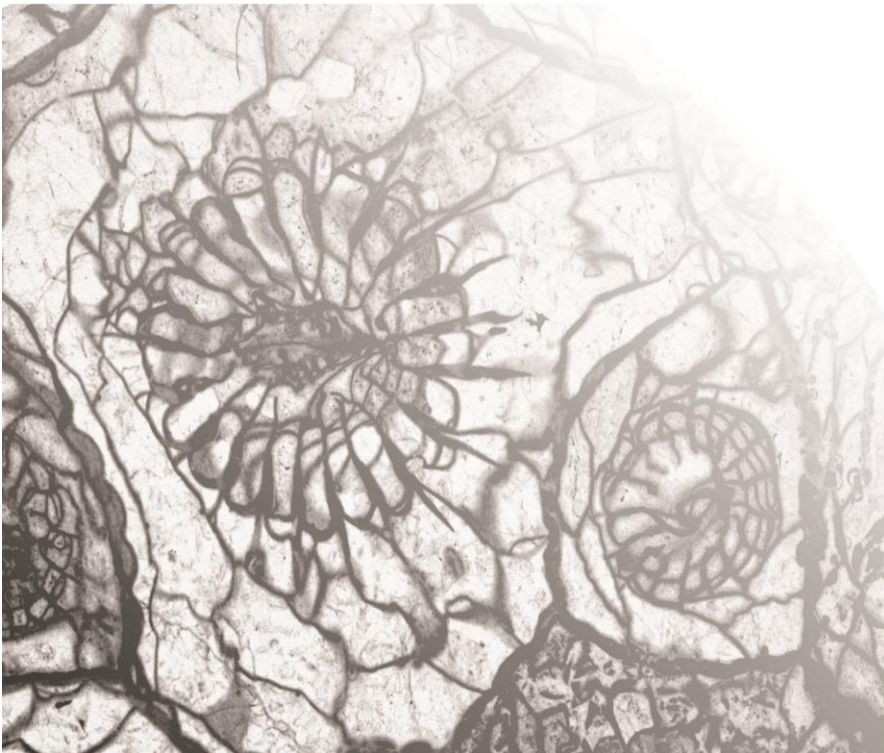


Thèse de Doctorat en Sciences géologiques
Paléontologie animale et humaine
Université de Liège

Biostratigraphie et
Paléobiogéographie des
Coraux tétracoralliaires
du Carbonifère inférieur
de la Turquie

Julien Denayer

année académique 2012-2013



Volume 1: texte

Comme le veut la tradition, je commencerai par remercier les membres de mon jury: Markus Aretz, Marie Coen-Aubert, Luc Hance, Hans-Georg Herbig, Emmanuelle Javaux et Edouard Poty. Qu'ils trouvent dans ces lignes la gratitude que j'ai à leur égard pour avoir accepté de suivre et critiquer mon travail.

Grâce à Marie Coen, j'ai pu, au début de ma thèse, remettre la main sur la collection de coraux turcs de F. Charles et de démarrer réellement le travail. Luc Hance m'a accueilli chez Carmeuse, tout fraîchement diplômé que j'étais et m'a donné ma chance. C'est également grâce à lui que les voyages en Turquie ont pu se goupiller après l'abandon des turcs. Enfin, qu'aurais-je fais sans vos déterminations de foraminifères pour dater, corrélér, calibrer et comprendre les coupes que j'ai étudiées. Si je regrette de n'être toujours pas capable d'identifier plus de 5 forams, nos discussions ont été très éclairantes.

Monsieur Poty - Chef ! - je me souviens du jour où je suis entré dans votre bureau avec un nœud dans le ventre, un jour de juillet 2008, pour vous demander si vous m'accepteriez comme doctorant dans votre service. Je me souviens également à quel point je suis sorti ravi et léger avec, pour les années à venir, un but : étudier les coraux du Carbonifère inférieur de la Turquie ! Tout un programme dont ni vous ni moi n'imaginions les péripéties que cela impliquerait ! Si les débuts furent difficiles, cette année entre deux eaux m'aura permis - et vous n'y êtes pas pour rien - de décrocher mon premier emploi. Je vous en serai reconnaissant jusqu'à la fin de mes jours. En janvier 2009, mes recherches ont débuté officiellement après avoir décroché une bourse. Ouf(-ti) ! Et avec ça, le début d'une expérience incroyable, scientifique évidemment, mais aussi humaine car j'ai intégré ce petit monde pittoresque qu'est la "Paléo du B18".

J'ai eu la chance d'y croiser beaucoup de monde et d'apprendre des tas de choses. Merci à toute cette petite famille avec qui j'ai partagé une tranche de vie: Marcella, la marraine toujours souriante et compatissante, quelles que soient les circonstances; les "deux Philippe", les tontons du service; Monsieur Streel, le patriarche qui a toujours une expérience à partager; Madame Javaux - la cheffe d'orchestre s'efforçant d'écrire

des partitions pour tous et d'accorder des violons récalcitrants. Joël, "notre petit palindrome", toujours prêt à donner un coup de main - Joël, qu'aurais-je fait sans les 26819 magnifiques lames minces que tu as réalisées pour ma thèse - plus toutes les autres - et cela, au péril de ta vie! Mes collègues et amis: Mélanie-de-chez-Smith-en-face, une enfant adoptée par les paléontologues dont l'amitié n'a jamais failli. Sandrine, qui m'a rendu maintes fois service et donné goût au travail d'assistant. Bernard, avare d'optimisme mais jamais d'idées, de bavardages et de bon temps passé sur 4 continents. Jean-Marc, le chevalier au grand cœur toujours en route vers des horizons plus contestataires ! Que de choses apprises à ton contact, sur le terrain ou au labo. Damien, revenu aux sources pour reformer l'équipe de jadis et partager à nouveau des moments comme durant nos études ! Les exportés et importés de Bruxelles. Sébastien-Crétchon, à qui j'ai fait découvrir les joies du terrain, même par -15°C. Valentin, mon frère-de-doctorat. Nous ne cherchions pas les mêmes fossiles mais qu'est-ce qu'on se sera amusé ! Cyrille... par où commencer? Que de moments formidables, d'échanges et de discussions! Grâce à toi, les semaines étaient plus courtes (surtout le glandredi) et le terrain plus gréseux. Bien que tes plantes mortes aient été bien différentes de mes coraux, ça ne nous aura pas empêché de partager des tas d'idées et quelques "gros" papiers sur des "petites" bêtes! Un de tes légendaires éclats de rire dans les couloirs suffit à me redonner du punch. Joëlle et Mariella - sans oublier Viviane - quelle idée d'occuper un bureau aussi loin du mien... Sachez que je vous suis très reconnaissant pour les nombreux services rendus au cours de ces années.

A l'unif, il y a évidemment des étudiants. Je tiens à les remercier aussi car, en tant qu'assistant, j'ai eu maintes occasions de transmettre ma passion pour la géologie et la paléontologie. J'espère que le temps que j'ai passé pour eux et avec eux sera payant et au moins aussi mémorable pour eux que le souvenir que j'en garde.

Reste une personnalité qui mérite toute ma gratitude: Markus. Un coup de bar... Markus et ça repart ! Non pas que je le compare à du chocolat (d'ailleurs le chocolat allemand n'est pas

terrible, à l'inverse de Markus), mais Markus, mon collègue et ami, a souvent été ma locomotive. Ses conseils, son aide et son jugement m'ont été des plus précieux. J'ai essayé de marcher dans ses pas (et ce n'est pas facile vu sa foulée!) et il n'est pas étranger au paléontologue que je suis devenu.

Que de beaux moments j'ai passés grâce à vous tous, sur le terrain - du Cambrien au Quaternaire, de Spontin à Pékin, de Ouarzazate à Freemantle, en passant par Wimereux (qui a dit que ce serait un détour?).

Il y a évidemment, une foule de gens que je souhaite remercier car ils ont croisé mon chemin et m'ont tous apporté quelque chose, scientifiquement et humainement: Lorraine, Simon, Vincent, Maxime, Nicolas, Jérémie, Paul, Dorothee, Stéphanie, Francis, Eric, Annick Anceau, mes chers collègues du département que je n'ai pas cité plus haut, Eric, Manu, Laurent, Gaël, Pierre, Geoffrey, Gaspard, Thierry, Céline, Ghisela, Patricia, Monsieur Weyer, Hong-Fei Hou, David et Phoenix, les FCP-istes de Liège-2011 et tous ceux, très nombreux, que j'ai oubliés.

Merci aussi à Tezcan Cobanoğlu qui m'a accueilli deux fois à Bartın, et a sauvé ma thèse du blocus turc, ainsi qu'à Izzet Höşgör qui a mis à ma disposition les petites crasses de Hakkari.

Ma famille envers laquelle je n'ai pas été suffisamment reconnaissant alors quelle n'est jamais restée au second plan. Que mes parents, mes sœurs, les Denayer, les Debruyne, les Hoffman, les Sautois et les gens d'Inzemont trouvent dans ces maigres lignes toute ma gratitude, pour avoir cru en moi, pour m'avoir soutenu et m'avoir permis d'arriver là où je suis. C'est avant tout à mes parents que je dédie ma thèse car leurs efforts et leur patience ont fait de leur fils celui que je suis aujourd'hui et je sais qu'ils en sont fiers.

Je garde la meilleure pour la fin. Marie, ma compagne de toujours. Celle qui croit être restée dans l'ombre alors qu'elle mérite le podium. Merci de m'avoir soutenu et supporté... dans tous les sens du terme. Particulièrement ces pénibles dernières semaines... Sans toi, je n'en serais pas là, et c'est sans compter le soutien logistique et les noooombreuses relectures

interminables pour rendre digeste la brique qui s'étale au long des pages suivantes.

Pour boucler la boucle, j'en reviens à mon Chef, mon cher Monsieur Poty. Je tiens à vous remercier pour ces beaux voyages en Turquie, en Australie, en Chine et au Maroc. Merci pour m'avoir accordé votre confiance dès le début. Merci pour avoir fait de moi votre assistant, me permettant, à mon tour de transmettre mes connaissances à la génération suivante. Merci pour les nombreuses journées passées sur le terrain à la recherche de fossiles, de séquences et de tsunamites ! (Ne le crions pas trop fort, mais merci aussi pour les nombreuses trappistes qui allaient avec !) Merci pour m'avoir permis d'aborder tant de thématiques et de m'avoir laissé travailler sur tant de thèses annexes. Merci pour m'avoir impliqué dans autant de projets (je me souviendrai toute ma vie de cette semaine d'août 2011...) de discussions et de recherches. Merci enfin pour m'avoir initié à la paléontologie des coraux, pour m'avoir permis d'intégrer le cercle des "corallistes carbonifères" et, par-dessus tout, merci pour avoir partagé avec moi une partie de vos connaissances si encyclopédiques. Comme tous ceux qui ont eu la chance d'être votre élève, vous resterez mon mentor.

J'espère de tout cœur avoir encore de nombreuses occasions de vivre des aventures formidables avec vous tous.

Merci.

J.D

RÉSUMÉ

Le Carbonifère est une période marquée par la convergence des continents Gondwana et Laurussia et par la fermeture de l'Océan Paléotéthys qui les sépare. La convergence tectonique implique un ensemble de blocs tectoniques issus des marges de ces deux continents. La Turquie est composée de ces blocs assemblés entre le Carbonifère et le Miocène. Notre étude s'est concentrée sur quatre de ces unités tectonostratigraphiques composant la Turquie et comportant du Carbonifère inférieur fossilifère: La Zone d'Istanbul-Zonguldak, les Anatolides (Unité de Bolkardağ), les Taurides (Unité d'Aladağ) et le Domaine Péri-Arabique. Ces quatre fragments continentaux, d'affinités distinctes, ont enregistré une histoire géologique différente et sont caractérisés par des faunes coralliennes appartenant à trois provinces et sous-provinces paléobiogéographiques. La Zone d'Istanbul-Zonguldak possède un assemblage corallien riche de 53 espèces appartenant à 31 genres, très similaire à celui d'Europe de l'Est. Le canevas biostratigraphique de Poty et al. (2006) y a été adapté en une zonation basée sur les taxons les plus communs: une zone dans le Strunien, trois horizons dans le Tournaisien et trois zones dans le Viséen, ces dernières se corrélant avec les zones à coraux RC5, 6 et 7 de Poty et al. (2006). Le Viséen inférieur et particulièrement son sommet est très riche en coraux caractérisant une association faunistique inconnue en Europe de l'Ouest. Les taxons les plus remarquables sont les deux espèces de *Ceriodotia*, un genre nouvellement créé pour désigner les formes cérioïdes de *Dorlodotia*, et *Lithostrotion potii* sp. nov., le plus ancien représentant du genre. Dans les Anatolides, le récif à microbialithes, éponges, bryozoaires et coraux, d'âge Warnantien inférieur, découvert à Kongul Yayla, a livré des coraux typiques de la Sous-province Méditerranéenne permettant de corréliser les Anatolides avec les Balkans, le Sud de l'Espagne et l'Afrique du Nord. Ce bioherme est le premier décrit dans le Viséen supérieur en dehors de l'Europe. Les Taurides et le Domaine Péri-Arabique d'affinité gondwanienne, sont caractérisés par une association de coraux relativement peu diversifiée (17 espèces, 12 genres), appartenant à la Zone à *Kueichouphyllum* et datée du Tournaisien supérieur au Viséen inférieur. Sur base des assemblages de coraux, il a été mis en évidence que la Zone d'Istanbul-Zonguldak, les Anatolides et les Taurides appartiennent à trois provinces et sous-provinces distinctes.

EXTENDED ABSTRACT

This study focuses on four Lower Carboniferous bearing tectonostratigraphic units of Turkey: the Istanbul-Zonguldak Zone (10 sections near Zonguldak and Bartın), the Anatolides (2 sections in the Bolkardağ Unit), the Taurides (5 sections in the Aladağ Unit) and the Peri-Arabian domain (1 section in the Hakkari area in Southernmost Turkey).

The taxonomic analyze conducted on Lower Carboniferous rugose corals from Turkey revealed the occurrence of 87 species - including 74 recorded for the first time in these areas, 10 being newly described - belonging to 46 genera - including one new. The Istanbul-Zonguldak Zone yielded 53 species (31 genera) whereas only 15 species (10 genera) were recognized in the Anatolides, 17 species (12 genera) from the Taurides and 7 species (6 genera) from the Hakkari area.

ISTANBUL-ZONGULDAK ZONE

Istanbul-Zonguldak Zone is a fragment of the southern margin of Laurussia, detached when the Black Sea opened during the Late Cretaceous and drifted southward. The eastern part of the Zone (Zonguldak and Bartın area) were part of the carbonate platform fringing the margin of Laurussia in Carboniferous times. Tournaisian and Viséan deposits show a more proximal facies in Bartın than in Zonguldak and the gap capping the Viséan sequence is larger than in the later area where the upper part of the Warnantian is preserved. A deepening from east (Bartın) to west (Zonguldak) is obvious.

In Zonguldak and Bartın, the Strunian coral fauna is dominated by *Campophyllum*, together with *Bounophyllum*, *Pseudoendophyllum*, *Amplexocarinia* and stromatoporoids. The Tournaisian strata are poor in corals for facies reasons. *Uralinia simplex* and *Caninophyllum charli* sp. nov. are known in the Hastarian sub-stage. *Corphalia fourmarieri*, *Corphalia* sp., *Amygdalophyllum* ? sp., *Uralinia* cf. *multiplex*, *Caninia* sp. B, "*Lophophyllum*" *konincki*, *Cyathaxonia cornu* and *Cyathoclisia uralensis* are present in the Ivorian sub-stage. The Moliniacian deposits are richer in corals, including colonies of *Siphonodendron ondulosum* and *Dorlodotia briarti* forming with *Palaeosmia murchisoni* an association similar to those described in time-equivalent facies of Western Europe. This first assemblage defines the *Dorlodotia* Zone, correlated with the Poty (1983, Poty et al., 2006)'s RC5. The uppermost Moliniacian yielded a very diversified assemblage composed of *Siphonodendron martini*, *Dorlodotia euxinensis*, *Ceriodotia bartinensis*, *C. petalaxoides*, *Lithostrotion potii* sp. nov., *Palaeosmia murchisoni*, *Clisiophyllum multiseptatum* and Gen. nov. *B. columnariformis*. They characterize the *Ceriodotia* Zone that covers the falling-stage system tract of sequence 6 and/or the lower-stand system tract of sequence 7 (Hance et al., 2001) corresponding, in Western Europe, to a gap or to non or poorly fossiliferous limestones. Associated with the two species of our new genus *Ceriodotia*, this assemblage contains the oldest-known species of *Lithostrotion*: *L. potii* that most probably evolved from a wide-corallite sub-ceriod *Siphonodendron ondulosum*. The genus *Ceriodotia* was created (Denayer, 2011) for cerioid colonies of *Dorlodotia*. The type species *C. bartinensis* being probably arisen from *Dorlodotia euxinensis*. *Ceriodotia* Denayer 2011, *Dorlodotia* Salée 1920, *Corphalia* Poty 1975 and *Kwangisiphyllum* Grabau 1931 are included in a newly erected family *Dorlodotidae*. The Late Viséan is represented, in Zonguldak and Bartın areas, by two coral zones. The first one, the *Siphonodendron asiaticum* Zone correlates with the RC7 zone of Poty (1985), in the lower Warnantian. Included species are *Siphonodendron asiaticum*, *S. martini*, *S. irregulare*, *S. pauciradiale*, *S. rallii* sp. nov., *S. scaleberense*, *S. kleffense* and *S. cf. kleffense*, *Lithostrotion* sp., *Koninckophyllum interruptum*, *Clisiophyllum* cf. *keyserlingi* and *Siphonophyllia sibly*. The upper Warnantian *Palastrea konincki* Zone comprises also *Lithostrotion decipiens*, *Pseudozaphrentoides* cf. *judii* and *Palastrea konincki* and correlates with the RC8 Zone. These two zones cover the transgressive and highstand system tracts of sequence 9. The

higshtand is recorded in Zonguldak but seems to be lacking or extremely reduced in Bartın. Comparative description of coral fauna from Zonguldak and Bartın show the clear their affinity with those from Donets Basin, both belonging to the East European faunal Province.

ANATOLIDES

Northern part of Chios Island (Greece), Karaburun Peninsula and Teke Dere Unit of the Lycian Nappes expose the Anatolides basement composed of flysch deposits with olistolites. Some of these olistolites are made of Viséan limestones. The olistolites are interpreted as resulting from the breaking of a carbonate platform destroyed by accretion when the Rheic Ocean subducted under the southern margin of Laurussia. Similar situations are observed in Balkans, South France and South Spain that belonged, during Carboniferous times, to the Hunnic Terranes boarding the southern margin of Laurussia. In Central Anatolides, the Bolkardağ Unit exposes some olistolites with reefal facies. One of them, described (Denayer & Aretz, 2012) in Kongul Yayla is a microbial-sponge-bryozoans and corals bioherm. The corals are numerous and diversified: *Siphonodendron irregulare*, *S. pauciradiale*, *S. cf. intermedium*, *Espielia tauridensis*, *Lithostrotion maccoyanum*, *L. vorticale*, *L. araneum*, *Palaeosmilia murchisoni*, *P. multiseptata*, *Axophyllum pseudokirsopianum*, *Clisiophyllum* sp., *Amygdalophyllum* sp., Gen. nov. A aff. *Soshkineophyllum* sp., *Rotiphyllum* cf. *densum* et *Amplexocarinia* aff. *cravenense*. The age of the bioherm is Early Warnantian (RC7 β zone) and the coral assemblage show strong affinities with the Mediterranean sub-province of the Western Europe province.

TAURIDES

Until Permian times, the Taurides formed the northern edge of Gondwana. Together with Iranian and Afghan blocks, the Taurides formed the Cimmerian Terrane that were drifted northward when the Palaeotethys was closed. The Cimmerian Terrane collided with the Anatolides and the southern margin of Laurussia in Late Triassic when the Palaeotethys was completely consumed by subduction. Several tectonostratigraphic units composed the Taurides. At least three of them contain Lower Carboniferous deposits. Among them, the Aladağ Unit where the Upper Tournaisian is shaly and the Lower Viséan composed of limestone and dolostone. The coral fauna is abundant but poorly diversified and dominated by solitary taxa: *Proheterelasma omaliusi*, *Zaphrentites delanouei*, *Uralinia* sp., *Uralinia multiplex*, *Siphonophyllia* sp. A, *Siphonophyllia?* sp., *Caninia cornucopiae*, *Calmiussiphyllum* sp., *Caninophyllum* sp. and *Keyserlingophyllum obliquum* were collected in the shaly facies and the alternating shale-limestone sequences. Lower Viséan limestone yielded *Kueichouphyllum alborense*, *K. cf. yabei*, *K. sp.*, *Keyserlingophyllum* cf. *obliquum*, *Amygdalophyllum kalawchense*, and *Eokoninckocarinia gemmina* sp. nov. The association correlates with the Chinese *Kueichouphyllum* Zone and represents the Middle-East sub-province of the Asian province.

PERI-ARABIAN DOMAIN

During Carboniferous times, the Peri-Arabian Domain (northernmost part of the Arabian Plate) was part of the northern margin of Gondwana. The Upper Tournaisian and/or Lower Viséan is recorded in the Hakkari area. Two horizons situated in mixed silicoclastic and carbonate yielded some small solitary non-dissepimented rugose corals: *Rotiphyllum* cf. *simulatum*, *Zaphrentites parallela*, *Amplexizaphrentites zapense* sp. nov., *A. sp.*, *Ufimia* sp., together with *Caninia* aff. *cornucopiae* and cf. *Gorizdronia* sp. The coral fauna is not usable for biostratigraphy nor palaeobiogeography. Nevertheless, the simple fauna could indicate the Middle-East sub-province.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	vii
Extended abstract.....	viii
CHAPITRE I: Introduction.....	1
CHAPITRE II: Géologie de la Turquie	
1 Historique des travaux géologiques en Turquie	2
2 Géologie et tectonostratigraphie.....	4
2.1 Les Pontides.....	5
2.1.1 La Zone de Rhodope-Strandja.....	5
2.1.2 La Zone d'Istanbul-Zonguldak.....	5
2.1.3 La Zone de Sakarya.....	10
2.2 Les Anatolides.....	11
2.2.1 La Zone de Bornova.....	13
2.2.2 La Zone de Tavşanlı.....	14
2.2.3 La Zone d'Afyon-Bolkardağ.....	15
2.2.4 Le Complexe Cristallin Centre-Anatolien.....	17
2.2.5 Les Nappes Lyciennes	17
2.2.6 Les Massifs du Sud-Est Anatolien.....	18
2.3 Le Complexe d'Accrétion Est-Anatolien.....	19
2.4 Les Taurides	19
2.4.1 Le Massif de Menderes.....	21
2.4.2 L'Unité de Geyik Dağı.....	22
2.4.3 L'Unité d'Aladağ.....	22
2.4.4 L'Unité de Bozkır	23
2.4.5 L'Unité d'Alanya.....	23
2.4.6 L'Unité d'Antalya	23
2.4.7 L'Unité de Beydağları-Süzüz Dağ-Göcek.....	25
2.5 Le Domaine Péri-Arabique.....	25
3 Conclusions et histoire géologique de la Turquie.....	26
4 Résumé	31
CHAPITRE III: Description des coupes	
1 Description des coupes et affleurements	34
1.1 La Zone d'Istanbul-Zonguldak.....	34
1.1.1 Carrières de Cebecikoy (Istanbul)	34
1.1.2 Coupe d'Heybeliada (Istanbul).....	36
1.1.3 Autres affleurements dans la banlieue d'Istanbul	36
1.1.4 Coupe de Kokaksu (Zonguldak)	36
1.1.5 Coupe de Gökgöl (Zonguldak)	41
1.1.6 Coupe de Kışla (Zonguldak).....	47
1.1.7 Coupe d'Ulutam (Zonguldak).....	48
1.1.8 Coupe de Tarla-Ağzı (Bartın)	48
1.1.9 Affleurement près du radar météo de Tarla-Ağzı (Bartın).....	50
1.1.10 Coupe de Topluca (Bartın)	50
1.1.11 Coupe de Dalıca (Bartın).....	55
1.1.12 Coupe de la rivière Süzek (Bartın).....	56
1.1.13 Coupe d'Esenpınar (Bartın).....	58

1.1.14	Carrière Pelenkoğlu (Bartın).....	59
1.2	La Zone de Sakarya.....	60
1.2.1	Affleurements de Balya.....	60
1.2.2	Affleurements au sud d'Ankara.....	60
1.3	Les Anatolides.....	61
1.3.1	Coupes de Karaburun (Zone de Bornova).....	61
1.3.2	Coupes de Chios (Zone de Bornova).....	62
1.3.3	Coupes de Sizma (Zone d'Afyon-Bolkar Dağ).....	62
1.3.4	Coupe de Kongul Yayla (Zone d'Afyon-Bolkar Dağ).....	63
1.3.5	Affleurements de Tokluca Yayla (Zone d'Afyon-Bolkar Dağ).....	68
1.3.6	Coupe d'Ağlıovası Yayla (Unité de Teke Dere, Nappes Lyciennes).....	69
1.4	Les Taurides.....	70
1.4.1	Coupes de Harlak, Deresine et Eberdere (Sultandağ, Unité de Geyik Dağı).....	70
1.4.2	Coupe du Gök Dağ (Unité de Geyik Dağı).....	71
1.4.3	Coupes de Ziyarettepe et de Sarız (Unité de Geyik Dağı).....	72
1.4.4	Coupes de Pınarbaşı (Unité de Aladağ).....	73
1.4.5	Coupe de Nohutluktepe (Unité d'Aladağ).....	74
1.4.6	Coupes de Yaricak Yayla (Unité d'Aladağ).....	75
1.4.7	Coupe de Çityayla - Yaricak Yayla C (Unité d'Aladağ).....	80
1.4.8	Coupe de la route d'Alanya à Taşkent (Unité d'Aladağ).....	80
1.4.9	Coupe de Bademli (Unité d'Aladağ).....	81
1.4.10	Coupe de Yerköprü (Unité d'Aladağ).....	82
1.4.11	Coupes d'Eşkıbey et Yellice Tepe (Unité d'Antalya).....	82
1.4.12	Coupe de Korucuk (ou Kırtıl) (Unité d'Antalya).....	83
1.5	Le Domaine Péri-Arabique.....	85
1.5.1	Coupe de Şort Dere (Hakkari).....	85
2	Synthèse et conclusions.....	87
2.1	La Zone d'Istanbul-Zonguldak.....	87
2.2	Les Antolides.....	87
2.3	Les Taurides.....	88
2.4	Le Domaine Péri-Arabique.....	88

CHAPITRE IV: Systématique des coraux

1	Synthèse des travaux antérieurs sur les coraux du Carbonifère inférieur de la Turquie.....	92
2	Terminologie relative à la morphologie des coraux Tétracoralliaires.....	93
2.1	La morphologie externe.....	93
2.2	La morphologie interne du polypier.....	95
2.3	Le bourgeonnement.....	97
3	Taxonomie.....	98
	Sous-Ordre Stereolasmatina Wedekind 1927.....	99
	Famille Antiphyllidae Iljina 1970.....	99
	Genre <i>Rotiphyllum</i> Hudson 1942.....	99
	<i>Rotiphyllum</i> cf. <i>simulatum</i> Fedorowski 2009.....	100
	<i>Rotiphyllum</i> cf. <i>densum</i> (Carruthers 1908).....	101
	Genre <i>Proheterelasma</i> Cotton 1973.....	102
	<i>Proheterelasma omaliusi</i> (Milne-Edwards & Haime 1851).....	103
	Famille Hapsiphyllidae Grabau 1928.....	105
	Genre <i>Zaphrentites</i> Hudson 1941.....	105
	<i>Zaphrentites delanouei</i> Milne-Edwards & Haime 1851.....	106
	<i>Zaphrentites parallela</i> (Carruthers 1910).....	108
	Genre <i>Amplexizaphrentis</i> Vaughan 1906.....	110
	<i>Amplexizaphrentis zapense</i> Denayer 2013 (soumis).....	111

<i>Amplexizaphrentis</i> sp.....	113
Sous-Ordre Plerophyllina Sokolov 1960	114
Famille Zaphrentoididae Schindewolf 1938.....	114
Genre <i>Sychnoelasma</i> Lang, Smith & Thomas 1940.....	114
<i>Sychnoelasma hawbankense</i> Mitchell & Somerville 1988.....	114
? Famille Polycoeliidae Roemer 1883.....	116
Genre nouveau A aff. <i>Soshkineophyllum</i> Grabau 1928.....	116
Gen. nov. A aff. <i>Soshkineophyllum</i> sp.	116
Famille Plerophyllidae Koker 1924.....	117
Genre <i>Ufimia</i> Stuckenberg 1895, emend. Fedorowski 1973.....	117
<i>Ufimia</i> sp.	118
Sous-Ordre Metriophyllina Spasskiy 1965.....	119
Famille Lacophyllidae Grabau 1928.....	119
Genre <i>Amplexocarinia</i> Soshkina 1928.....	119
<i>Amplexocarinia</i> aff. <i>cravenensis</i> Smith, 1955	119
<i>Amplexocarinia rozkowskae</i> Fedorowski 2003	120
Genre <i>Gorizdronia</i> Rózkowska 1969	121
cf. <i>Gorizdronia</i> sp.....	121
Famille Lophophyllidae Grabau 1928	123
Genre " <i>Lophophyllum</i> " Milne-Edwards & Haime 1850	123
" <i>Lophophyllum</i> " <i>konincki</i> Milne-Edwards & Haime.....	124
Famille Cyathaxoniidae Milne-Edwards & H. 1850	125
Genre <i>Cyathaxonia</i> Michelin 1847	125
<i>Cyathaxonia cornu</i> Michelin 1847	125
Famille Metriophyllidae Hill 1939	127
Genre <i>Metriophyllum</i> ? Milne-Edwards & Haime 1850	127
<i>Metriophyllum?</i> sp.....	127
Sous-Ordre Stauriina Verril 1865.....	127
Family Amplexidae Chapman 1893.....	127
Genre <i>Amplexus</i> Sowerby 1814.....	127
<i>Amplexus coralloides</i> Sowerby 1814	128
Sous-Ordre Cyathophyllina Nicholson 1889	129
Famille Campophyllidae Wedekind 1921.....	129
Genre <i>Campophyllum</i> Milne-Edwards & Haime 1850.....	129
<i>Campophyllum flexuosum</i> (Goldfuss 1826)	130
<i>Campophyllum</i> sp. A.....	132
Sous-Ordre Ketophyllina Zharovonkova 1972.....	134
Famille Endophyllidae Torley 1933	134
Genre <i>Pseudoendophyllum</i> Onoprienko 1979.....	134
<i>Pseudoendophyllum</i> sp.....	135
Sous-Ordre Caniniina Wang 1950.....	136
Famille Cyathopsidae Dybowski 1873	136
Genre <i>Caninia</i> Michelin in Gervais 1840.....	136
<i>Caninia cornucopiae</i> Michelin in Gervais, 1840	137
<i>Caninia</i> aff. <i>cornucopiae</i> Michelin in Gervais 1840.....	139
<i>Caninia</i> sp. A.....	140
<i>Caninia</i> sp. B.....	141
Genre <i>Siphonophyllia</i> Scouler in McCoy, 1844.....	142
<i>Siphonophyllia sibily</i> Semenoff-Tian-Chansky 1974	142
<i>Siphonophyllia</i> sp. A	144
<i>Siphonophyllia</i> sp. B	144
<i>Siphonophyllia</i> ? sp.	145
Genre <i>Bifossularia</i> Dobroljubova 1966.....	146
<i>Bifossularia</i> sp.....	146

Genre <i>Uralinia</i> Stuckenberg 1895.....	147
<i>Uralinia simplex</i> (Yü 1933)	148
<i>Uralinia multiplex</i> (Ludwig 1862)	149
<i>Uralinia</i> cf. <i>multiplex</i> (Ludwig 1862).....	151
<i>Uralinia</i> sp.	152
Genre <i>Pseudozaphrentoides</i> Stuckenberg 1904.....	153
<i>Pseudozaphrentoides</i> cf. <i>juddi</i> (Thomson 1893).....	154
Genre <i>Keyserlingophyllum</i> Stuckenberg 1895	155
<i>Keyserlingophyllum obliquum</i> (Keyserling 1846).....	155
<i>Keyserlingophyllum</i> cf. <i>obliquum</i> (Keyserling 1846).....	157
Famille Bothrophyllidae Fomitchev 1953	158
Genre <i>Caninophyllum</i> Lewis 1929.....	158
<i>Caninophyllum</i> sp.	159
<i>Caninophyllum charli</i> sp. nov.	160
Genre <i>Calmiussiphyllum</i> Vassiljuk 1959.....	161
<i>Calmiussiphyllum</i> sp.....	162
Sous-Ordre Aulophyllina Hill 1981.....	163
Famille Aulophyllidae Dybowski 1873	163
Sous-Famille Aulophyllinae Dybowski 1873.....	163
Genre <i>Aulophyllum</i> Milne-Edwards & Haime 1850.....	163
<i>Aulophyllum fungites</i> (Fleming 1828).....	164
Sous-Famille Clisiophyllinae Nicholson 1889.....	165
Genre <i>Clisiophyllum</i> Dana, 1846	165
<i>Clisiophyllum multiseptatum</i> Garwood 1913.....	167
<i>Clisiophyllum</i> aff. <i>keyserlingi</i> McCoy 1849.....	168
<i>Clisiophyllum</i> sp.	170
Sous-Famille Dibunophyllinae Wang 1926.....	171
Genre <i>Bounophyllum</i> Chwieduk 2005.....	171
<i>Bounophyllum praecursor</i> (Frech 1885).....	171
Genre <i>Koninckophyllum</i> Thomson & Nicholson 1876.....	173
<i>Koninckophyllum interruptum</i> Thomson & Nicholson 1876.....	174
Genre <i>Corwenia</i> Smith & Ryder 1926.....	176
<i>Corwenia</i> cf. <i>vaga</i> Smith & Ryder 1926	177
Sous-Famille Amygdalophyllinae Grabau 1935	178
Genre <i>Amygdalophyllum</i> Dun & Benson 1920.....	178
<i>Amygdalophyllum kalawchense</i> Von Schouppé 1970.....	179
<i>Amygdalophyllum</i> sp.....	180
<i>Amygdalophyllum</i> ? sp.....	181
Genre nouveau B.....	182
Gen. nov. <i>B. columnariformis</i> (Vassiljuk 1960)	182
Genre <i>Espielia</i> Rodríguez & Hernando 2005	184
<i>Espielia tauridensis</i> Denayer 2012	185
Genre <i>Axoclisia</i> Semenoff-Tian-Chansky 1974.....	186
<i>Axoclisia</i> cf. <i>cuspidiforma</i> Semenoff-Tian-Chansky 1974	187
Genre <i>Cyathoclisia</i> Dingwall 1926	188
<i>Cyathoclisia uralensis</i> Sayutina 1970	189
Sous-Famille Heterocaniinae Hill 1981	190
Genre <i>Kueichouphyllum</i> Yü 1931.....	190
<i>Kueichouphyllum alboreense</i> Khaksar 1994.....	191
<i>Kueichouphyllum</i> cf. <i>yabei</i> Minato 1943.....	192
<i>Kueichouphyllum</i> sp.	193
? Famille Koninckocariniidae Dobroljubova 1962.....	194
Genre <i>Eokoninckocarinia</i> Wang in Zhao et al. 1984.....	194
<i>Eokoninckocarinia gemmina</i> sp. nov.	195

Famille Ekvassophyllidae Hill 1981	197
Genre <i>Zaphriphyllum</i> Sutherland 1954	197
<i>Zaphriphyllum daleki</i> sp. nov.	198
Famille Palaeosmiliidae HILL 1940	199
Genre <i>Palaeosmilia</i> Milne-Edwards & Haime 1848	199
<i>Palaeosmilia murchisoni</i> Milne-Edwards & Haime 1848	200
<i>Palaeosmilia multiseptata</i> Semenov-Tian-Chansky 1974	203
Genre <i>Palastrea</i> McCoy 1851	205
<i>Palastrea konincki</i> (Charles 1933)	205
Sous-Ordre Lonsdaleiina Spasskiy 1974	207
Famille Axophyllidae Milne-Edwards & Haime 1851	207
Genre <i>Axophyllum</i> Milne-Edwards & Haime 1850	208
<i>Axophyllum pseudokirsopianum</i> Semenov-Tian-Chansky, 1974	208
Sous-Ordre Lithostrotionina Spasskiy & Kachanov 1971	211
Famille Lithostrotionidae d'Orbigny 1852	211
Sous-Famille Lithostrotioninae d'Orbigny 1852	211
Genre <i>Siphonodendron</i> McCoy 1849	211
<i>Siphonodendron asiaticum</i> (Yabe & Hayasaka 1915)	213
<i>Siphonodendron</i> sp. A	217
<i>Siphonodendron irregulare</i> (Phillips 1836)	218
<i>Siphonodendron rallii</i> sp. nov.	219
<i>Siphonodendron</i> cf. <i>intermedium</i> Poty 1981	221
<i>Siphonodendron martini</i> (Milne-Edwards & Haime 1851)	222
<i>Siphonodendron ondulosum</i> Poty 1981	224
<i>Siphonodendron scaleberense</i> Nudds & Somerville 1987	226
<i>Siphonodendron kleffense</i> (Schindewolf 1928)	228
<i>Siphonodendron</i> aff. <i>kleffense</i> (Schindewolf 1928)	229
Genre <i>Lithostrotion</i> Fleming 1828	233
<i>Lithostrotion potii</i> sp. nov.	234
<i>Lithostrotion araneum</i> (Mc Coy 1884)	236
<i>Lithostrotion vorticale</i> (Parkinson 1808)	238
<i>Lithostrotion decipiens</i> (Mc Coy 1849)	239
<i>Lithostrotion maccoyanum</i> Milne-Edwards & Haime 1851	243
<i>Lithostrotion</i> sp.	244
Sous-Famille Diphyphyllinae Dybowski 1873	245
Genre <i>Nemistium</i> Smith 1928	245
<i>Nemistium</i> cf. <i>affine</i> (Flemings 1928)	246
Famille Dorlodotidae Fam. nov.	247
Genre <i>Dorlodotia</i> Salée 1920	248
<i>Dorlodotia briarti</i> Salée 1920	253
<i>Dorlodotia euxinensis</i> Denayer 2011	255
Genre <i>Ceriodotia</i> Denayer 2011	258
<i>Ceriodotia bartinensis</i> Denayer 2011	262
<i>Ceriodotia petalaxoides</i> Denayer 2011	264
Genre <i>Corphalia</i> Poty 1975	266
<i>Corphalia fourmarieri</i> (Charles, 1933)	266
<i>Corphalia</i> sp.	268
Genre <i>Kwangsiphyllum</i> Grabau & Yoh 1931	269
<i>Kwangsiphyllum chui</i> Yü 1937	269
4 Conclusions	271
4.1 La Zone d'Istanbul-Zonguldak	271
4.2 Les Anatolides	272
4.3 Les Taurides	272
4.4 La Région de Hakkari	272

CHAPITRE V: Stratigraphie

1	Introduction et historique.....	274
2	Biostratigraphie.....	274
2.1	Introduction.....	274
2.2	La Zone d'Istanbul-Zonguldak.....	275
2.2.1	Horizon à <i>Pseudoendophyllum</i>	275
2.2.2	Zone d'assemblage à <i>Campophyllum</i>	275
2.2.3	Zone d'assemblage à <i>Uralinia simplex</i>	275
2.2.4	Horizon à <i>Caninophyllum charli</i>	275
2.2.5	Zone d'assemblage à <i>Uralinia cf. multiplex</i>	276
2.2.6	Horizon à <i>Corphalia fourmarieri</i>	276
2.2.7	Zone d'assemblage à <i>Dorlodotia</i>	276
2.2.8	Zone d'assemblage à <i>Ceriodotia</i>	276
2.2.9	Zone d'assemblage à <i>Siphonodendron asiaticum</i>	277
2.2.10	Zone d'assemblage à <i>Palastrea konincki</i>	279
2.2.11	Conclusion intermédiaire.....	279
2.3	Les Anatolides.....	280
2.4	Les Taurides.....	280
2.4.1	Zone à <i>Proheterelasma omaliusi</i>	280
2.4.2	Zone d'assemblage à <i>Uralinia multiplex</i>	280
2.4.3	Zone d'assemblage à <i>Kueichouphyllum alborense</i>	280
2.4.4	Horizon à <i>Eokoninckocarina gemmina</i>	281
2.4.5	Conclusion intermédiaire.....	281
2.5	La Région de Hakkari.....	281
3	Stratigraphie séquentielle: données préliminaires.....	283
4	Limite Viséen-Namurien.....	286
5	Conclusions.....	286

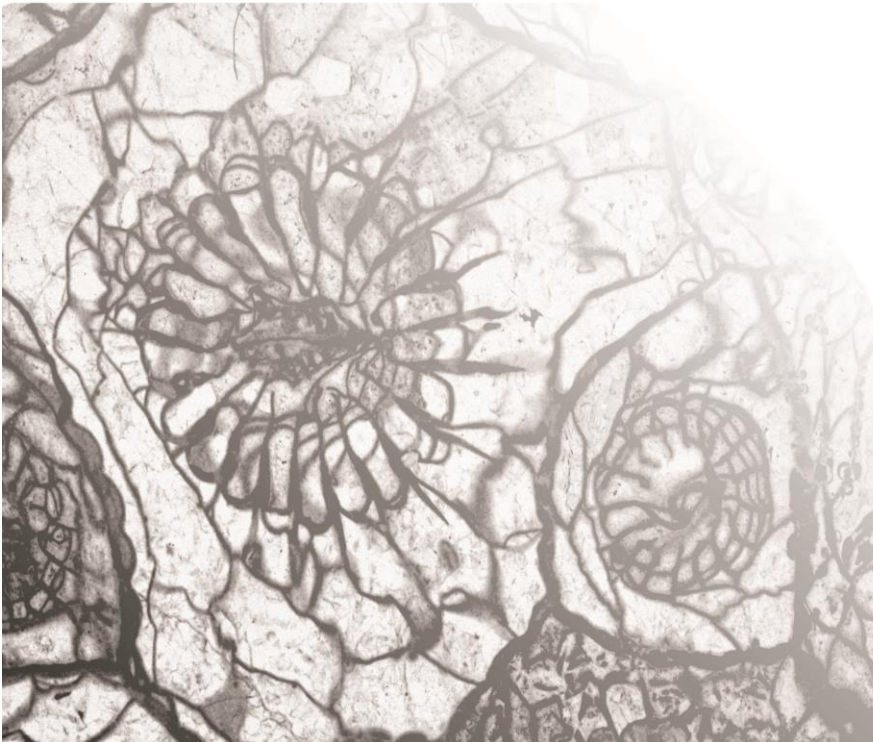
CHAPITRE VI: Paléobiogéographie

1	Introduction.....	287
2	Classifications existantes.....	289
3	Problématique.....	292
3.1	Méthode intuitive.....	292
3.1.1	Méthodologie.....	292
3.1.2	Résultats.....	293
3.1.3	Conclusions.....	297
3.2	Méthode statistique.....	297
3.2.1	Méthodologie.....	297
3.2.2	Bases de données.....	298
3.2.3	Résultats.....	301
4	Application à la paléogéographie.....	305
5	Centres d'origine et de diversité.....	308

CHAPITRE VII: Conclusions.....	311
La Zone d'Istanbul-Zonguldak.....	311
Les Anatolides.....	312
Les Taurides.....	313
Le Domaine Péri-Arabique.....	313

VIII: Références bibliographiques.....	314
--	-----

I.
Introduction



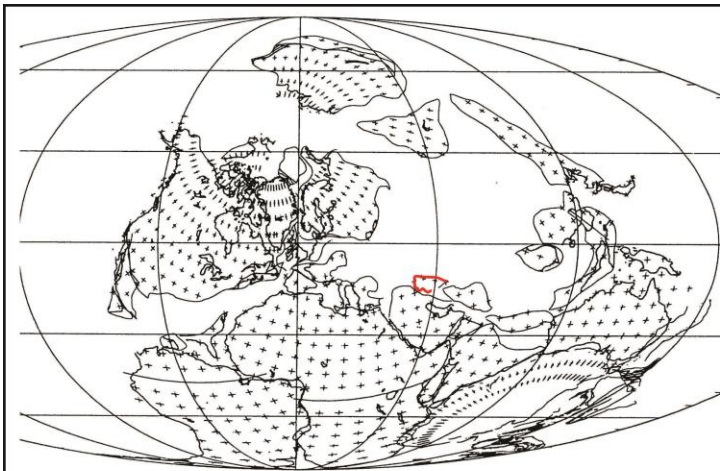
INTRODUCTION

La problématique abordée dans cette thèse de doctorat découle d'un constat fort simple: la plupart des cartes paléogéographiques présentant le globe au Carbonifère inférieur ne tiennent pas compte de la Turquie (Figure 1-1). La raison est aisément compréhensible: notre connaissance du Carbonifère inférieur de la Turquie, et *a fortiori* de sa faune, est très limitée, en comparaison du reste de l'Eurasie. Or, l'étude de la région méditerranéenne est essentielle pour la compréhension des orogènes varisque et alpin.

A l'origine de ce travail de recherche, les deux objectifs principaux étaient de caractériser les associations de coraux du Carbonifère inférieur des différentes régions de Turquie et de tester les canevas biostratigraphique et séquentiel de Poty et al. (2006) hors de l'Europe de l'Ouest. Au cours de recherches préliminaires au travers de la littérature, il est ressorti que la Turquie ne formait pas un ensemble géographique défini au Carbonifère et que les affinités paléogéographiques des fragments continentaux la constituant étaient pratiquement inconnues... De là découle le troisième objectif de la thèse: préciser les affinités paléogéographiques et contraindre la paléogéographie de ces fragments grâce à la paléobiogéographie des coraux. Rapidement, il fallut faire face à un manque de données de base concernant la géologie et la stratigraphie de la Turquie, car, curieusement, le Carbonifère inférieur ne fut l'objet que de rares études dans ce pays. Au travers de cette littérature peu abondante, différentes zones potentiellement intéressantes pour l'étude du Carbonifère furent identifiées. La première à être étudiée sur le terrain fut la région de Zonguldak, sur la côte de la Mer Noire, dont le Carbonifère avait fait l'objet d'études biostratigraphiques par les foraminifères dans les années 1970 (Dil, 1975; 1976; 1979; Dil & Konyali, 1978) et dont la faune corallienne avait été partiellement décrite par Charles (1933). La collection de coraux de F. Charles, conservée à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, complétée par un abondant matériel récolté dans la région de Zonguldak constituèrent une base pour l'étude systématique. Une seconde mission sur le terrain dans la région de Hadim (Taurus central) permit de reconnaître des assemblages caractéristiques de deux provinces paléobiogéographiques différentes. Les difficultés posées par la collaboration avec les géologues turcs mirent malheureusement fin aux recherches dans le Taurus, mais l'opportunité de retourner à Zonguldak et Bartın se présentant, il fut décidé de pousser plus en avant les investigations dans cette région. En effet, il était intéressant de caractériser plus en détails les faunes carbonifères de la Mer Noire, tandis que les coraux collectés dans le Taurus serviraient de référence pour les interprétations paléogéographiques. Enfin, une collection de coraux récoltés dans le Sud-Est de la Turquie fut mise à notre disposition par I. Höşgör, nous permettant ainsi d'étudier une quatrième association de coraux et de préciser leur paléobiogéographie.

Notre thèse de doctorat s'articule donc autour de 4 axes principaux:

- la géologie du Carbonifère inférieur des unités tectono-stratigraphiques de Turquie;
- La systématique, la taxinomie et l'évolution des coraux tétracoralliaires rencontrés dans les séries du Famennien et du Carbonifère inférieur de ces différents ensembles;
- la biostratigraphie du Carbonifère inférieur, basée sur les zones à coraux et la comparaison avec les canevas biostratigraphiques existants pour l'Europe de l'Ouest et la Chine;
- la paléobiogéographie des assemblages de coraux des différents ensembles tectono-stratigraphiques de la Turquie et leur comparaison avec les associations coralliennes d'Eurasie.



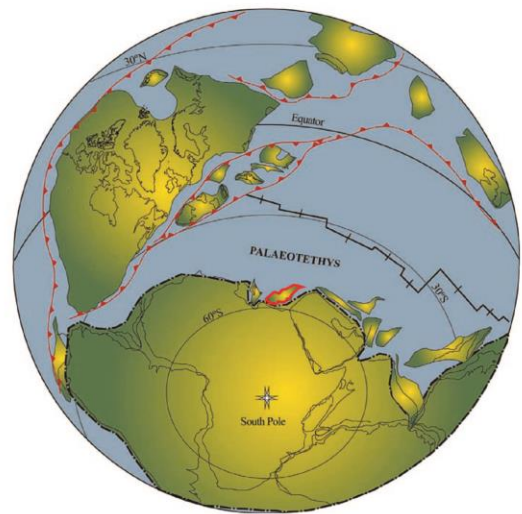
Scotese & McKerrow (1990)



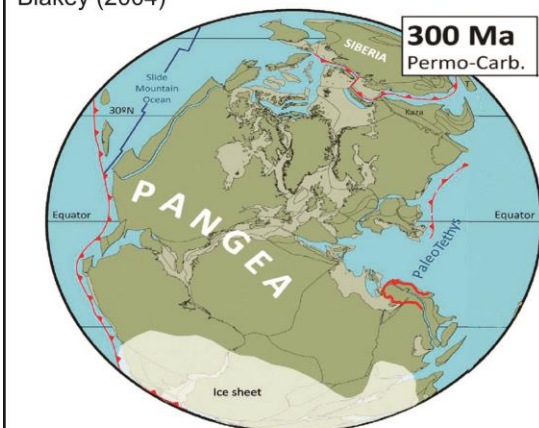
Kalvoda (2002)



Blakey (2004)



Cocks & Torsvik (2006)



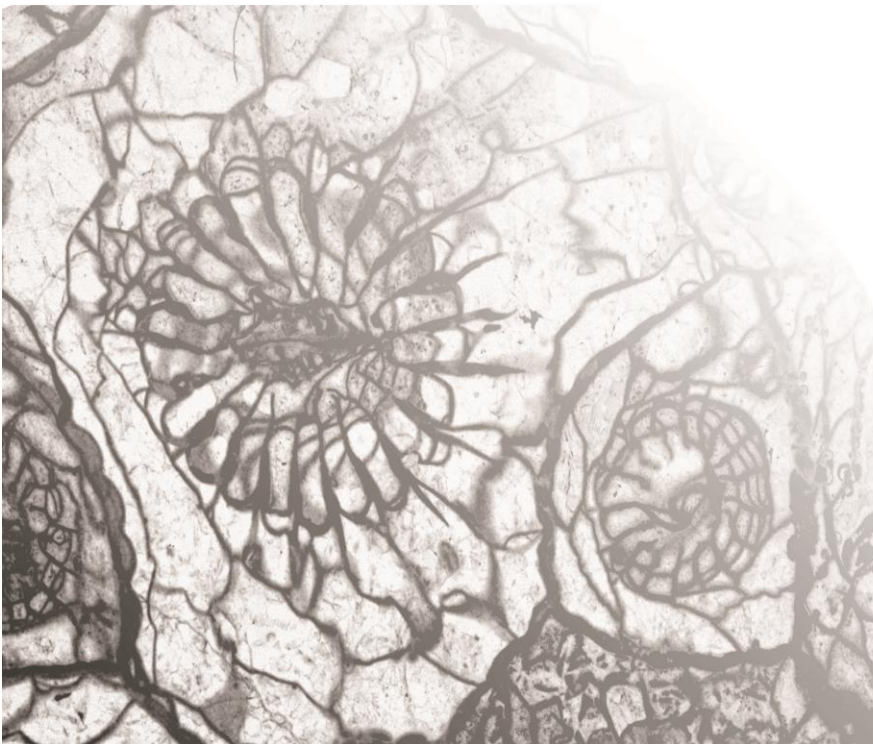
Torsvik et al. (2012)



Golonka (2002)

Figure 1-1: Comparaison de quelques reconstructions palinospastiques du globe au Carbonifère inférieur (excepté Torsvik et al., 2012 concernant le Carbonifère supérieur). Notons que la Turquie est habituellement représentée en un seul bloc et positionnée sur la marge nord du Gondwana.

II. Géologie de la Turquie



1 HISTORIQUE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES EN TURQUIE

La Turquie fait partie de la chaîne alpino-himalayenne et se trouve à la jonction des grands ensembles continentaux eurasiatique, africain et arabe (Figure 2-1). Sa formation résulte de la collision des deux super-continentaux Laurussia et Gondwana entre lesquels de nombreux fragments continentaux d'origine gondwanienne ou laurussienne ont finalement été amalgamés lors de l'orogénèse alpine et la fermeture de l'Océan Néotéthys, au Cénozoïque. Dans le détail, les acteurs en présence sont nombreux: fragments continentaux - les terranes - et fragments océaniques d'origine diverse. Dans l'état actuel des connaissances - et ce, malgré 60 ans de recherches - la compréhension de la géologie de la Turquie est encore immature et loin d'être acceptée unanimement.

Les recherches de terrain menées en Turquie ont débuté à la fin du XIXe siècle et au début du XXe siècle, principalement dans un but minier (Ralli, 1895; Arni, 1939), mais les travaux consacrés à la géologie générale n'ont réellement débuté que dans les années 1960-1970. Les "pionniers" sont: Abdüsselamoğlu (1963), Baykal & Kaya (1963) et Haas (1968) pour la région d'Istanbul; Charles (1931; 1933), Tokay (1952; 1954) pour la région de Zonguldak et Bartın; Blumenthal (1944; 1951), Brunn et al. (1971; 1976), Ereran (1947), Yalçınlar (1963) ainsi que "l'école de Paris-Sud Orsay" (de Graciansky et al., 1967; Argyriadis, 1978; Dumont & Lys, 1973; Fontaine, 1981; Gutnic et al., 1968a; Lys, 1986; Monod, 1977; Poisson, 1977; Ricou et al., 1975) pour le Taurus occidental; Frech (1916) pour le Taurus central et oriental; Erentöz (1956; 1966) et Ketin (1966) pour le centre de l'Anatolie; et, enfin, Altınli (1966) et Tolun (1951) pour le Sud-Est anatolien.

Les turcs se sont intéressés à la géologie, la stratigraphie et la tectonique de leur pays à la fin des années 1970 et dans les années 1980, principalement sous l'impulsion de Kaya dans la région d'Istanbul (Kaya, 1980; Kaya & Birenheide, 1988), d'Özgül dans le Taurus (Özgül, 1976; 1984; 1997) et plus récemment Okay en Anatolie (Okay, 1989; 2008; Okay & Mostler, 1994; Okay et al., 1996; Okay & Göncüoğlu, 2004;). Un très grand nombre de petites études ont été publiées ces 30 dernières années en turc. Elles n'ont malheureusement pas eu beaucoup d'impacts sur les conceptions actuelles car elles sont à peine connues des chercheurs étrangers et souvent dénigrées par les chercheurs turcs eux-mêmes. "L'école anglaise" s'est également penchée sur la géologie turque dans l'optique plus large de comprendre la tectonique de la région méditerranéenne (Robertson, 2000; Robertson & Pickett, 2000; Andrew & Robertson, 2002; Parlak & Robertson, 2004; Yanev et al., 2006; Mackintosh & Robertson, 2009; Robertson & Ustaömer, 2009a; 2009b; 2011). Les suisses ont également investigué la Turquie ainsi que tout le sud-est méditerranéen (Stampfli et al., 1998; Stampfli, 2000; Rosselet et al., 2003; Moix et al., 2008; 2011; Vachard & Moix, 2011).

La Turquie est caractérisée par une géologie très complexe dont certains aspects restent peu connus ou mal compris malgré plusieurs décennies de recherches sur le terrain et la profusion de travaux publiés. Néanmoins, ces dernières années, plusieurs consensus se sont dégagés et une subdivision de la Turquie en plusieurs ensembles est acceptée. Dans son travail pionnier, Ketin (1966) introduit, la division de la Turquie en 4 ensembles distincts, allongés selon une direction est-ouest. Il s'agit, du nord au sud, des Pontides, des Anatolides, des Taurides et des Plis bordiers (de la Plateforme Arabique). Ces régions sont séparées par des ceintures ophiolitiques et des charriages majeurs. Ketin basait sa division sur le développement du métamorphisme, l'enregistrement de différentes phases orogéniques, la présence de roches plutoniques et volcaniques et, pour les Pontides et les Taurides, la présence et l'âge de niveaux conglomératiques - l'auteur caractérisant par là les phases transgressives. Si les définitions de Ketin (1966) sont un peu désuètes, sa méthodologie est toujours d'actualité; il aura, de plus, été le premier à donner à la géologie de la Turquie une vision d'ensemble.

2 GEOLOGIE ET TECTONOSTRATIGRAPHIE

Şengör & Yılmaz (1981), Göncüoğlu et al. (1997), Okay & Tüysüz (1999), Bozkurt & Mittwede (2001) et plus récemment Moix et al. (2008) ont proposé de nouvelles subdivisions de la Turquie, en intégrant la Turquie dans la chaîne alpino-himalayenne (Figure 2-1). Les concepts de ces auteurs sont relativement similaires mais chacun propose sa propre nomenclature.

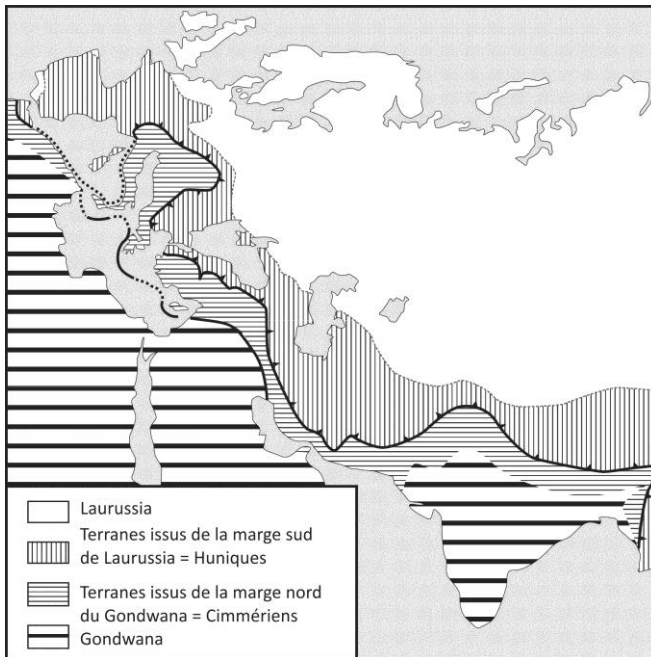


Figure 2-1: Carte schématique de la chaîne alpino-himalayenne actuelle formée par la convergence de Laurussia et Gondwana entre lesquelles sont pincés des fragments continentaux d'affinité laurussienne (terrane galates) et gondwanienne (terrane cimmériens). Modifié de Şengör & Yılmaz (1981) et Okay (2008) avec des mises à jour de Stampfli (2000), Stampfli et al. (2002), von Raumer et al. (2003) et Stampfli & Kozur (2006).

La Turquie est divisée en quatre ensembles principaux (Figure 2-3), séparés par deux sutures principales. La suture d'Izmir-Ankara-Erzincan sépare les Pontides, au nord, et les Anatolides et les Taurides, au sud, elles-mêmes séparées de la Plaque Arabique par la Suture Assyrienne (ou du Zagros). Les Anatolides regroupent plusieurs fragments continentaux, tout comme les Taurides. Enfin, la suture séparant théoriquement les Anatolides et les Taurides n'apparaît que sous forme de petits lambeaux ophiolithiques très déformés et déplacés par la tectonique alpine très intense qui a affecté la région.

Ces ensembles ont été variablement affectés par les événements tectoniques liés à l'orogénèse hercynienne (Carbonifère supérieur, fermeture de l'Océan Rhéique), et aux phases cimmérienne (Trias moyen-supérieur, fermeture du Océan Paléotéthys) et alpine (Crétacé supérieur-Miocène, fermeture du Océan Néotéthys).

Ce premier chapitre décrit chacune de ces unités et détaille en particulier la stratigraphie du Paléozoïque.

2.1 LES PONTIDES

Description. Selon la définition de Şengör & Yılmaz (1981) et Okay & Tüysüz (1999), les Pontides correspondent aux régions situées au nord de la suture Izmir-Ankara-Erzincan. Ce sont des terrains affectés par le plissement alpin mais non métamorphisés, ils montrent également des déformations hercyniennes et cimmériennes (Okay, 2008). La tradition veut que les Pontides soient d'origine laurussienne ou, du moins, aient des affinités avec la marge sud de Laurussia. Les Pontides sont subdivisées en trois ou quatre unités, selon les auteurs: la Zone de Rhodope-Strandja formant la partie européenne de la Turquie, la Zone d'Istanbul (un ou deux fragments selon les auteurs) et la Zone de Sakarya bordant la Mer Noire des Dardanelles au confins du Caucase (Figure 2-3)

2.1.1 La Zone de Rhodope-Strandja

1997	Istranca Terrane - Göncüoğlu et al.
1999	Rhodope-Strandja Zone - Okay & Tüysüz
2001	Strandja Massif - Bozkurt & Oberhänsli
2008	Strandja Massif - Okay
2008	Rhopope-Strandja Zone - Moix et al.

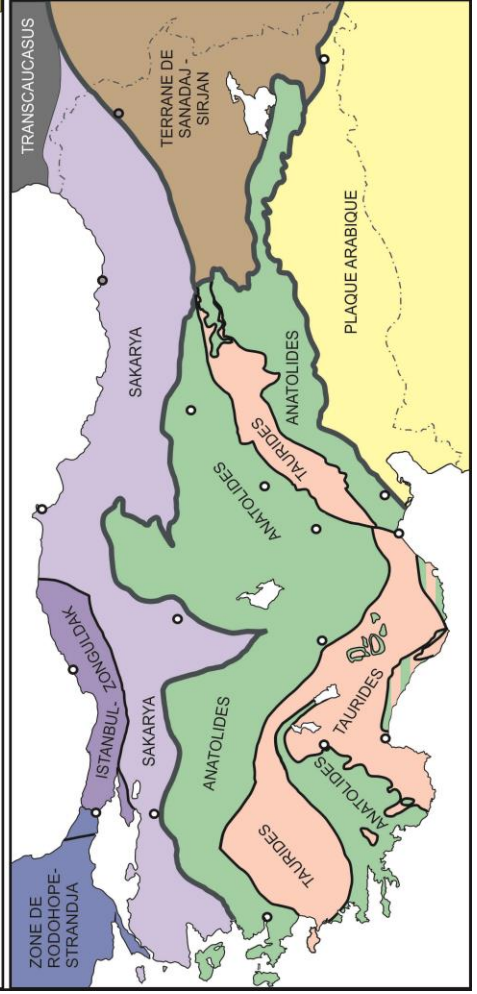
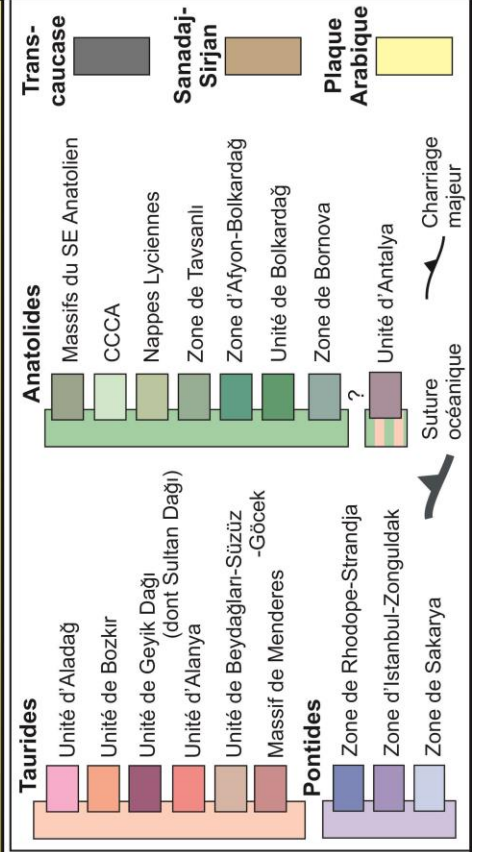
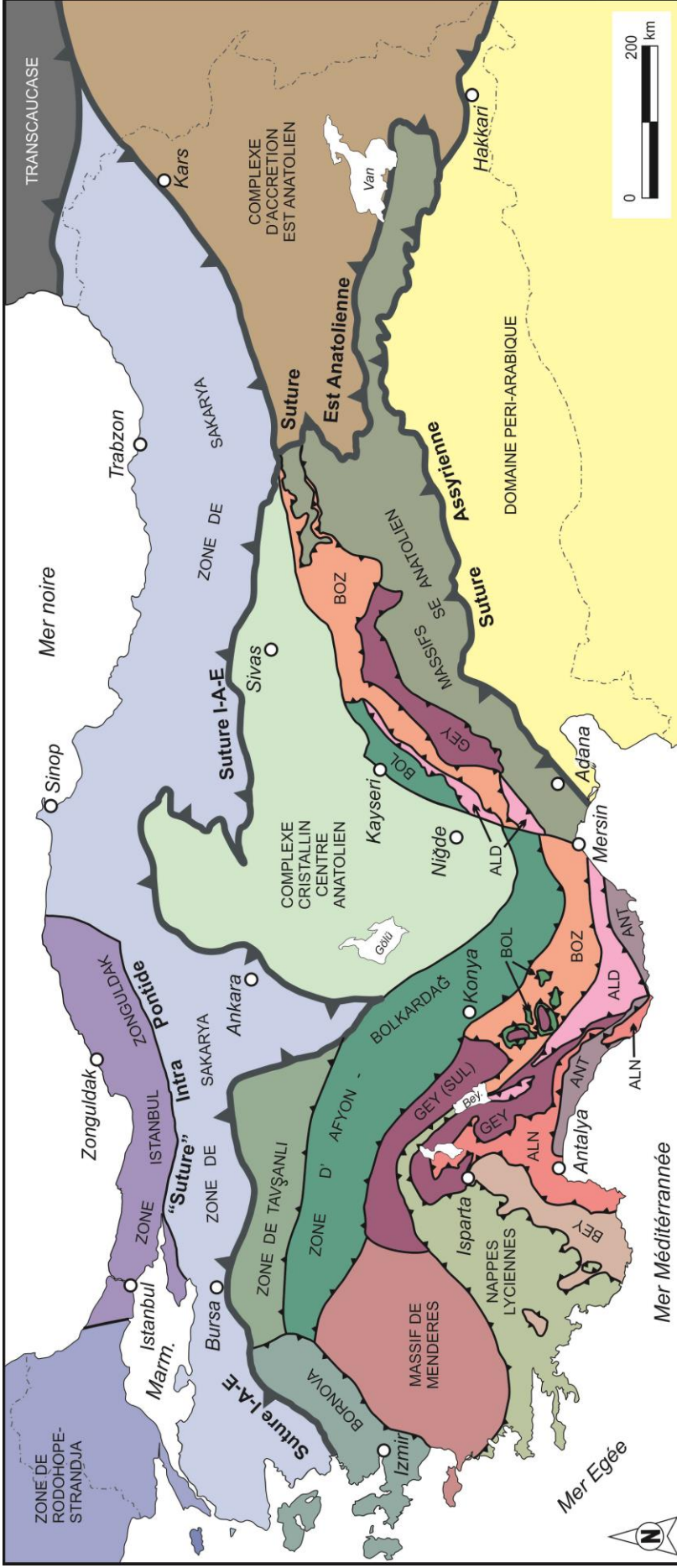
Description. La Zone de Rhodope-Strandja formant la péninsule de Thrace, sur la rive nord de la Mer de Marmara est composée d'un vaste ensemble cristallin hercynien, représenté principalement par des gneiss très déformés et des granites. La couverture est composée d'une séquence mésozoïque incomplète (Figure 2-4). Ces sédiments sont recouverts par des roches volcaniques et volcano-sédimentaires andésitique mises en place au Crétacé supérieur sous forme d'arc volcanique en contexte de subduction (Şengör & Yılmaz, 1981).

