



Universitat Autònoma de Barcelona

ADVERTIMENT. L'accés als continguts d'aquesta tesi queda condicionat a l'acceptació de les condicions d'ús establertes per la següent llicència Creative Commons:  http://cat.creativecommons.org/?page_id=184

ADVERTENCIA. El acceso a los contenidos de esta tesis queda condicionado a la aceptación de las condiciones de uso establecidas por la siguiente licencia Creative Commons:  <http://es.creativecommons.org/blog/licencias/>

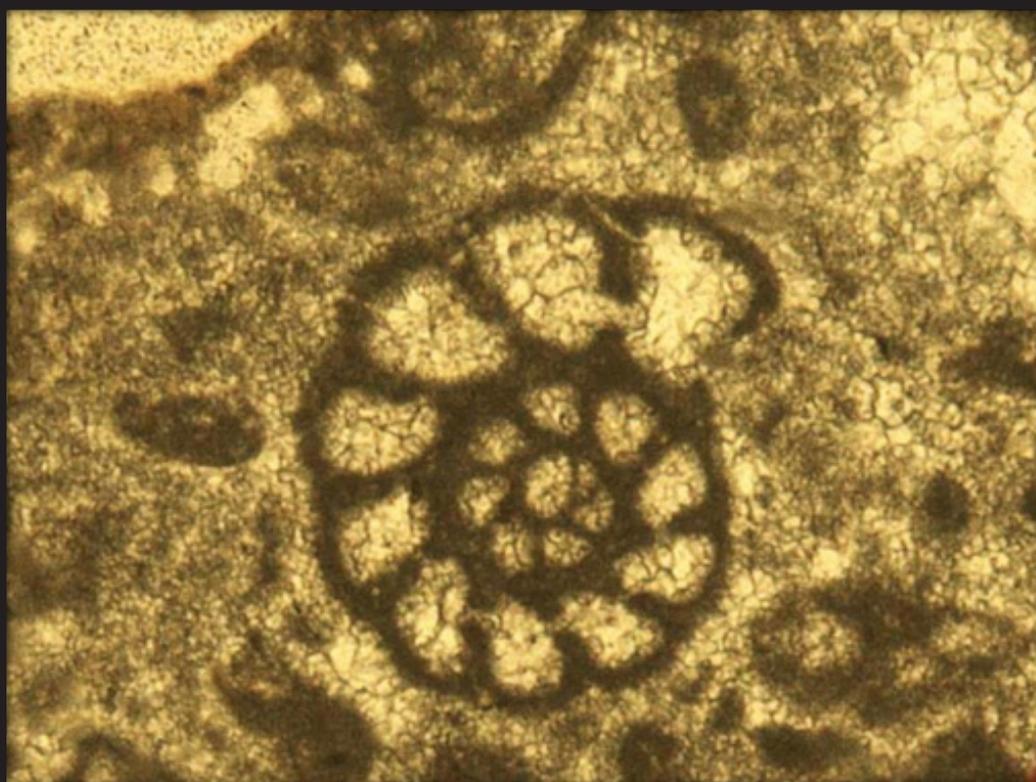
WARNING. The access to the contents of this doctoral thesis it is limited to the acceptance of the use conditions set by the following Creative Commons license:  <https://creativecommons.org/licenses/?lang=en>



DEPARTAMENT DE GEOLOGIA

UNITAT DE PALEONTOLOGIA

**PATRONES DE SUPERVIVENCIA Y RECUPERACION
DE LOS MACROFORAMINIFEROS DESPUES DE LA
EXTINCION EN MASA DEL LIMITE
CENOMANIENSE-TURONIENSE**



TESIS DOCTORAL

MARIA EUGENIA ARRIAGA CAVALIERI

JULIO 2016



Universitat Autònoma
de Barcelona

Patrones de supervivencia y recuperación de los macroforaminíferos después de la extinción en masa del límite Cenomaniense-Turonense

Tesis doctoral realizada por Maria Eugenia Arriaga Cavalieri en la Unidad de Paleontología del Departamento de Geología de la Universitat Autònoma de Barcelona, dentro del programa de Doctorado en Geología, para la obtención del grado de Doctora en Geología

Bellaterra, julio 2016

Dra. Esmeralda Caus Gracia

Maria Eugenia Arriaga Cavalieri

Directora de la Tesis

Autora

NOTA ACLARATORIA

En la redacción de esta memoria se ha utilizado tanto la lengua española como la lengua inglesa. Ello se debe a que se pretende obtener la mención de Doctor internacional en el título de doctor. Por ese motivo, y tal como estipula la normativa de la Universitat Autònoma de Barcelona, parte de la tesis doctoral debe haber sido redactada en una de las lenguas oficiales de la Unión Europea distinta a las lenguas oficiales en España, y el resto utilizando las lenguas de presentación de esta universidad.

EXPLANATORY NOTE

In the writing of this work, Spanish and English languages have been used. It is mandatory to obtain the mention of Doctor International in the Ph.D. diploma. For this reason, as it is stipulated in the internal normative of the Universitat Autònoma de Barcelona, part of the Ph.D. thesis must be written in one official language of the European Union different from the official languages of Spain

*...A todos aquellos que me han acompañado durante este camino,
y me han ayudado a andarlo.*

Agradecimientos...

Agradezco en primer lugar a la Dra. Esmeralda Caus por darme la oportunidad de hacer este doctorado abriéndome la puerta al mundo de los foraminíferos, guiándome con mucha paciencia por su infinito mundo de posibilidades, y cuyas aportaciones, tanto directas como a través de sus alumnos, constituyen un legado muy importante.

Agradezco también al Dr. Mariano Parente, cuyo trabajo investigativo es digno de reconocimiento, y cuya aportación y apoyo dieron cabida al desarrollo de este trabajo. Así como también agradezco al Dr. Gianluca Frijia por su valiosa colaboración con toda la base quimioestratigráfica.

Agradezco al Prof. Aristóteles Rios Netto (passarinho) y a su equipo de investigadores por su cálida acogida durante mi estadía: Marcella, Sergio, Maiana, Patricia, *“especialmente Tamarinha e Daniela, a mina stadia lá fico maravilhosa por causa do vcs, eu nunca vou esquecer, vcs ficara sempre no mio coração”*.

Tengo que agradecer de manera muy especial a la Dra. Pamella Hallock, a su esposo, el Dr. Muller, y a la Dra. Kendra Daly, cuyas aportaciones científicas me han enseñado muchísimo. Pero más allá de ser excelentes académicos, son seres humanos increíbles, *“you left a “paw print” in me, and you know you’ll always be like family to me”*. Y como gente fantástica se rodea de gente fantástica, agradezco a sus estudiantes Nicole, Natasha y Michael por su gran apoyo en momentos clave, see you latter corillo!

A los profesores Josep Maria Pons, Ricard Martínez y Enric Vicens de la Unidad de Paleontología (Dpt. de Geologia) de la UAB por sus constantes colaboraciones y palabras de apoyo. Me gustaría seguir viniendo al cava y las trufas de cada julio por muchos años más!

A los laborantes del laboratorio de elaboración de láminas finas Luís Gordon y Marc Puigcerver, que han sido los responsables de hacer las láminas delgadas de este trabajo.

A mis compañeros y amigos Luis, Gerard, Erzika, Camilito, Vicent, Raquel y Lorenzo, gracias por toda la ayuda, los japos, los chistes, los cafés, y sobre todo el invaluable apoyo. Yo invito la próxima ronda de pinchitos del japo, que esas quedadas seguro que no acaban. No puedo dejar de agradecer también el apoyo incondicional de personas como Albert, Novella y Raquel Daza, quienes estuvieron allí cuando les necesité.

A mi familia, TODOS, papa, mama, hermano, mis adoradas primas, Lore, Ane, Desi, Fabi y Raque); Mary Pichardo, mi gordo Jose Alejandro (gracias por no olvidarme <3), mis sobris Kike y Mr.Dani, Ambar, Xavi, Caro, Xavi, tia Taty, chino, Moni, Sofi, Borin, Daniel R., mi yayita, Sra. Olgamar, Ines, Angel, y todos aquellos que no alcanzo a nombrar pero que saben de sobras que quiero y extraño infinito. Especialmente a Pablo, sin tu apoyo y ayuda no habría podido acabar este trabajo.

De manera muy especial quiero agradecer a una personita que aún no sabe leer, pero cuyas risas y sonrisas me han devuelto el ánimo cada vez que lo creía perdido, mi ahijado Gabriel Francisco Arriaga Rafael, rano te quiero bonito e infinito.

A Dios, llenar mi vida de gente maravillosa y porque nunca me falten aprendizajes.

Por toda la paciencia y el cariño

...GRACIAS!!!

Por último, al gobierno de España por su ayuda económica através de la beca para la Formación de Personal Investigador BES-2010-030429 y el sistema de yudas para la realización de estancias en el extranjero EEBB-I-12-05795; EEBB-I-13-05999; y EEBB-I-2014-08158.

RESUMEN

Los macroforaminíferos constituyen un grupo de organismos k-estrategas de abundante presencia en los ambientes de plataformas poco profundas, tanto en la actualidad como en el registro fósil, siendo a su vez uno de los grupos más susceptible a cambios en el medio ambiente.

Durante la transición Cenomaniense – Turoniense (CTB), la cual coincide con un episodio global de depositación de sedimentos ricos en materia orgánica (Evento Anóxico 2 o Evento Bonarelli), los macroforaminíferos que poblaban las plataformas carbonatadas fueron dramáticamente afectados por el drástico cambio en las condiciones ambientales. Dicho cambio generó la octava mayor extinción de organismos marinos que se conoce, acabando con la comunidad de macroforaminíferos correspondiente al Ciclo de Maduración Global del Cretácico medio (*GCMC*). En esta tesis se discuten los patrones de recuperación de los foraminíferos luego de esta extinción.

El trabajo ha sido realizado en dos paleobioprovincias contiguas: la del Tetis central, que aflora en los Apeninos meridionales, y la Pirenaica, que aflora en los Pirineos meridionales (Unidad Surpirenaica Central). En los Pirineos, al igual que en la mayoría de plataformas a nivel mundial, las aguas que cubrían las plataformas poco profundas del Cenomaniense sufrieron un proceso de eutrofización que condujo a la desaparición de los organismos productores de carbonato, trayendo como consecuencia el cese de la sedimentación carbonatada. Esta falta de sedimentación tiene como consecuencia un hiato sedimentario, el cual que se registra previo a la inundación de la plataforma (*drowning platform*). Mientras que la Plataforma Apenínica mantuvo una sedimentación carbonatada somera durante el tránsito Cenomaniense-Turoniense, y a pesar haber sido colonizada por organismos cianobacteriales, algunos pequeños foraminíferos bentónicos fueron capaces de sobrevivir.

Este estudio sugiere que, a pesar de las diferencias depositacionales y paleogeográficas entre las dos áreas estudiadas, los patrones de recuperación fueron muy similares, de la siguiente manera: 1) la información genética de las formas k-estrategas se perdió en la extinción en masa; sin embargo cierta “herencia” se mantiene en las pequeñas formas oportunistas de los géneros *Nezzazatinella*, *Cuneolina*, *Dictyopsella* y *Rotorbinella* sobrevivientes a la extinción. 2) la calibración cronoestratigráfica de las secciones de los Apeninos meridionales, realizada mediante datos de estratigrafía isotópica de Carbono y Estroncio, indican que después de la crisis del CTB las primeras formas nuevas aparecen en el Turoniense inferior (parte superior) y Turoniense medio, representadas por las especies *Moncharmontia apenninica* y *Pseudocyclammina sphaeroidea*; aunque no es sino hasta el Turoniense medio-superior que aparecen *Scandonea samnítica* y *Reticulinella kaeveri*, formas relativamente más complejas. 3) en los

Pirineos, la reaparición de fauna somera de foraminíferos en el registro fósil no ocurre hasta el Turoniense medio-superior, luego de la recuperación de la sedimentación carbonatada, con la presencia de las especies *Moncharmontia apenninica* y *Pseudocyclamina spharoides* además de las formas “heredadas” del Cenomaniense, apareciendo luego géneros complejos como *Eofallotia*. 4) en ambas áreas el inicio del “Ciclo de Maduración Global de la Comunidad de macroforaminíferos del Cretácico superior fue aparentemente simultánea. No obstante, a partir del Turoniense medio-superior se manifiesta ya un cierto provincialismo, a través de la presencia de los géneros *Scandonea* y *Reticulinella* en la paleobioprovincia del Tethys central y representantes del grupo de los meandropsínidos en la paleobioprovincia pirenaica, provincialismo que se será mucho más acentuado en las etapas posteriores de ciclo de maduración.

ABSTRACT

Larger foraminifera are a k-strategists group extremely abundant in shallow water platform environments, both in the recent and the fossil record. They represent one of the most sensitive marine organisms to environmental perturbations.

During the Cenomanian-Turonian Boundary (CTB) interval, coinciding with a widespread episode of organic-rich sediments deposition (Oceanic Anoxic Event 2 or Bonarelli event), the larger foraminifera inhabiting the shallow environment were dramatically affected by a major paleoenvironmental conditions change. Such event finished with the middle Cretaceous Global Community Maturation Cycle (GCMC). In this work we discuss the post-extinction recovery pattern.

This work has been carried out in two neighboring paleoprovinces: Central Tethys, which outcrop at the southern Apennines, and the Pyrenean, outcrop located at the southern Pyrenees (Central Sud-pyrenean Unit). In the Pyrenees, like in most of the platforms, the water layer suffered an eutrophication process that leads to the demise of the carbonate producer organisms, causing a stop on carbonate sedimentation. Such lack of sedimentation generates a sedimentary hiatus perceptible in the stratigraphic record before the drowning episode. While the platform from southern Apennines was able to keep up on shallow carbonate sedimentation, and despite the colonization of cyanobacteria organisms, some small foraminifera were capable to survive.

Here we suggest that even though the paleogeographic and depositional differences between the studied areas, both present similar recovery patterns in the following way: 1) The genetic information necessary for sustaining a k-strategy was lost with the extinction, but the "legacy" of larger foraminifera survived in the small r-strategist forms of *Nezzazatinella*, *Cuneolina*, *Dictyopsella* and *Rotorbinella* survivor genus. 2) chronostratigraphic calibration of Apenninic sections made by Strontium and Carbon Isotopic Stratigraphic data, indicates that the first "newcomers" appears during the upper part of lower Turonian with *Moncharmontia apenninica* and *Pseudocyclammia sphaeroidea* new species; but is not until middle-upper Turonian that more complex forms appear with *Scandonea samnítica* and *Reticulinella kaeveri* species. 3) In the Pyrenees, the shallow foraminiferal fauna reenters during the mid-upper Turonian after the carbonate sedimentation retrieval, represented by *Moncharmontia apenninica* and *Pseudocyclammia sphaeroidea* species together with the "legacy" forms from Cenomanian age; then also appear more complex genus as *Eofallotia*. 4) It seems like in both areas the Global Community Maturation Cycle of upper Cretaceous began simultaneously. However, from the middle-upper some sort of provincialism is noticeable with the presence of *Scandonea* and *Reticulinella* genus in the central Tethys, while the first forms of meandropsinids are

shows up for the Pyrenean realm, such paleoprovincialism considerably emphasizes during the latter stages of upper Cretaceous GCMC.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	24
1.1 EL LÍMITE CENOMANIENSE-TURONIENSE	24
1.2 LOS MACROFORAMINÍFEROS	26
1.3 OBJETIVOS	27
2. METODOLOGÍA	30
2.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	30
2.2 TRABAJO DE CAMPO	30
2.3 TRABAJO DE LABORATORIO	31
2.3.1 Registro del material recolectado	31
2.3.2 Preparación de las muestras micropaleontológicas	31
2.3.3 Descripción y fotografiado de las láminas	31
2.3.4 Preparación de las muestras para análisis geoquímicos	33
2.4 ANÁLISIS DEL MATERIAL	33
2.4.1 Estudio de los foraminíferos bentónicos y taxones asociados	33
2.4.2 Estudios quimioestratigráficos	34
2.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA	34
3. ÁREAS DE ESTUDIO	36
3.1 APENINOS MERIDIONALES (SURESTE DE ITALIA)	36
3.1.1 Geografía	36
3.1.2 Geología y paleogeografía de los Apeninos meridionales	38
3.1.3 Descripción estratigráfica de las secciones	40
3.1.3.1 Sección Monte Varchera	40
3.1.3.2 Sección Monte Coccovello	48

3.1.3.3 Sección Raia del Pedale	56
3.1.4 Microfacies e interpretación paleoambiental	62
3.1.5 Quimioestratigrafía y cronoestratigrafía	63
3.2 PIRINEOS MERIDIONALES (NORESTE DE ESPAÑA)	65
3.2.1 Geografía	65
3.2.2 Geología y paleogeografía	66
3.2.3. Descripción estratigráfica de las secciones	70
3.2.3.1 Sección Terradets	71
3.2.3.2 Sección Cal Girvàs	73
3.2.3.3 Sección Hortonedá	77
3.2.4. Microfacies e interpretación paleoambiental	82
3.2.5. Quimioestratigrafía y cronoestratigrafía	84
4. MICROPALÉONTOLOGÍA	86
4.1. LOS FORAMINÍFEROS	86
4.1.1. Características generales	86
4.1.2. Criterios principales en la identificación de los macroforaminíferos	87
4.1.2.1. Textura de la pared	87
4.1.2.2. Arquitectura de la concha	89
4.1.2.3 Estructuras internas	90
4.1.3. Criterios de clasificación específica, genérica y supragenérica	91
4.1.4. Descripción sistemática	93
4.2 ORGANISMOS <i>INCERTA-SEDIS</i> DE AFINIDAD CIANOBACTERIAL	120
5. ANÁLISIS Y RESULTADOS	124
5.1. LA COMUNIDAD DE MACROFORAMINÍFEROS DEL CICLO DE MADURACIÓN GLOBAL (GCMC) DEL CRETÁCICO MEDIO	124
5.2. EXTINCIÓN DE LOS MACROFORAMINÍFEROS CERCA DEL LÍMITE CENOMANIENSE-TURONIENSE	126
5.3. “DESIERTO ECOLÓGICO” VS HIATO SEDIMENTARIO DURANTE EL CTB	128

5.4. RECUPERACIÓN DE LOS MACROFORAMINÍFEROS	129
6. CONCLUSIONES	134
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. Condiciones ambientales globales durante la transición Cenomaniense-Turonense.	25
FIGURA 2. Ficha de descripción de microfacies.	32
FIGURA 3. Ubicación del área de estudio en los Apeninos Meridionales.	36
FIGURA 4. Ubicación de la sección Mt. Coccovello.	37
FIGURA 5. Ubicación de la sección Mt. Varchera.	37
FIGURA 6. Ubicación de la sección Raia del Pedale.	37
FIGURA 7. Mapa geológico esquemático de los Apeninos Meridionales.	39
FIGURA 8. Diagrama de paleogeografía del Tetis occidental durante el Cenomaniense superior.	39
FIGURA 9. Ortofoto indicando la extensión de la sección Monte Varchera.	39
FIGURA 10. Columna estratigráfica Sección Monte Varchera.	47
FIGURA 11. Ortofoto indicando la extensión de la sección Mt. Coccovello.	48
FIGURA 12. Columna estratigráfica de la sección del Monte Coccovello.	55
FIGURA 13. Ortofoto indicando la extensión de la sección Raia del Pedale.	56
FIGURA 14. Columna estratigráfica de la sección de la Sección Raia del Pedale.	61
FIGURA 15. Reconstrucción paleoambiental esquemática de los Apeninos meridionales.	64
FIGURA 16. Ubicación del área de estudio en los Pirineos Meridionales.	65
FIGURA 17. Ubicación de la sección Terradets.	65
FIGURA 18. Ubicación de la sección Cal Girvàs.	66
FIGURA 19. Ubicación de la sección Hortonedà.	66
FIGURA 20. 1 Mapa geológico simplificado de los Pirineos meridionales y Perfil ECORS.	67
FIGURA 21. Diagrama de paleogeografía del Tetis occidental durante el Cenomaniense superior - Turoniense.	69
FIGURA 22. Imagen satelital indicando la extensión de la sección Terradets.	71
FIGURA 23. Columna estratigráfica de la sección de la Sección Terradets.	72

FIGURA 24. Imagen satelital indicando la extensión de la sección Cal Girvàs.	73
FIGURA 25. Columna estratigráfica de la Sección Cal Girvàs.	76
FIGURA 26. Imagen satelital indicando la extensión de la sección Hortonedá.	77
FIGURA 27. Columna estratigráfica de la Sección Hortonedá.	82
FIGURA 28. Reconstrucción paleoambiental esquemática de lod Pirineos.	83
FIGURA 29. Esquema para la clasificación taxonómica de los macroforaminíferos.	92
FIGURA 30. <i>Nezzazinella picardi</i> .	95
FIGURA 31. <i>Nezzazinella</i> sp.	96
FIGURA 32. <i>Moncharmontia apenninica</i> .	98
FIGURA 33. <i>Reticulinella kaeveri</i> .	101
FIGURA 34. <i>Pseudocyclammina sphaeroidea</i>	104
FIGURA 35. <i>Cuneolina</i> cf. <i>pavonia</i> .	106
FIGURA 36. <i>Dictyopsella</i> cf. <i>kiliani</i> .	107
FIGURA 37. Indetermined genus.	108
FIGURA 38. <i>Vidalina hispanica</i> .	109
FIGURA 39. <i>Palaeocornuloculina triangularis</i> .	111
FIGURA 40. <i>Paleocornuloculina</i> cf. <i>ausonensis</i> .	112
FIGURA 41. <i>Murgeina apula</i>	113
FIGURA 42. <i>Scandonea samnitica</i> .	115
FIGURA 43. <i>Rotorbinella mesogeensis</i> .	117
FIGURA 44. <i>Rotorbinella campaniola</i> .	118
FIGURA 45. <i>Rotorbinella</i> sp.	119
FIGURA 46. <i>Decastronema kotori</i> .	120
FIGURA 47. <i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i>	122
FIGURA 48. Microfacies del Cenomaniense superior de la Plataforma Apeninica.	125
FIGURA 49. Microfacies del Cenomaniense superior de la Plataforma Pirenaica.	126

- FIGURA 50.** Cronoestratigrafía de la extinción de los macroforaminíferos de la Plataforma Apenninica meridional. 125
- FIGURA 51.** “Desierto” ecológico del CTB de la Plataforma Apeninica. 126
- FIGURA 52.** Repartición estratigráfica de los foraminíferos bentónicos de edad Turoniense de la Plataforma Apeninica. 130
- FIGURA 53.** Repartición estratigráfica de los foraminíferos bentónicos de edad Turoniense de la Plataforma surpirenaica. 131

INTRODUCCIÓN

Y OBJETIVOS

1

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1 EL LÍMITE CENOMANIENSE-TURONIENSE

El límite Cenomaniense-Turonense (CTB en sus siglas en inglés) fue un intervalo de tiempo con importantes cambios ambientales y crisis bióticas severas. Raup & Sepkoski (1986) estimaron que durante el intervalo Cenomaniense-Turonense desaparecieron aproximadamente un 26% de los organismos marinos, lo que sitúa la extinción del límite Cenomaniense-Turonense en una de las diez extinciones en masa más importantes de la historia geológica. La fuerte caída en la diversidad ha sido documentada en numerosos grupos de organismos, incluyendo foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo (Premoli Silva et al., 1999; Leckie et al., 2002), foraminíferos bentónicos (Kaiho & Hasegawa, 1994), ostrácodos (Babinot et al., 1998), radiolarios (Erbacher & Thurow, 1997), rudistas (Steuber & Löser, 2000) y los ammonoideos (Harries & Little, 1999), entre otros. En estas condiciones los macroforaminíferos no fueron una excepción, ya que constituyen uno de los grupos de organismos más sensibles a las perturbaciones ambientales (Hallock, 1985, 1999, 2000, Leckie et al. 2002), y la mayoría de taxones típicos del Cenomaniense se extinguieron a finales de este piso (Caus et al., 1993; 1997; Hart et al., 2005; Parente et al., 2007; 2008; Consorti et al., 2015, entre otros).

Los cambios ambientales en el CTB estuvieron marcados principalmente por una importante perturbación del ciclo del carbono, cuya prominente excursión positiva de ^{13}C , debida al aumento de materia orgánica, ha sido registrada a nivel global tanto en los carbonatos marinos como en la materia orgánica continental (Schlanger & Jenkyns, 1976; Scholle & Arthur, 1980; Arthur et al., 1987; Hasegawa, 1997; Jenkyns, 2010). Este evento es conocido como Evento Anóxico 2 (Anoxic Event 2, OAE2) o Evento Bonarelli (Schlanger & Jenkyns 1976; Schlanger et al., 1987; Arthur et al., 1987; entre otros).

La sincronía observada entre la crisis biótica y los depósitos anóxicos (black shales) (FIGURA 1) permite la formulación de la hipótesis que vincula la extinción de los organismos marinos con la expansión de la zona oceánica poco oxigenada, y el subsecuente aumento de las condiciones de anoxia que han sido reportadas principalmente para cuencas oceánicas, y en menor grado para ambientes de plataforma somera (Schlanger & Jenkyns, 1976; Arthur et al. 1987; Jarvis et al., 1988; Hart, 1996).

A pesar de que la eutrofización de las aguas superficiales es comúnmente citada como la principal causa de estrés en los ecosistemas marinos durante el CTB, recientemente se han propuesto escenarios más complejos sobre los cambios en los niveles tróficos (Eleson & Brawley, 2005; Hardas & Muttelrose, 2007; Pearce et al., 2009; Linnert et al., 2011), así como

ciertas diferencias entre latitudes tropicales con respecto a latitudes medias (Corbett & Watkins, 2013).

Durante el Cenomaniense, la temperatura superficial oceánica registró una tendencia al calentamiento gradual que varió en las áreas tropicales de 31°C a 35 °C, alcanzando el máximo (de unos 35°C aproximadamente) durante el límite Cenomaniense-Turonense, lo que se conoce como el máximo térmico del Cretácico (Forster et al., 2007). Los indicadores de paleotemperaturas, tanto para ambientes marinos como terrestres, indican un gradiente entre el ecuador y los polos considerablemente menor que el que existe en la actualidad, y ausencia de casquetes polares (Kuypers et al., 2002). Paralelamente al aumento de la temperatura, se registra un ascenso del nivel del mar que alcanza uno de los niveles máximos para la era Fanerozoica (Hancock & Kauffman 1979; Haq et al.1987; Hallam 1992; Gale et al. 2000; entre otros). Este aumento del nivel del mar provocó la inundación de extensas áreas continentales y la formación de grandes plataformas marinas y mares internos que ocuparon grandes extensiones, alcanzando a cubrir hasta un 20% de los continentes. Estas amplias plataformas favorecieron la instalación de una rica y diversa fauna bentónica somera (Skelton, 2003), entre cuyos representantes destacan los macroforaminíferos.

La transición cenomaniense-turonense está marcada también por una importante crisis de las plataformas carbonatadas (Schlager & Philip 1990; Philip & Airaud-Crumière, 1991; Drzewiecki & Simó 1997). El desarrollo de las comunidades neríticas se ve interrumpido abruptamente durante el CTB. Caprínidos y macroforaminíferos, los productores de carbonato más importantes en los ambientes marinos someros del cenomaniense fueron gravemente afectados por la extinción (Philip & Airaud-Crumière, 1991). La eutrofización de las aguas ha sido citada nuevamente como la responsable de la extinción de los principales organismos productores de carbonato, con la consecuente desaparición de las plataformas carbonatadas (Brasier, 1988; Philip & Airaud-Crumière, 1991; Caus et al., 1997; Drzewiecki & Simó 1997; entre otros).

