-490.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslamk, I., y Hardmank, M. 2011. New constraints on the Messinian sea level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, 23: 123-145.
- Utescher, T., Mosbrugger, V., Ivanov, D. y Dilcher, D. L. 2009. Present-day climatic equivalents of European Cenozoic climates. *Earth and Planetary Science Letters*, 284: 544-552.
- Valero, L., Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E. y Sáez, A. 2014. A 20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 408: 183-193.
- van Dam, J. A. 2003. European Neogene mammal chronology: past, present and future. En: Reumer, J. W. F. y Wessels, W. (Editores), *Distribution and migration of Tertiary mammals in Eurasia. A volume in honor of Hans De Bruijn*. *Deinsea*, 10: 85-95.
- van Dam, J. A. y Weltje, G. J. 1999. Reconstruction of the Late Miocene climate of Spain using rodent palaeocommunity successions: an application of end-member modelling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 267-305.
- van Dam, J. A., Alcalá, L., Alonso Zarza, A. M., Calvo, J. P., Garcés, M. y Krijgsman, W. 2001. The Upper Miocene Mammal Record from the Teruel-Alfambra Region (Spain). The MN system and continental stage/age concepts discussed. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21: 367-385.
- van Dam, J. A. 2003. European Neogene mammal chronology: past, present and future. En: Reumer, J. W. F. y Wessels, W. (Editores), *Distribution and migration of Tertiary mammals in Eurasia. A volume in honor of Hans De Bruijn*. *Deinsea*, 10: 85-95.
- van Dam, J. A., Abdul Aziz, H., Alvarez Sierra, M. Á., Hilgen, F. J., van den Hoek Ostende, L. W., Lourens, L. J., Mein, P., van der Meulen, A. J. y Peláez-Campomanes, P. 2006. Long-period astronomical forcing of mammal turnover. *Nature*, 443 (7112): 687-69, Supplementary Notes: 1-10.
- van den Hoek Ostende, L. W. y Frurió, M. 2005. Spain. En: L. W. van den Hoek Ostende, C. S. Doukas y J. W. F. Reumer (editores), *The Fossil Record of the*

BIBLIOGRAFÍA

- Eurasian Neogene Insectivores (Erinaceomorpha, Soricomorpha, Mammalia), Parte I, Scripta Geologica volumen especial, 5: 149-284.
- van der Made, J. 1999. Intercontinental relationship Europe-Africa and the Indian Subcontinent. G. E. Rössner y K. Heissig (Editores), The Miocene Land Mammals of Europe. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München: 457-472.
- van der Meulen, A. J. y Daams, R. 1992. Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas on relation to long-term palaeoenvironmental changes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 93: 227-253.
- van der Meulen, A. J., Peláez-Campomanes, P. y Daams, R. 2003. Revision of medium-sized Cricetidae from the Miocene of the Daroca-Villafeliche area in The Calatayud-Teruel basin (Zaragoza, Spain). En: N. López-Martínez, P. Peláez-Campomanes y M. Hernández-Fernández (Editores), En torno a Fósiles de Mamíferos: Datación, Evolución y Paleoambiente. Coloquios de Paleontología, Vol. Ext. 1, en honor al Dr. Remmert Daams: 385-441.
- van der Meulen, A. J., García-Paredes, I., Álvarez-Sierra, M.Á., van den Hoek Ostende, L. W., Hordijk, K., Oliver, A., López-Guerrero, P., Hernández-Ballarín, V. y Peláez-Campomanes, P. 2011. Biotratigraphy or biochronology? Lessons from the Early and Middle Miocene small Mammal Events in Europe. Geobios, 44: 309-321.
- van der Meulen, A. J., García-Paredes, I., Álvarez-Sierra, M.Á., van den Hoek Ostende, L. W., Hordijk, K., Oliver, A. y Peláez-Campomanes, P. 2012. Updated Aragonian biostratigraphy: Small Mammal distribution and its implications for the Miocene European Chronology. Geologica Acta, 10(2): 159-179.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. 2002. Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): Modelo sedimentario. Revista de la Sociedad Geológica de España, 15 (1-2): 41-54.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, P. y Pérez-Rivarés, J. 2013. The effect of drainage reorganization and climate on the sedimentologic evolution of intermontane lake systems: the final fill stage of the Tertiary Ebro Basin (Spain). Journal of Sedimentary Research, 83: 562-590.
- Villena, J., González, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A. 1992. Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. Acta Geológica Hispánica, 27(1-2): 225-245.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. 1996. The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. En: P.F. Friend y C.J. Dabrio (Editores), Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press: 83-88.