Limites et corrélations. La Zone de Rhodope-Strandja correspond au prolongement oriental du Massif de Rhodope formant le socle du sud-est de la Bulgarie et du nord-est de la Grèce. La zone est en contact, au nord, avec les terranes moesiennes du sud de la Bulgarie et du nord de la Grèce mais la limite est couverte par d'épais dépôts cénozoïques composant le Bassin de Thrace (Figure 2-3).

2.1.2 La Zone d'Istanbul-Zonguldak

1963	Istanbul Paleozoic - Abdüsselamoğlu
1984	Istanbul Nappe - Şengör et al.
1993	Istanbul Fragment - Ustaömer & Robertson
1997	Istanbul Terrane - Göncüoğlu et al.
1999	Istanbul Zone - Okay & Tüysüz
2009	Istanbul-Zonguldak Terrane - Kalvoda & Bábek
2012	Istanbul Unit - Özgül

Description. La Zone d'Istanbul-Zonguldak correspond à la région rectangulaire, d'environ 60 km de large et 400 km de long, située le long de la Mer Noire entre Istanbul et Cide (Figures 2-3, 2-4). Traditionnellement, la zone est subdivisée en deux parties, baptisées Istanbul Terrane et Zonguldak Terrane par Göncüoğlu & Kozlu (1998) sur base de différences tectono-stratigraphiques entre l'est et l'ouest mises en évidence par Demirtaşlı (1989).



Le Terrane d'Istanbul (ou Zone d'Istanbul de Moix et al., 2008) est caractérisé par une épaisse séquence sédimentaire paléozoïque reposant sur un socle cristallin cadomien (Chen et al., 2002). La séquence paléozoïque (Figure 2-4) débute par des roches silicoclastiques continentales puis marines, de l'Ordovicien et du Silurien inférieur (Özgül, 2012). Le Silurien supérieur est représenté par des calcschistes et calcaires, dont des faciès récifaux (Formation de Pelitli). La partie inférieure du Dévonien inférieur est constituée de calcaire, tandis que sa partie supérieure (Emsien) est composée de roches silicoclastiques. A partir du Dévonien moyen, les roches sédimentaires (calcaires nodulaires, shales, cherts, radiolarites, dépôts phosphatés) témoignent d'un environnement de dépôt océanique profond. Cette tendance se poursuit par le dépôt de plus de 1500 m de cherts, shales et siltites carbonifères (Groupe de Trakya) dans lesquels s'intercalent des lentilles (ou olistolithes ?) de calcaire viséen (Baykal & Kaya, 1963). Cette séquence sédimentaire est recouverte en discordance par du Trias continental passant à des marnes et calcaires néritiques puis pélagiques (Gedik, 1975, Figure 2-4). Le Jurassique est absent et le Paléozoïque-Trias est couvert en discordance par des roches silicoclastiques du Crétacé supérieur-Paléocène entrecoupées de coulées andésitiques (Dizer & Meriç, 1983).

Le Terrane de Zonguldak (ou Zone de Zonguldak) possède également un socle cristallin néoprotérozoïque faiblement métamorphisé (Ustaömer & Robertson, 1997). Les roches les plus anciennes sur ce socle sont des roches silicoclastiques trémadociennes témoignant d'un environnement côtier et montrant un approfondissement progressif dont l'acmé se trouve dans les schistes à graptolithes de l'Ordovicien supérieur et du Silurien (Figure 2-4). Le sommet du Silurien est tronqué par une discordance angulaire sur laquelle repose le Dévonien inférieur. Le Praguien et l'Emsien sont représentés par des roches silicoclastiques surmontés de calcaires et dolomies (Formation de Yılanlı). Cette dernière formation regroupe l'ensemble des carbonates dévoniens et carbonifères et inclut 500 m de calcaire carbonifère inférieur fossilifère (voir Figure 2-4 et description détaillée dans le chapitre suivant). Le Carbonifère supérieur (formations d'Aladağzı, de Mandere et Karadon, Bozkaya et al., 2012) a été intensivement étudié depuis la découverte, au milieu du XIX^e siècle, de charbon dans le bassin houiller d'Héraclée (Zonguldak). La couverture de la Zone de Zonguldak est composée de roches continentales triasiques (Görür et al., 1997) et surmontée de sédiments marins du Jurassique supérieur au Crétacé, y compris des récifs à rudistes (Masse et al., 2002). Un volcanisme andésitique s'est développé au Crétacé supérieur, témoignant de la mise en place d'un arc volcanique à cette époque.

Figure 2-2 (page précédente): Carte géologique et tectonique de la Turquie et des régions avoisinantes avec mise en évidence des différentes unités et ensembles tectono-stratigraphiques définissant les grands domaines que sont les Pontides, les Anatolides, les Taurides et la Plaque Arabique (détails dans le texte). Sources principales: Görür & Tüysüz (2001), Moix et al. (2008) et Okay (2008), avec de nombreuses adaptations tirées de Ustaömer & Robertson (1993; 1997), Robertson (2000), Eren et al. (2004), Mackintosh & Robertson (2009), Robertson & Ustaömer (2009a) et Vachard & Moix (2011). Légende: les teintes de bleu désignent les Pontides, les teintes de vert désignent les Anatolides, les teintes de rose désignent les Taurides, l'Unité d'Antalya possède une affinité discutable (détails dans le texte). Marm.: Mer de Marmara, Bey.: Lac de Beyşehir, Suture I-A-E: Suture d'Izmir-Ankara-Erzincan, ALD: Unité d'Aladağ, ALN: Unité d'Alanya, ANT: Unité d'Antalya, BEY: Unité de Beydağları-Süzüz-Göcek, BOL: Unité de Bolkadağ, BOZ: Unité de Bozkır, GEY: Unité de Geyik Dağı, SUL: Sultan Dağ. Explications dans le texte.

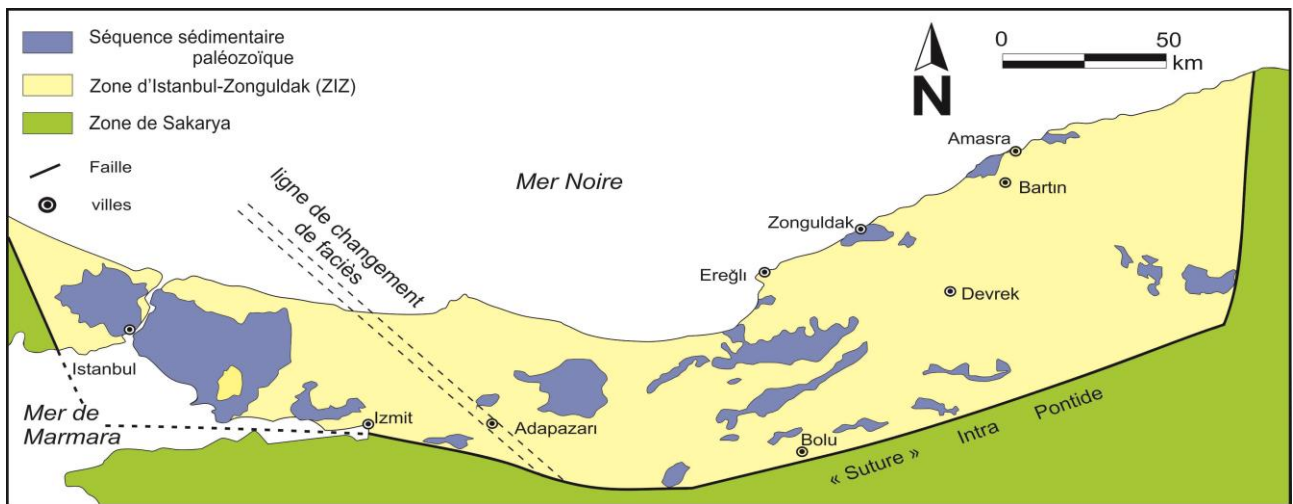


Figure 2-3: Carte géologique schématique de la Zone d'Istanbul-Zonguldak avec les affleurements des séries sédimentaires paléozoïques. Modifié d'Okay et al. (2006).

Les faciès sont plus profonds du côté Zonguldak durant l'Ordovicien-Silurien puis la tendance s'inverse durant le Dévonien et le Carbonifère avec le développement de faciès pélagiques côté Istanbul (Figure 2-4).

Outre les variations lithostratigraphiques entre la Zone de Zonguldak de celle d'Istanbul, les différences sont matérialisées par:

- la présence d'une discordance à la base du Dévonien côté Zonguldak, sous-entendant la présence de déformations calédoniennes non détectées côté Istanbul (Ustaömer & Robertson, 1997);
- une lacune supposée du Carbonifère supérieur côté Istanbul. Notons cependant, que la partie supérieur du Groupe de Trakya a livré des plantes typiquement westphaliennes (Yalçınlar, 1951; 1954), le Carbonifère supérieur y est donc bien présent;
- des indices d'altération des conodontes (CAI) distincts: CAI de 5-6 pour le Dévonien côté Istanbul, sous-entendant une diagenèse plus marquée; et de 1-2 côté Zonguldak témoignant de l'absence de modification thermique dans cette zone (Moix et al., 2008);
- des déformations tectoniques moins marquées dans la Zone de Zonguldak, réputée moins plissée et moins faillée que la Zone d'Istanbul (Okay et al., 2006).

La Zone d'Istanbul-Zonguldak peut donc être considérée soit comme un ensemble de deux (ou plus?) microplaques ("Terrane d'Istanbul" et "Terrane de Zonguldak"); soit comme un seul fragment affecté par un changement de faciès est-ouest. Malgré ces différences, rien n'indique que ces deux zones formaient des unités tectono-stratigraphiques séparées au Paléozoïque. Okay et al. (2006) indiquent qu'il n'existe entre ces deux zones ni sédiment pélagique, ni ophiolite, ni zone métamorphique pouvant témoigner de la présence d'un océan, La "ligne de changement de faciès d'Adapazarı" décrite par Göncüoğlu & Kozlu (1998) n'a de sens que pour les roches triasiques, les affleurements de roches plus anciennes étant séparés de près de 50 km (Figure 2-4). Il est dès lors difficile d'argumenter une rupture claire de faciès. Les assemblages faunistiques (graptolithes, trilobites, conodontes) ordoviciens d'Istanbul et de Zonguldak ne présentent aucune différence notable (Dean et al., 2000), pas plus que les plantes recueillies dans le Carbonifère supérieur (Yalçınlar, 1951; 1954) et les foraminifères viséens (Mamet, 1973; Dîl, 1975; 1976; 1979).

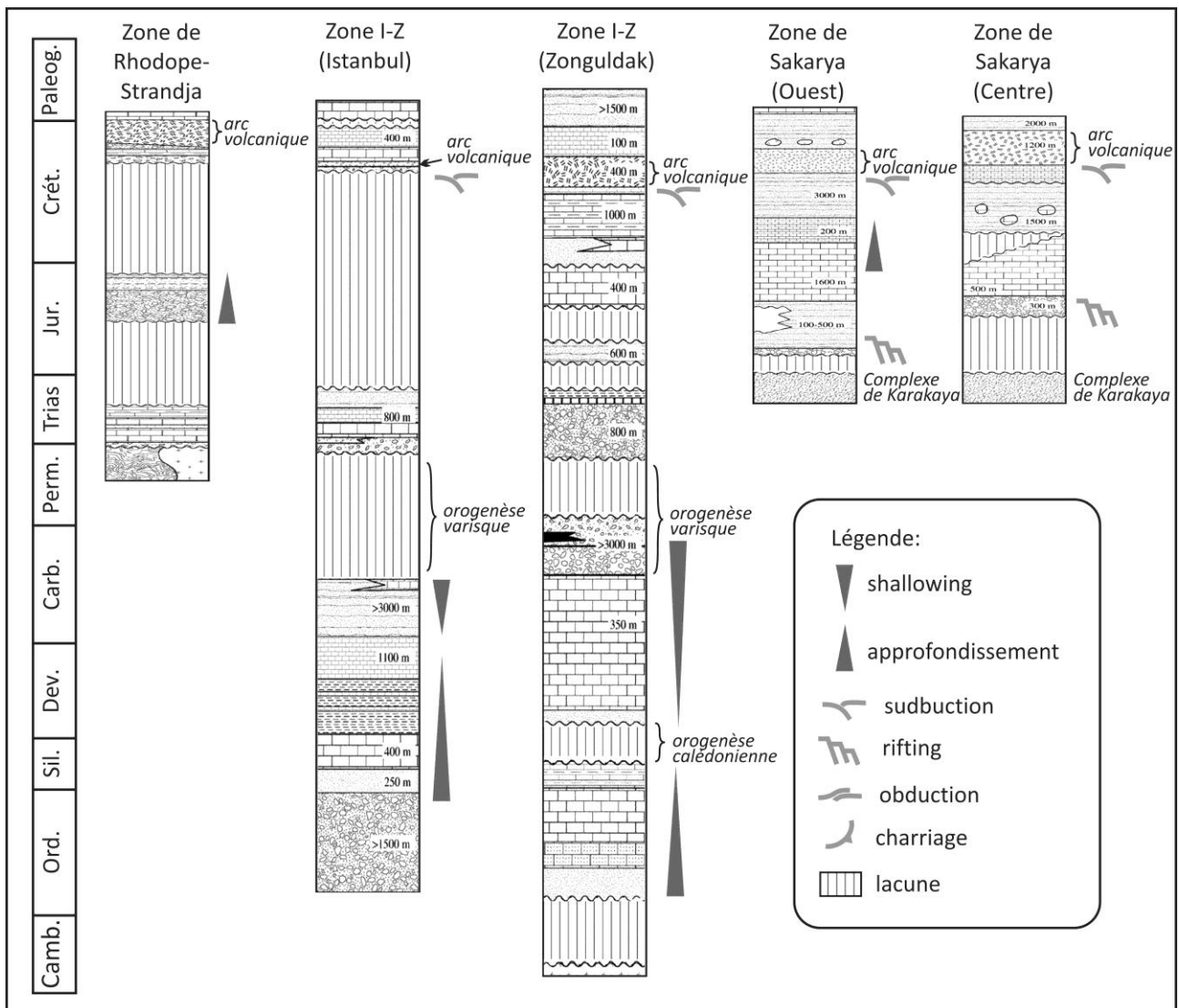


Figure 2-4: Colonnes stratigraphiques synthétiques des Pontides: Zone de Rhodope-Strandja, Zone d'Istanbul-Zonguldak (I-Z) et Zone de Sakarya. Les hachures symbolisent les lacunes. Modifié de Moix et al. (2008).

L'hypothèse que nous retenons est donc la seconde: les différences de faciès s'expliquent par des variations latérales. La présence de faciès peu profonds (calcaires de plate-forme et formations charbonneuses) dans le Carbonifère de Zonguldak et de faciès pélagiques côté Istanbul rappelle la situation semblable existant en Europe de l'Ouest à la même époque, avec un Bassin de Namur-Dinant peu profond passant latéralement aux faciès Culm de l'Allemagne de l'Ouest (Yiğitbaş et al., 1999). La présence de discordance à la base du Dévonien, bien marquée dans les faciès néritiques côté Zonguldak est probablement peu marquée - voire pas du tout enregistrée - dans les shales pélagiques côté Istanbul. Enfin, les différences d'altération affectant les conodontes peuvent être mises en parallèle avec les déformations tectoniques, de la même manière que les déformations et la diagenèse sont très différentes de part et d'autre de la Faille du Midi dans le Bassin de Namur-Dinant. Nous nous rallions donc à l'avis d'Okay et al. (2006) en considérant Istanbul et Zonguldak comme les deux facettes d'un seul fragment continental. Cependant nous préférons utiliser le terme Zone d'Istanbul-Zonguldak (ZIZ) plutôt que Zone d'Istanbul qui porte à confusion.

Limites et corrélations. La Zone d'Istanbul-Zonguldak est limitée à l'Est par la Faille de Crimée occidentale et à l'Ouest par la Faille de la Mer Noire occidentale (Okay, 1989). Sa limite nord est inconnue, reposant sous les sédiments post-crétacés de la Mer Noire (Figure 2-3). Sa limite sud

correspond à la "suture" intra-Pontides (Şengör et al., 1980). Le terme "suture" intra-Pontides est très largement utilisée dans la littérature turque bien qu'il ne s'agisse pas d'une suture océanique matérialisant un hypothétique océan intra-Pontides (Robertson & Ustaömer, 2004). La "suture" correspond à un mélange d'unités issues de la Zone d'Istanbul-Zonguldak et de celle de Sakarya, auxquelles s'ajoutent des roches métamorphiques et des fragments de roches vertes interprétées variablement comme des ophiolites paléozoïques (Yiğitbaş et al., 1999) ou crétacées (Yılmaz et al., 1982). De plus la "suture" coïncide avec la trace en surface de la zone faillée nord-Anatolienne à mouvement décrochant, active depuis le Miocène (Armijo et al., 1999), et les différents fragments de la prétendue suture sont extrêmement dérangés et déformés. La Zone d'Istanbul-Zonguldak est un fragment de la plate-forme d'Odessa, initialement située entre la plate-forme moesienne et la Crimée, c'est-à-dire de la marge sud de Laurussia. Cette marge sud était passive au Paléozoïque et s'est transformée en marge active au Trias, par subduction du Paléotéthys sous Laurussia et la formation de l'arc volcanique qu'est aujourd'hui la Zone de Sakarya (Okay et al., 1994). La translation vers le sud de la Zone d'Istanbul-Zonguldak, entre les failles de la Mer Noire occidentale et de Crimée occidentale, s'est amorcée à l'Albien, lors de l'ouverture de la Mer Noire (Görür, 1988). La Zone d'Istanbul-Zonguldak a rejoint la Zone de Sakarya au Paléocène moyen, fermant l'Océan intra-Pontide, une branche orientale de l'Océan Téthys (Okay, 2008).

2.1.3 La Zone de Sakarya

1966	Pontides (pro parte) - Ketin
1979	Sakarya Massif et Ankara Melange - Gutnic et al.
1981	Sakarya Microcontinent - Şengör & Yılmaz
1983	Sakarya Continent - Görür et al.
1984	Rhodope-Pontide Fragment - Şengör
1990	Sakarya Continent and Pontide Fragment - Yılmaz
1997	Sakarya Composite Terrane - Göncüoğlu et al.
2006	Sakarya Zone - Okay et al.
2010	Sakarya Continent and Pontide Block - Yalçın & Yılmaz

Description. La Zone de Sakarya est un fragment continental allongé selon une direction est-ouest, de 1500 km de long et au maximum 120 km de large s'étendant de la Mer Egée à la Mer Noire (Figure 2-3). Il s'agit de roches très déformées, sur lesquelles reposent un complexe volcano-sédimentaire et une couverture sédimentaire jurassique, le tout métamorphisé. Le socle pré-Jurassique est composé de plusieurs fragments juxtaposés. Okay et al. (1996) en distinguent deux: la Zone de Sakarya s.s. et le Complexe de Karakaya. La première correspond au socle cristallin paléozoïque, le second à un complexe d'accrétion associés à un flysch triasique. Le Complexe de Karakaya est subdivisé en quatre unités tectono-stratigraphiques (Göncüoğlu et al., 1997). (1) Le Terrane d'Uldudağ-Kazdağ, à l'ouest de la zone, est composé de roches sédimentaires paléozoïques métamorphisées dans un faciès schistes bleus. (2) Le Terrane de Yusufeli est constitué de roches basiques et ultra-basiques associées à des sédiments océaniques. Ceux-ci représenteraient des lambeaux de croûte océanique. (3) Le Terrane d'Elekdağ-Cangaldağ est un complexe volcanique de composition basique à intermédiaire, variablement métamorphisé (Şengör et al., 1984; Ustaömer & Robertson, 1993). Cet ensemble a été interprété comme un arc volcanique développé le long de la subduction de l'Océan Paléotéthys sous Laurussia. (4) Le Terrane Central de Sakarya est composé d'un socle cristallin recouvert par le Complexe de Karakaya (Göncüoğlu et al., 1997; Okay et al., 2006). Ce complexe - ou mélange ¹ - est une épaisse séquence silicoclastique grossière incluant des olistolithes, d'âge Dévonien à Permien,

¹ Le terme "mélange" est pris ici dans son sens structural: ensemble de blocs de lithologies variées, empâtés dans une matrice incompetente, d'origine sédimentaire, tectonique ou les deux (Raymond, 1984). Le terme olistostrome désigne un ensemble de blocs (les olistolithes) de tailles et lithologies variées empâtés dans une matrice sédimentaire de type debris-flow ou turbidite. Un olistostrome sous-entend une origine sédimentaire (glissement gravitationnel, Robertson & Ustaömer, 2009b), le terme est dès lors plus restrictif que celui de mélange.

alternant avec des laves basaltiques et des sédiments pélagiques triasiques (Figure 2-4, Bingöl et al., 1975; Okay et al., 2011a). Leven & Okay (1996) et Pille et al. (2010) signalent de petits olistolithes d'âge Viséen supérieur dans la région de Balya. Le Complexe de Karakaya a été intensivement prospecté et étudié ces dernières années (Okay et al., 1991; Okay & Mostler, 1994; Göncüoğlu et al., 2000; Okay & Göncüoğlu, 2004; Okay et al., 2011a; 2011b). Le complexe a été interprété soit comme un prisme d'accrétion lié à la subduction de l'Océan Paléotéthys entre le Carbonifère et le Trias (Bingöl et al., 1975; Okay et al., 1991; Okay & Göncüoğlu, 2004); soit comme des îles océaniques accrétées (Okay & Göncüoğlu, 2004); soit comme le remplissage d'un bassin d'avant-arc développé au sud de la ligne de subduction du Paléotéthys sous la marge sud de Laurussia (Stampfli & Kozur, 2006). A partir du Jurassique, la zone a fonctionné comme une plate-forme carbonatée (Altner et al., 1991).

Limites et corrélations. La Zone de Sakarya est en contact avec la Zone d'Istanbul-Zonguldak au nord, via la "suture" intra-Pontides, et avec la Zone de Rhodope-Strandja par un segment de la Faille Nord Anatolienne caché sous la mer de Marmara (Figure 2-3). La limite sud de la Zone de Sakarya est marquée par la Suture Izmir-Ankara-Erzincan. Celle-ci est formée d'une ceinture ophiolitique affectée d'un métamorphisme albien et associée à des sédiments océaniques du Trias supérieur à Crétacé inférieur (Göncüoğlu et al., 1997).

Interprétation tectonique et paléogéographique. La Zone de Sakarya est un arc volcanique formé au large de la marge sud active de Laurussia. Son sous-bassement est formé par un prisme d'accrétion (dépôts d'avant-arc) incluant des dépôts paléozoïques provenant vraisemblablement de la marge sud de Laurussia (Stampfli & Kozur, 2006). L'arc volcanique a été actif entre le Trias et le Paléocène (Okay et al., 1996).

2.2 LES ANATOLIDES

1966	Anatolides and Taurides - Ketin
1981	Anatolide-Tauride Platform - Şengör & Yılmaz
1990	Menderes-Taurus Block and Kirşehir Block - Yılmaz
1996	Anatolide-Tauride Block - Okay et al.
1997	Anatolide-Tauride Composite Terrane - Göncüoğlu et al.
1997	Anatolides - Göncüoğlu et al.
2000	Anatolides-Taurides Unit - Göncüoğlu et al.
2003	Anatolide-Tauride Zone - Kalvoda
2008	Anatolide-Taurides Terrane - Okay
2008	Anatolian Terrane - Moix et al.

Remarque préliminaire concernant l'ensemble Anatolides et Taurides. Géographiquement l'Anatolie correspond à toute la péninsule anatolienne, l'Asie Mineure. Le Taurus correspond à la chaîne de montagne d'orientation est-ouest occupant le sud de l'Anatolie (Taurus s.s. à l'ouest et Anti-Taurus à l'est). Géologiquement, la distinction Anatolides-Taurides est plus délicate, comme l'indiquait déjà Ketin (1966). Les Anatolides correspondent - approximativement - aux unités métamorphiques dépourvues de couverture sédimentaire, formant la partie centrale de l'Anatolie (Okay & Tüysüz, 1999). Les Taurides correspondent - approximativement - à la couverture sédimentaire, principalement carbonatée, affleurant sous forme de nappes tectoniques dans les montagnes du Taurus (Gutnic et al., 1979; Okay & Tüysüz, 1999; Okay, 2008). Dans la littérature, les Anatolides sont indissociables des Taurides. Le terme Anatolide-Tauride (cf. Anatolide-Tauride Platform, Anatolide-Tauride Block) est d'usage commun, démontrant la difficulté, voire la confusion qu'entraîne la distinction entre Anatolides et Taurides (apparaissant tantôt au singulier, tantôt au pluriel...). Les auteurs turcs utilisent le plus souvent le terme "Anatolide-Tauride Block" introduit par Yılmaz (1990) ou "Anatolide-Tauride Platform" introduit par Şengör & Yılmaz (1981) en voyant les deux unités comme un ensemble unique. Cependant, des travaux plus récents tendent à prouver que les Anatolides

et les Taurides représentent deux ensembles distincts. Okay (2008) introduit le terme Anatolide-Taurides Terrane en précisant que ce terrane regroupe deux fragments continentaux de composition proche mais d'origine distincte. Moix et al. (2008) les dissocient en Anatolian Terrane et Taurus Terrane, caractérisés par des successions tectono-stratigraphiques distinctes révélant des origines et histoires géologiques différentes (voir discussion plus loin). Nous nous rallions à la conception de Moix et al. (2008) en considérant d'une part les Taurides (Taurus Terrane) et d'autre part, les Anatolides (Anatolian Terrane). Notons que le terme Anatolide-Tauride Block n'a de sens qu'à partir du Crétacé supérieur, période à laquelle les deux zones forment un ensemble unique supportant une plate-forme carbonatée. La distinction est basée sur les travaux de Stampfli et ses collaborateurs (Stampfli et al., 1991; 1998; Stampfli, 2000; Stampfli & Borel, 2002) qui ont montré que les Anatolides sont issues de Laurussia, tandis que les Taurides sont d'origine gondwanienne. Cependant nous avons préféré l'usage du terme d'Anatolides, au pluriel, comme les Taurides, car divisées en Anatolides orientales, centrales et occidentales.

Description. Les Anatolides forment une bande de 800 km orientée selon une direction est-ouest, s'étendant depuis la Mer Egée jusqu'au Lac Van dans l'Est de la Turquie. Sa largeur varie d'une centaine de kilomètres à l'ouest, à 600 km dans sa partie centrale. Dans la définition classique, les Anatolides sont composées de roches cristallines, principalement métamorphiques, par opposition aux Taurides composées de roches sédimentaires. Dans le détail, la distinction n'est pas simple car de nombreuses séquences sédimentaires ont été décrites dans les Anatolides, reposant sur un socle principalement métamorphique. A l'inverse, des ensembles métamorphiques et magmatiques sont connus dans les Taurides.

Les Anatolides comprennent plusieurs blocs et unités tectono-stratigraphiques bien caractérisés et limités par des charriages majeurs. Il s'agit, d'ouest en est, des zones de Bornova, de Tavşanlı et d'Afyon-Bolkardağ, et les Nappes Lyciennes formant les Anatolides occidentales; le Complexe Cristallin Centre-Anatolien (CCCA), formant les Anatolides centrales; ainsi que des massifs de Munzur Dağ, Malatya, Pütürge, Bitlis et Keban formant les Anatolides orientales. La description et l'interprétation des Anatolides ci-dessous, sont empruntées, pour majeure partie, à Moix et al. (2008).

Le substratum des Anatolides est formé d'un flysch à olistolithes siluriens à carbonifères, mis en place dans un bassin d'avant-arc ayant évolué, au Permo-Trias, en arc volcanique surmontant un prisme d'accrétion. Les Anatolides ont une origine laurussienne et ont été détachées de la marge active du continent par "slab roll-back" dès le Trias inférieur. Une série de bassins d'arrière-arc se sont ouverts sous forme de rift entre les Anatolides et Laurussia à cette époque, créant de la croûte océanique. Ces bassins d'arrière-arc sont dénommés Océan de Pindos-Huğlu (Stampfli & Borel, 2002) et Océan de Küre (Ustaömer & Robertson, 1997; Kozur et al., 2000). Les sédiments comblant ces bassins d'arrière-arc sont des dépôts volcaniques et volcano-sédimentaires. La partie sud des Anatolides est caractérisée par des ophiolithes crétacées surmontées par une plate-forme carbonatée maastrichtienne s'étendant également sur les Taurides (Gutnic et al., 1979). Le métamorphisme est tardi-crétacé et lié à la subduction de la croûte océanique du Paléotéthys sous la marge sud des Anatolides et la collision avec les Taurides. Les caractères distinctifs des unités formant les Anatolides sont:

- un socle constitué de dépôts de bassin d'avant-arc (prisme d'accrétion) silurien à carbonifère;
- la présence d'un arc volcanique triasique formé d'une épaisse séquence volcano-sédimentaire;
- des lambeaux ophiolithiques et un métamorphisme régional datés du Crétacé supérieur.

Limites et corrélations. La limite nord des Anatolides est matérialisée par la suture d'Izmir-Ankara-Erzincan. La limite sud, très discutée, est plus délicate à positionner. En effet, plusieurs nappes allochtones (Nappes Lyciennes, Massif de Bitlis, etc.) appartiennent clairement aux Anatolides, mais ont été charriées très au sud sur les Taurides (Figure 2-3). La frontière sud des Anatolides est donc plus diffuse et correspond grossièrement au front de charriage éocène démembrant la suture du Paléotéthys (Moix et al., 2008; 2011; Vachard & Moix, 2011). Les Anatolides, dans leur ensemble, peuvent être corrélées au Terrane de Sitin-Arna dans les Héliénides, qui constitue également la marge passive sud de l'Océan de Pindos-Huğlu. Au Paléozoïque, le prolongement oriental des Anatolides, correspondait à la future Zone de Sakarya.

Interprétation tectonique et paléogéographique. Les Anatolides font partie du Superterrane galate (ou European Hunnic Superterrane² de Stampfli et al., 2002), c'est-à-dire la partie ouest de Hunia ou Hun Superterrane de Stampfli, 2000), détachée de la marge nord du Gondwana au Silurien supérieur et accrétée à la marge sud de Laurussia au Carbonifère supérieur au cours du cycle varisque (Stampfli et al., 2002). Le socle des Anatolides contient des olistolithes paléozoïques provenant du démantèlement d'une plate-forme bordant, à cette époque, la marge sud de Hunia/Galatea, dans le prolongement des Dinarides, de la Montagne Noire et de l'Ossa-Morena. La Zone de Tavşanlı, formant la bordure nord des Anatolides occidentales correspond à la marge nord du terrane, très métamorphisée lors de la collision avec la Zone de Sakarya au Crétacé. Les Nappes Lyciennes et les massifs du Sud-Est anatolien sont des nappes anatoliennes charriées sur les Taurides et démembrées au Trias supérieur lors de la collision Anatolides-Taurides puis charriées une seconde fois à l'Eocène lors de la collision avec la Plaque Arabique.

2.2.1 La Zone de Bornova

1997	Küthaya-Bolkardağ Belt (pro parte) - Göncüoğlu et al.
2000	Izmir-Ankara Zone - Robertson & Pickett
2000	Karaburun Zone - Göncüoğlu & Kozlu
2008	Bornova Flych Zone - Okay
2009	Bornova Zone - Robertson & Ustaömer
2011	Karaburun Belt - Vachard & Moix

Description. La Zone de Bornova s'étend sur environ 230 km dans une direction est-ouest et 50 à 90 km selon une direction nord-est-sud-ouest (Figure 2-3). Cette zone est couverte par une unité très épaisse de roches silicoclastiques grossières incorporant des blocs métriques à pluri-kilométriques de carbonates de plate-forme, de calcaires à faciès pélagique, de radiolarites, de serpentinites et de roches volcaniques basiques (Okay et al., 1996, Figure 2-5). La matrice silicoclastique est datée du Crétacé supérieur-Paléocène, les blocs sont d'âge Mésozoïque et proviennent du démembrement d'une plate-forme carbonatée jurassique-crétacée. Le socle de la Zone de Bornova est mal connu si ce n'est dans la Péninsule de Karaburun, à l'ouest d'Izmir où il affleure dans de bonnes conditions. Il s'agit d'un olistostrome épais de 4 km, mis en place entre le Carbonifère inférieur et le Trias (Mélange de Karaburun, Erdoğan et al., 1990) et incluant des olistolithes d'âge silurien à carbonifère inférieur (calcaires et cherts pélagiques) et carbonifère supérieur (calcaires néritiques, Erdoğan et al., 1990; Robertson & Ustaömer, 2009b). Cet olistostrome est interprété comme un prisme d'accrétion

² Les terranes hunniques (Hunia ou Hun Superterrane, regroupant la plupart des territoires dévastés par les Huns d'Attila au Ve siècle) forment un long ruban détaché du Gondwana, séparé en deux (terrane hunniques européens et asiatiques) par une hypothétique faille transformante. Les terranes hunniques européens, dénommé également terrane galates sont composés des fragments continentaux Armorica (Bretagne, Iberie, Ossa-Morena et Saxo-Thuringie), du Bloc Cantabria-Aquitanaise-Ligérie-Moldanubia et du Bloc Alboran-Adria-intra-Alpin-Cetique-Dinarides-Hellenides-Anatolides. Les terranes hunniques asiatiques, regroupent les blocs de Karakum-Turan, Tarim, N. Chine, S. Chine, N. Tibet et Indochine (Stampfli et al., 2002).

paléozoïque en partie remanié par l'exhumation du prisme lors de la mise en place d'un bassin d'arrière-arc au Trias (Rosselet et al., 2003).

Limites et corrélations. La Zone de Bornova est limitée au nord par la suture d'Izmir-Ankara-Erzincan et à l'est par la faille bordière nord du Massif de Menderes (Figure 2-3). La zone peut être suivie vers l'ouest où l'olistostrome carbonifère-triasique a été identifié sur l'île grecque de Chios (Zanchi et al., 2003; Robertson & Ustaömer, 2009a). Celui-ci est daté du Carbonifère inférieur grâce à des turbidites carbonatées interstratifiées dans la matrice ayant livré des algues et foraminifères viséens (Besenecker et al., 1968). Des olistolithes de calcaire néritique fossilifère ont été signalés dans la partie nord-ouest de l'île (Besenecker et al., 1968; Robertson & Ustaömer, 2009b).

2.2.2 La Zone de Tavşanlı

1997 Küthaya-Bolkardağ Belt (pro parte) - Göncüoğlu et al.

Description. La Zone de Tavşanlı s'étend sur 250 km de long de 50 km de large (Figure 2-3). Elle est constituée d'une importante unité métamorphique dérivant de roches sédimentaires permotriasiques métamorphisées dans la zone des schistes bleus au Crétacé supérieur (Sherlock et al., 1999). La partie occidentale est localement recouverte par des lambeaux de flysch à olistolithes identique à celui de la Zone de Bornova voisine (Göncüoğlu et al., 1997).

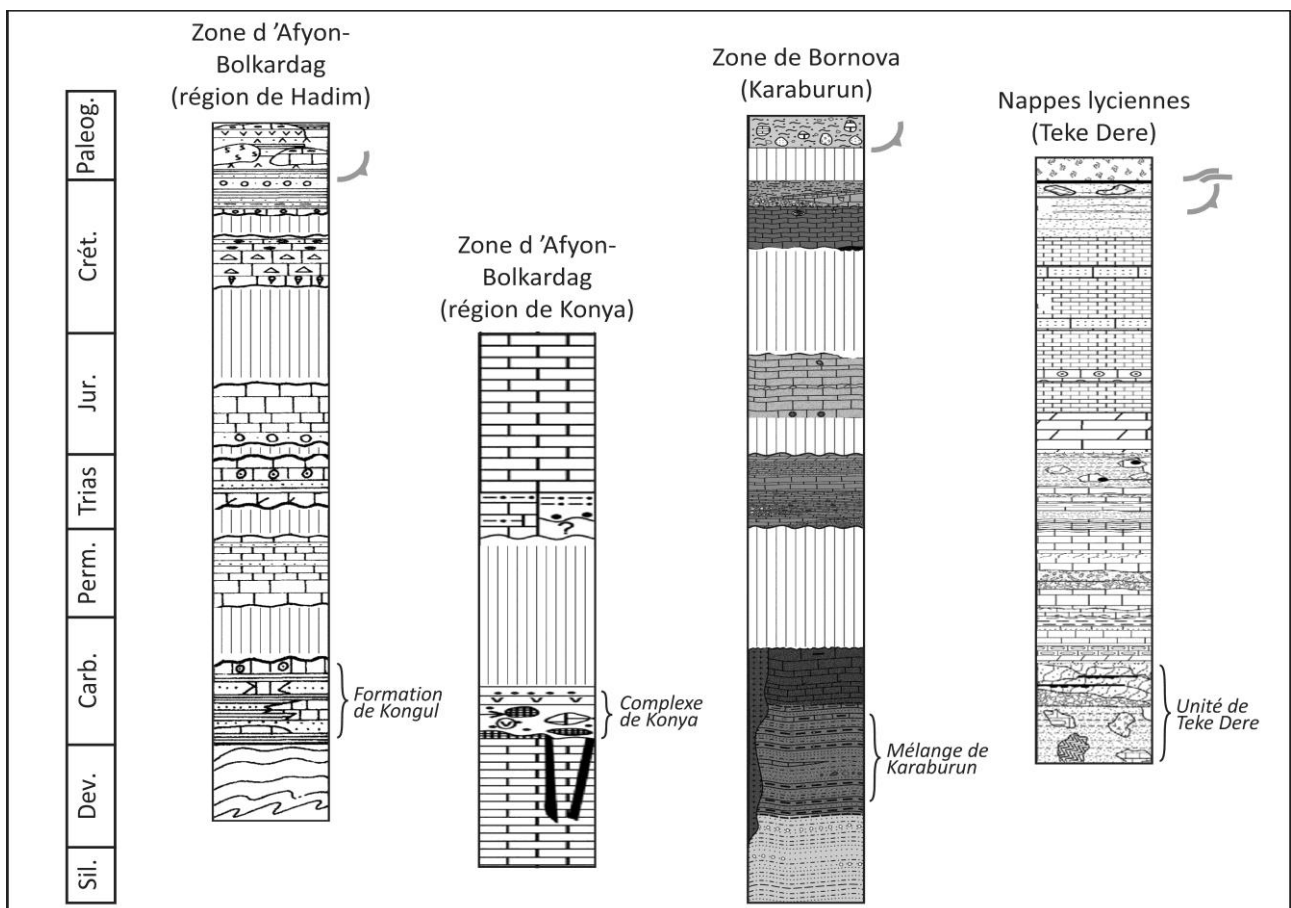


Figure 2-3: Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des Anatolides (Nappes Lyciennes, Zone de Tavşanlı, Afyon-Bolkardağ et Bornova). Modifié d'Özgül (1997: Hadım), de Robertson & Ustaömer (2009: Konya), de Çakmakoglu & Bilgin (2006: Karaburun) et Vachard & Moix (2011: Teke Dere). Légende en Figure 2-4.

Limites et corrélations. La Zone de Tavşanlı est limitée au nord par la suture d'Izmir-Ankara-Erzincan et au sud par la faille de charriage d'Afyon qui la sépare de la zone du même nom. La zone a été rapporté à l'unité d'Ambelakia formant le sous-bassement des Cyclades du Nord (Stampfli et al., 2003).

2.2.3 La Zone d'Afyon-Bolkardağ

- 1971 Beyşehir-Hoyran Nappes (pro parte) - Brunn et al.
- 1976 Bolkar Dağı Birliği - Özgül
- 1984 Bolkardağ Unit - Özgül
- 1997 Küthaya-Bolkardağ Belt (pro parte) - Göncüoğlu et al.
- 2000 Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes - Robertson
- 2008 Beyşehir-Hoyran Nappes - Moix et al.
- 2011 Afyon-Bolkardağ Zone - Robertson & Ustaömer

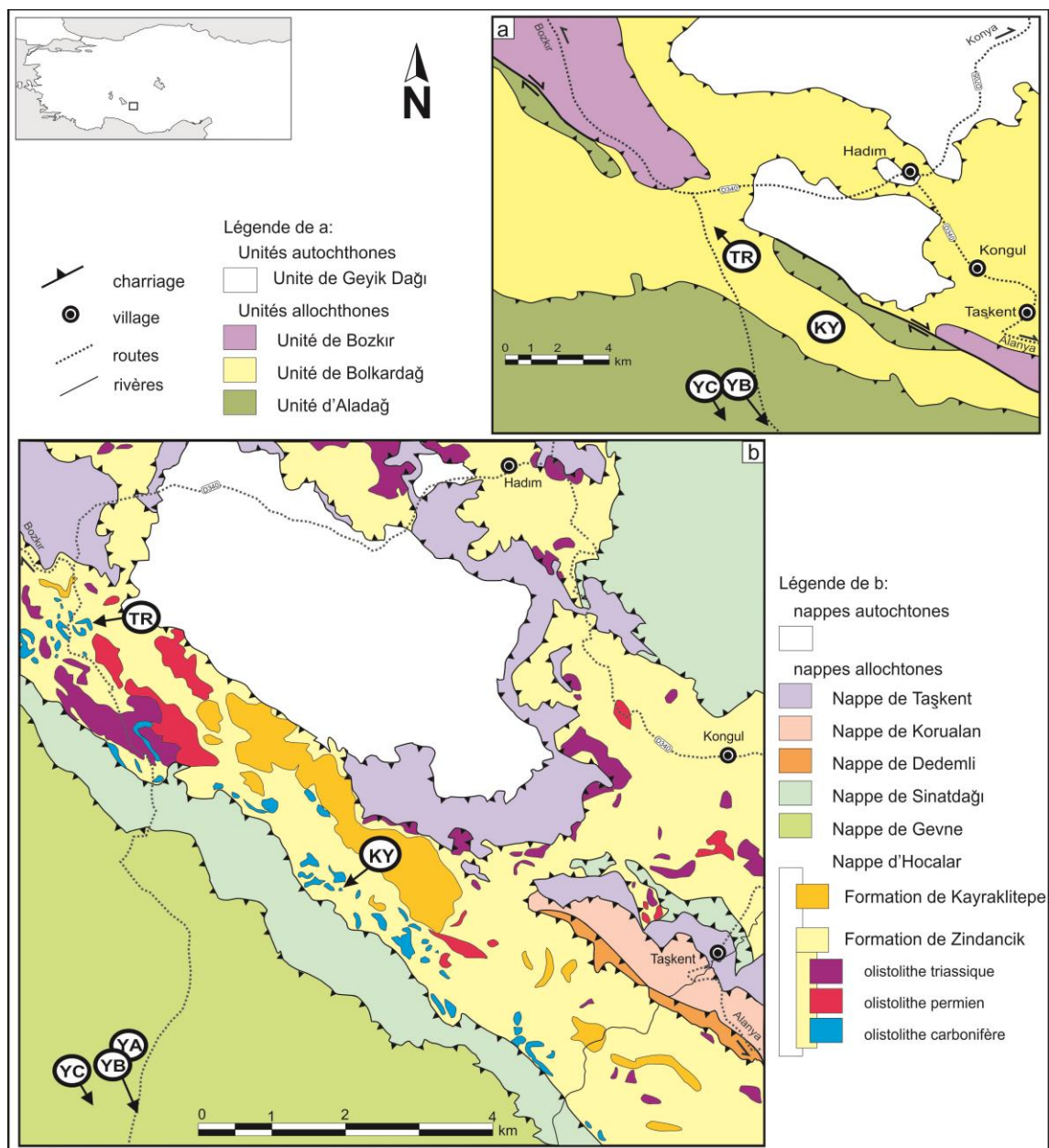


Figure 2-4: Cartes géologiques schématiques des Anatolides et Taurides centrales dans la région de Hadim. Comparaison entre (a) l'interprétation d'Özgül (1984; 1997) et (b) celle de Turan (2000; 2001).

Description. La Zone d'Afyon-Bolkardağ est constituée de deux ensembles: la Zone d'Afyon dans les d'Afyon était autrefois considérée comme un massif entièrement métamorphique. Des travaux récents (Robertson & Pickett, 2000; Robertson & Ustaömer, 2009a) ont montré que le métamorphisme de type schistes verts était irrégulièrement distribué et que de vastes zones n'étaient que peu ou pas métamorphisées. La succession sédimentaire a pu être caractérisée dans la région de Konya (Anatolides centrales). Le Paléozoïque y est représenté par le Complexe de Konya (Robertson & Ustaömer, 2009a) qui comprend des calcaires néritiques d'âge silurien à carbonifère inférieur (Unité de Bozdağ, Eren, 1993; Eren et al., 2004). L'unité supérieure est un mélange qui contient des blocs de calcaires de même faciès et âge que ceux formant l'unité de Bozdağ, associés à des blocs de radiolarite et calcaire pélagique, également siluriens à carbonifères (Figure 2-5). Le Complexe de Konya est interprété comme un ensemble cohérent dont les deux unités (calcaires et mélange) se succèdent stratigraphiquement et latéralement. Robertson & Ustaömer (2011) y voient une plate-forme carbonatée siluro-carbonifère progressivement démembrée en olistostrome lors de l'accrétion le long d'une marge active. Eren et al. (2004) en font un dépôt de bassin d'avant-arc tandis que Göncüoğlu et al (2007) l'interprètent comme le résultat du démantèlement d'une plate-forme carbonatée disséquée par un rift.

La composition du Complexe de Konya n'est pas sans rappeler la succession rencontrée dans l'Unité de Bolkardağ sensu Özgül (1976; 1984). Sous ce terme, Özgül (1976; 1984) désigne les terrains situés dans le Nord du Taurus central, entre les massifs métamorphiques d'Anatolie centrale et la ceinture des Taurides (Figure 2-6). La succession stratigraphique débute par des roches silicoclastiques et carbonatées dévoniennes (Figure 2-5). Un métamorphisme régional affecte ces roches dans un faciès schistes verts.

Le Carbonifère inférieur, présentant des faciès néritique, montre un métamorphisme moins poussé. Le Permien et le Trias sont discordants (Figure 2-5). Le Jurassique est transgressif et surmonté d'une large plate-forme carbonatée ayant fonctionné jusqu'à la fin du Crétacé. Özgül (1976) donne une description de la Formation de Kongul (Dévonien et Carbonifère inférieur), composée de lentilles de calcaire bioclastique alternant avec des niveaux de quartzite, de siltite et de shale. Turan (2000; 2001) ayant travaillé dans la même région, interprète ces lentilles comme des olistolithes dévoniens, carbonifères et permien empâtés dans un flysch triasique (Figure 2-6). L'âge du flysch n'est pas contraint (Turan, 2001) mais la nature olistolithique du Carbonifère inférieur est confirmée par la découverte de fragments d'un bioherme viséen supérieur, sous forme d'olistolithe, dans la coupe de Kongul Yayla (Denayer & Aretz, 2012). Nous nous rallions à l'interprétation de (Robertson & Ustaömer, 2009a; 2011), arrivés à une conclusion similaire par l'observation d'olistolithes dévoniens et carbonifères (calcaires légèrement métamorphiques) dans la région de Konya. Ils incluent d'ailleurs cette région à la Zone d'Afyon-Bolkardağ (Figure 2-5).

Limites et corrélations. La faille d'Afyon limite, au Nord, la Zone d'Afyon-Bolkardağ. La frontière avec les Taurides, au sud, est matérialisée par un chapelet de lambeaux ophiolithiques composant le front ophiolithique anatolien de Moix et al. (2008), qui correspond vraisemblablement à un tronçon de la suture du Paléotéthys, démembré et très tectonisé. Ce front, visible dans la partie occidentale des Anatolides se perd sous la couverture miocène dans la partie centrale des Anatolides. Stampfli et al. (2003) corrèlent la Zone d'Afyon-Bolkardağ avec le Terrane de Sitia-Arna des Hellenides externes.

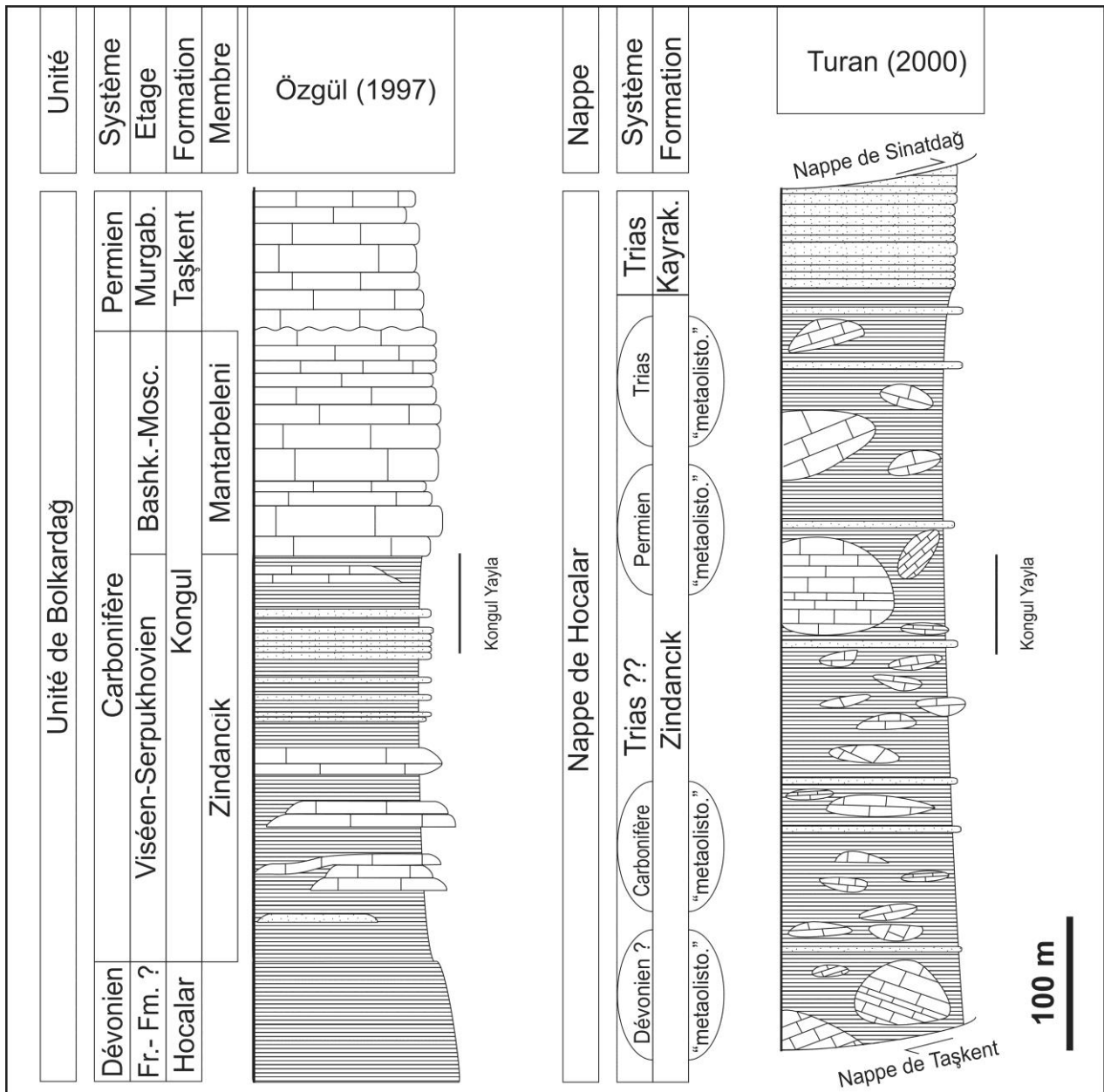


Figure 2-5: Comparaison des successions lithostratigraphiques dans l'Unité de Bolcardağ d'après Özgül (1997) et Turan (2000). La position stratigraphique approximative de la coupe de Kongul Yayla est également indiquée. Légende: Fr.-Fm.: Frasnien et Famennien, Bashk.-Mosc.: Bashkirien et Moscovien, "métaolisto.": metaolitostronu (olistolithes métamorphisés d'après Turan, 2000). Kayrak.: Formation de Kayraklıtepe.

2.2.1 Le Complexe Cristallin Centre-Anatolien

- 1979 Kirşehir-Niğde metamorphic Massif - Gutnic et al.
- 1984 Kirşehir Block - Görür et al.
- 1996 Central Anatolian Crystalline Complex - Eroler & Göncüoğlu
- 1999 Kirşehir Massif - Okay & Tüysüz

Description. Le Complexe Cristallin Centre-Anatolien (CCCA) est un vaste ensemble de terrains métamorphiques dont les principaux sont les massifs de Kirşehir, d'Akdağ, de Niğde et de Hırkadağ. Le métamorphisme est intense et affecte des roches principalement sédimentaires, vraisemblablement paléozoïques (Whitney & Hamilton, 2004). Le métamorphisme est tardi-crétacé (Whitney et al., 2003).

Une couverture post-maastrichtienne ainsi que le complexe volcanique et volcano-sédimentaire néogène de Cappadoce complète la succession du CCCA (Whitney & Dilek, 2001).

Limites et corrélations. La suture d'Izmir-Ankara-Erzincan limite au nord le CCCA (Figure 2-3). Sa frontière sud avec les Taurides et la Zone d'Afyon-Bolkardağ est plus discutée. Şengör et al. (1980) et Görür & Tüysüz (2001) érigent en Suture Interne des Taurides (Inner Tauride Suture) les lambeaux ophiolitiques connus au sud du complexe.

2.2.2 Les Nappes Lyciennes

1967	Nappes Lyciennes - de Graciansky et al.
1971	Lycian Nappes - Brunn et al.
1987	Southern Nappes of the Taurus - Gedik
2000	Lycian Allochton - Robertson & Pickett

Description. Les Nappes Lyciennes occupent l'angle sud-ouest de la Turquie, entre le Massif de Menderes et Le Beydağları (de Graciansky et al., 1967; Brunn et al., 1971, Figure 2-3). Elles sont formées d'un empilement de nappes tectoniques rangées en trois ensembles par Brunn et al. (1971): les Séries autochtones, le Complexe intermédiaire et la Nappe de Marmaris. Le Massif de Menderes, le Süzüz Dağ et le Beydağları représentent l'autochtone relatif des Nappes Lyciennes. Le Complexe intermédiaire regroupe une quinzaine de nappes charriées composées de roches dévoniennes à maastrichtiennes (de Graciansky et al., 1967; Brunn et al., 1971; Poisson, 1977; Collins & Robertson, 1997; Collins & Robertson, 1998). Vachard & Moix (2011) indiquent que ces nappes ont vraisemblablement des origines paléogéographiques distinctes (travaux en cours de Moix et collègues). L'une de ces nappes, l'unité de Teke Dere, comprend des roches carbonifères à faciès pélagique (Kozur et al., 1999) remaniées en olistostrome (Vachard & Moix, 2011)¹; Stampfli et al. (2013) y voient le résultat du démantèlement d'une île océanique ou d'un guyot. La nappe la plus supérieure, la Nappe de Marmaris est composée d'ophiolithes maastrichtiennes témoignant de l'obduction de croûte océanique entre les Taurides et les Anatolides (Stampfli & Borel, 2004, Figure 2-5).

Limites et corrélations. Les Nappes Lyciennes reposent sur les massifs autochtones de Menderes et Süzüz Dağ à l'Ouest, (Nazik & Groos-Uffenorde, 2011) et de Beydağları, à l'Est. (Moix et al., 2008; 2011; Vachard & Moix, 2011) corrélient les Nappes Lyciennes avec les Anatolides (Nappe de Beyşehir-Hoyran), l'Unité d'Antalya et les Massifs du Sud-Est Anatolien, représentant des nappes anatoliennes allochtones, charriées sur les Taurides.

2.2.3 Les Massifs du Sud-Est Anatolien

1979	Malatya-Pürtürge-Bitlis metamorphic massifs - Gutnic et al.
1990	Nappes region - Yilmaz
1997	Bitlis Zone (pro parte) - Göncüoğlu et al.
1999	Anatolide-Tauride Block (pro parte) - Okay & Tüysüz
2008	Bitlis Massif - Okay
2008	Allochtonous Anatolian Nappes - Moix et al.

Description. Cet ensemble de "petites" unités, assez mal connus forme l'aile sud-est des Anatolides qui s'étend sur près de 1000 km entre le Golfe d'Adana et la frontière iranienne (Figure 2-3). Il s'agit, d'ouest en est, des Massifs d'Andirin, de Munzur Dağ, de Malatya, de Pürtürge, de Keban et de Bitlis. Tous ces massifs sont représentés par des roches phanérozoïques fortement métamorphisées

reposant sur un socle cristallin précambrien (Çağlayan et al., 1984; Göncüoğlu & Turhan, 1984). Ces massifs sont très déformés par la Faille Est-Anatolienne qui les traverse (Hempton, 1985).

Limites et corrélations. Les Massif de Sud-Est Anatolien sont limités au nord par des failles de charriage associées à la déformation alpine, constellées de petits lambeaux ophiolithiques. Leur frontière sud correspond à la Suture Assyrienne (Suture du Zagros) matérialisée par un chapelet d'ophiolithes du Sud-Est Anatolien.

2.3 LE COMPLEXE D'ACCRÉTION EST-ANATOLIEN

1981 East Anatolian Accretionary Complex (EAAC) - Şengör & Yılmaz
1984 Eastern Taurides - Özgül

Description. Ce complexe est le moins étudié de Turquie. Il est sensé être composé d'un empilement de nappes fortement métamorphisées (Şengör & Yılmaz, 1981). La lithostratigraphie dominée par la série mésozoïque mais pratiquement inconnue.

Limites et corrélations. Ce complexe occupant une vaste surface de l'est de la Turquie n'est que l'éperon occidental du terrane iranien de Sanandaj-Sirjan (Moix et al. 2008, Figure 2-3). Celui-ci constitue l'équivalent paléogéographique oriental des Taurides, car issus des terranes hunniques asiatiques détaché de la marge nord du Gondwana au Permien.

2.4 LES TAURIDES

1966 Taurides - Ketin
1976 Taurides - Özgül
1984 Taurus Belt - Demirtaşlı
1997 Taurides - Göncüoğlu et al.
1998 Tauride-Anatolide Composite Terrane (pro parte) - Kozur & Göncüoğlu
2001 Menderes-Taurus Platform - Görür & Tüysüz
2008 Taurus Terranes - Moix et al.
2010 Taurides - Yalçın & Yılmaz

Description. Dans la définition originale de Ketin (1966), les Taurides composent la séquence sédimentaire des monts du Taurus. Y sont cependant inclus plusieurs ensembles métamorphiques (dont le Massif de Menderes). Özgül (1976) a divisé les Taurides en trois parties: les Taurides occidentales, centrales, et orientales. Leurs limites correspondent à deux failles de décrochement dextres: la Faille d'Ecemiş, située entre Antalya et Alanya, et la Faille de Kirkkavak, à l'ouest d'Adana. Ces deux failles étant récentes (post-Miocène), elles démembrent des unités tectono-stratigraphiques qui s'étendent d'est en ouest et qui sont présentes à la fois dans les Taurides, centrales et orientales. Il s'agit d'un empilement de vastes nappes charriées les unes sur les autres entre le Crétacé supérieur et l'Eocène (Özgül, 1984). D'un point de vue géodynamique, les Taurides sont formées de deux ensembles: l'un autochtone (massifs de Menderes et Beydağları, Unité de Geyik Dağı) et l'autre allochtone, composé de nappes (Unités d'Aladağ, Bozkır, Anlanya).

Les caractères diagnostiques des Taurides sont:

- Une composition calcaire dominante aussi bien au Paléozoïque qu'au Mésozoïque (Özgül, 1976), particulièrement bien représentée par les calcaires de plate-forme permo-triasiques.
- L'absence de déformation varisque et de métamorphisme associé (Moix et al., 2008).

- Une phase de déformation eo-cimmérienne (fermeture du Néotéthys) marquée par une discordance au Trias supérieur associée des dépôts détritiques de type flysch à olistolithes (Gutnic et al., 1979);
- Des déformations alpines crétacées-éocènes (plus une phase tardive éo-miocène) matérialisées par un empilement de nappes tectoniques.

L'interprétation générale des Taurides, formulée par Brunn et al. (1971), Monod (1977), Argyriadis (1978), Gutnic et al. (1979) et reprise par Şengör & Yılmaz (1981) et Şengör et al. (1984) est celle d'une longue plate-forme carbonatée ayant fonctionné du Dévonien supérieur au Crétacé. Cette interprétation, très générale, fait office de dogme encore à l'heure actuelle car aucune étude récente n'a pu apporter d'alternative. De la même manière, il est acquis que cette plate-forme bordait la marge nord du Gondwana (Şengör & Yılmaz, 1981) et ne s'est détaché de celle-ci qu'au cours du Permien (Stampfli et al., 1991; Stampfli, 2000). La séparation de la plate-forme taurique du Gondwana correspond à l'ouverture progressive de l'Océan Néotéthys d'est (Australie) en ouest (Méditerranée) entre le Carbonifère supérieur et le Permien supérieur.

Le découpage et la reconnaissance des unités tectono-stratigraphiques composant les Taurides sont propres à chaque auteur et relativement peu suivies par les autres chercheurs. Néanmoins, concernant les Taurides centrales, les unités introduites par Özgül (1976; 1984), basées sur les travaux de Blumenthal (1944; 1951), Gutnic et al. (1968b; 1979), Brunn et al. (1971; 1976) et Monod (1977) semblent être les mieux définies. Plusieurs de ces unités définies comme appartenant aux Taurides, sont aujourd'hui réattribuées aux Anatolides. Plusieurs auteurs, notamment Turan (1999; 2000; 2001), utilisent les unités d'Özgül, considérant les mêmes limites et identités tectono-stratigraphiques, mais les désignent sous un nom différent, ce qui ne simplifie pas le problème! De plus, la nomenclature d'Özgül (1976; 1984) ne couvrant que les Taurides centrales, il est nécessaire de faire appel à d'autres auteurs pour combler les lacunes dans les Taurides orientales et occidentales.