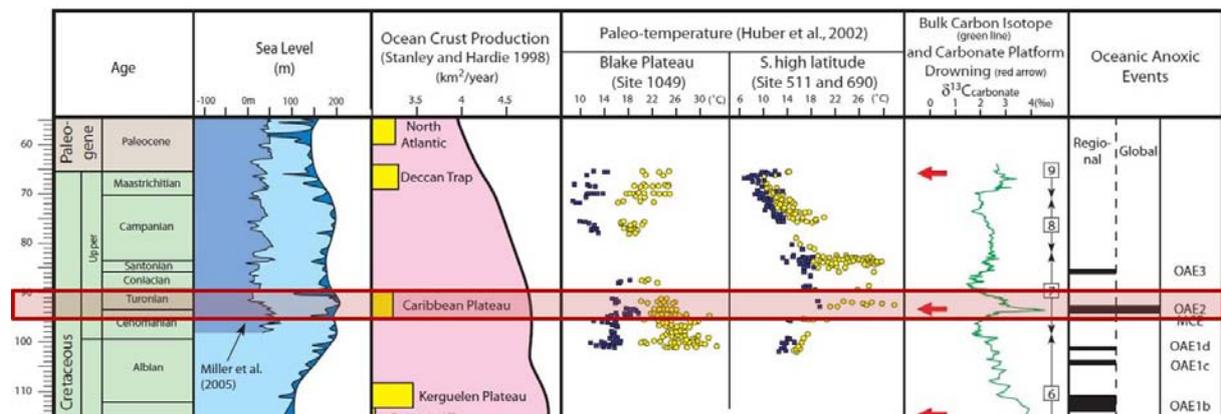


FIGURA 1. Condiciones paleoambientales globales durante la transición Cenomaniense-Turonense (recuadro). Extraído de Takashima et al. 2006.

El registro geológico más generalizado de la crisis del CTB se manifiesta como depósitos carbonatados de ambientes someros con abundante y diversa fauna de rudistas y macrofo-

raminíferos, interrumpidos bruscamente por depósitos consistentes de facies micríticas y/o margosas con abundante fauna de calciesferas y foraminíferos planctónicos, lo que indica el hundimiento de la plataforma por debajo de la zona fótica. En la mayoría de las plataformas, entre ambos tipos de depósitos se produce un hiato sedimentario que alcanza, al menos, el Cenomaniense terminal y el Turoniense basal. Un ejemplo de este tipo de plataforma, lo tenemos en las plataformas carbonatas y/o mixtas del Pirineo (norte de España).

No obstante, existen algunas localidades que conservan un registro completo a lo largo del límite Cenomaniense-Turoniense en facies de plataforma somera, representando una oportunidad excepcional para la documentación detallada de la respuesta de las comunidades bentónicas a las alteraciones paleoambientales durante el OAE2. Tal es el caso de la Plataforma Carbonatada de los Apeninos (Apennine Carbonate Platform, ACP) ubicada al Sur de Italia (Parente et al. 2007, 2008).

1.2 LOS MACROFORAMINÍFEROS

Los macroforaminíferos son un grupo de organismos marinos constituidos por una única célula, de tamaño realmente excepcional si se compara con las células de los organismos pluricelulares que forman tejidos y órganos, que fijan su superficie celular mediante una concha mineralizada calcárea capaz de fosilizar. La compleja estructura de la concha permite el uso de la anatomía comparada en la identificación de los caracteres homólogos y análogos (Hottinger, 1978).

Su ciclo de reproducción es complejo y en el alternan generaciones sexuales y asexuales, cuya distinta morfología se manifiesta en la concha, tanto juvenil como adulta, y permite su reconocimiento en los especímenes fósiles. Durante su ciclo de vida los macroforaminíferos pueden presentar una estrategia de vida K (estrategia conservadora), que les diferencia de las pequeñas formas u otros grupos de organismos unicelulares cuya estrategia es r (oportunistas) (Hottinger, 1982, 2000; Hallock, 1985, 1987; Langer & Hottinger, 2000; Lee, 2006; Hohenegger, 2011).

Las comunidades de macroforaminíferos cubren (y cubrieron igualmente en el pasado) todos los nichos ecológicos de plataforma, desde las zonas litorales hasta el límite inferior de la zona fótica. Son típicos de áreas oligotróficas y mesotróficas de mares y océanos tropicales y subtropicales; la baja temperatura del agua y/o la eutrofización del medio actúan como limitantes en la distribución del grupo (Hallock, 1985, 2000, Lee 2006).

Los macroforaminíferos son extraordinariamente abundantes en los sedimentos fósiles, habiendo reemplazo en el tiempo entre diferentes grupos en sucesivos ciclos de “maduración global de las comunidades”, desde el Carbonífero superior hasta nuestros días, en nichos ecológicos equivalentes (Hottinger, 1998; 2001). En tales reemplazamientos se produjeron acele-

radas tasas de extinción de los organismos, o incluso extinciones en masa, que implicaron la pérdida parcial de la información acumulada; es decir, que durante los períodos de extinción en masa, la “herencia” dejada por los macroforaminíferos, tal como el tipo de construcción de la concha, su arquitectura o el tipo de reproducción alternante, sobrevivió aparentemente en poblaciones de microforaminíferos, mientras la información que permite la construcción de conchas más complejas (macroforaminíferos), tal como las divisiones del interior de la cámara por elementos estructurales, se perdió.

Se denomina ciclo de maduración global de una comunidad de macroforaminíferos (GCMC en sus siglas en inglés) al intervalo de tiempo transcurrido entre dos extinciones en masa, durante el cual los macroforaminíferos son capaces de recuperarse y recolonizar los medios de plataforma. En el interior de cada ciclo se produce en el sistema cambios bióticos continuos y graduales, que como mucho implican la migración de las especies, pero conservando su información “genética”. En cambio, en el límite entre dos ciclos consecutivos hay “revoluciones” que producen cambios bióticos y genéticos en los ecosistemas. Después de cada crisis biótica, la recuperación de los macroforaminíferos es lenta, diferenciándose diversas fases (Hottinger, 1998; 2001). La primera fase después de una extinción en masa está marcada por la ausencia de macroforaminíferos, posteriormente en una segunda fase tiene lugar la aparición de un considerable número de nuevos géneros. En las siguientes fases se produce la dominancia y diversificación específica de los géneros “ganadores” llegando a la total recuperación de la comunidad de foraminíferos con una estrategia de vida k. Este estadio se prolonga tanto tiempo como se mantengan estables las condiciones que han permitido el desarrollo de las comunidades, finalizando cuando nuevamente se produce un importante cambio en las condiciones ambientales. Estas fases de recuperación de los macroforaminíferos, que fueron detalladamente estudiadas para el GCMC del Paleoceno-Eoceno (Hottinger, 1998), son más desconocidas para otros ciclos.

Sin embargo, sabemos que el límite Cenomaniense-Turonense marca el final del ciclo de maduración de las comunidades de macroforaminíferos del Cretácico medio y el inicio del ciclo del Cretácico superior. El final está marcado por la desaparición de los alveolínidos y fauna asociada del Cenomaniense, mientras el ciclo del Cretácico superior se inicia en el Turoniense y se extiende hasta el final del Maastrichtense, en que desaparece la casi totalidad de macroforaminíferos del Cretácico (Boix et al., 2009; Caus et al., 2009; Hottinger & Caus, 2009; entre otros).

1.3 OBJETIVOS

En este contexto, el objetivo de la presente tesis no es estudiar la extinción de los macroforaminíferos cerca del límite Cenomaniense-Turonense, de la que se han publicado numerosos trabajos, sino el modelo seguido por los macroforaminíferos para su recuperación

post-extinció y su relación con los eventos globales.

En este sentido, este trabajo tiene como objetivos:

- a) La identificación de los taxones cenomanienses supervivientes.
- b) El origen de nuevos taxones (“newcomers”) y su evolución.
- c) La discusión de su taxonomía en distintas categorías.
- c) La documentación de su repartición estratigráfica y paleogeográfica.

Para esto, el estudio se ha llevado a cabo en dos áreas distintas: a) la Plataforma Apenina (Apeninos meridionales, sur de Italia) y la Plataforma Pirenaica (Pirineos meridionales, norte de España). La primera presenta una sedimentación continua (o casi continua) en facies de plataforma poco profunda durante la transición Cenomaniense-Turonense, mientras que la segunda corresponde a una plataforma que durante el mismo periodo sufre inundación (drowned platform). Además, ambas áreas corresponden a dos contextos paleogeográficos distintos: la primera corresponde al dominio Tetisiano y la segunda al dominio Pirenaico.

La tesis se ha realizado en el grupo de Micropaleontología del Departamento de Geología de la Universitat Autònoma de Barcelona, enmarcada en los proyectos CGL2009-08371 y CGL2012-33160 del Ministerio de Ciencia e Innovación y del Ministerio de Economía y Competitividad, respectivamente. Habiéndose realizado diversas estancias de investigación, de entre tres y cuatro meses de duración cada una, en las universidades Federico II de Nápoles, Italia (bajo la dirección del Profesor Mariano Parente), Universidad Federal de Rio de Janeiro, Brasil (bajo la dirección del Profesor Aristóteles de Moraes Rios Netto) y la Universidad del Sur de Florida, Estados Unidos de América (bajo la dirección de la Profesora Pamela Hallock Muller).

METODOLOGÍA

2

2. METODOLOGÍA

La realización del trabajo que aquí se presenta ha requerido un conjunto de fases y tareas, que han sido realizadas de manera paralela o sucesiva, y que se describen a continuación:

2.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Como en todo proceso investigador, la parte de recopilación bibliográfica está presente desde el inicio hasta el final de la realización del trabajo, y constituye el pilar fundamental para la sustentación del mismo.

El análisis bibliográfico se ha centrado, por un lado en la recopilación de los principales trabajos sobre macroforaminíferos, principalmente los referidos al Cretácico medio y superior, y por otro en el análisis de los antecedentes de las áreas de estudio.

2.2 TRABAJO DE CAMPO

Para la obtención de los resultados planteados en este trabajo se han escogido dos áreas, situadas respectivamente en los Apeninos meridionales (sur de Italia) y en los Pirineos (norte de España). En cada una de ellas se han realizado pequeñas cartografías de reconocimiento, que han permitido escoger los lugares más idóneos para la realización de secciones estratigráficas y toma de muestras. En los Apeninos meridionales se han realizado tres secciones estratigráficas: Monte Coccovello, Raia del Pedale y Monte Varchera, mientras que en los Pirineos se han seleccionado otras tres secciones: Terradets, Cal Girvàs y Hortonedà.

En total se han recolectado 152 muestras para el estudio micropaleontológico. Adicionalmente se recolectaron muestras para estudios enfocados a análisis de microfacies y quimioestratigráficos. Las muestras destinadas al estudio micropaleontológico se recolectaron de los niveles con mayor cantidad de fósiles, después de una detallada inspección sobre el terreno. En cuanto a las muestras destinadas a estudios geoquímicos, aquellas destinadas al análisis de Carbono (Carbon Isotope Stratigraphy, CIS) fueron recolectadas a intervalos de entre 50-150 cm, según fuera necesario para evitar las cavidades rellenas de sedimento, vetas o la presencia de alteración diagenética; mientras que para las destinadas al análisis de los isótopos del estroncio (Strontium Isotopic Stratigraphy, SIS) se recolectaron de fragmentos de conchas de rudistas y otros bivalvos indeterminados, seleccionados según el buen estado de preservación de la concha (sin alteración o prístina) observado en campo. Para información más detallada sobre el muestreo geoquímico consultar Frijia et al. (2015) y las referencias allí citadas.

2.3 TRABAJO DE LABORATORIO

El trabajo de laboratorio ha consistido en las siguientes tareas:

2.3.1 Registro del material recolectado

Las muestras recogidas han sido introducidas en la base de datos de la colección de Paleontología de la Universitat Autònoma de Barcelona. Las muestras pertenecientes a la colección de Paleontología, llevan un número único de registro, asociado a un conjunto de datos tales como: edad, procedencia, tipo de roca, numeración de campo, contenido fósil, láminas delgadas realizadas, celdillas de especímenes aislados y secciones orientadas de ejemplares aislados, datos taxonómicos del contenido fósil, entre otros datos que dependen de la naturaleza de la muestra que se registra. Toda esta información de registro se recoge en una base de datos informática realizada en Acces (Windows) y/o FileMaker (Windows y Mac). De esta manera quedan registrados y localizables ejemplares, láminas delgadas y muestras. Para información más detallada del proceso de registro se puede consultar Vicedo & Gallemí (2012).

A parte de las muestras recogidas en las campañas de campo propias del trabajo de esta tesis (años 2012-2014), también han sido utilizadas muestras recogidas con anterioridad y que han sido puestas a mi disposición por la directora de tesis y por los profesores que han coordinado las estancias en el extranjero.

Las muestras para los estudios geoquímicos se encuentran depositadas en la Universidad Federico II de Nápoles (Italia, colección de M. Parente), y en la Universidad de Potsdam (Alemania, colección de G. Frijia).

2.3.2 Preparación de las muestras micropaleontológicas

Debido a la naturaleza de las muestras, procedentes de plataformas carbonatadas, el material utilizado para este estudio corresponde a muestras de rocas no disgregables, por lo que su estudio ha debido realizarse únicamente mediante láminas delgadas. Se ha procedido primeramente al corte de las muestras, seleccionando mediante una lupa de campo las áreas que mostraban mayor contenido fosilífero para la realización de las láminas delgadas. Estas han sido realizadas en el Laboratorio de láminas delgadas de la Universitat Autònoma de Barcelona. Una primera revisión de las láminas realizadas hizo ver la conveniencia de realizar láminas suplementarias de varias de las muestras. En total se han realizado 211 láminas delgadas aproximadamente.

2.3.3 Descripción y fotografiado de las láminas

Luego de la elaboración de las láminas delgadas se procedió a la descripción de las mismas. Para el estudio de las microfacies por cada lámina delgada se ha llenado una ficha (FIGU-

 Universitat Autònoma de Barcelona	FORMACIÓ: Calcalri e radiolítidi	TIPUS DE MOSTRA:	
Nº MOSTRA: P- 332	MEDI AMBIENTAL: Marine - Shallow carbonate shelf	LÀMINA PRIMA	X
LOCALITAT: Mt. Coccovello	EDAT: Cenomanian - Turonian	LEVIGAT	
MICROFÒSSILS:	LITOLOGIA:	MACROFÒSSILS	
Small textularids	Quars	ALGUES	CAROFÍCIES
simple and small miliolids	Dolomita		DASICLADALS
	Guix		SOLENOPORÀCIES
	Glauconita		ESCUAMARIÀCIES
	Pirita (ferruginitzat)		RODOFÍCIES
			CIANOFÍCIAS
		CODIÀCES	
DESCRIPCIÓ:		FILAMENTS	
Microbialitic grainstone made mainly by otracods, with small simple and textularis and miliolids		ESPÍCULES	
		BRIOZOUS	
		LAMEL·LIBRANQUIS	
		RUDISTES	
		GASTERÒPODES	
		EQUINODERMS	
		OSTRÀCODES	X
		CORALLS	
		ANÈL·LIDS	

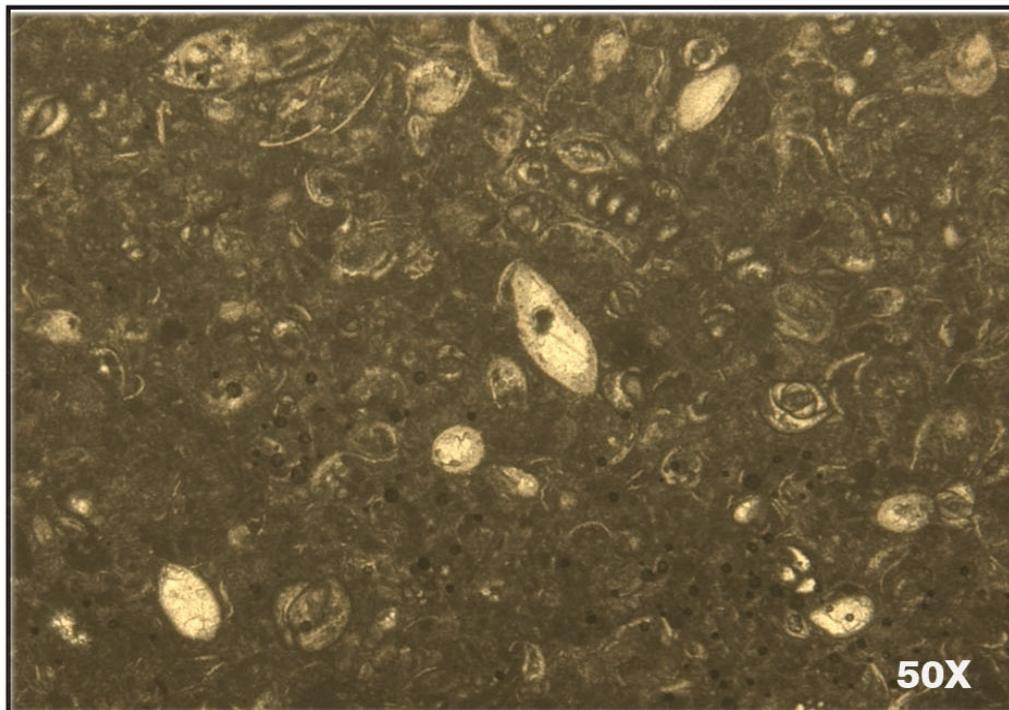


FIGURA 2. Ficha de descripción de microfácies

RA 2) en la que se incluye el número de la lámina, lugar de procedencia, el medio de depósito y edad; así como la clasificación petrográfica de la roca siguiendo la clasificación de Dunham (1962), la abundancia relativa de macrofósiles y microfósiles, con la excepción de los foraminíferos que se detallan a nivel de taxón (especie, género o grupo informal según las posibilidades). Estas fichas pasan a formar parte de la colección de micropaleontología de la UAB. En cada una se incluye una fotografía representativa de las facies a escala x50.

Para el estudio micropaleontológico detallado se han fotografiado todos los ejemplares de foraminíferos que contienen las láminas a dos escalas diferentes: x100 y x200 aumentos, según el tamaño del foraminífero o el detalle requerido. Dichas imágenes se agruparon según morfotipos, a partir de lo cuales se procedió a la correspondiente identificación a nivel genérico y específico, mediante la comparación con las imágenes de los organismos figurados en la literatura. Por último se seleccionaron las imágenes más representativas para su figuración en la correspondiente descripción.

Adicionalmente, se han fotografiado también otros taxones, tales como los pertenecientes al grupo de las cianobacterias, algas dasicladales y otros organismos de interés para este trabajo. En total, fueron realizadas más de 3150 fotografías, de las cuales se utilizaron únicamente las más representativas.

2.3.4 Preparación de las muestras para análisis geoquímicos

Se analizaron los principales elementos de las conchas (Mg, Sr, Mn and Fe) y su descomposición ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) isotópica para análisis sedimentológicos detallados y aplicación de estudios estratigráficos. En algunos casos se analizó también la matriz micrítica y el cemento, para un análisis más profundo de la evolución diagenética de la muestra.

La preparación de las muestras para los análisis de los isótopos del carbono y del estroncio, se realizó en las universidades Federico II de Nápoles (Italia) y Potsdam (Alemania), bajo la dirección del Prf. M. Parente y el Dr. G. Frijia, respectivamente. Los análisis fueron realizados en el laboratorio especializado de la Universidad de Bochum (Alemania), para mayor información se puede consultar Frijia & Parente (2008); Frijia et al. (2015) y los trabajos allí citados.

2.4 ANÁLISIS DEL MATERIAL

2.4.1 Estudio de los foraminíferos bentónicos y taxones asociados

Los foraminíferos han sido descritos siguiendo parcialmente las consideraciones establecidas por Hottinger (1978) y Caus (1981). De este modo se ha detallado la arquitectura de la concha, cuyo tipo de crecimiento refleja su desarrollo ontogenético (constituyendo uno de los principales criterios para la identificación inicial de morfotipos), la estructura interna de las cámaras que conduce a la identificación de los géneros y los parámetros biométricos que

permite asignarlos una especie ya descrita. Para la clasificación supragenérica se han cotejado varios trabajos, en general se han seguido las clasificaciones de Loeblich & Tappan (1988), y Kaminski (2004; 2014) para los foraminíferos aglutinados. En algunos casos, los taxones identificados han sido cambiados de género, subfamilia, familia, superfamilia u orden. Todo esto se detalla en el apartado de descripción taxonómica de los foraminíferos (capítulo 4). A partir de estos resultados se han hecho tablas de distribución de los foraminíferos para cada columna estratigráfica.

Los taxones asociados correspondientes a otros grupos han sido también descritos al nivel que ha permitido su estado de conservación, abundancia y conocimiento.

2.4.2 Estudios quimioestratigráficos

La datación de los eventos de aparición/desaparición de taxones en el intervalo Turoniense - Coniaciense inferior, así como la correlación entre diferentes provincias paleogeográficas, es difícilmente realizable únicamente mediante métodos bioestratigráficos, por lo que han sido incorporados datos quimioestratigráficos, utilizándose la estratigrafía isotópica de carbono y el estroncio como elementos de correlación con las escalas cronoestratigráficas globales (Gradstein et al., 2004), los cuales se han manifestado como una alternativa confiable en recientes estudios realizados en las plataformas carbonatadas poco profundas del sur de Italia.

2.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

Luego del trabajo expuesto anteriormente, mediante el cual se han obtenido el conjunto de datos expuestos en los capítulos 4 y 5, se realizó un proceso de análisis de los mismos, para llegar a las conclusiones expuestas en el capítulo 6 de la presente memoria.

ÁREAS DE ESTUDIO



3

3. ÁREAS DE ESTUDIO

3.1 APENINOS MERIDIONALES (SURESTE DE ITALIA)

3.1.1 Geografía

Las tres secciones estudiadas pertenecen al sistema montañoso de los Apeninos meridionales y están ubicadas a unos 200 km al sur de la ciudad de Nápoles, en el suroeste de Italia (FIGURA 3), en las regiones de Basilicata y la Campania.



FIGURA 3. Ubicación del área de estudio Apeninos Meridionales (mapa extraído de Google Earth).

Sección Monte Coccovello: el Monte Coccovello forma un importante relieve topográfico que alcanza 1505m de altura, dicha elevación se distingue entre el valle del Rio Noce y el Mar Tirreno. La sección se ha realizado en la vertiente suroeste cerca de la localidad de Maratea, en la provincia de Potenza, Región de Basilicata, coordenadas GPS: 40.043615, 15.712547 (FIGURA 4).

Sección Monte Varchera: situada al sureste de la población de Sanza, noroeste de la población de Gioconli (la más cercana), en la provincia de Salerno, región de la Campania, coordenadas GPS: 40.209999, 15.618649, (FIGURA 5). La sección se encuentra en la vertiente suroeste del Mt. Varchera.



FIGURA 4. Ubicación de la sección Mt. Coccovello, señalada con punto rojo (mapas extraídos de Google Earth 2015).

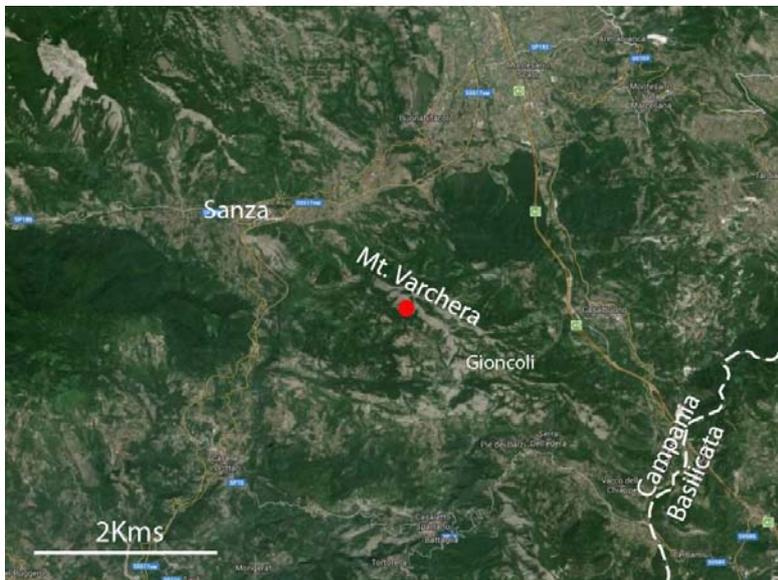


FIGURA 5. Ubicación de la sección Mt. Varchera, señalada con punto rojo (mapas extraídos de Google Earth 2015).

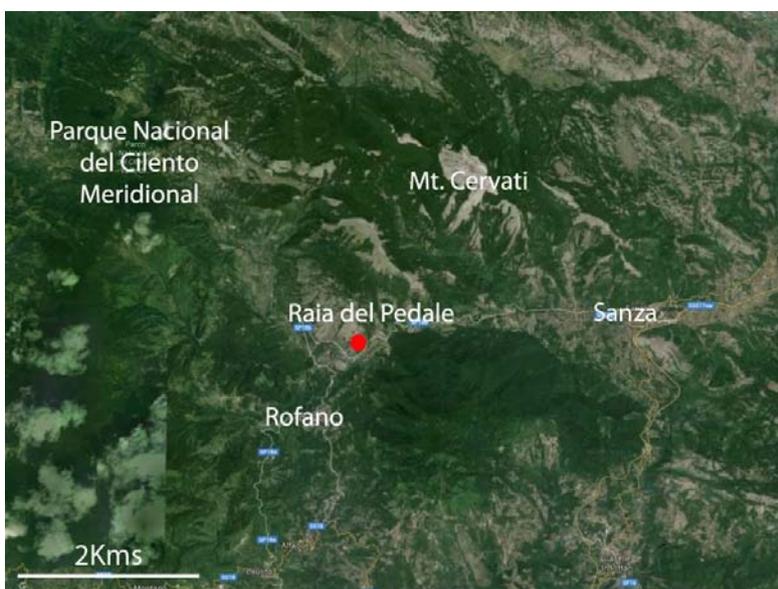


FIGURA 6. Ubicación de la sección Raia del Pedale, señalada con punto rojo (Tomado y modificado de Google Earth 2015).

Sección Raia del Pedale: ubicada al suroeste del Monte Cervati en el Cilento meridional, muy cerca de la población de Rofano, muestreada a los largo de la carretera “Strada Provinciale” 18b, que va de Rofano a Sanza, en la región de la Campania, coordenadas GPS: 40.232765, 15.44 6405 (FIGURA 6).

3.1.2 Geología y paleogeografía de los Apeninos meridionales

La estructura geológica, que se reconoce hoy en día de los Apeninos meridionales, corresponde a una cadena de pliegues y mantos de corrimiento desarrollados desde finales del Mesozoico y aún en evolución (Noguera Menardi & Rea, 2000), que forman parte de un sistema más amplio que incluye el norte de África, Sicilia y la península italiana, generado como respuesta a los procesos de deformación inducidos por la convergencia entre las placas Africana y Europea.

Las tres secciones estudiadas se encuentran ubicadas en el sector de la Campania-Lucania, donde aflora una potente secuencia de carbonatos de aguas poco profundas (FIGURA 7) que constituyen la columna vertebral del cinturón de pliegues y corrimientos del sistema alpino del Mediterráneo occidental (Mostardini & Merlini, 1986; Casero et al., 1988; Menardi Noguera & Rea, 2000; Butler et al., 2004).

La integración de los datos de superficie y subsuelo derivados de las exploraciones petrolíferas ha permitido descifrar la paleogeografía de la zona previa a la deformación (FIGURA 8). En particular, la posición de la plataforma carbonatada Apenínica (área de estudio) se encuentra entre la cuenca pelágica de Molise-Sannio-Lagonegro y las unidades internas siliciclásticas de las Ligurides (Meletti et al., 2000). Estos carbonatos de poca profundidad corresponden a antiguos depósitos, que se desarrollaron durante el Mesozoico a latitud subtropical en el margen pasivo de Adria, cuyo dominio paleotectónico ha sido alternativamente interpretado como una extensión de la placa africana (Bosellini, 2002; Channell et al., 1979; entre otros), o como un fragmento de corteza continental separada de África por la corteza oceánica del Mar Jónico (Dercourt et al., 1986; Stampfli & Mosar, 1999).