- Viret, J. 1930. Les faunes des Mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne bourbonnaise. *Ann. Univ. Lyon, N.S.*, 47: 1-328.
- Walker, B. H., 1992. Biodiversity and ecological redundancy. *Conservation Biology*, 6: 18-23.
- Wellnitz, T. y Poff, N. L. 2001. Functional redundancy in heterogeneous environments: implications for conservation. *Ecology Letters*, 4: 177-179.
- Wenyu, W. 1982. Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse von Puttenhausen (Niederbayern). *Zitteliana*, 9: 37-80.
- Wessels, W. 2009. Miocene rodent evolution and migration. Muroidea from Pakistan, Turkey and Northern Africa, Tesis Doctoral, Universiteit Utrecht (inédita). 290 pp.
- Wessels, W. y Reumer, B. M. 2009. *Democricetodon* and *Megacricetodon* (Mammalia, Cricetidae) from the Miocene of Sandelzhausen, Southern Germany. *Paläontol Z*, 83: 187-205.
- Wilson, M. J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, 34: 7-25.
- Wilson, D. E. y Reeder, D. A. M. 1993. *Mammal species of the world. A taxonomic and geographic reference*. American Association of Mammalogists, Washington: 1207 pp.
- Wing, S. L., Sues, H.-D., Potts, R., DiMichele, W. A. y Behrensmeyer, A. K. 1992. Evolutionary Paleocology. En: Behrensmeyer, A. K., Damuth, J. D., DiMichele, W. A., Sues, H.-D., Potts, R. y Wing, S. L. (editores), *Terrestrial Ecosystems through Time*. The University of Chicago Press, Chicago: 419-541.
- Wu, W. 1982. Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwasser-Molasse von Puttenhausen (Niederbayern). *Zitteliana*, 9: 37-80.
- Wu, W. 1993. Neue Gliridae (Rodentia, Mammalia) aus untermiozänen (orleanischen) Spaltenfüllungen Süddeutschlands. *Documenta Naturae*, 81: 1-149.
- Zachos, J. C., Flower, B. P y Paul, H. 1997. Orbitally paced climate oscillation across the Oligocene/Miocene boundary. *Nature*, 388: 567-570.
- Zachos, J. C., Shackelton, N. J., Revenaugh, J. S., Pälike, H. y Flower, B. P. 2001. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292 (5515): 274-278.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R. y Zeebe, R. E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451 (17): 279-283.

BIBLIOGRAFÍA

- Ziegler, R. 2005. The squirrels (Sciuridae, Mammalia) of the Miocene Fossil-Lagerstaette Sandelzhausen (Bavaria, S Germany). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen*, 237 (2): 273-312.
- Zijderveld, J. D. A. 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. En: D. W. Collinson, K. M. Creer y S. K. Runcorn (Editores), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam: 254-286.

ANEXOS

ANEXO I

Relación de publicaciones sobre el Mioceno de la cuenca del Ebro

Díaz-Martínez, I., **Suarez-Hernando, O.**, Martínez-García, B., Hernández, J. M., García-Fernández, S., Pérez-Lorente, F. y Murelaga, X. 2015. Early Miocene shorebird-like footprints from the Ebro basin, La Rioja, Spain: Paleoecological and Paleoenvironmental significance.

Díaz-Martínez, I., **Suarez-Hernando, O.**, Martínez-García, B., Larrasoaña, J. C., y Murelaga, X. 2016. First bird footprints from the lower Miocene Lerín Formation, Ebro Basin, Spain. *Palaeontologia Electronica* 19.1.7A: 1-15 palaeo-electronica.org/content/2016/1417-early-miocene-bird-footprints. *Palaios*, 30: 424-431.

Martínez-García, B., **Suarez-Hernando, O.**, Suárez-Bilbao, A., Pascual, A., Ordiales, A., Larrasoaña, J. C., Murelaga, X. y Ruiz-Sánchez, F. J. 2014. Asociación de ostrácodos del Mioceno temprano-medio de Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra, Cuenca del Ebro): evolución paleoambiental de un medio lacustre. *Ameghiniana*, 51 (5): 405-419.

Martínez-García, B., **Suarez-Hernando, O.**, Hernández, J. M., Suárez-Bilbao, A. y Murelaga, X. 2015. Análisis paleoambiental de los depósitos aluviales de la sección de Cenicero a partir de las asociaciones de ostrácodos (Mioceno inferior, NO de la Cuenca del Ebro). *Estudios Geológicos*, 71 (1): e024, 1-14.

Ruiz-Sánchez, F. J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., Furió, M., Garcés, M., González-Pardos, M. y **Suarez-Hernando, O.** 2012. Rodents and insectivores from the Lower Miocene (Agenian and Ramblian) of the Tudela Formation (Ebro Basin, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38 (2): 349-372.

Ruiz-Sánchez, F. J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., Furió, M., Garcés, M., González-Pardos, M. y **Suarez-Hernando, O.** 2013. Micromammalian faunas from the Middle Miocene (Middle Aragonian) of the Tudela Formation (Ebro Basin, Spain). *Bulletin of Geosciences*, 88: 131-152.

Suarez-Hernando, O., Martínez-García, B., González-Pardos, M., Pascual, A., Larraz, M., Ruiz-Sánchez, F. J., Larrasoaña, J.C. y Murelaga, X. 2013. Primeros datos paleontológicos de la sección de Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra, Mioceno inferior-medio). *Geogaceta*, 54: 63-66.