Limites et corrélations. La frontière entre Taurides et Anatolides est matérialisée par le front anatolien composé d'un chapelet de petits massifs ophiolithiques démembrés par des failles de charriage (Moix et al., 2008). Ce front est bien contraint au nord des Taurides occidentales et centrales mais est moins clair vers l'est. Au sud, les Taurides buttent contre le front de charriage crétacé qui s'étend au large des côtes méditerranéennes et dans la partie sud-est de la Turquie (Moix et al., 2008). Les Taurides peuvent être corrélées avec les Hellenides externes non métamorphiques (unités d'Almyropotamos, Tripoliza et pré-apulienne (Göncüoğlu et al., 1997) et avec les séries de l'Alborz et de Sanadaj-Sirjan dans le nord de l'Iran (Stampfli et al., 1991).

Interprétation tectonique et paléogéographique. Les Taurides sont un bloc cimmérien typique d'après la définition de Şengör (1979; 1984b), c'est-à-dire un fragment continental gondwanien, devenu la marge passive nord au Silurien supérieur lorsque les Anatolides et autres terranes galates s'en sont détachés. Les Taurides formaient alors la bordure de la plate-forme carbonatée gondwanienne, stable jusqu'au Permien avant de s'en séparer lors de l'ouverture du Néotéthys. La fermeture du Paléotéthys a conduit les Taurides et les autres terranes cimmériens (Apulia, Hellenides externes, Sanandaj-Sirjan, Albroz, bloc de Lut, centre-Afghanistan, Sud Tibet et Sibou-Masu, Stampfli, 2000) à s'accréter à la marge sud de Laurussia et aux Anatolides lors de la phase cimmérienne de l'orogénèse alpine au Trias supérieur.

2.4.1 Le Massif de Menderes

1981 Menderes Massif - Şengör & Yılmaz
 1997 Menderes Terrane - Gönçüoğlu et al.

Description. Le Massif de Menderes est un large ensemble métamorphique, comprenant deux unités tectono-stratigraphiques décrites comme "cœur" et "couverture" par Şengör (1984a). La première représente le socle métamorphique précambrien à cambrien à caractère pan-africain (Moix et al., 2008). La couverture comprend des roches méta-sédimentaires paléozoïques (Bozkurt & Oberhänsli, 2001). Le Mésozoïque y est également métamorphique.

Limites et corrélation. Le Massif de Menderes est bordé au Nord par les zones de Bornova et Afyon et au Sud et à l'Est par les Nappes lyciennes dont la limite avec les formations de la couverture n'est pas parfaitement comprise (Bozkurt & Oberhänsli, 2001, Figure 2-3). La partie occidentale du massif se poursuit vers la mer Egée et peut être corrélé au complexe métamorphique des Cyclades (Moix et al., 2008).

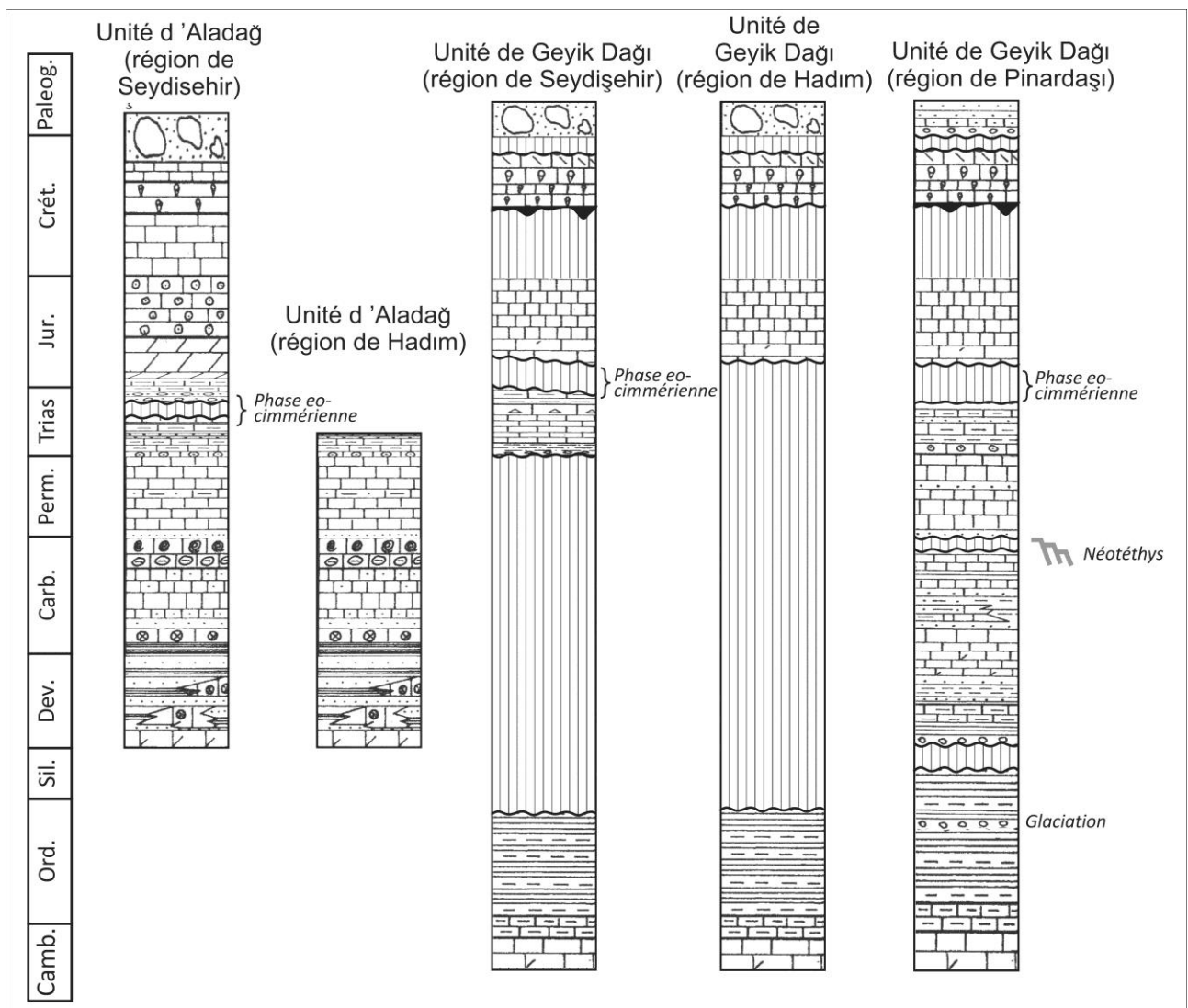


Figure 2-6: Colonne lithostratigraphique synthétique des Taurides: Unité d'Aladağ et de Geyik Dağı. Modifié d'Özgül (1997) et Moix et al. (2008). Légende en Figure 2-4.

2.4.2 L'Unité de Geyik Dağı

1971	Hadim ve Geyikdağı Birliği - Özgül
1976	Geyik Dağı Unit - Özgül
1999	Otokton birimler - Turan
2008	Geyikdağ para-autochtonous - Moix et al.

Description. L'Unité de Geyik Dağı est définie comme le bloc autochtone des Taurides centrales et donc située sous les autres unités des Taurides. De ce fait, elle n'est visible que dans les fenêtres tectoniques (dont celles de Hadim et Seydişehir, (Özgül, 1984, Figures 2-3, 2-6). Le Paléozoïque n'y est représenté que par la Formation cambro-ordovicienne de Çaltepe composée de schistes, dolomies et calcaires ayant livré une riche faune de trilobites (Dean & Monod, 1970; 1990; Dean & Özgül, 1994, Figure 2-8). Le Carbonifère est présent dans les Taurides centrales (Formation de Yaricak Yayla dans l'unité d'Aladağ, Formation de Harlak dans le Sultandağ, Göncüoğlu et al., 2007) et dans les Taurides orientales (Formation de ziyarettepe dans l'unité de Geyik Dağı, Demirtaşlı et al., 1978b) Le Mésozoïque est discordant sur l'Ordovicien et transgressif (Özgül, 1984).

Limites et corrélations. Des charriages majeurs mettent en contact l'Unité de Geyik Dağı avec les unités de Bolkardağ, de Bozkır et d'Aladağ. La frontière avec cette dernière est matérialisée par une ceinture étroite de matériel ophiolithique formant le Mélange de Dipsiz Göl (Özgül, 1984). Les massifs de Sultandağ, et d'Anamas Dağ constituent le prolongement de l'Unité de Geyik Dağı dans les Anatolides occidentales (Görür & Tüysüz, 2001; Göncüoğlu et al., 2004; 2007). Le Beydağları, considéré comme appartenant à l'Unité de Geyik Dağı par (Özgül, 1984), est aujourd'hui considéré comme un ensemble distinct ayant une origine différente (Moix et al., 2008).

2.4.3 L'Unité d'Aladağ

1944	Nappe de Hadım - Blumenthal
1975	Nappes de Hadım - Ricou et al.
1976	Aladağ Birliği - Özgül
1977	Unité de Bademli-Çamlık - Monod
1978	Nappe de Hadım - Argyriadis
1984	Aladağ Unit - Özgül, 1984
1999	Hadim Nappes - Okay & Tüyüz
2000	Genve Nappe - Turan

Description. Le socle de l'Unité d'Aladağ n'est que rarement exposé. Dans les Taurides orientales, il est composé de roches silicoclastiques, vraisemblablement précambriennes, métamorphisées dans un faciès schistes verts (Monod, 1977). Le Paléozoïque inférieur est absent, la série commence habituellement par les dolomies et calcaires du Frasnien (Figure 2-8). Ceux-ci sont surmontés par une épaisse séquence de schistes, siltites et grès du Famennien et la partie inférieure du Tournaisien (Membre de Çit Yayla, Formation de Yaricak) formant un repère lithologique régional. La série calcaire débute par des alternances calcaire-schiste riche en faune (Özgül, 1976, voir la description dans le chapitre suivant). Le Viséen est représenté par les calcaires, dolomies et grès du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak). Les calcaires dominent le reste de la séquence jusqu'au Trias. Seule discontinuité notable: une discordance angulaire à la base du Trias, soulignant la phase tectonique cimmérienne (Özgül, 1984, Figure 2-8). Le reste de la série est dominée par des faciès silicoclastiques et carbonatés tandis que le Crétacé est dominé par des roches océaniques (Monod, 1977).

Limites et corrélations. L'Unité d'Aladağ est exposée dans les Taurides centrales et orientales (Figure 2-6). Dans les Taurides occidentales, une succession lithostratigraphique similaire a été décrite dans le Gökdağ près d'Eğridir, rapporté à l'Unité de Geyik Dağı (Dumont & Lys, 1973).

2.4.4 L'Unité de Bozkır

- 1971 Beyşehir-Hoyran Nappes (pro parte) - Brunn et al.
- 1976 Bozkır Birliği - Özgül
- 1984 Bozkır Unit - Özgül
- 2000 Taşkent, Korualan ve Dedemli Nappı - Turan
- 2012 Bozkır Nappe - Mackintosh & Robertson

Description. L'Unité de Bozkır n'est composée que de roches sédimentaires et volcano-sédimentaires triasiques à crétacées, reposant sur un socle permien affleurant uniquement dans les Taurides centrales (Özgül, 1984, Figure 2-9).

Limites et corrélations. L'Unité de Bozkır affleure principalement dans les Taurides centrales et orientales (Figures 2-3, 2-6). Selon Özgül (1984), les Nappes Lyciennes forment un équivalent tectono-stratigraphique et lithostratigraphique dans les Taurides occidentales. Les interprétations récentes telles celles de Kozur et al. (1998) ou Moix et al. (2008) font cependant correspondre les Nappes Lyciennes aux Anatolides.

2.4.5 L'Unité d'Alanya

- 1951 Massif d'Alanya - Blumenthal
- 1971 Alanya Massif - Brunn et al.
- 1976 Alanya Birliği - Özgül
- 1984 Alanya Unit - Özgül
- 1997 Southeast Anatolian Zone (pro parte) - Göncüoğlu et al.
- 2004 Southeast Anatolian Autochton (pro parte) - Göncüoğlu et al.

Description. L'Unité d'Alanya est composée de trois nappes tectoniques. Les nappes inférieures et supérieures (Mahmutlar et Yumrudag) sont composées roches sédimentaires permo-triasiques, métamorphisées dans un faciès schistes verts. La nappe intermédiaire (Sugözü) forme un ensemble épais de micaschiste à grenats traduisant un faciès schistes bleus (Özgül, 1984).

Limites et corrélations. L'Unité d'Alanya affleure le long d'une bande parallèle à la côte est de la baie d'Antalya (Figure 2-3). Elle est en contact tectonique avec l'Unité d'Antalya au nord, sa limite sud n'étant pas connue.

2.4.6 L'Unité d'Antalya

- 1971 Antalya Nappe - Brunn et al.
- 1975 Unités pisidiennes - Ricou et al.
- 1977 Antalya Complex - Yilmaz
- 1977 Nappes d'Antalya - Poisson
- 1976 Antalya Birliği - Özgül
- 1984 Antalya Unit - Özgül
- 2000 Antalya Complex - Robertson

Description. L'Unité d'Antalya est formée de roches sédimentaires dont les plus anciennes sont représentées par une séquence détritico-turbiditique cambro-ordovicienne (Figure 2-9). Ces roches sont recouvertes en discordance par des calcaires dévono-carbonifères (Formation de Korucuk dans la région de Silfike, Özgül & Kozlu, 2002), permien et triasiques. Le Trias est représenté par des sédiments fins de type debris flow, par des radiolarites et des dépôts volcano-sédimentaires chapeautés par un épais olistostrome (Özgül, 1984). Le Jurassique et le Crétacé sont des calcaires (d'abord pélagiques puis néritiques) qui passent à un second olistostrome d'âge crétacé supérieur. Un

léger métamorphisme affecte l'Unité d'Antalya, surtout dans la partie sud de la fenêtre tectonique d'Alanya.

Limites et corrélations. L'Unité d'Antalya forme un étroit couloir courbé bordant la Baie d'Antalya et affleure également dans la Fenêtre tectonique d'Alanya (Figure 2-9) sous les formations métamorphiques de l'Unité d'Alanya (Özgül, 1984). Les deux olistostromes et le Trias détritique conduisent Gutnic et al. (1979) et Marcoux (1987) à rapprocher l'unité des Nappes Lyciennes. Moix et al. (2008) rangent cette unité parmi les Anatolides sur base de ces olistostromes. Cependant, la succession stratigraphique paléozoïque étant pratiquement identique à celle des Taurides (notamment de l'unité de Geyik Dağı), il nous paraît plus logique de considérer l'unité d'Antalya comme une nappes des Taurides comme l'indique Özgül (1984).

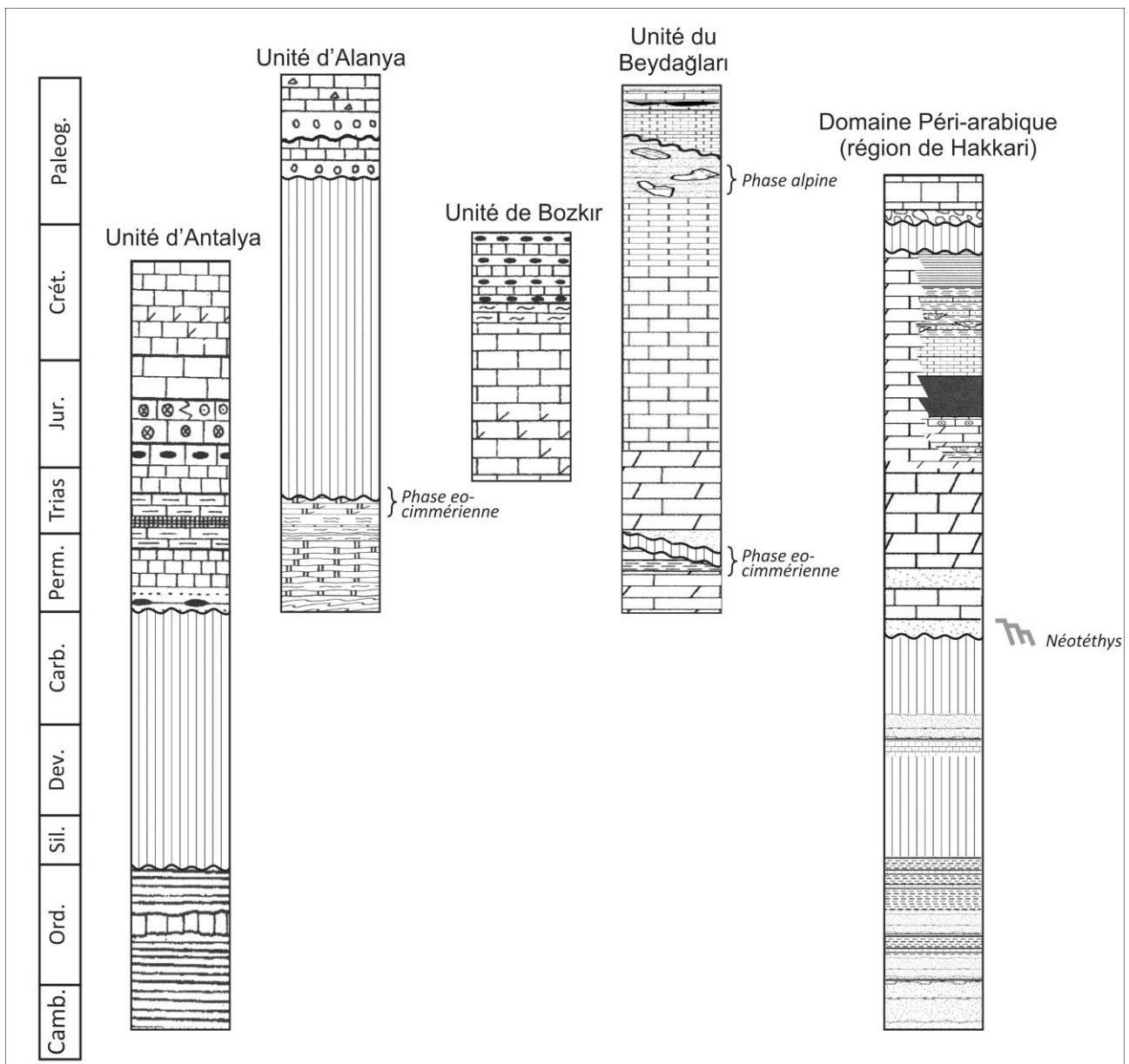


Figure 2-7: Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des Taurides: Unité d'Antalya, Alanya, Bozkır, du Beydağları et du Domaine Péri-Arabique. Modifié de Moix et al. (2008) et Özgül (1997). Légende en Figure 2-4.

2.4.7 L'Unité de Beydağları-Süzüz Dağ-Göcek

- 1977 Domaine de Bey Dağları - Poisson
1979 Beydağları Domain - Gutnic et al.
2008 Beydağları-Süzüz Dağ-Göcek autochton - Moix et al.

Description. Le Beydağları est une plate-forme carbonatée triasique à éocène. Cet ensemble forme l'allochtone sur lequel les Nappes Lyciennes ont été charriées. Les petits massifs de Süzüz Dağ et Göcek font partie de ce même autochton et affleurent plus à l'ouest dans plusieurs fenêtres tectoniques (Figure 2-3).

Limites et corrélations. Le Beydağları est limité par les charriages majeurs à la base des Nappes Lyciennes. Sa bordure sud n'est pas connue. Le Beydağları et ses massifs associés représentent vraisemblablement la marge nord d'un bloc issu de la Plaque Arabique (Ricou et al., 1975) dénommé Great Apulian Terrane (Stampfli et al., 1991; Stampfli et al., 2003), démembré dans l'orogénèse alpine mais dont des fragments forment le sous-bassement de l'Apulie italienne (Stampfli et al. 2003).

2.5 LE DOMAINE PÉRI-ARABIQUE

- 1966 Plis Bordiers - Ketin
1990 Zone of imbrication et Arabian autochtonous - Yılmaz
1996 Southeast Anatolian orogenic belt - Yiğitbaş & Yılmaz
1997 Southeast Anatolian Zone - Göncüoğlu et al.
1997 SE Anatolian Fold and Thrust Belt - Göncüoğlu et al.
2000 Southeast Anatolian-Arabian Plate (pro parte)- Göncüoğlu et al.
2004 Southeast Anatolian Autochton (pro parte) - Göncüoğlu et al.
2008 Arabian Platform (pro parte) - Okay
2008 Peri-Arabian Domain - Moix et al.
2008 Arabian Platform (pro parte) - Okay
2010 Border Folds - Yalçın & Yılmaz

Description. Le Sud-Est de la Turquie et les régions voisines d'Iran, Iraq et Syrie, forment le promontoire nord de la Plaque Arabique (Figures 2-3, 2-10). Cette dernière correspond à la marge nord et passive du Gondwana, entrée en collision avec les fragments continentaux des Anatolides et les Taurides lors de la fermeture de l'Océan Néotéthys à l'Eocène. La suture résultante correspond à la Suture Assyrienne qui court jusqu'à l'Himalaya, aussi dénommée Suture du Zagros (Şengör & Yılmaz, 1981), Suture de Bitlis (Yılmaz, 1990) ou Suture de Misis-Andırın (Ustaömer & Robertson, 1993). Le Domaine péri-arabique est composé de la Plate-Forme Arabique s. s., et d'une ceinture plissée et faillée butant au nord contre la suture.

La Plate-forme arabique est caractérisée par un socle pan-africain sur les marges duquel l'enregistrement sédimentaire est pratiquement continu du Paléozoïque inférieur à l'actuel (Yılmaz, 1990). En l'absence de déformation, ces dépôts sont horizontaux et affleurent peu en Turquie. Cependant, la zone nord de la Plate-forme arabique forme une ceinture plissée - les "zones d'imbrication" de Yılmaz (1990) - large d'une centaine de kilomètres (Figure 2-10). Les plus anciennes roches rencontrées dans la région sont des grès et calcaires cambriens surmontés de grès ordoviciens traduisant des environnements peu profonds (Şengör, 1991). Le sommet du Silurien repose directement en discordance sur l'Ordovicien. Le Dévonien et le Carbonifère inférieur sont représentés par des faciès marins peu profonds à dominance silicoclastique (Perinçek et al., 1991). Ceux-ci composent la Formation de Köprülü, exposée dans la région de Hakkari, près de la frontière turco-iraquienne (Higgs et al., 2002; Gourvenec & Hoşgör, 2012; Hoşgör et al., 2012, Figures 2-9, 2-10). Le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur sont souvent en lacune, traduisant un soulèvement général de la plate-forme précédant le rifting des terranes cimmériens (Göncüoğlu et al., 1997). Le

Permien supérieur et le Trias forment une barre carbonatée caractéristique, surmontée de massifs ophiolithiques crétacés (Complexe de Yüsekova, Perinçek, 1990). La sédimentation marine domine le reste de la colonne stratigraphique jusqu'au Miocène (Bingöl, 1984).

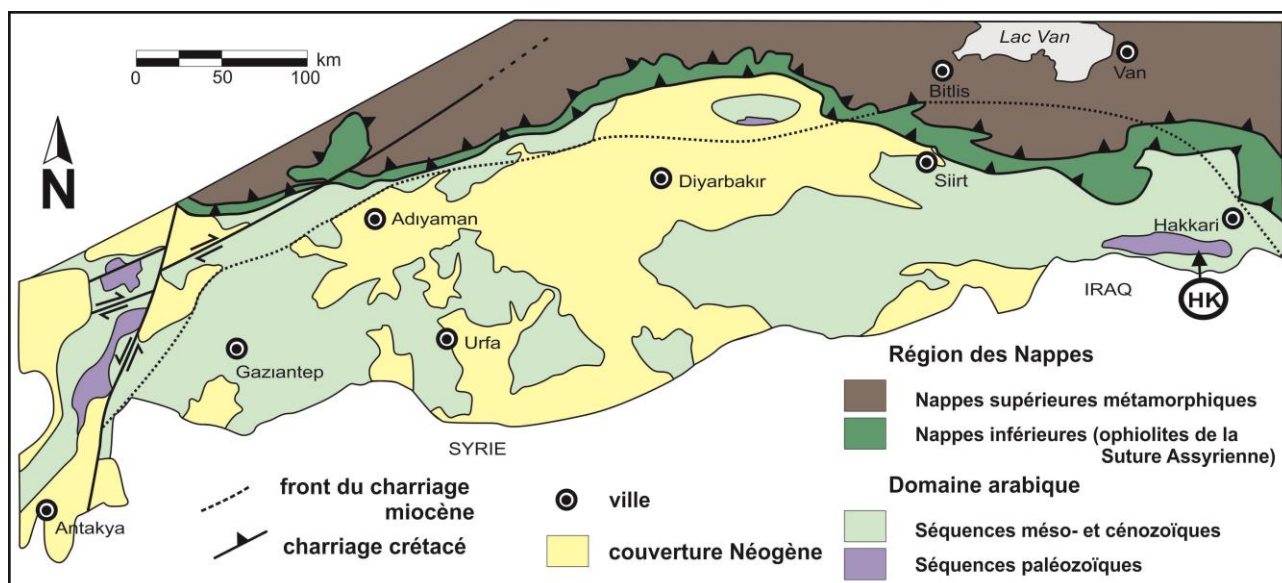


Figure 2-8: Carte géologique et tectonique du Sud-Est de la Turquie montrant la Suture Assyrienne et le Domaine Arabe. Modifié de Yılmaz (1993).

Limites et corrélations. La limite nord de la Plaque Arabe est matérialisée par la Suture Assyrienne (fermeture du Néotéthys) qui court du Golfe d'Adana jusqu'à la région de Hakkari où le prolongement méridionale de la Faille Est-Anatolienne la décale de plusieurs dizaines de kilomètres vers le sud (Figure 2-3).

Interprétation tectonique et paléogéographique. La Plaque Arabe est un gigantesque fragment du Gondwana, toujours en cours de détachement et dont la bordure nord est devenue la marge nord et passive du continent lors de l'ouverture du Néotéthys et du détachement des terranes cimmériennes (Taurides) au Permien. La collision avec les Taurides accrétées à la marge sud de Laurussia a débuté au Miocène et est toujours en cours (Stampfli, 2000).

3 CONCLUSIONS ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA TURQUIE

L'aspect actuel de la Turquie est le résultat d'une histoire géologique complexe longue de 450 Ma et créé par la répétitions d'une même série d'évènement: le détachement de fragments continentaux de la marge nord et passive du Gondwana puis l'accrétion de ces fragments à la marge sud et active de Laurussia, parfait exemple de l'ouverture et la fermeture successive d'océan par accomplissement répétée du cycle de Wilson. L'interprétation de l'histoire géologique de la Turquie et des régions avoisinantes (Grèce, Balkans, Trans-Caucase et Nord de l'Iran) est d'ailleurs la clef de la compréhension des océans Téthys. La synthèse ci-dessous est tirée de Stampfli (2000), Stampfli & Borel (2002), Stampfli et al. (2002, 2013) et Moix et al. (2008).

Au Silurien, deux grands ensembles paléogéographiques résulte de l'orogénèse calédonienne: Laurussia, au nord, composée de Laurentia, Baltica et Avalonia; séparée du Gondwana, au sud, par

l'Océan Rhéique (Figure 2-11a). Les composants de la future Turquie sont dispersés. La Zone d'Istanbul-Zonguldak se trouve sur la marge sud de Laurussia, côté Baltica, les autres fragments continentaux forment diverses parties de la marge nord du Gondwana. Au Dévonien inférieur ou moyen, un ruban de terrain se détache par rifting de la marge nord du Gondwana, ce sont les fragments continentaux de Gatatie (Galatian Superterrane, aussi dénomé European Hunnic Superterrane, Figure 2-11) qui s'étendent depuis le bord de la future Afrique jusqu'aux confins de l'Asie du Sud-Est (Figure 2-11b). Au cours du Dévonien, les terranes galates progressent vers le nord, ouvrant au sud l'Océan Paléotéthys, tandis qu'au nord se ferme le Rhéique. Les sédiments dévoniens sont, sur la Zone d'Istanbul-Zonguldak, les Taurides et le domaine Péri-Arabique, de type plate-forme carbonatée. Le Dévonien des Anatolides, comme celui des autres terranes galates présente des faciès de plate-forme et d'océan profond. La plate-forme est préservée sur la partie sud de ce micro-continent tandis qu'elle est démembrée et apparaît généralement sous forme d'olistolithes dans le prisme d'accrétion le long de la marge active de Laurussia (Anatolides).

Au Dévonien supérieur, l'Océan Rhéique est pratiquement fermé et les terranes galates européens commencent à être accrétés le long de la marge sud de Laurussia en prémisses de l'orogénèse hercynienne. Durant le Carbonifère inférieur (Figure 2-11c-d), la plate-forme carbonatée se maintient sur la bordure nord du Gondwana (Taurides) bien que celle-ci enregistre un soulèvement lié au bombement thermique précédant le rifting d'un second ruban continental qui se détache au Permien. La plate-forme située sur la bordure sud de Laurussia (Istanbul-Zonguldak) se maintient également, dans la continuité orientale des bassins d'Europe de l'Ouest et de l'Est. A cette époque, les terranes galates vont être accrétés à Laurussia et leur marge sud devient active tandis que l'orogénèse varisque modèle l'Europe occidentale (Figure 2-11e). Les flyschs à olistolithes caractérisant le socle des Anatolides se mettent en place, résultat du démembrement de la plate-forme carbonatée dévono-carbonifère le long du front d'accrétion.

Du Carbonifère supérieur au Permien (Figure 2-12a), les terranes cimmériens (y compris les Taurides) se détachent de la marge nord du Gondwana en ouvrant l'Océan Néotéthys d'est en ouest. La plate-forme carbonatée gondwanienne se maintient, celle des terranes cimmériens également mais enregistre plusieurs lacunes correspondant aux événements tectoniques en relation avec le rifting. A partir du Trias, des bassins d'arrière-arc s'ouvrent le long de la marge sud de Laurussia, au nord des Anatolides ("océans" de Meliata, Maliac, Fariman et Pindos-Huğlu à l'ouest, Küre à l'est, Figure 2-12b). L'arc volcanique de Sakarya se met en place à cette époque, séparant le Paléotéthys et le bassin d'arrière-arc de Küre. Les terranes cimmériens se disloquent, se séparant en plusieurs fragments limités par des rifts. Le Beydağları, formant un éperon du terrane cimmérien d'Apulie, se détache des Taurides et translate vers l'ouest. Durant le Trias supérieur, l'Océan Paléotéthys se ferme alors que se produit la collision entre les Anatolides et les Taurides. Cette collision provoque la phase éo-cimmérienne marquée par la déformation tectonique des Taurides et la lacune du Trias moyen et supérieur (Figure 2-12b). Au Jurassique-Crétacé, les bassins d'arrière-arcs ouverts au Trias s'agrandissent, devenant de véritables océans parsemés de terres émergées (Figure 2-12c-d). La branche alpine du Téthys s'ouvre, développant une dorsale océanique rapidement sujette à la subduction vers le sud (Figure 2-12d). La marge sud de Sakarya devient active et l'Océan Pindos-Huğlu se ferme, menant à la collision du bloc Anatolides-Taurides et de Sakarya. La Mer Noire s'ouvre également à l'Albien, provoquant le détachement et la translation vers le sud de la Zone d'Istanbul-Zonguldak (Figure 2-12e). A la fin du Crétacé supérieur, les Pontides, les Anatolides et une partie des Taurides sont assemblées, une plate-forme carbonatée (la Plate-forme Anatolides-Taurides) scellant l'ensemble. Enfin, au Paléocène, l'autochtones du Beydağları est poussé contre les Anatolides-Taurides par la Plaque Arabique qui remonte vers le nord en fermant le Néotéthys (Figure 2-12f). Celui-ci a totalement disparu par subduction au Miocène, en même temps que les autres bassins, laissant pour seul témoin la Suture Assyrienne.

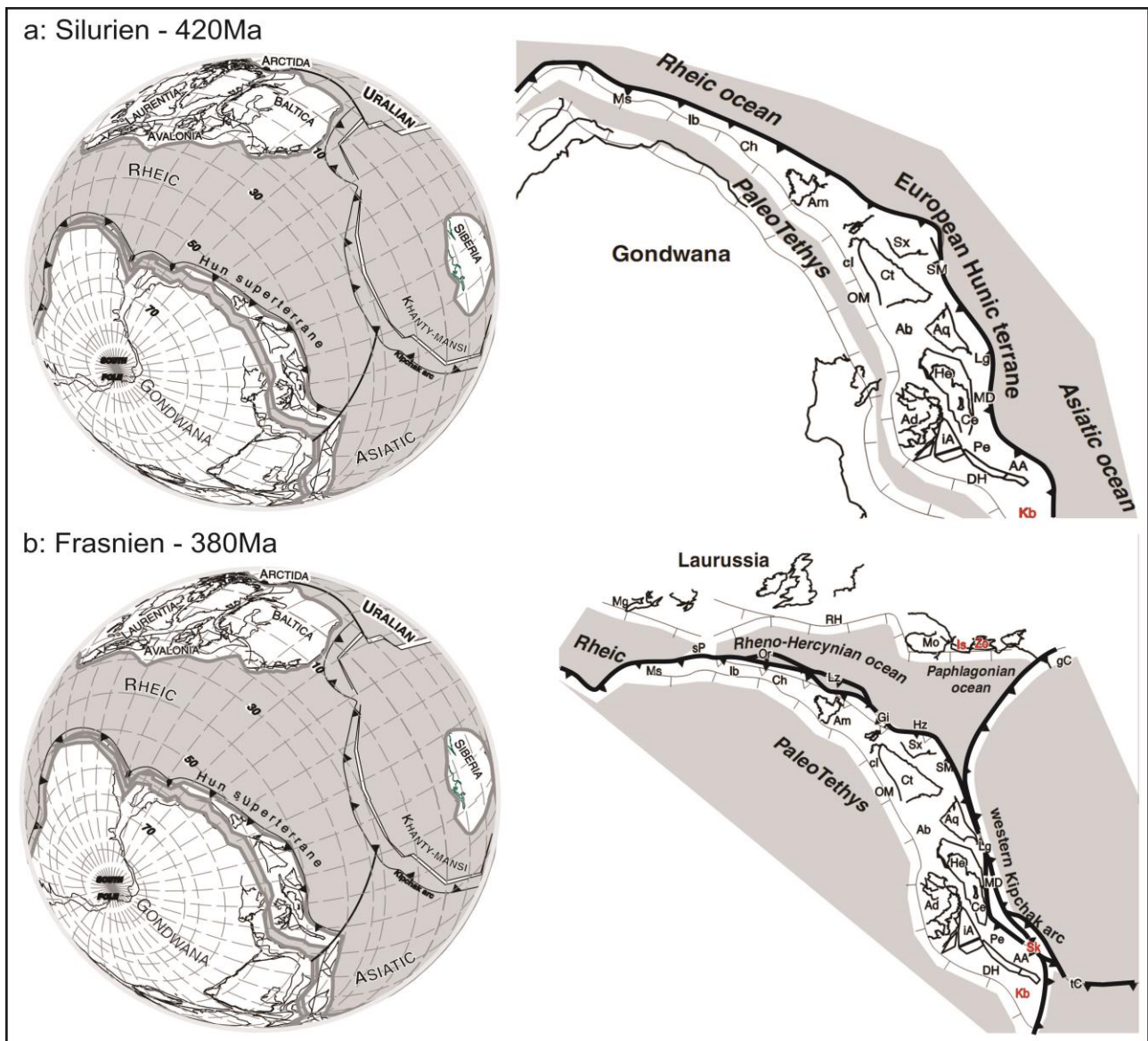
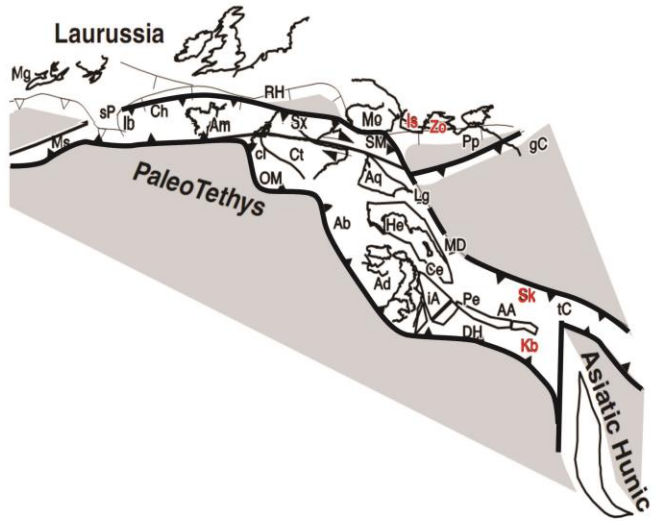
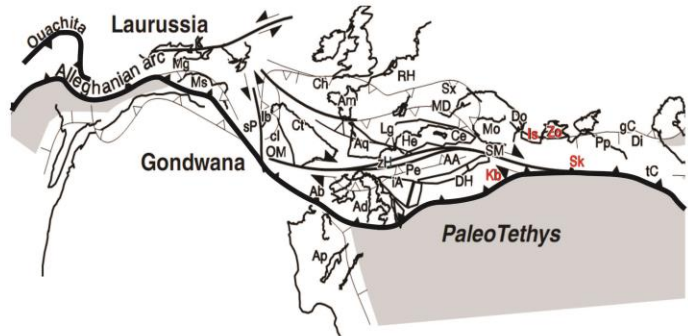


Figure 2-9 (suite à la page suivante): Reconstructions paléogéographiques de la Turquie et des régions environnantes durant le cycle varisque (Silurien-Carbonifère supérieur). Les fragments continentaux formant la Turquie sont indiqués en rouge. Modifié de Stampfli & Borel (2002) et Stampfli et al. (2002). Légende: AA: Austro-Alpin, Ab: Alboran (Méditerranée occidentale), Ad: Adria (Balkans); Am: Armorica, **Bk**: Bolkardağ, Ce: Cétique (Balkans); Ch: Chanel (Manche), ci: centre-Ibérie, DH:Dinarides-Hellenides, Di: Dizi (Georgie), Do: Donets, gC: haut-Caucase, He: Helvétique, iA: intra-alpin, Ib: nord-ouest Ibérie, **Is**: Istanbul, **Kb**: Karaburun, KT: Karakum-Turan, KZ: Kazakhstan, Lg: Ligeria (Massif Central), MD: Moldanubien, Mg: Meguma (Nouvelle-Ecosse), Mo: Moesia, Ms: Meseta marocaine, nC: Nord de la Chine, OM: Ossa Morena (Sud de l'Espagne), Pe: Penninique (Alpes), RH: Rhéno-Hercynien, **Sk**: Sakarya, sP: Sud du Portugal, Sx: Saxo-Thuringien, tC: Trans-Caucase. Marge nord du Gondwana: Al: Alborz (nord de l'Iran), Ap: Apulie (sud de l'Italie), **Be**: Beydağları, cA: centre Afghanistan, **Hk**: Hakkari (Péri-arabique), LT: Lut-Tabas (centre Iran), **Md**: menderes, Pl: Péloponèse, Qs: sud Qinling (Nord de la Chine), sC: Sud de la Chine, Sn: Sinaï, SS: Sanadaj-Sirjan (nord de l'Iran), sT: sud Tarim, TM: Tarim, **Tr**: Taurides.

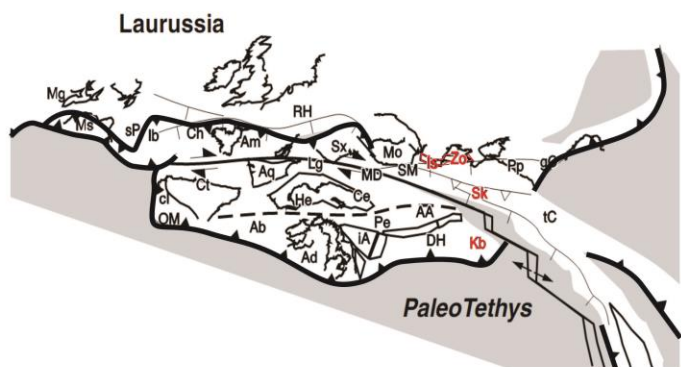
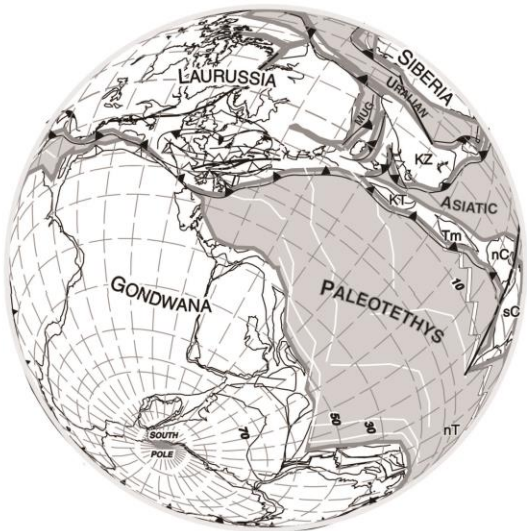
c: Tournaisien - 360Ma



d: Viséen - 340 Ma



e: Bashkirien - 320 Ma



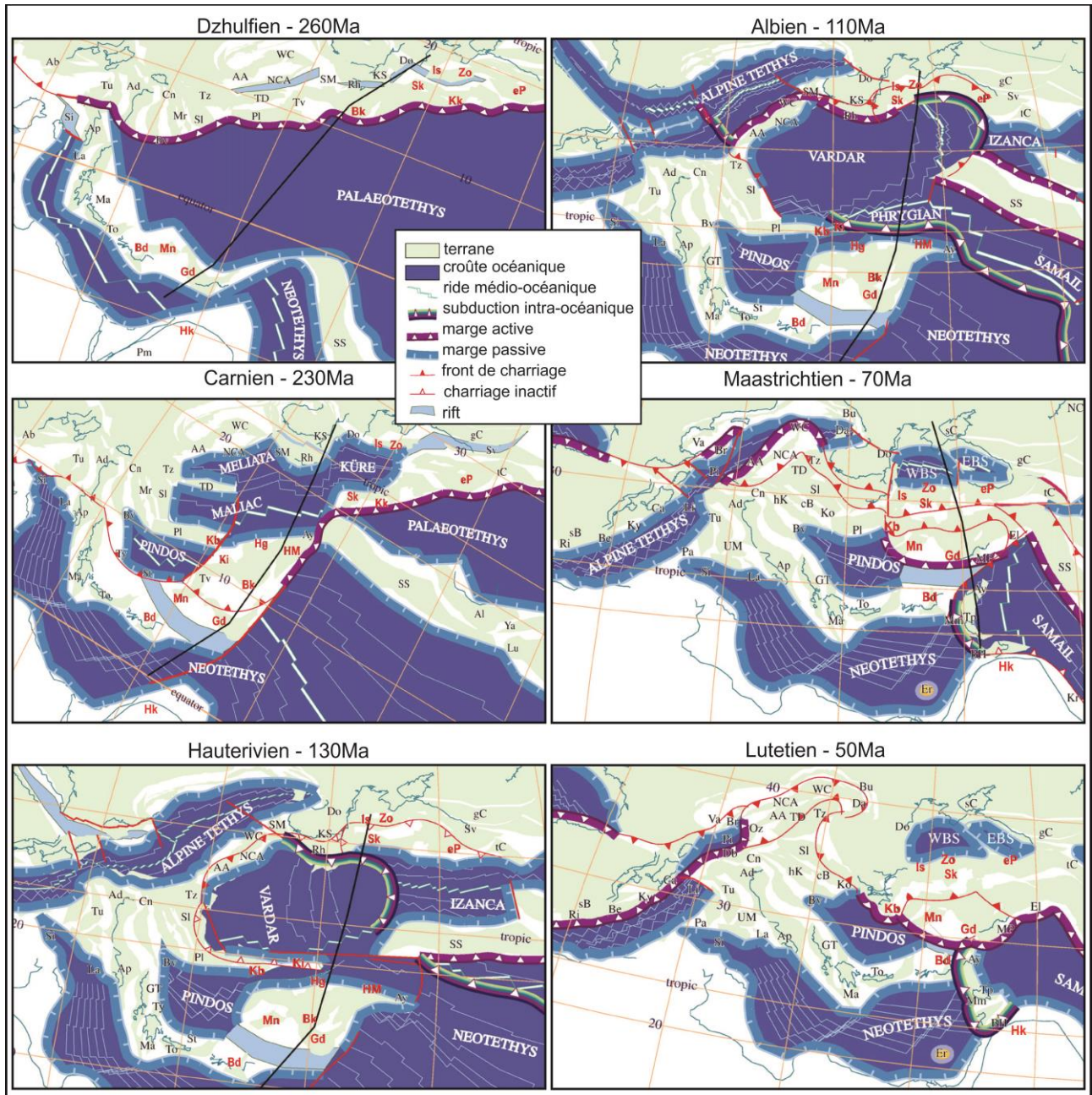


Figure 2-10: Reconstructions paléogéographiques post varisque (cycle alpin) de la Turquie et zones environnantes. Les fragments continentaux formant la Turquie sont indiqués en rouge. Modifié de Moix et al. (2008). Légende: AA: Austro-Alpin, Ab: Alboran (Méditerranée occidentale), Ad: Adria (Balkans), Am: Armorica, Ap: Apulie (sud de l'Italie), **Bd**: Beydağları, Be: Bétique, **Bk**: Bolkardağ, Br: Briançonnais (Alpes), cA: centre Afghanistan, Ca: Calabria, Ce: Cétique (Balkans); Ch: Chanel (Manche), cI: centre-Ibérie, Cn: Alpes Carniques, DH: Dinarides-Hellenides, Di: Dizi (Georgie), Do: Donets, **eP**: Est Pontides, **Gd**: Geyik Dağı, gC: haut-Caucase, He: Helvétique, **Hg**: Huğlu, **Hk**: Hakkari (Péri-arabique), **HM**: Huğlu-Mersin, iA: intra-alpin, Ib: nord-ouest Ibérie, **Is**: Istanbul, **Kb**: Karaburun, **Ki**: Kirşehir, **Kk**: Karakaya, KT: Karakum-Turan, KZ: Kazakhstan, Lg: Ligeria (Massif Central), LT: Lut-Tabas (centre Iran), **Md**: Menderes, NC: Nord Caspienne, Pe: Penninique (Alpes), Pl: Pelagonie, Rh: Rhodope, Sc: Plate-forme scythe, SC: Sud Caspienne, **Sk**: Sakarya, SM: Serbo-Macedoine, sP: Sud du Portugal, SS: Sanadaj-Sirjan (nord de l'Iran), sX: Saxo-Thuringien, tC: Trans-Caucase.

4 RÉSUMÉ

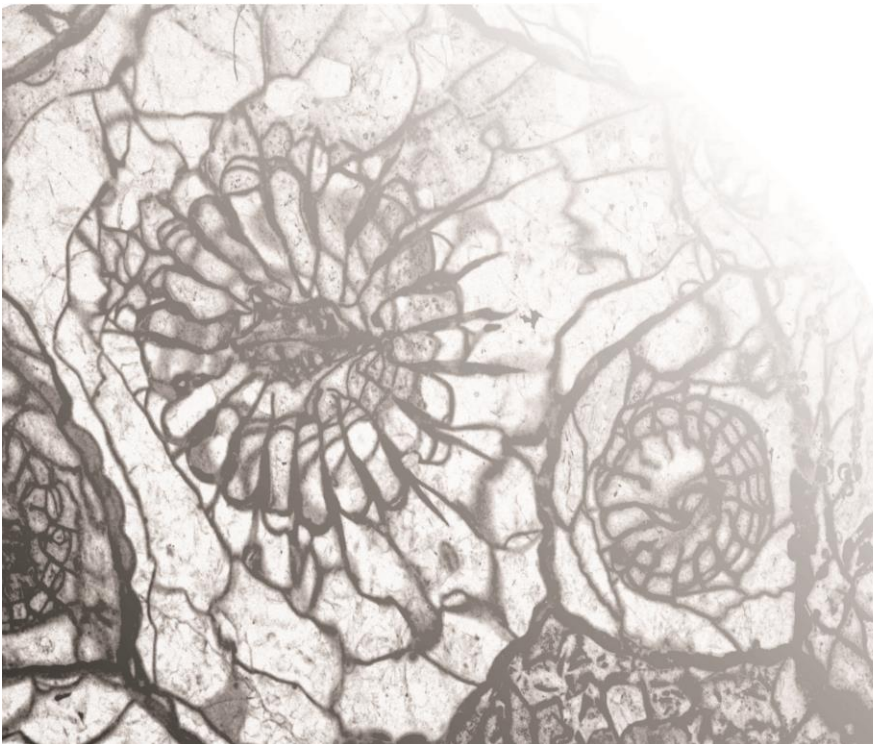
La géologie de la Turquie est une question complexe et les réponses apportées par 60 ans de recherche ne font pas l'unanimité. Le sous-continent Anatolien, tronçon de la chaîne alpino-himalayenne, est composée d'un certain nombre de fragments continentaux (terrane) d'affinité tantôt gondwanienne, tantôt laurussienne, assemblés entre le Trias et l'Eocène. Les principaux domaines, composés eux-mêmes de plusieurs unités tectono-stratigraphiques sont, du Nord au Sud, le Massif de Rhodope-Strandja, la Zone d'Istanbul-Zonguldak, la Zone de Sakarya, les Anatolides, les Taurides, le Complexe d'Accrétion Est-Anatolien et le Domaine Péri-Arabique.

Le Massif de Rhodope-Strandja, formant le substratum de la péninsule de Thrace, dans le prolongement des terranes bulgares. La Zone d'Istanbul-Zonguldak est un fragment de la marge sud de Laurussia, détaché de la plate-forme d'Odessa et translaté vers le sud lors de l'ouverture de la Mer Noire au Crétacé supérieur. Le Paléozoïque y est bien représenté, notamment le Carbonifère inférieur en faciès de plate-forme carbonatée (Zonguldak) ou océanique à olistolithes (Istanbul). La Zone de Sakarya, d'affinité laurussienne est composée d'un arc volcanique triasique associé à des dépôts d'avant-arc contenant des olistolithes paléozoïques (Karakaya, Balya). La Zone de Sakarya est séparée, de la Zone d'Istanbul-Zonguldak par une zone faillée ("Suture intra-pontide") et au sud par la suture d'Izmir-Ankara-Erzincan. Les Anatolides (prises dans un sens génétique et non géographique) se composent de nombreuses unités tectono-stratigraphiques dont les caractères principaux sont: un socle paléozoïque sous forme de prisme d'accrétion, un métamorphisme tardi-crétacé, des ophiolithes pré-maastrichtiennes. Ces entités sont: le Complexe Cristallin Centre-Anatolien, volcanique et métamorphique; les zones de Bornova et d'Afyon-Bolkardağ, caractérisées par un flysch carbonifère; la Zone de Tavşanlı dont les dépôts paléozoïques sont très métamorphisés; les Nappes Lyciennes charriées sur les Taurides et les massifs métamorphiques du Sud-Est Anatolien (Bitlis, Pörtürge, etc.) correspondant à des ophiolithes obduites sur les Taurides. Les Taurides sont une bande de terrains ayant formé la marge nord du Gondwana, et qui s'en est séparé au Permien avant de rejoindre les Anatolides (marge sud de Laurussia). Elles sont composées de fragments continentaux caractérisés par un socle pan-Africain, des séquences sédimentaires dominées par les faciès de plate-forme carbonatée, une lacune du Carbonifère et/ou du Permien supérieur, un flysch triasique témoignant de l'ouverture du Néotéthys, l'absence de déformation varisque et une flexure éocène précédent le charriage des Anatolides sur les Taurides. Plusieurs unités tectono-stratigraphiques considérées comme typiquement tauridiennes, sont aujourd'hui rapportées aux Anatolides. Les Taurides sont composées de massifs autochtones (Massif métamorphique de Menderes, Beydağları, Geyik Dağ) sur lesquels reposent des piles de nappes charriées (Unité d'Alanya, Antalya, Bozkır et Aladağ). Le Paléozoïque est présent dans les unités d'Aladağ, d'Antalya et de Geyik Dağı où le Carbonifère-Permien forme une épaisse séquence carbonatée de plate-forme. Les Taurides sont limitées par la Suture Assyrienne (ou du Zagros) au sud de laquelle se trouve le Domaine Péri-Arabique qui correspond à l'éperon nord de la Plaque Arabique dont la bordure est plissée (région de Hakkari). Le Carbonifère y est représenté par des faciès mixtes carbonatées et silicoclastiques.

Durant le Carbonifère inférieur, la Zone d'Istanbul-Zonguldak faisait partie de la plate-forme bordant le sud de Laurussia, de même que le Donets. A la même époque, les Anatolides faisaient partie d'un ensemble de fragments continentaux situés au sud de la marge active de Laurussia, formant un chapelet d'îles au sein de l'Océan Paléotéthys (Galatian Superterrane ou "European Hunic Terranes" comprenant également Aquitania, Ossa-Morena, Cantabria, Adria). La Zone de Sakarya commence à se former au Trias, dans une position paléogéographique équivalente à celle des Anatolides. Les Taurides faisaient partie, au Carbonifère inférieur, de la plate-forme bordant la marge nord et passive du Gondwana. Au Permien, les Taurides, ainsi que les terranes cimmériens se détachent de Gondwana et

progressent vers le nord, fermant le Paléotéthys (le Néotéthys s'ouvrant au sud de cette bande cimmérienne) et entrent en collision avec les Anatolides au Trias alors que l'Océan Paléotéthys disparaît par subduction sous Laurussia. Enfin, le Domaine Péri-Arabique se trouve, au Carbonifère inférieur, le long du littoral du continent gondwanien. La convergence entre la Plaque Arabique et le reste de la Turquie (Anatolides et Taurides), conduisant à la fermeture du Néotéthys qui se produit au Miocène. Si l'Océan Néotéthys est facilement identifié par la Suture Assyrienne, celle du Paléotéthys se trouve entre les Anatolides et les Taurides mais n'est pas marquée par une ceinture ophiolitique continue et est très dérangée par la tectonique post-cimmérienne. L'allure actuelle de la Turquie est principalement empreinte de l'orogénèse Alpine dont la tectonique est toujours active.

III. Description des coupes



1 DESCRIPTION DES COUPES ET AFFLEUREMENTS

Dans ce chapitre sont décrites à la fois les 15 coupes qui ont été levées et échantillonnées et une vingtaine d'affleurements représentatif du Carbonifère inférieur décrits dans la littérature dans les différentes zones de la Turquie. Le but n'est pas de présenter une liste exhaustive des données sur le Carbonifère inférieur de Turquie mais de replacer les coupes étudiées dans un contexte paléo(bio)géographique.

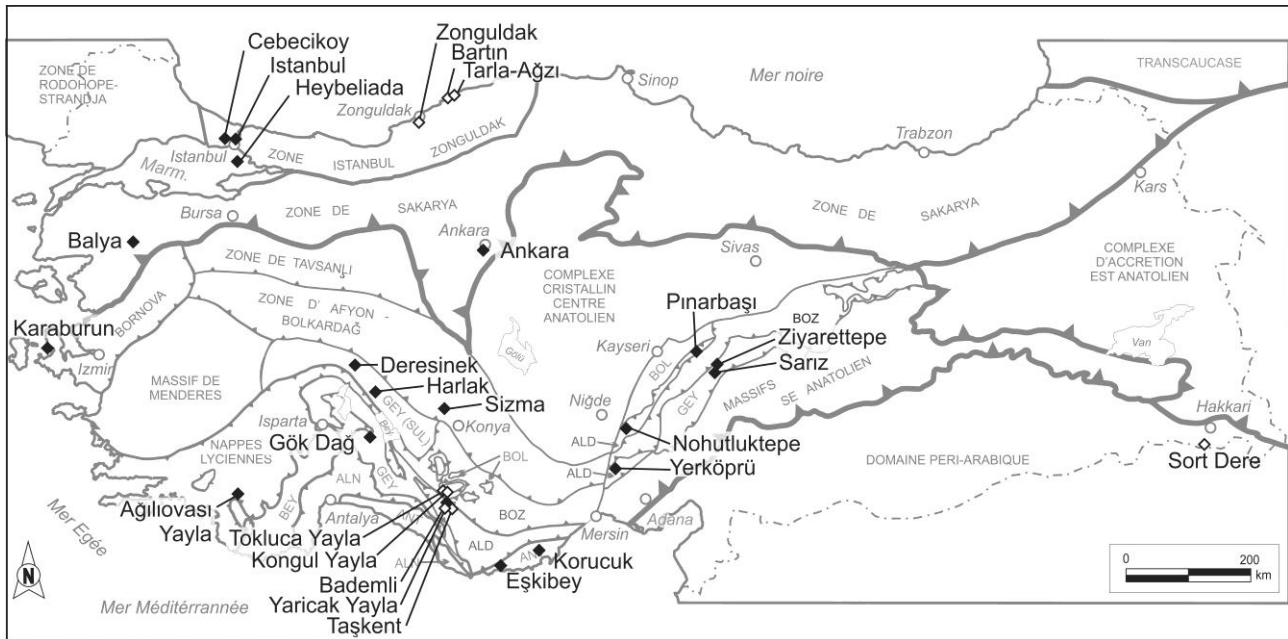


Figure 3- 1: Carte géologique et tectonique simplifiée de la Turquie et des régions avoisinantes avec position des coupes étudiées et échantillonnées (carrés blancs) et des autres coupes décrites ci-dessous (carrés noirs). La carte est tirée de Görür & Tüysüz (2001), Moix et al. (2008) et Okay (2008) avec de nombreuses adaptations. Légende de la carte géologique: voir Figure 2-2.

1.1 LA ZONE D'ISTANBUL-ZONGULDAK

Dans la Zone d'Istanbul-Zonguldak, le Carbonifère affleure dans les régions d'Istanbul, Zonguldak et Bartın. Dans la première, le Carbonifère inférieur est représenté par la Formation de Trakya, principalement silicoclastique dans laquelle les lentilles calcaires de Cebecikoy et de Heybeliada forment vraisemblablement des olistolithes. A Zonguldak et Bartın, la Formation de Yılanlı englobe les carbonates du Dévonien et du Carbonifère inférieur.

1.1.1 Carrières de Cebecikoy (Istanbul)

Références. Baykal & Kaya (1963), Kaya & Mamet (1971), Salanci (1975), Kaya (1980), Özgül (2012), Okuyucu et al. (soumis). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. Les carrières de Cebecikoy se trouve à Cebeci, dans la banlieue d'Istanbul, à une quinzaine de kilomètre au nord-ouest du Bosphore (coordonnées GPS: 41°07'16.72"N 28°52'09.54"E, Figure 3-1). Les carrières exploitent, dans une dizaine de fosses, des lentilles calcaires (Membre de Cebecikoy) séparées par des schistes. La plus grande d'entres elles est exposée dans le cœur d'un anticlinal (Özgül, 2012).

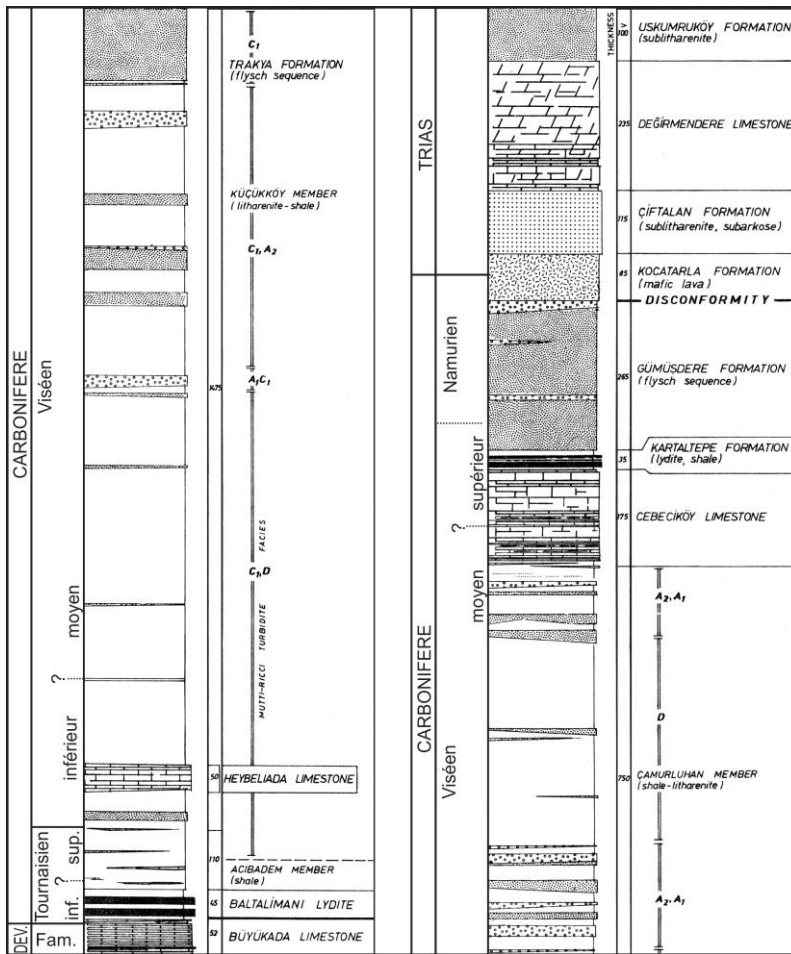


Figure 3-2: Colonne lithostratigraphique de la Formation de Trakya dans la région d'Istanbul, y compris les membres d'Heybeliada et de Çebecikoy. Modifié de Kaya (1980).

Description. Le Membre de Çebecikoy montre une épaisseur maximale de 60 m de calcaire inséré dans la Formation de Trakya, schisto-gréseuse d'âge Tournaisien supérieur à Viséen supérieur (âge basé sur les radiolaires et palynomorphes, Kaya & Mamet, 1971; Kaya, 1980, Figure 3-2). Özgül (2012) décrit ce membre comme étant composé de calcaires noir ou gris foncé, bien stratifiés et très bitumineux. Les microfaciès dominants sont des wackestones à foraminifères et algues, plus ou moins dolomitiques. Kaya (1980) signale plusieurs passées de 5 à 6 m d'épaisseur de calcaire plus clair, à chert. Cet auteur indique également que la partie basale du membre montre des faciès de transition entre les schistes sous-jacents et le calcaire franc. Cette transition est marquée par des calcaires bioclastiques alternant avec des calcschistes. Les faciès de la partie supérieure sont plus purs et constitués de wackestones et grainstones bioclastiques à foraminifères, lumps et oolithes. Erentöz (1966) y indique la présence de *Lithostrotion* et *Syringopora* mais ces coraux n'ont jamais été décrits ou figurés. Les descriptions lithologiques données par Özgül (2012) et par Kaya (1980) divergent fortement, ce qui nous amène à penser que ces deux auteurs n'ont pas analysé les mêmes lentilles calcaires. Les foraminifères indiquent un âge Viséen moyen à supérieur (zones 13 et 15 de Mamet, 1974, soit les MFZ12-13 de Poty et al. 2006). Okuyucu et al. (soumis) ont récemment ré-investigué les carrières de Çebecikoy et y décrivent une lithologie différente des deux premiers auteurs, à savoir des paquets de 4-5 m de calcaire noir séparés par des niveaux métriques de siltites. L'âge avancé est Moliniacien terminal (zone MFZ11B de Hance et al., 2011), donc plus ancien que les âges indiqués par Kaya & Mamet (1971). Cette troisième description indique que ces auteurs ont travaillé sur des lentilles différentes. Ces dernières pourraient correspondre à des olistolithes comme le suggèrent Okuyucu et al. (soumis) mais aucun argument d'ordre géométrique ne vient étayer cette hypothèse.

1.1.2 Coupe d'Heybeliada (Istanbul)

Références. Kaya (1973), Mamet (1973), Kaya (1980).

Localisation. La coupe d'Heybeliada se trouve le long de la mer de Marmara, sur la pointe nord de l'île d'Heybeliada, au large d'Istanbul. Coordonnées GPS: 40°52'38.19"N 29°05'05.85"E.

Description. La coupe expose le Calcaire d'Heybeliada, inséré dans les schistes de la Formation de Trakya. Ce sont des calcaires gris, finement stratifiés, se débitant le long de lits argileux, pauvres en macrofaune et légèrement recristallisés. Le faciès dominant est un wackestone à péloïdes et foraminifères. L'assemblage de foraminifères indique un âge Viséen inférieur (Mamet, 1973; Kaya, 1980). Aucune macrofaune n'a été signalée dans cette coupe. Les relations géométriques et stratigraphiques avec les schistes de la Formation de Trakya ne sont pas connus (Figure 3-2). Il pourrait s'agir d'un olistolithe, comme à Cebecikoy, empâté dans la Formation de Trakya dont les faciès schisto-gréseux sont compatible avec une mise en place sous forme de flysch au Carbonifère supérieur.

1.1.3 Autres affleurements dans la banlieue d'Istanbul

Références. Abdüsselamoğlu (1963), Holdsworth (1973), Kaya (1973), Göncüoğlu et al. (2004), Noble et al. (2008), Özgül (2012). Nous n'avons pas levé ces coupes.