Una fase de apertura continental que comienza en el Triásico medio da como resultado dos amplias plataformas carbonatadas: la Plataforma Apenínica y la Plataforma de Apulia, separadas por la cuenca oceánica de Lagonegro (FIGURA 8). Durante el Triásico medio, la sedimentación carbonatada se habría expandido ampliamente, con únicamente algunas pequeñas interrupciones puntuales, hasta casi finales del Cretácico, cuando ambas plataformas resultan emergidas. Durante el Paleoceno y Mioceno temprano la sedimentación de carbonatos someros es restablecida, hundiéndose durante el Mioceno medio lo que da paso a sedimentos siliciclásticos de profundidad.

El espesor total de la sucesión de edad mesozoica de la Plataforma Apenínica es de 4-5 Km aproximadamente, de los cuales entre 1-1,2 Km corresponden a depósitos de edad cretá-

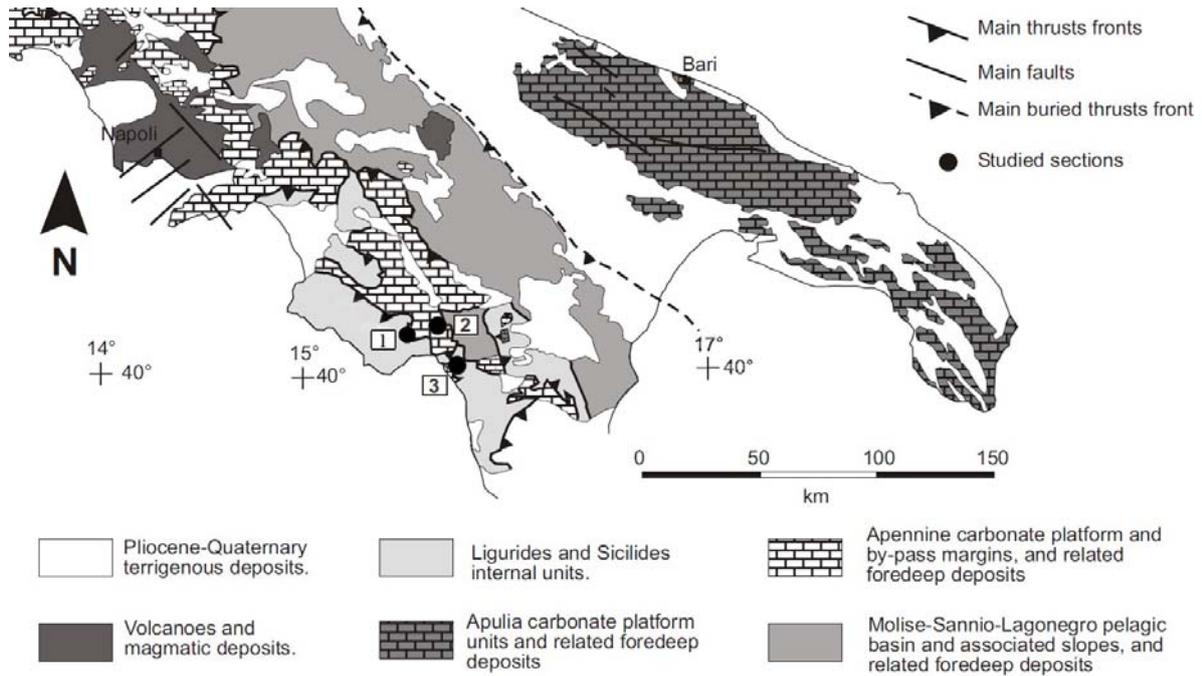


FIGURA 7. Mapa geológico esquemático de los Apeninos Meridionales (modificado de Bonardi et al., 1988), mostrando la ubicación de las secciones estudiadas: 1. Mt. Coccovelo: 40°02'11"N, 15°43'13"E; 2. Mt. Varchera: 40°13'5.11"N, 15°36'40.97"E; 3. Raia del Pedale: 40°14'1.47"N, 15°26'45.05"E.

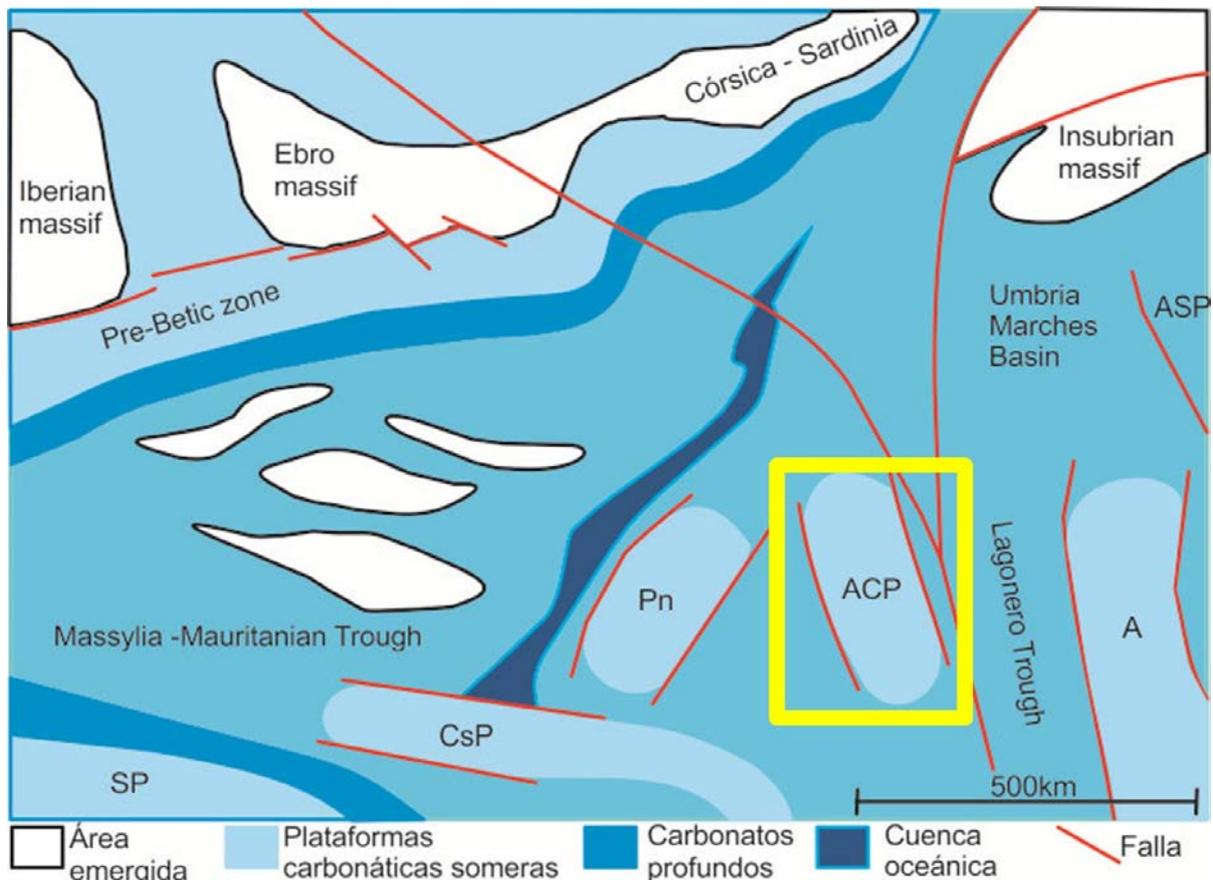


FIGURA 8. Diagrama de paleogeografía del Tethys occidental, Cenomaniense superior (Modificado de Philip & Floquet, 1993). SP: Plataforma Sahariana; CsP= Plataforma Constantina; Pn: Panormides; ACP: Plataforma Carbonatica Apenínica; A: Plataforma Apulia; ASP: Plataforma Adriático-Eslovena. El cuadrado amarillo indica el área de estudio.

cica (Sartoni & Crescenti, 1962; D'Argenio & Alvarez, 1980; Frijia et al., 2005). Las condiciones paleoambientales de las facies del Triásico tardío al Cretácico temprano sugieren plataformas muy amplias y planas del tipo de las plataformas tropicales de Bahamas, dominadas por asociaciones de tipo “cloroalgal” y “clorozoan” (D'Argenio et al., 1975). Mientras, las facies del Turoniense al Campaniense corresponden básicamente a calizas ricas en rudistas depositadas en taludes de plataformas abiertas dominadas por asociaciones de tipo “foramol” (Carannante et al., 1995, 1997; Simone et al., 2003).

La litoestratigrafía de la Plataforma Apenínica (APC) ha sido recientemente revisada en el marco de la nueva edición del mapa geológico de Italia 1:50000 (Di Stefano et al., 2011). El intervalo estratigráfico estudiado en este trabajo corresponde a la parte superior de la formación “Calcaree a requienie e gasteropodi” y la parte inferior de la formación “Calcaree a radioliti”.

3.1.3 Descripción estratigráfica de las secciones

Según lo observado en campo, los materiales estudiados descansan en aparente concordancia sobre los materiales atribuidos al Cenomaniense en base a su contenido fosilífero. Según Frijia & Parente (2008) el alveolínido *Cisalveolina fraasi* (Gümbel), foraminífero típico del Cenomaniense superior, es considerado un excelente marcador para las plataformas periadriáticas de esta edad. Dicho marcador bioestratigráfico ha sido utilizado para la acotación de la parte inferior de las tres secciones estudiadas, con la finalidad de incluir con certeza el intervalo de la transición CTB y el Turoniense. Para Monte Varchera y Monte Coccovello ha sido posible utilizar adicionalmente un marcador litoestratigráfico en el campo, el cual es ampliamente reconocido y permite la correlación a escala regional de la zona de los Apeninos Campano-Lucanos, se trata de calizas y dolomías altamente bioturbadas (Parente & Iannace, 2003; Bravi et al. 2004).

La base de la sección Monte Varchera, al igual que la sección de Monte Coccovello, se encuentra a 22 metros desde la última ocurrencia de *C. fraasi*; mientras que la base de la sección Raia del Pedale se ubica a 15,3 metros de la misma. Como herramienta de correlación entre las tres secciones se han utilizado los datos del CIS (Carbon Isotopic Stratigraphy) y para su anclaje cronoestratigráfico ha sido utilizada SIS (Strontium Isotopic Stratigraphy) en dos de ellas, dando como resultado una edad que abarca desde el Cenomaniense superior al Turoniense superior, incluso en el caso de la sección Mt. Varchera, alcanza el Coniaciense inferior.

3.1.3.1 Sección Monte Varchera

Esta sección aflora en la ladera suroeste del Monte Varchera, cuya vista aérea evidencia la presencia de un sistema de fallas que modelan el relieve y cortan la sucesión carbonática. Sin embargo, específicamente la sección estudiada no muestra evidencia de ningún tipo de alteración tectónica (FIGURA 9). La pronunciada excursión positiva del carbono en esta sección ha permitido su directa correlación con la excursión isotópica del Carbono asociada al OAE 2 (Tsikos et al., 2004; Frijia et al. 2015).

FIGURA 9. Ortofoto con franja amarilla indicando la extensión de la sección Monte Varchera.



El intervalo comienza en el nivel de la muestra de código GF34, extendiéndose 128 metros por encima de la base, hasta el nivel de la muestra GF144.

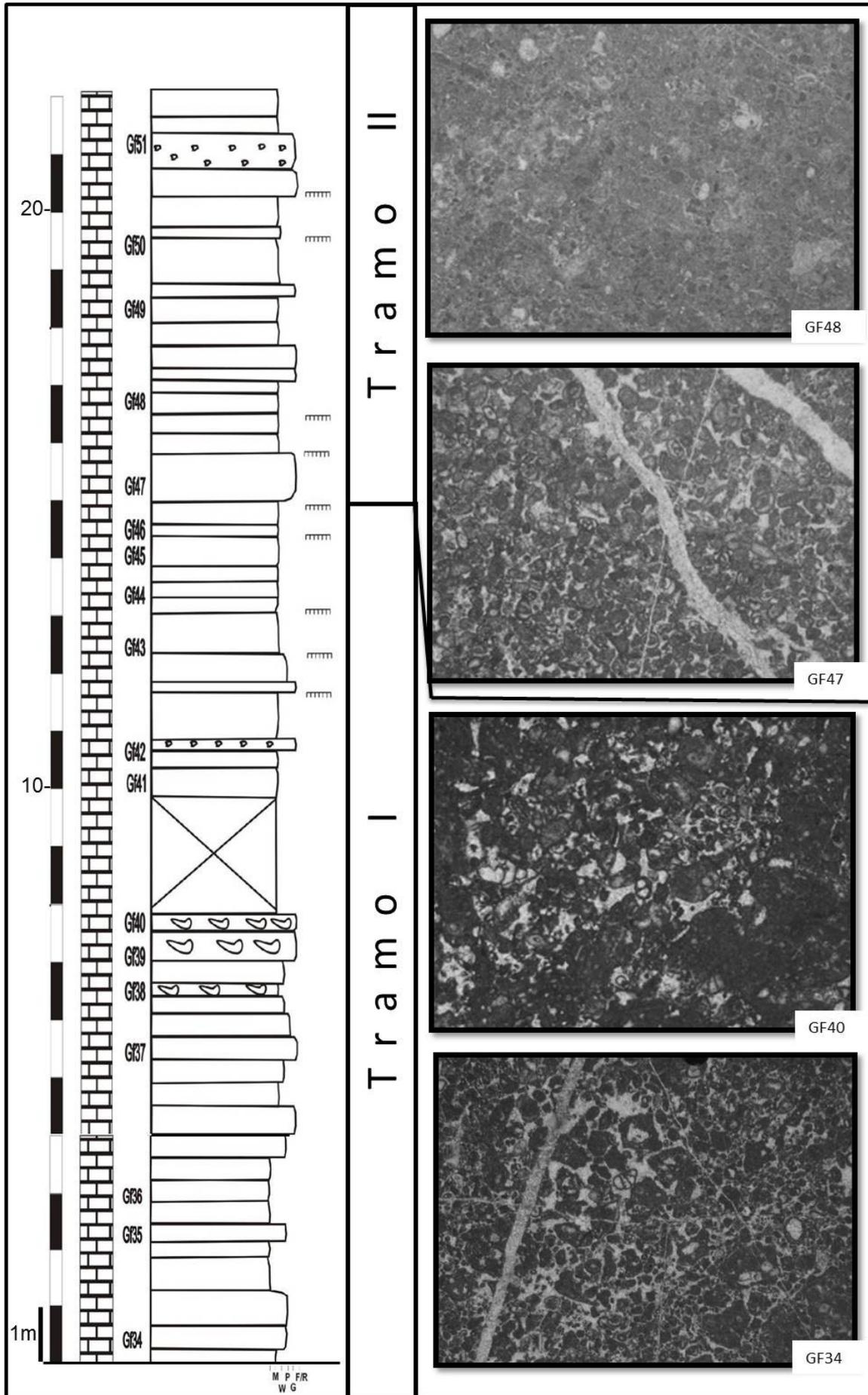
En base al contenido fósil y a sus características litológicas, es posible dividir la sección en los siguientes intervalos (FIGURA 10):

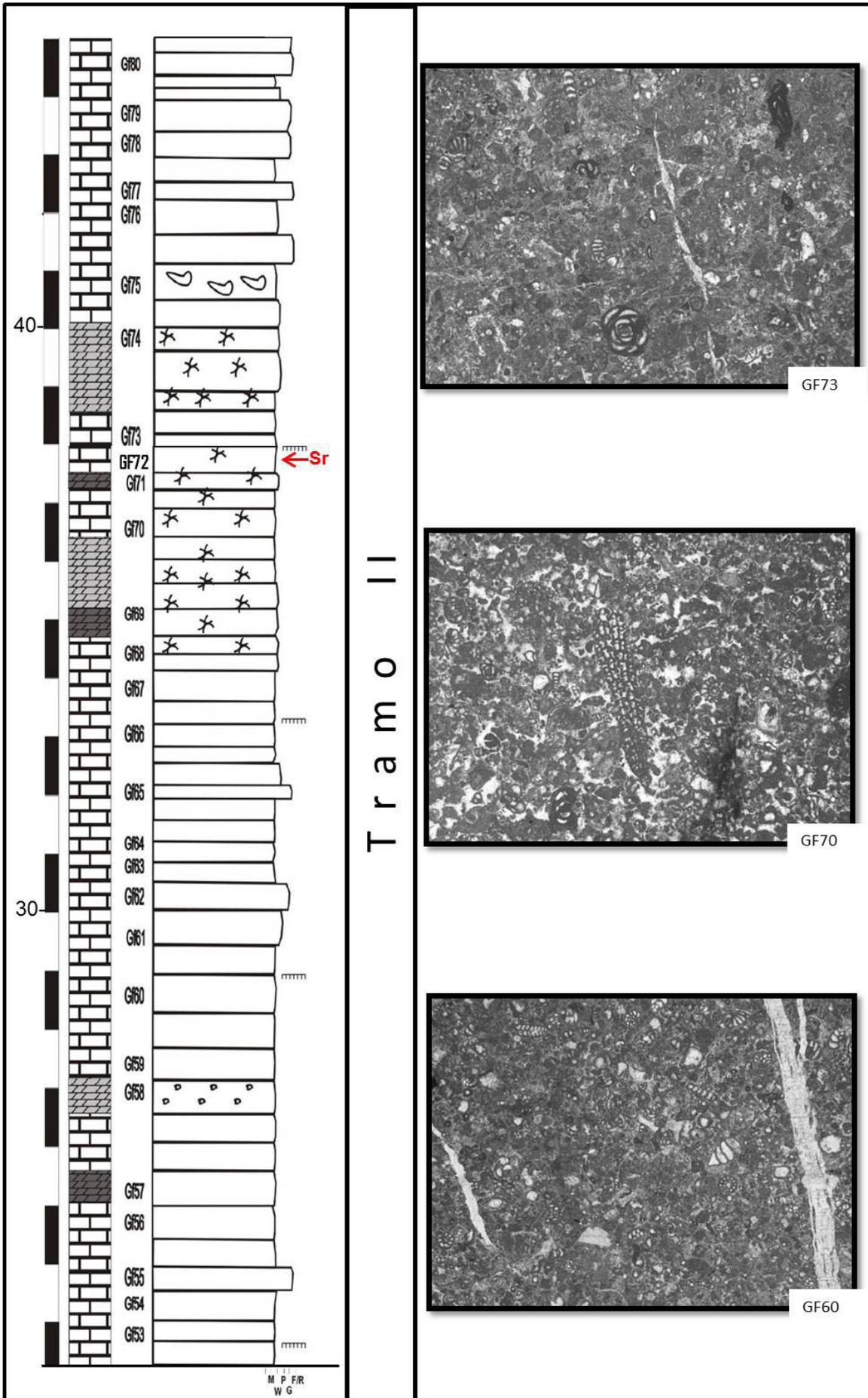
Tramo I (0 – 15m): Intervalo definido de la muestra GF34 a la GF46. Caracterizado por wackestone-packstone comúnmente pelotoidales. Presencia de ostrácodos, pequeños miliólidos, discórbidos y *Thaumatoporella*. Se observan también intercalaciones de laminaciones microbiales, así como mudstone-wackestone con birdeyes y estructuras fenestrales. El intervalo acaba con un nivel donde la fauna es prácticamente inexistente.

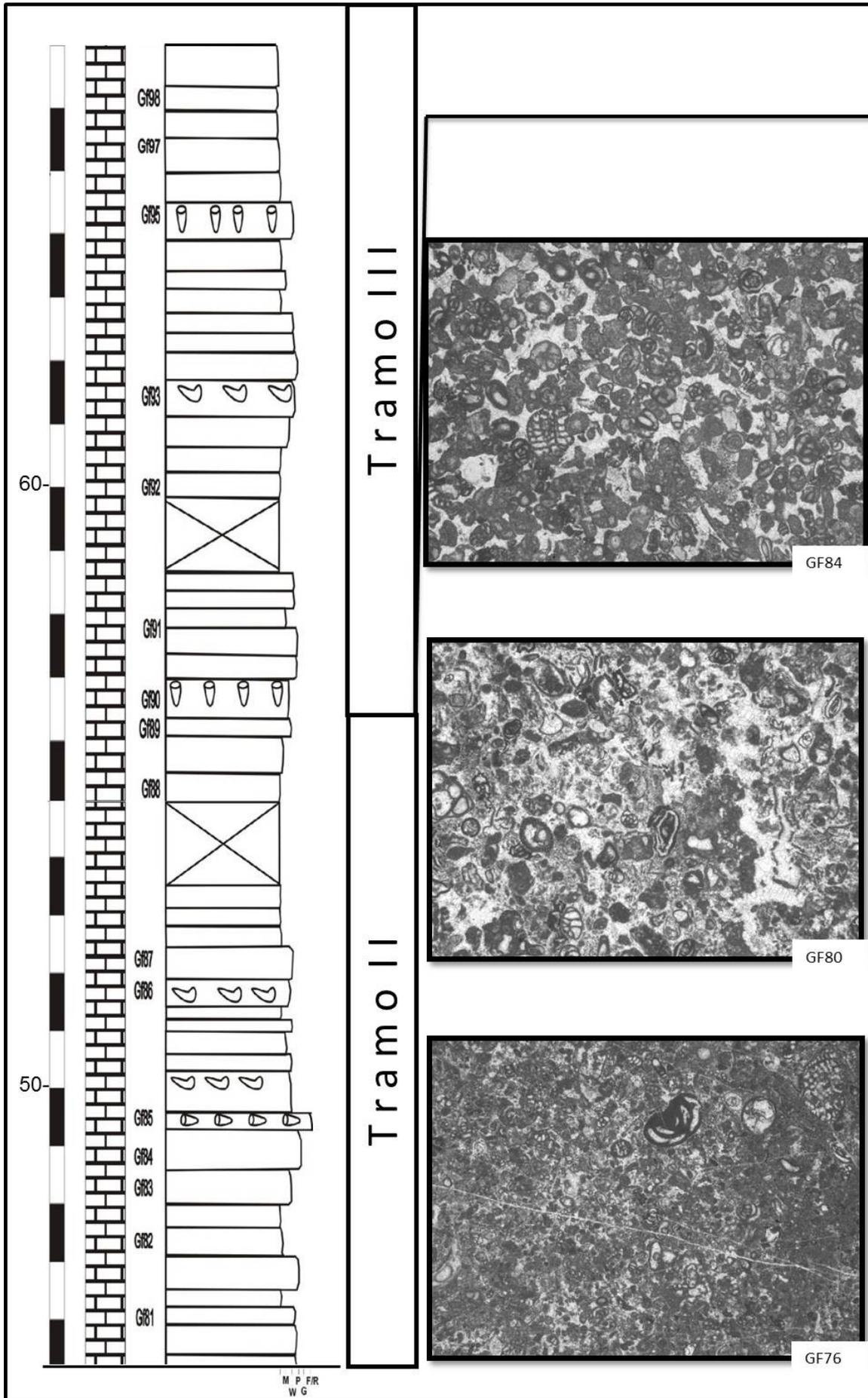
Tramo II (15 – 56,5m): Intervalo definido de la muestra GF47 a la GF89. Corresponde a una alternancia regular de packstone-grainstone pelotoidales de foraminíferos bastante finos y con mudstone-wackestone con ostrácodos, *Thaumatoporella* y *Decastronema kotori*. Son comunes las brechas intraclásticas dolomitizadas y los mudstone-wackestone laminados con birdeyes. En este tramo la asociación de foraminíferos es más rica que en el intervalo anterior, con la presencia no sólo de pequeños miliólidos y textuláridos, sino también de *Nezzazatinella* sp., *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Reticulinella kaeveri*, *Paleocornulina ausonensis*, *P. triangularis*, fragmentos de *Cuneolina* sp., *Rotorbinella mesogensis* y *Scandonea samnítica*, destaca hacia la parte superior del tramo el dominio de las facies de grainstone pelotoidales.

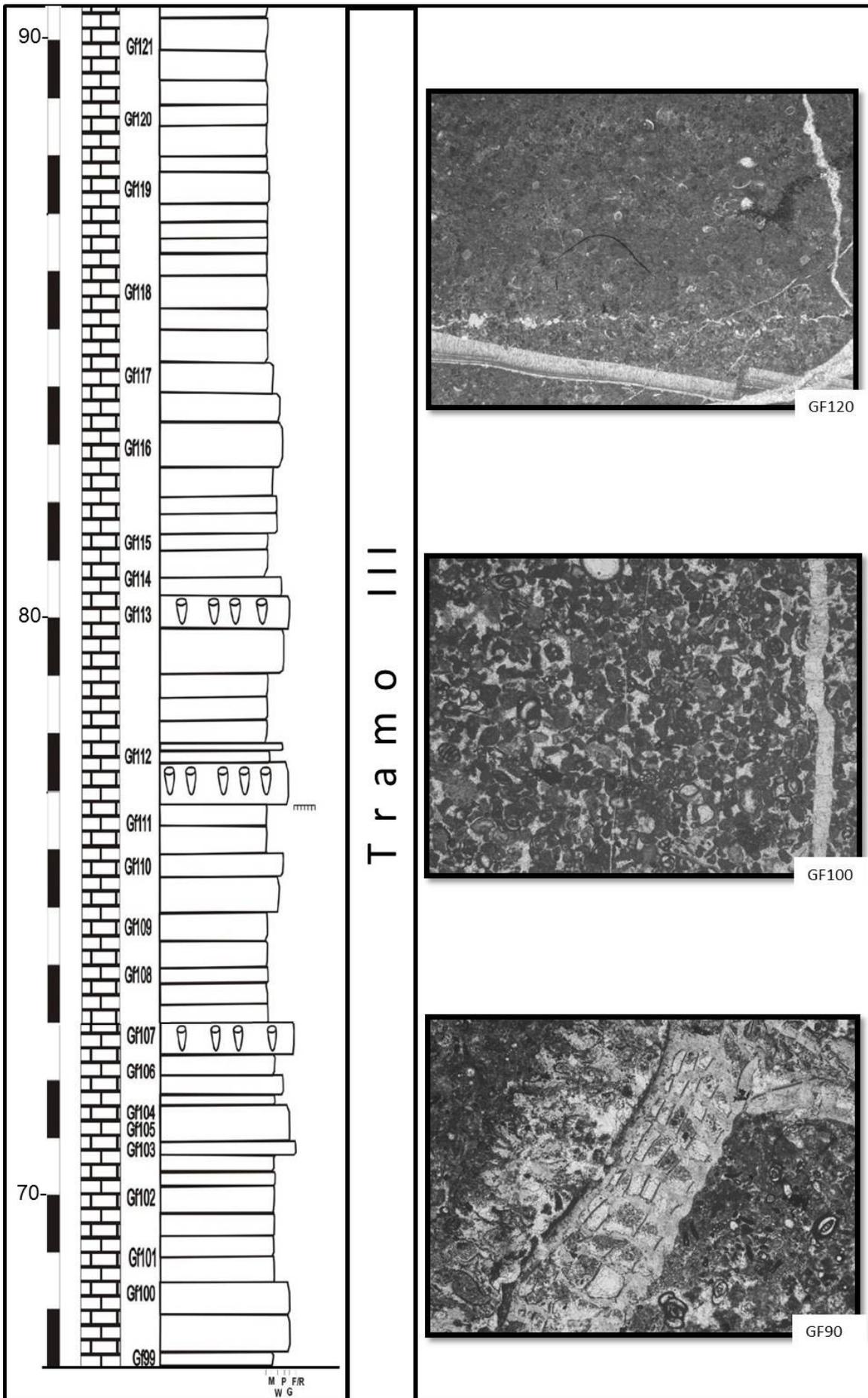
Hay dos niveles de floatstone de radiolítidos en este tramo, uno de los cuales ha servido para tomar la muestra para el estudio de SIS, a 38m de la base de la sección, en la muestra GF73, que da una edad de 90,45 Ma.