Suarez-Hernando, O., Zuluaga, M. C., Martínez-García, B., Suárez-Bilbao, A., Larrasoaña J. C. y Murelaga, X. 2016. Análisis mineralógico de las arcillas del tránsito Mioceno inferior-medio en la sección Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra, Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 60: 111-114.

ANEXO II

Relación de abreviaturas

Abreviaturas generales		Acrónimos de yacimientos	
anchura	A.	Aguilares	AG
magnetización característica	ChRM	Barranco del Fraile 1	BF1
campo magnético terrestre	CMT	Barranco Tudela 1	BT1
derecho	der.	Barranco Valdegorrión	BVG
fragmento / fragmentado	frag.	Cuesta Agujeros 1	CA1
escala de tiempo de polaridad magnética	GPTS	Cuesta Agujeros 2	CA2
		Cuesta Agujeros 3	CA3
inferior	inf.	Cuesta Agujeros 3b	CA3b
izquierdo	izq.	Cuesta Agujeros 4	CA4
longitud	L.	Cabezo Carbonera 1	CC1
máxima/o	máx.	Cabezo Hermoso 1	CH1
media	med.	Cabezo de la Junta 1	CJ1
mínima/o	mín.	Cabezo Marijuán 1	CM1
número de ejemplares	n	Cabezo San Antón 3	CSA3
magnetización rem. natural	NRM	Cabezo Vaquero 1	CV1
polo geomagnético virtual	VGP	Loma Negra 64	LN64
superior	sup.	La Nasa 1	N1
Acrónimos de secciones		La Nasa 2b	N2b
Barranco del Fraile	BF	La Nasa 3	N3
Barranco Tudela	BT	La Nasa 4	N4
Cuesta Agujeros / Chimorra	CA	La Nasa 5	N5
Cabezo Carbonera	CC	La Nasa 5b	N5b
Cabezo Hermoso	CH	La Nasa 6	N6
Cabezo Marijuán	CM	Pico del Fraile 1	PF1
Cabezo Miñón	N2	Pico del Fraile 2	PF2
Cabezo Vaquero	CV	Punta del Olmo 38	PO38
Loma Negra	LN	Punta del Olmo 73	PO73
Muga Blanca	MB	Punta de Riantón 110	PR110
La Nasa / Tripazul	N1	Punta de Riantón 113	PR113
Pico del Fraile	PF	Punta de Riantón 118	PR118
Punta del Olmo	PO	Punta de Riantón 121	PR121
Punta de Riantón	PR	Punta de Riantón 125	PR125
Rincón del Bú	RB	Rincón del Bu 1	RB1
Sancho Abarca	SA	Sancho Abarca 5	SA5
Sisares	SI	Sancho Abarca 6	SA6
Valdesabina	VS	Valdesabina	VS



Yacimientos	Cricetidae indet.	<i>Democricetodon gracilis</i>	<i>Democricetodon cf. affinis</i>	<i>Democricetodon aff. affinis</i>	<i>Democricetodon sp.</i>	<i>Eucricetodon infrelactorensis</i>	<i>Eucricetodon cf. gerardianus</i>	<i>Eucricetodon aquitanicus</i>	<i>Eucricetodon aff. aquitanicus</i>	<i>Eucricetodon sp.</i>	<i>Eumyarion cf. weinfurteri</i>	<i>Eumyarion sp.</i>	<i>Megacricetodon cf. primitivus</i>	<i>Megacricetodon aff. primitivus</i>	<i>Megacricetodon sp.</i>	<i>Armantomys cf. bijimai</i>	<i>Armantomys daamsi</i>	<i>Armantomys cf. daamsi</i>	<i>Armantomys parsani</i>	<i>Armantomys cf. parsani</i>	<i>Armantomys jaspersi</i>
SA5					1										3						
SA6																					
PF2		16								2			12								
PR125	2																				
PR121	1									1											
LN64		48																			
PR118																					2
PR113			6	2																	
PR110																					
BVG												6									2
CSA3																					
PF1																					
PO73																				2	
PO38																				5	
BF*																					1*
N6*																					1*
N5b*																					
N2b*																					2*
N5a*																				8*	
N3*																					
CV*																				8*	
BT3*																				5*	
RB*																				16*	
N1*																				8*	
CA4																					
CA3b																					
CJ1*						2*														7*	
CA3																					[3]
CM1										1*											
CC1									2										[2]		
CA2								8									[14]				
CA1							1														
CH1									1								[6]				

* Datos de Murelaga (2000), Murelaga *et al.* (2004b) y Larrasoña *et al.* (2006)

[] Datos de Ruiz-Sánchez *et al.* (2012b, 2012c y 2012d)

El resto de yacimientos se han estudiado durante esta tesis y algunos ya están publicados en Ruiz-S

total dientes	total ROEDORES
17	17
7	5
112	95
4	3
15	13
130	120
2	2
48	43
5	5
12	10
26	26
46	41
16	12
20	16
16	12
11	8
4	4
44	38
15	15
13	13
52	51
62	56
92	84
182	151
29	26
1	1
110	26
19	8
18	9
6	5
73	73
1	1
7	7
1215	996