Localisation. Les rives européennes et asiatiques du Bosphore exposaient jadis de longues coupes dans le "Paléozoïque d'Istanbul", notamment dans les formations de Baltalimanı (Tournaisien), Trakya (Tournaisien et Viséen, Figure 3-2) et Gümüşdere (Namurien) qui constituent la "Thrazische Serie" de Paeckelmann (1938).

Description. Les formations du Carbonifère inférieur, cumulant plus de 2 km de dépôts silicoclastiques, ont été abondamment décrites et discutées (Özgül, 2012). Au sein de cette épaisse série, plusieurs niveaux carbonatés ont été identifiés. Ce sont des affleurements très limités (aujourd'hui disparus sous les banlieues d'Istanbul) qui n'ont livré que peu de faune sinon des radiolaires (Holdsworth, 1973; Noble et al., 2008) et des conodontes (Çapkinoglu, 2005).

1.1.4 Coupe de Kokaksu (Zonguldak)

Références. Ralli (1895), Charles (1933), Dîl (1975; 1976; 1979), Dîl et al. (1976), Dîl & Konyali (1978), Okan & Hoşgör (2007), Denayer (2011). Nous avons levé et échantillonné cette coupe en 2008 et 2011. Nous avons également étudié les coraux collectés par Charles dans les années 1930.

Localisation. La coupe de Kokaksu se situe dans le lit du ruisseau de Kokaksu près du hameau de Çaydamar, environ 2 km au sud de la ville de Zonguldak, dans le Nord-ouest de la Turquie (coordonnées GPS: 41°25'59.72"N 31°48'25.40"E, Figure 3-4). La coupe est relativement continue dans le ruisseau et complétée par plusieurs affleurements ponctuels dans les flancs de la vallée, ainsi que par une carrière abandonnée, en rive droite (41°25'55.92"N 31°48'34.98"E), en amont de la coupe. Les échantillons collectés par Charles dans les années 1930 proviennent d'affleurements ponctuels dans les flancs de la vallée, aujourd'hui occupés par un quartier d'habitation.

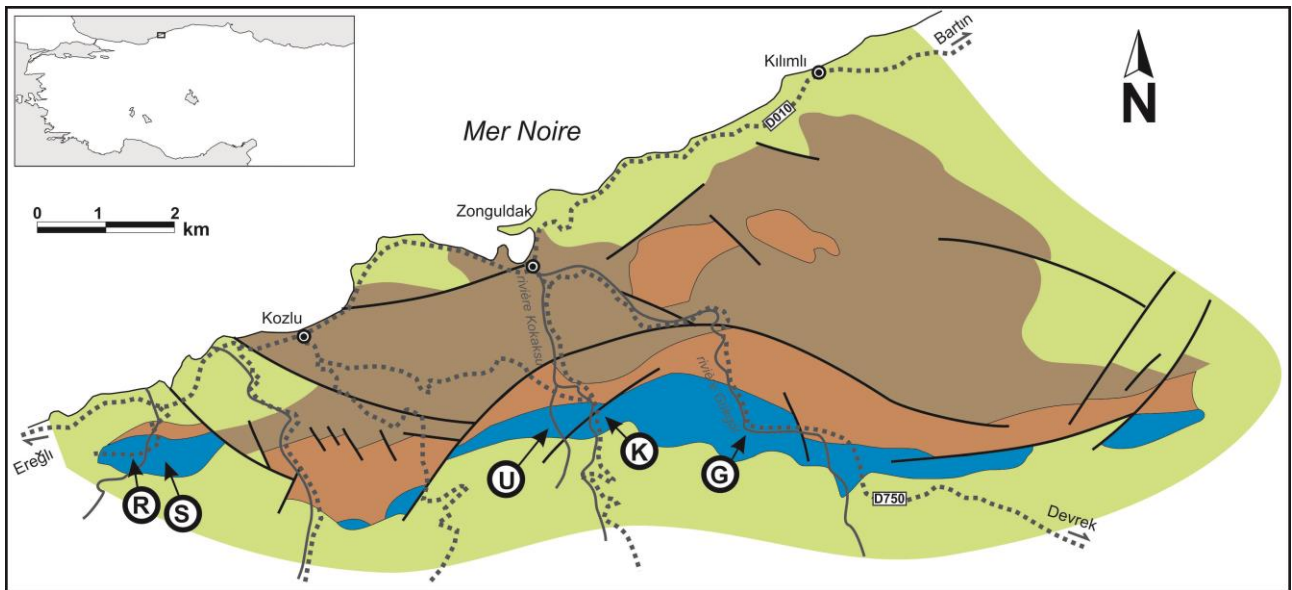


Figure 3-3: Carte géologique schématique de la région de Zonguldak dans le Nord-ouest de la Turquie. Modifié de Okan & Höşgör (2007). Légende: G: coupe de Gökgöl, K: coupe de Kokaksu, R: coupe de Kisla, S: carrière Sayılı, U: coupe d'Ulutam. La légende des couleur se trouve à la Figure 3-12).

Description. La coupe expose la partie supérieure de la Formation de Yılanlı (Tournaisien-Viséen) et la base de la Formation d'Alacaagzı (Namurien-Westphalien). Les couches ont une direction variant de N70°E (amont) à N110°E (aval) et un pendage de 70° à 80° vers le Nord. La Formation de Yılanlı peut être subdivisée, à Kokaksu, en 6 unités lithologiques désigné par des numéros (K1 à K12 décrits ci-dessous et dans le log en Figure 3-5) correspondant à nos zones d'échantillonnage.

L'Unité K1-2 est visible dans la carrière sur une épaisseur d'au moins 80 m. Les 30 mètres inférieurs sont composés de calcaires clairs, bien stratifiés, très pauvres en faune (rars crinoïdes). Les faciès principaux sont des mudstones clairs à stromatolithes et birds-eyes. Les 50 mètres supérieurs sont représentés par des calcaires clairs en gros bancs métriques à pluri-métriques. Les faciès dominants sont des wackestones et des packstones finement bioclastiques. Un niveau (échantillons K2) a livré de petits *Caninia* sp. B et des brachiopodes en lumachelle. L'assemblage de foraminifères fourni par ce niveau est typique de la MFZ6, soit la partie médiane de l'Ivorien. La transition avec l'unité suivante est assez rapide (limite de séquence?).

L'Unité KR3 affleure de manière discontinue dans les deux versants de la vallée, à hauteur du pont traversant la rivière Kokaksu. Son épaisseur est estimée à une vingtaine de mètres. Il s'agit de calcaires sombres, en petits bancs, souvent bioclastiques. Un niveau de 20 à 30 cm de packstone à oncoïdes et *Corphalia fourmarieri* est un repère connu également dans la coupe de Gökgöl. De petits cherts noir apparaissent dans la partie supérieure de l'unité. Les foraminifères de ce niveau indiquent la zone (MFZ7?-)MFZ8, soit le sommet de l'Ivorien.

L'Unité K3, exposée dans le lit du ruisseau en aval du pont, débute par 25 m de calcaire sombre en bancs décimétriques à pluri-décimétriques contenant de nombreux petits cherts noirs. Les fossiles y sont communs: brachiopodes, gastéropodes, très nombreux syringoporides, coraux rugueux solitaires (*Palaeosmia murchisoni*, *Clisiophyllum multiseptatum*) et fragments de colonies (*Dorlodotia briarti*). Ces calcaires en petits bancs sont surmontés par une cinquantaine de mètres de bancs métriques de calcaire de faciès semblable. Les cherts y forment des bandes continues, d'épaisseur

décimétrique. L'assemblage de corallien est typiquement moliniacien (âge cohérent avec celui déterminé par les foraminifères: MFZ10 et 11).

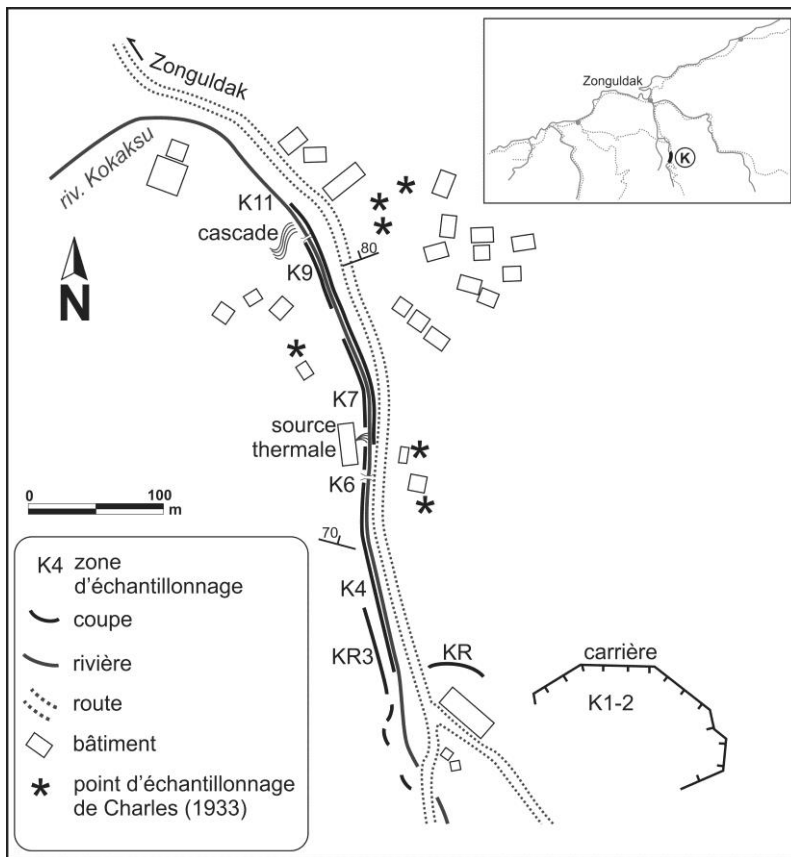


Figure 3-4: Carte de localisation de la coupe de Kokaksu et des zones d'échantillonnage. Les points d'échantillonnage de F. Charles nous sont connus grâce à une carte dessinées par lui et conservée avec ces spécimens dans la collection de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique.

L'Unité K4-7 forme un ensemble doublé par une faille (épaisseur réelle estimée à 60 m), exposé sur une longueur supérieure à 120 m dans le lit du ruisseau. Il est composé de calcaires et dolomies sombres, massifs (bancs pluri-décimétriques à métriques), contenant de gros cherts noirs et de nombreuses colonies de coraux (*Dorlodotia*, *Ceriodotia*, *Siphonodendron*, *Syringopora*) formant des bancs biostromaux. L'horizon à *Ceriodotia bartinensis*, épais d'une quarantaine de centimètres (sommet du niveau K4) est séparé par quelques mètres seulement d'un horizon à grosses colonies plates de *Ceriodotia petalaxoides* (niveau K5) épais de 2 m. Ces deux horizons sont répétés par une faille respectivement dans les niveaux K6 et K7. Les faciès sont des wackestones et des rudstones bioclastiques à nombreux brachiopodes, gastéropodes, coraux et foraminifères. La dolomitisation est variable. La silicification est intense par endroit et les coraux sont pratiquement toujours silicifiés dans la partie supérieure (niveaux K6-K7, à proximité de la station thermale). *Siphonodendron ondulosum* et *Dorlodotia briarti* apparaissent dans le niveau K4 et indiquent le Moliniacien. Les horizons à *Dorlodotia euxinensis* (K4 et K6), *Ceriodotia bartinensis* (K4 et K6) et à *C. petalaxoides* (K5 et K7), sont datés de la zone à foraminifères MFZ11B de (Hance et al., 2011) par la présence de *Pojarkovella* primitives.

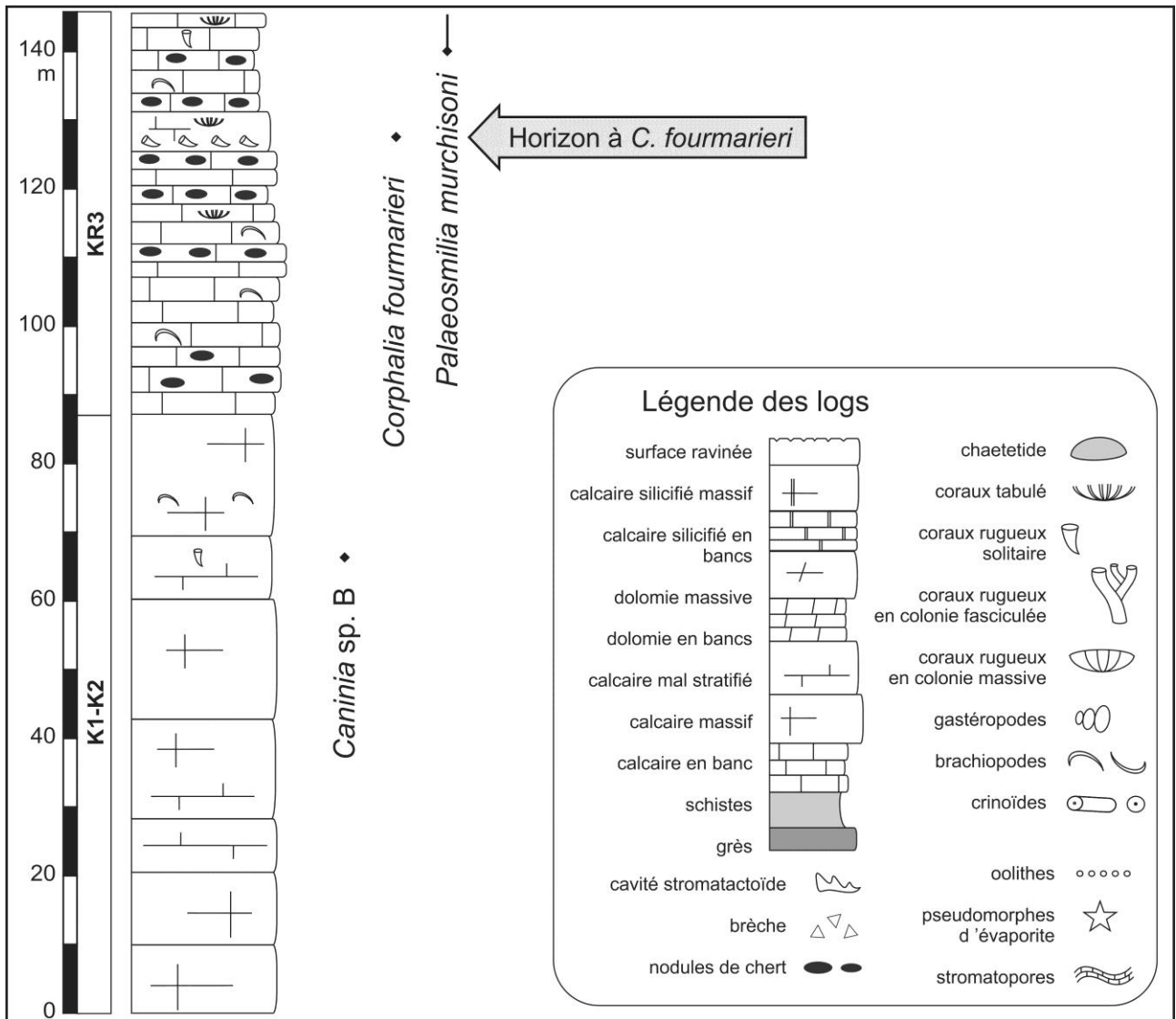
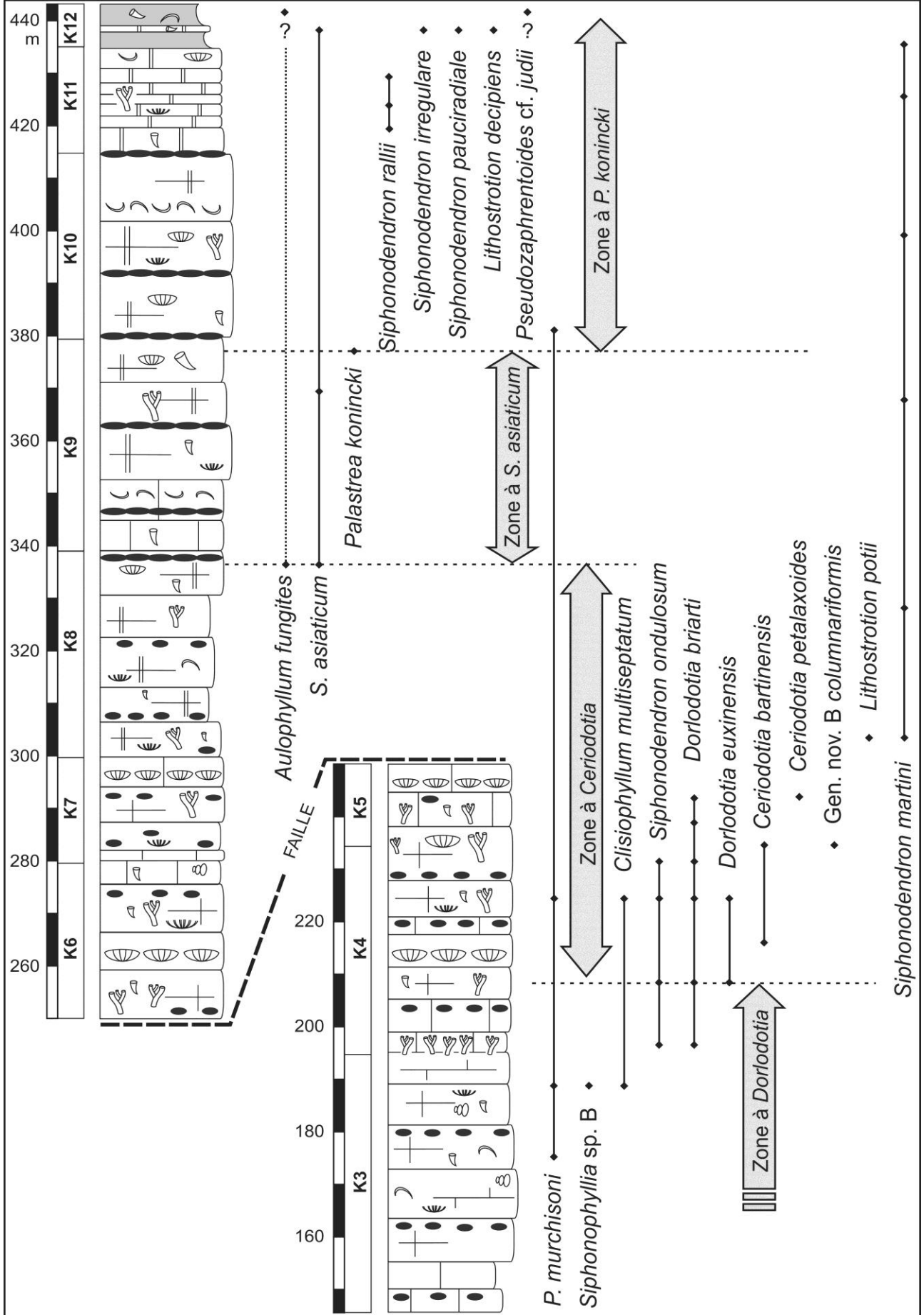


Figure 3-5: Colonne lithologique de la coupe de Kokaksu et la distribution stratigraphique des coraux le long de cette coupe.

L'Unité K8-10, épaisse de 90 à 100 m affleure dans le lit du ruisseau, entre la station thermale et la cascade. Elle est composée de calcaires sombres en bancs massifs, très silicifiés. Les cherts, encore présents sous forme de bandes pluri-décimétriques dans la partie inférieure de l'unité, substituent progressivement les calcaires pour former des bancs entiers, épais de plusieurs mètres. Les faciès sont principalement des packstones et grainstones bioclastiques à brachiopodes, gastéropodes, coraux, bryozoaires, foraminifères et *Koninckopora*, localement très abondants. Un horizon à gigantoproductides à été repéré dans la partie supérieure de l'unité. Les coraux sont abondants, représentés principalement par des grandes colonies de *Siphonodendron martini*, *S. asiaticum*, *S. rallii* et de *Palastrea konincki*, ainsi que par des *Palaeosmilia murchisoni* et *Aulophyllum fungites*. Le sommet de l'unité, très silicifié, forme une cascade de 2 m de haut dans la rivière. Ces niveaux renferment des coraux typiques du Warnantien inférieur tels *Siphonodendron asiaticum* et *Aulophyllum fungites*. La présence de *Palastrea konincki* au sommet de l'unité K9 indique un âge warnantien supérieur. Le Livien y est donc vraisemblablement en lacune puisque cette unité repose directement le Moliniacien supérieur.



L'Unité K11-12, en contrebas de la cascade, est composée d'une alternance de niveaux de schistes gris-brunâtres à débris de plante, et de bancs pluri-décimétriques de calcaire silicifié sombre à coraux (*S. martini*, *S. asiaticum*, *S. silicium*, *S. irregulare*, *S. pauciradiale*, *Lithostrotion decipiens*). Les derniers bancs de calcaire disparaissent à environs 30 m au-dessus de la base de l'unité. L'unité est surmontée de schistes gris-brunâtres et noirs à débris de plantes, contenant d'après Charles (1933) et Dîl et al. (1976) quelques niveaux calcaires à brachiopodes, gastéropodes et coraux (dont *Aulophyllum fungites*). Nous n'avons pas observés ces niveaux.

Les unités calcaires K1 à K 11 appartiennent à la Formation de Yılanlı (environ 360 m d'épaisseur). Dîl & Konyali (1978) ont fait de cette unité carbonatés les trois formations de Kisla, Ulutam et Kokaksu. Ces formations restent cependant informelles car définis seulement par un log lithologique schématique publié dans un livret-guide d'excursion (Dîl & Konyali, 1978). Les unités de calcaire clair K1 et K2 correspondraient à la Formation d'Ulutam tandis que les unités de calcaire sombre (K3 à K11) correspondraient à la Formation de Kokasu. Enfin, les schistes de l'unité K12 correspondent à la base de la Formation d'Alacağzı. D'après Dîl et al. (1976) et Okan & Hoşgör (2007), la limite Viséen-Namurien se situe dans la Formation d'Alacağzı, à environ 35 à 40 m au-dessus des derniers bancs de calcaires silicifiés (niveau K11).

1.1.5 Coupe de Gökgöl (Zonguldak)

Références. Charles (1933), Dîl (1975), Dîl et al. (1976), Dîl & Konyali (1978), Denayer (2011). Nous avons levé et échantillonné cette coupe en 2008 et 2011.

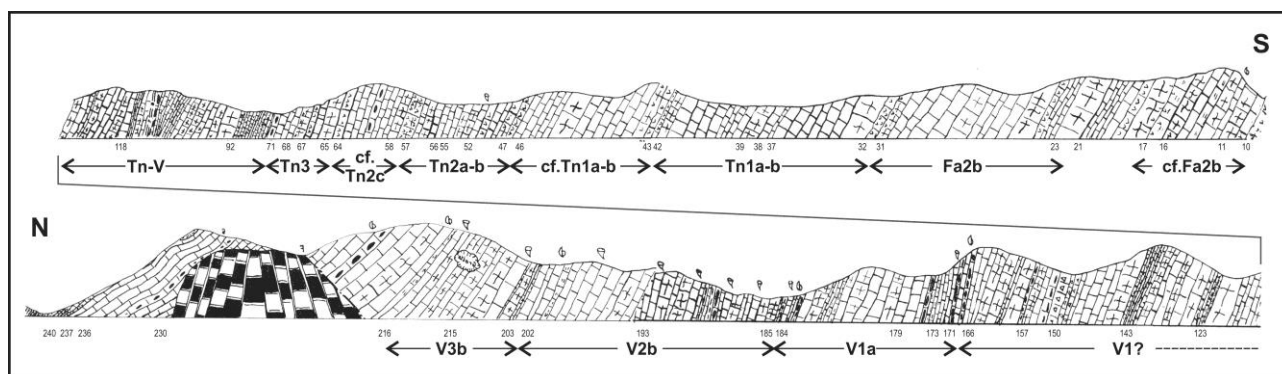


Figure 3-6: Coupe de Gökgöl dessinée par Dîl (1975). Le dessin a été inversé puisque la coupe publiée par Dîl est une image miroir de la réalité. Les numéros correspondent aux échantillons prélevés pour l'étude des foraminifères.

Localisation. La coupe de Gökgöl se situe dans la vallée du même nom, le long de la route D750 reliant Zonguldak à Devrek, en amont du hameau d'Asma, environ 4 km au sud-est de la ville de Zonguldak dans le Nord-Ouest de la Turquie (coordonnées GPS au milieu de la coupe: 41°26'19.28"N 31°50'05.43"E). La majeure partie de la coupe se situe dans le versant nord-est de la rivière, le long de la route, mais la partie supérieure (en aval de la grotte touristique de Gökgöl) affleure sur le versant opposé et dans une carrière abandonnée située en hauteur, dans le flanc sud-ouest de la vallée. La coupe de Gökgöl est la coupe d'Asma de Charles (1933). Elle a été levée au banc à banc par Dîl (1975). Cependant, le dessin de la coupe présentée dans sa publication (Figure 3-6) est une image miroir de la coupe elle-même située sur la rive droite de la rivière et non sur la rive gauche comme le figure Dîl (1975) ! La numérotation des unités lithologique est également celle de nos zones d'échantillonnage.

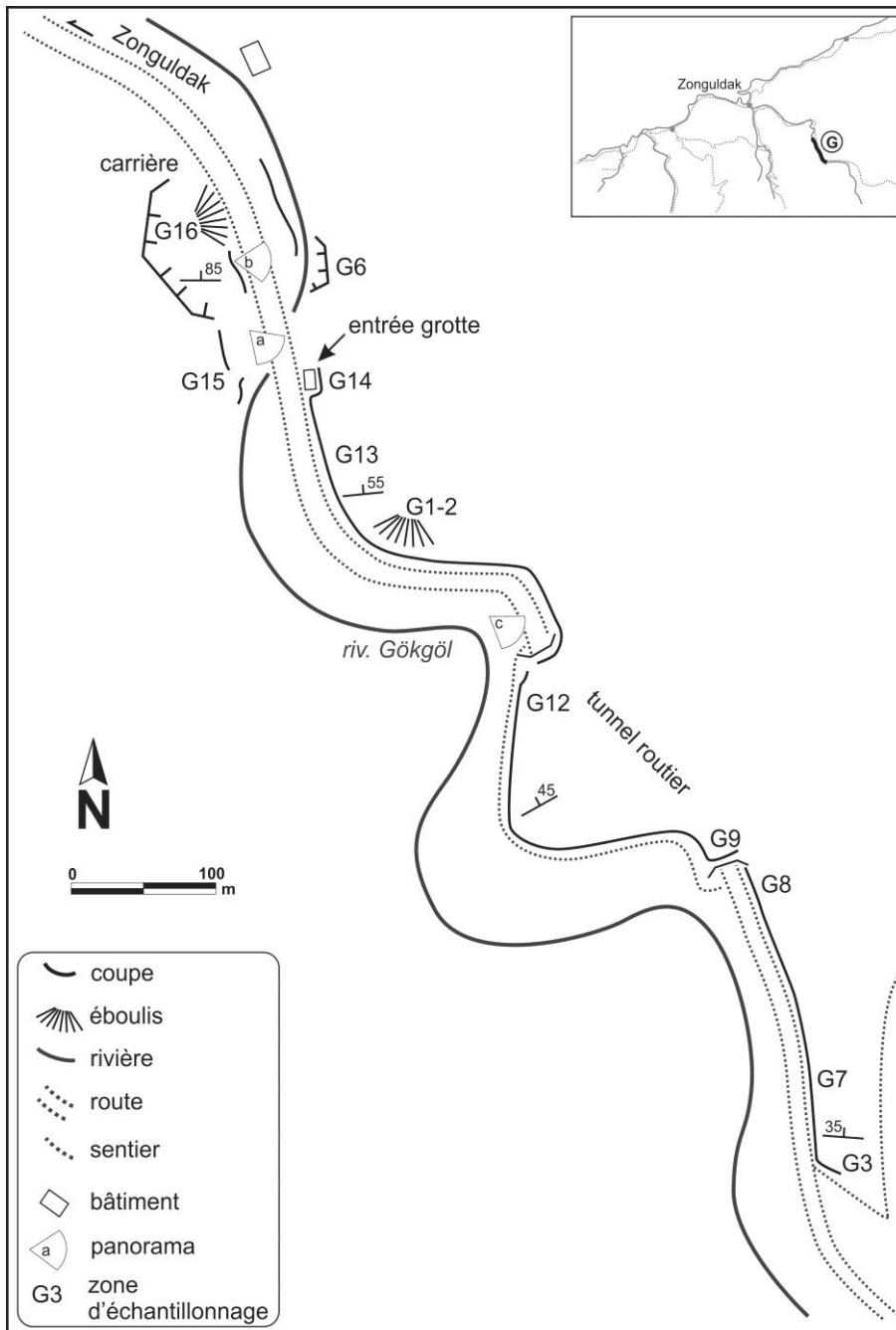


Figure 3-7: Carte de localisation de la coupe de Gökgöl et détail des zones d'échantillonnage. Les panoramas a, b et c correspondent aux prises de vue des photographies présentées à la Figure 3-8.

L'Unité G3 affleure dans l'assiette d'un sentier montant de la route vers un hameau situé dans le versant nord-est de la vallée. Il s'agit de calcaires clairs en bancs massifs, très bioclastiques, riches en stromatopores, coraux solitaires (*Campophyllum flexosum* et *C. sp. A*), syringoporides et *Pseudochaetetes*. Ce niveau épais de 2,5-3 m appartient au Strunien, tel que l'avait déterminé Dîl (1975). Les foraminifères indiquent la biozone DFZ7.

L'Unité G7, épaisse de 45 m, est composée de calcaires et dolomies clairs, très massifs (bancs pluri-métriques) et dépourvus de macrofaune. Une première unité calcaire G7a est constituée de packstone et grainstone finement bioclastiques, surmontés de 10 m de dolomies gris clair (niveau G7b), elles-mêmes surmontée de 15 m de grainstone clair (G7c). Un échantillon prélevé à 1m de la base de l'unité G7a indique la zone à foraminifères DFZ7 tandis que l'unité de G7c est datée de la

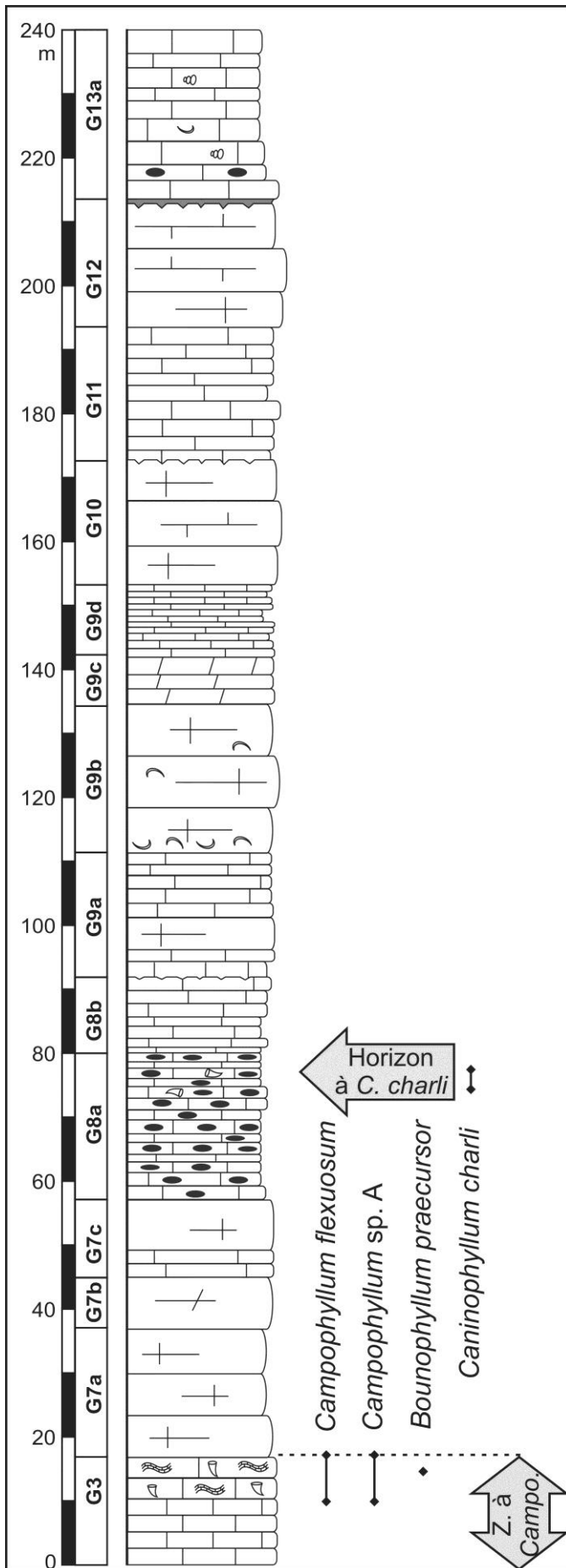
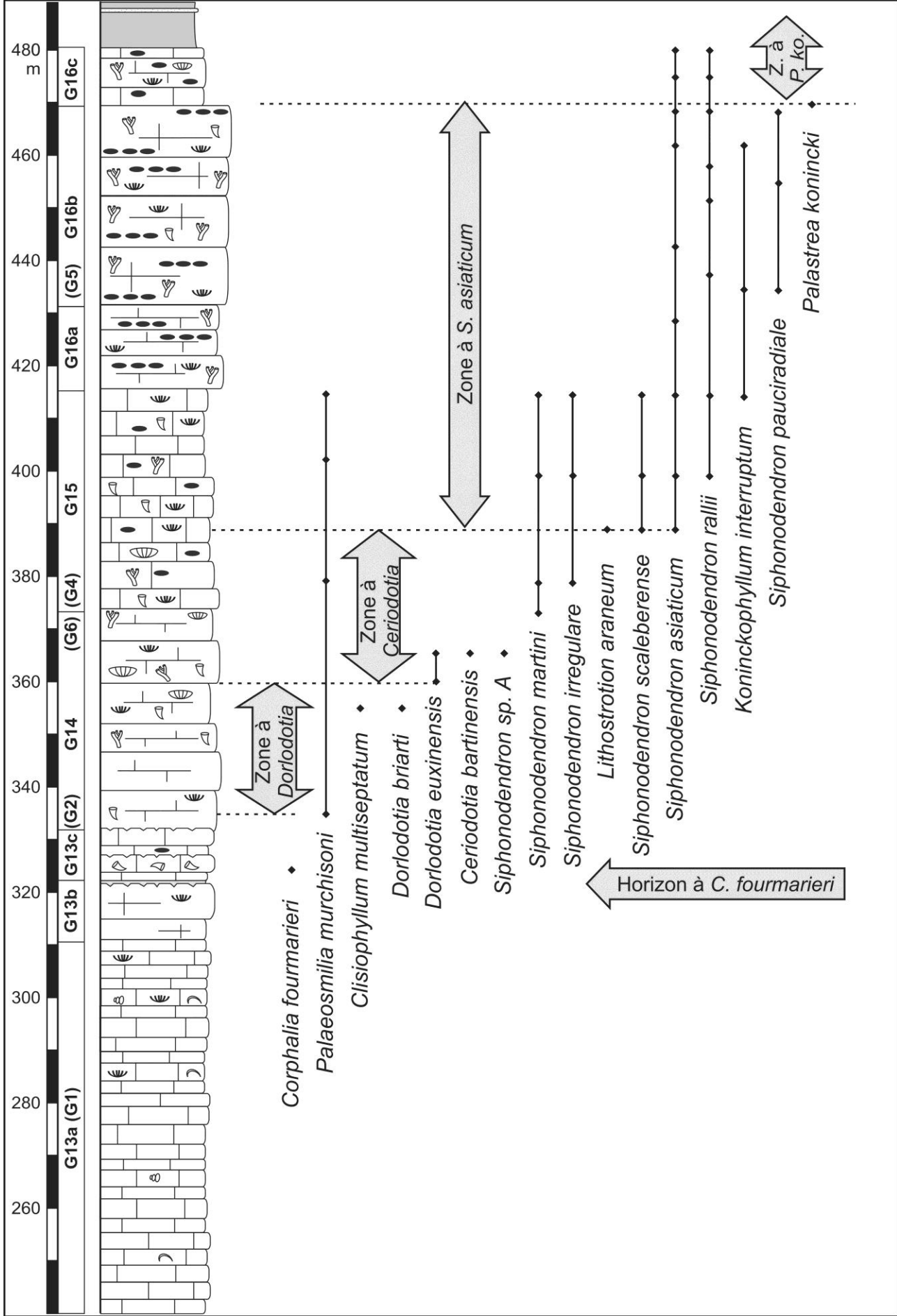


Figure 3-8 (et page suivante): Colonne lithologique de la coupe de Gökgöl et distribution stratigraphique des coraux. La légende se trouve à la Figure 3-5. Z. à *Campo.*: Zone à *Campophyllum*. Z. à *P. Ko.*: Zone à *Palastrea konincki*.



MFZ2. La limite dévono-carbonifère est donc située dans cet intervalle. Le passage à l'unité suivante est marquée par l'apparition de petits nodules de chert sombre.

L'Unité G8 débute par 20 m de calcaires bioclastiques sombres en petits bancs décimétriques (G8a). Les cherts sont abondants, de petite taille et dispersés dans les bancs. Le faciès dominant est un packstone-grainstone bioclastique à brachiopodes et crinoïdes. La partie supérieure de l'unité (G8b, 10 m d'épaisseur) est composée des même faciès mais les cherts y sont rares. En revanche, plusieurs horizons ont fournis des coraux solitaires (*Caninophyllum charli*) et des colonies de syringoporides très fragmentées. Le sommet de l'unité est dolomitisée et se termine par une surface ravinée. Les foraminifères livrés par ces niveaux indiquent la MFZ3, c'est-à-dire la partie supérieure de l'Hastarien.



Figure 3-9: Photographies de la coupe de Gökgöl. a: vue des unités G13 (stratifiée) et G14 (massive), à hauteur de l'entrée de la grotte (panorama a sur la Figure 3-6); b: vue de l'unité massive G16 en contrebas de la carrière (panorama b); c: contact entre les unités G12 et G13 à la sortie nord du tunnel routier (panorama c), le paléosol est développé sur le dernier banc de calcaire massif.

L'Unité G9a-b est un ensemble de calcaires de faciès divers, sombres, sans macrofaune. La partie inférieure (G9a, 20 m) est composée de calcaires en bancs d'épaisseur variable (décimétriques à métriques), finement bioclastiques, comprenant de rares petits cherts noirs. La partie médiane (G9b, 25 m) est caractérisée par des bancs plus massifs (métriques) contenant des lumachelles de brachiopodes.

L'Unité G9c-d, exposée dans le rocher surmontant l'entrée sud du tunnel routier, est formée de petits bancs en plaquettes correspondant à des alternances de calcaires micritiques sombres à rares stromatolithes (G9c) surmontés de dolomies noires (G9d). Aucune macrofaune n'a été observée dans ces faciès témoignant d'un environnement confiné (lagunaire?). L'Unité G10-12 regroupe trois ensembles calcaires de couleur claire et démunis de faune. La partie inférieure (G10) est une barre

calcaire de 15 m d'épaisseur, composée de wackestones et packstones clairs, finement bioclastiques, à nombreux ostracodes, passant vers le haut à des mudstones clairs à birds-eyes. Le sommet de cette unité est affectée par une surface paléokarstique ravinant sur près d'un mètre les calcaires. Aucune faune n'a permis de dater l'unité. La partie médiane (G11, 20 m) débute par quelques mètres de calcaire clair à petits oncolithes, en bancs décimétriques, passant à des faciès plus grossiers (packstones) sombres et bitumineux, en bancs lenticulaires. La dernière partie (G12) est composée d'une barre (20 m) de calcaire clair, grossier, à petits bioclastes. Son sommet est marqué par un paléosol de 1.5 m d'épaisseur, très argileux (formé sur cinérite?) à base diffuse et limite supérieure nette. Le paléosol est particulièrement bien visible au-dessus de la sortie nord du tunnel routier.

L'Unité G13 regroupe 115 m de calcaire bien stratifié, de couleur gris moyen à sombre, bioclastique (brachiopodes, gastéropodes, rares syringoporides) à petits cherts. La partie inférieure (G13a, 90 m) marque le retour progressif à des conditions plus marines avec l'apparition de fossiles de plus en plus nombreux vers le haut de l'unité. Cette partie bien stratifiée forme la falaise bordant la route entre le tunnel routier et l'entrée de la grotte touristique. L'unité G13b est un banc de calcaire massif d'une dizaine de mètres d'épaisseur, principalement composé de grainstones et rudstones très bioclastiques (gros gastéropodes, brachiopodes, céphalopodes). Un niveau de 1 m d'épaisseur, à gros oncoïdes dont les nucléus sont des *Corphalia* apparaît dans la partie supérieure de ce banc massif. Il s'agit d'un niveau repère régional dont la faune de foraminifères indique un âge Ivorien terminal (MFZ7?-MFZ8). Le sommet de ce banc est marqué par un niveau charbonneux de quelques centimètre. La partie supérieure de l'unité (G13c) est composée de 10 m de calcaire grenu en bancs décimétriques à nombreux petits cherts.

L'Unité G14 affleure à hauteur de l'entrée de la grotte touristique. Son épaisseur est estimée à 40 m. Elle est formée de gros bancs massifs de calcaires gris moyen à foncé, très bioclastiques et riches en coraux. *Ceriodotia bartinensis*, *Dorlodotia euxinensis*, *D. briarti*, *Palaeosmilia murchisoni*, *Clisiophyllum multiseptatum*, *Siphonodendron martini* et de *S. sp. A.* (numérotés G1, G2, G4 et G6) ont été collectés dans l'éboulis en contrebas de cette unité. Le contact avec l'unité suivante n'a pas été observé. L'assemblage de coraux est typique du Moliniacien supérieur et les foraminifères (*Pojarkovella* primitives) indiquent la zone MFZ11B de Hance et al. (2011).

L'Unité G15 affleure de manière discontinue sur une trentaine de mètres le long de la route et dans le versant sud-ouest de la vallée. Le faciès dominant est un packstone-grainstone sombre, très bioclastique et fossilifère (brachiopodes, coraux, gastéropodes) formant des bancs d'épaisseur métrique. Les coraux présents sont des syringoporides, des *Siphonodendron martini*, *S. pauciradiale*, *S. scaleberense*, *S. irregulare*, *S. asiaticum*, *Lithostrotion araneum* et *Palaeosmilia murchisoni*. L'association corallienne est typique du Warnantien (biozone à *S. asiaticum*, voir chapitre consacré à la stratigraphie) et les foraminifères confirment cet âge (MFZ13).

L'Unité G16 est exposée dans la carrière abandonnée, au-dessus de la route, dans le versant sud-ouest de la vallée, ainsi que dans le lit de la rivière, en aval de la grotte. L'épaisseur de cette unité est estimée à 60 m. Elle est caractérisée par des bancs pluri-métriques de calcaires sombres, bioclastiques et parcourus de bancs pluri-décimétriques de chert noir. Les fossiles y sont abondants, surtout les coraux et les brachiopodes (dont des gigantoproductidés). Les coraux (numérotés G5 et G16) sont abondants: *Siphonodendron martini*, *S. scaleberense*, *S. asiaticum*, *S. pauciradiale* et *S. rallii*, *Koninckophyllum interruptum* et de syringoporides en colonies dépassant parfois le mètre cube! Les coraux indiquent un âge Warnantien inférieur et les foraminifères un âge MFZ13-14. Le sommet de l'unité (G16c) est composé de quelques mètre de calcaire sombre en bancs pluri-décimétriques ayant livré *Palastrea konincki* qui indique un âge Warnantien supérieur (zone RC8 de Poty et al., 2006). Le contact avec les schistes namuriens n'est pas visible mais un affleurement de schistes charbonneux

altérés est présent à quelques mètres à peine au nord des derniers bancs calcaires de la carrière. La base de la Formation namurienne d'Alacağzı est représentée par des schistes alternant avec des grès. Il n'y a pas, comme c'est le cas dans la coupe de Kokaksu, de "couches de passage" où alternent les faciès détritiques et carbonatés.

Dil & Konyali (1978) reconnaissent dans l'ensemble G7-9d la Formation de Kisla, tandis que les unités G10-14 constituent leur Formation d'Ulutam et les unités G15-16 sont groupées sous le terme de Formation de Kokaksu.

1.1.6 Coupe de Kisla (Zonguldak)

Références. Dil (1975; 1976), Dil & Konyali (1978). Nous avons échantillonné cette coupe en 2008.

Localisation. La coupe de Kisla se trouve le long d'une petite route montant vers le hameau de Kisla et s'embranchant sur la route Zonguldak-Ereğli à environ 3 km au sud-ouest de la ville de Zonguldak (coordonnées GPS: 41°24'58.01"N 31°43'12.53"E). La coupe décrite par Dil (1975; 1976) et Dil & Konyali (1978) se trouve dans le vallon en contrebas de la route.

Description. Cette coupe venait d'être rafraîchie par des travaux routiers lors de notre visite en juin 2008. Les couches y ont une direction N40°E et un pendage important (70-80°) vers le nord. La partie supérieure de la Formation de Yılanlı affleure sur environ 300 m. La coupe n'a pas été levée en détail et seuls quelques échantillons ont été prélevés.

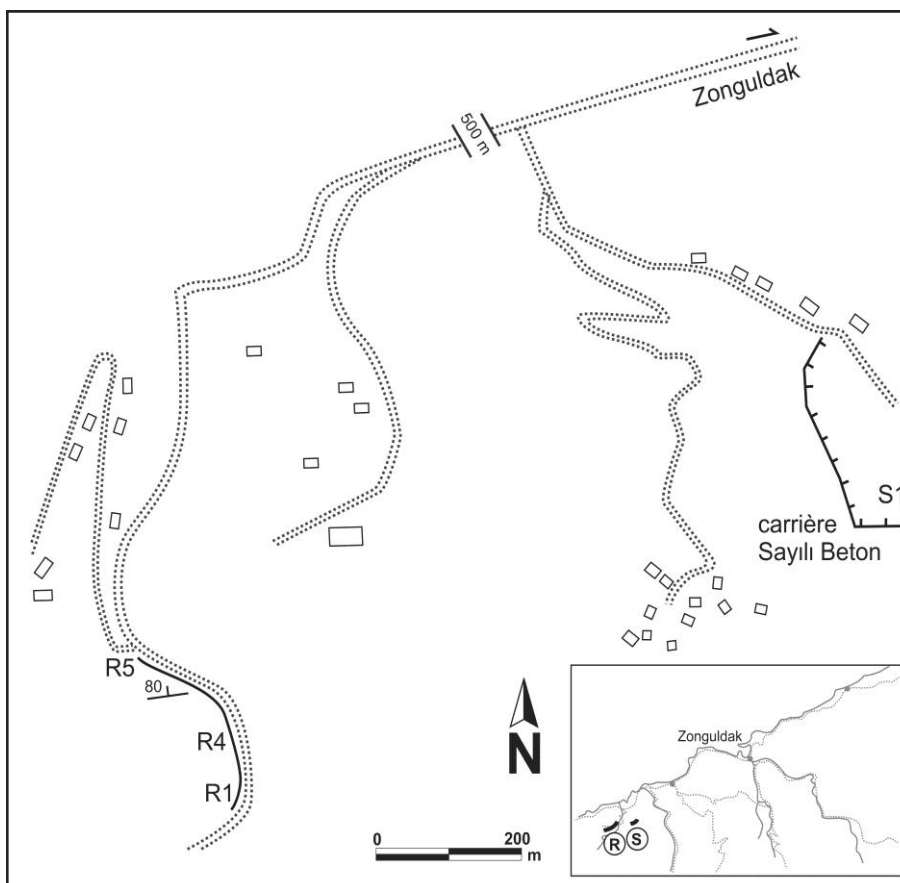


Figure 3-10: Carte de localisation de la coupe de Kisla et de la carrière Sayılı

La formation présente cinq ensembles lithologiques. Une unité de calcaires grossiers, bioclastiques et crinoïdiques (25-30 m) ayant livré *Caninia* sp. A. Une unité de calcaires fins, sombres comprenant quelques passées à brachiopodes et bellerophontides mais aucun corail (environ 90 m d'épaisseur). Une unité (75 m) de calcaires gris foncés, bioclastiques, à coraux coloniaux (échantillons R2 à R4), dont *Dorlodotia euxinensis*, *Kwangsiphyllum chui*, *Siphonodendron martini* et *Lithostrotion* sp. Une unité de calcaire sombre, à cherts, contenant de nombreuses colonies de *Siphonodendron martini*, *S. pauciradiale* et *S. asiaticum*. Cette unité, de 70 à 80 m d'épaisseur, est de plus en plus silicifiée vers le haut. Une dernière unité, de 25 m d'épaisseur, est composée de calcaires sombres, silicifiés, alternant avec des niveaux schisteux. Les bancs calcaires contiennent de nombreux coraux silicifiés, dont *S. martini* et *S. asiaticum*.

La surface supérieure du dernier banc est ravinée et est pétrie de coraux dont *Palastrea konincki*. Les schistes de la Formation d'Alacağzı reposent sur cette dernière surface.

En contrebas de cette route, vers l'Est, se trouve une carrière (Sayılı Hazır beton, 41°25'11.54"N 31°44'07.45"E) exposant des niveaux très massifs, sans chert, non repérés dans la coupe de la route. Un bloc, prélevé dans un éboulis, contient une grosse colonie de *Nemistium* cf. *affine* et a livré une microfaune typique de la zone MFZ14, soit du Warnantien inférieur. Les relations entre la coupe de la route et la carrière n'ont pas pu être précisées.

1.1.7 Coupe d'Ulutam (Zonguldak)

Références. Charles (1933), Dîl (1976). Nous avons échantillonné cette coupe en 2008.

Localisation. La coupe d'Ulutam est une suite de pointements rocheux dans une gorge encaissée d'accès très difficile, située au nord du barrage d'Ulutam, à environ 2,5 km au S de la ville de Zonguldak (41°25'57.08"N 31°47'52.07"E). Il s'agit très vraisemblablement de la coupe décrite par Charles (1933) sous le nom de Tach-Kessen.

Description. Les conditions d'affleurement de la Formation de Yılanlı n'ont pas permis d'avoir un levé satisfaisant. Seuls deux niveaux ont livré des coraux. Le premier, situé à une quinzaine de mètres au sud des schistes namuriens, a livré *Corwenia* cf. *vaga* et *Siphonodendron irregulare*. Le second, situé plusieurs dizaines de mètres au sud du premier, a livré deux colonies de *Dorlodotia euxinensis*.

1.1.8 Coupe de Tarla-Ağzı (Bartın)

Références. Ralli (1895), Charles (1931; 1933), Ünsalaner (1951), Tokay (1954). Nous n'avons pas levé cette coupe mais le corail récolté par Charles a pu être étudié.

Localisation. Cette coupe est située en bordure de la Mer Noire à 9 km au nord de Bartın, dans le Nord-Ouest de la Turquie (coordonnées GPS: 41°43'18.74"N 32°19'35.72"E).

Description. La coupe expose principalement la transition du Viséen calcaire vers la séquence silicoclastique du Namurien (Charles, 1933). D'après cet auteur, le Viséen est composé de calcaires sombres, alternant avec des schistes noirs ayant livré des brachiopodes et des coraux (*Aulophyllum fungites*).

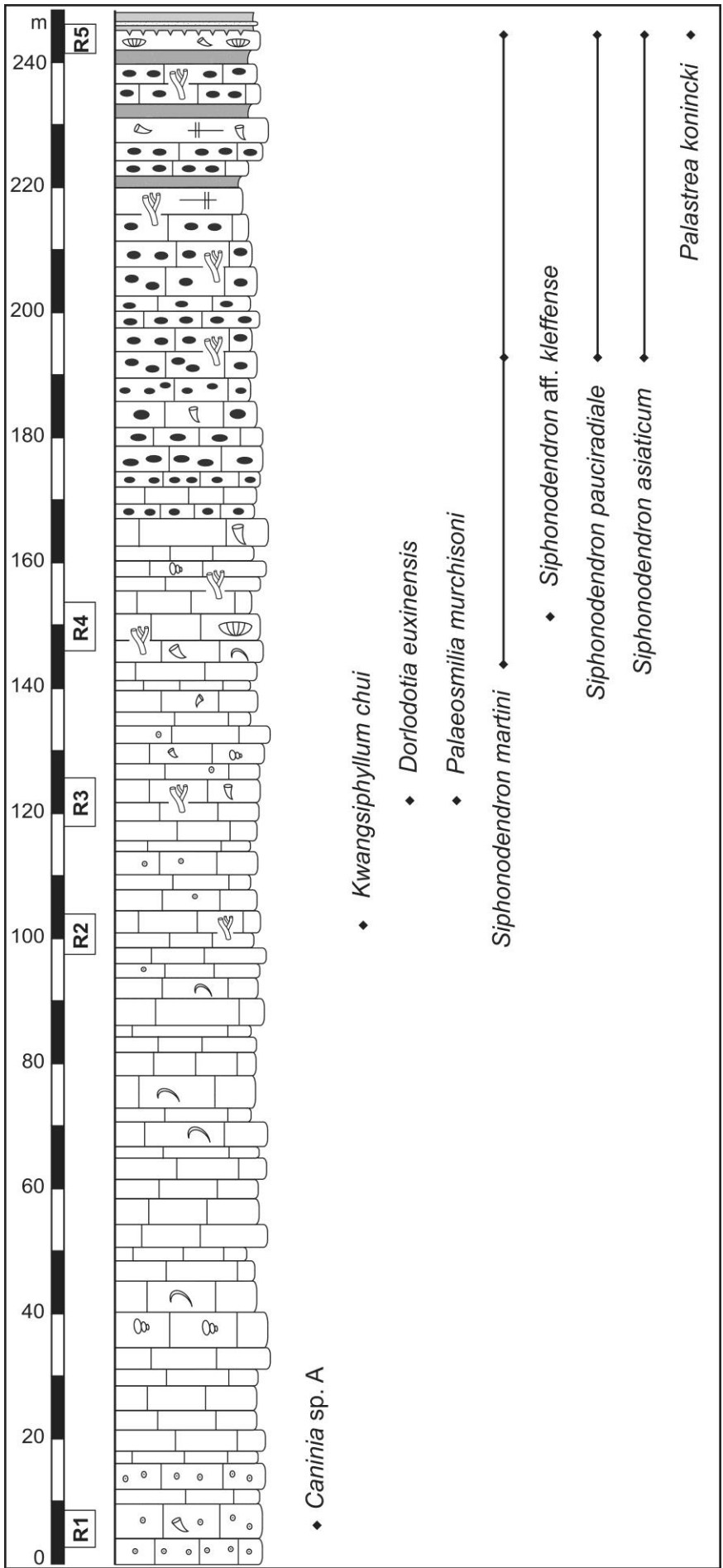


Figure 3-11: Colonne lithologique de la coupe de Kisla avec la distribution stratigraphique de quelques espèces. Légende des lithologie à la Figure 3-5.

1.1.9 Affleurement près du radar météo de Tarla-Ağzı (Bartın)

Références. Néant.

Localisation. Le radar météo de Tarla-Ağzı se trouve dans le massif forestier s'étendant au nord de Bartın (coordonnées GPS: 41°42'03.69"N 32°19'39.65"E, Figure 3-12). L'endroit a été prospecté en 2009 par Tezcan Cobanoğlu, géologue chez Kimtaş-Carmeuse, qui a collecté une vingtaine de coraux solitaires silicifiés (*Amplexus coralloides* et *Zaphriphyllum daleki*). Les rares foraminifères présents dans ces niveaux n'ont pas permis de dater précisément la coupe. *Zaphriphyllum* n'ayant été observé dans aucune autre coupe exposant le Moliniacien et le Warnantien, nous considérons - par élimination - cet affleurement comme de l'Ivorien (Tournaisien supérieur). Les microfaciès observés (wackestone et mudstones à pelloïdes rappellent ceux observés dans l'Ivorien supposé de la coupe de Topluca.

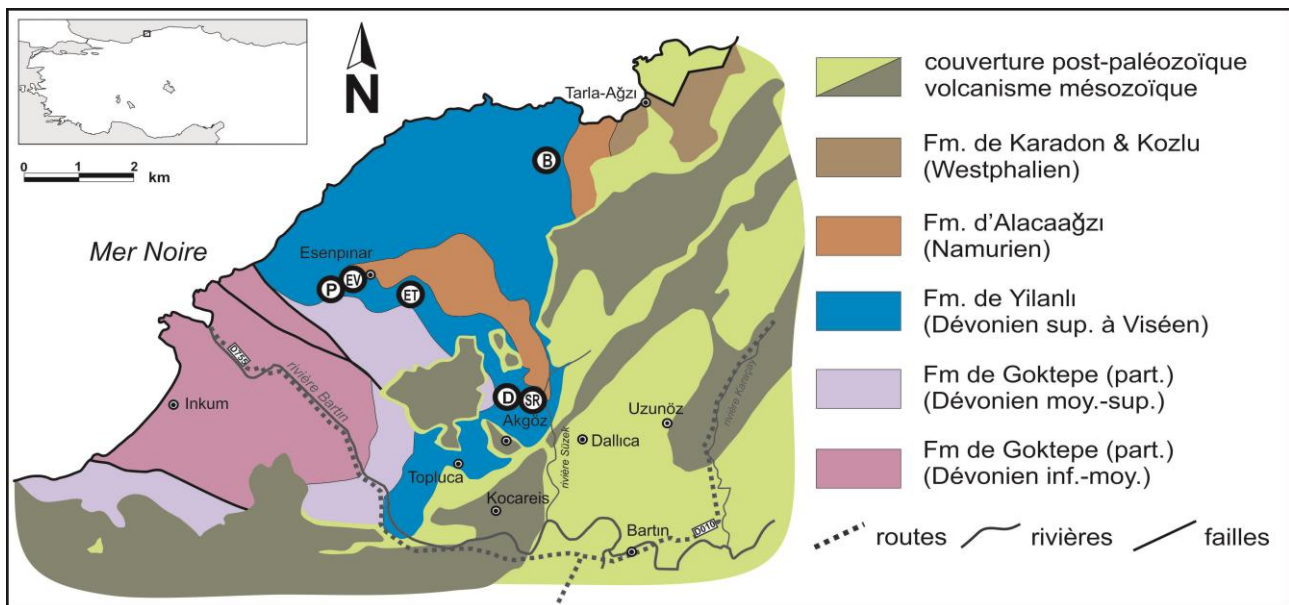


Figure 3-12: Carte géologique schématique de la région de Bartın dans le Nord-Ouest de la Turquie. Modifiée de Tokay (1954). Légende: B: coupe du radar météo de Tarla-Ağzı, D: coupe de Dallıca, ET: coupe de Topluca, EV: coupe d'Esenpinar, P: carrière Pelenkoğlu, SR: coupe de la rivière Süzek.

1.1.10 Coupe de Topluca (Bartın)

Références. Néant. Nous avons levé et échantillonné cette coupe en 2010 et 2011, les numéros des échantillons et unités lithologiques est inversée (l'unité ET1 représente le sommet de la coupe, l'unité ET14, sa base).

Localisation. La coupe de Topluca est un terrassement créé pour la réalisation d'une route reliant l'ancienne briqueterie à l'est du hameau d'Esenpinar, à la vallée de la rivière Bartın (Figure 3-12, 3-13). La coupe se trouve à approximativement à 2 km à l'ouest du village de Topluca et à 8 km au nord-ouest du centre de Bartın (coordonnées GPS: 41°41'15.41"N 32°17'00.54"E).

Description. La partie supérieure de la Formation de Yılanlı affleure sur une longueur d'environ 800 m. Les couches ont une direction N90°E à N100°E, elles sont sub-verticales dans la partie sud et s'inclinent à 80-85°N dans la partie nord de la coupe. La coupe est relativement continue dans la partie supérieure (Viséen) mais très discontinue dans les deux-tiers inférieurs, interrompue par des zones très altérées, des karsts et des replats de la route.

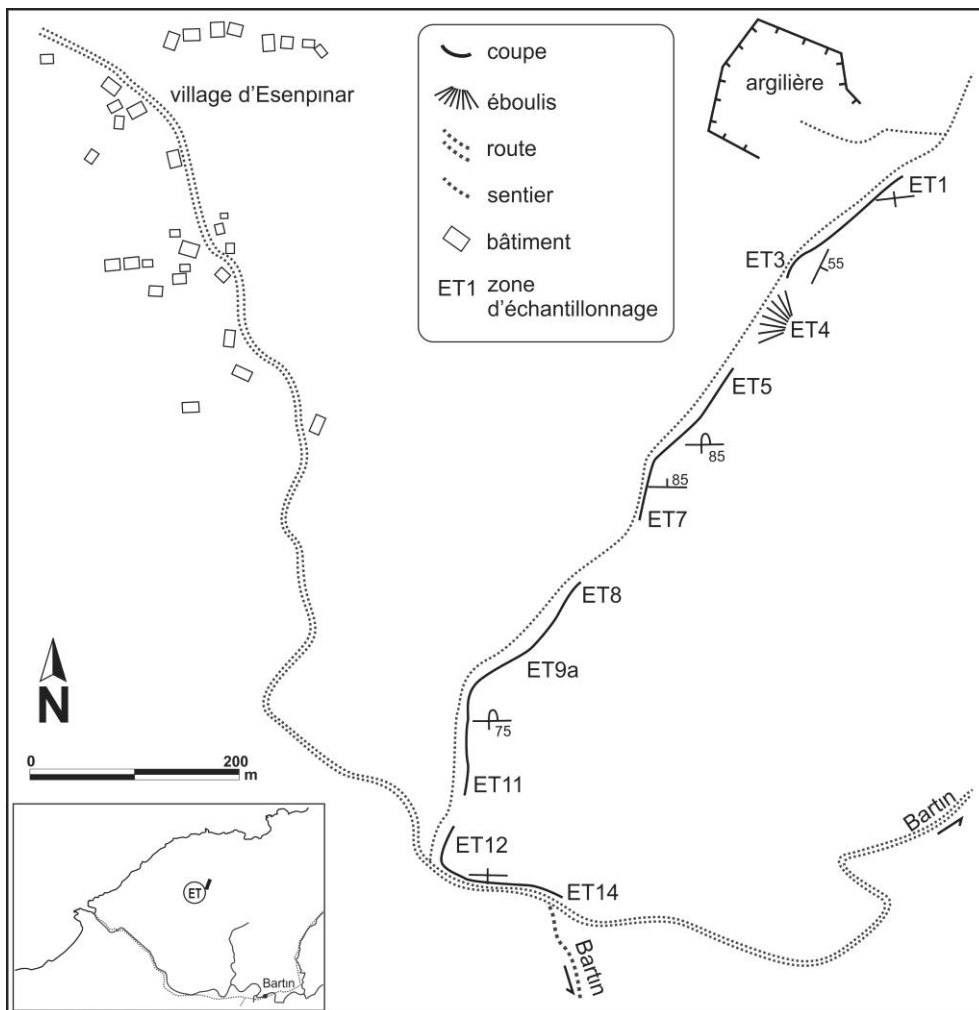
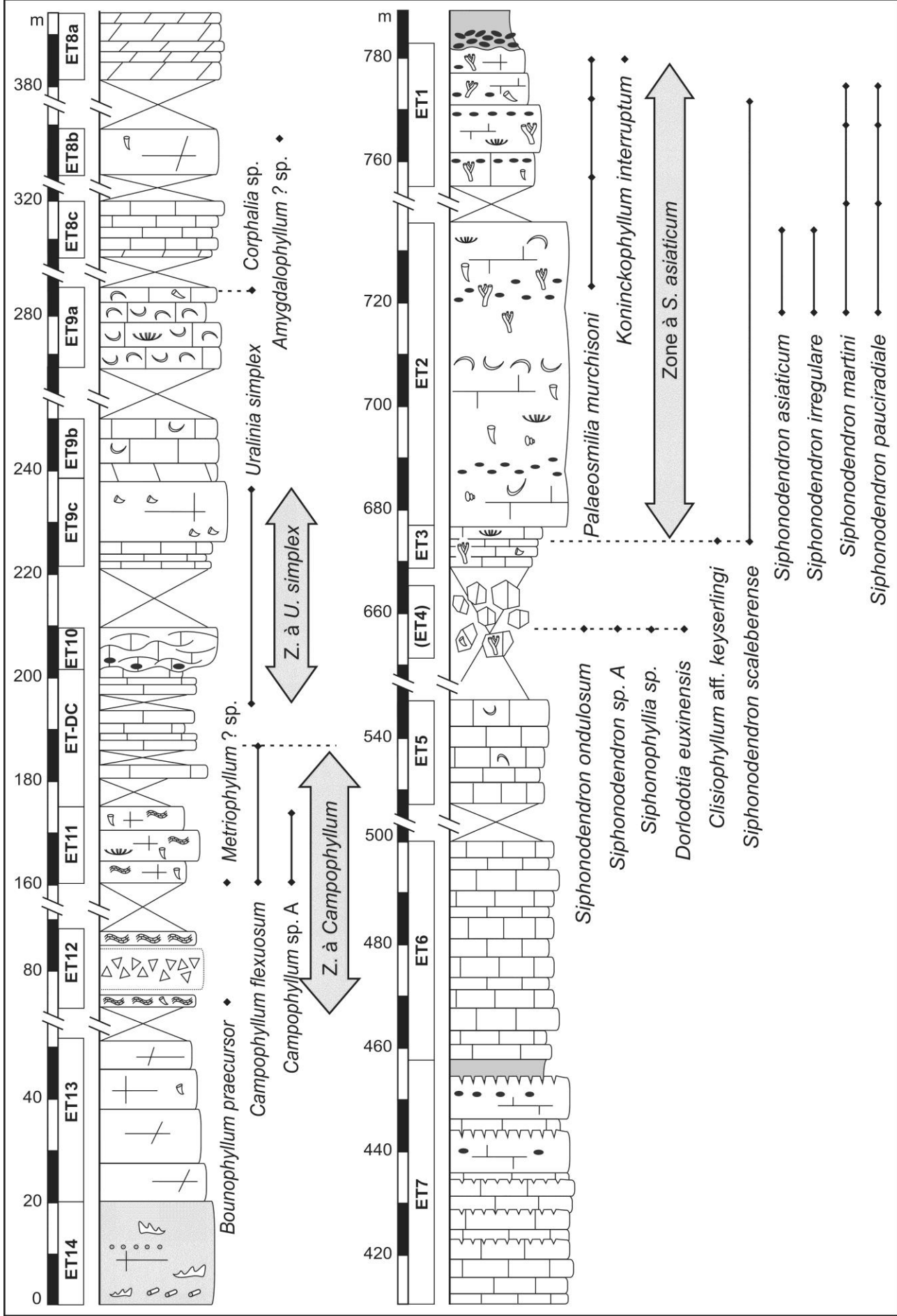


Figure 3-13: Carte de localisation de la coupe de Topluca et détail des zones d'échantillonnage.