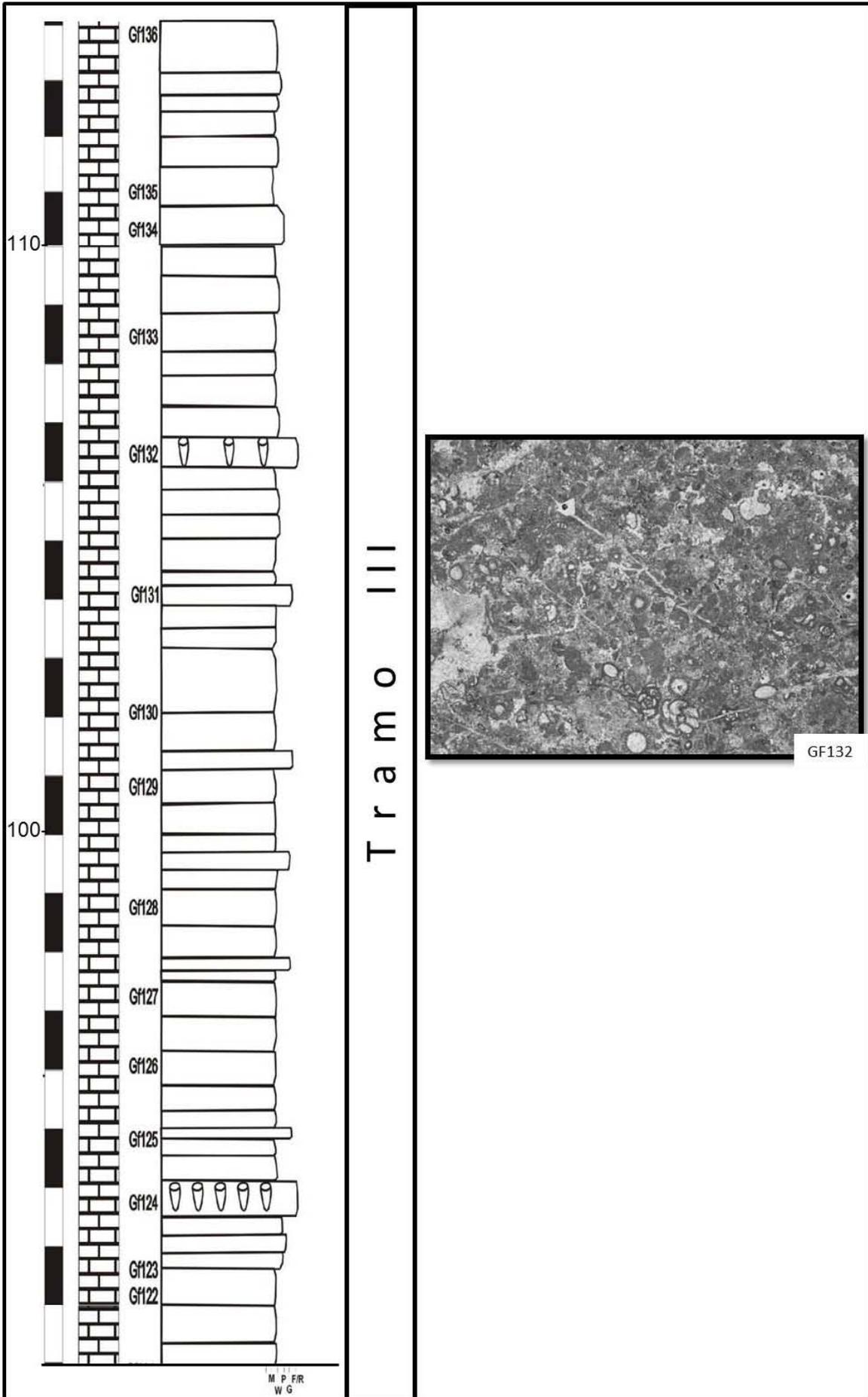
Tramo III (56,5 – 128m): Intervalo definido de la muestra GF90 a la GF144. Está carac-











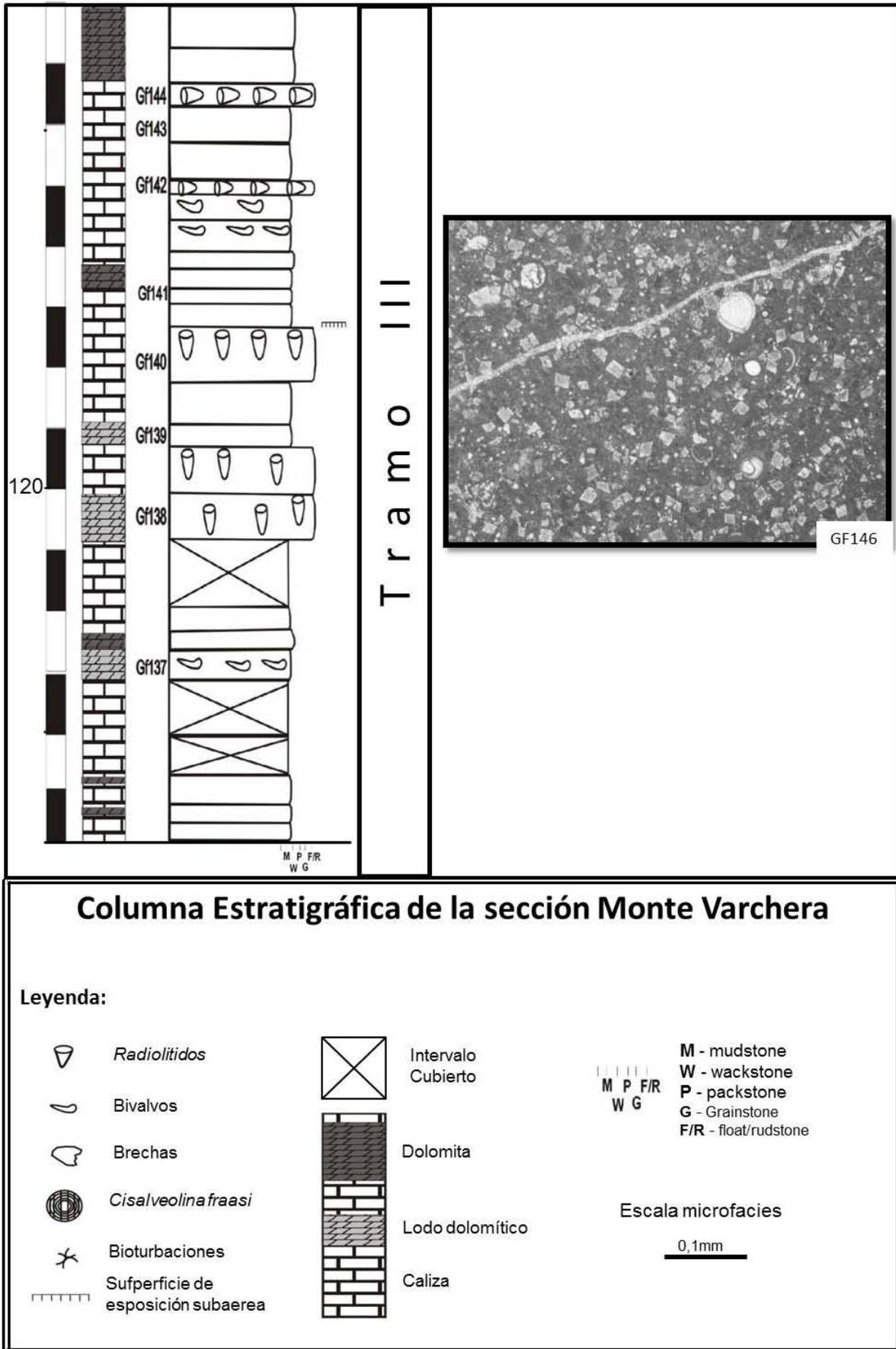


FIGURA 10. Columna estratigráfica Sección Monte Varchera.

terizado por packstones-floatstones con fragmentos de rudistas (radiolítidos) con matriz de wackestone-packstone con foraminíferos, alternados con mudstones-wackestones con *Decastronema kotori* y *Thaumatoporella*, y packstone-grainstone pelotoidales con foraminíferos. La fauna en este tramo, a excepción de las facies de grainstone, es bastante reducida en cuanto a cantidad, variedad y tamaño. Se reconocen *Moncharmontia appenninica*, *Pseudocyclamina spharoidea*, *Scandonea samnítica* y miliólidos, así como escasos discórbidos. Destaca la presencia del foraminíferos lamelar perforado *R. mesogensis*, y la aparición de *Rotalispira scarcellai* en la parte superior. Para este intervalo se cuenta con datación de Sr en la última muestra, GF144, que sugiere una edad de 89,13 Ma.

3.1.3.2 Sección Monte Coccovello

Esta sección aflora en la ladera oeste del Monte Coccovello (FIGURA 11) y se ubica a 15 Km de la sección de Monte Varchera, con la que presenta características similares.

El afloramiento de Mt. Coccovello corresponde a facies de plataforma carbonática interna (Scandone, 1971). En lo que respecta a la parte norte del relieve, se encuentra entre la cota 650-730m el contacto tectónico entre la unidad carbonática de Mt. Coccovello y los terrenos arcillo-margosos de la Unidad Ligur.

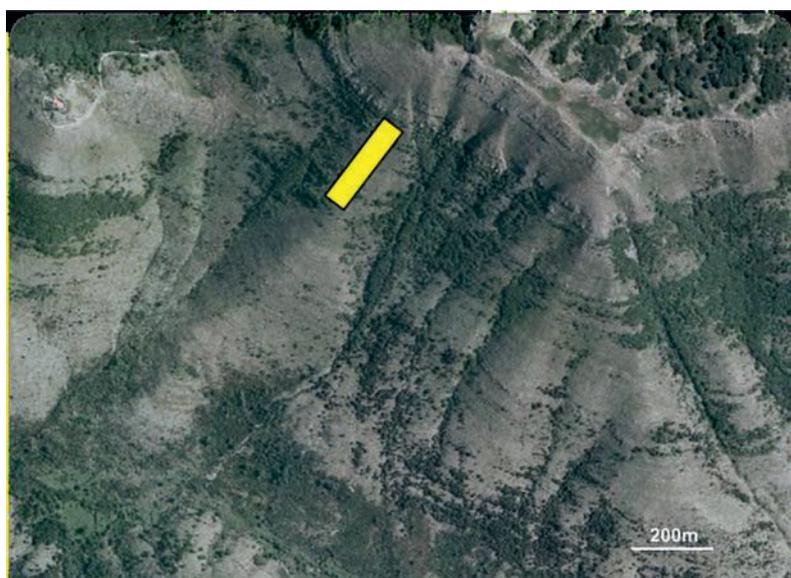


FIGURA 11.
Ortofoto con franja amarilla indicando la extensión de la sección Mt. Coccovello.

Como se menciona al inicio, el marcador bioestratigráfico *C. frassi* desaparece 22m por debajo de la base del intervalo estudiado, mientras que los foraminíferos *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro) y *Chrysalidina gradata* D'Orbigny asociación considerada como típica de la parte terminal del Cenomaniense, desaparecen 4m antes del inicio de la sección. El límite Cenomaniense – Turoniense ha sido fijado mediante datos geoquímicos (Parente, et al. 2008). El intervalo estudiado tiene una extensión, de base a techo, de 121 metros, comenzando con la

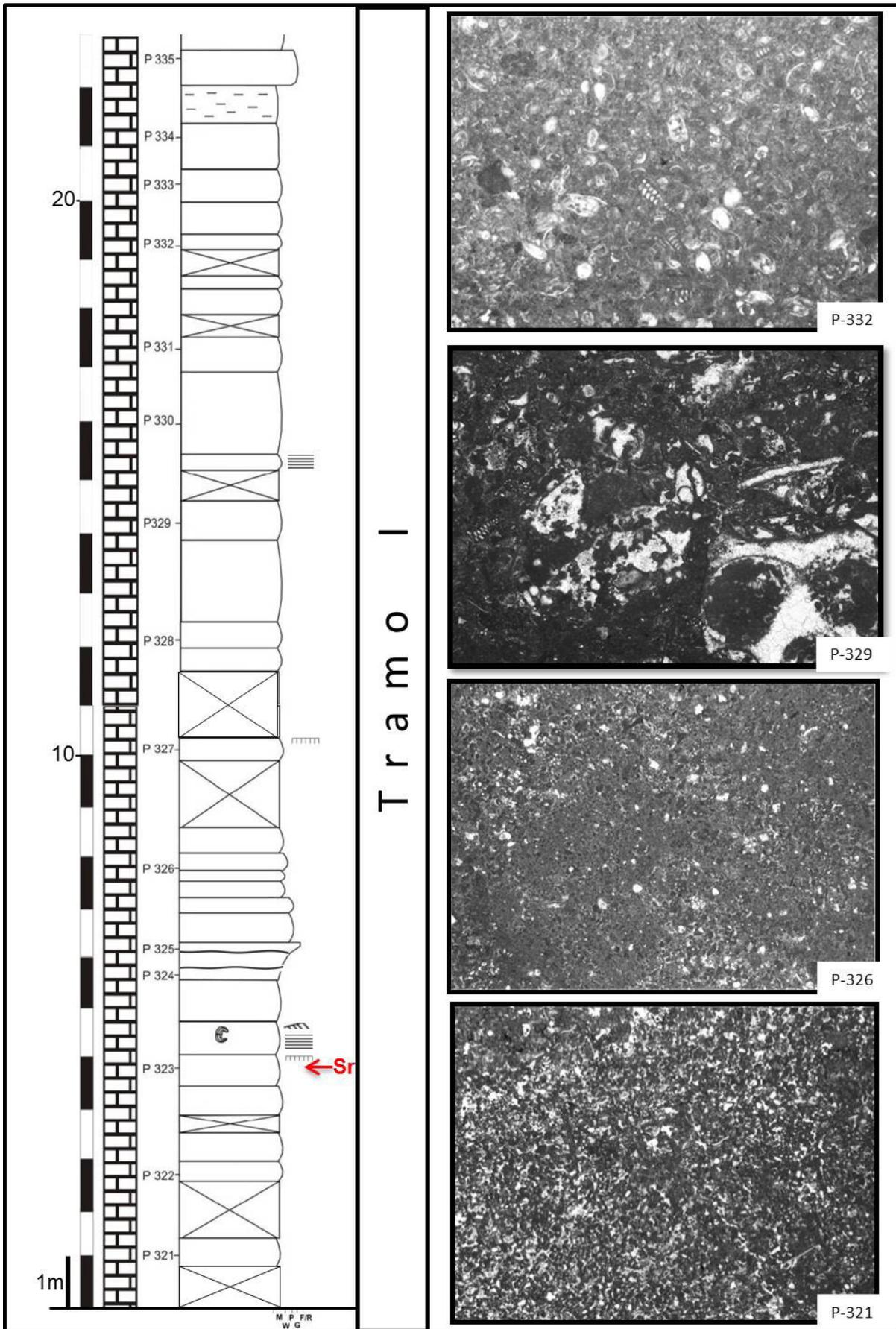
muestra P-321 hasta la muestra P-397.

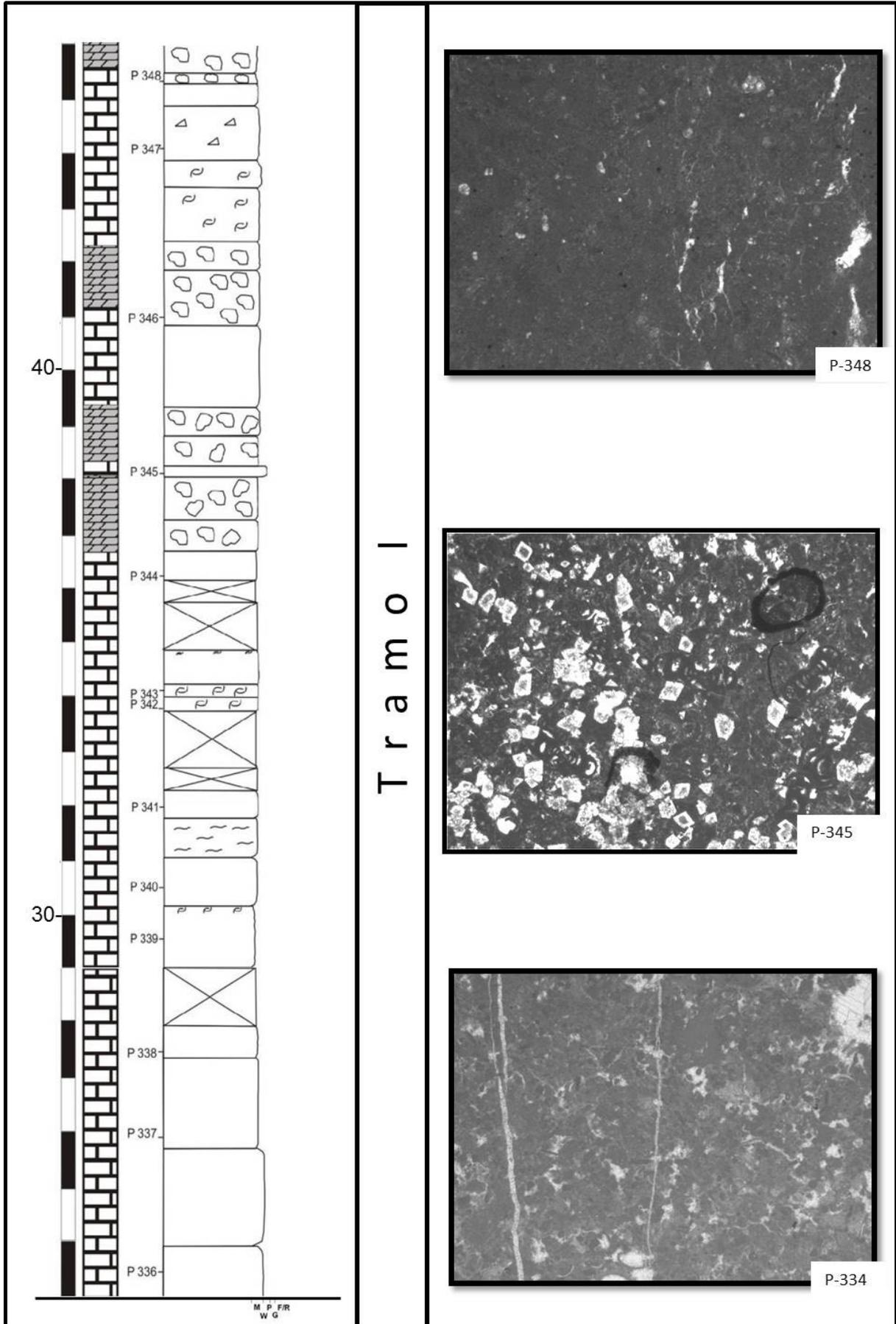
Teniendo en cuenta los datos de campo y el estudio de las microfacies de las muestras disponibles, se distinguen los siguientes tramos (FIGURA 12):

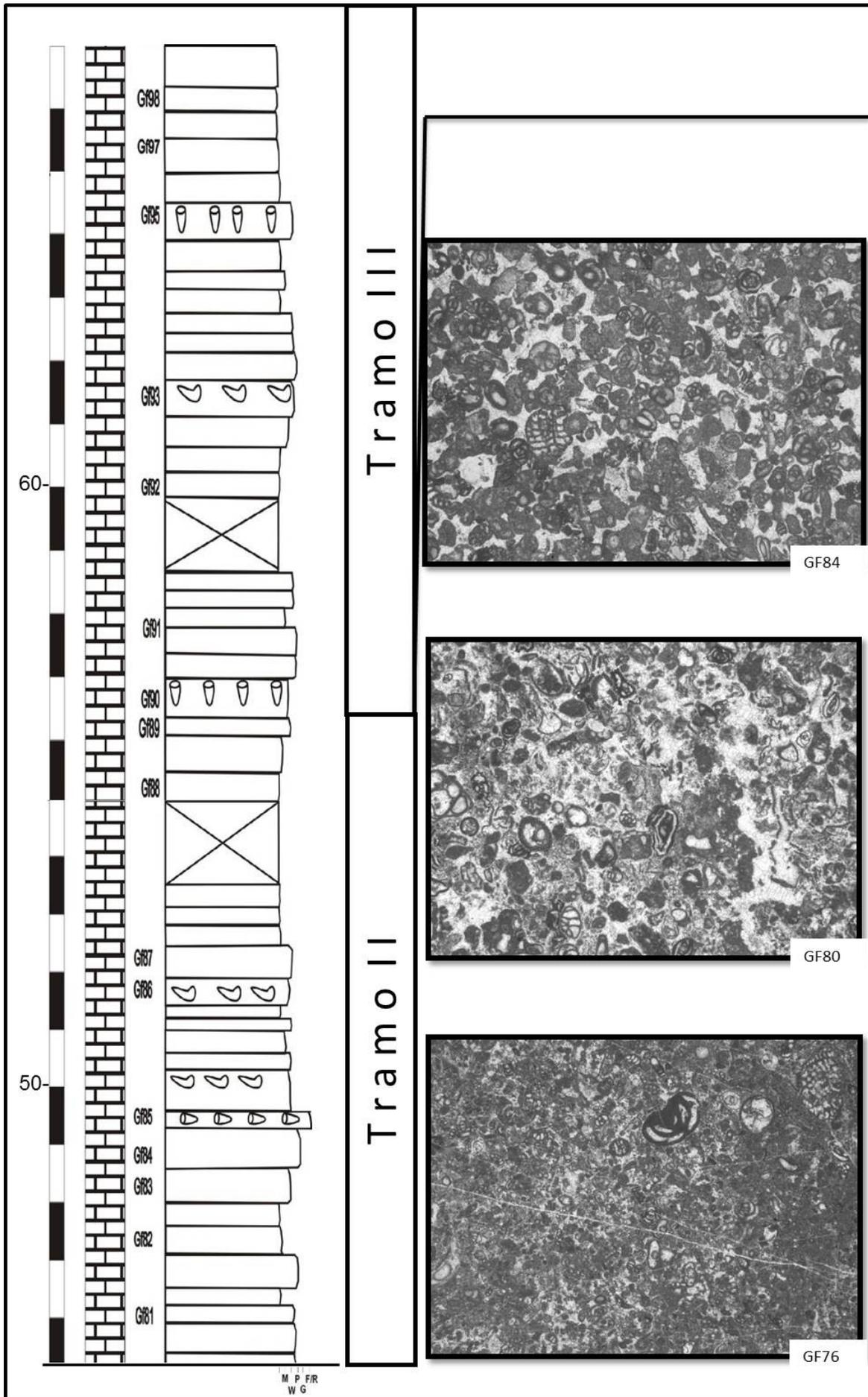
Tramo I (0 - 50,5m.): Intervalo definido desde la muestra P-321 a la P-350. Consiste en packstone peletoidales con algunas intercalaciones de wackestone y mudstone. Presencia de escasos foraminíferos bentónicos con apariciones puntuales de niveles de ostrácodos y de *Thaumatoporella parvovesiculifera* junto con *Decastronema kotori*. La parte superior del intervalo está constituido por 13 metros de brechas que presentan cavidades de disolución (carstificación), evidenciando exposición subaérea. Las brechas están formadas principalmente por mudstones muy oscuros con marcas de disolución, escasos fragmentos de bivalvos y miliólidos de pared gruesa, intercaladas con esporádicos niveles de ostrácodos muy dolomitizados, lo que afecta considerablemente el estado de preservación de los microfósiles. En este tramo los foraminíferos en términos generales son de tamaño bastante reducido, principalmente porcelanados milioliformes de tipo quinqueloculoide, trilocoloide y biloculoide, llegándose a apreciar en algunas formas un cambio en el número de cámaras por vuelta de espira durante su ontogenia. Los foraminíferos aglutinados son biseriados (textularidos), trocospirales y planispirales. Entre los foraminíferos lamelar perforados morfotipos trocospirales que se designan de forma genérica como “discorbidos” (“Rosalinás” en Sartoni & Crescenti, 1962). También se reconoce una sección axial que puede corresponder a *Rotorbinella* sp. . Es importante remarcar que para este intervalo se cuenta con datación de Sr en la muestra P-323, que da una edad absoluta de 93,44 Ma.

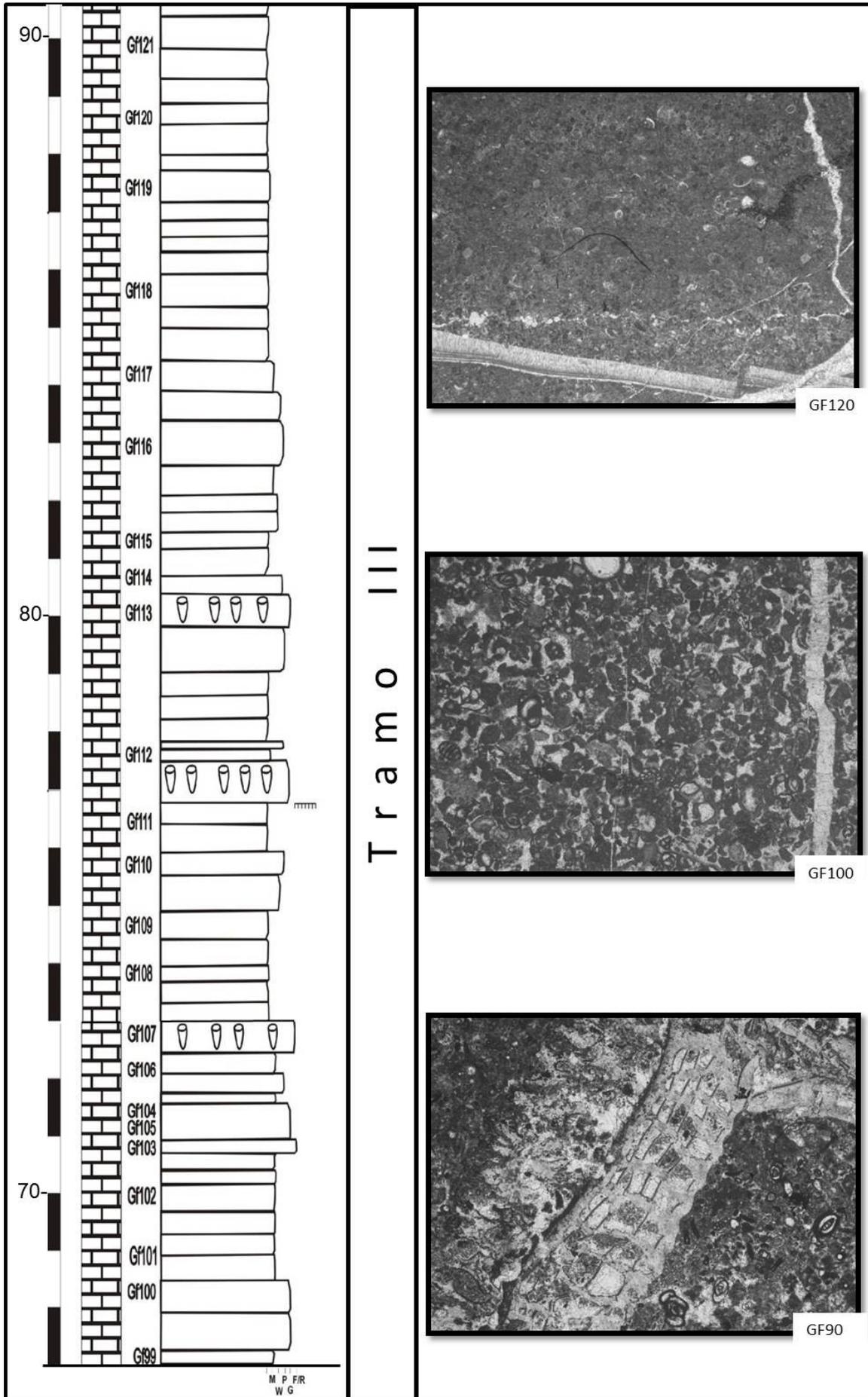
Tramo II (50,5 - 113m.): Intervalo definido desde la muestra P-350 a la P-393. Caracterizado por wackestone-grainstone pelotoidal con abundante foraminíferos alternados con mudstone-wackestone también con abundante foraminíferos así como *Decastronema kotori* y *Thaumatoporella parvovesiculifera*. En los niveles de grainstone se encuentra abundante contenido fosilífero bastante bien preservado, mientras que en los otros el contenido es bastante escaso. En cuanto a los foraminíferos, destacan formas similares a las encontradas en el tramo anterior junto con algunas que aparecen por primera vez, notándose un aumento de tamaño y complejidad desde la base al techo del intervalo. Entre los foraminíferos aglutinados destaca la aparición de los géneros *Cuneolina*, *Reticulinella* y *Montcharmontia*. Son típicas las formas trocospirales de nezzazatinélidos junto con textularidos. Entre los especímenes porcelanoideos se encuentran abundantes milioliformes simples; mientras que de los lamelar perforados se reconocen discorbidos. *Thaumatoporella parvovesiculifera* es también bastante frecuente en estas facies. Es importante remarcar que para este intervalo se cuenta con una datación de Sr en la muestra P-363, que da una edad de 90,66 Ma.