La coupe débute au croisement de la nouvelle route avec un chemin reliant le hameau d'Esenpinar au village de Topluca (Figure 3-13). Là affleurent des calcaires rouges, massifs, à cavités remplies de sparite (stromatactoides?) et crachées de crinoïdes (niveau ET14). Ces calcaires sont localement dolomitisés. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis de lever en détail ces faciès. Directement au-dessus des faciès rouges se trouve un paquet de 75 m de calcaire fin, gris-brunâtre, dolomitique sans faune (ET13). Après un hiatus d'affleurement d'une vingtaine de mètres apparaissent les premiers faciès fossilifères (Figure 3-14).

L'Unité ET12-11 est formée de deux biostromes à stromatopores de 45 et 60 cm d'épaisseur, séparés par 8 m de brèche calcaire altérée, vraisemblablement lié au passage d'une faille. Les biostromes (niveau ET12, Figure 3-16c) sont composés de stromatopores lamellaires de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur et empâtés dans un microspar dolomitique. De petits *Bounophyllum praecursor* abondent dans ces faciès. Il s'agit de biostromes d'âge strunien. Un second niveau fossilifère (ET11) est séparée du précédent par environ 80 m de brèches et d'argiles d'altération en relation avec une faille. Il s'agit de niveaux bioclastiques (packstones-grainstones à rudstones) très riches en coraux solitaires, en syringoporides et en stromatopores fragmentés. Les coraux sont dominés par les *Campophyllum flexuosum*, *C. sp. A* et les syringoporides. Les foraminifères présents dans ces faciès sont typiques de la zone DFZ7, soit du Strunien.

Figure 3-14 (page suivante): Colonne lithologique de la coupe de Topluca et distribution des coraux.



Les 25 mètres suivants constitue un ensemble affleurant de manière discontinue (ET/DC) qui a fait l'objet d'un levé plus précis afin d'y situer la limite dévono-carbonifère (Figure 3-15). Les bancs 1 à 10 contiennent des fragments de *Campophyllum* sp. et de stromatopores dans des faciès similaires à ceux décrits ci-dessus. Les bancs 11 à 16, entrecoupés de plusieurs hiatus d'observation, sont bioclastiques et ont livré des foraminifères de la DFZ7. Les bancs 17 à 32 sont extrêmement dolomités et les faciès d'origine n'y sont pas reconnaissables. Le banc 33, moins dolomitisé a livré les derniers foraminifères struniens (*Quasiendothyra*: DFZ7). Les bancs 35 à 40 ont livré des foraminifères uniloculaires typiques de la MFZ1. La base du Tournaisien est placée à la base du banc 35 où apparaissent les premiers foraminifères de la MFZ1. Le banc 41 est le premier banc de l'unité lithologique suivante.

L'Unité ET10 débute par est un ensemble de 4 m d'épaisseur composée de calcaires gris clairs, bioclastiques, légèrement argileux, formant des bancs noduleux et lenticulaires contenant de petits cherts noirs. Ces faciès ne sont pas sans rappeler les calcaires noduleux en petits bancs surmontant la limite dévono-carbonifère en Belgique et en Chine.

L'Unité ET9c-b, séparée de la précédente par un hiatus d'affleurement de 12 m, est formée de deux parties. La partie inférieure (niveaux ET9c) est constitué de calcaires clairs, finement bioclastiques ayant livré des petits *Uralinia simplex*. Son sommet est dolomitisé et 35 m sans affleurement la sépare de l'unité suivante. La partie supérieure (ET9b) est formée de gros bancs massifs pluri-métriques de calcaires grenus, clairs, sans macrofaune.

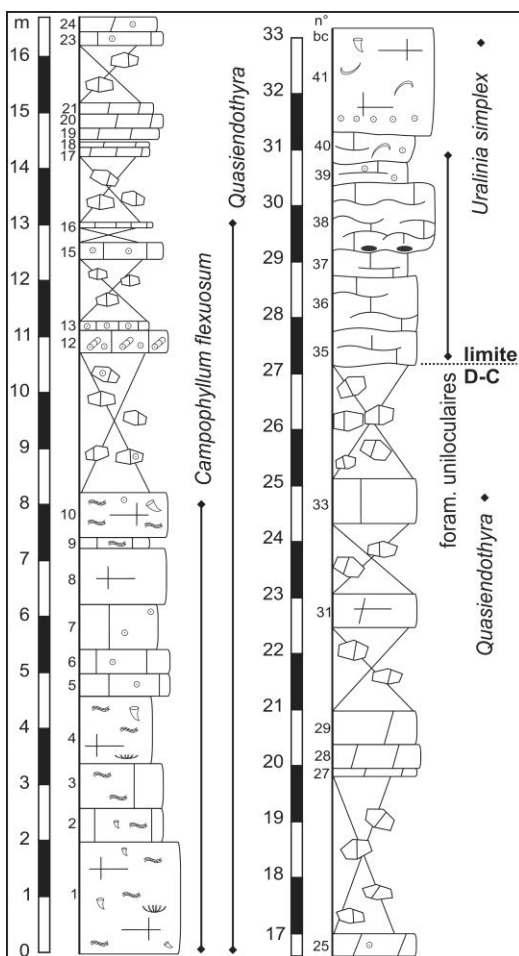


Figure 3-14: Colonne lithologique détaillée des couches de passage du Dévonien au Carbonifère dans la coupe de Topluca (unité ET/DC de la figure précédente). La limite D-C est placée au premier banc contenant des foraminifères uniloculaires typiques de la biozone MFZ1.

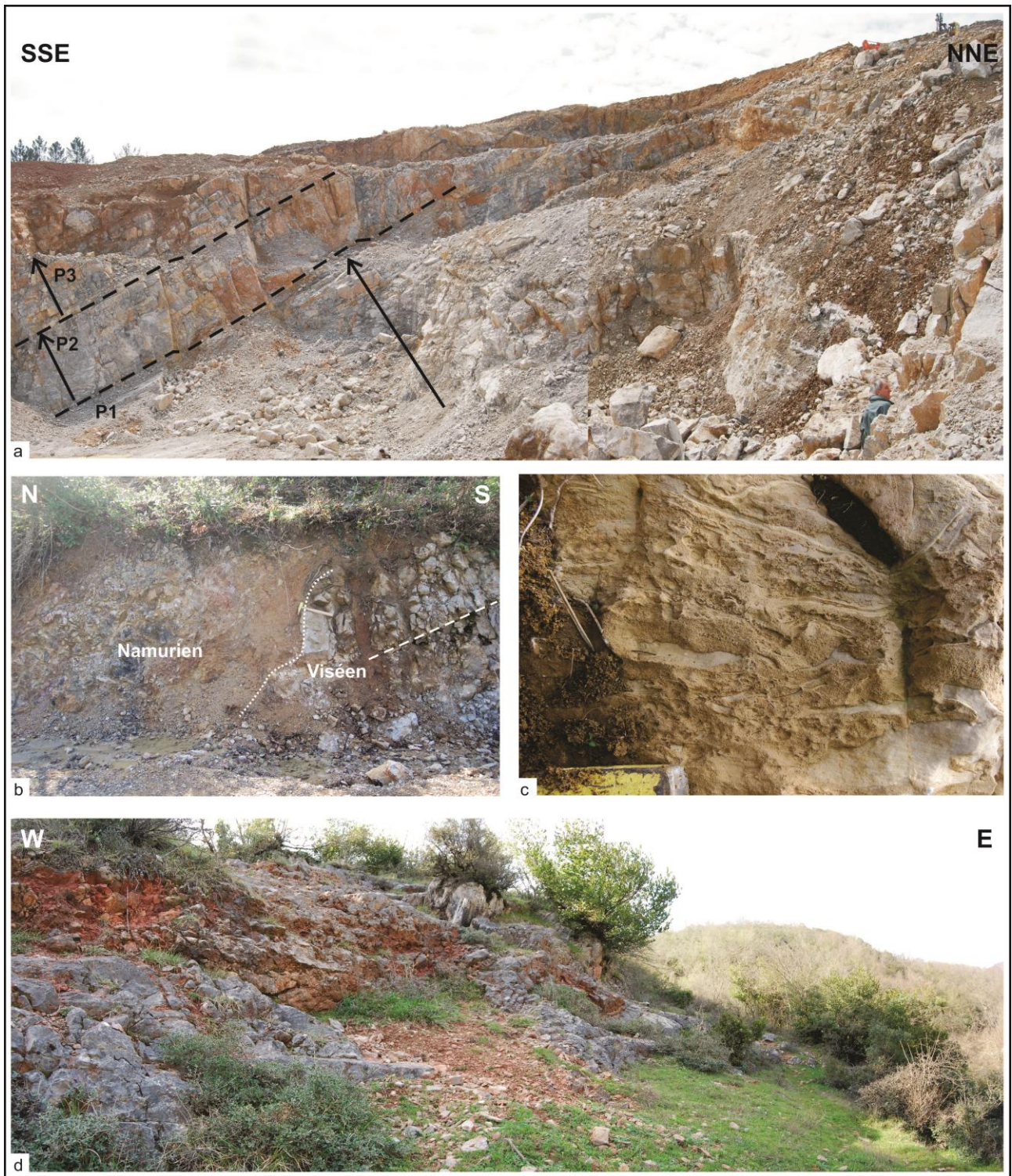


Figure 3-15: Photographies des coupes de Pelenkoğlu, Topluca et Süzek. a: vue des unités lithologiques P1 à P3 (Ivorien) dans la carrière Pelenkoğlu, l'échelle est donnée par E. Poty; b: limite entre le Viséen (la ligne tiretée indique la stratification) et le Namurien débutant par un conglomérat de cherts altérés comblant un paléokarts (ligne pointillée), sommet de la coupe de Topluca, l'échelle est donnée par le marteau; c: biostrome à stromatopores (unité ET12) dans le Strunien de la coupe de Topluca; d: vue des calcaires massifs de l'unité SR5 (Moliniacien supérieur) dans la coupe de la rivière Süzek.

L'Unité ET9a est un niveau repère régional de 12 m d'épaisseur, composé de calcaires grenus clairs (grainstones-rudstones) dans lequel abondent des coquilles de brachiopodes productidés et de bellerophontidés. De rares petits coraux solitaires (échantillons ET9a: *Corphalia* sp.) ont été collectés dans ce niveau, ainsi que de grosses colonies de micheliniidés. Les foraminifères indiquent un âge ivorien supérieur (MFZ7). Un hiatus de 45 m les sépare de l'unité suivante.

L'Unité ET8 est composée de trois paquets de calcaires et dolomies de couleur gris et beiges, bien stratifiés (ET8c et ET8a) ou massifs (ET8b), séparés les uns des autres par des hiatus d'affleurement de 20 à 25 m. Un autre hiatus de 20 à 25m les sépare de l'unité suivante.

L'Unité ET7-5 est un ensemble de calcaires clairs à birds-eyes passant à des stromatolithes, chapeautés par des paléosols, démunis de macrofaune. Trois de ces séquences d'épaisseur métrique ont été observées, d'autres sont suspectées par la présence de débris paléosol dans les talus. Cette unité d'une quarantaine de mètres d'épaisseur se termine par un paléosol de 1,5 m.

L'Unité ET4 surmonte directement la précédente et affleure de manière discontinue sur environ 100 m. Elle est composée de calcaires fins, de couleur claire, bien lités mais n'ayant livré aucun fossile. Un large hiatus d'observation de plus de 100 m sépare cette unité de la suivante. La partie supérieure de cette unité a livré quelques coraux dont *Dorlodotia euxinensis* et *Siphonodendron martini* (collectées dans des blocs formant un éboulis au pied du talus) qui indiquent le Moliniacien supérieur.

L'Unité ET3-2 débute par une passée de 8 m de calcaires gris moyen, bioclastiques, en petits bancs décimétriques contenant des coraux (*Clisiophyllum* aff. *keyserlingi*, *Siphonodendron scaleberense*). Le reste de l'unité est caractérisée par des calcaires gris moyen à gris clair, très massifs (bancs pluri-métriques), à faune abondante (ET2: coraux solitaires et coloniaux, brachiopodes, syringoporides, bellerophontides) et à nodules décimétriques de chert noir. Cette unité a livré *Siphonodendron martini*, *S. pauciradiale*, *S. asiaticum*, *S. scaleberense*, *S. irregulare*, *Clisiophyllum* aff. *keyserlingi* et *Palaeosmilia murchisoni*. Cette association indique un âge Warnantien inférieur. Les foraminifères indiquent la zone MFZ13.

L'Unité ET1 est séparée de la précédente par un hiatus de 20 m. Elle est composée de 12 m de calcaire massif gris moyen, à cherts et nombreuses colonies de *Siphonodendron scaleberense*, *S. martini* et *S. asiaticum*, accompagnées de *Koninckophyllum interruptum* et *Palaeosmilia murchisoni*. Son sommet est affecté par un paléokarst ravinant les calcaires sur près d'un mètre et comblé par un conglomérat de cherts altérés. Les schistes bruns de la Formation d'Alacağzı surmontent directement ce conglomérat (Figure 3-16b).

1.1.11 Coupe de Dallica (Bartın)

Références. Néant. Nous avons échantillonné cette coupe en 2010.

Localisation. Une route nouvellement créée à 1 km au nord du village d'Akgöz a mis au jour quelques pointements de calcaire de part et d'autre d'un petit vallon (Figure 3-17). Ces affleurements constituent la poursuite vers l'ouest de la coupe de Topluca, en partie cachée sous la couverture crétacée (Formation de Dallica et trachytes). Les affleurements s'étendent sur 450 m le long de cette route de direction E-W, située à environ 4 km au nord-ouest de la ville de Bartın, dans le Nord-Ouest de la Turquie (coordonnées GPS: 41°40'09.58"N 32°18'34.68"E).

Description. Seuls deux affleurements le long de cette coupe ont livré des fossiles. Le premier (D1) est un calcaire clair, massif, à horizons bioclastiques contenant des *Uralinia* cf. *multiplex* appartenant à l'Ivorien. L'autre (D2) est un pointement rocheux dans l'assiette d'un sentier où ont été collectés *Pseudoendophyllum* sp., *Amplexocarinia rozkowskiae* et des stromatopores. Les foraminifères de ces derniers niveaux indiquent un âge strunien (DFZ5-6).

1.1.12 Coupe de la rivière Süzek (Bartın)

Références. Tokay (1954), Denayer (2011). Nous avons levé et échantillonné cette coupe en 2010 et 2011.

Localisation. La coupe de la rivière Süzek (Süzek Deresi de Tokay, 1954) se situe dans le flanc ouest de la vallée du même nom, à environ 1 km au nord-ouest du village de Dallica, au nord-ouest de Bartın, dans le Nord-Ouest de la Turquie (coordonnées GPS: 41°40'04.72"N 32°18'58.19"E, Figure 3-17).

Description. La coupe est plus ou moins continue sur une centaine de mètres. Les couches ont une direction N150°E et sont renversées, leur pendage variant de 40° à 55° vers l'ouest. La première unité lithologique SR1 affleure sur 20-25 m et est composée de calcaires en petits bancs dont le faciès dominant est un packstone-grainstone bioclastique gris clair, riche en brachiopodes mais sans coraux.

L'Unité SR2-4 affleure de manière discontinue sur 15-20 m. Elle est constituée de calcaires grenus clairs (grainstones) bioclastiques, très riches en coraux solitaires (*Palaeosmilia purchisoni*) et coloniaux (*Siphonodendron ondulosum* et *Dorlodotia briarti*) ainsi qu'en syringoporides. Les foraminifères de ces niveaux indiquent un âge moliniacien (MFZ11), tout comme les coraux (RC5).

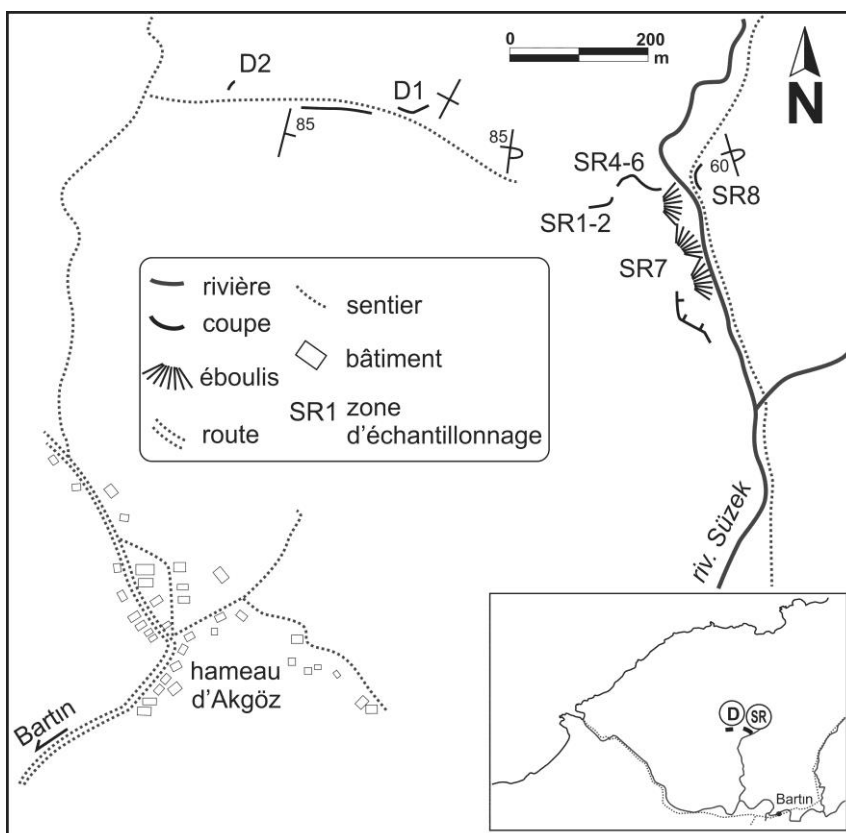


Figure 3-16: Carte de localisation des coupes de Dallica et Süzek à Bartın.

L'Unité SR5 (12 m) est composée de calcaires massifs, en bancs métriques, présentant un faciès grainstone-rudstone bioclastique très riche en coraux (Figures 3-16d, 3-18). La partie médiane de l'unité est marquée par un niveau de 2,5-3 m très riche en colonies de *Lithostrotion potii* et de *Ceriodotia bartinensis*. Les autres coraux sont des syringoporides, des *Siphonodendron undulosum*, *S. martini*, *Palaeosmilia purchisoni* et *Clisiophyllum multiseptatum*. Dans la partie supérieure apparaissent les *Ceriodotia petalaxoides*. Les foraminifères indiquent la biozone MFZ11B, soit la partie terminale du Moliniacien.

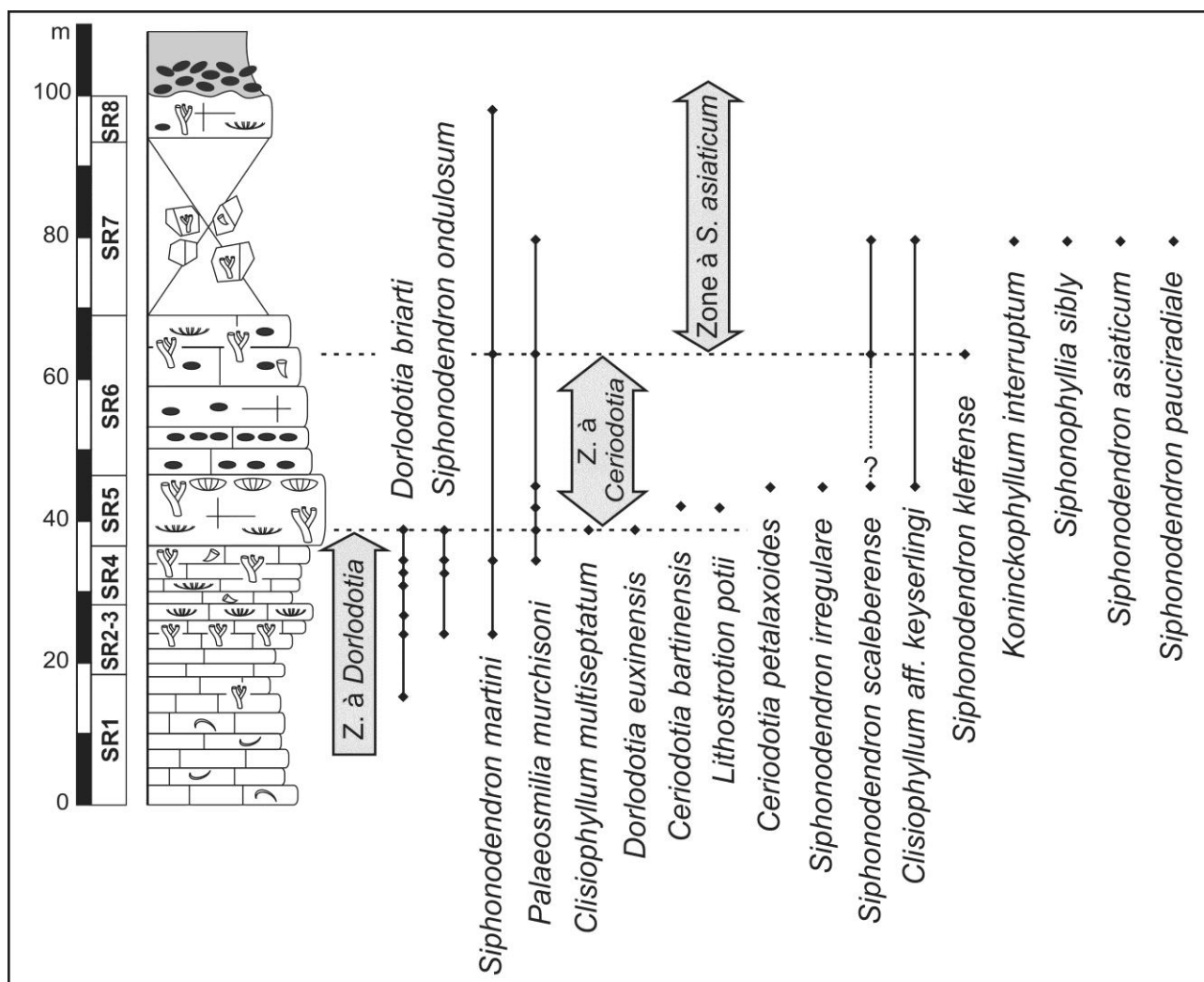


Figure 3-17: Colonne lithologique de la coupe de la rivière Süzek et distribution stratigraphique des coraux.

L'Unité SR6-7 affleure de manière discontinue sur 25-30 m. Il s'agit de calcaires en bancs pluri-décimétriques à nombreux petits cherts. Les syringoporides y abondent. Les coraux rugueux sont représentés par *S. martini*, *S. pauciradiale*, *S. asiaticum*, *S. scaleberense* et *Clisiophyllum ralli* (échantillons SR6) qui témoignent d'un âge Warnantien inférieur. La plupart de ces coraux se retrouvent dans les nombreux blocs plus ou moins en place dans le lit de la rivière Süzek (échantillons SR7). Ceux-ci présentent des faciès similaires à l'unité précédente et contiennent des faunes identiques, associées à *Siphonophyllia sibly* et *Koninckophyllum interruptum*.

Enfin, l'Unité SR8 affleure sur quelques mètres, en rive gauche de la rivière, le long d'un chemin. Les calcaires y sont grenus et légèrement dolomitiques. Des cherts sont présents, ainsi que des coraux silicifiés (*S. martini*). La surface supérieure est ravinée par un paléokarst comblé par des cherts

altérés formant un conglomérat de 1 à 1,2 m d'épaisseur. Les schistes namuriens affleurent de l'autre côté du chemin. Comme à Topluca, les dernières faunes coralliennes et les foraminifères indiquent un âge Warnantien inférieur, sans témoin d'aucune espèce plus jeune (Figure 3-18).

Dans sa description du Carbonifère de la région de Bartın, Tokay (1954) indique avoir recueilli *Aulophyllum*, "*Diphyphyllum*", *Lithostrotion* et *Syringopora* dans deux intercalations de calcaires dans les schistes de la Formation d'Alacağzı et qui témoigneraient de l'âge Viséen de la partie inférieure de ces "schistes namuriens". Nous n'avons cependant pas observé ces niveaux dans la coupe de Süzek ni ailleurs dans la région de Bartın.

1.1.13 Coupe d'Esenpinar (Bartın)

Références. Néant. Nous avons échantillonné cette coupe en 2010.

Localisation. Les affleurements d'Esenpinar constituent une coupe très discontinue le long de la route reliant le hameau d'Esenpinar (Gavurpinar sur la carte de Tokay (1954), à la vallée de la rivière Bartın à environ 7 km au nord-ouest de cette ville (coordonnées GPS: 41°41'25.04"N 32°15'40.68"E).

Description. La coupe s'étend sur environ 1,8 km et recoupe les deux flancs d'un large anticlinal (dont le cœur est exposé dans la carrière Pelenkoğlu, voir ci-après et Figure 3-19). Seuls trois affleurements ont livré des coraux. Le premier (EV1) est un rocher situé en contrebas de la route, composé de calcaire grenu, de couleur claire, avec des crachées bioclastiques (brachiopodes, gastéropodes et coraux solitaires: *Uralinia cf. multiplex*). Le second (EV2) est un bloc erratique de calcaire sombre ayant livré un *Sychnoelasma hawbankense*. Enfin, le troisième affleurement (EV3), en place le long de la route représente le Strunien à stromatopores, syringoporides et *Campophyllum flexuosum* et *C. sp. A*. La coupe se poursuit le long de la route jusqu'à la rivière Bartın où sont exposé les dolomies du Dévonien inférieur et moyen.

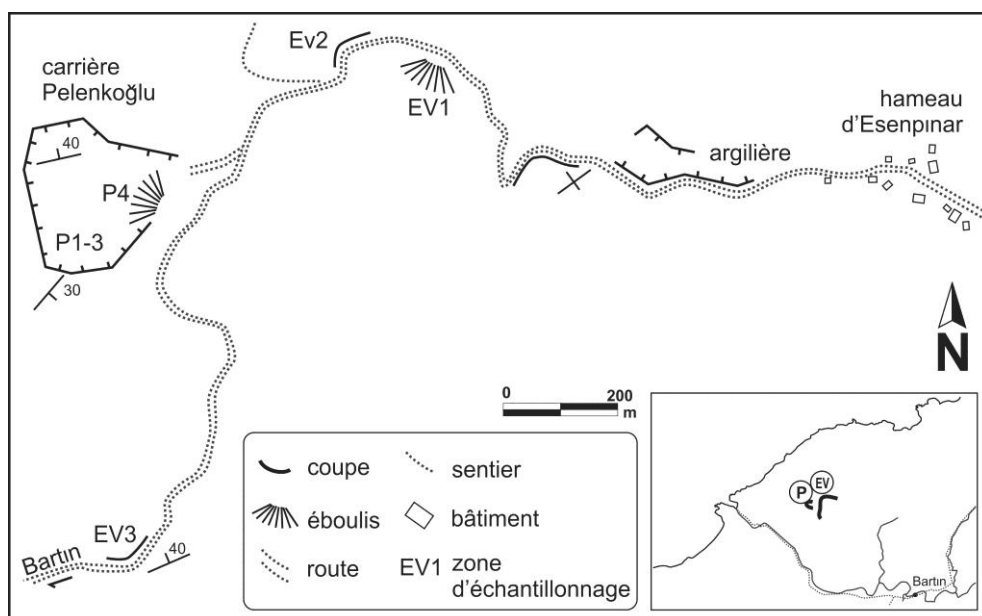


Figure 3-18: Carte de localisation des affleurements d'Esenpinar et de la carrière Pelenkoğlu à Bartın.

1.1.14 Carrière Pelenkoğlu (Bartın)

Références. Néant. Nous avons levé et échantillonné cette coupe en 2011.

Localisation. Cette carrière, ouverte en 2011, se trouve le long de la route menant du hameau d'Esenpinar à la vallée de la rivière Bartın (Figure 3-19), à 9 km au nord-ouest de la ville de Bartın (coordonnées GPS: 41°41'35.41"N 32°15'32.44"E).

Description. La carrière expose les calcaires clairs de la Formation de Yılanlı. Le cœur de l'anticlinal est exposé le long du front ouest de la carrière. Les couches les plus anciennes (niveau P0) affleurent sur quelques mètres. Il s'agit de calcaires crinoïdiques sombres à cherts, surmontés par un banc argileux jaunâtre. Ces faciès n'ont pas pu être datés.

L'Unité P1 (Figure 3-20), surmontant la précédente, est formée d'une dizaine de mètres de calcaire clair en bancs pluri-décimétriques (Figure 3-16a). Le faciès dominant est un grainstone finement bioclastique et crinoïdique. Seul *Cyathaxonia cornu* a été récolté dans ce niveau.

L'Unité P2 présente les mêmes faciès mais affleure en bancs massifs pluri-métriques sur 10 m. Des stratifications obliques sont surlignées par des crachées de crinoïdes. Cette unité n'a pas livré de coraux.

L'Unité P3 est un ensemble de 15 m d'épaisseur, composé de calcaire clair (mudstone-wackestone) finement bioclastique, incorporant quelques niveaux à birds-eyes. Le sommet, légèrement plus bioclastique, a livré *Uralinia cf. multiplex*, *Cyathoclisia uralensis*, "*Lophophyllum*" *konincki* ainsi que des foraminifères de la zone MFZ4 ou 5 (Ivorien).

L'Unité P4 n'est représenté que par des blocs dans un éboulis. Nous y avons récolté de petits *Uralinia cf. multiplex* formant des horizons bioclastiques dans un grainstone clair.

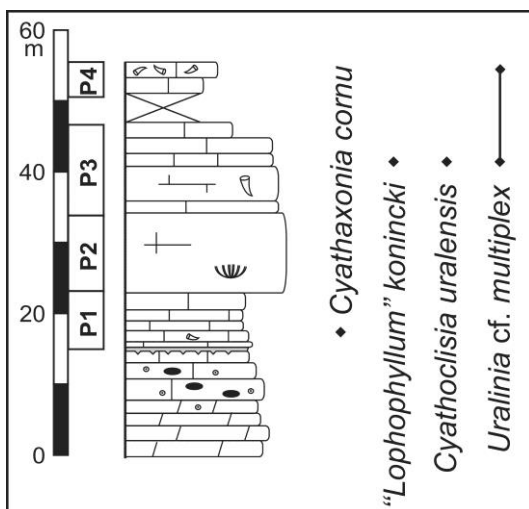


Figure 3-19: Colonne lithologique de la carrière Pelenkoğlu à Bartın et distribution stratigraphique des coraux.

1.2 LA ZONE DE SAKARYA

1.2.1 Affleurements de Balya

Références. Enderle (1901), Argyriadis et al. (1976), Argyriadis (1978), Leven & Okay (1996), Pille et al. (2010). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. L'affleurements de Balya (ou Balia) se trouve à proximité du chemin reliant le village de Kayapınar à la route de Balya à Gönen, à une trentaine de kilomètres au nord-ouest de Balıkesir, dans le Nord-ouest de la Turquie (coordonnées GPS: 39°44'31.69"N 27°34'41.84"E, Figure 3-1).

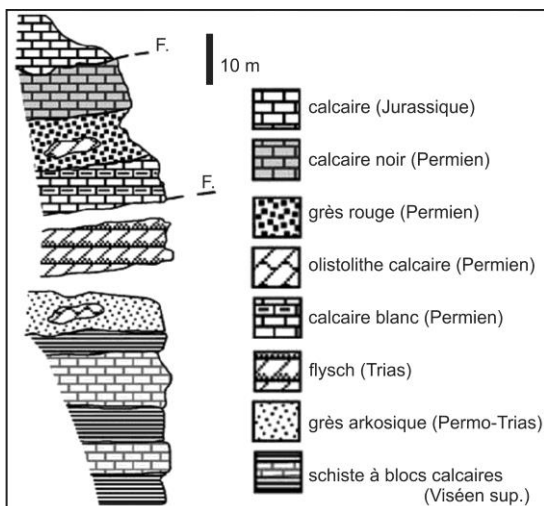


Figure 3-20: Coupe schématique de l'affleurement de Balya. Modifié d'après Pille et al. (2010).

Description. L'affleurement est un petit olistolithe calcaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur (Figure 3-21), inclus dans les schistes et grès de la Formation de Kayapınar interprétée comme un flysch (Radelli, 1970). Les faciès décrits par Argyriadis (1978) sont des calcaires bioclastiques et oolithiques gréseux riches en foraminifères. Argyriadis (communication personnelle) y a trouvé des colonies de coraux, mais ne les a jamais échantillonnées. Les foraminifères indiquent un âge Warnantien à Serpukhovien (Pille et al., 2010). Un autre olistolithe de taille modeste (moins de 50 cm d'épaisseur), affleurant un peu plus au nord le long de la même route, donne un âge légèrement plus ancien (Warnantien?, Leven & Okay, 1996). Les coraux *Amplexus* et *Lonsdaleia*, signalés dans la région par Enderle (1901) proviennent de niveaux à fusulines et se situent donc stratigraphiquement hors de notre étude.

1.2.2 Affleurements au sud d'Ankara

Références. Chaput (1936), Erentöz (1956; 1966).

Localisation. Environs de Yalıncağ, au sud-ouest d'Ankara (aujourd'hui une banlieue de la capitale, ± 38°27'27"N 26°28'30"E, Figure 3-1). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Description. Erentöz (1966), citant Chaput (1936), indique des calcaires sombres en petits bancs. L'âge viséen est basé sur la présence de *Productus*. Il n'y signale pas de coraux. Par extrapolation, il est vraisemblable que ces calcaires viséens soient des olistolithes appartenant au Complexe de Karakaya (Trias) dans la Zone de Sakarya (Leven & Okay, 1996).

1.3 LES ANATOLIDES

1.3.1 Coupes de Karaburun (Zone de Bornova)

Références. Erdoğan et al. (1990), Kozur (1998), Robertson & Pickett (2000), Çakmakoğlu & Bilgin (2006), Robertson & Ustaömer (2009b). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. Le Mélange de Karaburun - ou Formation de Karareis - est exposé dans les baies de Gerence et de Karareis dans la partie occidentale de la Péninsule de Karaburun, sur la côte de la Mer Egée, à environ 60 km à l'ouest d'Izmir dans l'Ouest de la Turquie (coordonnées GPS: 38°27'27.61"N 26°28'31.47"E, Figure 3-1).

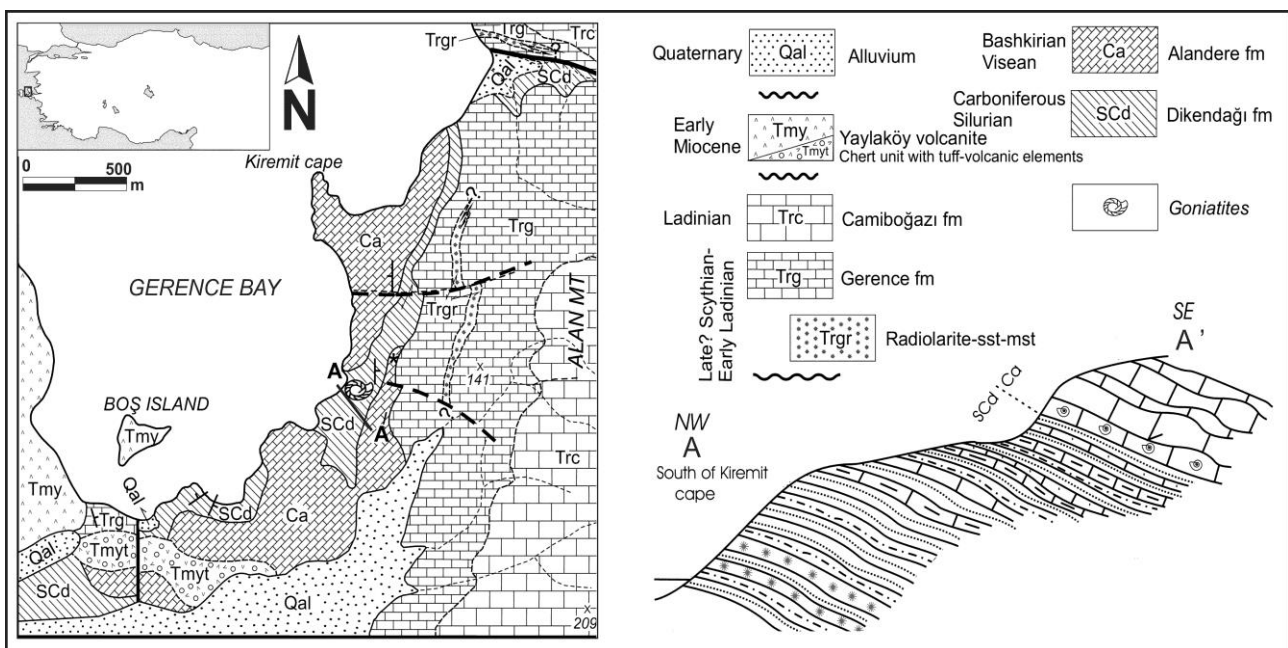


Figure 3-21: Carte géologique schématique et localisation des affleurements des calcaires viséens de la Formation d'Alandere (Mélange de Karaburun). Modifié d'après Çakmakoğlu & Bilgin (2006).

Description. Le Mélange de Karaburun est un olistostrome comprenant des éléments d'âge silurien à serpukhovien. Les coupes de Gerence et de Karareis expose plusieurs petits olistolithes de calcaire bioclastique massif et sombre, à cherts, souvent gréseux, contenant d'abondants fossiles par endroit (brachiopodes, crinoïdes, gastéropodes, coraux) d'âge serpukhovien d'après Kozur (1998). Des turbidites calcaires et de calcaire crinoïdique grossier sont exposé dans la partie sud de la Baie de Gerence (Robertson & Pickett, 2000). Enfin, Kozur (1998) a décrit des bancs de cherts noirs (radiolarites) datés du Carbonifère inférieur par les conodontes et radiolaires. La matrice du mélange est schisto-gréseuse et contient des conglomérats remaniant des fragments de grès, de carbonates divers, de cherts et de tuffs. Cette matrice est interprétée comme un flysch d'âge Carbonifère inférieur (Robertson & Ustaömer, 2009b). Le Mélange de Karaburun est surmonté par la Formation d'Alandere, carbonatée et considérée comme étant d'âge viséen supérieur à bashkirien (Robertson & Ustaömer, 2009b).

1.3.2 Coupes de Chios (Zone de Bornova)

Références. Besenecker et al. (1968), Herget & Roth (1968), Robertson & Pickett (2000), Groves et al. (2003), Robertson & Ustaömer (2009b). Nous n'avons pas levé cette coupe.

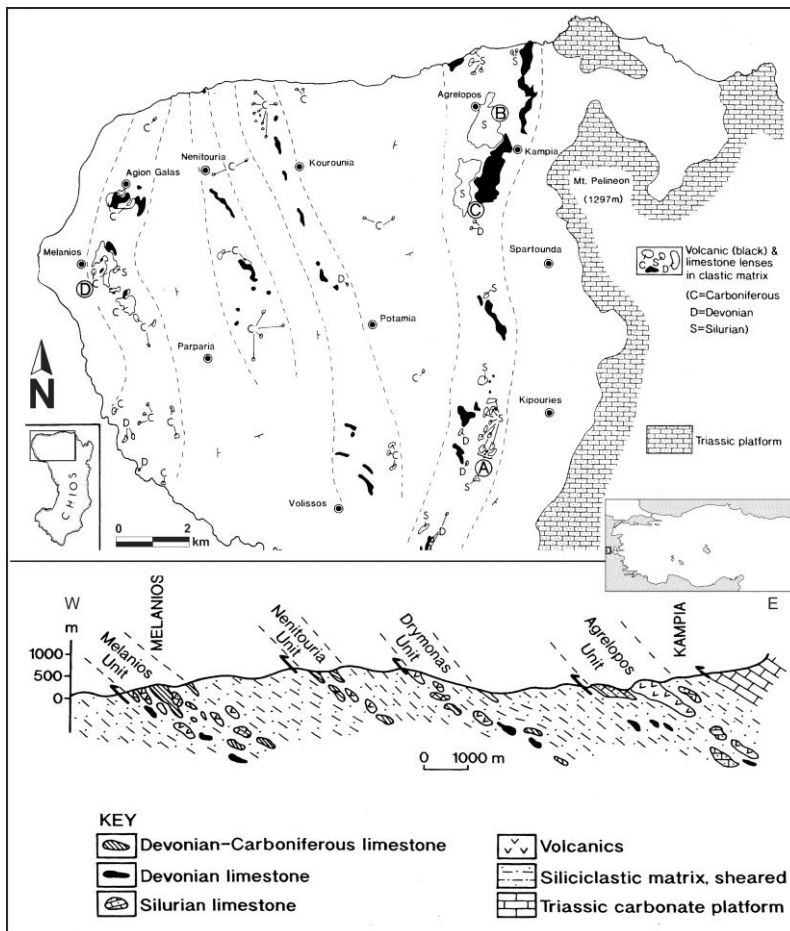


Figure 3-22: Carte géologique et coupe au travers du Mélange de Chios, avec position des olistolithes de calcaire viséen (C sur la carte). Modifié de Robertson & Pickett (2000).

Localisation. L'île grecque de Chios se trouve au large de la Péninsule de Karaburun (Figures 3-1, 3-23). La partie nord-ouest de l'île expose le Mélange de Chios qui est un équivalent stratigraphique et tectonique du Mélange de Karaburun. Des olistolithes de calcaires viséens forment quatre ceintures parallèles, de largeur kilométrique et de direction nord-sud (Figure 3-23).

Description. Des dizaines d'olistolithes ont été décrits (voir Besenecker et al., 1968; Herget & Roth, 1968) et certains ont livré des coraux (*Siphonodendron pauciradiale* d'après Herget & Roth, 1968). Il s'agit, pour la plupart, de calcaires clairs, oolithiques, bioclastiques et (?) construits (Robertson & Pickett, 2000).

1.3.3 Coupes de Sizma (Zone d'Afyon-Bolkar Dağ)

Références. Robertson & Ustaömer (2009a; 2011). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. Plusieurs coupes ont été décrites au sud du village de Sizma et autour du village de Kurşunlu (25 km au nord-ouest de Konya, coordonnées GPS: 38°04'52.14"N 32°25'03.03"E, Figures 3-1, 3-24).

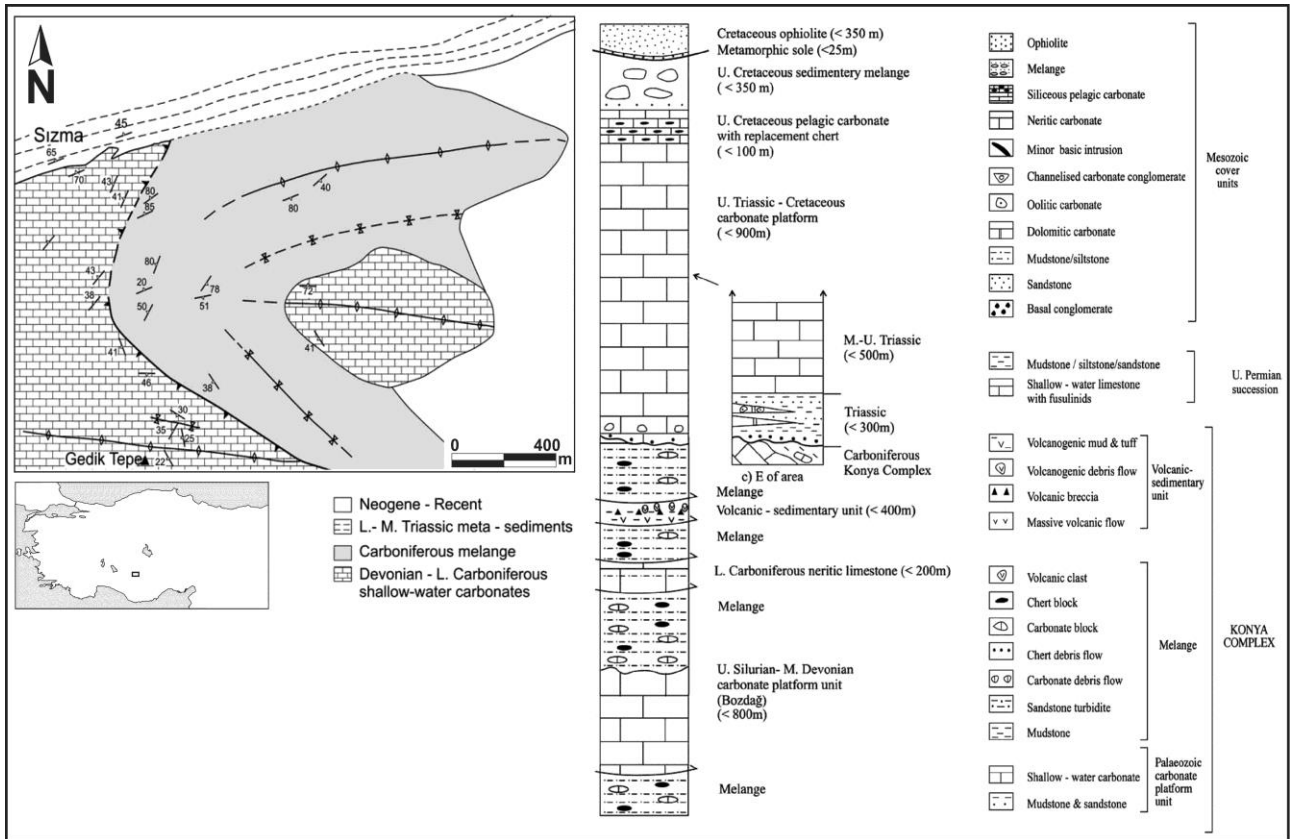


Figure 3-23: Carte géologique et colonnes lithologiques de la coupe de Sızma, exposant des olistolithes de calcaire viséen du Mélange de Konya. Modifié de Robertson & Ustaömer (2011).

Description. Il s'agit d'olistolithes de taille importante (300 m de large, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) très déformés, empâtés dans une matrice schisteuse et affectés par un léger métamorphisme. Les calcaires montrent des faciès bioclastiques à crinoïdes, brachiopodes, coraux, gastéropodes et algues calcaires (Robertson & Ustaömer, 2011). Les olistolithes carbonifères sont associés à d'autres blocs de calcaire de plate-forme d'âge silurien à serpukhovien et empâtés dans une matrice vraisemblablement d'âge bashkirien (Robertson & Ustaömer, 2011), le tout formant le Mélange de Konya (Figure 3-24).

1.3.4 Coupe de Kongul Yayla (Zone d'Afyon-Bolkar Dağ)

Références. Unsalaner-Kiragli (1958), Özgül (1976; 1984; 1997), Turan (2001), Denayer (2012), Denayer & Aretz (2012). Nous avons levé et échantillonné cette coupe en 2009.

Localisation. Les affleurements constituant la coupe de Kongul Yayla se trouvent autour des bergeries en ruine du même nom, situées à 5 km à l'ouest du village de Taşkent et à 6 km au sud de la ville de Hadım dans le Taurus central (Sud de la Turquie, coordonnées GPS: 36°55'55.34"N 32°25'50.78"E, Figures 2-6, 3-1). Il s'agit du stratotype de la Formation de Kongul désigné par Özgül (1984; 1997).

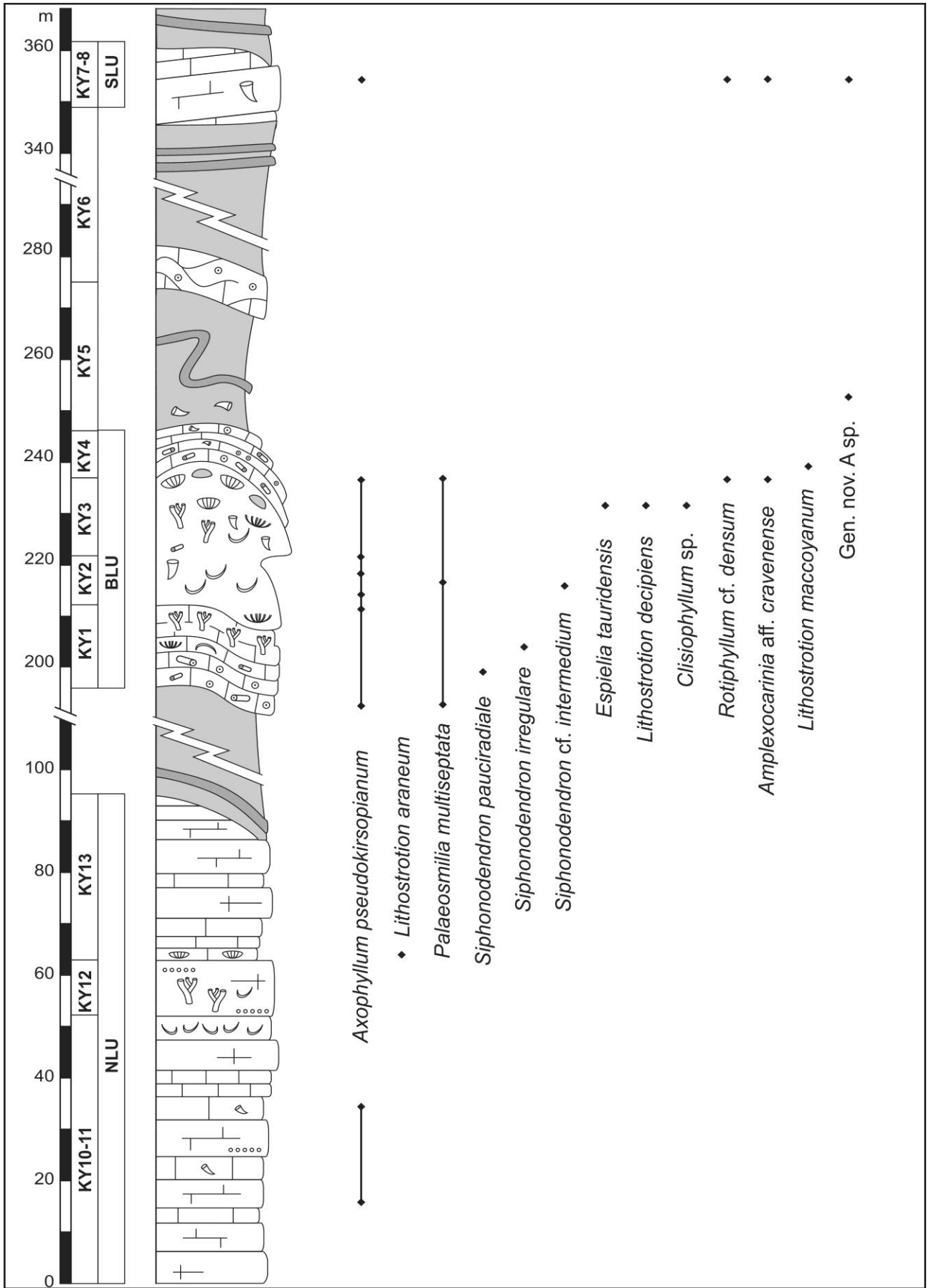
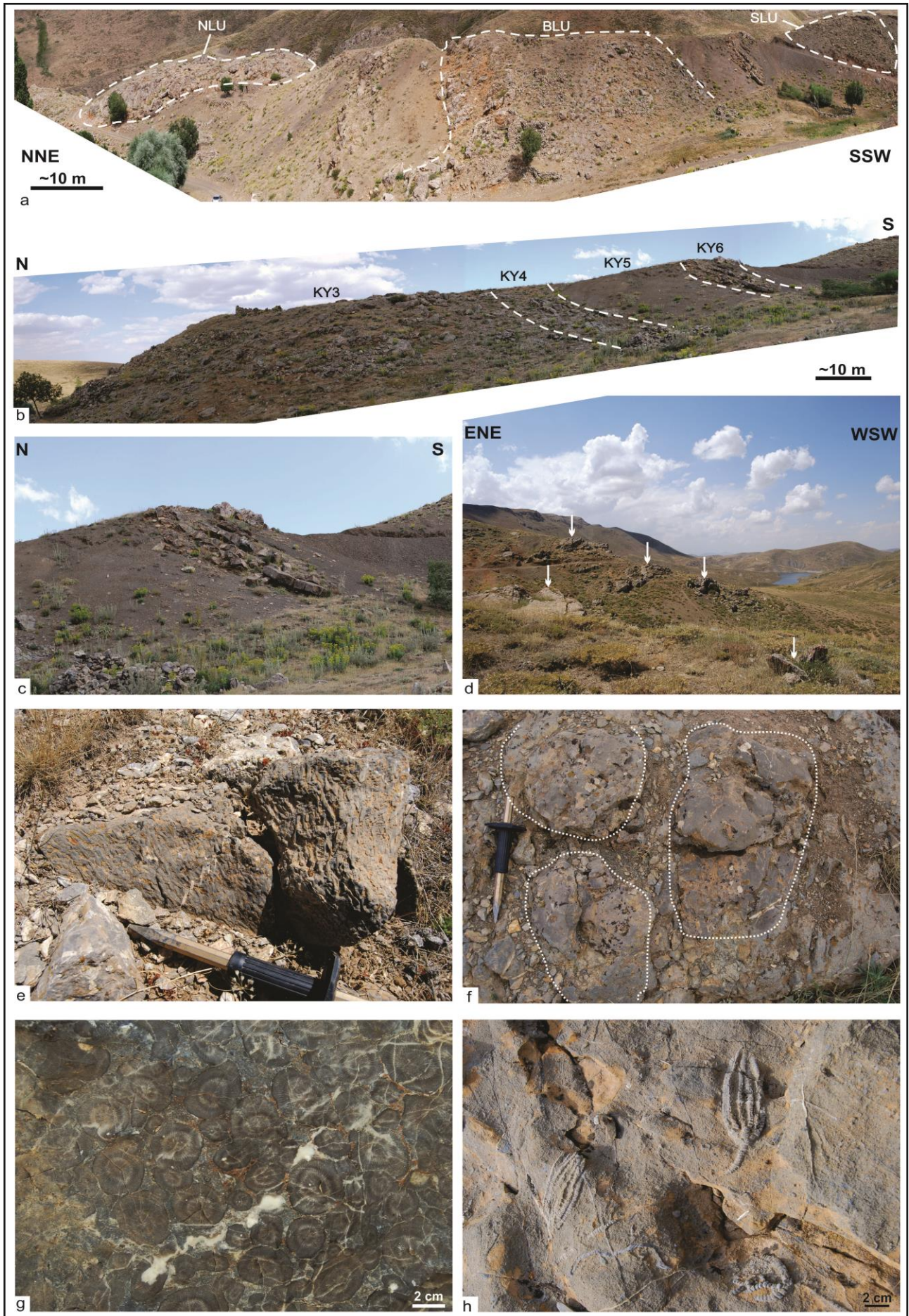


Figure 3-26: Colonne lithologique composite de la coupe de Kongul Yayla avec distribution des coraux.



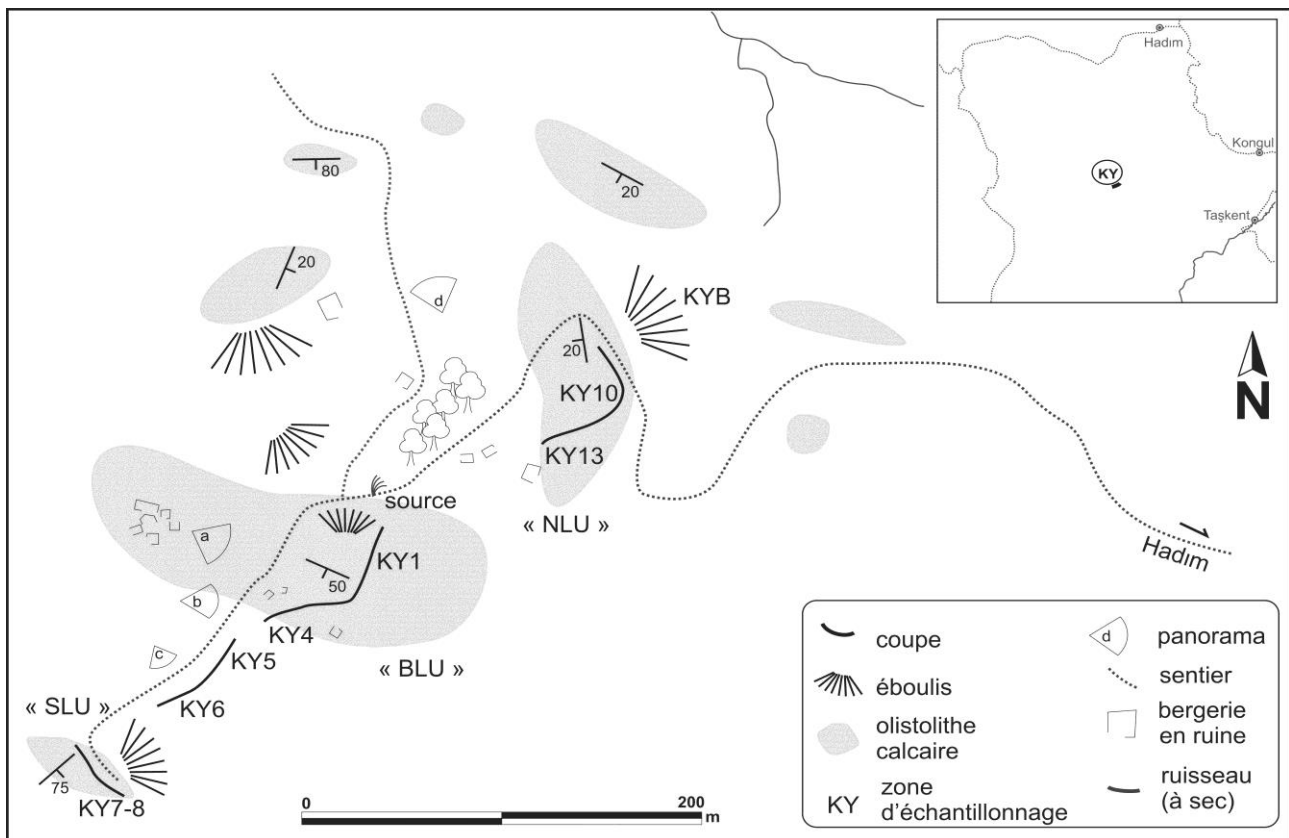


Figure 3-24: Carte de localisation de la coupe de Kongul Yayla dans les Anatolides centrales. Les panoramas font référence aux prises de vue des photographies présentées à la Figure 3-27.

Description. La coupe du bioherme de Kongul Yayla, publiée par Denayer (2012) et Denayer & Aretz (2012), a été levée en suivant la crête de la colline qui fait face à la bergerie, selon une direction NNE-SSW (Figures 3-25, 3-27a). Trois olistolithes calcaires, au moins, composent cette colline. L'olistolithe le plus au nord, North Limestone Unit - NLU de Denayer (2012) et Denayer & Aretz (2012), forme la partie nord de la colline. L'olistolithe principal - BLU de Denayer (2012) et Denayer & Aretz (2012), exposant le bioherme, forme la partie sud de la colline. Un troisième olistolithe, plus petit - SLU de Denayer (2012) et Denayer & Aretz (2012), est visible dans le flanc de la colline dominant la vallée au sud. D'autres olistolithes, observés mais non levés car exposant des faciès peu fossilifères, forment la colline supportant la bergerie (Figure 3-27d). Tous ces olistolithes sont séparés les uns des autres par des schistes et siltites, parfois associée à des bancs de grès ou des crachées bioclastiques (Figure 3-27b). La disposition géométrique des schistes ne concorde pas avec celles des calcaires, ce qui confirme l'idée qu'il s'agit bien d'olistolithes et non de lentilles calcaires comme l'avaient avancé par Özgül (1997) et Altiner & Özgül (2001).

Figure 3-25 (page précédente): Photographies de la coupe de Kongul Yayla. a: vue générale de la colline de Kongul Yayla et de ses trois olistolithes (NLU, BLU, SLU, explications dans le texte); b: vue rapprochée du bioherme (BLU) avec détail des zones d'échantillonnage; c: vue détaillée de l'unité KY6, un niveau carbonaté (sous forme de turbidite?) inséré dans les schistes et siltites formant la matrice de l'olistostrome; d: vue vers le nord depuis la bergerie de Kongul Yayla, montrant d'autres olistolithes calcaires émergeant des schistes (flèches); e: banc biostromal à *Siphonodendron pauciradiale* (niveau KY1) à la base du bioherme; f: colonies de *Lithostrotion maccoyanum* et chaetetidés dans les faciès les plus supérieurs du bioherme (le burin mesure 40 cm); g: colonie indéterminée (*Palaeosmia fasciculé? Tizraia?*) à la base de l'unité KY12 (NLU); h: niveau d'accumulation de crinoïdes dans l'éboulis de l'olistolithe NLU.

La succession lithologique du NLU, de bas en haut, est la suivante: l'Unité KY10-11, épaisse d'une cinquantaine de mètres, est composée de petits bancs décimétriques à pluri-décimétriques de calcaires grès moyen, bioclastiques, à nombreux brachiopodes et crinoïdes fragmentés. Le sommet est composé de faciès à microbialithes dans lesquels sont fichés de gros *Axophyllum pseudokirsopianum* en position de vie. L'unité se termine par un banc de 50 à 60 cm à gigantoproductides en position de vie. Les quelques foraminifères présents dans ces faciès indiquent un âge Warnantien inférieur (bizonne MFZ14).

L'Unité KY12 est un ensemble massif (8 m) de calcaire oolithique blanc à productides et gastéropodes. Une énorme colonie (plusieurs mètres cubes) d'un genre indéterminé (*Palaeosmilia fasciculé*, *Tizraia?*, Figure 3-27g) est visible dans la partie médiane de cette unité. Nous n'avons malheureusement pas pu échantillonner cette colonie et nous ne pouvons donc pas la décrire dans le chapitre systématique.

L'Unité KY13 débute par un banc métrique de calcaire bioclastique à *Lithostrotion araneum* formant un niveau continu sur plusieurs mètres le long de la paroi rocheuse. Par-dessus, se trouvent 10 à 20 mètres de calcaires bioclastiques à crinoïdes et brachiopodes. La variation d'épaisseur de cette unité s'explique par l'érosion de la bordure de l'olistolithe, recouvert par les roches silicoclastiques des unités suivantes. L'Unité KY14-15 est une épaisse séquence de plus de 50 m de schistes, siltites et grès gris brunâtres ou noirs, sans macrofossile.

L'olistolithe principal - BLU - commence au sud de cette séquence silicoclastique (Figures 3-26, 3-27b). La première unité KY1 (15 m) est formée de petits bancs pluri-centimétriques à décimétriques de calcaire très bioclastique (rudstone à crinoïdes) dont la matrice est limonitisée et pulvérulente. Elle se termine par un banc formé de colonies de *Siphonodendron pauciradiale* et de cladochonides. Ce petit "biostrome" de 40 cm d'épaisseur ("basal facies" de Denayer & Aretz, 2012) sert de semelle au bioherme à microbialithes-éponges-bryozoaire et coraux de Kongul Yayla (Figure 3-27e).

L'Unité KY2 correspond au faciès à microbialithes du bioherme ("core facies" de Denayer & Aretz, 2012). Le calcaire est un floatstone à matrice wackestone abondante, de couleur foncée. Les bioclastes sont principalement des fragments de brachiopodes et de fenestellides et sont généralement entourés d'une auréole micritique (mud-coated grains). Ils sont accompagnés de peloïdes d'origine microbienne et d'intraclastes. Vers le haut, les faciès deviennent plus grossiers, dominés par des packstones-grainstones crinoïdiques à ostracodes, bryozoaires, brachiopodes et foraminifères. Des oncoïdes pluri-millimétriques ont également été rencontrés. Les coraux solitaires (*Palaeosmilia multiseptata*, *Axophyllum pseudokirsopianum*) sont très nombreux, aux côtés des micheliniides et syringoporides. Cette seconde unité a une épaisseur estimée à 10 m le long de la crête de la colline. Les faciès changent progressivement, devenant plus clairs et plus riches en macrofaune dans la partie supérieure.

L'Unité KY3 (20-25 m) correspond à la partie supérieure du bioherme, formée de calcaires clairs, extrêmement riches en fossile: *Siphonodendron pauciradiale*, *S. irregulare*, *S. cf. intermedium*, *Espielia tauridensis*, *Clisiophyllum* sp., *Axophyllum pseudokirsopianum*, *Palaeosmilia multiseptata*, micheliniides, syringoporides, cladochonides, bryozoaires (stenoporides, rhabdomesides, fenestellides, fistuloporides, etc.), éponges silicieuses et lithisides, brachiopodes (principalement des productides), gastéropodes, crinoïdes, petits lamellibranches, foraminifères attachés à divers grains organiques, etc. Les coraux coloniaux sont abondants et les colonies sont groupées en agrégats distants les uns des autres de 1 à 3 mètres. La matrice est un packstone-grainstone bioclastique à péloïdes. Des lamines de microbialithes sont omniprésentes autour des grains et des fossiles. Les faciès à microbialithes (boundstone) sont fréquents dans la partie supérieure. Dans ces faciès se trouvent

des petits coraux solitaires non disséminés (*Rotiphyllum* cf. *densum* et *Amplexocarinia* aff. *cravenense*) fichés en position de vie dans les microbialites et habituellement rassemblés en agrégats ("buissons"). Des bryozoaires (fistuliporides), des éponges lithisides et des coraux tabulés (micheliniides) complètent l'association faunistique. La "crête" du récif est formée de très grosses colonies (60 cm de diamètre et de haut) de *Lithostrotion maccoyanum* et de chaetetides (Figure 3-27f). Malgré leur taille importante, les colonies montrent des signes de lutte contre la sédimentation (surfaces irrégulières, polypiérites isolés et cylindriques, réjuvénescence. Le sédiment entre ces colonies est composé de wackestone bioclastique à nombreux crinoïdes, bryozoaires, gastéropodes et spicules d'éponge. La matrice est généralement gréseuse et dolomitique, altérée en limonite et pulvérulente. Les coraux (dont le guide *L. maccoyanum*) sont typiquement ceux du Warnantien inférieur (biozone RC7β). La microfaune est trop peu abondante pour en tirer un âge.

Le bioherme est recouvert par l'Unité KY4 composée de calcaires très bioclastiques et argileux, en petits bancs pluri-centimétriques irréguliers. Il s'agit vraisemblablement de faciès turbiditiques comme l'attestent les dépôts conglomératiques irréguliers à la base et au sein de l'unité. Les faunes provenant de ces faciès sont celles du bioherme mais remaniées et fragmentées. L'épaisseur de cette unité varie de 8 à 12 m.

L'Unité KY5-6 est composée de 30 m de roches silicoclastiques fines, du même type que celles affleurant entre les olistolithes, à cela près qu'elles intègrent quelques niveaux carbonatés. Elles sont souvent affectées de slumps, et ont livré des coraux solitaires non disséminés très érodés (Gen. nov. *A* aff. *Soshkineophyllum* sp.).

Enfin, le dernier olistolithe, (SLU) est représenté par l'Unité KY7-8, épaisse d'une vingtaine de mètres. Elle est composée de calcaires bioclastiques grossiers, très crinoïdiques par endroit, ayant livré *Axophyllum pseudokirsopianum* et est donc, à priori, un équivalent stratigraphique des deux olistolithes décrits ci-dessus.

1.3.5 Affleurements de Tokluca Yayla (Zone d'Afyon-Bolkar Dağ)

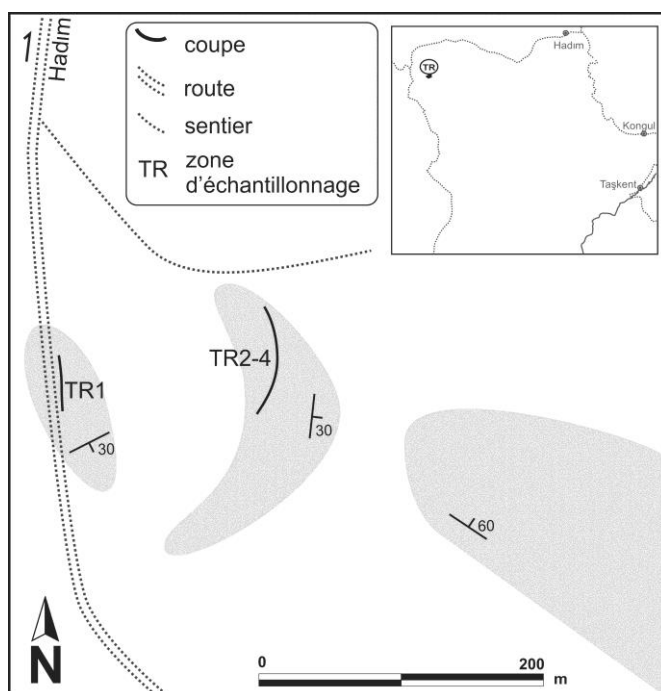


Figure 3-26: Carte de localisation de l'affleurement de Tokluca Yayla et des zones d'échantillonnage.

Références. Néant.

Localisation. Cette série d'affleurements se trouve le long de la route reliant Hadım aux bergeries de Yarıcak Yayla, à hauteur du lieu-dit Tokluca Yayla, à environ 6 km au sud-ouest de Hadım et 10 km au nord-ouest de Taşkent (coordonnées GPS: 36°57'56.46"N 32°23'04.00"E) dans le Taurus (Sud de la Turquie).

Description. Il s'agit d'une série de pointements rocheux dans les flancs d'une petite vallée. Chaque pointement correspond vraisemblablement un olistolithe, séparé des autres par des passées de siltites et de grès. Les éboulis formant le flanc sud de la vallée montrent des faciès carbonatés grossiers, conglomératiques et granoclassés d'aspect turbiditique. Parmi les blocs, certains montrent des faciès à microbialithes et ont livré quelques coraux solitaires (*Axophyllum pseudokirsopianum*, *Palaeosmilia murchisoni*, *Amygdalophyllum* sp.). La présence d'*A. pseudokirsopianum* permet d'associer les affleurements de Tokluca Yayla avec ceux de Kongul Yayla et d'en déduire un âge, a priori, Warnantien inférieur (zone RC7β).

1.3.6 Coupe d'Ağlıovası Yayla (Unité de Teke Dere, Nappes Lyciennes)

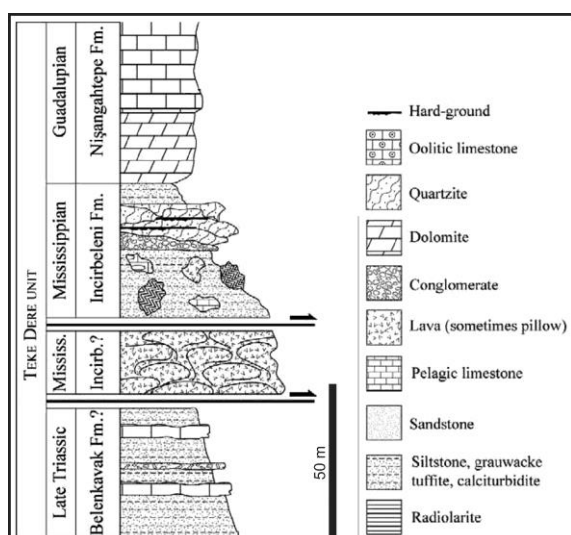


Figure 3-27: Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Ağlıovası Yayla. Modifié d'après Vachard & Moix (2011).

Références. de Graciansky et al. (1967), Lys (1986), Kozur et al. (1998), Kozur & Şenel (1999), Vachard & Moix (2011). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. Cette coupe se trouve dans la région du Mont Karadağ, à environ 50 km au nord de la ville de Fethiye, dans le Sud-Ouest de la Turquie. L'affleurement est à flanc de montagne, à environ 1 km à l'est de la bergerie d'Ağlıovası Yayla (coordonnées GPS: 36°54'42.75N 29°23'52.31"E, Figure 3-29).

Description. La Formation d'Incirbeleni est un olistostrome dont la matrice schisto-gréseuse a livré des radiolaires et des conodontes viséens et serpukhoviens (Kozur & Şenel, 1999). Les olistolithes présentent des lithologies variées (lydiennes, calcaires silicifiés, basaltes et tuffs altérés). Les blocs ont livré des microfaunes indiquant un âge variant du Tournaisien au Serpukhovien (Kozur et al., 1998). Il n'est par contre pas fait mention de macrofaune.

1.4 LES TAURIDES

1.4.1 Coupes de Harlak, Deresinek et Eberdere (Sultandağ, Unité de Geyik Dağı)

Références. Demirkol (1982), Oekentorp & Schröder (2001), Göncüoğlu et al. (2007). Nous n'avons pas levé ces coupes.

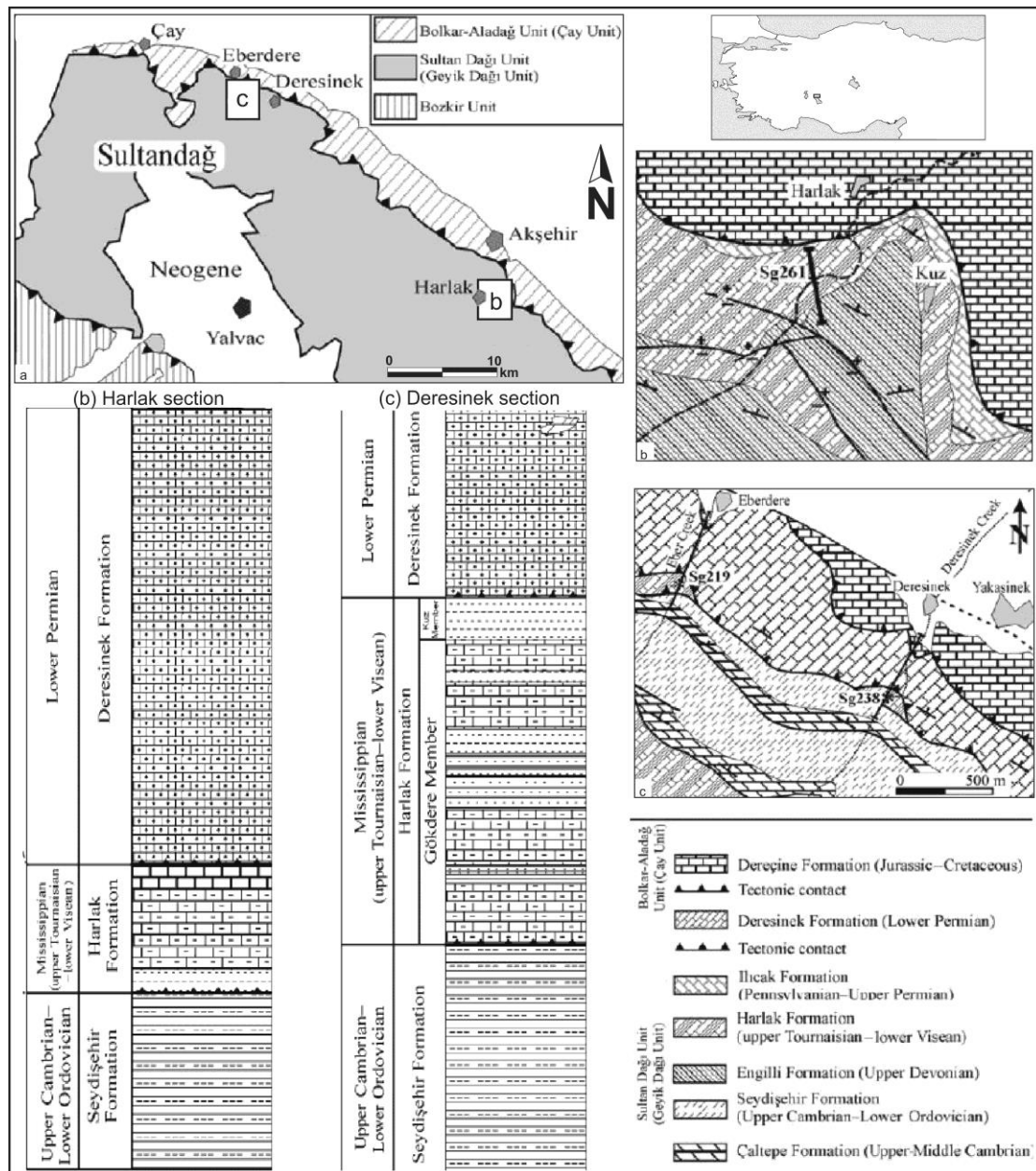


Figure 3-28: Cartes géologiques avec localisation des coupes de Deresinek, Eberdere et Harlak et colonnes lithostratigraphiques du Carbonifère inférieur dans la région du Sultandağ. Modifié de Göncüoğlu et al. (2007).

Localisation. La coupe de Harlak se trouve au sud du village du même nom, le long de la route d'Akşehir à Yalvaç (coordonnées GPS: 38°15'03.77"N 31°21'50.82"E, Figures 3-1, 3-30). Les coupes de Deresinek et d'Eberdere se trouvent respectivement à 9 et 12 km au sud-est de la ville de Çay, près du

lac d'Eğirdir dans le Massif du Sultandağ ($\pm 38^{\circ}33'35.97''N 31^{\circ}01'44.13''E$). Il s'agit de coupes à flanc de vallée exposant la Formation de Harlak.

Description. La Formation de Harlak contient deux membres: le Membre de Gökdere et celui de Kuz. Le Membre de Gökdere est composé de calcaires pâles, de calcschistes et de quartzites verdâtres entrecoupés de lits schisteux. Le Membre de Kuz est entièrement constituée de schistes et siltites foncés entrecoupés de plusieurs niveaux conglomératiques (Figure 3-30). Les deux membres sont légèrement métamorphisés, les calcaires sont cristallins mais les fossiles y sont préservés. Oekentorp & Schröder (2001) y signalent *Palaeosmilia*. Les calcaires du Membre de Göktepe ont livré des conodontes indiquant un âge Tournaisien supérieur à Viséen inférieur (Göncüoğlu et al., 2007). Le Membre de Kuz n'est daté du Viséen que par extrapolation mais pourrait correspondre au Serpukhovien, habituellement silicoclastique dans l'Unité de Geyik Dağı.

1.4.2 Coupe du Gök Dağ (Unité de Geyik Dağı)

Références. Dumont & Lys (1973), Monod (1977). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. Le Gök Dağ est un petit sommet à l'ouest du massif de Dipoyraz Dağ, à une vingtaine de kilomètres à l'ouest du lac de Beyşehir, dans le centre-sud de la Turquie. La coupe décrite par (Dumont & Lys, 1973) se trouve sur le flanc est du Mont Gök Dağ (coordonnées GPS: $37^{\circ}39'43.87''N 31^{\circ}14'33.66''E$, Figures 3-31).

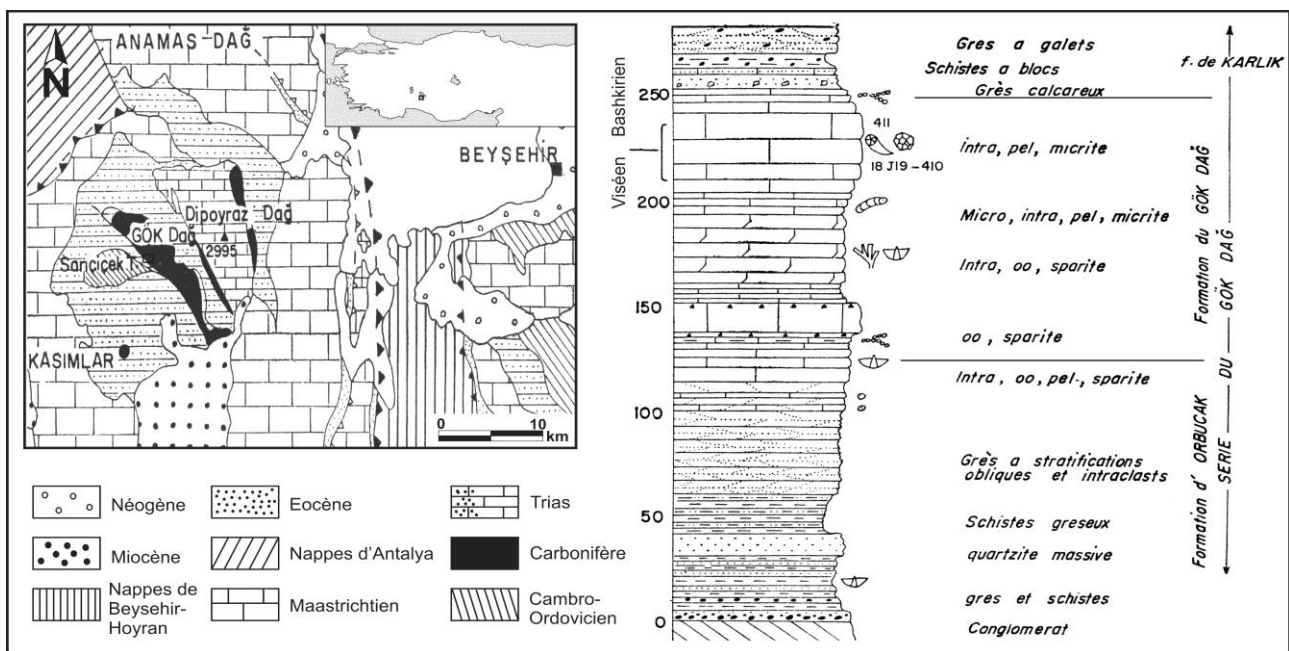


Figure 3-29: Carte géologique et colonne lithostratigraphique du carbonifère inférieur du Gök Dağ au sud du Lac de Beyşehir Modifié de Dumont & Lys (1973).

Description. La Formation de Gökdağ (120 m d'épaisseur) y affleure en couches sub-horizontales. Elle est composée de calcaires bioclastiques en petits bancs dans la partie inférieure, plus massifs dans la partie supérieure. Dumont & Lys (1973) y décrivent des grainstones et packstones oolithiques, pelloïdiques et bioclastiques, relativement fossilifères. Un niveau riche en coraux solitaires et tabulés est décrit dans le texte mais placé dans le Bashkiren dans le log présenté par ces auteurs. Les foraminifères cités par Dumont & Lys (1973) indiquent un âge Viséen moyen mais Lys (1986) y voit plutôt du Viséen supérieur.

1.4.3 Coupes de Ziyarettepe et de Sarız (Unité de Geyik Dağı)

Références. Demirtaşlı et al. (1978b). Nous n'avons pas levé ces coupes.

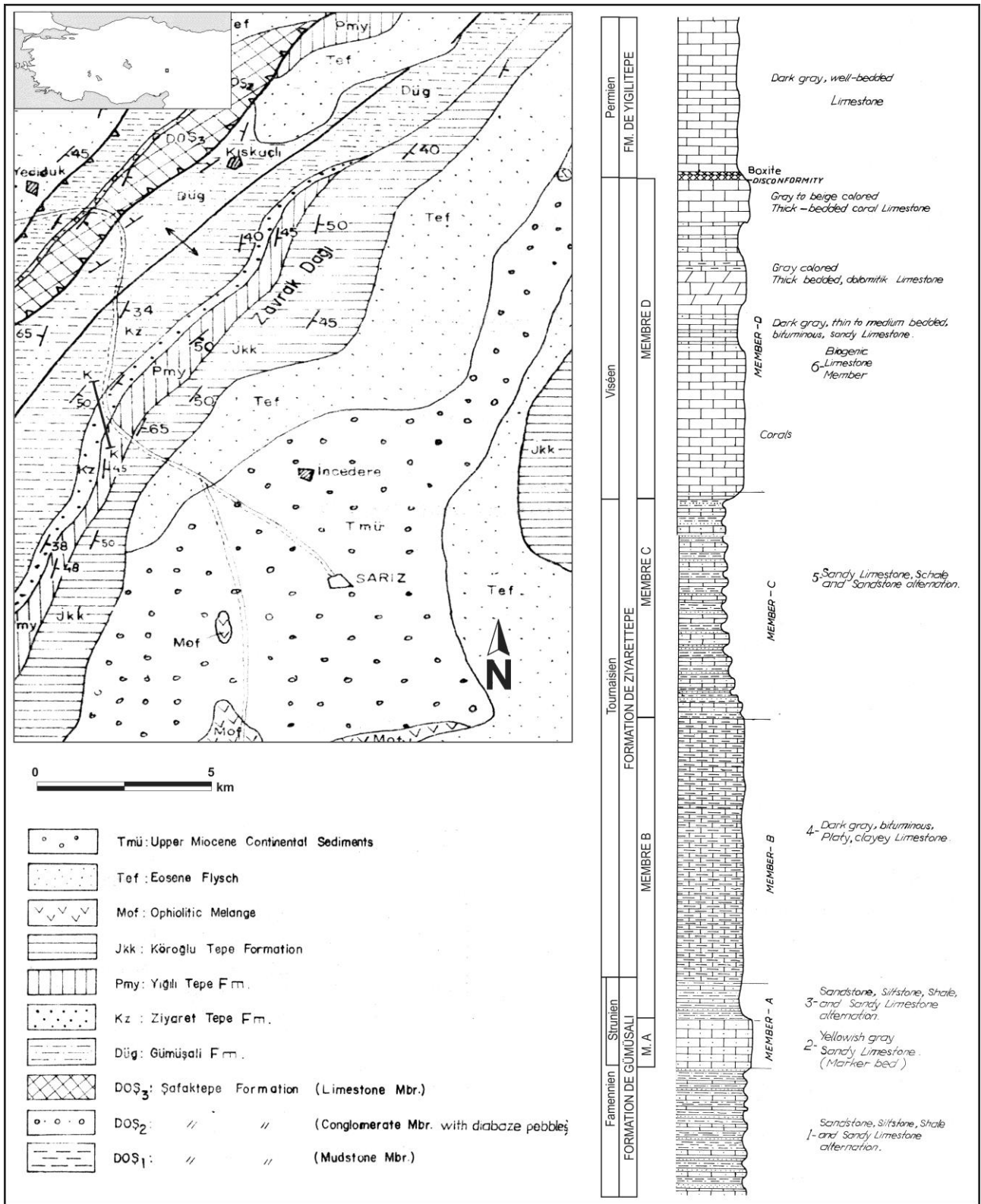


Figure 3-30: Carte de localisation et colonne stratigraphique de la coupe de Ziyarettepe. Modifié de Demirtaşlı et al. (1978b).

Localisation. La coupe de Sarız se trouve à 6 km au nord-ouest du village du même nom, le long de la route de Pınarbaşı à Kahramanaraş, et à environ 90 km au sud-est de Kayseri (coordonnées GPS: 38°32'28.62"N 36°27'19.07"E). La coupe de Ziyarettepe, stratotype de la formation éponyme est située à flanc de vallée à l'est du hameau de Gümüşali à 7 km au sud-ouest de Sarız (38°26'59.67"N 36°25'11.00"E).

Description. Dans les deux localités, la Formation de Ziyarettepe a été subdivisée en quatre membres par Demirtaşlı et al. (1978b, Figure 3-32).

Le Membre A (19 m) est composé de calcaire gréseux, de grès et de schistes calcaires, jaunâtres et pulvérulents formant un niveau repère. Les seules macrofaunes rencontrées sont des brachiopodes, dont *Whidbornella* indiquant un âge strunien (Demirtaşlı et al., 1978b).

Le Membre B (38 m) est formé de calcaires argileux sombres et bitumineux, en petits bancs ayant livré des brachiopodes appartenant aux genres *Rugosochonetes* et *Schizophoria* indiquant un âge tournaisien.

Le Membre C (48 m) regroupe des alternances de schistes, calcschistes et calcaires sableux très riches en brachiopodes, dont *Athyris*, *Spirifer*, *Cleiothyridina*, *Leptagonia*, *Tomiproductus* et *Schuchertella* indiquant le Tournaisien supérieur.

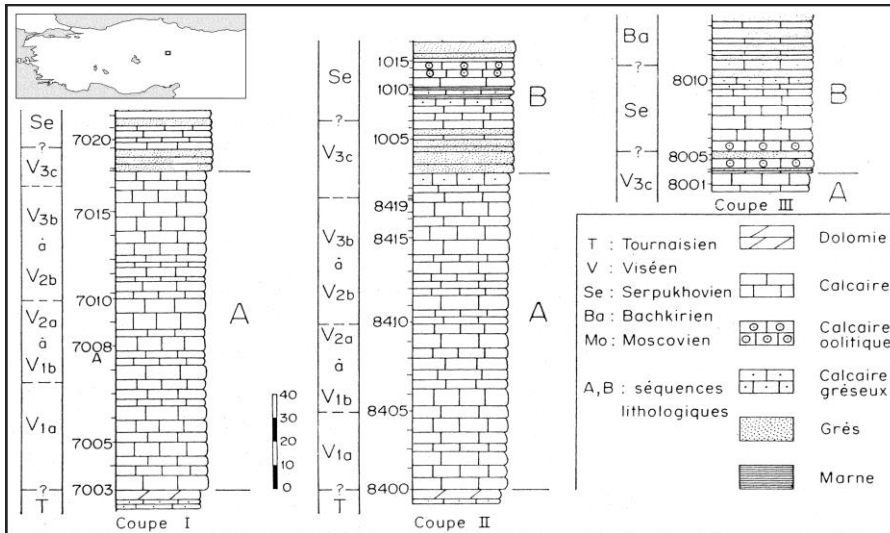
Le quatrième et dernier membre - D - épais de 65 m est composé de calcaires bioclastiques clairs, en bancs massifs, alternant avec des passées de calcaire plus sombre, sableux et dolomitique, en petits bancs. Les facies plus grossiers sont riches en macrofaunes dont des coraux (*Michelinia*, *Syringopora*, *Siphonophyllia* et *Lophophyllum*) et des brachiopodes (*Rhipidomella*, *Tomiproductus*), indiquant un âge tournaisien supérieur à viséen inférieur. Cet âge est confirmé par les foraminifères (Demirtaşlı et al., 1978b). Le sommet de ce membre est marqué par un niveau de bauxite matérialisant la discordance par-dessus laquelle le Permien supérieur s'est déposé.

1.4.4 Coupes de Pınarbaşı (Unité de Aladağ)

Références. Flügel & Kiratlıoğlu (1956), Argyriadis et al. (1976), Altiner & Zaninetti (1980), Lys (1986). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. Il s'agit de trois coupes décrites de la région de Pınarbaşı par Altiner & Zaninetti (1980): coupes I et II de Melikgazi ($\pm 38^{\circ}42'55''\text{N } 36^{\circ}12'38''\text{E}$) et III de Oruçoğlu ($38^{\circ}41'38.23''\text{N } 36^{\circ}06'31.98''\text{E}$), toutes situées à une vingtaine de kilomètres au nord-ouest de Pınarbaşı, dans la partie orientale des Taurides.

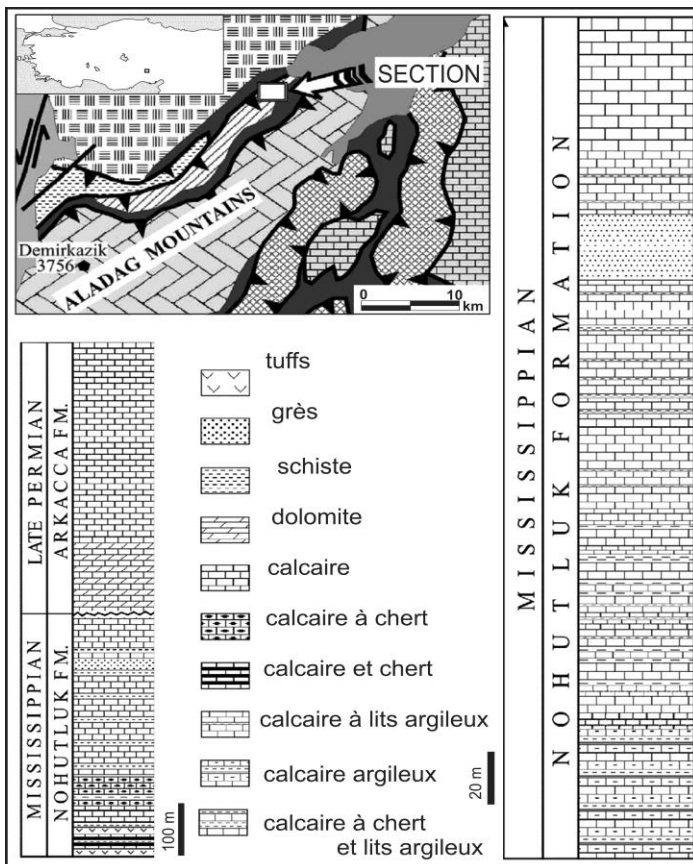
Description. Le Tournaisien est décrit comme une séquence dolomitique (Altiner & Zaninetti, 1980). Le Viséen est représenté par environ 130 m de calcaires de couleur foncée, en bancs décimétriques à métriques très riches en macrofaunes (crinoïdes, brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires et coraux - d'affinité non précisée) et en foraminifères. Les facies sont toujours légèrement gréseux. Les associations à foraminifères indiquent le Viséen inférieur à supérieur. Le Viséen supérieur est composé d'une alternance de calcaires et grès (Figure 3-33).



1.4.5 Coupe de Nohutluktepe (Unité d'Aladağ)

Références. Aksay (1980), Işık (1981), Okan & Hoşgör (2005), Okuyucu & Vachard (2006). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. La coupe de Nohutluktepe se situe sur le territoire de Yayhali, à une centaine de kilomètres au nord d'Adana, dans les Taurides orientales. Il s'agit d'une coupe à flanc de montagne, sur le versant sud du Mont Nohutluk Tepe, dans la vallée du Dereyurdu Kapızı (coordonnées GPS: 37°48'49.00"N 35°02'10.10"E, Figures 3-1, 3-34).



Description. La coupe expose 450 m de la Formation de Nohutluk, subdivisée en quatre unités lithologiques. La première, épaisse de 100 m, est composée d'une alternance de calcaires et de cherts. Les calcaires sont sombres, en petits bancs et riches en matière organique et pyrite. Ils sont dépourvus de macrofaune et les seules microfaunes connues sont des conodontes (Göncüoğlu et al., 2007). Les cherts forment des bancs décimétriques à la base de l'unité et deviennent plus noduleux vers le haut. Ils sont riches en radiolaires. La seconde unité (33 m) est composée de calcaires gris foncés à cherts alternant avec des niveaux de schiste. La troisième unité (25 m) est similaire à la précédente mais les cherts en sont absents. La quatrième unité (300 m) est constituée de calcaires fins, sombres et bitumineux en bancs décimétriques à métriques, entrecoupés de niveaux décimétriques de schistes, de moins en moins fréquents vers le haut de la coupe (Figure 3-34). Les macrofaunes sont abondantes: brachiopodes, crinoïdes, bellerophontides, tabulés (*Syringopora*) et de rares coraux rugueux solitaires. Une passée de grès jaunâtre de 25 m d'épaisseur apparaît dans le quart supérieur de la dernière unité. Les calcaires et cherts des trois unités inférieures montrent des faciès pélagiques tandis que l'unité supérieure enregistre le passage à des conditions moins profondes où les foraminifères benthiques sont très nombreux. Les radiolaires et conodontes des unités inférieures indiquent un âge Tournaisien à Viséen (Işık, 1981). Les assemblages de foraminifères de la dernière unité sont typiques des zones MFZ14-15, soit le Viséen tout à fait supérieur (Okuyucu & Vachard, 2006).

1.4.6 Coupes de Yarıcak Yayla (Unité d'Aladağ)

Références. Argyriadis (1978), Özgül (1997), Altiner et al. (2000), Altiner & Özgül (2001), Turan (2001), Altiner et al. (2007), Göncüoğlu et al. (2007), Kobayashi & Altiner (2008), Atakul-Özdemir et al. (2011), Mackintosh & Robertson (2012). Nous avons levé ces coupes en 2009.

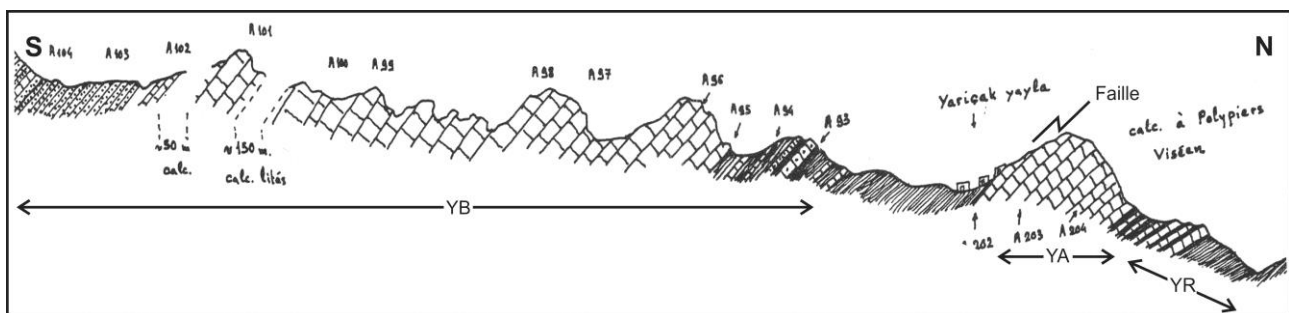


Figure 3-33: Coupe de Yarıcak Yayla, dessinée par Argyriadis (1978).

Localisation. Les coupes R, A et B de Yarıcak Yayla se trouvent le long de la route reliant Hadım au hameau Beyreli Köyü, à 9 km au sud-ouest de Hadım et à 10 km à l'ouest de Taşkent, dans le Taurus central, au nord-est d'Alanya dans le Sud de la Turquie (coordonnées GPS du milieu de la coupe B: 36°54'46.78"N 32°23'54.75"E, Figures 3-1, 3-36). Il s'agit du stratotype de la Formation de Yarıcak Yayla (Özgül, 1984).

Description. Les couches ont une direction constante de N110°E et un pendage moyen de 40° vers le Sud. La Formation de Yarıcak (correspondant à tout le Système Carbonifère) est exposée de part et d'autre d'une petite faille normale. Au nord de la faille, le Membre de Çityayla, et la base du Membre de Mantar Tepe sont exposés. Au sud de la faille, le sommet de Çityayla et l'entièreté de Mantar Tepe sont exposés.

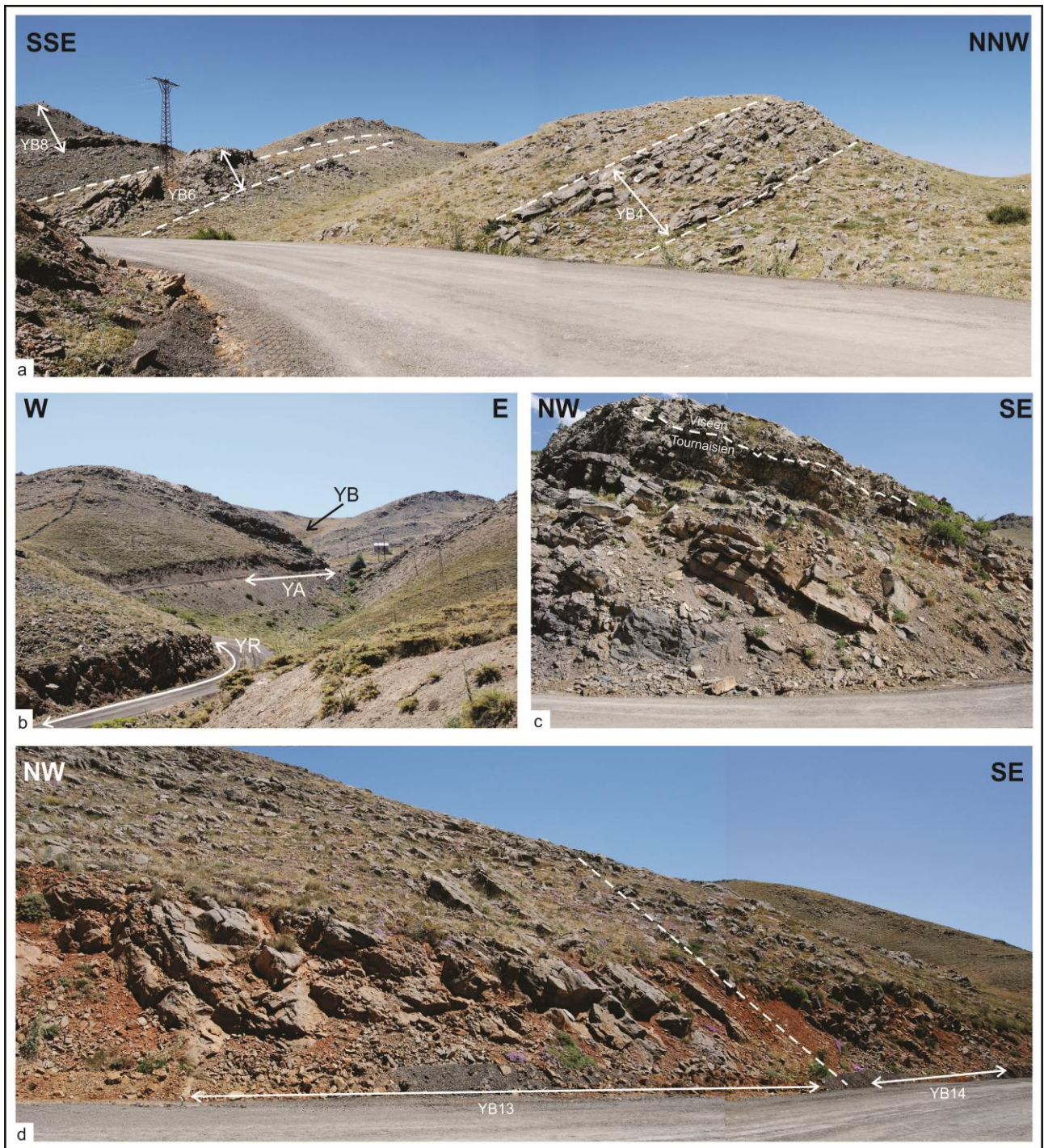


Figure 3-34: Photographies des coupes de Yaricak Yayla. a: vue vers le nord de la coupe B avec les zones d'échantillonnage inférieures; b:vue vers le nord des coupes R et A le long de la route, et de la coupe B à flanc de colline; c: vue détaillée de la coupe A exposant la limite Tournaisien-Viséen déterminée par Altiner et al. (2007) à la base du banc 58; d: vue détaillée de l'unité YB13 correspondant au dernier niveau carbonaté du Viséen dans la coupe B de Yaricak Yayla. Explications dans le texte.

La coupe au nord de la faille (Yaricak R et A, Figure 3-38) se situe dans le talus est de la route (Figures 3-36, 3-37b). Le Membre de Çityayla est composé de schistes et siltites, plus ou moins carbonatés, de couleur sombre, contenant quelques niveaux bioclastiques à brachiopodes et crinoïdes. Plusieurs passées métriques de schistes noirs ont été observées. Ce membre est tournaisien d'après les faunes décrites par Özgül (1997) mais il est vraisemblable qu'il englobe également le Famennien. Le niveau calcaire le plus ancien du Membre se trouve 170 m sous le sommet et est composé de

calcaires gréseux, argileux et dolomitiques à petits cherts noirs et nodules de phosphate. Ce niveau (YR0), épais de 1,5 m, a livré quelques petits *Uralinia* sp et *Proheterelasma omaliusi*. Les rares foraminifères indiquent un âge Ivorien (Altiner & Özgül, 2001).

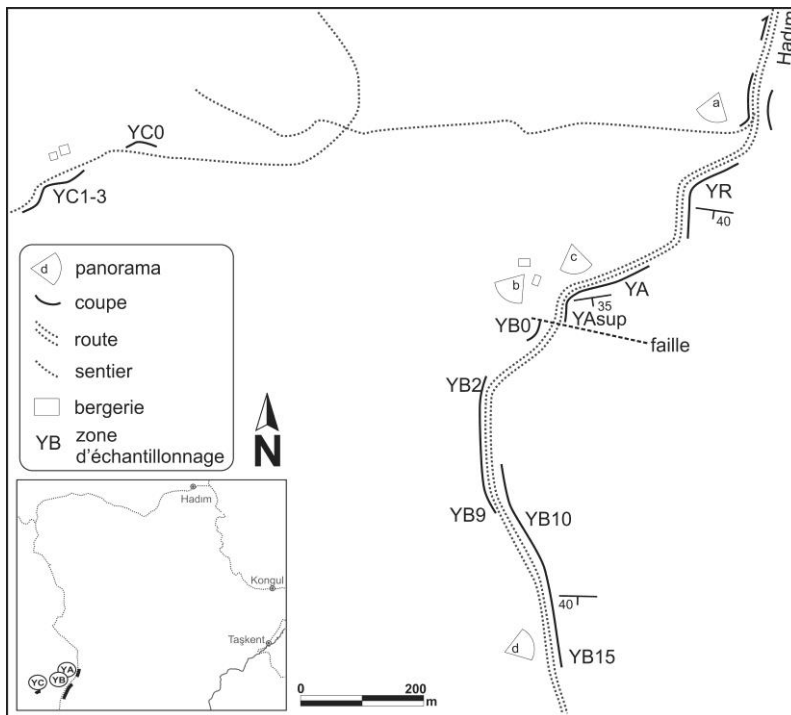


Figure 3-35: Carte de localisation des coupes de Yarıcak Yayla (Taurides centrales) et position des zones d'échantillonnage.

Le sommet du Membre de Çityayla (n° YR) est marqué par l'apparition progressive de bancs de calcaire bioclastique sombre et argileux en alternance avec les schistes. Ces calcaires ont livré de nombreux *Uralinia multiplex* et *Zaphrentes delanouei*. La coupe Yarıcak R se termine à la base du Membre de Mantar Tepe dans lequel les schistes disparaissent. La coupe Yarıcak A se situe dans le versant nord de la colline, à la base du Membre de Mantar Tepe, marquée par un banc dans lequel abondent *Siphonophyllia* et *Uralinia*. Ce niveau est un repère régional ("*Siphonophyllum* bed" d'Özgül, 1997). La limite Tournaisien-Viséen établie par Altiner et al. (2007) sur base des foraminifères (*Eoparastafella simplex* et formes associées) se trouve au banc 58, 1,5 m au-dessus de ce niveau repère (Figure 3-36c). Les 10 mètres inférieurs du membre (n° YA) sont composés de calcaires bioclastiques sombres, gréseux à nombreux syringoporides, *Caninia cornucopiae*, *Calmiussiphyllum* sp. *Keyserlingophyllum obliquum*, *Caninophyllum* sp., *Amygdalophyllum kalawchense* et *Kueichouphyllum alborensense*. Les 6 mètres suivants (n°YA sup) sont dolomitiques et pauvres en faune.

La coupe reprend de l'autre côté de la faille où une partie des niveaux décrits ci-dessus sont répétés (coupe de Yarıcak B, Figure 3-39). Le niveau YB0 correspond à YR0, l'unité YB2-3 correspond aux niveaux YR1 à 10. Enfin, les unités YB4 et YB5 correspondent respectivement aux niveaux YA et YAsup de la coupe de Yarıcak A.

L'Unité YB6-9 est une séquence épaisse de 45 m, de calcaires clairs (grainstones bioclastiques sableux) alternant avec des dolomies beiges, sableuses également, contenant des pseudomorphes d'évaporite et des birds-eyes (Figure 3-36a). Cette unité a livré *Keyserlingophyllum* cf. *obliquum*, *Bifossularia* sp., *Kueichouphyllum alborensense*, *K. cf. yabei* et *K. sp.* Un paléosol très argileux chapeaute cette unité.

L'Unité YB10 s'individualise très facilement car elle est composée d'un empilement de petites séquences métriques de calcaires bioclastiques à la base, stromatolithiques au sommet et terminées par des lits argileux correspondant vraisemblablement à des paléosols. Cette unité mesure 25 m en épaisseur et n'a livré aucun fossile.

L'Unité YB11 (30 m) est composée de calcaires gris-bleutés, crinoïdiques à la base mais dépourvus de macrofaune. L'Unité YB12 est un paquet très massif de calcaires clairs (grainstones bioclastiques gréseux à péloïdes) formant une barre rocheuse de 15 m d'épaisseur bien visible dans le paysage. Aucun macrofossile n'y a été rencontré.

La dernière unité calcaire de la coupe (YB13) est un ensemble de 40 m d'épaisseur, composé de calcaire gris moyen en bancs pluri-décimétriques (Figure 3-36d). Le faciès dominant est toujours un grainstone bioclastique gréseux à péloïdes mais la macrofaune y est abondante: brachiopodes, gastéropodes, syringoporides et coraux solitaires. Ces derniers sont représenté uniquement par *Eokoninckocarinia gemmina*. Les foraminifères ne sont pas très diversifiés et indiquent un âge moliniacien (MFZ11). La suite de la coupe est très discontinue et dominée par des grès quartzitiques alternant avec des bancs de calcaire gréseux dépourvus de coraux. Le Viséen moyen et supérieur n'ont pas été identifiés sur le terrain.

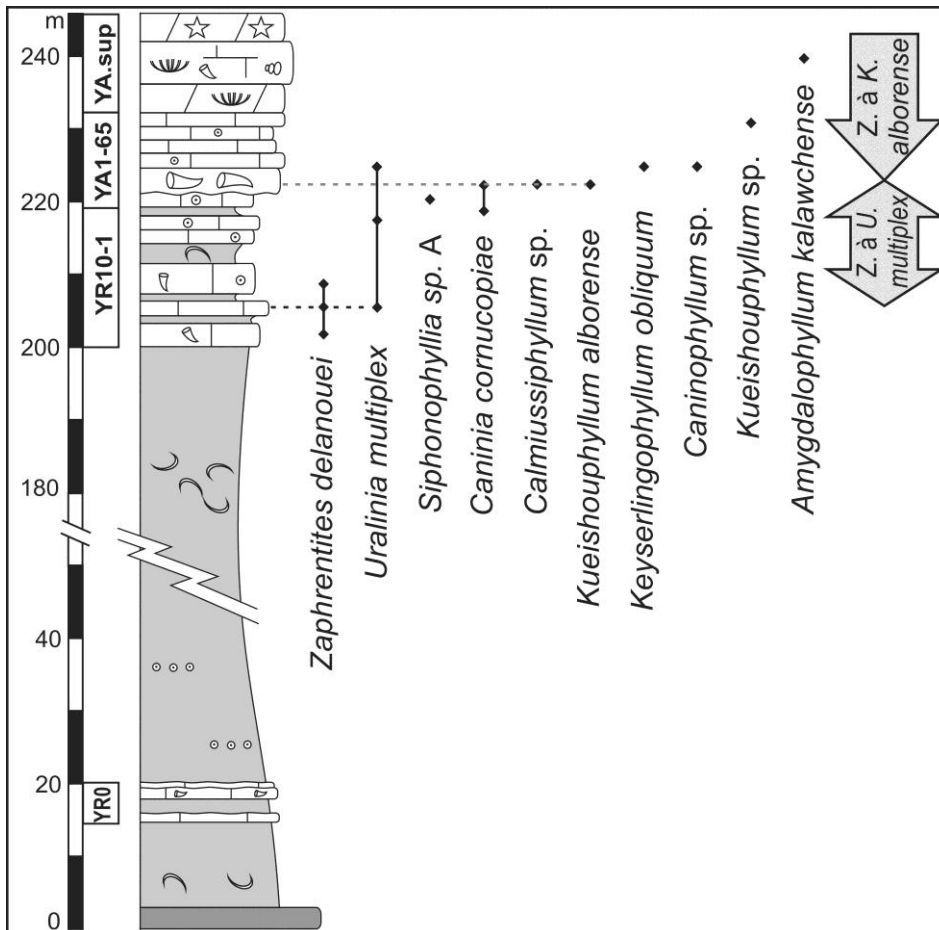


Figure 3-36: Colonne lithologique composite des coupes R et A de Yaricak Yayla avec distribution des coraux dans ces coupes.

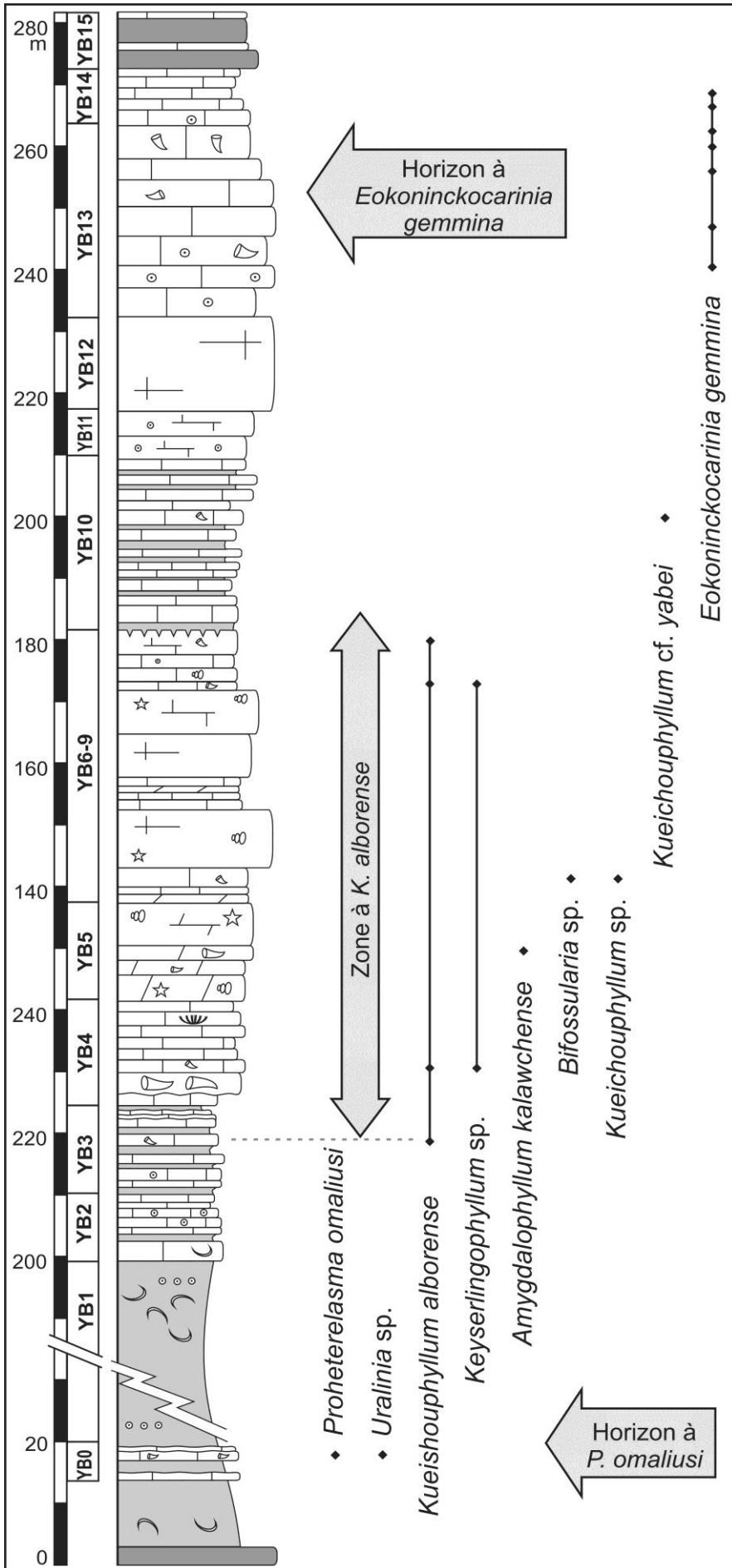


Figure 3-37: Colonne lithologique de la coupe B de Yaricak Yayla et distribution stratigraphique des coraux.

1.4.7 Coupe de Çityayla - Yaricak Yayla C (Unité d'Aladağ)

Références. Özgül (1997), Altıner & Özgül (2001), Turan (2001). Nous avons échantillonné cette coupe en 2009.

Localisation. La coupe de Çityayla (ou de Yaricak Yayla C, Figure 3-35) se trouve dans une petite vallée parallèle à la route de Yaricak Yayla à 700 m à l'ouest, près de la bergerie de Çityayla, à 9 km de Hadım, dans le Taurus central (coordonnées GPS: 36°55'00.60"N 32°23'26.86"E). Il s'agit du stratotype du Membre de Çityayla qui est exposé dans les deux flancs de la vallée.

Description. Cette coupe expose les mêmes niveaux que la coupe de Yaricak R, à savoir les schistes et calcaires interstratifiés, à *Uralinia* sp. et *Proheterelasma omaliusi* du Membre de Çityayla; surmonté par les alternance de calcaires et de schistes bioclastiques caractérisant le sommet du membre. Ces niveaux ont livrés *Kueichouphyllum alborensense* et *Keyserlingophyllum obliquum*. La coupe devient très discontinue à partir du Membre de Mantar Tepe et n'a pas été levée.

1.4.8 Coupe de la route d'Alanya à Taşkent (Unité d'Aladağ)

Références. Mackintosh & Robertson (2012). Nous avons échantillonné cette coupe en 2009.

Localisation. La coupe de la route d'Alanya à Taşkent correspond au talus et abords directs de la route D340 reliant le village de Taşkent à la côte méditerranéenne (coordonnées GPS du milieu de la coupe: 36°52'51.41"N 32°31'13.22"E). La Formation de Yaricak est exposée dans le talus ouest de la route, à environ 5 km au sud-est de Taşkent, dans le Taurus central, dans le Sud de la Turquie.

Description. La coupe débute par les sschistes du Membre de Çityayla présentant ici des intercalations gréseuses dans la partie inférieure et des lentilles de calcaires crinoïdiques dans la partie supérieure. Le niveau AR0 correspond aux calcaires gréseux à *Uralinia* sp. et *Proheterelasma omaliusi* intercalés dans les schistes. La base du Membre de Mantar Tepe débute par le niveau à *Siphonophyllia* (AR1). Le reste de la formation présente des faciès de très faible profondeur d'eau, dominés par des calcaires gris clairs à birds-eyes et pseudomorphes d'évaporite. Ces faciès confinés épais de près de 200 m, sont entrecoupés de rares niveaux bioclastiques à gastéropodes. Le sommet de la coupe est marqué par une barre de 10 m de calcaire oolithique gris moyen, gréseux surmonté par un banc à gros brachiopodes productides. La coupe se poursuit par des grès quartzitiques qui, par comparaison avec les coupes de Yaricak, doivent correspondre au Viséen moyen et/ou supérieur.

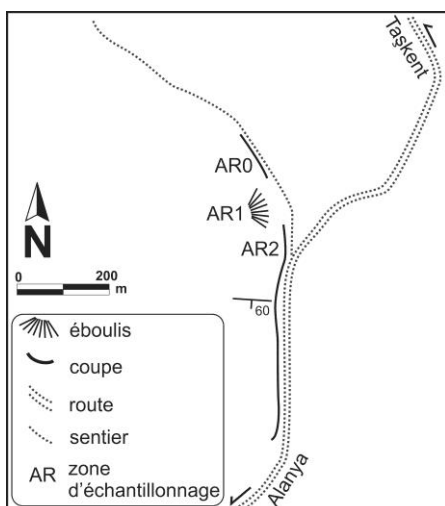


Figure 3-38: Carte de localisation de la coupe de la route d'Alanya à Taşkent.

1.4.9 Coupe de Bademli (Unité d'Aladağ)

Références. Monod (1977), Lys (1986), Okuyucu (2008), Mackintosh & Robertson (2012). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. La coupe se trouve dans la vallée au nord-ouest du village de Bademli et le long de la route reliant ce dernier au village de Yelmez, à l'ouest. Bademli est situé à 18 km au sud-ouest de Hadim, dans les Taurides centrale, dans le Sud de la Turquie (coordonnées GPS: 37°01'03.32"N 32°39'36.79"E, Figure 3-41).

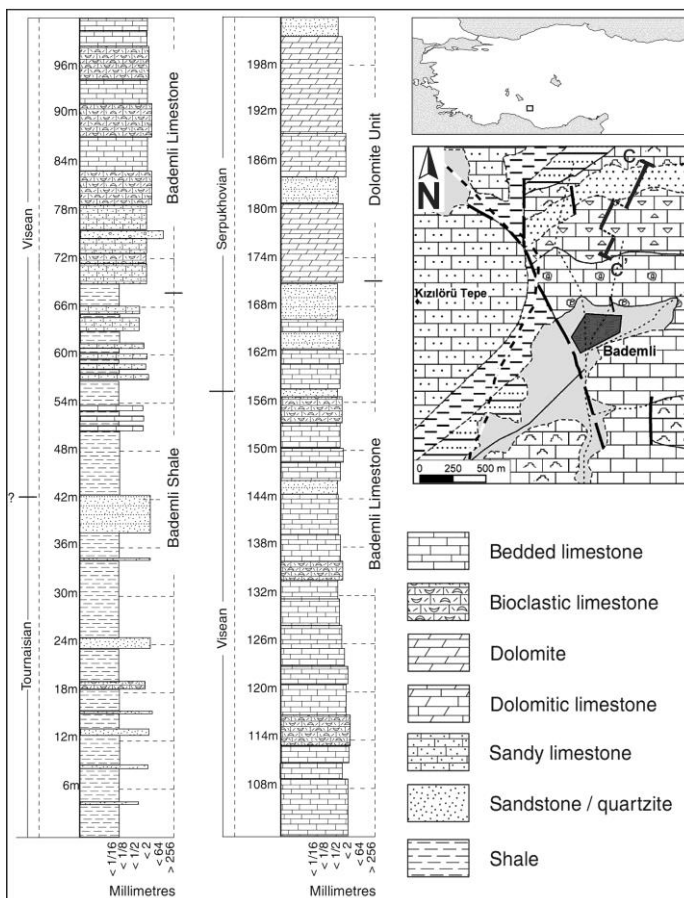


Figure 3-39: Carte géologique et colonne stratigraphique de la coupe de Bademli. Modifié d'après Mackintosh & Robertson (2012).

Description. Monod (1977) a défini, le long de cette coupe, trois unités lithologiques dans la Formation de Yaricak: les "schistes noirs" correspondant au Membre de Çityayla ("Bademli Shale" de Mackintosh & Robertson, 2012), les "Calcaires de Bademli" (partie inférieure du Membre de Mantar Tepe ou Bademli Limestone de Mackintosh & Robertson (2012, Figure 3-41), et les "Dolomies supérieures" (partie supérieure du Membre de Mantar Tepe et Dolomite Unit de Mackintosh & Robertson, 2012).

Le Membre de Çityayla est exposé sur une soixantaine de mètres. Il est composé principalement de schistes sombres contenant quelques bancs métriques de grès jaunâtres. L'ensemble du membre contient des niveaux bioclastiques dominés par des fragments de crinoïdes et de brachiopodes. Vers le haut, les schistes deviennent plus carbonatées et alternent avec des bancs de calcaires argileux bioclastiques sombres. Ces schistes sont supposés tournaisiens d'après les brachiopodes (voir coupe de Yaricak Yalya).

Le Membre de Mantar Tepe débute par des bancs de calcaires gris foncés, bioclastiques alternant avec des schistes carbonatés en petits bancs décimétriques. Les calcaires deviennent plus grossiers et plus gréseux vers le haut. Les bioclastes sont principalement des brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires, crinoïdes, coraux et foraminifères. L'unité calcaire est épaisse de 120 m environ. Les calcaires représentent le Tournaisien supérieur et le Viséen d'après Mackintosh & Robertson (2012).

Les dolomies composant la partie supérieure du Membre de Mantar Tepe (60 m) sont des dolomies cristallines sombres, alternant avec des bancs de grès quartzitique. Les macrofaunes sont peu abondantes. Mackintosh & Robertson (2012) rangent les dolomies dans le Viséen supérieur et/ou le Serpukhovien par corrélation avec les dolomies et quartzites réputés serpukhoviens dans les Taurides centrales.

1.4.10 Coupe de Yerköprü (Unité d'Aladağ)

Références. Frech (1916). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. Yer Köprü est le nom d'une source thermale située à une dizaine de kilomètre en amont du village de Pozanti (60 km au nord-ouest d'Adana, Figure 3-42) dans une vallée très encaissée (coordonnées GPS: 37°20'21.37"N 34°55'14.44"E). La coupe a été mise au jour lors de l'installation d'une ligne de chemin de fer reliant Konya à Adana dans les années 1900.

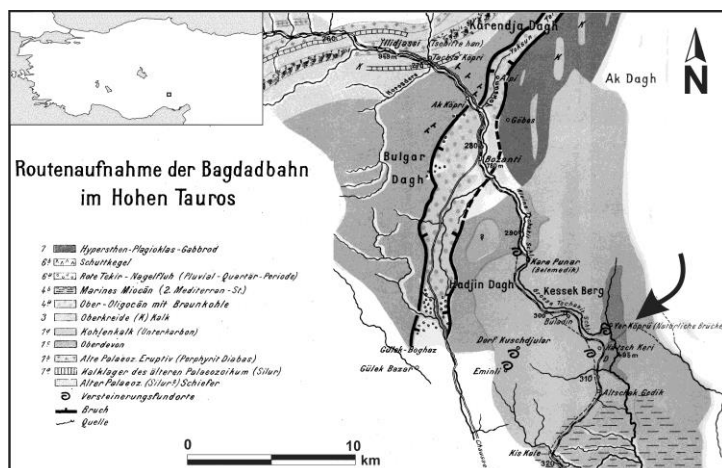


Figure 3-40: Carte géologique de Yerköprü dans les Taurides orientales. Modifié de Frech (1916). La position de la coupe est indiquée par la flèche.

Description. La description de la coupe par Frech (1916) est assez succincte: quelques mètres de calcschistes gréseux bruns ayant livrés des brachiopodes (*Productus*, *Spirifer*, *Athyris*, *Orthochonetes*, *Dalmanella*, *Leptaena*), des trilobites (*Phillipsia*), des crinoïdes et des coraux (*Paleacis*, "*Zaphrentis*" et "*Cyathophyllum*", voir Figure 4-8). D'après les macrofaunes, les calcschistes représentent le Tournaisien. Le Viséen est composé de 150-180 m de calcaires clairs et de dolomies sans fossiles. La partie supérieure des calcaires est très recristallisée et a livré quelques brachiopodes. Les coraux récoltés et figurés par Frech (1916) ont été détruit durant la Seconde Guerre Mondiale (Dieter Weyer, communication personnelle).

1.4.11 Coupes d'Eşkıbey et Yellice Tepe (Unité d'Antalya)

Références. Demirtaşlı (1983), Demirtaşlı et al. (1984), Yurtsever et al. (2000). Nous n'avons pas levé ces coupes.

Localisation. Ces coupes se trouvent dans la vallée de Gözce, à une dizaine de kilomètres de la côte méditerranéenne, entre Silifke et Anamur dans le Sud de la Turquie (coordonnées GPS: $\pm 36^{\circ}13'25''N$ $33^{\circ}12'40''E$, Figure 3-43).

Description. La Formation de Dikenlidere représente tout le Système Carbonifère dans cette région (Figure 3-43). La partie inférieure est composée d'une alternance de calcaires fins brunâtres, de grès fins clairs et de schistes bigarrés. Les calcaires sont bitumineux et ont livré de rares foraminifères indiquant un âge viséen peu contraint (Gürçay, 1998).