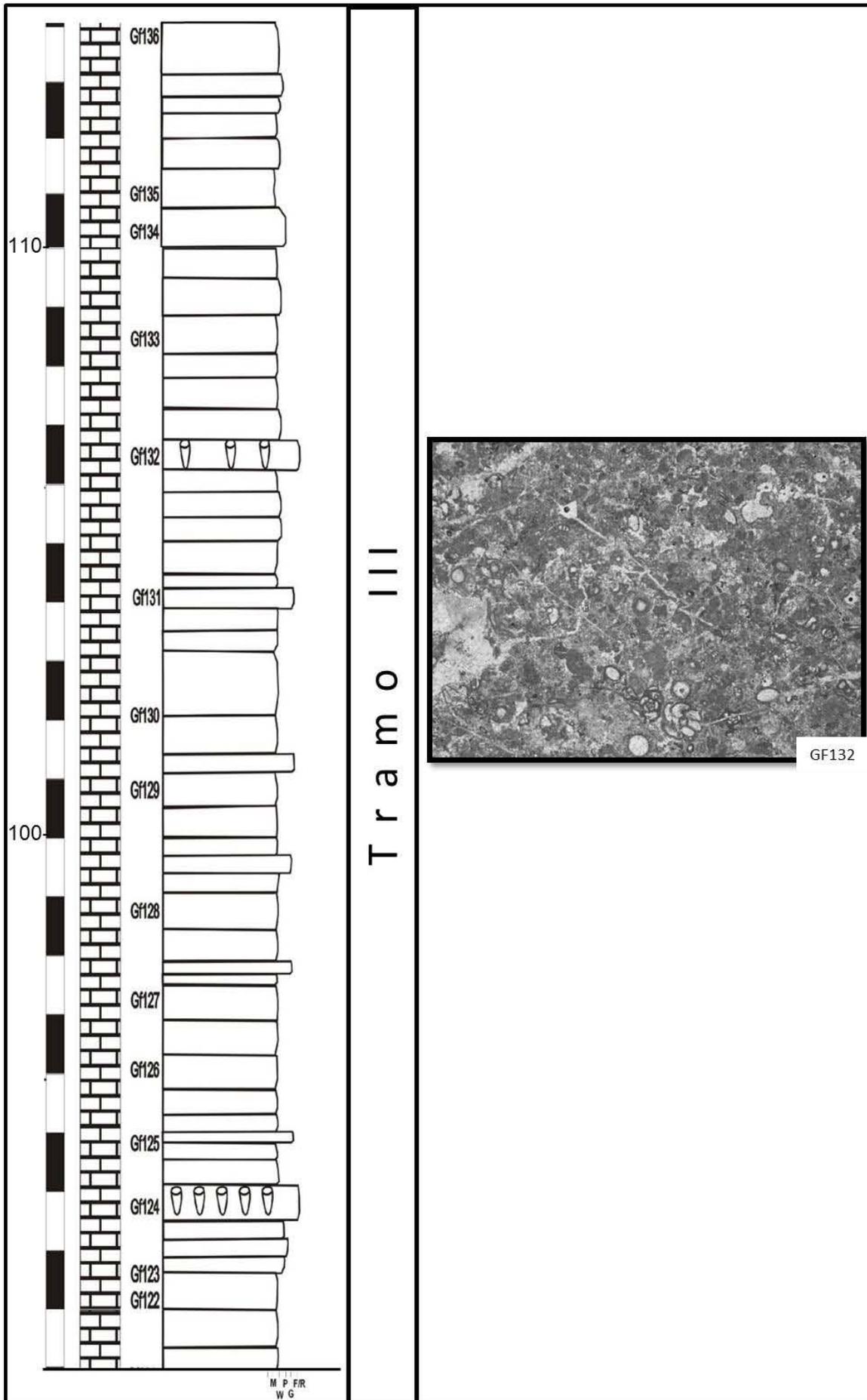
Tramo III (113 - 121m): Intervalo definido de la muestra P-393 a la P-398. Consiste en 8m de packstone-floatstone con fragmentos de rudistas identificados como radiolítidos (Parente et al. 2007; 2008; Troya, 2014 comunicación personal; Frijia, 2015) y restos de foraminíferos











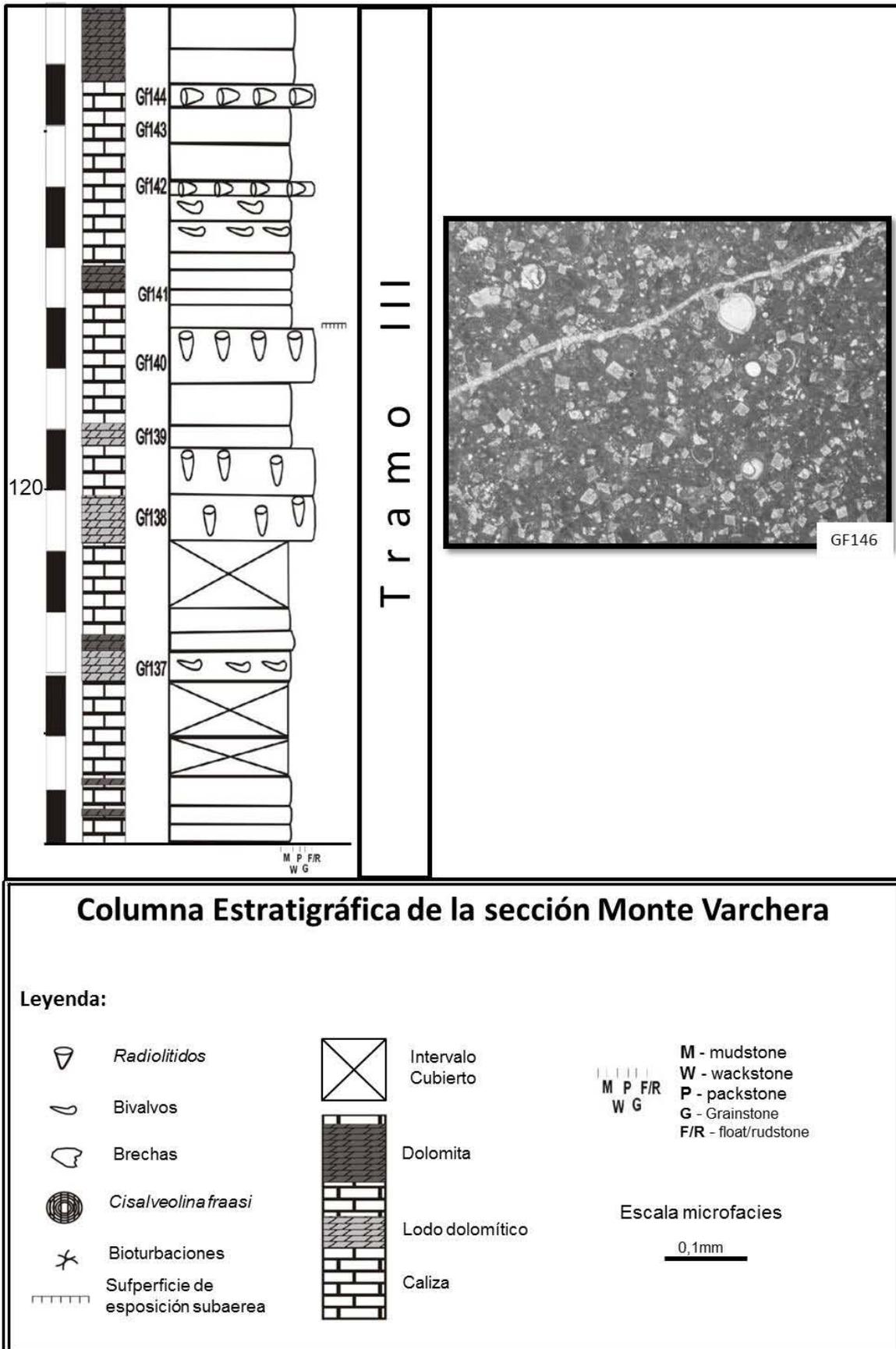


FIGURA 12. Columna estratigráfica de la sección del Monte Coccovello.

difíciles de identificar debido a su mala preservación.

3.1.3.3 Sección Raia del Pedale

La sucesión completa aflora a lo largo del corte de la carretera “Strada Provinciale 18b” (FIGURA 13), interrumpida por una falla cuyo salto no ha sido posible calcular.

A diferencia de las otras dos secciones, la base del intervalo estudiado se ubica a 15,3 metros por encima de la última ocurrencia de *C. fraasi*, abarcando 78m de sección estratigráfica, interrumpida por una falla cuyo salto no ha sido posible calcular. Para esta sección no se



FIGURA 13.

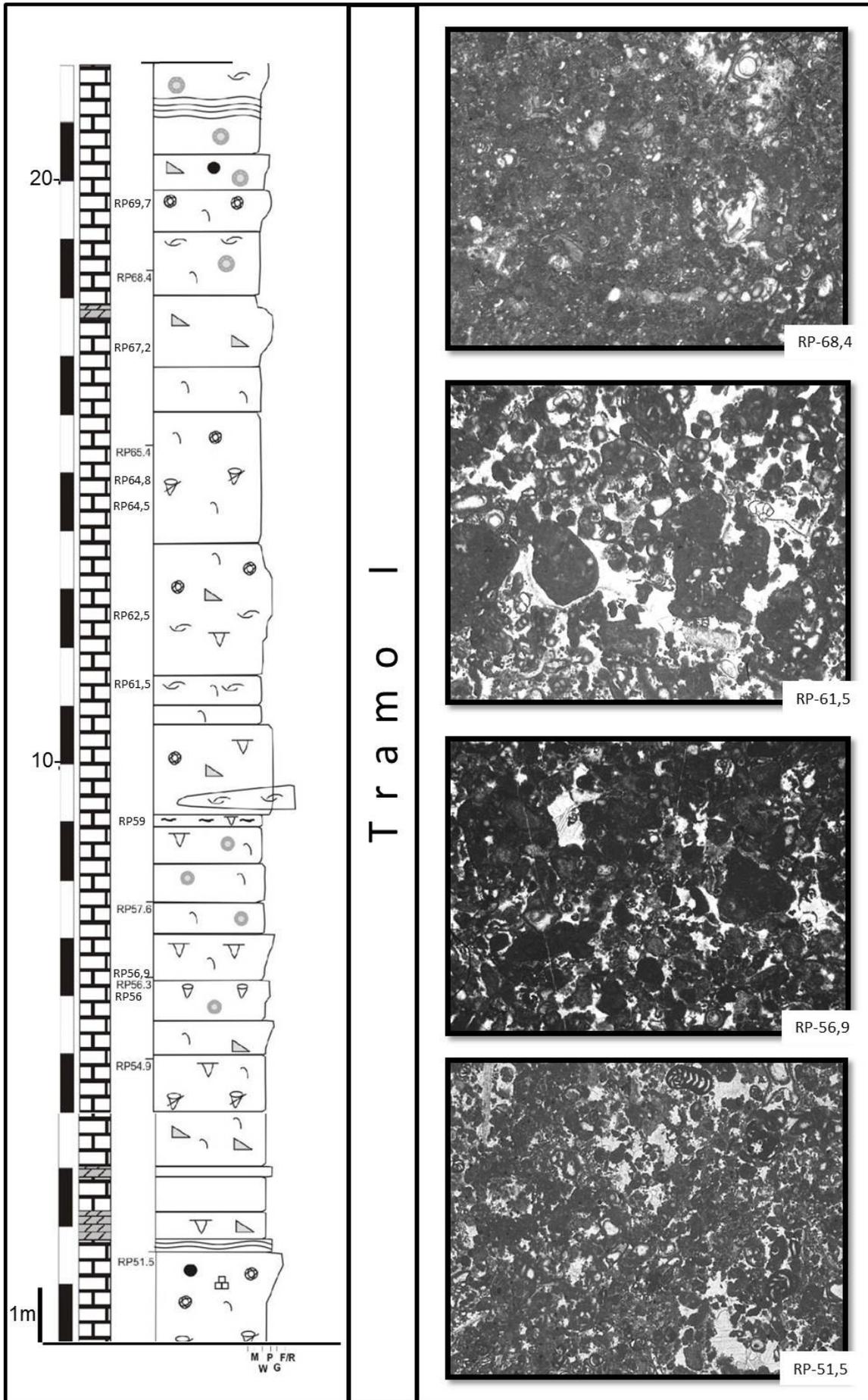
Ortofoto con franja amarilla indicando la extensión de la sección Raia del Pedale.

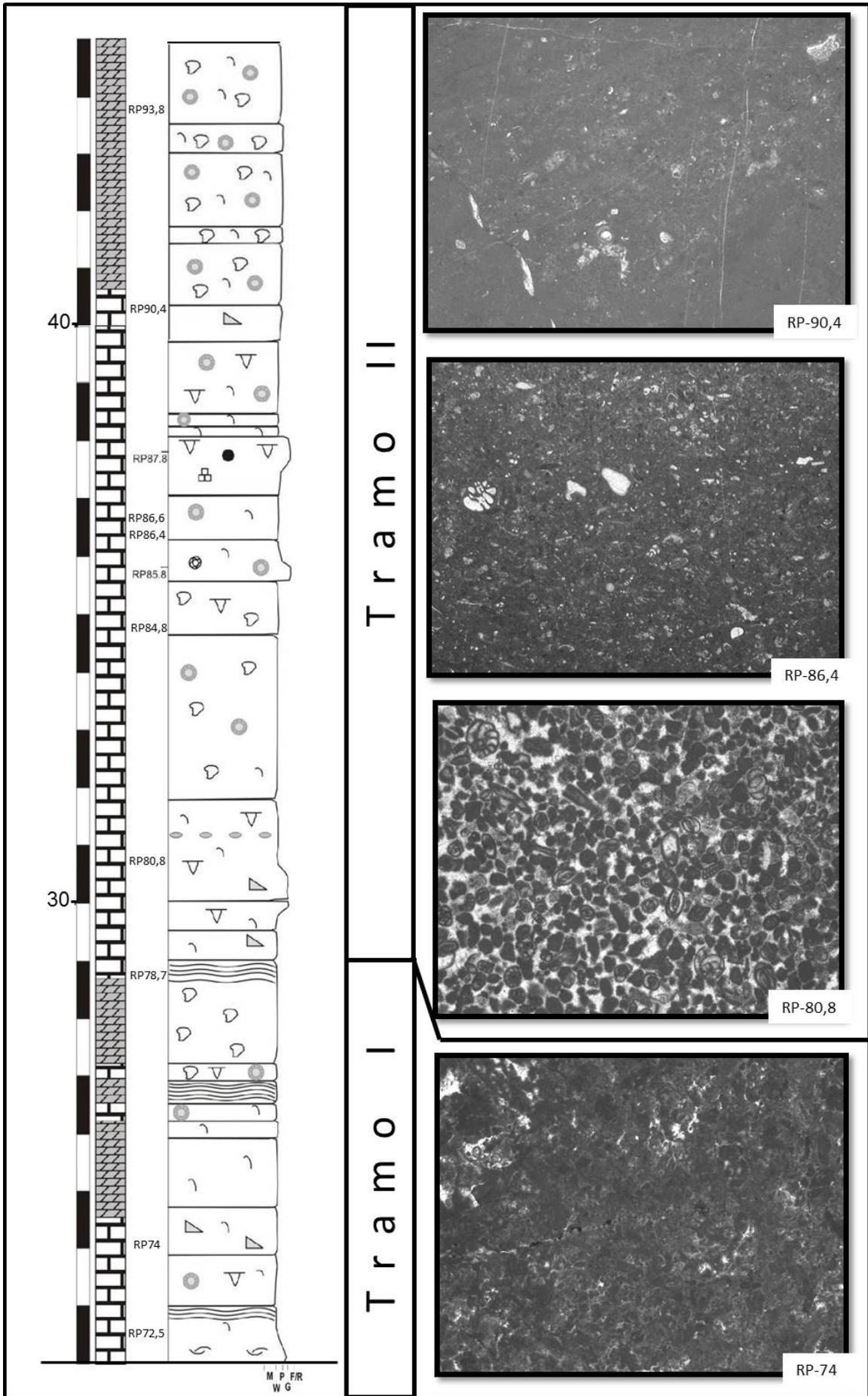
cuenta con datos de estudios geoquímicos de estroncio. Sin embargo, su correlación mediante CIS con las otras dos secciones ha permitido su anclaje cronoestratográfico.

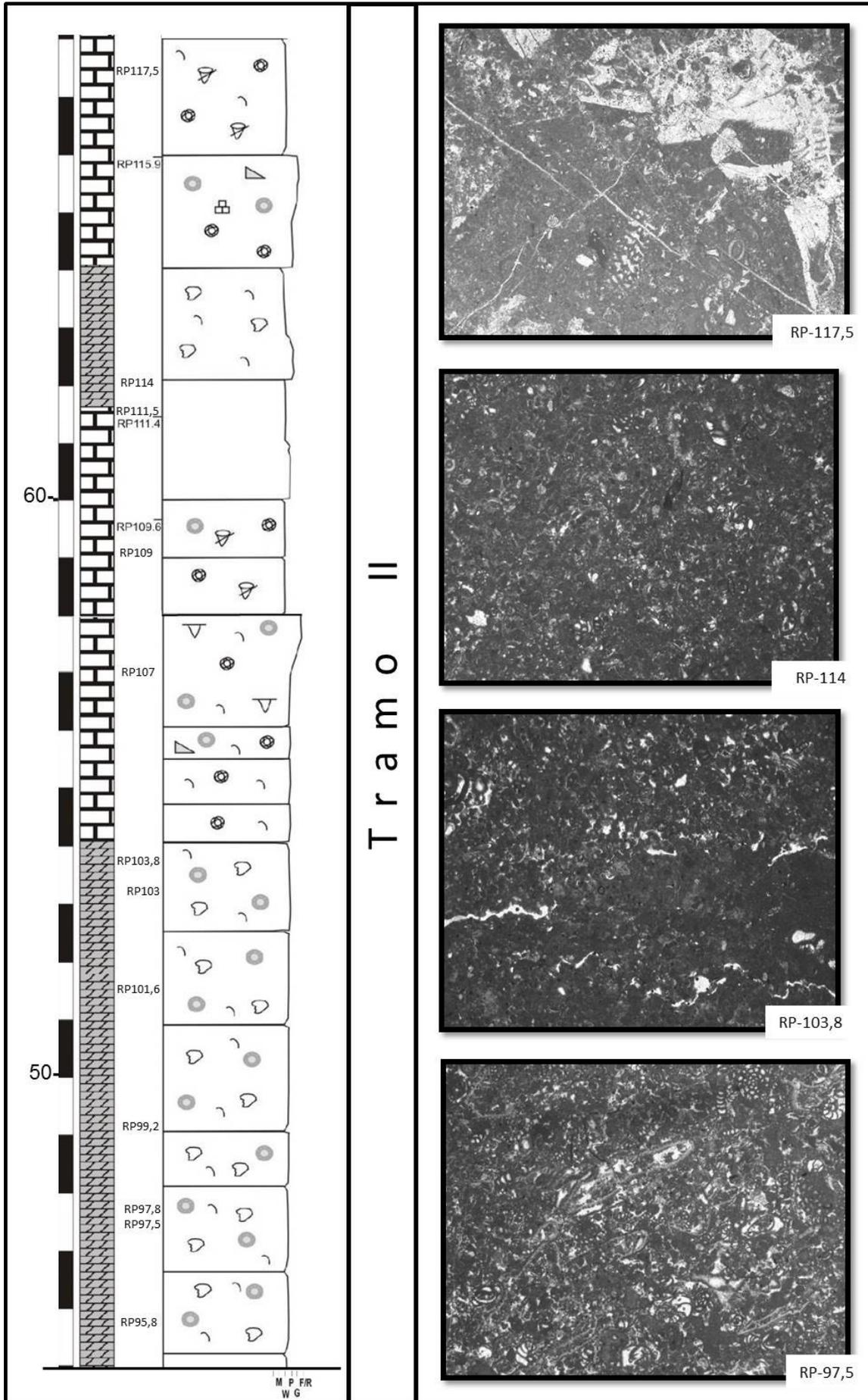
En base a su contenido fósil y características litológicas, la sección de Raia del Pedale ha sido dividida en los siguientes tramos (FIGURA 14):

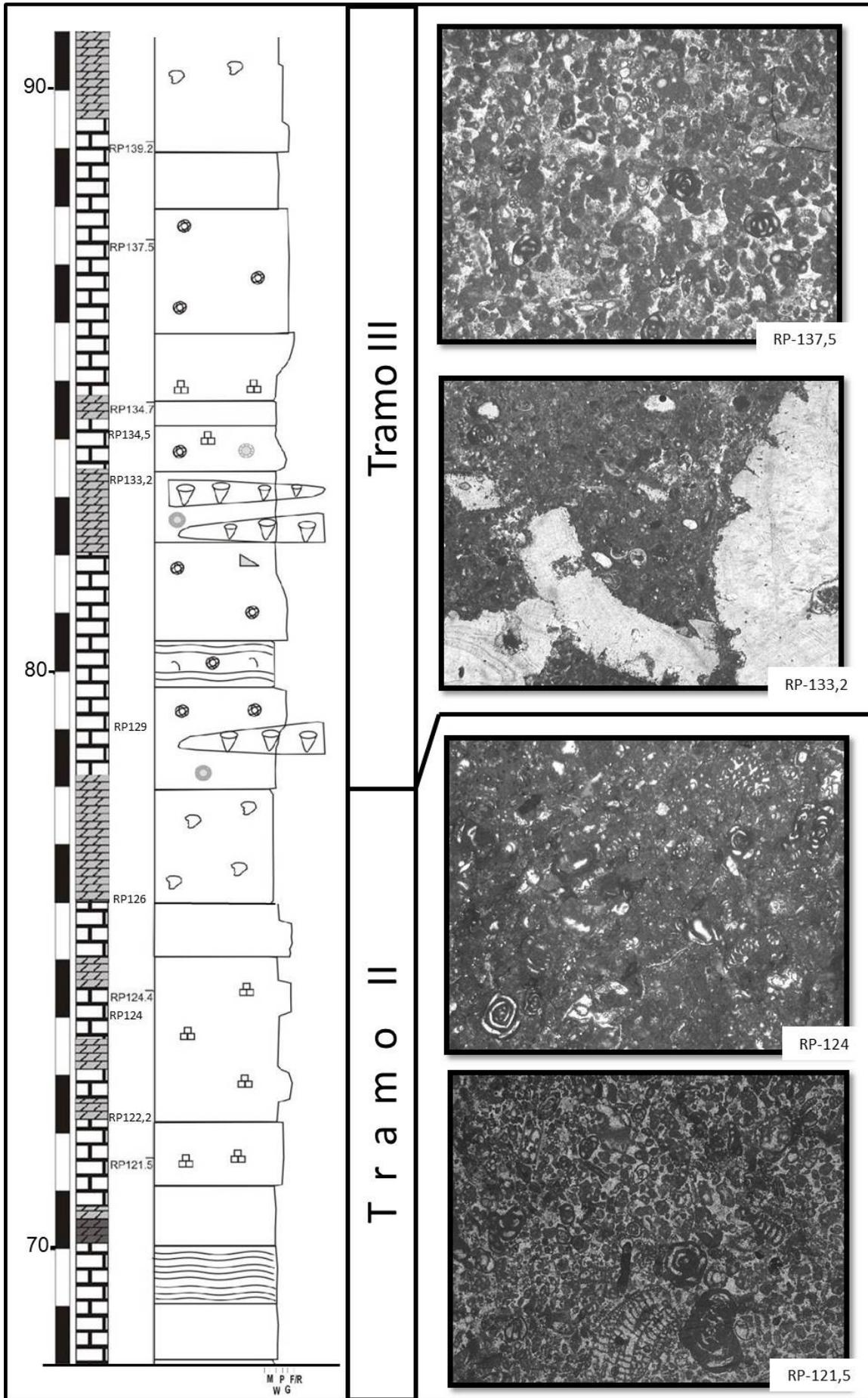
Tramo I (0 – 29m): Intervalo definido de la muestra RP51,5 a la RP78,7. Caracterizado por una intercalación de wackestone-mudstone con abundante *Decastronema kotori*, fragmentos de ostrácodos y wackestone-packstone pelotoidales con escaso contenido fósil. En la base del intervalo se encuentran algunos ejemplares de *Pseudorhapydionina dubia*, fósil característico del Cenomaniense superior, el resto de fauna de foraminíferos está caracterizada por formas simples como miliólidos, textuláridos y nezzazátidos, que desaparecen en el techo del intervalo. Se observan también algunas conchas de bivalvos (rudistas) retrabajadas. Este tramo termina con un nivel de mudstone muy oscuro y prácticamente desprovisto de fauna.