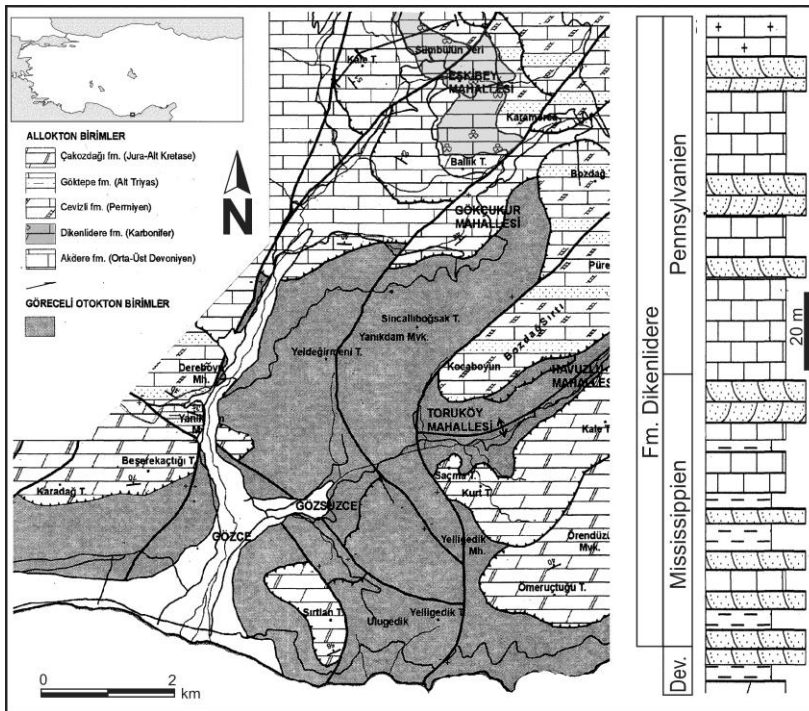


Figure 3-41: Carte géologique et colonne lithostratigraphique de la coupe d'Eşkıbey dans les Taurides centrales. Modifié de Yurtsever et al. (2000).

1.4.12 Coupe de Korucuk (ou Kırtıl) (Unité d'Antalya)

Références. Demirtaşlı et al. (1978a), Demirtaşlı (1983), Eroğlu (1998). Nous n'avons pas levé cette coupe.

Localisation. La coupe de Korucuk se trouve dans le versant de la vallée au nord du petit village de Korucuk (ou Kırtıl), situé à 18 km à l'ouest de la ville de Silifke sur la côte méditerranéenne, dans le sud de la Turquie (coordonnées GPS: $36^{\circ}18'46.33''N$ $33^{\circ}43'39.30''E$, Figures 3-1, 3-44).

Description. La coupe décrite par Demirtaşlı et al. (1978a) débute dans le Frasnien qui affleure dans le cœur de l'anticlinal de Korucuk. Le Dévonien supérieur est représenté par des calcaires à coraux, des schistes et des grès. Le Carbonifère inférieur, représenté par la Formation de Korucuk, est composé de six membres (Figures 3-42, 3-44).

Le Membre A (15 m) est composé de deux bancs métriques de calcaires gréseux et dolomitiques pulvérulents riches en brachiopodes et trilobites. Ces deux bancs sont séparés par une épaisse passée gréso-schisteuse contenant des débris de plantes. Ces schistes ont livré des palynomorphes struniens (Demirtaşlı et al., 1978a), tandis que les bancs calcaires ont livré des *Phacops* sp. corroborant cet âge strunien.

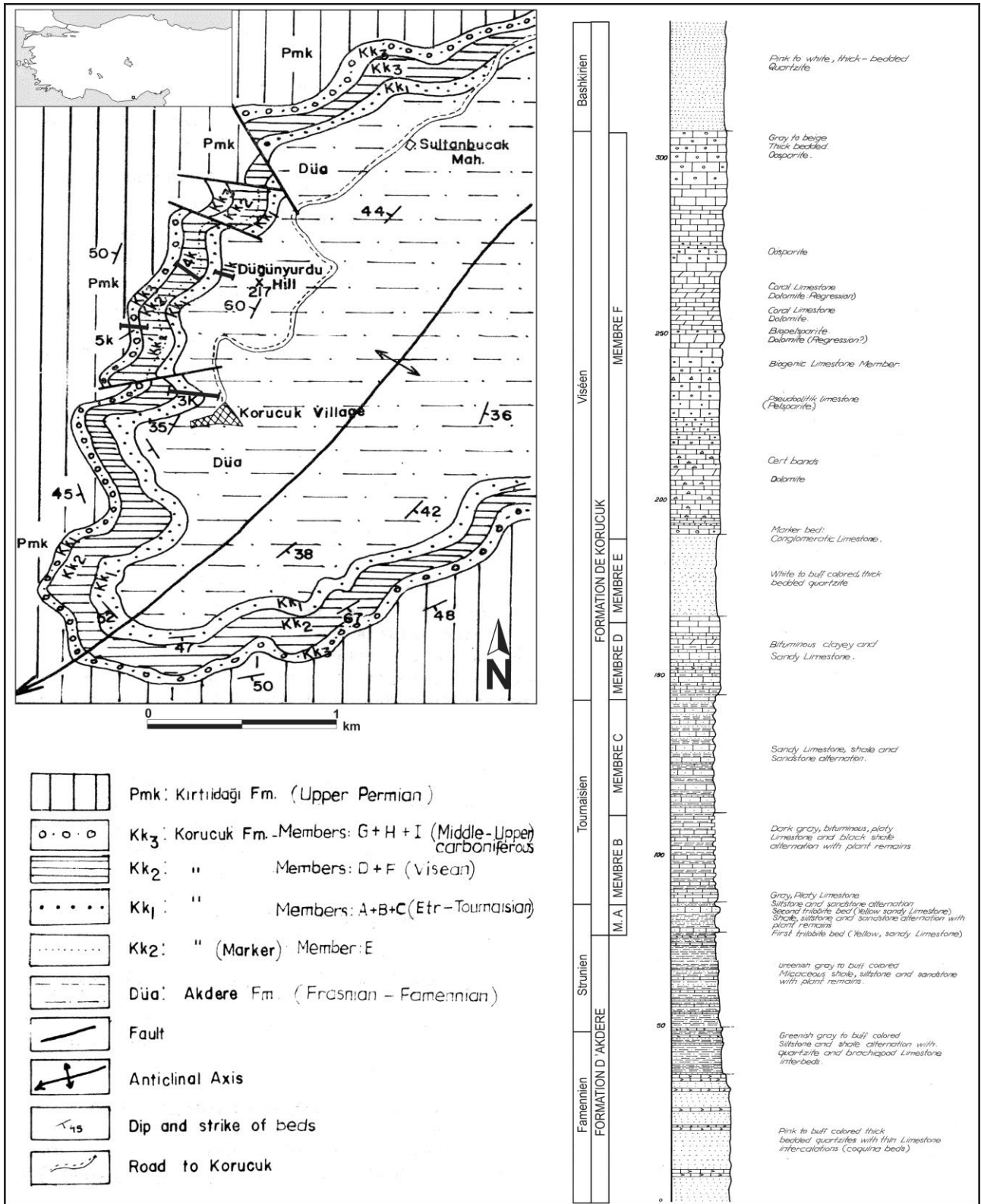


Figure 3-42: Carte géologique et colonne stratigraphique de la coupe de Korucuk dans les Taurides centrales. Modifié d'après Demirtaşlı (1978a).

Le Membre B est composé de 22 m de schistes sombres, parfois bitumineux, au sein desquels des petits bancs de calcaire argileux sombre sont intercalés. Les bancs calcaires ont livré quelques brachiopodes (*Rugosochonetes*, *Orbiculoidae*, *Semenevia*) permettant de donner un âge tournaisien à ce

membre, âge confirmé par les foraminifères (*Tournayella*, *Endothyra*, *Septabrunsiina*, *Earlandia*, Demirtaşlı et al., 1978a).

Le Membre C est un paquet de schistes gris foncés épais de 33 m. Les brachiopodes y sont particulièrement abondants (*Tomiproductus*, *Spirifer*, *Syringotyris*, *Martinia*, *Composita*, *Athyris*, *Cleiothyridina*, *Leptagonia*, *Rhipidomella*, *Tylothyris*, *Schuchertella*, *Schizophoria*) et indiquent un âge tournaisien supérieur. Demirtaşlı et al. (1978a) y signale - sans le figurer- *Proheterelasma omaliusi*.

Le Membre D (22 m) est composé de schistes, de calcaires gréseux et de calcaires noirs ayant livré des brachiopodes peu diversifiés, ainsi que quelques coraux identifiés par Üsalaner-Kiragli in Demirtaşlı et al. (1978a) comme *Siphonophyllia cylindrica* et *Syringopora ramulosa*. L'âge supposé par Demirtaşlı et al. (1978a) sur base de ces macrofaunes, est Viséen inférieur mais aucun guide ne permet de l'affirmer avec certitude.

Le Membre E est une barre de quartzite clair de 23 m d'épaisseur servant de repère régional. Le Membre F (125 m) marque le début de la sédimentation carbonatée. Les faciès sont encore gréseux à la base mais passent rapidement à des calcaires bioclastiques grenus, alternant avec des dolomies beiges. Des nodules et bancs de chert sont présents dans la partie inférieure. La partie supérieure est composée de calcaires clairs bioclastiques et oolithiques ayant livré une faune abondante de foraminifères indiquant des âges viséen inférieur à supérieur (Demirtaşlı et al., 1978a). La faune corallienne de ces niveaux se limite à des micheliniides, des *Kueichouphyllum* et des coraux décrits par (Üsalaner-Kiragli in Demirtaşlı et al., 1978a) comme des "*Palaeosmilia*-like corals different from typical *Palaeosmilia*".

1.5 LE DOMAINE PÉRI-ARABIQUE

1.5.1 Coupe de Şort Dere (Hakkari)

Références. Altinli (1966), Higgs et al. (2002), Gourvenec & Hoşgör (2012), Hoşgör et al. (2012), Denayer & Höşgör (soumis). Nous n'avons pas eu l'occasion de lever cette coupe mais Izzet Höşgör a mis à notre disposition une cinquantaine de petit coraux qu'il a récolté lors d'un lever géologique dans la région d'Hakkari dans les années 2000.

Localisation. La coupe de Şort Dere se situe dans le versant nord de la vallée de la rivière Zap, à une dizaine de kilomètres en aval de Çukurca, à 30 km au SSE de Hakkari, près de la frontière iraquienne, dans l'extrême Sud-Est de la Turquie (coordonnées GPS: 37°17'05.08"N 43°32'25.78"E, Figures 2-10, 3-1, 3-45). La coupe se trouve dans le versant nord de la vallée. Les couches forment le flanc sud de l'Anticlinal de Çukurca et présentent une direction N120°E et pendage d'une trentaine de degré vers le nord. Le Carbonifère est représenté par la Formation de Köprülü.

Description. La Formation de Köprülü, épaisse d'environ 200 m, débute au premier banc calcaire surmontant les dolomies de la Formation Yiğınli dont la partie supérieure est datée du Famennien supérieur sur base des palynomorphes (Higgs et al., 2002). La Formation de Köprülü comprend trois membres (Figure 3-45). Le membre inférieur (50-70 m d'épaisseur), est composé de calcaires argileux, de calcaires sableux et bioclastiques alternant avec des siltites et des calcschistes. Deux horizons (HK1 et HK2) au sein des calcaires argileux de ce membre ont livré une abondante faune de petits coraux solitaires non disséminés (*Rotiphyllum* cf. *similatum*, *Zaphrentites parallela*, *Amplexizaphrentis zapense*, *Ufimia* sp., et cf. *Gorizdronia* sp.) formant un assemblage d'affinité Viséen inférieur. Les foraminifères et brachiopodes décrits par Perinçek (1990) et Perinçek et al. (1991) indiquent un âge équivalent (Tournaisien supérieur à Viséen inférieur).

Le membre moyen (50 m) est formé de calcschistes et siltites carbonatés en petits bancs, contenant des nodules de calcaire argileux sombre. Des niveaux de lumachelles de brachiopodes, lamellibranches et céphalopodes ponctuent la partie supérieure du membre. Les schistes ont été datés du Tournaisien supérieur par palynologie (biozone à miospore *Spelaotriletes pretiosus-Raistrickia clavata*, Higgs et al., 2002).

Le membre supérieur est composé de 80 m de calcaires gréseux et dolomitiques alternant avec des niveaux de calcschistes noirs sans macrofaune.

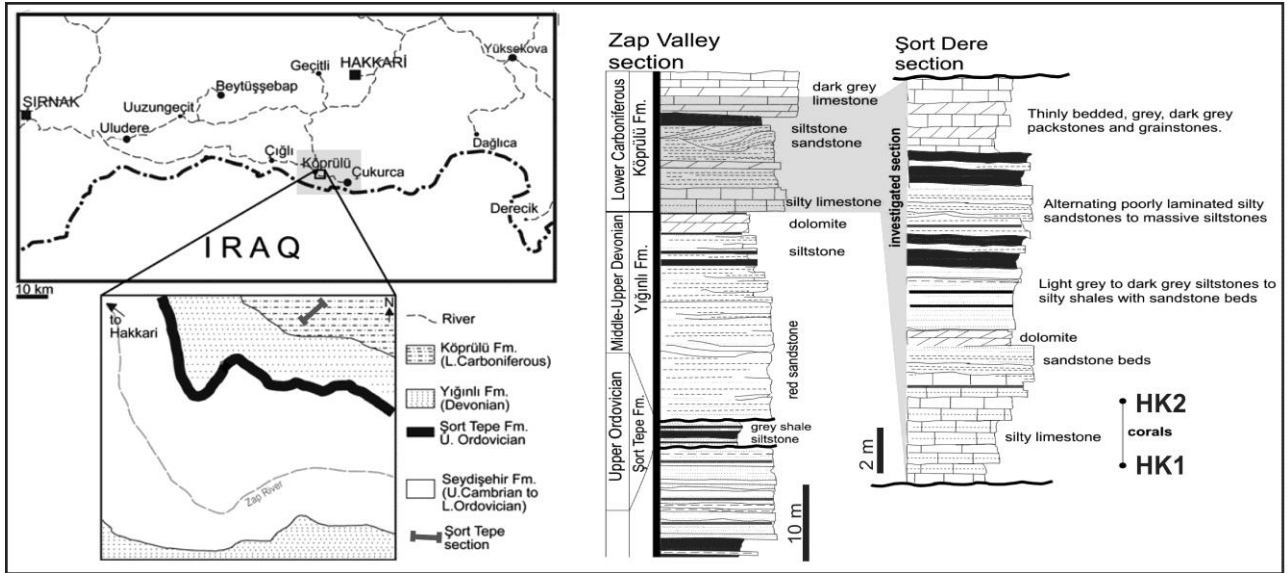


Figure 3-43: Carte géologique et colonnes lithostratigraphiques de la coupe de Şort Dere dans la région de Hakkari (Domaine Péri-Arabique). Modifié de Höşgör et al. (2012) et Denayer & Höşgör (soumis).

2 SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Grace aux données exposées dans ces deux premiers chapitres, il est possible de combiner paléogéographie, stratigraphie et sédimentologie pour estimer l'aspect des plates-formes du Carbonifère inférieur dans les différents fragments composant la Turquie.

2.1 LA ZONE D'ISTANBUL-ZONGULDAK

L'est de la Zone (Zonguldak et Bartın) correspond à la plate-forme carbonatée qui bordait la marge sud de Laurussia entre le Dévonien et la fin du Viséen (Figure 3-46). La région de Bartın et Tarla-Azğl montre un caractère plus proximal que la région de Zonguldak. En effet, les faciès rencontrés témoignent d'environnements plus agités (grainstone et rudstones très fréquents). La lacune du sommet du Viséen est plus importante qu'à Zonguldak où le Warnantien supérieur est préservé (voir chapitre consacré à la stratigraphie). Les faciès silicoclastiques du Carbonifère supérieur sont également plus proximaux (Görür et al., 1997). Un approfondissement progressif est noté d'est en ouest.

L'ouest de la zone (côté Istanbul) est, selon nous, la prolongation occidentale de la région de Zonguldak. L'approfondissement est marqué par les faciès flychoïdes et de type Culm de la Formation de Trakya. Outre des faciès pélagiques (schistes, calcaires nodulaires, lydiennes, phosphates), cette formation renferme deux niveaux carbonatés: le Membre d'Heybeliada (Viséen inférieur, Mamet & Kaya, 1973) et le Membre de Cebecikoy (considéré variablement du Viséen supérieur ou moyen: Kaya & Mamet, 1973, ou inférieur: Okuyucu et al., soumis). Les relations géométriques de ces deux membres avec les autres faciès de la formation ne sont pas connus mais il est possible qu'il s'agisse d'olistolithes, comme le suggèrent Okuyucu et al. (soumis). A priori, l'origine des olistolithes est la plate-forme située à l'est.

2.2 LES ANTOLIDES

Le Nord de l'île de Chios, la Péninsule de Karaburun et l'Unité de Teke Dere dans les Nappes Lyciennes exposent le socle des Anatolides qui consiste en dépôts de type flysch contenant des blocs de composition variable datés du Silurien au Carbonifère supérieur (Mélange de Karaburun et de Chios, Formation d'Incirbelini). Parmi ces blocs se trouvent des olistolithes de calcaire viséen. Ceux de Karaburun sont relativement rares et peu décrits mais ceux de Chios sont composés de calcaire de plate-forme et des coraux y ont été signalés par Herget (1968). Vers l'est, les Anatolides exposent, dans l'unité de Bolkaradağ, un olistostrome (Formation de Kongul et Complexe de Konya) qui peut être corrélé aux mélanges de Karaburun et Chios. La Formation de Kongul contient des olistolithes présentant, entre autre, des faciès récifaux (bioherme à microbialithes, éponges, bryozoaires et coraux, Denayer & Aretz, 2012). Les faciès des olistolithes tournaisiens et viséens du Complexe de Konya sont décrits comme des calcaires de plate-forme riches en fossiles (Robertson & Ustaömer, 2009). Ces unités à olistolithes sont interprétées comme le résultat du démantèlement d'une plate forme carbonatée par accréation lors de la subduction de l'Océan Rhéique sous la marge sud de Laurussia. Les Anatolides formaient donc au Carbonifère inférieur, un prisme d'accréation. Celui-ci se poursuit vers l'Ouest dans les Terranes hunniques (Sud de l'Espagne et de la France, Balkans, etc.) et vers l'est dans la Zone de Sakarya. Dans cette zone, le Complexe de Karakaya, contenant également des olistolithes viséens (région de Balya), est interprété comme un équivalent des mélanges anatoliens. Les massifs du Sud-Est anatolien ainsi que la Zone de Tavşanlı représentent la partie métamorphique du prisme d'accréation.

2.3 LES TAURIDES

Comme expliqué à de nombreuses reprises, les Taurides sont formées de plusieurs unités tectonostratigraphiques dont trois contiennent du Carbonifère inférieur. Il s'agit des unités de Geyik Dağı, d'Aladağ et d'Antalya. L'Unité de Geyik Dağı est considérée comme la nappe autochtone des Taurides. Le Carbonifère inférieur y est représenté par la Formation de Ziyarettepe dans les Taurides orientales (région de Pınarbaşı), la Formation de Gökdağ dans les Taurides centrales (sud du lac de Beyşehir) et de Harlak (Massif du Sultandağ).

Dans l'Unité de Geyik Dağı, le Tournaisien et le Viséen inférieur sont représentés par des alternances de calcaires, calcschistes et schistes, incluant parfois des passées gréseuses. Dans le nord de cette unité (Ziyarettepe), le Viséen moyen-supérieur est absent, le Permien reposant directement sur le Viséen inférieur. Dans le Massif du Sultandağ, les faciès détritiques grossiers surmontant le Viséen inférieurs sont attribués au Viséen supérieur ou au Serpukhovien. Enfin, dans le Gök Dağ, dans le sud de l'Unité de Geyik Dağı, seul le Viséen supérieur est connu et présente des faciès carbonatés fossilifères.

Dans la partie méridionale de l'Unité d'Aladağ, le Tournaisien est schisteux, sauf sa partie tout à fait supérieure composée d'alternance de calcaires et de schistes. Le Viséen inférieur est dominé par les carbonates (calcaires et dolomie) très souvent gréseux. La partie supérieure du Viséen est marquée par le retour des faciès silicoclastiques alternant avec des dolomies. Une succession similaire est observée dans le nord de l'Unité d'Aladağ (région de Pınarbaşı) mais le Tournaisien est dominé par les dolomies tandis que le Viséen supérieur est représenté par des quartzites. Dans la région de Yayhali (nord d'Adana), la coupe de Nohutluktepe expose des faciès de bassin. Il s'agit de calcaires nodulaires alternant avec des bancs de chert et de schistes représentant le Tournaisien. La séquence décrite par Okuyucu & Vachard (2006) montre une transition des faciès de bassin vers les faciès moins profonds au cours du Viséen. Le Viséen supérieur est caractérisé par des faciès de plate-forme carbonatée riche en macrofaune. Mis à part cette dernière coupe, le Carbonifère inférieur de l'Unité d'Aladağ est représenté par des faciès mixtes.

L'Unité d'Antalya, la Formation de Korucuk débute par des alternances de calcaires, schistes et dolomies gréseuses représentant le Strunien. Le Tournaisien est également caractérisé par des alternances de calcaires et schistes. Le Viséen inférieur est composé de calcaires gréseux et de quartzites. Enfin, le Viséen supérieur est progressivement plus pur et culmine avec des calcaires oolithiques et bioclastiques, parfois dolomités.

Les Taurides formaient, au Carbonifère inférieur, une plate-forme bordant la marge nord du Gondwana (Figure 3-46). Les faciès sont typiquement mixtes dans le Tournaisien (schisteux ou gréseux) et plus purs dans le Viséen. Néanmoins l'entièreté de la séquence continent une part de quartz détritique. L'origine des éléments détritiques est à mettre en relation avec le bombement thermique de la marge nord du Gondwana observée au Carbonifère inférieur et précédent le rifting des terranes cimmériennes (dont les Taurides) au Permien. Le caractère mixte des faciès est d'ailleurs une caractéristique rencontrée tout au long du Carbonifère dans les terranes cimmériens depuis les Taurides à l'ouest jusqu'au blocs iraniens et afghans à l'Est (Moix et al., 2008).

2.4 LE DOMAINE PÉRI-ARABIQUE

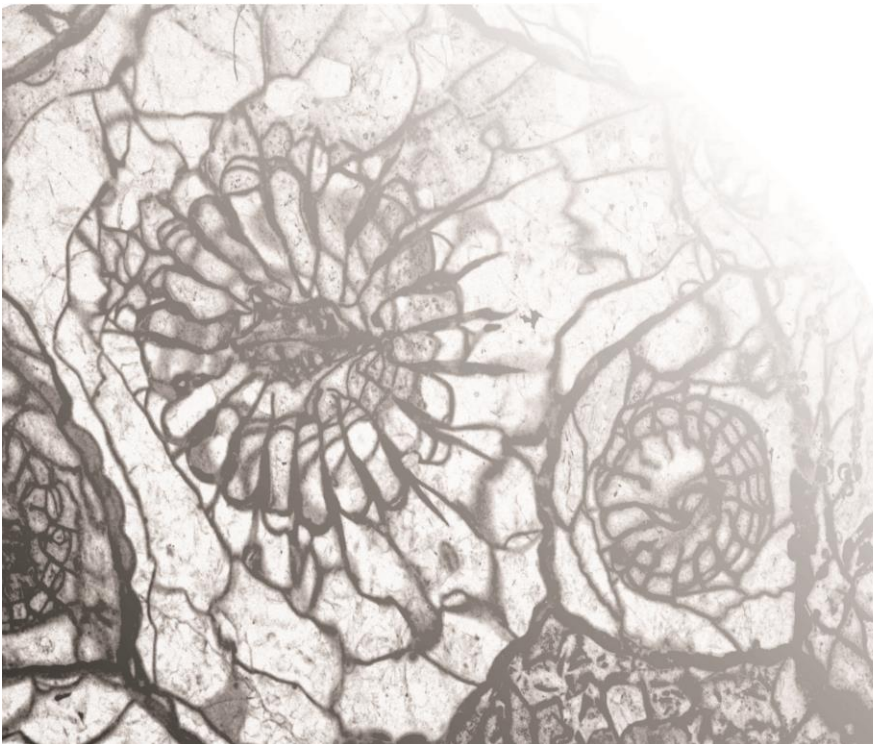
Le Carbonifère de la Plate-forme Arabique est connu à l'affleurement dans la région de Hakkari dans l'extrême Sud-Est de la Turquie. La séquence sédimentaire est représentée par la Formation de

Köprülü, dominée par des faciès mixtes, carbonatés, schisteux, gréseux et dolomitiques. Les niveaux carbonatés fossilifères correspondent peut-être à l'enregistrement des transgressions les plus importantes sur la partie interne de la plate-forme bordant, au nord, le Gondwana (Figure 3-46). Malheureusement les données stratigraphiques sur cette région sont rares et ne permettent pas d'étayer cette hypothèse.



Figure 3-44: Carte paléogeographique du globe au Viséen, centrée sur l'Océan Paléotéthys. La position des continents est tirée de Stampfli et al. (2002), l'étendue des plates-formes est modifiée de Golonka (2007). Légende: KZ: Kazakhstan; KT: Karakum-Turan, NC: Nord de la Chine, RHQ.: Océan Rhéique, SC: Sud de la Chine, TM: Tarim; marge sud de Laurussia: AA: Austro-Alpin, Ab: Alboran (Méditerranée occidentale), Ad: Adria (Balkans); Am: Armorica, Av: Avalonia, **Bk**: Bolkardağ, Ce: Cétique (Balkans); Ch: Chanel (Manche), cl: centre-Ibérie, DH: Dinarides-Hellénides, Di: Dizi (Georgie), Do: Donets, gC: haut-Caucase, He: Helvétique, iA: intra-alpin, Ib: nord-ouest Ibérie, **Is**: Istanbul, **Kb**: Karaburun, Lg: Ligeria (Massif Central), MD: Moldanubien, Mg: Meguma (Nouvelle-Ecosse), Mo: Moesia, Ms: Meseta marocaine, OM: Ossa Morena (Sud de l'Espagne), Pe: Penninique (Alpes), RH: Rhéno-Hercynien, **Sk**: Sakarya, sP: sud Portugal, Sx: Saxo-Thuringien, tC: Trans-Caucase. Marge nord du Gondwana: Al: Alborz (nord de l'Iran), Ap: Apulie (sud de l'Italie), **Be**: Beydağları, cA: centre Afghanistan, **Hk**: Hakkari (Péri-Arabique), LT: Lut-Tabas (centre Iran), **Md**: Menderes, Pl: Péloponèse, Qs: sud Qinling (centre-nord de la Chine), SC: Sud de la Chine, Sn: Sinaï, SS: Sanadaj-Sirjan (nord de l'Iran), sT: sud Tarim, **Tr**: Taurides.

IV. Systématique des Coraux



1 SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LES CORAUX DU CARBONIFÈRE INFÉRIEUR DE LA TURQUIE

La première mention de coraux dans le Carbonifère inférieur de la Turquie est celle de Ralli (1895), citant des listes de fossiles reconnus dans les formations du "Houiller d'Héraclée". Frech (1916) décrit et figure des coraux zaphrentoïdes du Tournaisien de Yer Köprü dans les Taurides orientales. Charles (1933) est le premier à consacrer une monographie aux coraux du Dévonien et du Carbonifère de Zonguldak et Bartın. Il reconnaît dans le Viséen 11 espèces dont 5 sont nouvelles à ses yeux. Heritsch (1941), citant Charles (1933), et Frech (1916), indique seulement la présence de *Siphonodendron* et *Syringopora* dans la région de la Mer Noire. Tokay (1954) donne la liste des fossiles, dont des coraux, qu'il a rencontrés dans le Viséen de Bartın mais ne les a pas figurés. Flügel & Kiratlioğlu (1956) décrivent *Kueichouphyllum* et *Kueichoupora* dans le Viséen de la région de Pınarbaşı. Ünsalaner-Kiragli (1958) figure quelques coraux du Carbonifère de la Mer Noire et du Taurus. Enfin, Kato (1979) décrit et figure *Kueichouphyllum* et *Caninia* provenant du Viséen de la région de Kayseri (Taurides orientales).

Tableau 4-1: Coraux carbonifères de Turquie, publiés (figurés ou non) dans la littérature ancienne et tentative d'attribution spécifique (*: spécimens que nous avons étudiés).

Auteur(s)	provenance	taxons décrits, figurés ou simplement signalés	ou ce travail
Ralli, 1895	Kokaksu, Zonguldak	* <i>Zaphrentites cylindrica</i> * <i>Lithostrotion irregulare</i> * <i>Amplexus coralloides</i> * <i>Lithostrotion caespitosum?</i> * <i>Clisiophyllum turbinatum</i>	<i>Pseudozaphrentoides cf. juddi</i> <i>Siphonodendron asiaticum</i> <i>Siphonodendron irregulare</i> <i>Siphonodendron martini</i> <i>Koninckophyllum interruptum</i>
Frech, 1916	Yer Köprü, Taurides orientales	<i>Zaphrentites cornu copiae</i> <i>Zaphrentites vermicularis</i> <i>Cyathophyllum? excavatum</i>	<i>Zaphrentites parallela ?</i> <i>Zaphrentites parallela ?</i> <i>Zaphrentites parallela ?</i>
Charles, 1933	Kokaksu, Zonguldak	* <i>Caninia cf. colossea</i> * <i>Dorlodotia delepinei</i> * <i>Lophophyllum fraiponti</i> * <i>Cyathophyllum murchisoni</i> <i>Cyathophyllum gr. regium</i> * <i>Endophyllum konincki</i> * <i>Lithostrotion martini</i> * <i>Lithostrotion aff. irregulare</i>	<i>Koninckophyllum interruptum</i> <i>Dorlodotia briarti</i> <i>Siphonodendron undulosum</i> <i>Palaeosmilia murchisoni</i> ? <i>Palastrea konincki</i> <i>Siphonodendron martini</i> <i>Siphonodendron asiaticum</i>
	Gökgöl, Zonguldak	* <i>Diphyphyllum fourmarieri</i>	<i>Corphalia fourmarieri</i>
Flügel & Kiratlioğlu, 1956	Pınarbaşı, Taurides orientales	<i>Kueichouphyllum yabei</i>	<i>Kueichouphyllum yabei</i>
	Tarlas-Ağzi, Bartın	<i>Aulophyllum fungites</i>	<i>Aulophyllum fungites</i>
	Pakdere, Bartın	<i>Lithostrotion junceum</i>	<i>Siphonodendron asiaticum</i>
	Özbek, Anatolides orientales	<i>Carcinophyllum vaughani</i> <i>Clisiophyllum keyserlingi</i>	<i>Axophyllum pseudokirsopianum</i> <i>? Clisiophyllum gr. keyserlingi</i>
Ünsalaner-Kiragli, 1958	Kocadag, Anatolides orientales	<i>Palaeosmilia murchisoni</i>	<i>Palaeosmilia murchisoni</i> (figs 2a-d)
	Salahattin, Anatolides centrales	<i>Palaeosmilia murchisoni</i>	<i>Palaeosmilia multiseptata</i> (fig. 2e)
	Merdivendere, Taurides orientales	<i>Caninia cylindrica</i>	<i>Siphonophyllia cylindrica</i>
Kato, 1979	Sainbeyli, Taurides orientales	<i>Caninia cornucopiae</i> <i>Kueichouphyllum yabei</i>	? <i>Caninia</i> sp. <i>Kueichouphyllum yabei</i>

2 TERMINOLOGIE RELATIVE À LA MORPHOLOGIE DES CORAUX TÉTACORALLIAIRES

La terminologie relative à la morphologie des coraux est basée sur les travaux de Semenoff-Tian-Chansky (1974), Hill (1981), Poty (1981), Vuillemin (1990) et Bamber & Fedorowski (1998).

2.1 LA MORPHOLOGIE EXTERNE

On distingue, selon leur mode de croissance, les polypiers solitaires et les polypiers coloniaux dans lesquels chaque individu est dénommé polypiérite.

Formes solitaires

Les coraux solitaires ont habituellement une forme conique plus ou moins courbée. On distingue, d'après la valeur de l'angle apical, les formes cératoïdes (angle d'environ 30°), trochoïdes (40°), turbinées (70°), patellées (120°) et discoïdes (angle proche de 180°). Les coraux peuvent être cylindriques (ou cylindroïdes) s'ils présentent un diamètre uniforme (excepté la partie juvénile, souvent conique). S'ils subissent des variations dans la direction de croissance, les coraux sont dits scolécoïdes.

Formes coloniales

Certains coraux ont la capacité de se reproduire par bourgeonnement, créant des colonies d'individus (clones) qui s'agencent en trois dimensions. Les colonies sont dites fasciculées si les polypiérites sont cylindriques et séparés les uns des autres. On distingue alors les colonies fasciculées phacéloïdes, dont les polypiérites poussent parallèlement les uns aux autres, et les colonies fasciculées dendroïdes dont les polypiérites divergent et s'écartent les uns des autres. Les colonies sont dites massives lorsque les polypiérites restent soudés après le bourgeonnement. Les colonies massives cérioïdes (ou murales) montrent des polypiérites séparés par une muraille, dans le cas contraire, la colonie massive est dite amurale (ou plocoïde). Une colonie est thamnastéroïde si les polypiérites partagent des septes, et astréoïde si des tronçons de muraille persistent. Une colonie est aphroïde si les polypiérites sont séparés par des dissépiments transeptaux.

Morphologie du calice

Les polypiers solitaires et les polypiérites des colonies correspondent au squelette externe des polypes qui se trouvaient dans le calice, c'est-à-dire dans la partie supérieure et creuse du squelette. Le calice a souvent la forme d'une coupe dont la morphologie et la profondeur sont très variables. Il est bordé par des lames verticales arrangées de manière radiaire (les septes). La zone centrale est soit plane (plateau calicinal), soit concave (fossette calicinale), soit bombée (bosse calicinale). Une structure axiale peut être présente dans la partie centrale du polypier. La fossule cardinale est une dépression du plancher plus ou moins profonde, localisée en bordure du tabularium. Chez certaines espèces, un plateau périphérique formé par les dissépiments transeptaux entoure le plateau calicinal.

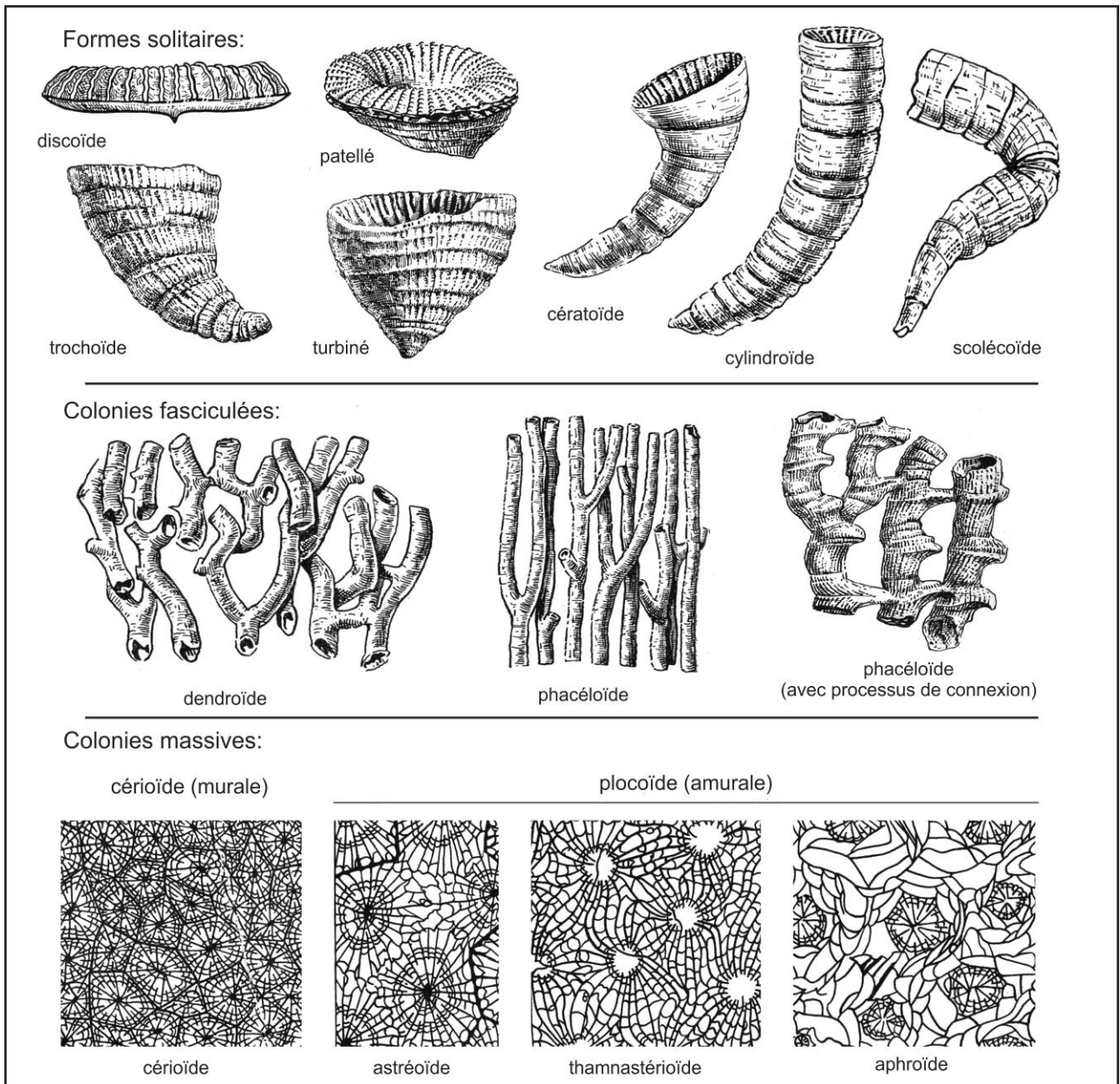


Figure 4-1: Terminologie relative aux habits des coraux solitaires et coloniaux. D'après Hill (1981) et Vuillemin (1990).

Morphologie du polypier

La muraille ou épithèque est la structure la plus externe du squelette du polypier. Elle peut être droite ou marquée par des rugae longitudinales qui correspondent à la base des septes majeurs et mineurs, dans ce cas, la muraille est dite ondulée, en arcature ou festonnée. Des stries transversales, parfois présentes, correspondent à des discontinuités - régulières ou irrégulières - dans la croissance (journalières, mensuelles, saisonnières). Lorsque les conditions étaient défavorables au polype, celui-ci avait la capacité de résorber ses tissus, ce qui se marque dans le squelette par une réduction du diamètre (et souvent du nombre de septes). Si les conditions redevenaient plus favorables, le polypier pouvait reprendre sa taille normale (réjuvénescence). Certains coraux présentent des processus d'attache, issus de la muraille. Ce sont les processus radiculaires et les talons. Dans le cas de colonies, les polypières peuvent être renforcés latéralement par des structures en arc-boutant, les processus de connexion.

2.2 LA MORPHOLOGIE INTERNE DU POLYPIER

Les septes, la structure axiale et les dissépiments sont observés et caractérisés en coupe transversale tandis que les planchers sont décrits en coupe longitudinale. Les coupes transversales sont toujours figurées avec le côté cardinal vers le bas de la page et le côté antipode vers le haut, tandis que les coupes longitudinales sont présentées dans le sens de croissance du polypier.

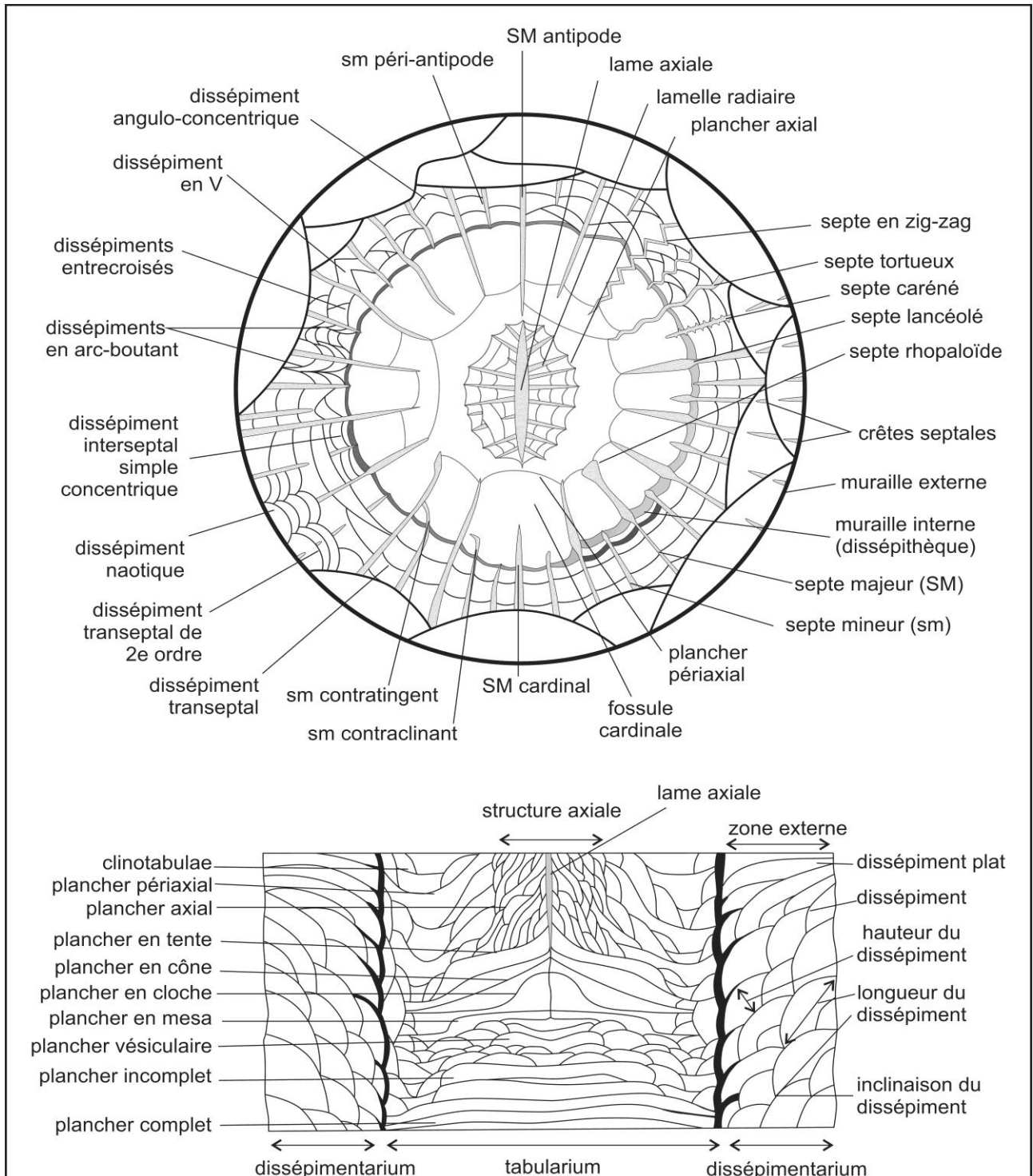


Figure 4-2: Terminologie des éléments du squelette des polypiers en coupe transversale et longitudinale. D'après Hill (1981), Poty (1981) et Fedorowski & Bamber (1998).

Les septes sont les éléments radiaires en forme de lame verticale. En coupe transversale, ils peuvent être droits, ondulés, sinueux voire tortueux. Les septes sont dits amplexoïdes s'ils sont très retirés vers la périphérie du corail. La plupart des coraux possèdent deux ordres de septes: majeurs (SM) et mineurs (sm), disposés en alternance. Les septes mineurs peuvent être rudimentaires mais sont rarement totalement absents. Les septes mineurs sont dits contratingents si leur extrémité axiale s'appuie sur le septes majeur adjacent (habituellement du côté antipode). Les septes mineurs sont dits contraclinants s'ils s'inclinent vers le septes majeur adjacent mais n'y sont reliés que par un dissépinement. Les septes sont parfois ornements de granulosités ou de stries, dénommées carènes, apparaissant comme des nodules ou des épines en coupe transversale. Des carènes très proéminentes donnent parfois un aspect en zig-zag aux septes. Les septes sont souvent épaissis à leur base (aspect cunéiforme), sur toute leur longueur (septes en fuseau) ou seulement à leur extrémité axiale (septes rhopaloïdes ou en massue). L'arrangement des septes peut être radiaire, zaphrentoïde (arrangement radiaire dans les quadrants antipodess mais septes courbés vers la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux) ou hétérophylloïde (faisceaux de septes confluent vers l'axe du corail).

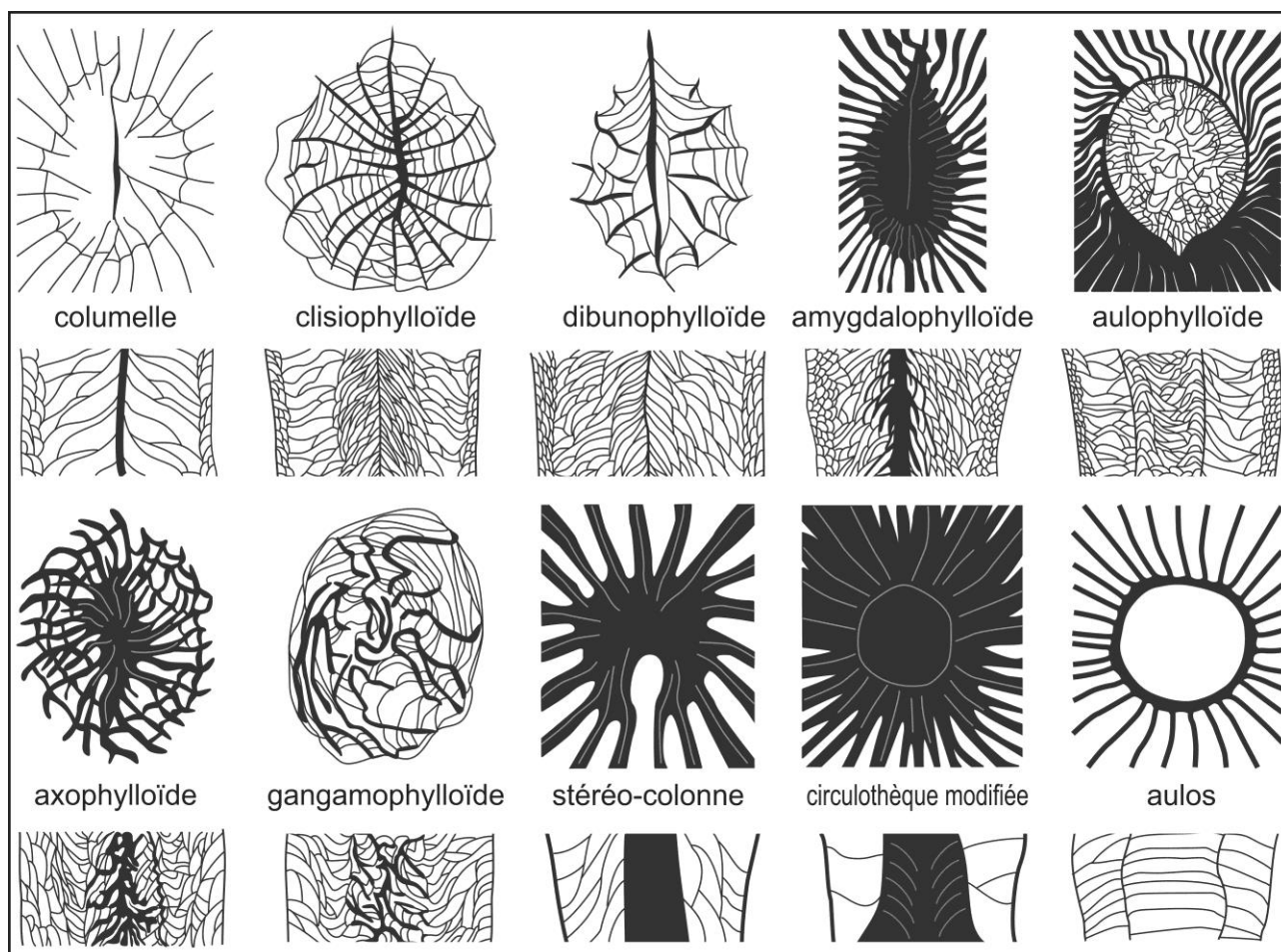


Figure 4-3: Morphologie de la structure axiale en coupes transversale et longitudinale. Explications dans le texte. Les dessins sont tirés de spécimens figurés par Hill (1941), Poty (1981) et Boland (2002).

Une structure axiale peut occuper la partie centrale du corail. Elle peut être formée d'une simple lame axiale (columelle) ou d'une lame portant des lamelles radiaires, en continuité ou non avec les terminaisons axiales des septes majeurs. La structure axiale est de type clisiophylloïde si les lamelles radiaires sont attachées à la lame axiale. Une structure dibunophylloïde est composée d'une

lame séparée de ses lamelles radiaires par des planchers axiaux redressés. Une structure amygdalophylloïde est composée d'une lame portant de nombreuses lamelles radiaires courtes mais épaissies et serrées ainsi que des planchers axiaux sub-verticaux non différenciés des planchers périaxiaux. La structure est parfois dominée par des lamelles radiaires tandis que la lame axiale est indistincte (types axophylloïdes et gangamophylloïde). Une structure axiale composée de nombreuses lamelles radiaires indistincte, limitées par une colonne axiale est dite aulophylloïde. Dans les coraux non-dissépinés, la structure axiale formée par les terminaisons axiales épaissies des septes porte le nom de stéréo-colonne ou colonne stéréoplasmique. Un aulos est une structure axiale circulaire (circulothèque) composée de planchers emboîtés les uns dans les autres pour former un tube interne.

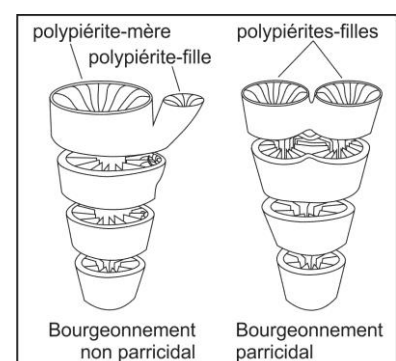
Les dissépinements sont des éléments horizontaux ou obliques apparaissant sous deux formes: les dissépinements interseptaux, situés entre les septes, et les dissépinements transeptaux, situés en périphérie et interceptant la base des septes. En coupe transversale, les dissépinements interseptaux apparaissent simples (échelon droit entre les septes), concentriques (échelon courbe), angulo-concentriques (échelon en coin), en V (plié, la concavité étant tournée vers l'axe du corail), obliques, entrecroisés (deux rangées obliques qui alternent) ou en arc-boutant (parallèle au bord du septe). Les dissépinements interseptaux forment une dissépinthèque si leur rangée la plus interne est épaissie ou si plusieurs rangées internes sont très serrées. Les dissépinements transeptaux, disposés en périphérie, interceptent soit les septes mineurs (dissépinements transeptaux de second ordre), soit les septes majeurs et mineurs (dissépinements transeptaux de premier ordre). L'ensemble des dissépinements forme le dissépinementarium.

Les planchers sont les éléments basaux sur lesquels le polype reposait. Ils forment ensemble le tabularium. Ils sont complets lorsqu'ils occupent l'entièreté du tabularium, incomplets si deux planchers ou plus forment le tabularium. Les planchers sont incomplets lorsqu'une structure axiale est présente. Ils sont horizontaux, bombés ou surélevés (en méssa), coniques, en tente ou en cloche s'ils sont redressés vers la structure axiale et déprimés vers la périphérie. Le tabularium est dit biforme si les planchers sont asymétriques. C'est toujours le cas lorsque le corail possède des septes mineurs contraclinants ou contratingents (position I du tabularium entre le septe mineur et son voisin côté cardinal; position II entre le septe majeur et son septe mineur contratingent). Les deux caractères étant liés, le caractère biforme du tabularium n'est pas précisé dans les descriptions.

2.3 LE BOURGEONNEMENT

Les polypiérites coloniaux se reproduisent par bourgeonnement. Celui-ci est parricidal si le polypiérite-mère se divise en plusieurs polypiérites-filles qui perd son individualité. Le bourgeonnement parricidal est soit axial, soit périphérique si les polypiérites-filles prennent naissance dans la partie périphérique du polypiérite-mère. Si le polypiérite-mère conserve son individualité lors du bourgeonnement, celui-ci est dit non-parricidal. Il peut être latéral, périphérique ou intermural dans le cas de colonies cérioïdes.

Figure 4-4: Bourgeonnement parricidal et non parricidal.



3 TAXONOMIE

La taxonomie de haut rang est sujète à discussion. Nous avons suivi principalement celle de Hill (1981) avec quelques adaptations mineures provenant de travaux plus récents. Cependant, les travaux actuels (ex: Oliver, 1996; Fautin et al., 2000; Fautin & Lowenstein, 1993) considère les Cnidaria comme un embranchement et plus comme un sous-embranchement, tous les niveaux taxonomiques sont dès lors revu à la hausse comme le montre la figure 4-5 (tirée de Scrutton, 1997, d'après les données des auteurs précités).

Tous les coraux récoltés par nous en Turquie sont actuellement conservés dans la collection E. Poty (Paléontologie animale) de l'Université de Liège. Les spécimens récoltés par E. Ralli à Zonguldak dans les années 1880 sont également intégrés à la collection E. Poty. Enfin, les coraux de la collection F. Charles (désignés sous les n° IP-10861 et IP-15123) se trouvent dans les collections d'invertébrés fossiles de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique à Bruxelles.

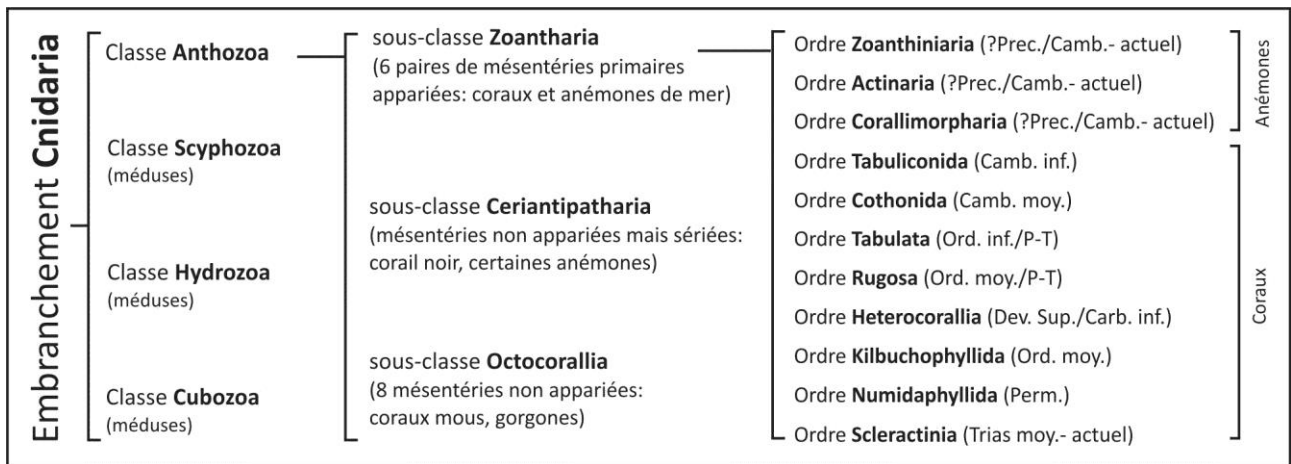


Figure 4-5: Classification des Cnidaires. Explications dans le texte. D'après Scrutton (1997).

Abbreviations utilisées: c. t.: coupe transversale; c. l. coupe longitudinale

M.-E. & H.: Milne-Edwards & Haime; S.-T.-C.: Semenoff-Tian-Chansky

EMBRANCHEMENT COELENTERATA FREY & LEUCKERT 1847

SOUS-EMBRANCHEMENT CNIDARIA HATSCHEK 1888

CLASSE ANTHOZOA EHRENBERG 1834

SOUS-CLASSE RUGOSA MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

ORDRE STAURIIDA VERRILL 1865

SOUS-ORDRE STEREOLOSMATINA WEDEKIND 1927

FAMILLE ANTIPHYLLIDAE ILJINA 1970

GENRE *ROTIPHYLLUM* HUDSON 1942

Espèce-type. *Densiphyllum rushianum* Vaughan 1908, Viséen supérieur d'Irlande.

Diagnose. Petit corail solitaire cératoïde. Fossule cardinale sur le côté convexe du corail, peu marquée dans les stades matures. Septes majeurs à base dilatée, droits ou légèrement courbés vers la fossule cardinale. Septes mineurs très courts ou non développés. Septes joints en quatre fuseaux dans les stades juvéniles. Terminaisons axiales des septes jointes en une colonne axiale stéréoplasmique ou un aulos, présent jusque dans les stades les plus matures. Septe cardinal long, toujours connecté à la colonne axiale. Septe antipode plus long et plus épais que les septes adjacents. Pas de dissépiments. Fossules antipodes et alaires accessoirement développées. Planchers coniques, fortement déprimés vers la périphérie. D'après Hill (1981), éméndé par Fedorowski (2009a).

Discussion. Dans sa révision du genre, Fedorowski (2009a) indique que, vu sa longue distribution stratigraphique entrecoupée de nombreux et longs hiatus, *Rotiphyllum* est certainement un morphotype plutôt qu'un genre. La variabilité morphologique interspécifique est un autre argument en faveur de cette hypothèse, mais il n'est pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances, d'en faire la démonstration. Les caractères morphologiques constants et partagés par toutes les "espèces" de *Rotiphyllum* sont (1) la présence d'une colonne axiale stéréoplasmique formée par la fusion des terminaisons axiales des septes jusque dans les stades les plus matures; (2) un septe cardinal long à tous les stades; (3) un septe antipode plus long et épais que les septes adjacents. Ces critères permettent de distinguer facilement *Rotiphyllum* d'autres genres morphologiquement proches. *Bradyphyllum* partage les deux derniers caractères mais possède une colonne axiale uniquement dans les stades jeunes, les septes se retirant vers la périphérie au cours du développement (De Groot, 1963; Poty, 1981). *Proheterelasma* Cotton 1973 montre des septes regroupés en fuseaux avant d'atteindre l'axe du polypier où ils se joignent en colonne axiale stéréoplasmique (Carruthers, 1908). De plus, ce genre possède une fossule cardinale plus allongée et un septe antipode rarement plus long que les autres. *Rotiphyllum* se distingue de *Zaphrentites* Hudson 1941 par la présence de la colonne axiale, de l'arrangement radiaire des septes et d'une fossule cardinale moins marquée. Enfin, le genre *Monophyllum* Fomitchev 1935, considéré comme synonyme de *Rotiphyllum* par Hill (1981), s'en distingue par un septe cardinal retiré vers la périphérie dès les stades juvéniles et une fossule moins triangulaire en coupe transversale (Fedorowski, 1987; 2004).

Origine et évolution. Le plus ancien représentant du genre, *Rotiphyllum* sp., décrit dans le Tournaisien inférieur de Poméranie par Chwieduk (2005), demande à être revu car la première apparition du genre n'est connue, ailleurs, qu'à la base du Tournaisien supérieur. Il est commun dans le Tournaisien supérieur en Europe de l'Ouest (Boland, 2002, zone RC3 et RC4), dans la partie supérieure de l'Ivorien en Chine (Xu & Poty, 1997) et dans le Viséen inférieur du Japon (Haikawa, 1986). C'est un genre commun dans le Viséen supérieur et le Serpukhovien d'Europe (Poty, 1981; Rodríguez & Falces, 1994).

C'est un des genres qui passe la limite Mississippien-Pennsylvanien et qui se diversifie dans le Carbonifère supérieur, notamment dans le Bassin du Donets (Fedorowski, 2009a) et le Sud-Est asiatique (Fontaine et al., 1991). Hudson (1944) fait descendre *Rotiphyllum* du genre *Fasciculophyllum* (= *Proheterelasma*) via une lignée *P. omaliusi* - (*R. rushianum* -) *R. cavum*. La transition entre les deux genres se faisant par la disparition des fuseaux septaux au profit d'une organisation radiaire des septes. L'apparition de *R. cavum* précédant celle de *R. rushianum* (Boland, 2002), la lignée décrite par Hudson doit être modifiée mais son hypothèse initiale paraît correcte. D'après Boland (2002), *R. densum*, apparaissant dès la base de l'Ivorien, montre à la fois des caractères de *Proheterelasma* (faisceaux de septes de part et d'autre des fossules cardinales et antipodes) dans les stades jeunes, et de *Rotiphyllum* (disposition radiaire des septes dont les bases sont épaissies et les terminaisons axiales fusionnées en colonne axiale stéréoplasmique) dans les stades adultes (ce qui pousse d'ailleurs Weyer (1993) à considérer les deux genres comme synonymes). La complexification morphologique accompagnant la lignée *Proheterelasma* - *Rotiphyllum* s'apparente à une hypermorphose puisque les caractères des stades adultes sont de plus en plus complexes. D'autre part, la tendance qu'ont les espèces viséennes de *Rotiphyllum* à montrer des septes qui se retirent de l'axe sans former de colonne axiale les rapproche du genre *Bradyphyllum* Grabau 1928 dont les stades jeunes sont très difficilement distinguables de ceux de *Rotiphyllum* (Poty, 1981). Une lignée évolutive *Rotiphyllum* - *Bradyphyllum* semble plausible mais demanderait une étude plus complète de l'ontogénèse des deux taxons pour appuyer cette hypothèse (Figure 4-7).

***Rotiphyllum* cf. *simulatum* Fedorowski 2009**

Planche 1, figures 7-10.

Matériaux. Onze spécimens (24 c. t. et 3 c. l.) de la coupe de Şort Dere (Hakkari). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Petit corail solitaire de forme trochoïde à cétratoïde, haut de 10 à 18 mm avec un calice de 10,8 mm de diamètre en moyenne (maximum 14 mm). La muraille est parcourue de sillons septaux bien marqués.

Caractères internes en coupe transversale. Les coupes effectuées dans les stades adultes (dès 8 mm de diamètre) montrent en moyenne 22 septes (maximum 29, voir formules septales en Tableau 4-2 et Figure 4-6). Les septes majeurs sont droits et épais sur toute leur longueur (jusqu'à 0,8 mm d'épaisseur). Leur base est cunéiforme. Leurs terminaisons axiales fusionnent en une large colonne axiale stéréoplasmique atteignant 4 mm de diamètre. Celle-ci est circulaire mais est profondément incisée par la fossule cardinale. Cette colonne axiale se démembré dans les stades les plus avancés du développement mais les septes restent groupés par fuseaux de 4 ou 5 à proximité de l'axe. Le septes cardinal est habituellement plus fin que les autres. Il a tendance à se retirer de l'axe dans les stades les plus avancés. Le septes antipode est légèrement plus épais. Les septes alaires sont parfois plus fins et/ou contratingents avec les septes adjacents (ils sont alors inclinés vers les quadrants antipodes). Les septes mineurs ne sont pas développés, pas même dans la partie supérieure du calice. La fossule cardinale est longue, allongée, bordée par les septes péri-cardinaux et les terminaisons axiales des autres septes joints au sommet de la fossule. La muraille est épaisse (jusqu'à 0,5 mm), festonnée ou en arcature dans les stades juvéniles, régulière dans les stades plus matures.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont discontinus, déprimés vers l'axe du corail. Dans les stades matures où la colonne axiale est démembrée, ils deviennent plats ou légèrement bombés.

Variabilité. La variabilité spécifique est dominée par le développement de la colonne axiale stéréoplasmique et l'épaississement des septes. La morphologie générale reste reconnaissable et typique.

Discussion. La distinction entre les différentes espèces de *Rotiphyllum* se fait principalement sur base de la tailles, du nombre de septes, de leur épaississement, ainsi que de la morphologie de la colonne axiale et de la fossule. En utilisant ces critères, nos spécimens se rapprochent de *Rotiphyllum?* sp. du Tournaisien supérieur de Visé, figuré par Boland (2002) et Denayer et al. (2011). En effet, celui-ci montre un colonne axiale très large qui n'est pas commune chez les autres espèces du genre (*R. cavum* Hudson 1944, *R. rushianum* (Vaughan 1906), *R. densum* (Carruthers 1908)). Cependant, les spécimens de Visé atteignent 15 mm de diamètre alors que les nôtres dépassent à peine 10 mm. *R. cuneatum* Wu 1964 du Viséen supérieur du Hunan présente des dimensions plus proches (7 mm de diamètre pour 22 septes) mais montre des septes cardinaux et péri-cardinaux très épais. *R. simulatum* Fedorowski 2009 du Bassin du Donets est l'espèce de laquelle nos spécimens sont les plus proches morphologiquement, en terme de dimensions et nombres de septes.

Distribution. *Rotiphyllum simulatum* n'est connu que dans le Bashkirien du Bassin du Donets (Fedorowski, 2009a). *R. cf. simulatum*, qui lui est très semblable, n'est connu jusqu'à présent que dans la partie inférieure de la Formation de Köprülü (Tournaisien supérieur-Viséen inférieur) de la région de Hakkari dans le Sud-Est de la Turquie.

KY.3.9	
4	4
3	2
9 mm	

HK.1.17	
5	5
5	5
12 mm	

Tableau 4-2: Formules septales de deux spécimens matures de *Rotiphyllum cf. densum* (colonnes de gauche) et *Rotiphyllum cf. simulatum* (colonnes de droite).

***Rotiphyllum cf. densum* (Carruthers 1908)**

Planche 1, figures 1-6.