Tramo II (29 – 78m): Intervalo definido de la muestra RP80,8 a la RP126. Formado por wackestone-grainstone pelotoidales con foraminíferos intercalados con mudstones oscuros con abundante *Decastronema kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* y miliólidos simples









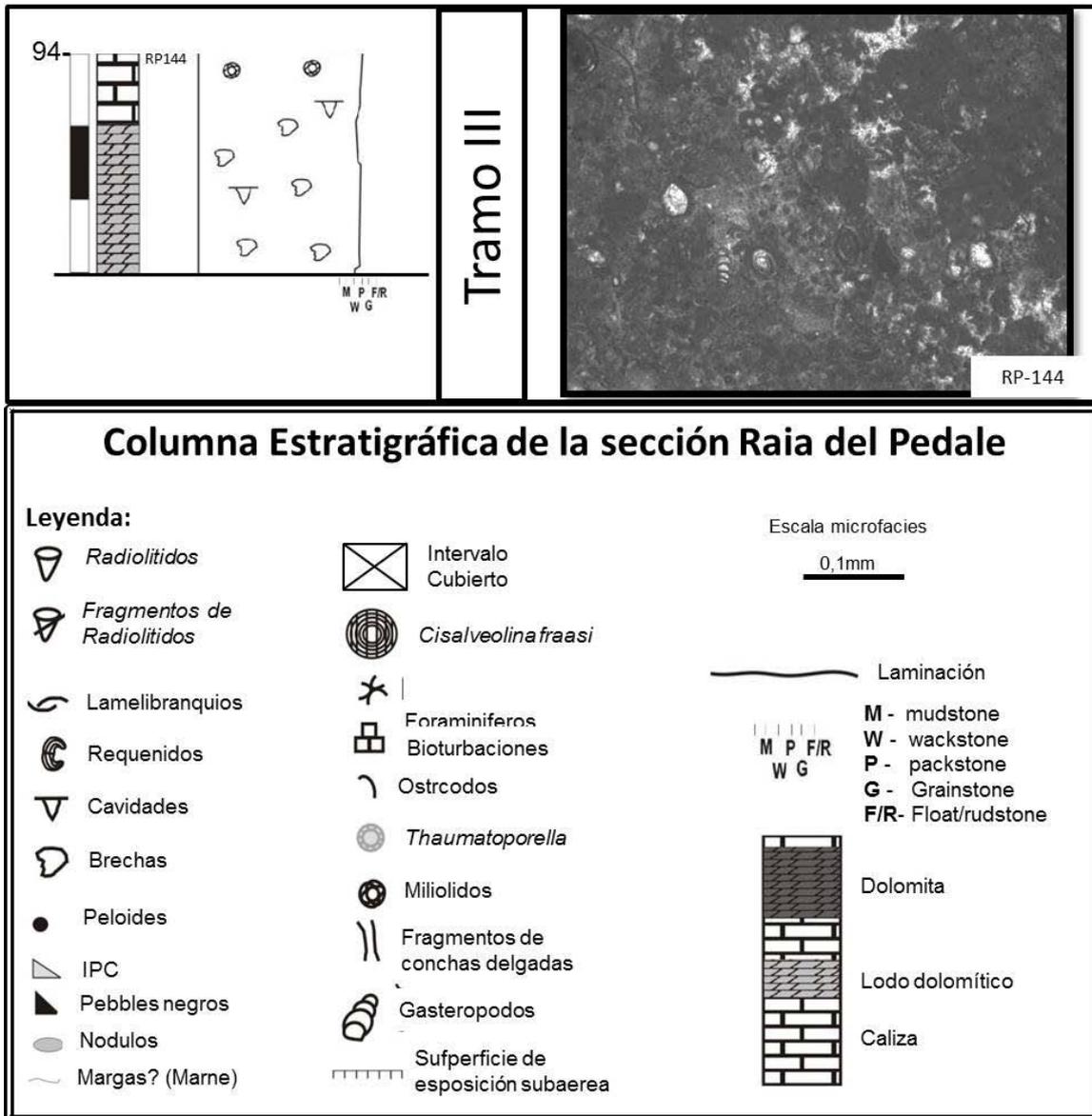


FIGURA 14. Columna estratigráfica de la sección de la Sección Raia del Pedale.

de pared gruesa. La base del intervalo es de escaso contenido fósil: algunos simples y pequeños miliólidos, nezzazatinélidos y textuláridos. La fauna experimenta un aumento en cuanto a diversidad y abundancia de manera gradual hacia techo. Se encuentran niveles con fragmentos de rudistas cerca de la parte terminal de este tramo. Aparecen los géneros de foraminíferos bentónicos: *Moncharmontia appenninica*, *Pseudocyclamina spharoidea*, *Scandonea samnitica*, *Reticulinella kaeveri*, *Paleocornulina triangularis*, *P. ausonensis* y *Cuneolina cf. pavonia*.

Tramo III (78 – 94m): Intervalo definido de la muestra RP129 a la RP144. Consiste principalmente en 16 metros de packstone-floatstone con abundantes fragmentos de conchas de rudistas (radiolíticos), cuya matriz está compuesta principalmente por wackstone-packstone con foraminíferos, alternados con packstone-grainstone de foraminífero y pellets, así como también con mudstone-wackstone con abundante *Decastronema kotori* y cierto grado de dolomitización.

3.1.4 Microfacies e interpretación paleoambiental

El estudio de las microfacies para la interpretación de los ambientes deposicionales ha sido (y aún hoy lo es) una práctica muy utilizada en los estudios de rocas carbonáticas. Su gran utilidad en los estudios de sedimentología aplicada ha impulsado la creación de diversos modelos que buscan optimizar la sistemática en este tipo de estudios, algunos de estos son: Wilson (1974), Arnaud-Vanneau (1980), Hallock (1980; 1983: 1984), Hallock & Glenn (1986), Bernaus (2000), entre otros. En esta tesis el estudio de las microfacies de los Apeninos meridionales se ha basado en 114 láminas delgadas, en las que se han identificado: a) los bioclastos, constituidos por fósiles o fragmentos de ellos; en ocasiones estos bioclastos aparecen fuertemente micritizados; b) la matriz. Se ha establecido su clasificación genética siguiendo el trabajo de Dunham (1962), aunque en algunos aspectos se ha utilizado también la clasificación de Folk (1959). Todos los elementos fosilíferos se han identificado cualitativamente, aunque una clasificación cuantitativa relativa ha sido también establecida. Todos estos datos constan en un documento anexo, que contiene 101 fichas de las muestras estudiadas.

En su conjunto, a pesar de algunas ligeras variaciones laterales de facies entre las tres secciones estudiadas, el estudio de campo y de las microfacies permite ver una evolución de facies muy similar y afirmar que se trata de depósitos formados en medios muy poco profundos, de plataforma interna, carbonatada, sin aporte de terrígenos y, en general, con escasa energía del agua. Predominan ambientes mareales, indicados por una mayor diversidad de foraminíferos, y otros en que la sedimentación tuvo lugar en áreas de lagunas costeras con circulación marina restringida, indicados por el gran desarrollo de estructuras microbiales (*Decastronema kotori*), en las cuales también podrían haber vivido ciertos foraminíferos más resistentes a cambios medioambientales. Así, de base a techo, se propone la siguiente interpretación (FIGURA 15):

Tramo I: *Wakestones-packstones con escasa fauna*

Tramo caracterizado por mudstone y wakestone en la sección de Raia del Pedale, donde la edad Cenomaniense se evidencia mediante la presencia *Pseudorhapydionina dubia*; en tanto que para Mt. Coccovello y Mt. Varchera se observa el dominio de facies de packstone-grainstone muy finos, con ocasionales intercalaciones de niveles de ostrácodos muy dolomitizados. En los tres casos este intervalo es de escaso contenido fosilífero, sobre todo hacia techo, donde las facies presentan características muy similares en las tres secciones, particularmente por la casi total ausencia de fósiles. Lo cual permite interpretar a nivel paleoambiental una llanura de inundación mareal, con condiciones de muy baja energía durante la transición CTB desfavorable para la vida de los organismos. Este tramo constituye la parte terminal del GCMC del Cretácico medio, que en su parte inferior (por debajo del intervalo muestreado) se caracteriza por una gran riqueza de macroforaminíferos, que como sugieren Parente et al., (2008) se extinguen en dos etapas: primero aquellos foraminíferos, que como los alveolínidos, presentan una estrategia k extrema, y segundo aquellos con una estrategia k más moderada, tales

como algunas pseudorhapydioninas.

Tramo II: Packstone- grainstone pelotoidales con pequeños foraminíferos

En este tramo es caracterizado por la alternancia entre mudstone-wackestone de *Thaumaporella* y *Decastonema kotori* con packstone-grainstone pelotoidales con abundantes bioclastos de granulometría fina. En la base del intervalo predominan las facies de wackestone mientras que hacia el techo del intervalo son más frecuentes los grainstone de foraminíferos y pellets. Una posible interpretación paleoambiental para el presente intervalo es la de llanura de inundación mareal, que pasa a facies relativamente abiertas de lagoon, con una clara diferenciación en cuanto a energía del medio entre las tres secciones: en Raia del Pedale se observan facies más restringidas con dominio de mudstone oscuros; mientras que en Mt. Coccovello las facies se ven un poco más equilibradas con un nivel de energía medio-bajo donde los grainstone son algo más frecuentes; en tanto que en Varchera el predominio de facies menos restringidas, algo más abiertas, con un nivel medio de energía, es evidente dada la mayor proporción de fósiles presentes en todo el intervalo, el dominio de las facies grainstone y la ausencia de las facies de mudstone. Todo esto permite la interpretación de una llanura de inundación que pasa transicionalmente a condiciones de lagoon con influencia mareal. La hipótesis de llanura de inundación es reforzada por la presencia de *Decastronema kotori* cuya comparación con las cianobacterias actuales del género *Scytonema* presentes en las llanuras de inundación de la isla de Andros es sustentada por Golubic et al. 2006. Durante la formación de este intervalo, la recuperación de las condiciones paleoambientales se evidencia mediante el desarrollo y radiación de la fauna de foraminíferos, la cual ha sido caracterizada en el presente trabajo, y que marca el inicio del GCMC) del Cretácico superior.

Tramo III: Packstones-floatstones de radiolítidos

Este intervalo está caracterizado por la alternancia entre facies packstone-floatstone de rudistas (radiolítidos) de matriz micrítica con foraminíferos, lamelibranquios, *D. kotori* y *Thaumaporella*, con facies wackestone y grainstone pelotoidales de abundantes foraminíferos, y facies mudstone-wackestone. Interpretándose como un medio de transición de lagoon con influencia mareal a condiciones de lagoon algo más abierto, con episodios de circulación más restringida.

3.1.5 Quimioestratigrafía y cronoestratigrafía

Paralelamente al estudio micropaleontológico, se han realizado a lo largo de las secciones de Monte Coccovello y Varchera muestreos para estudios quimioestratigráficos (véase la distribución de muestras en el apartado 3.1.3.1 y 3.1.3.2 de este capítulo); no se tienen datos de este tipo para la sección de Raia del Pedale.

Estos estudios han sido referidos a los isótopos de estroncio y de carbono (para más

información véase Frijia et al., 2015). Los datos de estudios isotópicos disponibles para las presentes secciones permiten una datación precisa de las apariciones de la fauna de foraminíferos caracterizada en el presente trabajo, mejorando la precisión de los datos bioestratigráficos disponibles hasta la fecha para las plataformas carbonatadas someras de los Apeninos meridionales para el Cretácico superior, específicamente el intervalo próximo al límite Cenomaniense - Turoniense.

Una importante ventaja que ofrecen los estudios isotópicos es una correcta y más precisa correlación mediante la comparación de las curvas de C^{13} de las secciones estudiadas y entre estas y la curva de referencia establecida para Europa ("English Chalk"), a lo cual se le suma para el anclaje cronoestratigráfico, las edades absolutas producto de los análisis isotópicos $^{87}Sr/^{86}Sr$, permitiendo establecer un esquema estratigráfico de alta precisión (Frijia et al. 2015).

La revisión exhaustiva de la fauna de los correspondientes intervalos, junto con los estudios isotópicos mencionados anteriormente, permite la correlación con las diferentes biozonas de ammonítidos, foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo.

En el caso del presente estudio, dicha correlación resulta de gran interés ya que la asociación de foraminíferos planctónicos está presente en diversas plataformas carbonáticas del peri-Tetis; desde la plataforma Adriática de Croacia, Serbia, Montenegro y Albania, hasta la plataforma pre-Apúlica de las islas Iónicas y la plataforma del Gavrovo, en Grecia; la plataforma carbonática de Turquía; la plataforma del Levante de Sinai e Israel, y la plataforma carbonática de la placa árabe (Frijia et al. 2015).

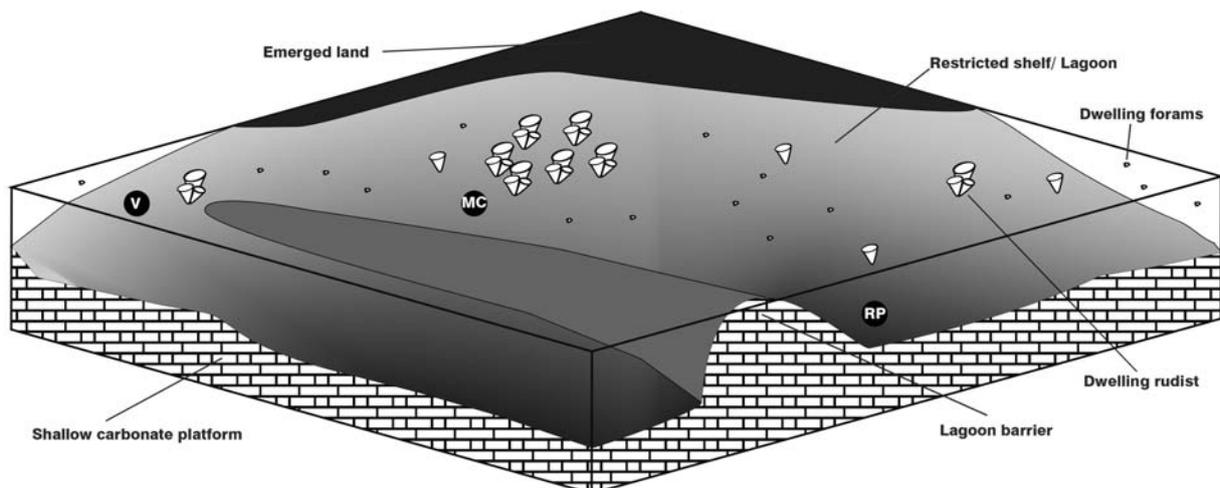


FIGURA 15. Reconstrucción paleoambiental esquemática de las secciones estudiadas: V- Mt. Varchera; MC- Mt. Coccovello; RP- Raia del Pedale.

3.2 PIRINEOS MERIDIONALES (NORESTE DE ESPAÑA)

3.2.1 Geografía

El estudio está basado en tres secciones estratigráficas: Terradets, Cal Girvàs y Hortonedá, aunque datos parciales de otras secciones han sido también incorporados al estudio. Todas ellas están localizadas en los Pirineos meridionales catalanes; más concretamente en la provincia de Lleida, en las comarcas de La Noguera y Pallars-Jussà (FIGURA 16).



FIGURA 16. Ubicación del área de estudio de los Pirineos Meridionales (mapa extraído de Google Earth).

Sección de Terradets: Ha sido realizada en la parte sur de la Serra del Montsec, que separa las cuencas de Ager y Vilanova de Meià al sur, de la cuenca de Tremp al norte. La sección ha sido realizada a lo largo de la carretera C-13, que discurre paralelamente al río Noguera-Pallaresa que corta la Serra del Montsec de norte a sur dando lugar al desfiladero de Terradets



FIGURA 17. Ubicación de la sección Terradets, señalada con punto rojo (mapas extraídos de Google Earth 2015).

(FIGURA 17). La sección se sitúa al sur de la Font de les Bagasses. Coordenadas: 42° 1'53.64"N, 0°52'59.43"E.



FIGURA 18. Ubicación de la sección Cal Girvès, señalada con punto rojo (Tomado y modificado de Google Earth 2015).

Sección Cal Girvès: Esta sección se ha ubicado en la ladera sur de la Serra de Carreu, al noreste de la localidad de Abella de la Conca, y concretamente al norte de la masía de Cal Girvès (FIGURA 18). La Serra de Carreu forma un relieve continuo E-W, que separa la Cuenca de Tremp-Isona al sur, del valle de Carreu al norte. Coordenadas: 42°11'36.16"N, 1° 7'25.61"E.



FIGURA 19. Ubicación de la sección Hortoneda, señalada con punto rojo (Tomado y modificado de Google Earth 2015).

Sección de Hortoneda: Ha sido medida al NE de la localidad de Pobla de Segur, en las cercanías del pueblo de Hortoneda, en el barranco de Lladó (FIGURA 19). Coordenadas: 42°15'47.72"N, 1° 2'49.71"E.

3.2.2 Geología y paleogeografía de los Pirineos meridionales

Geológicamente los Pirineos corresponden a una cadena montañosa con doble vergencia que se extiende desde el oeste de los Alpes hasta el noroeste de la península Ibérica, haciendo de frontera entre Francia y España (Pirineos septentrionales y meridionales, res-

pectivamente). El área de estudio se sitúa en los Pirineos meridionales, que se dividen en dos unidades estructurales principales: los Pirineos Catalano-Aragoneses y los Pirineos Vasco-Cantábricos, separados por la denominada “falla de Pamplona” (Muñoz, 2002). A su vez, los Pirineos Catalano-Aragoneses se dividen en tres ramas: occidental, central y oriental. El área de estudio corresponde a la rama central o Unidad Central Surpirenaica (Seguret, 1972), que

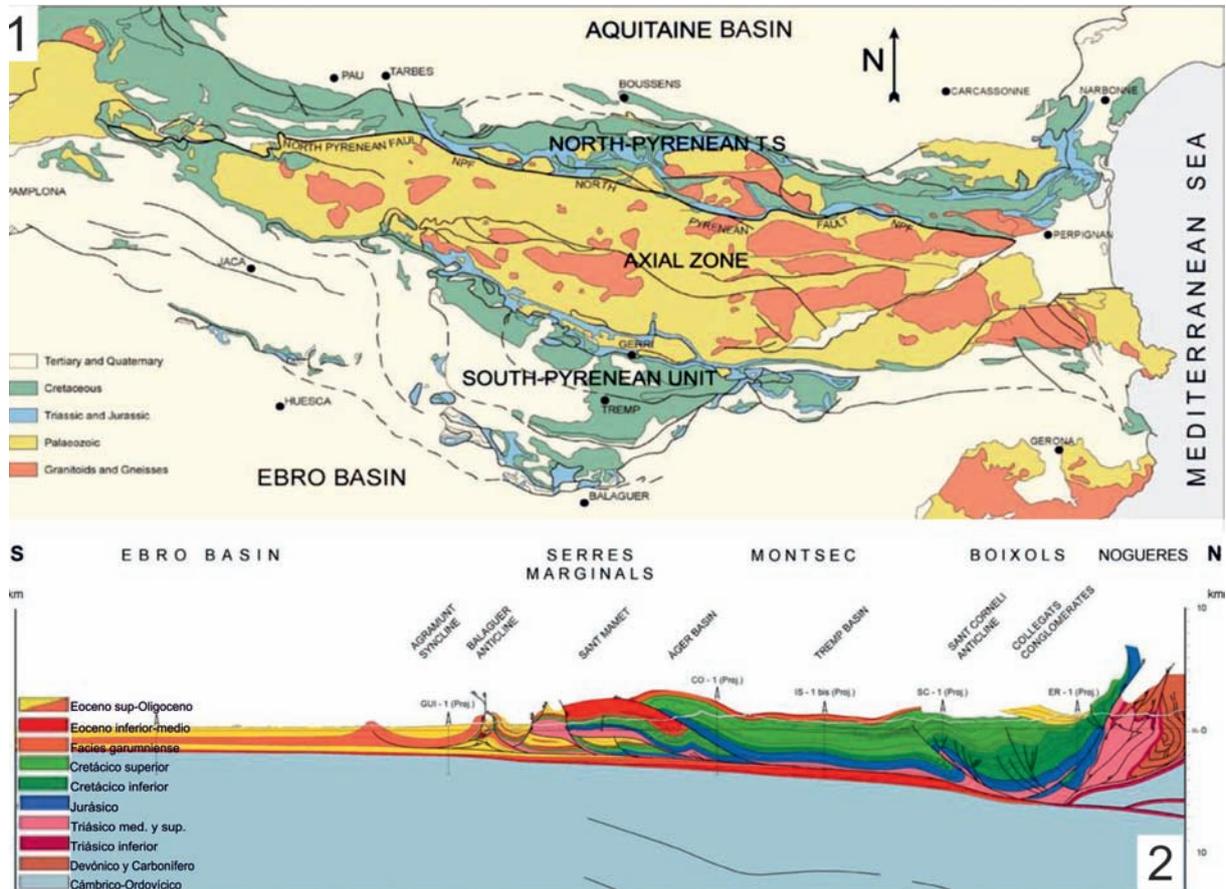


FIGURA 20. 1 Mapa geológico simplificado de los Pirineos Catalano-Aragoneses, escala 1:5000000, extraído de Berástegui et al., 2002; 2 Perfil ECORS, extraído de Berástegui et al. 1993.

está constituida por tres unidades tectónicas imbricadas desplazadas al sur a partir de los materiales evaporíticos del Triásico superior, que de norte a sur son: Bóixols, Montsec y Serres Marginals (Muñoz et al., 1984) (FIGURA 20). Estas estructuras tectónicas se formaron como consecuencia de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea, que tuvo lugar del Santoniense superior al Mioceno.

La unidad de Bóixols está constituida por materiales mesozoicos, principalmente del Cretácico inferior, aunque los materiales del Cretácico superior basal están también representados. Sobre ellos descansan los depósitos sinsedimentarios del Cretácico superior tardío. Es en esta unidad donde se sitúan las secciones de Cal Girvàs y Hortonedà.

La unidad del Montsec presenta una estructura simple, formada por un anticlinal de

materiales mesozoicos, principalmente del Cretácico superior en el sur; y un sinclinal laxo al norte, que incluye materiales paleógenos (Cuenca de Tremp-Graus) además de los materiales del Cretácico Superior (Teixell & Muñoz, 2000). La sección de Terradets pertenece a esta unidad tectónica.

La unidad Serres Marginals, situada más al Sur, carece de registro estratigráfico de la transición Cenomaniense-Turoniense, por lo que no ha sido estudiada.

Desde un punto de vista paleogeográfico las series estudiadas corresponden a la Cuenca Pirenaica, que durante el Cretácico superior estaba formada por un estrecho surco, de dirección aproximadamente E-W (dirección que siguen actualmente los Pirineos) que se extendía entre los márgenes continentales de Iberia y Europa, desde el “Bassin de Beausset” en las cercanías de Marsella, al este, hasta el off-shore de Galicia, al oeste (FIGURA 21). La Cuenca Pirenaica se abría hacia el océano Atlántico.

Desde el punto de vista tectonosedimentario el Cretácico superior de la Cuenca Pirenaica está constituido por dos ciclos, que representan una fase de Transición y una fase de Convergencia, respectivamente (Berástegui et al., 2002, y los trabajos allí citados). Este trabajo se enmarca en la fase de transición, que comprende desde el Cenomaniense superior al Santoniense inferior.

Los sedimentos depositados en esta fase, aunque heredan parcialmente la morfología de la cuenca del Cretácico inferior, se extienden mucho más hacia el norte y hacia el sur respectivamente, cubriendo los materiales anteriormente depositados. Durante esta fase se produjo una subsidencia homogénea y moderada de la cuenca, relacionada con la contracción termal de la litosfera.

En el inicio del ciclo, los márgenes continentales de la Cuenca Pirenaica fueron inundados por una importante transgresión de origen atlántico, que se manifestó en áreas poco profundas con el depósito de carbonatos someros discordantes sobre los materiales anteriormente depositados. Esta es la situación que se presenta en la Unidad Surpirenaica Central (USC), a excepción del área de Sopeira (Caus et al., 1993), en que la sedimentación es continua desde el Albiense superior. El Cenomaniense está representado por la Fm. Santa Fe (Mey et al., 1968, emendada por Caus et al., 1993), que consiste principalmente en calizas gris claro, bien estratificadas, con una textura dominante de tipo packstone-wackestone, aunque presenta también algunos niveles de mudstone y grainstone. La unidad contiene una rica asociación de foraminíferos, rudistas, ostreidos y algas dasicladales. Entre los macroforaminíferos presentes predominan las praealveolinas (*P. tenuis* Reichel y *P. simplex* Reichel) y ovalveolinas (*O. aff. crassa* De Castro y *O. ovum* Reichel), aunque *Chrysalidina gradata* D’Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara, *Merlingina cretacea* Hamaoui & Saint Marc, *Coxites zubairensis* Smout, entre otros están también presentes. Los materiales de esta unidad se interpretan como depositados en una plataforma amplia y poco profunda (plataforma interna y media, Caus et

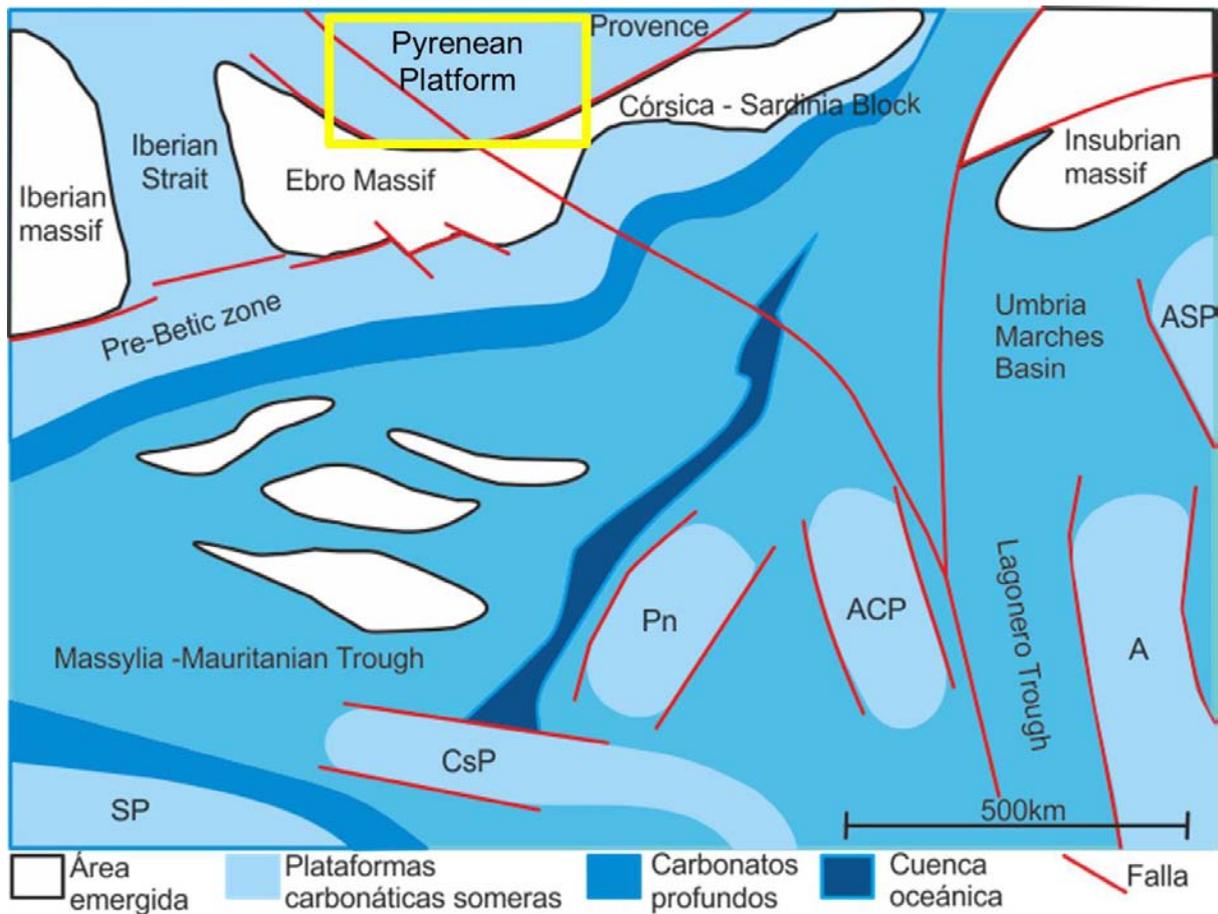


FIGURA 21. Diagrama de paleogeografía del Tetis occidental, Cenomaniense superior - Turoniense. El cuadrado amarillo indica el área de estudio: Plataforma Pirinaica. SP: Plataforma Sahariana; CsP= Plataforma Constantina; Pn: Panormides; ACP: Plataforma Carbonatica Apenínica; A: Plataforma Apulia; ASP: Plataform. Modificado de Philip & Floquet, 1993.

al., 1993), aunque también pueden observarse facies de margen, que consisten en rudistas y corales, hacia el noroeste del área estudiada. La presencia de *Praealveolina tenuis*, *P. simplex* y *Ovalveolina ovum* indica su pertenencia a la zona de *P. tenuis* de Calonge et al., 2002, de edad Cenomaniense medio?- superior.

Sobre la Fm. Santa Fe descansa la Fm. Pardina Caus et al., 1993, o “calizas con pithone-las” (calcisferas en su sentido más amplio) de Souquet, 1967, que está constituida por calizas micríticas grises con texturas wackestone y mudstone con gran cantidad de calcisferas, foraminíferos planctónicos, pequeños bentónicos, fragmentos de equinodermos y espículas de esponjas, lo que indica un importante cambio en la sedimentación relacionada con la inundación de la plataforma (Drzewiecki & Simó, 1997). Los depósitos de la Fm. Pardina han sido interpretados como depositados en un ambiente de plataforma abierta. La edad de la Fm. Pardina, deducida de los foraminíferos planctónicos, es Turoniense inferior (parte superior) – Turoniense medio, zonas de *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Marginotruncana schneegansi* en la escala de Gradstein et al. (2004), lo que indica un hiatus de al menos un millón de años entre ambas formaciones. Este hiatus se ha interpretado como debido a la falta de sedimen-

tación carbonatada causada por la desaparición de los organismos productores de carbonato por efecto de la eutrofización de las aguas (Caus et al., 1993; 1997).

Las unidades superiores a la Fm. Pardina son diferentes en la Unidad de Bóixols y en la Unidad del Montsec:

En la primera, sobre la Fm. Pardina reposan las calizas margosas y margas de la Fm. Reguard (Mey et al., 1968), que en su localidad tipo (sección del Congost d'Erinyà, Mey et al., 1968) contienen algunos ammonoideos y foraminíferos planctónicos de las zonas de Romaniceras *deverianum* (Martínez, 1982) y *M. schneegansi* (Gómez-Garrido, 1987) de edad Turoniense superior. La Fm. Reguard en su localidad tipo se ha interpretado como depositada en un medio de rampa externa, por debajo de la zona fótica. Está coronada por la Fm. Congost, que en la sección tipo (también sección del Congost d'Erinyà) está constituida por calizas masivas, bioclásticas que forman un edificio coralino (Nagtegaal, 1972; Booter & Tucker, 2002) y terminan con un nivel de rudistas, atribuido al Coniaciense inferior (Troya, 2016). En la sección de Cal Girvàs, la Fm. Reguard está constituida por escasos metros de margas calcáreas, mientras la Fm. Congost está representada por calizas grises de textura *wakestone* y *packstone* con fragmentos de corales y foraminíferos bentónicos, aunque entre ambas hay un tránsito gradual, lo que motivó que las formaciones Reguard y Congost en el anticlinal de Sant Corneli-Bóixols se reunieran bajo la unidad comprensiva de Cal Trunfo (Gallemí et al., 1982; 1983). La edad sugerida para la Fm. Cal Trunfo es Turoniense (Gallemí et al., 1982; 1983). Finalmente, sobre la Fm. Congost (o Cal Trunfo) descansa la Fm. Collada Gassó, que está constituida por calizas arenosas y margas con fragmentos de ostreidos, pequeños foraminíferos y los primeros macroforaminíferos después del límite Cenomaniense-Turoniense. Destacan *Nezzazatinella picardi* (Henson), *Pseudocyclamina* aff. *sphaeroidea* Gendrot, *Vidalina hispánica* Schlumberger, *Broeckina gassoensis* Caus, Parente, Vicedo, Frijia & Martínez, *Murgeina apula* (Luperto Sinni). La edad de los niveles inferiores de la Fm. Collada Gassó, calibrada mediante los isótopos del estroncio, es Coniaciense medio (Caus et al., 2013).

En la segunda, sobre la Fm. Pardina descansa discordantemente la Fm. Calizas de la Cova, formada por calizas organógenas depositadas en un complejo sistema de plataforma poco profunda, con gran cantidad de fauna de agua somera (macroforaminíferos y rudistas, principalmente) (Caus et al., 1999; Boix, 2004). La Fm. La Cova ha sido atribuida mediante los isótopos de estroncio al Coniaciense medio –Santoniense inferior (Boix et al., 2011), por lo que su base se considera temporalmente equivalente a la Fm. Collada Gassó. La correlación entre el Cretácico superior temprano de los depósitos de la unidad tectónica de Bóixols y de la unidad del Montsec pueden verse en la Figura 7 de Caus et al., (2013).

3.2.3. Descripción estratigráfica de las secciones

En todas ellas la base de las mismas se toma en la parte superior de los depósitos atribuidos al Cenomaniense, que son discordantes sobre el Cretácico inferior.

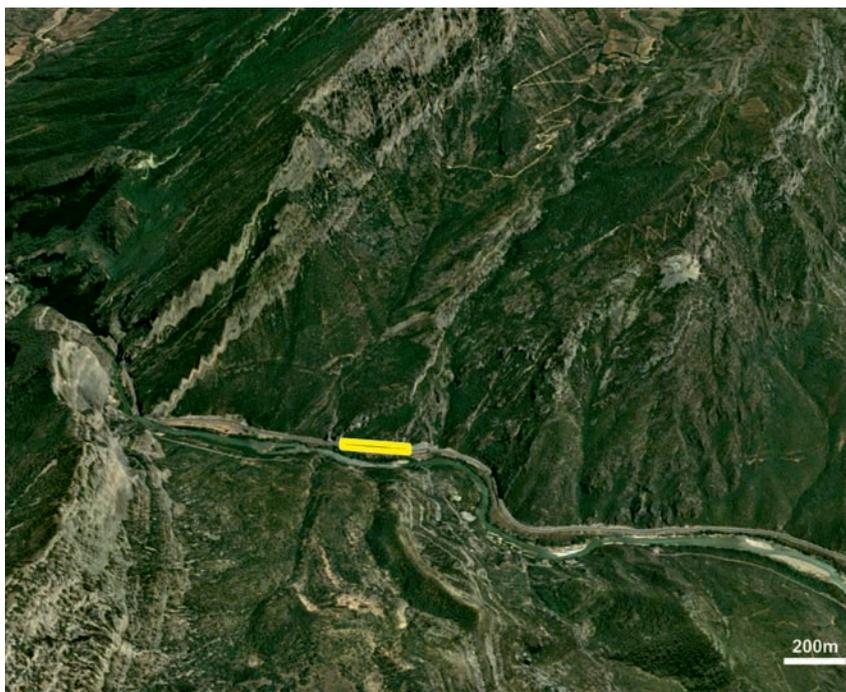


FIGURA 22.
Imagen satelital
con franja
amarilla indicando
la extensión de la
sección Terradets.
Extraído de
Google Earth
2016.

3.2.3.1 Sección Terradets

Esta sección ha sido realizada en el talud que aflora a lo largo del corte de la carretera C-13 (FIGURA 22). Se han estudiado 18 muestras. De base a techo se pueden distinguir los siguientes tramos:

Tramo I (0 – 11,5 m): Corresponde a los materiales de la parte superior de la Fm Santa Fe, que en esta sección descansa discordantemente sobre materiales de plataforma poco profunda del Cretácico inferior (Hottinger & Rosell, 1973) y tiene una potencia total de 33,5 m, aunque en este trabajo se referencian únicamente los últimos 11,5 m (intervalo definido por las muestras MP-21 a Lam. 34, FIGURA 23). Se trata de calizas de textura packestone -wackestone ricas en macroforaminíferos y fragmentos de bivalvos. Entre los foraminíferos destacan *P. tenuis*, *P. simplex*, *Ovalveolina cf. crassa*, *O. ovum*, *Chrysalidina gradata* y nezzazátidos. El contacto entre este tramo y el siguiente está marcado por un cambio brusco en la litología.

Tramo II (11,5 – 14 m): Corresponde a la parte inferior de la Fm. Pardina, caracterizado por calizas micríticas, de textura principalmente mudstone y wakestone con calcisferas y foraminíferos planctónicos, entre los que se ha podido determinar *Dicarinella hagni* (Scheinero) *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Helvetoglobotruncana helvética* (Bolli); y en detalle se observa que en la base del intervalo hay una predominancia de calcisferas, mientras hacia la parte superior se hace más notoria la presencia de foraminíferos planctónicos. La Fm. Pardina tiene un espesor de 25 a 62m según Caus et al., 1993, aunque en esta sección la parte media

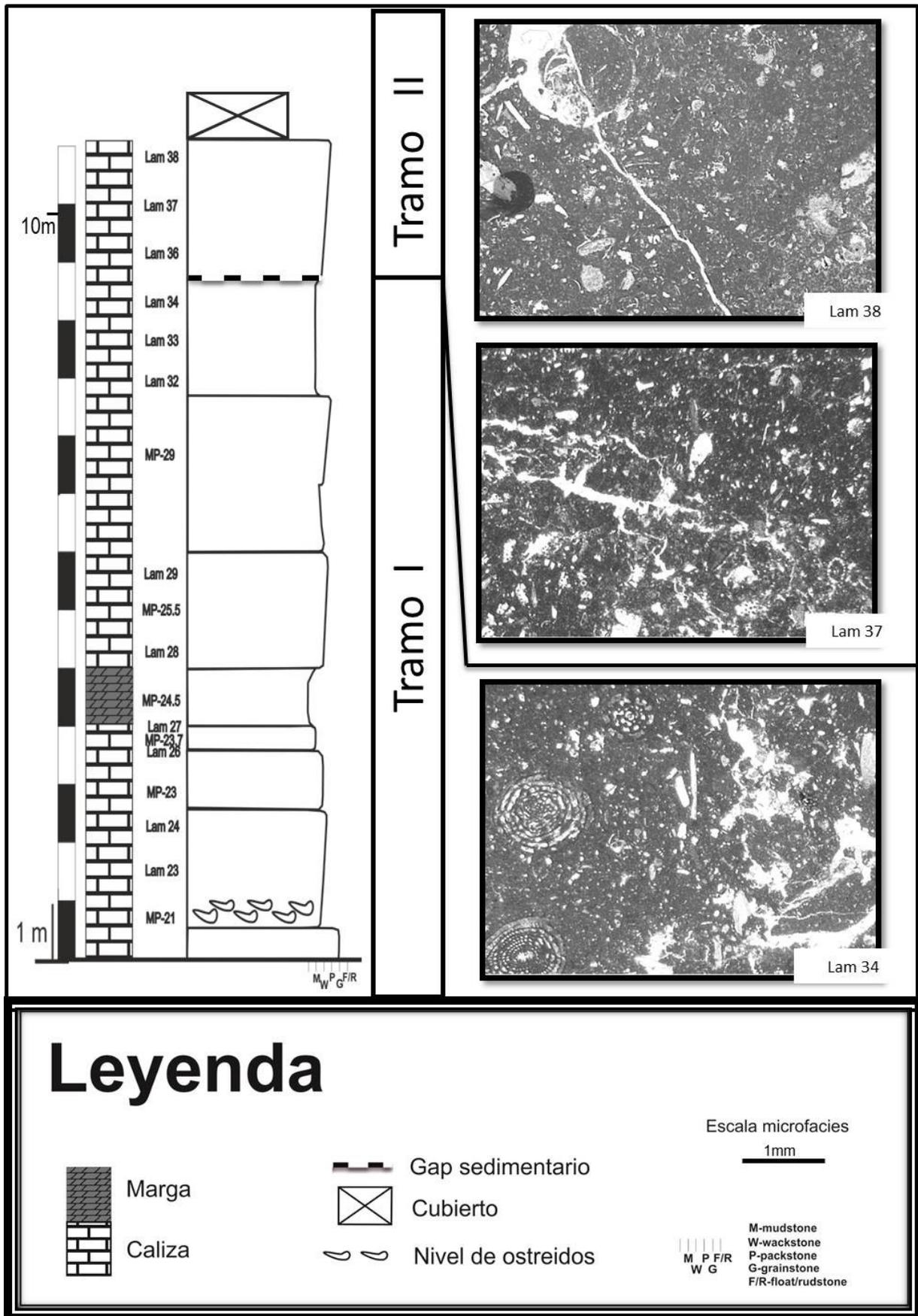


FIGURA 23. Columna estratigráfica de la sección de la Sección Terradets.

3.2.3.2 Sección Cal Girvàs

Esta sección ha sido iniciada en la vertiente sur de la Sierra de Carreu, que constituye la continuación lateral del Monte Sant Corneli, en las cercanías de la masía de Cal Girvàs, en la base del acantilado que forma la cumbre de la sierra (FIGURA 24), continuándose por el citado acantilado en dirección norte.



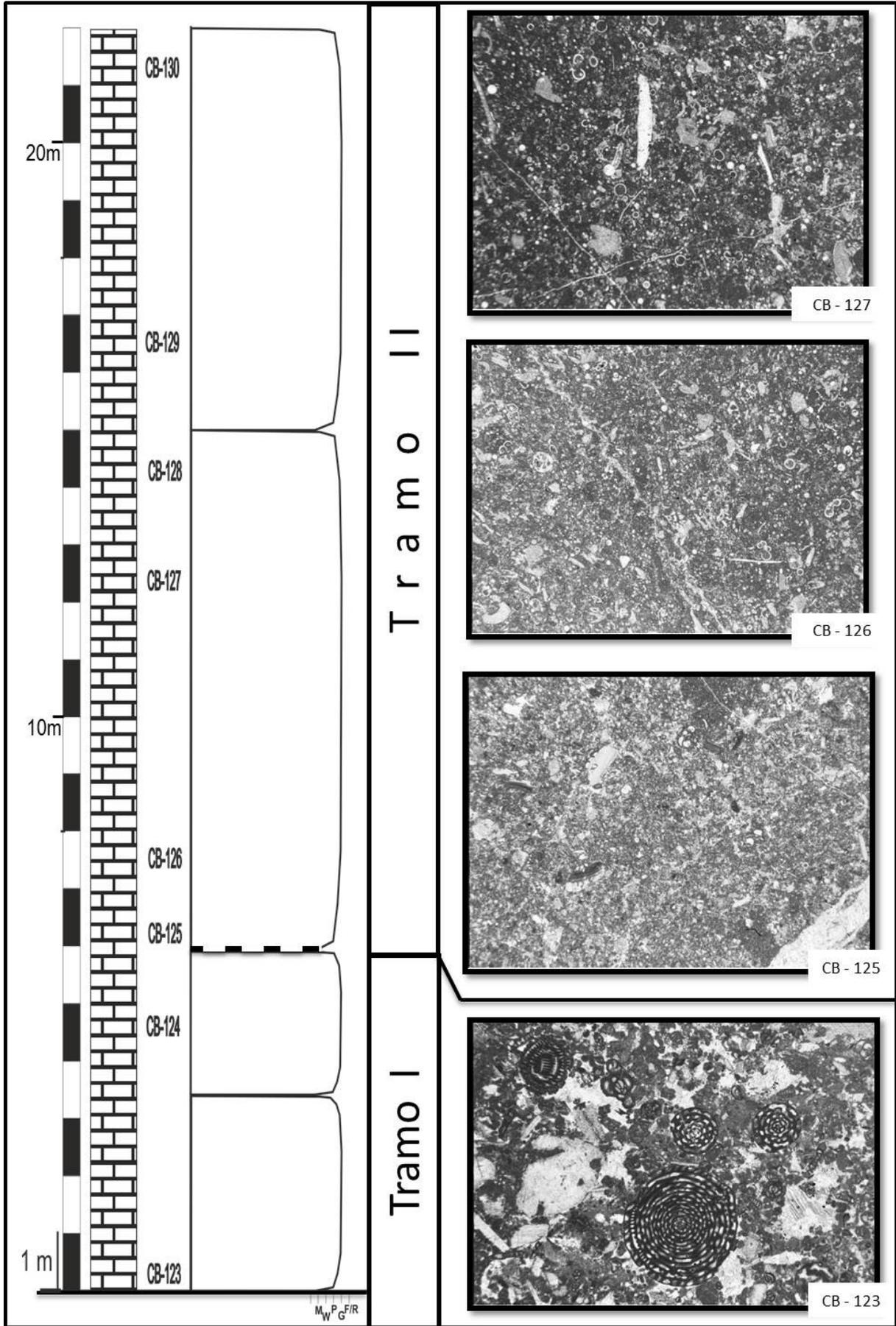
FIGURA 24.
Imagen satelital con franja amarilla indicando la extensión de la sección Cal Girvàs. Extraído de Google Earth 2016.

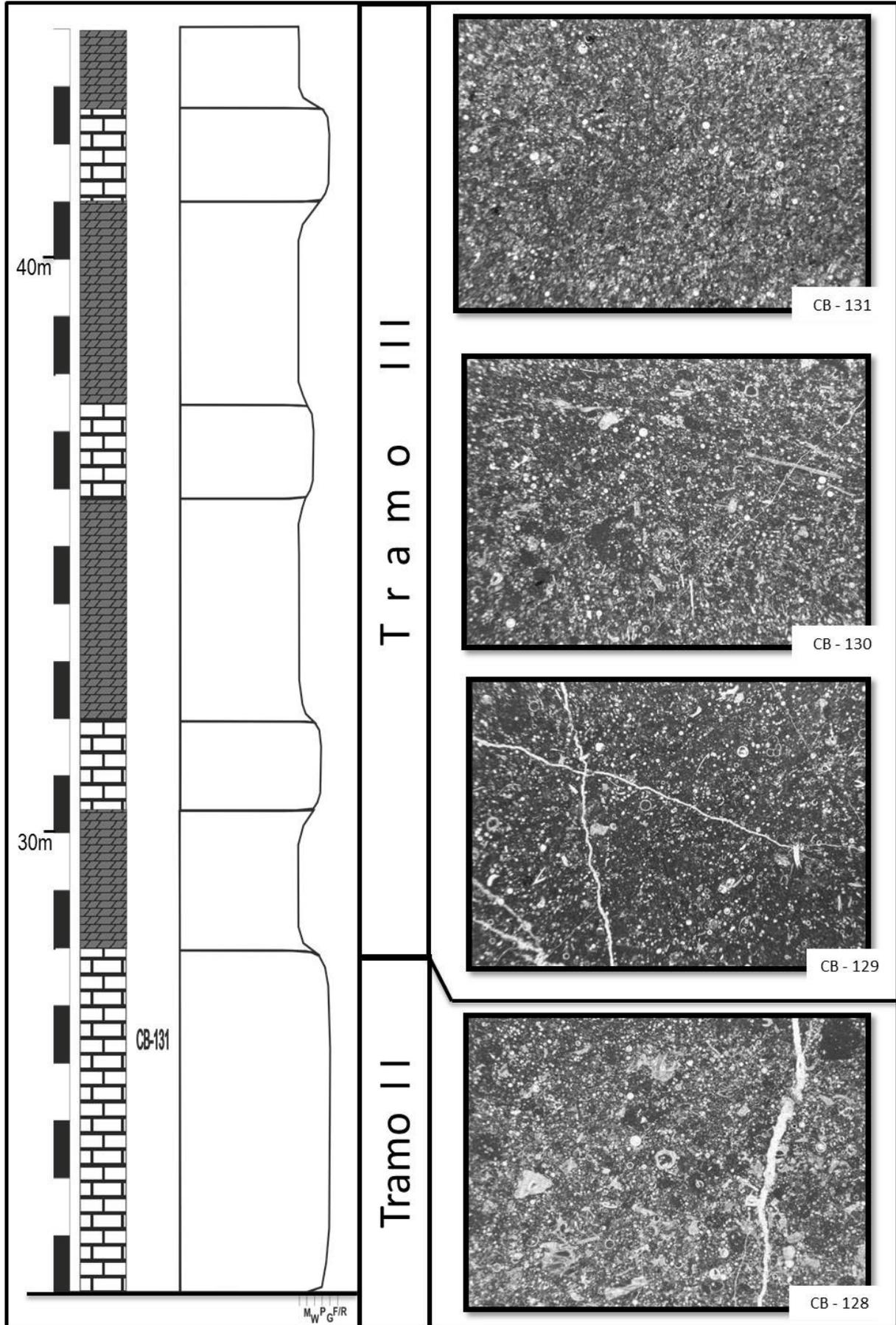
De la base al techo se pueden distinguir los siguientes tramos (FIGURA 25):

Tramo I (0 - 6m): Corresponde a la parte superior de la Fm. Santa Fe, que en esta sección tiene una potencia total de 6 m, y descansa discordantemente sobre los materiales arcillosos de la Fm. Lluçà, atribuidos al Albiense por la presencia de ammonítidos. Intervalo definido por las muestra CB-123 y CB-124, consiste en calizas bien estratificadas de textura packstone con *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Ovalveolinas*, *praealveolinas* y miliolidos simples.

Tramo II (6 –28m): Intervalo definido desde la muestra CB-125 a la CB-131. Corresponde a la totalidad de la Fm Pardina y está constituido por calizas micríticas muy similares a las descritas para el tramo II de la sección de Terradets. Se caracterizan principalmente por presentar textura wackstone pelotoidal de aspecto homogéneo y contener abundantes calcíferas en la base, que hacia la parte superior están acompañadas por una asociación de foraminíferos planctónicos idéntica a la definida en el tramo II de la sección de Terradets, pequeños textuláridos, nodosáridos, fragmentos de equinodermos y algunas espículas de esponjas. Sobre los materiales anteriores unos 32m de margocalizas (muestras CB-132 y CB-133), que se atribuyen a la Fm. Reguard o Fm. Cal Trunfo (Gallemí et al., 1982; 1983).

Tramo III (28 a 115m): De este tramo se han estudiado los tramos de la base (tramo 3a; 32 primeros metros, muestras CB-132 y CB-133) y del techo (3b; 5 últimos metros, muestras





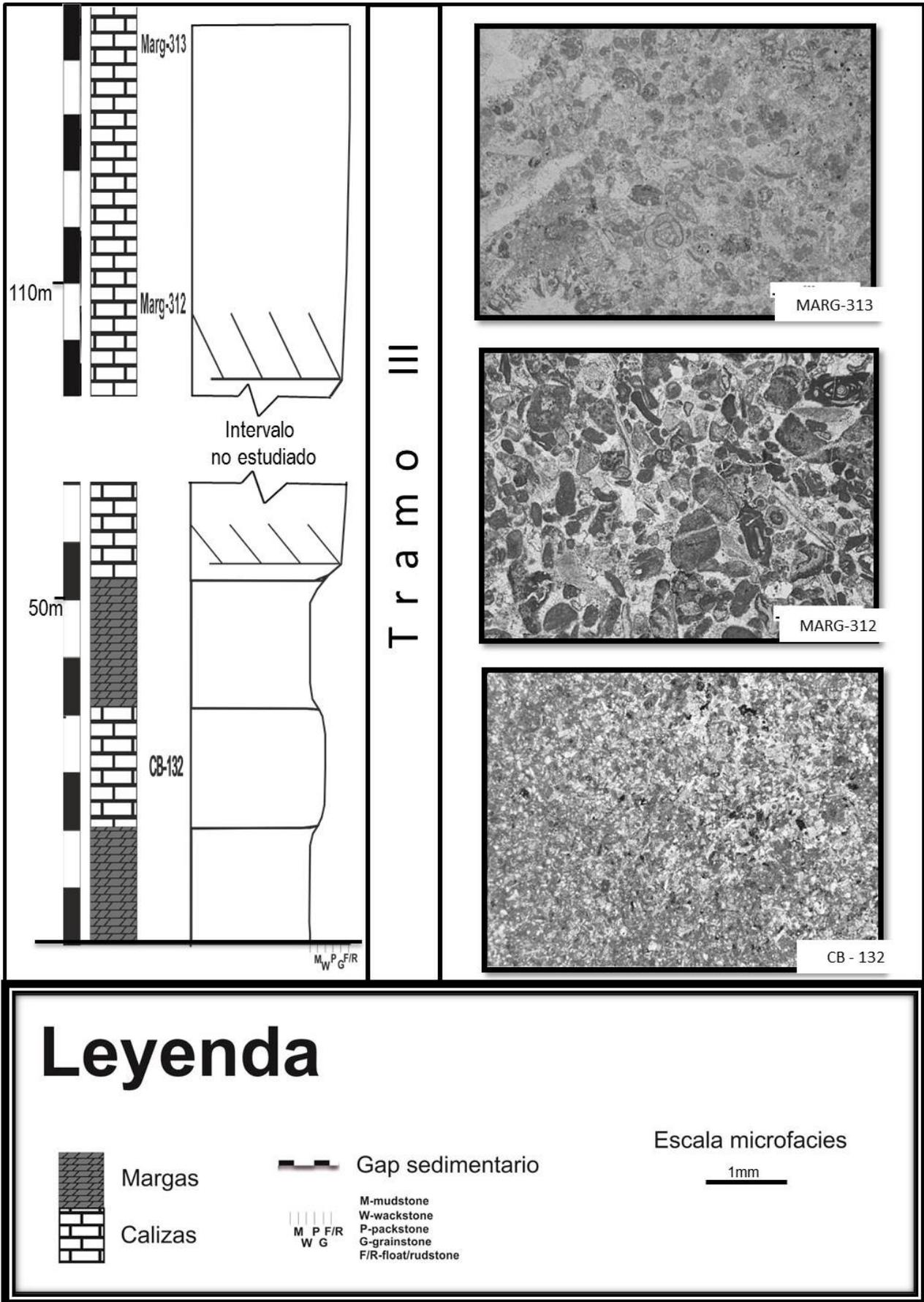


FIGURA 25. Columna estratigráfica de la Sección Cal Girvès.

MARG 311 y MARG 312); la parte media, de difícil acceso, ha sido medida y muestreada en la columna de Hortonedada. La parte inferior está constituida por calizas margosas y margas calcáreas de la Fm Reguard; las calizas tienen textura wackestone con predominancia de espículas de esponjas. A diferencia del tramo II no se han observado foraminíferos planctónicos, aunque las calcisferas están aún presentes. Las muestras del techo están constituidas por calizas bioclásticas masivas con texturas grainstone y en menor proporción packstone con abundantes foraminíferos y se han atribuido a la Formación Congost o parte superior de la Fm. Cal Trumfo.

3.2.3.3 Sección Hortonedada

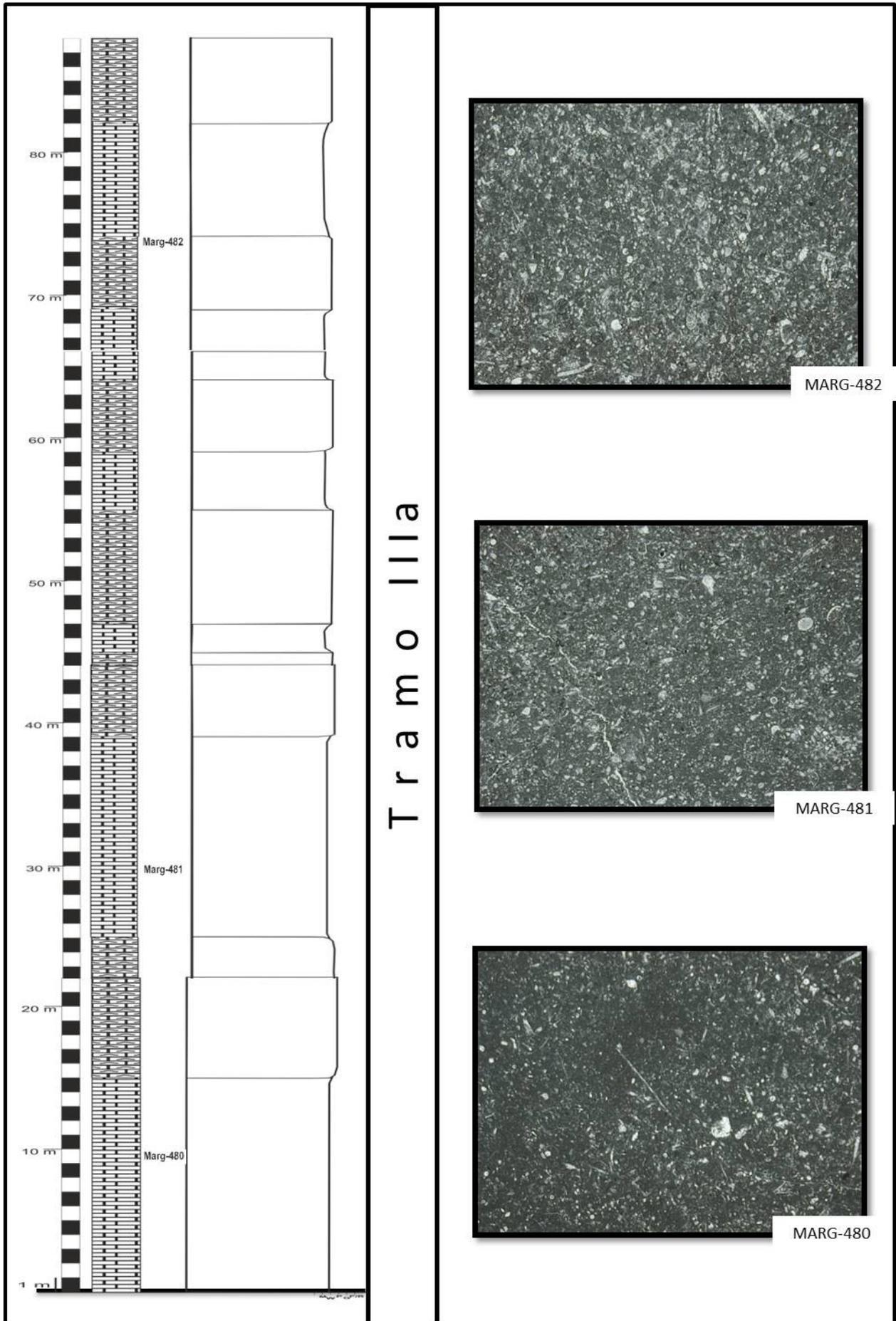
Esta sección se realizó en la vertiente oeste del Barrac de Lladó, al pie de Roques d'Eroles (FIGURA 26). Estratigráficamente, esta sección corresponde al tramo III, que descansa concordantemente sobre el tramo II, cuya litología se corresponde a la descrita en la sección de Cal Girvas.

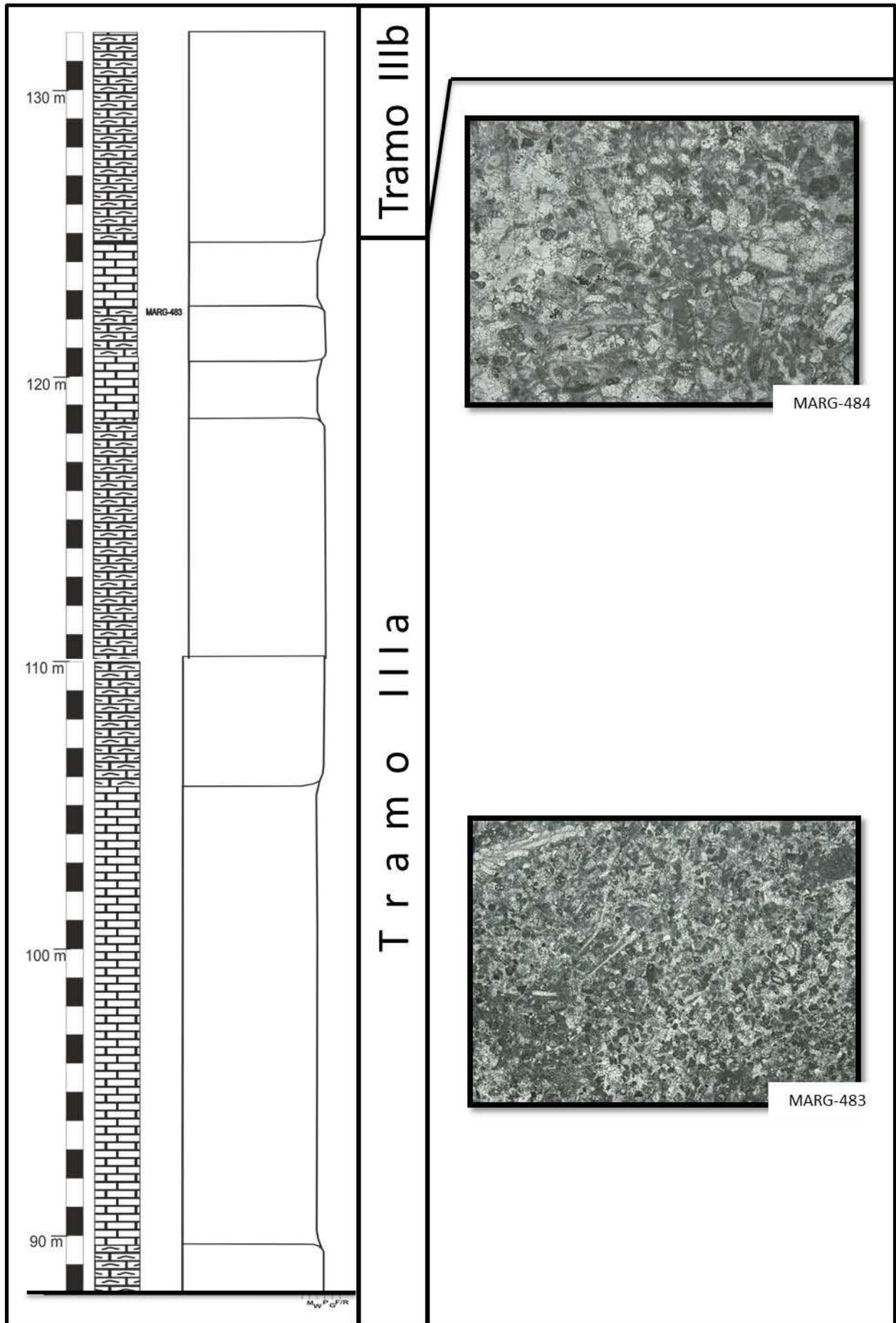


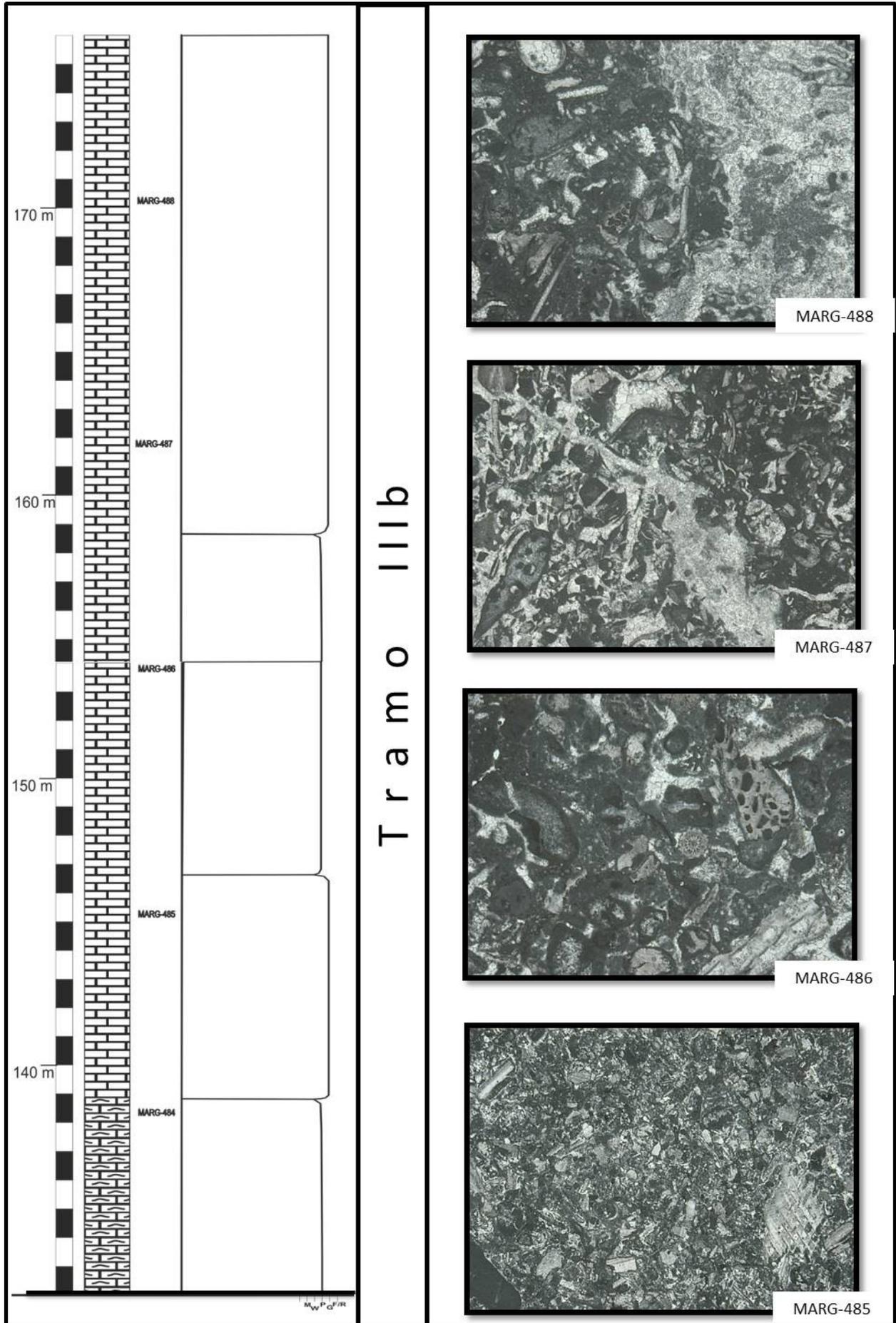
FIGURA 26. Imagen satelital con franja amarilla indicando la extensión de la sección Hortonedada. Extraído de Google Earth 2016.

Tramo III (0 - 230m): en este tramo se han diferenciado dos litologías distintas, a y b, atribuidas a la Fm. Reguard (inferior) y Fm. Congost (superior), respectivamente.

La inferior (a), está definida entre las muestras Marg-480 y Marg-483, constituida por calizas de textura packstone y wackestone peletoidales, más raramente grainstone de grano fino, con espículas de esponjas, algunas calcisferas, pequeños foraminíferos bentónicos (textuláridos, planispirales simples, etc.) y fragmentos de briozoos y equinodermos. En la base la presencia de calcisferas contrasta con la casi ausencia de foraminíferos (algunos textuláridos). Progresivamente aparecen miliólidos simples y hacia techo el intervalo culmina con un ligero cambio en cuanto a homogeneidad de la facies, con la aparición de algunos fragmentos de bioclastos, que indican el tránsito de la Fm. Reguard a la Fm. Congost.







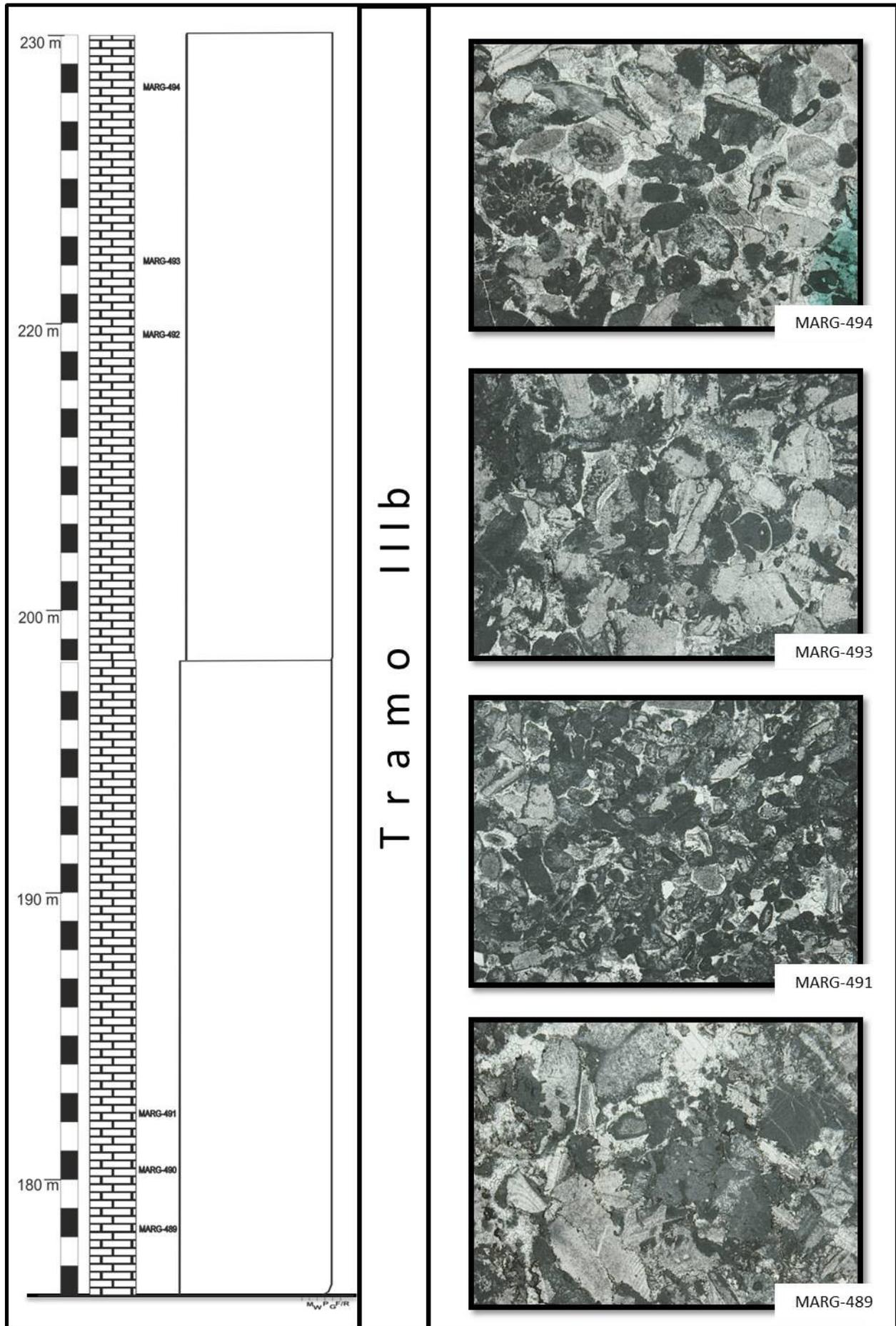




FIGURA 27. Columna estratigráfica de la Sección Hortonedá.

La superior (b), está definida entre las muestras Marg-484 y Marg-494, constituida por calizas masivas de texturas grainstone y, en menor proporción, packstone. Los bioclastos son generalmente redondeados y corresponden a fragmentos de bivalvos, incluidos rudistas, equinodermos, corales y briozoos. Existen algunas formaciones coralinas, aunque frecuentemente alteradas. Entre los foraminíferos destacan *Cuneolina* cf. *pavonia*, *Dictyopsella* cf. *kiliani*, *Rotorbinella mesogensis* (Tronchetti), *R. campaniola* (Boix, Villalonga, Caus, Hottinger), *P. spherioidea*, *Murgeina apula* (Luperto-Sinni), *Moncharmontia appeninica*, *Vidalina hispanica* Schlumberger, y *Nezzazatinella picardi* (Henson).

3.2.4. Microfacies e interpretación paleoambiental

Así como fue realizado el análisis e interpretación de las facies correspondientes a las secciones de los Apeninos meridionales, se ha procedido al estudio de las microfacies de las secciones provenientes del Pirineo sudoriental, pudiendo así identificar como tiene lugar la evolución de los distintos medios de depósito de la plataforma pirenaica durante la transición Cenomaniense-Turonense (FIGURA 28). Dicho análisis tiene como finalidad poder establecer una comparación con la sucesión apenínica, permitiendo identificar las diferencias en la evolución entre las dos paleoprovincias (tetisiana y atlántica), dando explicación a cómo las diferencias paleoambientales afectan el inicio de la recuperación de la GCMC del Cretácico superior en cada una de las mencionadas paleoprovincias.

Tramo I. Wackstone-packstone con *praealveolinas*

Tramo caracterizado por texturas wackstone y packstone, principalmente distinguido por la presencia de los géneros K-estrategas *Praealveolina* y *Ovalveolina*, específicamente de las formas *P. tenuis*, *P. simplex* y *O. ovum*, en asociación con fauna típica de edad Cenomaniense superior. Corresponde a la unidad "Calizas de *Praealveolina*", perteneciente a la Formación Santa Fe descrita por Mey et al., (1968), enmendada por Caus et al., (1993).

Este Intervalo ha sido interpretado como un medio de plataforma interna de baja energía, en el cual las condiciones paleoambientales suficientemente estables favorecieron el desarrollo de fauna especializada como la de los géneros mencionados en el párrafo anterior. No presenta diferencias considerables entre ambas secciones, Terradets y Cal Girvàs, y además, el tramo se extiende a través de todo el Pirineo meridional sin apenas variaciones.

Tramo II. *Wakestone de calcisferas y forminíferos planctónicos*

En las secciones de Terradets y Cal Girvàs este intervalo está caracterizado principalmente por una abrupta y abundante aparición de calcisferas, seguida de la aparición de foraminíferos planctónicos, lo que se interpreta como una profundización del medio de depósito. Corresponde a la Fm Pardina, y no presenta diferencias entre las dos secciones estudiadas. Al igual que la plataforma cenomaniense, se extiende de manera uniforme por todo el Pirineo.

Tramo III. *Packstone de espículas, grainstone bioclástico y packstone con macroforaminíferos*

Este tramo se identifica en las secciones de Cal Girvàs y Hortonedá. Consiste principalmente en packstone con espículas de esponjas en la base (tramo IIIa) y packstone-grainstone con fragmentos de rudistas y bivalvos indeterminados, equinodermos, corales y foraminíferos bentónicos en la parte superior (tramo IIIb). Se evidencian ambientes de energía baja a moderada en la base a moderada y alta en la parte superior, interpretándose como de plataforma abierta a intermedia con mayor o menor cercanía al arrecife. Corresponde a las formaciones Reguard y Congost. Hay que destacar que en la parte superior del tramo se produce se produce una emersión en casi todo el Pirineo.

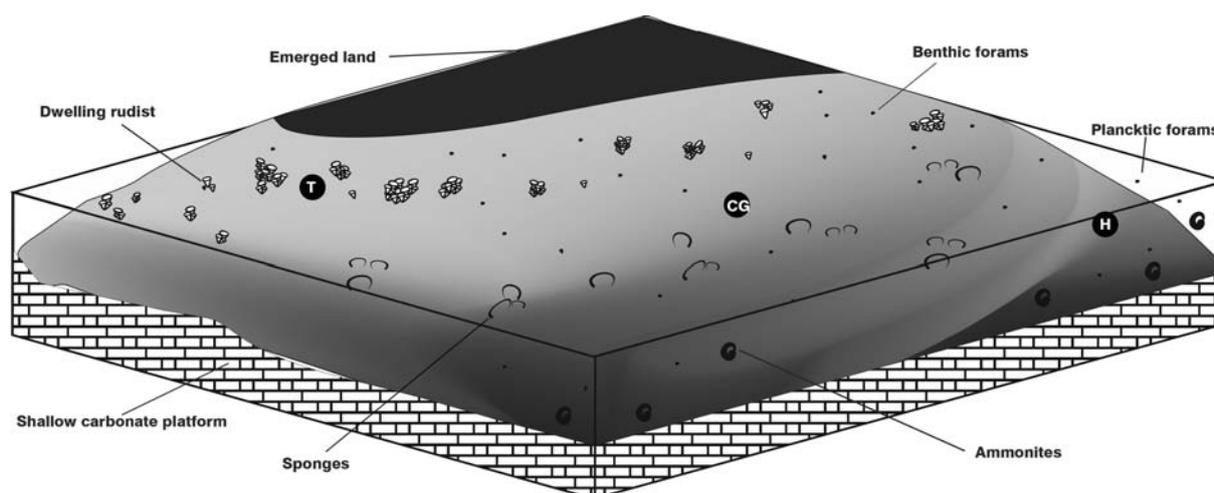


FIGURA 28. Reconstrucción paleoambiental esquemática de las secciones estudiadas: T- Terradets; CG- Cal Girvàs; H- Hortonedá.

3.2.5. Quimioestratigrafía y cronoestratigrafía

El contenido fósil del tramo I permite identificar una edad Cenomaniense, que según el estudio de Calonge et al., (2002) corresponde a su parte superior (biozona de *Praealveolina tenuis*). La correlación mediante los isótopos del carbono realizada entre las secciones de plataforma poco profunda, representadas por la Fm. Santa Fe, y las secciones más profundas, que contienen foraminíferos planctónicos y ammonítidos, realizadas en la Cuenca de Sopeira (al oeste del área estudiada), indica que los materiales del techo de la Fm. Santa Fe se corresponden con los depósitos de la parte superior de la zona Rotalipora cushmani del Cenomaniense superior. Estos datos indican también que la sedimentación carbonatada se detuvo antes del límite Cenomaniense-Turonense (para más información véase Caus et al. 1993).

La edad del tramo II, deducida de los datos bioestratigráficos obtenidos de los foraminíferos planctónicos, corresponde a las zonas de *Helvetoglobotruncana helvética* y *Marginotruncana schneegansi* (Caus et al. 1993), abarcando desde el Turonense inferior (parte superior) al Turonense medio en la escala global de Gradstein et al., (2004), lo que implica la presencia de un hiato sedimentario entre los tramos I y II que alcanza el final del Cenomaniense y comienzo del Turonense inferior, correspondiente a 0,7 m.a. De este tramo no existen datos de quimioestratigrafía.

El tramo III se ha datado del Turonense superior por la fauna de ammonítidos (Gallemí et al., 1982; 1983) y foraminíferos planctónicos (Gómez-Garrido 1981; 1987). Recientemente, Troya (2016) sugiere una edad Coniacense inferior para el techo de la Fm. Congost en su localidad tipo (Congost d'Erinyà) en base a la presencia de la especie *Pseudovaccinites giganteus*, forma exclusiva del Coniacense. Mientras que en su equivalente del flanco norte del anticlinal de Sant Corneli-Bòixols, la sección de Hortonedà, en el techo de la Fm. Congost sólo se encuentran ejemplares de *P. praegiganteus*, permitiendo asignarle una edad Turonense superior; lo que está en concordancia con los datos sedimentológicos de Booler & Tucker (2002) y los datos quimioestratigráficos (estratigrafía isotópica del estroncio), que indican una edad Coniacense medio para la parte inferior de la unidad suprayacente, Fm. Collada Gassó (Caus et al., 2013).

- Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie En Mijnbouw*, 55(3-4), 179–184.
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., & Scholle, P. A. (1987). The Cenomanian Turonian oceanic anoxic event I. Stratigraphy and distribution of organic carbon rich beds and the C13 excursion. *Marine Petroleum Source Rocks Geological Society Special Publication*, (26), 371–399.
- Schlanger, W., & Phillip, J. (1990). Cretaceous carbonate platforms. In N. Ginsburg & B. Beaudoin (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms* (pp. 173–195). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Schlumberger, C. (1899). Note sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé d'Espagne. *Bulletin de La Société Géologique de France, Paris, 3 serie*(XXVII), 456–465.
- Schlüter, M., Steuber, T., & Parente, M. (2008). Chronostratigraphy of Campanian-Maastrichtian platform carbonates and rudist associations of Salento (Apulia, Italy). *Cretaceous Research*, 29(1), 100–114. <http://doi.org/10.1016/j.cretres.2007.04.005>
- Scholle, P. A., & Arthur, M. A. (1980). Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64(1), 67–87. Retrieved from <http://archives.datapages.com/data/bulletns/1980-81/data/pg/0064/0001/0050/0067.htm?doi=10.1306/2F91892D-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Schroeder, R., & Neumann, M. (1985). Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. *Geobios, Mémoire Special*, 7, 1–160.
- Seguret, M. (1972). Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Publication Ustela, Série Géologie Structurale, 2, 1–155.
- Septfontaine, M. (1988). Vers une classification évolutive des Lituolidés (Foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. *Revue de Paléobiologie, Genève, Spec. 2 (B)*, 229–256.
- Simone, L., Carannante, G., Ruberti, D., Sirna, M., Sirna, G., Laviano, A., & Tropeano, M. (2003). Development of rudist lithosomes in the Coniacian–Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200(1), 5–29. [http://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00442-5](http://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00442-5)
- Skelton, P. W., Spicer, R., Kelley, S., & Gilmour, I. (2003). Changing climate and biota—the marine record. In P. W. Skelton (Ed.), *The Cretaceous World* (pp. 163–184). Cambridge: Cambridge University Press.
- Smout, A. H. (1954). Lower tertiary foraminifera of the Qatar peninsula. *Trustees of British Museum (Nat. Hist.)*, 96.
- Souquet, P. (1967). Le Crétacé supérieur sud-Pyrénées en Catalogne, Aragon et Navarre. University of Toulouse.

- Stampfli, G. M., & Mosar, J. (1999). The making and becoming of Apulia. *Memorie Scienze Geologiche*, 51(1), 141–154.
- Steuber, T., & Löser, H. (2000). Species richness and abundance patterns of Tethyan Cretaceous rudist bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the central-eastern Mediterranean and Middle East, analysed from a palaeontological database. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162(1-2), 75–104.
- Teixell, A., & Muñoz, J. A. (2000). Evolución tectonosedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 13(2), 251–264. Retrieved from [http://www.sociedadgeologica.es/archivos/REV/13\(2\)/Art05.pdf](http://www.sociedadgeologica.es/archivos/REV/13(2)/Art05.pdf)
- Tronchetti, G. (1981). Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). *Systématique, biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie*. Université de Provence, Marseille.
- Troya García, L. (2016). Rudistas (Hippuritida, Bivalvia) del Cenomaniense-Coniaciense (Cretácico superior) del Pirineo meridional-central. Paleontología y bioestratigrafía. TDX (Tesis Doctorals en Xarxa). Universitat Autònoma de Barcelona. Retrieved from <http://www.tdx.cat/handle/10803/385983>
- Tsikos, H., Jenkyns, H. C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M. R., Forster, A., Kolonic, S., ... Sinninghe, J. S. (2004). Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 162(November), 576–576. Retrieved from <http://jgs.geoscienceworld.org/content/162/3/576.1>
- Vanneau, A. A. (1980). Micropaléontologie, paléoécologie, et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Geologie Alpine*, (11). Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-00662977/>
- Velić, I. (2007). Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geologia Croatica*, 60, 1–113. [http://doi.org/10.1016/0304-3770\(77\)90043-2](http://doi.org/10.1016/0304-3770(77)90043-2)
- Velić, I., & Vlahović, I. (1994). Velic & Vlahovic 1994 foraminiferal assemblages in the Cenomanian of the Buzet Savidrija area_ NW Istria.pdf. *Geologia Croatica*, 47(1), 23–43.
- Vicedo, V., & Gallemí, J. (2012). Gestión documental de las colecciones de Micropaleontología: informatización y acceso on-line. In J. C. Liao, J. A. Gámez, J. I. Valenzuela-Ríos, & A. García-Forner (Eds.), *XXVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología: Homenaje a Guillem Colom Casanovas (1900-1993)* (pp. 143–145). Valencia-Soller: Universitat de valència y Sociedad Española de Paleontología. Retrieved from <http://www.sepaleontologia.es/contribuciones/XXVIII/LibroResumenes.pdf>
- Wilson, J. L. (1974). Characteristics of Carbonate-Platform Margins. *AAPG Bulletin*, 58(5), 810–824. Retrieved from <http://archives.datapages.com/data/bulletns/1974-76/data/pg/0058/0005/0800/0810.htm>