Matériaux. Une vingtaine de spécimens (27 c. t., 2 c. l.) provenant des boundstones à microbialithes de la partie supérieure du bioherme de Kongul Yayla dans les Anatolides. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Ces coraux forment des "buissons" d'individus grégaires, plantés dans des microbialithes. Les caractères du calice ne sont pas connus.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen des coupes observées est de 4 mm pour 17 septes majeurs en moyenne (maximum 22, voir formules septales en Tableau 4-2 et Figure 4-7). Les septes majeurs sont longs et atteignent l'axe. Ils sont groupés en faisceau par 4 ou 5 avant de fusionner, au centre du polypier, en une colonne axiale épaisse. La base des septes est cunéiforme, l'épaississement se prolonge sur toute la longueur des septes dans les quadrants cardinaux. Les septes mineurs sont très rarement développés mais souvent présents sous forme de ride sur la muraille. Une symétrie bilatérale est souvent bien marquée par la colonne axiale et par une septes cardinal retiré vers

la périphérie dans la fossule cardinale. Des fossules alaires sont présentes chez plusieurs individus. La muraille est très épaisse (0,4 mm dans les stades juvéniles et jusqu'à 1,2 mm dans les stades matures).

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, fortement déprimés dans la partie moyenne du tabularium et très redressés vers la muraille et la colonne axiale stéréoplasmique.

Variabilité. La variabilité affecte principalement l'épaississement de la colonne axiale, des septes et de la muraille. Ce sont des variations communément observées chez les *Rotiphyllum* (Fedorowski, 2009a).

Discussion. Nos spécimens sont proches de *R. densum* (Carruthers 1908) par leur morphologie mais s'en distinguent par leur taille (4 mm de diamètre contre 8-19 mm chez *R. densum*). Ils partagent avec *R. aff. costatum* McCoy 1849 du Viséen supérieur d'Espagne (figuré par Rodríguez & Falces, 1994) une muraille très épaisse mais s'en distinguent par une taille inférieure. *R. cf. densum* et *R. cf. simulatum* décrits ci-dessus, sont facilement différenciables par la morphologie de la colonne axiale, très développée chez le second. *R. rushianum* (Vaughan 1916) possède une colonne axiale peu épaissie similaire à celle observée dans nos spécimens mais s'en distingue par une taille supérieure (10 mm de diamètre et 26 septes contre 4 mm et 17 septes dans nos spécimens).

Distribution. *R. densum* est connu dans les strates de passage Tournaisien-Viséen en Belgique, dans l'Avesnois (Boland, 2002, zone RC4 β 1-2), le Boulonnais (Poty & Hannay, 1994) et les Iles britanniques (Mitchell, 1989), ainsi que dans le Viséen supérieur d'Angleterre (Hudson, 1944) et d'Espagne (Rodríguez & Falces, 1994). Dans les Anatolides, *R. cf. densum* est présent dans les faciès à microbialithes du sommet du bioherme de Kongul Yayla, accompagné de micheliinides et d'*Axophyllum pseudokirsopianum*, au sein de la biozone à coraux RC7 β (Warnantien supérieur) de Poty et al. (2006).

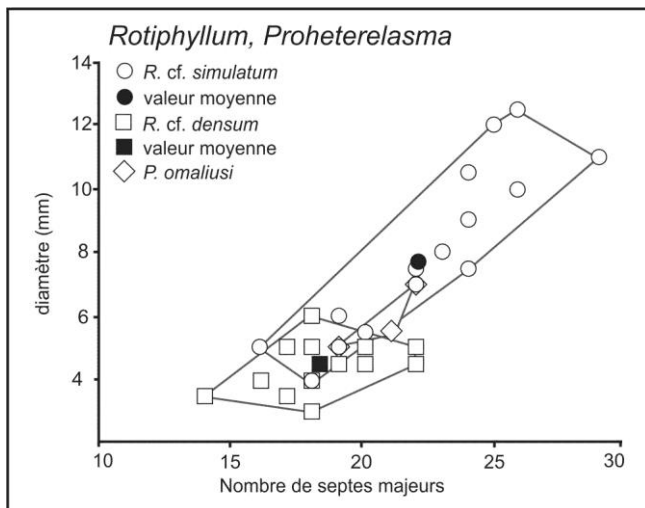


Figure 4-6: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Rotiphyllum cf. simulatum*, *Rotiphyllum cf. densum* et *Proheterelasma omaliusi*.

GENRE PROHETERELASMA COTTON 1973

Espèce-type. *Hadrophyllum edwardsianum* (= *Proheterelasma omaliusi*) De Koninck 1872, Tournaisien de Tournai.

Diagnose. Petit corail cératoïde à trochoïde. Septes majeurs groupés en quatre faisceaux qui s'unissent au centre du polypier pour former une colonne axiale stéréoplasmique. Septes majeurs libres dans les

stades plus matures, parfois rhopaloïdes dans les quadrants antipodes. Septes cardinal et antipode longs, parfois légèrement retirés de l'axe. Septes alaires marqués. Septes mineurs rudimentaires. Fossule cardinale du côté convexe du polypier et fossule antipode marquée. Pas de dissépiments. Planchers espacés, horizontaux ou déprimés vers la périphérie. Muraille épaisse. D'après Hill (1981).

Discussion. Grabau (1922) a créé le genre *Heterelasma* en se basant sur l'illustration de *Hadrophyllum edwardsianum* de Koninck 1872. Cependant, le nom de genre étant préoccupé par un brachiopode, Cotton (1973) l'a rebaptisé *Proheterelasma*. Le genre a souvent été rapproché, voire confondu, avec le genre *Fasciculophyllum* Thomson 1883 (voir Boland, 2002) suite à la confusion dans l'attribution générique de l'espèce-type, initialement rangée dans *Hadrophyllum* Milne-Edwards & Haime 1850. Cependant, le genre *Proheterelasma* montre des caractères distinctifs ne se retrouvant ni chez *Fasciculophyllum*, ni chez *Hadrophyllum*: des septes majeurs groupés en quatre faisceaux fusionnant au centre du polypier, des fossules cardinales et antipodes bien marquées. *Hadrophyllum* est typiquement patellé (voire globuleux d'après Plusquellec, 2006) et possède communément des septes mineurs contratingents. Quant à *Fasciculophyllum*, il ne montre pas de fossule et son septes antipode est long et rhopaloïde. Les septes mineurs rudimentaires et le groupement en faisceaux des septes majeurs sont les différences principales distinguant *Proheterelasma* de *Sychnoelasma* Lang, Smith & Thomas 1940. *Saleelasma* Weyer 1977 montre une disposition septale relativement semblable mais ses septes carénés sont un critère simple pour le discriminer de *Proheterelasma*. Enfin, *Proheterelasma* se distingue de *Zaphrentites* Hudson 1941 et *Amplexizaphrentis* Vaughan 1906 par des septes groupés en faisceaux, par le développement de la fossule sur le côté concave du polypier et des septes majeurs toujours soudés (ils se retirent dans les stades adultes d'*Amplexizaphrentis*).

Origine et évolution. *Proheterelasma* apparaît à la base du Tournaisien supérieur et reste commun jusqu'à la base du Viséen (Boland, 2002, zones RC3 et RC4). Quelques occurrences dans le Viséen supérieur sont à contrôler (notamment le Viséen supérieur du Sahara, Menchikoff & Hsu, 1935). Dès le Tournaisien, *Proheterelasma* donne naissance à *Rotiphyllum* (voir paragraphe précédent) et probablement à d'autres solitaires non dissépimentés tels que *Sychnoelasma* (Figure 4-7).

***Proheterelasma omaliusi* (Milne-Edwards & Haime 1851)**

Planche 1, figure 11.

- * 1851 *Zaphrentis omaliusi* M.-E. & H., p. 377, pl. 5, fig. 3.
- 1860 *Zaphrentis omaliusi* M.-E. & H.; Milne-Edwards, p. 344.
- 1861 *Zaphrentis omaliusi* M.-E. & H.; de Fromentel, p. 289.
- ? 1872 *Hadrophyllum edwardsianum* de Koninck, p. 52, pl. 4, figs 2-2a.
- 1872 *Zaphrentis omaliusi* M.-E. & H.; de Koninck, p. 94, pl. 9, figs 4-4a.
- non 1895 *Zaphrentis omaliusi* M.-E. & H.; Stuckenber, p. 36, pl. 2.
- p.p. 1906 *Zaphrentis aff. phillipsi* M.-E. & H.; Vaughan, p. 269, pl. 22, figs 2c-e.
- 1908 *Zaphrentis omaliusi* M.-E. & H.; Carruthers, p. 25, pl. 4, figs 1-4.
- ? 1922 *Heterelasma edwardsianum* (de Koninck); Grabau, pl. 1, figs 14a-b.
- 1931 *Zaphrentis omaliusi* M.-E. & H.; Fomichev, p. 19.
- 1937 *Zaphrentoides (Zaphrentoides) omaliusi* (M.-E. & H.); Schindewolf, p. 448, pl. 22, figs 2c-e.
- 1942 *Fasciculophyllum omaliusi* (M.-E. & H.); Hudson, p. 260.
- ? 1943 *Fasciculophyllum thomsoni* Hudson & Fox, p. 105, pl. 4, figs 1-4.
- 1962 *Fasciculophyllum omaliusi* (M.-E. & H.); Dobroľjubova *et al.*, p. 320, fig. 24.
- ? 1964 *Neozaphrentis yui* Wu, p. 31, pl. 2, fig. 22.
- 1966 *Fasciculophyllum omaliusi* (M.-E. & H.); Dobroľjubova *et al.*, p. 22, pl. 1, figs 1-3.
- 1972 *Fasciculophyllum omaliusi* (M.-E. & H.); Weyer, p. 714, fig. 3.
- 1973 *Proheterelasma edwardsianum* (de Koninck); Cotton, p. 162.
- 1990 *Proheterelasma (?) omaliusi* (M.-E. & H.); Vuillemin, p. 35, pl. 1, figs 4-5.
- 1991 *Rotiphyllum omaliusi omaliusi* (M.-E. & H.); Flügel, p. 662, fig. 9.
- 1993 *Rotiphyllum omaliusi* (M.-E. & H.); Weyer, p. 41, pl. 2, figs 12-13, pl. 3, figs 2, 7, pl. 4, figs 2-5.

- 1994 *Fasciculophyllum omaliusi* (M.-E. & H.); Poty & Hannay, p. 58, pl. 1, figs 8-10.
1996 *Rotiphyllum?* cf. *omaliusi* (M.-E. & H.); Khoa, p. 33, pl. 2, figs 2-3.
1999 *Zaphrentites parallela* (Carruthers); Heravi & Khaksar, pl. 3, fig. 10.
2002 *Proheterelasma omaliusi* (M.-E. & H.); Boland, p. 162, pl. 1, figs 8-10, pl. 2, figs 1-7.
2011 *Proheterelasma omaliusi* (M.-E. & H.); Denayer *et al.*, p. 154, pl. 3, fig. O.

Holotype. Spécimen figuré par Milne-Edwards & Haime (1851, pl. 5, fig. 3), provenant du Tournaisien supérieur de Tournai, Belgique; Museum national d'Histoire Naturelle, Paris.

Matériaux. Deux spécimens (4 c. t.) provenant de la coupe de Yaricak Yayla et de la route d'Alanya dans les Taurides. Détails en Annexe 1.

Diagnose. Petit *Proheterelasma* de 13 mm de diamètre au maximum. Maximum 32 septes majeurs joints en quatre faisceaux de part et d'autre des fossules et unis à la colonne axiale stéréoplasmique. Septes retirés vers la périphérie et rhopaloïdes dans les quadrants antipodes. Septes mineurs rudimentaires. Planchers complets, déprimés vers la périphérie. D'après Cotton (1973).

Description.

Caractères extérieurs. Petit corail solitaire cératoïde d'une dizaine de millimètre de haut. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les coupes ont en moyenne un diamètre de 6 mm de diamètre et montrent 19 à 22 septes majeurs longs et fins, se joignant par 4 ou 5 tandis que leurs terminaisons axiales s'épaississent et fusionnent en une colonne axiale stéréoplasmique de 2 à 3 mm de diamètre. Les septes montrent une légère concavité tournée vers les quadrants antipodes. Quelques rares septes mineurs sont développés dans les quadrants antipodes mais pas dans les cardinaux. L'épaisseur des septes majeurs varie de 0,5 mm à leur base, 0,2 mm vers leur milieu et 0,5-0,6 mm dans leur partie axiale. Le septes cardinal est long et très fin. La fossule cardinale est longue et étroite. Ses bords sont sub-parallèles. Les fossules antipode et alaires ne sont pas marquées. La muraille est simple, droite et épaisse de 0,4 à 0,5 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Nos spécimens peuvent être rangés dans le genre *Proheterelasma* Cotton 1973. Ils partagent leurs caractères avec *P. omaliusi* (Milne-Edwards & Haime 1851) mais sont plus petits (6 mm et 17 à 22 septes contre 11 à 13 mm et 30 à 32 septes pour *P. omaliusi*). Cependant, les coupes disponibles montrent des caractères juvéniles tels des fossules alaires et antipodes peu marquées et des fuseaux septaux fusionnant rapidement. Nos spécimens sont vraisemblablement des juvéniles de *P. omaliusi*. *P. thomsoni* Hudson 1943 figuré par Hudson & Fox (1943) montre des dimensions et nombre de septes similaires à nos matériaux. Néanmoins, la variabilité morphologique de *P. omaliusi* couvrant celle de *P. thomsoni*, ces espèces sont considérées comme synonymes par Vuillemin (1990). Dès lors, les coraux turcs entrent dans la définition de *P. omaliusi*.

Distribution. *P. omaliusi* est connu dès la base de l'Ivorien en Belgique et en Angleterre (Vaughan, 1906; Boland, 2002, zone RC3 α), dans le Viséen inférieur du Massif armoricain et du Boulonnais (Vuillemin, 1990; Poty & Hannay, 1994), dans le Viséen inférieur et supérieur des Iles britanniques (Hudson & Fox, 1943; Somerville & Jones, 1985). Hors de l'Europe, *Proheterelasma omaliusi* est connu dans le Tournaisien du Kuznetsk (Dobroljubova *et al.*, 1966) et dans le Nord de l'Iran (Flügel, 1991). En Turquie, il a été collecté dans les coupes de Yaricak Yayla (coupe B) et de la route d'Alanya à Taşkent, dans les calcaires argileux du Membre de Cityayla, Formation de Yaricak, d'âge Tournaisien supérieur d'après Altiner & Özgül (2001).

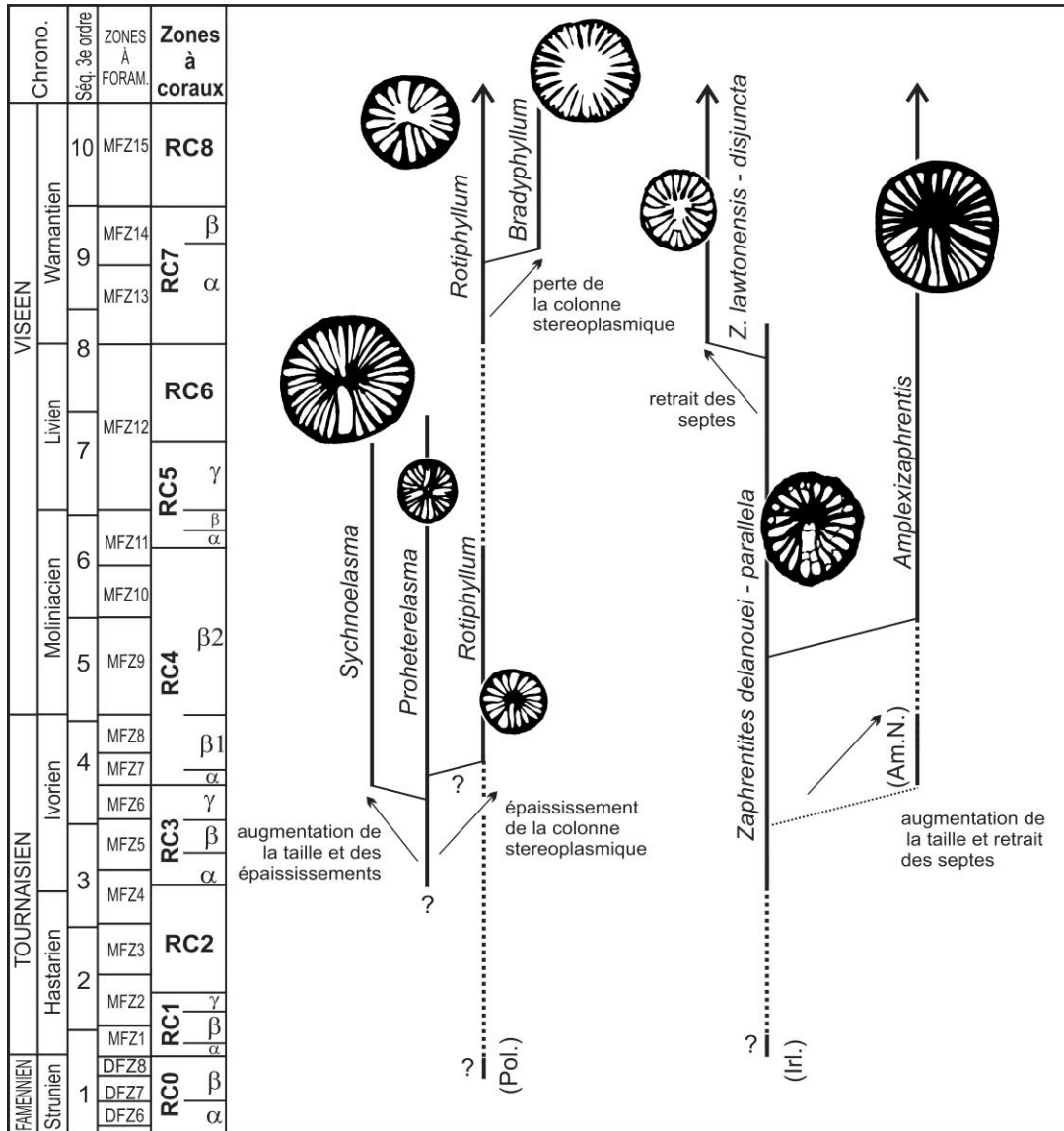


Figure 4-7: Relations phylétiques supposées entre quelques genres solitaires non disséminés. Les figures et distributions stratigraphiques sont tirées de Carruthers (1920), Boland (2002) et Chwieduk (2002). Légende : (Pol.) : distribution en Pologne, (Irl.) : distribution en Irlande, (Am.N.) : distribution en Amérique du Nord.

FAMILLE HAPSIPHYLLIDAE GRABAU 1928

GENRE ZAPHRENTITES HUDSON 1941

Espèce-type. *Zaphrentis parallela* Carruthers 1910, Tournaisien d'Angleterre.

Diagnose. Petit corail solitaire. Fossule cardinale sur le côté concave du polypier. Septes mineurs rudimentaires ou absents. Dans les stades juvéniles, les septes s'étendent jusqu'à l'axe où ils fusionnent. Fossule cardinale longue et limitée par les septes péri-cardinaux. Fossule antipode parfois développée. Septes parfois retirés de l'axe du polypier dans les stades matures. Septe cardinal

généralement plus court. Fossules alaires parfois développées. Dissépiments absents. Muraille droite et épaisse. Planchers incomplets, abaissés vers la fossule cardinale.

Discussion. *Zaphrentites* partage une morphologie simple - "zaphrentoïde" - avec de nombreux genres de dimensions similaires. Il diffère cependant par une fossule cardinale située sur le côté concave du polypier alors qu'elle se situe sur le côté convexe chez la majorité des petits coraux solitaires non dissépimentés. *Zaphrentites* diffère de *Proheterelasma* Cotton 1973 par des septes non groupés en faisceaux et le moindre développement de la fossule antipode. Il diffère d'*Amplexizaphrentis* Vaughn 1906 par des dimensions inférieures (bien qu'il existe de petites espèces d'*Amplexizaphrentis* et de grosses espèces de *Zaphrentites*) et surtout par des septes qui restent joints au centre à l'âge adulte alors qu'ils se retirent chez *Amplexizaphrentis* (voir la discussion de ce genre). La disposition des septes autour de la fossule cardinale et les dimensions plus petites permettent de distinguer *Zaphrentites* de *Sychnoelasma* Lang, Smith & Thomas 1940. Enfin, la morphologie de la colonne axiale stéréoplasmique ainsi que la disposition radiaire des septes sont les différences majeures entre les genres *Rotiphyllum* Hudson 1942 et *Zaphrentites*.

Origine et évolution. Carruthers (1908; 1910) et Hill (1941) ont mis en évidence une lignée évolutive dans le genre *Zaphrentites*, caractérisée par une augmentation progressive de taille et un retrait de plus en plus marqué des septes majeurs, entre les espèces *Z. delanouei* - *Z. parallela* - *Z. lawtonensis* - *Z. constricta* - *Z. disjuncta*. Cette lignée s'étend du Tournaisien supérieur (*Z. delanouei*) au Viséen supérieur (*Z. disjuncta*). Cette tendance pourrait aboutir à *Amplexizaphrentis* (voir discussion de ce genre et Figure 4-7).

***Zaphrentites delanouei* Milne-Edwards & Haime 1851**

Planche 2, figures 2-4.

- * 1851 *Zaphrentis delanouei* M.-E. & H., p.332, pl. 5, fig. 2.
- 1905 *Zaphrentis* aff. *Phillipsi* Vaughan, pl. 22, figs 2-2a.
- 1908 *Zaphrentis delanouei* M.-E. & H.; Carruthers, p. 63, pl. 5, figs 5-7.
- 1910 *Zaphrentis delanouei* M.-E. & H.; Carruthers, p. 533, pl. 37, figs 3a-c.
- 1931 *Zaphrentis delanouei* M.-E. & H.; Tolmachev, p. 322, pl. 18, figs 9-11.
- 1931 *Zaphrentis delanouei* M.-E. & H.; Fomitchev, p. 20, pl. 1, fig. 6.
- 1940 *Zaphrentis delanouei* M.-E. & H.; Hill, p. 144.
- 1941 *Zaphrentis delanouei* M.-E. & H.; Hudson, p. 291.
- non 1981 *Zaphrentoides delanouei* (M.-E. & H.); Wu, p. 6, pl. 2, figs 15-16.
- 1992 *Zaphrentites delanouei* (M.-E. & H.); Rodríguez & Falces, p. 171, pl. 14, figs 1-2.
- 1994 *Zaphrentites delanouei* (M.-E. & H.); Rodríguez & Falces, p. 201, fig. 5.5.
- 1999 *Zaphrentites delanouei* (M.-E. & H.); Heravi & Khaksar, pl. 3, figs 5-9.
- 2011 *Zaphrentites delanouei* (M.-E. & H.); Denayer *et al.* p. 156, pl. 3, figs P, R.

Lectotype. Hudson (1941) a désigné le spécimen figuré par Milne-Edwards & Haime (1851, pl. 5, fig. 2).

Matériaux. Huit spécimens (10 c. t.) provenant du Membre de Çityayla dans les coupes de Yaricak Yayla (Taurides). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Zaphrentites* d'un diamètre maximum de 13 mm au niveau du calice et possédant une trentaine de septes majeurs fixés aux deux septes péri-cardinaux formant les bords de la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux et au sommet de la fossule dans les quadrants antipodes. Fossule cardinale longue. Septe cardinal de longueur variable. Fossules alaires marquées. Muraille épaisse. D'après Carruthers (1910).

Description.

Caractères externes. Petit corail trochoïde d'une vingtaine de millimètres de haut. Le calice atteint 12 mm chez les plus gros individus. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les coupes effectuées dans la partie mature sous le calice ont, en moyenne, un diamètre de 9 mm et comptent 25 à 30 septes majeurs. Ceux-ci sont longs, courbes, fusionnant avec le sommet de la fossule cardinale dans les quadrants antipodes et avec les bords de celle-ci dans les quadrants cardinaux. Les septes sont courbés vers le côté antipode. Le septes cardinal et les septes péri-cardinaux sont courts. Ils sont épais à la base (jusqu'à 1 mm) et plus fins dans leur partie médiane (0,3 mm). Les septes alaires forment des fuseaux avec leurs voisins directs côté antipode. Les septes majeurs sont toujours plus nombreux dans les quadrants antipodes que dans les quadrants cardinaux (voir formules septales en Tableau 4-3 et Figure 4-8). Les septes mineurs sont présents sous forme de crêtes septales sur la muraille qu'ils dépassent parfois dans les stades les plus matures, surtout dans les quadrants antipodes. Les septes mineurs atteignent 2/3 de la longueur des septes majeurs dans le calice. La fossule cardinale est très développée. Ses bords sont parallèles dans les stades juvéniles puis s'incurvent en donnant à la fossule sa forme typique de serrure dans les stades matures. La fossule est large de 1 mm à la base, jusqu'à 2,5 mm dans la partie axiale et longue de 4 à 6 mm. Elle est donc plus longue que le rayon du polypier et son sommet est décalé du côté antipode du polypier. Les fossules alaires sont marquées dans certains individus. La muraille est très épaisse (1 mm), onduluse ou en arcature, chaque replis correspondant à un septes.

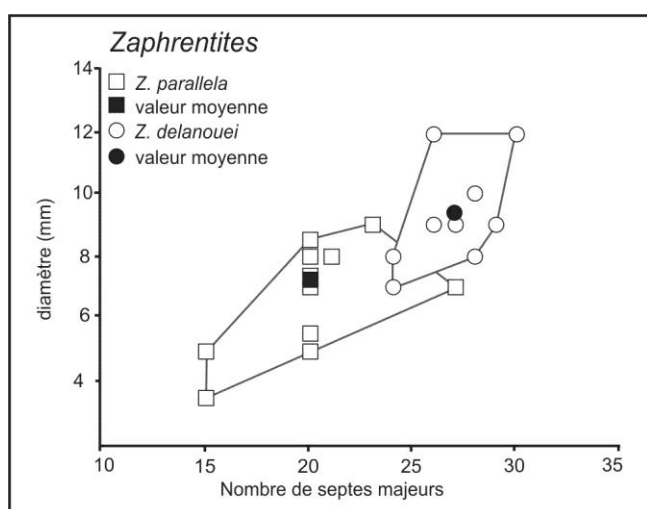


Figure 4-8: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Zaphrentites delanouei* et *Zaphrentites parallela*.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Nos spécimens correspondent bien à la définition de *Z. delanouei* Milne-Edwards & Haime 1851 et possèdent des dimensions et un nombre de septes compatibles. D'autres espèces de *Zaphrentites* ont une taille similaire: *Z. constricta* (Carruthers 1910), mais celui-ci est caractérisé par une fossule cardinale plus étroite, plus courte et plus triangulaire; *Z. disjuncta* (Carruthers 1910) qui montre des septes majeurs retirés de l'axe très tôt dans le développement - rappelant en cela le genre *Amplexizaphrentis*. *Z. crassus* Hudson 1944 est plus petit (20 septes majeurs pour 9 mm de diamètre maximum) et plus épais. *Z. parallela* (Carruthers 1910), légèrement plus petit, est caractérisé par une fossule aux bords parallèles et un septes antipode bien individualisé.

Distribution. *Zaphrentites delanouei* est commun dans le Tournaisien d'Europe de l'Ouest. Il est présent dans le Tournaisien - notamment les faciès waulsortiens - d'Irlande (Somerville & Jones, 1985) et d'Angleterre où il sert de guide pour la Zone à *Zaphrentites delanouei* (Tournaisien supérieur,

Vaughan, 1906; Carruthers, 1908; Mitchell & Green, 1965), ainsi que dans le Viséen supérieur d'Ecosse (Carruthers, 1910) et d'Espagne (Rodríguez & Falces, 1994). Il est également connu dans le Tournaisien supérieur de Belgique (biozone RC3y, Boland, 2002), d'Armorique (Vuillemin, 1990), de Pologne (Poty et al., 2003), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), du Kuznetsk (Tolmachev, 1931), du Sahara (Menchikoff & Hsu, 1935) et du Nord de l'Iran (Heravi & Khaksar, 1999). En Turquie, il a été recueilli dans les alternances calcaire-shale du Membre de Cityayla, Formation de Yaricak, d'âge Tournaisien supérieur d'après Altiner & Özgül (2001).

Tableau 4-3: Formules septales de quatre spécimens de *Zaphrentites delanouei*.

YR.8.4	YA.12.3	YA.7.1.11	YA.5.2
6 6	5 5	8 8	6 6
5 6	4 5	5 5	5 5
8 mm	7 mm	9 mm	7 mm

***Zaphrentites parallela* (Carruthers 1910)**

Planche 2, figure 1.

- * 1910 *Zaphrentis parallela* Carruthers, p. 533, pl. 37, fig. 4.
- ? 1916 *Zaphrentis cornu copiae* Michelin; Frech, p. 241, pl. 4, figs 2a-f
- ? 1916 *Zaphrentis vermicularis* de Koninck; Frech, p. 241, pl. 4, figs 1a-c.
- 1941 *Zaphrentis parallela* Carruthers; Hudson, p. 292.
- non 1964 *Zaphrentis parallela* Carruthers; Wu, p. 27, pl. 1, figs 19-20.
- 1966 *Zaphrentites parallelus* (Carruthers); Dobroľjubova *et al.*, p. 26, pl. 1, fig. 4-7.
- non 1967 *Zaphrentites parallela* (Carruthers); Ivanowski, p. 41, pl. 2, fig. 2.
- ? 1978 *Zaphrentites parallelus* (Carruthers); Wang, p. 110, pl. 29, fig. 9.
- 1985 *Zaphrentites parallelus* (Carruthers); Kullmann & Liao, p. 138, pl. 1, figs 4-5.
- ? 1985 *Zaphrentites parallelus* (Carruthers); Wu & Zhang, p. 152, pl. 1, fig. 7.
- 1992 *Zaphrentites parallela* (Carruthers); Rodríguez & Falces, p. 172, pl. 14, fig. 3.
- 1994 *Zaphrentites parallela* (Carruthers); Rodríguez & Falces, p. 201, fig. 5.6.
- 1999 *Zaphrentites parallela* (Carruthers); Heravi & Khaksar, pl. 3, fig. 11.
- non 1999 *Zaphrentites parallela* (Carruthers); Heravi & Khaksar, pl. 3, fig. 10.
- ? 2003 *Zaphrentites parallelus* (Carruthers); Fan *et al.*, p. 281, pl. 15, figs 7a-b.
- 2005 *Zaphrentites parallela* (Carruther); Chwieduk, p. 427, pl. 15, fig. 6.

Holotype. Spécimen PF1256(56567) figuré par Hill (1981, fig. 207.6), Tournaisien de la carrière Larriston, Liddesdale, Angleterre; Institute of Geological Sciences, Leeds.

Matériaux. Six spécimens (14 c. t.) provenant de la coupe de Şort Dere (région de Hakkari). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Zaphrentites* de petite taille, aux septes arrangés en faisceaux dont les terminaisons axiales sont jointes en une colonne axiale stéréoplasmique décalée vers le côté antipode du polypier. Septe cardinal plus court. Fossule cardinale aux bords typiquement parallèles. Fossules alaires parfois développées. D'après Hudson (1941).

Description.

Caractères externes. Petit corail solitaire cératoïde ou plus rarement, trochoïde, haut de 16 mm en moyenne et dont le diamètre moyen du calice est de 9 mm. La muraille est parcourue par des sillons septaux correspondant à la base des septes. Certains individus montrent aussi des stries de croissances et des bourrelets correspondant à des cycles de contraction/réjuvénescence.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre maximum observé en coupe transversale est de 8,5 mm, pour 21 septes majeurs (Figure 4-8). La disposition en faisceaux des septes est bien marquée, de même que la symétrie bilatérale mise en évidence par la longue fossule cardinale. Les septes sont longs, légèrement onduleux dans les quadrants cardinaux. Ils sont joints au sommet de la fossule cardinale et forment une colonne axiale stéréoplasmique. Le septes cardinal est plus court et plus fin que les autres. Le septes antipode n'est pas différencié. Il y a généralement autant de septes dans les quadrants cardinaux que dans les antipodes (voir formules septales en Tableau 4-4). Les septes mineurs ne sont pas développés et n'apparaissent que dans le stéréoplasme de la muraille. La fossule est longue, son sommet est décalé vers le côté antipode du polypier. Ses bords sont formés par des septes péri-cardinaux plus ou moins parallèles. Chez certains individus, les septes alaires sont plus courts et forment des faisceaux avec leurs voisins directs du côté antipode. La muraille est onduleuse ou festonnée dans les stades juvéniles, plus régulière dans les stades matures.

Tableau 4-4: Formules septales de quatre spécimens de *Zaphrentites parallela*.

HK.16.a
3 3
2 3
3,5 mm

HK.16.b
4 4
4 4
5,5 mm

HK.16.c
4 4
4 4
7 mm

HK.25.a
4 4
4 4
5 mm

HK.25.b
4 5
4 4
8 mm

HK.43.b
4 5
5 5
9 mm

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Variabilité. Comme pour *Z. delanouei*, la variabilité observée est principalement liée à l'ontogenèse. La présence de strie de croissance et de réjuvénescence, observées chez certains individus est typiquement liée à une variation écologique saisonnière.

Discussion. Les dimensions et la morphologie de la fossule cardinale ainsi que le développement des fossules antipodes, sont typiques de *Z. parallela* (Carruthers 1910). Cette espèce se distingue de *Z. delanouei* (Milne-Edwards & Haime 1851) par des dimensions légèrement inférieures (10 mm de diamètre du calice, contre 13 mm chez *Z. delanouei*) et une fossule aux bords parallèles qui le distingue également de *Z. crassus* (Hudson 1944), *Z. constricta* (Carruthers 1910) et *Z. disjuncta* (Carruthers 1910).

Distribution. *Zaphrentites parallela* est connu dans le Tournaisien d'Europe de l'Ouest (Carruthers, 1910), de Pologne (Chwieduk, 2005), de la Plate-forme russe (Ivanowski, 1967), du Kuznetsk (Tolmachev, 1931), du Nord de l'Iran (Heravi & Khaksar, 1999) et dans le Tournaisien supérieur-Viséen inférieur de la Péninsule du Sinaï (Kora & Jux, 1986). En Turquie, *Z. parallela* a été récolté dans la Formation de Köprülü (Tournaisien supérieur-Viséen inférieur) de la région de Hakkari. Les spécimens recueillis par Frech (1916) à Yerköprü et Karapunar (Taurides orientales) sont potentiellement attribuables à *Z. parallela* (cf. figs 1-3 de la planche 4 de Frech, 1916, reproduite en Figure 4-9). Les planches ne figurent cependant, que des dessins des calices et la collection Frech a malheureusement été détruite durant la Seconde Guerre Mondiale.

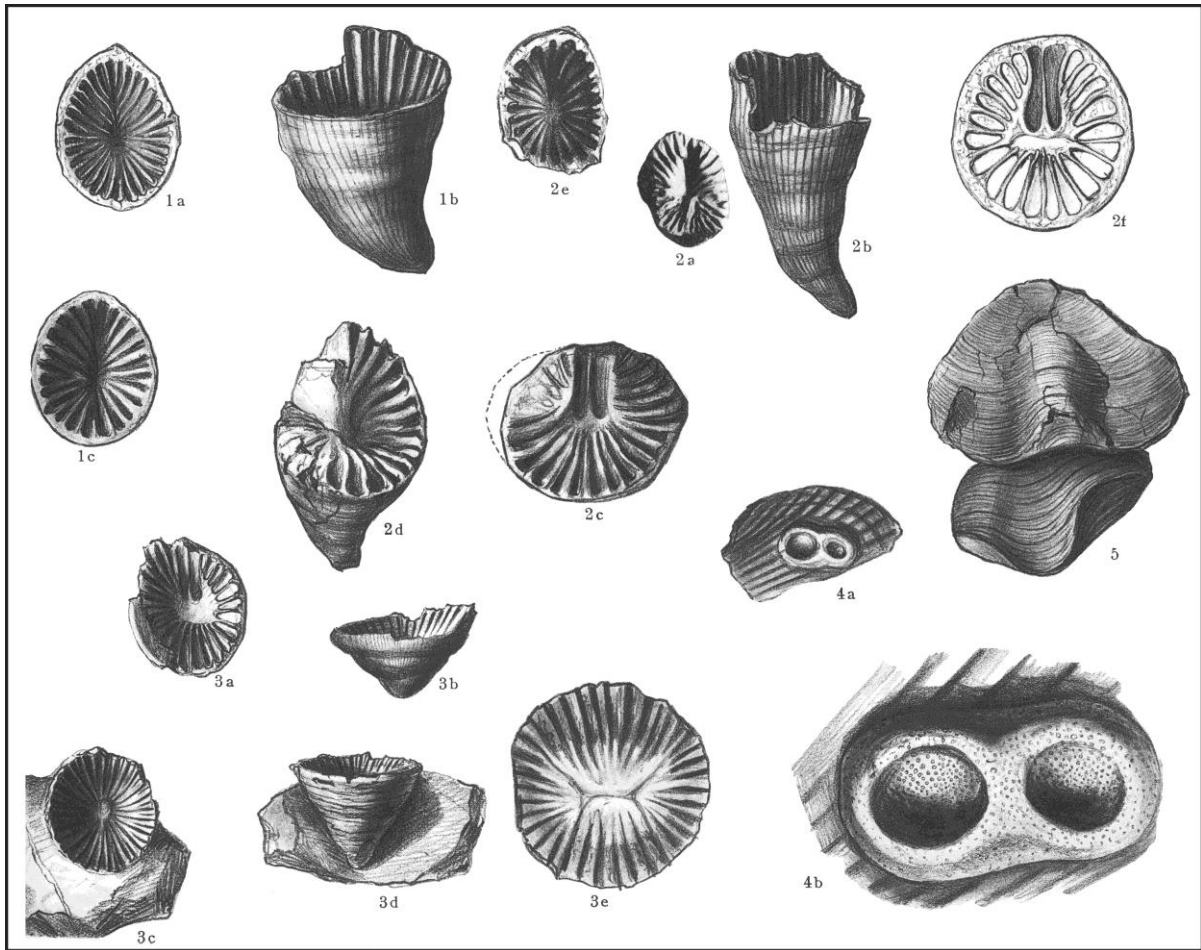


Figure 4-9: Coraux solitaires du Tournaisien de Yerköprü (Taurides orientales), Planche 4 de Frech (1916) reproduite à l'échelle 1/2. Les figures 1 et 2 sont potentiellement des *Zaphrentites parallela*.

GENRE *AMPLEXIZAPHRENTIS* VAUGHAN 1906

Espèce-type. *Zaphrentis curvulena* Thomson 1881, Namurien inférieur d'Ecosse.

Diagnose. Corail solitaire cératoïde à trochoïde. Longue fossule cardinale située du côté concave du polypier. Dans les stades juvéniles, septes majeurs fixés au sommet de la fossule cardinale dans les quadrants antipodes et aux septes péri-cardinaux dans les quadrants cardinaux. Septes retirés de l'axe ou conservant la même disposition dans les stades adultes. Septe cardinal long dans les stades juvéniles, plus court dans les stades adultes. Septes mineurs rudimentaires, sauf dans le calice. Fossules alaires habituellement marquées. Muraille simple et épaisse. Planchers complets, horizontaux ou en dôme dans la partie centrale, déprimés vers la périphérie.

Discussion. Les genres *Amplexizaphrentis* et *Zaphrentites* sont relativement proches et ont en commun une longue fossule cardinale située du côté concave du polypier, des septes majeurs s'étendant jusqu'à l'axe du polypier où ils se fixent au sommet de la fossule cardinale et aux septes péri-cardinaux, respectivement dans les quadrants antipodes et cardinaux. Les différences majeures tiennent en des dimensions supérieures d'*Amplexizaphrentis* et surtout la tendance observée chez ce dernier à un retrait des septes vers la périphérie dans les stades matures. *Sychnoelasma* Lang, Smith & Thomas 1940 possède une fossule cardinale du côté convexe et ne montre pas de fossule alaire. *Proheterelasma* Cotton 1973 est plus petit, sa fossule cardinale est située du côté convexe du polypier et sa

morphologie est plus simple (colonne axiale stéréoplasmique moins épaissie, une fossule cardinale plus courte et des fossules alaires moins marquées).

Origine et évolution Le genre est présent dans les Iles britanniques (Vaughan, 1906; Smith, 1910; Garwood, 1913), en Iran (Heravi & Khaksar, 1999), en Chine (Wu & Zhao, 1989), dans l'Est de l'Australie (Webb, 1990), en Amérique du Nord (Sando & Bamber, 1985), ainsi qu'en Afrique du Nord (Aretz, 2011a). Excepté en Amérique du Nord où il apparaît dans le Tournaisien, *Amplexizaphrentis* est d'âge Viséen inférieur à supérieur dans la plupart des localités. Les *Amplexizaphrentis* décrits dans la Formation d'Um Bogma de la Péninsule du Sinäi par Kora (1989; 1992, Kora & Jux, 1986) sont mal contraints stratigraphiquement (Viséen inférieur-moyen ? Tournaisien supérieur ?). La similitude morphologique entre les stades jeunes d'*Amplexizaphrentis* et les stades adultes de *Zaphrentites* laisse penser à un lien phylétique entre les deux genres. Suivant cette hypothèse, *Zaphrentites* aurait donné naissance, au Tournaisien supérieur ou Viséen inférieur, à *Amplexizaphrentis*. Cette évolution s'apparente à une lignée pérarmorphique puisque les stades juvéniles d'*Amplexizaphrentis* sont similaires aux stades adultes de *Zaphrentites*. La lignée évolutive *Z. delanouei* - *Z. parallela* - *Z. lawtonensis* - *Z. constricta* - *Z. disjuncta*, décrite par (Carruthers, 1910), montre un tendance à l'augmentation de la taille et au retrait des septes majeurs assez similaire à celle qui lie potentiellement *Amplexizaphrentis* et *Zaphrentites* (Figure 4-7). Cependant, les *Zaphrentites* à septes retirés ne sont observés qu'au Viséen supérieur tandis qu'*Amplexizaphrentis* apparaît au Viséen inférieur en Europe occidentale (Boland, 2002) et au Tournaisien (?) en Amérique du Nord (Sando & Bamber, 1985).

***Amplexizaphrentis zapense* Denayer 2013 (soumis)**

Planche 2, figures 5-12.

* 2013 (soumis) *Amplexizaphrentis zapense* Denayer in Denayer & Höşgör, fig. 2.1-5, 2.13, 2.16.

Étymologie. Du nom de la vallée de la rivière Zap d'où le matériel est issu.

Holotype. Specimen HK.1.29 (5 c. t.), détails en Annexe 1.

Localité-type. Coupe de Şort Dere, vallée de la rivière Zap, région de Hakkari, Sud-Est de la Turquie.

Horizon-type. Calcaires silteux et crinoïdiques à la base de la Formation de Köprülü (niveau HK.1), Tournaisien supérieur ou Viséen inférieur.

Diagnose. Petit *Amplexizaphrentis* de 13 mm de diamètre moyen, comptant 23-28 septes majeurs. Septes mineurs développés seulement dans les stades les plus matures. Fossule cardinale longue et fermée, en forme de trou de serrure. Fossules alaires bien marquées, en forme de trou de serrure également. Septes mineurs péri-antipodes longs et contratingents avec le septes antipode et formant avec lui une fourche prenant la forme de la lettre grecque "psi".

Matériaux. Dix-sept spécimens, dont l'holotype, provenant de la coupe de Şort Dere (46 c. t. et 3 c. l.). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Petit *Amplexizaphrentites* cérateoïde à trochoïde, haut de 16,6 mm en moyenne (maximum 22 mm), avec un diamètre moyen au sommet du calice de 13 mm (maximum 19 mm) et

comptant 23 à 28 septes majeurs de longueur inégale dans le calice. La fossule cardinale est située du côté concave du corail. La muraille est parcourue de sillons septaux et de stries de croissance.

Caractères internes en coupe transversale. Dans les stades les plus jeunes (moins de 4 mm de diamètre), les septes sont très épais et en particulier le septes cardinal et ses voisins directs. Ceux-ci se joignent au centre du polypier pour former une épaisse colonne axiale stéréoplasmique. Celle-ci peut atteindre la moitié du diamètre du polypier en largeur. Lorsque le diamètre atteint environ 4 mm, la colonne devient plus fine et l'arrangement zaphrentoïde des septes s'établit, en même temps que les fossules cardinale et antipode. Dans les stades matures (environ 10 mm de diamètre), les septes sont groupés en deux faisceaux dans les quadrants cardinaux qui s'attachent aux bords de la fossule. Dans les quadrants antipodes, les deux autres faisceaux de septes s'attachent au sommet de la fossule cardinale. L'insertion septale est plus rapide dans les quadrants antipodes et ceux-ci comptent donc plus de septes que les quadrants cardinaux (voir formules septales en Tableau 4-5 et Figure 4-10). Les fuseaux cardinaux et antipodes sont séparés par deux longues fossules alaires. Celles-ci étant plus larges à leur sommet qu'à leur base, elles présentent un profil en trou de serrure. Les fossules sont bordées, du côté cardinal, par les septes alaires. Du côté antipode, les septes bordant les fossules alaires sont contractants à des septes plus courts et courbes. La fossule cardinale est longue (son sommet est décalé de l'axe du polypier vers le côté antipode) et en forme de trou de serrure. Elle est bordée par deux longs septes péri-cardinaux. Le septes cardinal est long, épais dans les stades juvéniles mais son épaisseur décroît au cours du développement. Le septes antipode est long et flanqué de deux septes mineurs péri-antipodes plus longs et contractants, formant une fourche dont la forme rappelle le trident de la lettre grecque "psi" (ψ , voir Planche 2, figure 8). Dans les stades plus avancés du développement, les septes se retirent de l'axe et la colonne axiale stéréoplasmique est démembrée. Cependant, la fossule cardinale reste fermée par les deux septes péri-cardinaux plus longs. Les septes mineurs, non développés dans les stades juvéniles, apparaissent lorsque le diamètre avoisine 10 à 12 mm et s'étendent sur 1 mm dans les quadrants cardinaux. La muraille est épaisse et fortement en arcature, chaque rugae correspondant à la base d'un septes majeur ou mineur.

Tableau 4-5: Formules septales de quatre spécimens d'*Amplexizaphrentites zapense*.

HK.29.b	HK.29.c	HK.29.d	HK.14	HK.55	HK.27
6 6	7 7	7 7	8 8	7 7	7 7
4 4	5 5	6 6	4 4	5 5	4 4
5 mm	9 mm	11 mm	4,5 mm	5 mm	7 mm

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, bombés dans la partie centrale et déprimés vers la périphérie. Ils sont fortement inclinés vers la périphérie dans la fossule cardinale.

Variabilité. La morphologie d'*A. zapense* est relativement stable d'un individu à l'autre. L'arrangement septal reste uniforme et la fourche formée par les septes antipode et péri-antipodes est marquée chez tous les individus. La variabilité affecte surtout les stades les plus matures: les septes s'étendent vers l'axe à des cadences différentes, laissant des septes de tailles différentes dans le calice.

Discussion. L'arrangement septal, la fossule en forme de trou de serrure et située du côté concave du polypier ainsi que la fossule antipode bien marquée sont les caractères diagnostiques du genre *Amplexizaphrentis*. A notre connaissance, les coraux de Şort Dere ne correspondent à aucune espèce déjà décrite d'*Amplexizaphrentis*. En effet, *A. enneskileni* Milne-Edwards & Haime 1851 est plus gros (23 mm pour 40 septes majeurs). *A. palmatus* Easton 1944 montre des fossules alaires très profondes et aux bords parallèles. *A. elliptica* (White 1862) a des dimensions similaires mais possède plus de

septes (jusqu'à 34) et des septes mineurs très développés dans tous les quadrants. *A. cassa* Sutherland 1958 est plus gros et ses septes se retirent vers la périphérie très tôt dans le développement. De plus, nos spécimens montrent typiquement la fourche en "psi" formée par les septes antipodes et péri-antipodes. Ce caractère, associé aux petites dimensions des polypiers, nous a permis d'introduire une nouvelle espèce pour les matériaux de Şort Dere.

Distribution. Jusqu'à présent, seul le matériel-type est connu. Tous les spécimens viennent du niveau HK.1 de la coupe de Şort Dere (région de Hakkari, Sud-Est de la Turquie), dans la partie inférieure de la Formation de Köprülü, datée du Tournaisien supérieur ou du Viséen inférieur (Higgs et al., 2002; Hoşgör et al., 2012).

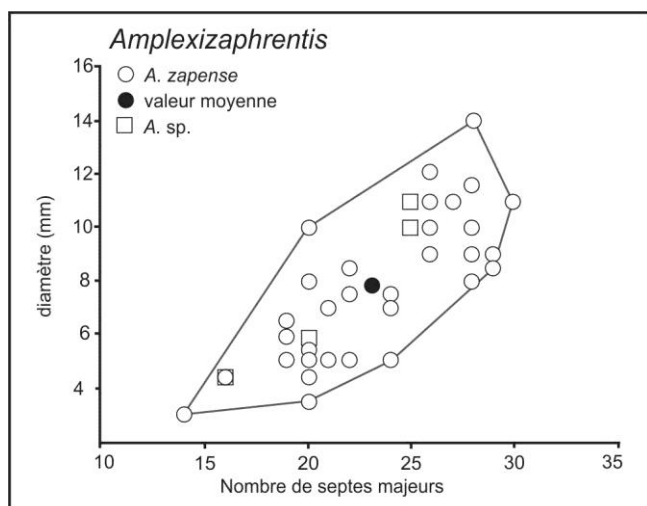


Figure 4-10: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Amplexizaphrentis zapense* et *Amplexizaphrentis sp.*

Amplexizaphrentis sp.

Planche 2, figure 13.

Matériaux. Un seul spécimen de la coupe de Şort Dere (4 c. t.).

Description.

Caractères externes. Petit corail solitaire trochoïde, de 21 mm de haut et 11 mm de diamètre au calice.

Caractères internes en coupe transversale. Les stades juvéniles sont très épaissis et les septes arrangés en quatre faisceaux. Dans les stades matures, comptant 21 septes majeurs (Figure 4-10), les septes se joignent au centre du polypier formant une colonne axiale stéréoplasmique très large. La fossule cardinale et large est occupée par un septe cardinal très épais. Les fossules alaires sont étroites et droites. Elles ne présentent pas le profil en trou de serrure. Les stades matures montrent des septes majeurs épais et des septes mineurs bien développés (plus de 1 mm de long) dans tous les quadrants. La fossule cardinale est fermée. La muraille est épaisse et très en arcature dans les stades juvéniles, plus droite mais toujours aussi épaisse dans les stades plus matures.

Caractères internes en coupe transversale. Non observés.

Discussion. Ce spécimen appartient sans aucun doute au genre *Amplexizaphrentis*. Elle diffère d'*A. zapense* par l'absence de la fourche en "psi" et des septes mineurs sont très développés. Ce spécimen est assez semblable à *A. palmatus* Easton 1944, figuré par Kora (1992), bien qu'il soit légèrement plus

large et compte plus de septes (jusqu'à 28). Ce spécimen n'étant connu que par une coupe dans le calice, il n'est pas aisé de le comparer ou de le discuter plus en détail.

SOUS-ORDRE PLEROPHYLLINA SOKOLOV 1960

FAMILLE ZAPHRENTOIDIDAE SCHINDEWOLF 1938

GENRE *SYCHNOELASMA* LANG, SMITH & THOMAS 1940

Espèce-type. *Verneuilia urbanowitschi* Stuckenberg 1895, Carbonifère inférieur de l'Oural.

Diagnose. Corail solitaire cératoïde à cylindrique. Septes majeurs arrangés en faisceaux, longs ou retirés vers la périphérie. Septes mineurs rudimentaires ou atteignant une longueur égale à la moitié de celle des septes majeurs. Fossule cardinale située du côté convexe du polypier, longue, large et entourée de septes majeurs très épaissis. Dissépiments absents. Muraille formée par la base épaissie des septes. Planchers complets ou non, horizontaux ou convexes dans la partie centrale et inclinés vers la périphérie. Planchers très inclinés dans la fossule cardinale. D'après Cotton (1973).

Discussion. Certaines espèces de *Sychnoelasma* sont parmi les plus gros coraux solitaires non dissépimentés connus. Outre sa taille, il diffère des autres coraux sans dissépiment par une longue fossule cardinale au sommet arrondi, des septes mineurs souvent développés, une muraille très épaisse et l'absence de colonne axiale stéréoplasmique. A l'inverse de *Zaphrentites* et *Amplexizaphrentis*, la fossule cardinale se trouve sur le côté convexe du polypier.

Origine et évolution. Les stades jeunes de *Sychnoelasma* montrent un arrangement septal en faisceaux fusionnant en une colonne axiale, rapidement démembrée lors de la croissance du corail. Cette morphologie n'est pas sans rappeler *Proheterelasma* Cotton 1973 qui pourrait être à l'origine de *Sychnoelasma* Lang, Smith & Thomas 1940 (Boland, 2002). Le genre compte, en Europe de l'Ouest, trois espèces de taille croissante marquées par une tendance au retrait des septes et à l'ouverture de la fossule (Mitchell & Somerville, 1988). Cette lignée s'étend du Tournaisien supérieur (*S. konincki*, *S. hawbankense*) au Viséen inférieur (*S. urbanowitschi*). Le genre *Saharaphrentis* Aretz 2011 montre une certaine ressemblance avec *Sychnoelasma*. Un retrait des septes majeurs, un raccourcissement de la fossule vers le côté cardinal et un allongement du septe antipode permettent de passer de la morphologie de *Sychnoelasma* à celle de *Saharaphrentis*.

Sychnoelasma hawbankense Mitchell & Somerville 1988

Planche 3, figure 6.

- 1905 *Zaphrentis* aff. *cornucopiae* mut. C; Sibly, p. 366.
- 1908 *Zaphrentis konincki* mut. C2 Vaughan; Carruthers, p. 70.
- 1915 *Zaphrentis konincki* Vaughan, p. 17.
- 1930 *Zaphrentis konincki* M.-E. & H.; Delepine, p. 29, pl. 3, figs 3-4.
- 1937 *Zaphrentis konincki* var. nov. Hudson & Mitchell, p. 9.
- 1938 *Zaphrentis konincki* var. *magna* Gorsky, p. 19, pl. 2, fig. 3.
- 1940 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Lang et al., p. 128.
- 1951 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Gorsky, pl. 6.

- 1960 *Verneuillites konincki* var. *calmisia* (Lissitzin); Vassiljuk, p. 48, pl. 12, figs 2-2c.
 1965 '*Zaphrentis*' *konincki*; Mitchell & Green in Green & Welch, tab. 1.
 1966 '*Zaphrentis*' *konincki* subsp. nov.; Mitchell & White, p. 46.
 p. p. 1966 *Sychnoelasma konincki* (M.-E. & H.); Dobroljubova & Kabakovitch, p. 36, pl. 1, figs 14-16.
 non 1964 "*Zaphrentis*" *konincki* M.-E. & H.; Wu, p. 32, pl. 2, figs 26-27.
 1972 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Weyer, figs 1-2.
 1976 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Sayutina, p. 114, pl. 1, figs 1-7, pl. 2, figs 1-2.
 1981 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Poty, p. 19, pl. 3, figs 1-9.
 1986 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Somerville et al., p. 65, figs 4-5.
 1986 *Sychnoelasma konincki* (M.-E. & H.); Mitchell et al., fig. 2.
 1987 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Ivanowski, pl. 6, fig. 3.
 1987 *Sychnoelasma konincki* (M.-E. & H.); Ivanowski, pl. 6, figs. 2a-b.
 * 1988 *Sychnoelasma hawbankense* Mitchell & Somerville, p. 158, figs 3a-g.
 1990 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Vuillemin, p. 41, pl. 1, figs 12-13.
 1994 *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg); Poty & Hannay, p. 59.
 ? 1999 *Bothrophyllum dobroljubovae* Fomitchev; Heravi & Kahksar, pl. 13, figs 1-2.
 2002 *Sychnoelasma hawbankense* (Stuckenberg); Boland, p. 185, pl. 4, figs 4-7, pl. 5, figs 1-2.
 2011 *Sychnoelasma hawbankense* (Stuckenberg); Denayer et al., p. 155, pl. 4, fig. F.

Holotype. Spécimen BGS Dw 3554 (PF 2027, PF 1269-72), Haw Bank Quarry, Skipton, Yorkshire, Tournaisien supérieur.

Matériaux. Un seul individu provenant d'un éboulis le long de la route d'Esenpinar à Bartın (3 c. t.). Détails en Annexe 1.

Diagnose. Petit *Sychnoelasma* cérateoïde de 10 à 20 mm de diamètre pour 36 à 46 septes de chaque ordre. Septes majeurs épais, serrés près de la fossule cardinale. Septes mineurs courts ou atteignant la moitié de la longueur des septes majeurs. Septe cardinal plus court. Fossule cardinale longue et fermée. Muraille très épaisse. Planchers nombreux, irréguliers et vésiculaires. Modifié de Mitchell & Somerville (1988).

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Corail solitaire dont le diamètre maximum est de 11 mm et le nombre maximum de septes majeurs de 39 (Figure 4-11). Les septes majeurs s'étendent jusqu'au centre et sont épaissis dans les quadrants cardinaux (jusqu'à 0,5 mm d'épaisseur). Ils sont courbes, leur concavité étant tournée vers la fossule cardinale. Ils fusionnent en fuseaux par 2 à 4 et se lient au sommet de la fossule cardinale dans les quadrants antipodes. Les septes mineurs sont absents des quadrants cardinaux et sont peu ou pas développés dans les quadrants antipodes. Le septes cardinal est long mais plus fin que les autres septes. Le septes antipode est légèrement plus court. La fossule cardinale est bien marquée. Dans les stades plus avancés, la zone centrale du tabularium est libre de septes. La muraille est épaisse de 0,4 à 0,5 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. La taille et le nombre de septes observés dans notre spécimen (5-10 mm pour 27-36 septes majeurs) sont proches de ceux de *S. konincki* (Milne-Edwards & Haime 1851). Cependant, la zone libre du tabularium, la courbure des septes et la fossule cardinale mal définie rappellent *S. hawbankense* Mitchell & Somerville 1988. Celui-ci est plus large et compte plus de septes. Les coupes observées n'atteignent pas la partie la plus mature du corail, il est probable que le spécimen étudié soit un stade juvénile de *S. hawbankense*. *S. urbanowitschi* Stuckenberg 1895, espèce encore plus large (30 à 35 mm de diamètre pour 60 à 66 septes majeurs), montre un squelette typiquement épaissi.

Distribution. *S. hawbankense* est courant dans le Tournaisien supérieur de Belgique (biozone RC4, Boland, 2002), dans le Boulonnais (Poty & Hannay, 1994), le Massif armoricain (Vuillemin, 1990) et les Iles britanniques (Mitchell & Somerville, 1988). Il a également été signalé dans le Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), le Nord de l'Oural (Sayutina, 1976) et la Nouvelle Zemble (Gorsky, 1951). En Turquie, il n'a été recueilli que dans le Tournaisien supérieur de Bartın.

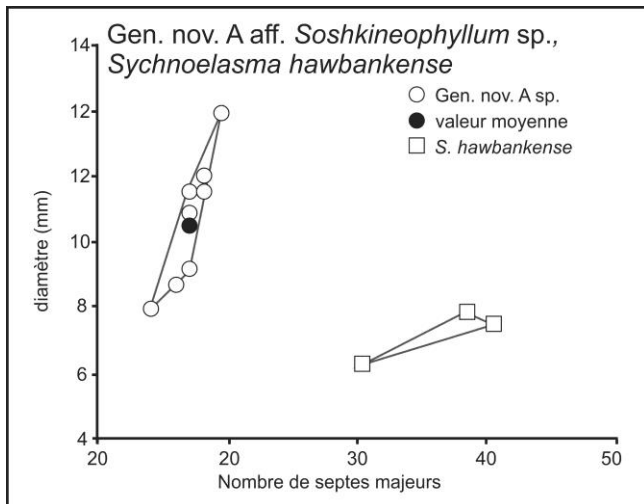


Figure 4-6: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Sychnoelasma hawbankense* et Gen. nov. A aff. *Soshkineophyllum* sp.

? FAMILLE POLYCOELIIDAE ROEMER 1883

GENRE NOUVEAU A AFF. *SOSHKINEOPHYLLUM* GRABAU 1928

Gen. nov. A aff. *Soshkineophyllum* sp.

Planche 3, figures 9-11.

- ? 1992 Gen. et sp. indet.; Rodríguez & Falces, pl. 15, figs 3-4.
- ? 2011 Stereoplasmatina gen. indet. 1 sp. indet. 1; Aretz, p. 592, fig. 5H.
- ? 2011 Stereoplasmatina gen. indet. 2 sp. indet. 1; Aretz, p. 592, figs 5I-J.
- 2012 *Soshkineophyllum*? sp.; Denayer, p. 325, fig. 4N.

Matériaux. Cinq spécimens (9 c. t., 2 c. l.) provenant des schistes surmontant le bioherme de Kongul Yayla dans les Anatolides. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Gros corail solitaire cérato-cylindrique de 10 à 12 cm de haut et jusqu'à 20 mm de diamètre au calice, très écrasés et érodés. La fossule cardinale se trouve du côté convexe du polypier.

Caractères internes en coupe transversale. Les coupes transversales les plus larges mesurent 18 mm et 32 septes y ont été comptés (Figure 4-11). Les septes majeurs sont inégaux en longueur et en épaisseur, les plus longs atteignent l'axe du polypier et se joignent en faisceaux. Habituellement, quatre septes majeurs, plus longs et plus épais, dominent. Les septes mineurs sont courts, mieux développés dans les quadrants cardinaux que dans les antipodes, extrêmement épaissis (jusqu'à 1,2 mm) et contigus aux septes adjacents. Le septes cardinal est plus court et plus épais que les autres

septes. La fossule cardinale est large et limitée par des septes péri-cardinaux épais. La muraille est épaisse de 1,6 à 2 mm et droite.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont irréguliers, bombés et épaissis. Ils sont irrégulièrement disposés verticalement.

Discussion. Nous avons précédemment attribué ces spécimens à *Soshkineophyllum* Grabau 1928 avec un certain doute (Denayer, 2012). Ils partagent avec ce genre quatre septes dominants, les autres septes étant de longueur variée et les septes mineurs se développent surtout dans les quadrants cardinaux. Cependant, *Soshkineophyllum* n'est, habituellement, pas aussi épaissi et montre des septes majeurs rhopaloïdes. Les septes très épaissis rappellent *Merlewodia* Pickett 1967 mais l'arrangement zaphrentoïde de nos spécimens les distingue de ce dernier. Les coraux turcs sont très proches, morphologiquement, de Gen. et sp. indet. de Rodríguez & Falces (1992) qui montre un arrangement des septes et des dimensions semblables. Aretz (2011a) attribue des formes similaires à "Stereolasmatina gen. et sp. indet.". Ces trois taxons sont vraisemblablement les mêmes (même morphologie, âge et occurrence dans des faciès similaires, voir ci-après) et appartiennent à un genre non encore décrit à notre connaissance. Malheureusement, le matériel turc est trop mal préservé pour servir de base à la description d'un nouveau genre. En l'absence de matériaux corrects ou d'une description basée sur des spécimens d'Espagne ou d'Afrique du Nord, nous préférons laisser nos déterminations en nomenclature ouverte.

Distribution. Gen. et sp. indet. de Rodríguez & Falces (1992) provient du Viséen supérieur du Sud de l'Espagne, *Stereolasmatina* gen. et sp. indet. d'Aretz (2011a) d'un niveau équivalent en Afrique du Nord. En Turquie, Gen. nov. aff. *Soshkineophyllum* sp. a été collecté dans les schistes surmontant le bioherme de Kongul Yayla (Denayer & Aretz, 2012). L'âge de ces couches n'est pas contraint mais elles devraient être attribuées au Viséen supérieur (Denayer, 2012).

FAMILLE PLEROPHYLLIDAE KOKER 1924

GENRE *UFIMIA* STUCKENBERG 1895, EMEND. FEDOROWSKI 1973

Espèce-type. *Ufimia carbonaria* Stuckenberg 1895, Permien inférieur de l'Oural.

Diagnose. Corail solitaire conique ou cylindrique, aux stades juvéniles typiquement zaphrentoïdes. Septes majeurs retirés de l'axe dans les stades matures. Septes alaires et péri-antipodes plus longs, plus épais et plus rhopaloïdes que les autres septes. Septes cardinaux et antipodes plus courts. Autres septes majeurs de taille différente, souvent plus long dans la partie moyenne des quadrants. Planchers larges et complets, légèrement concaves dans leur partie axiale. D'après Hill (1981) et Fedorowski (2004).

Discussion. Le genre *Ufimia* inclut les formes décrites sous le nom *Tachylasma* Grabau 1922 et *Rhopalolasma* Hudson 1936 (discussion dans Fedorowski, 1973). *Ufimia* est considéré par De Groot (1963) comme un sous-genre de *Plerophyllum* Hinde 1840. *Ufimia* est décrit à l'origine, comme un corail à septes de taille et d'épaisseur différentes - dont 4 ou 5 sont proéminents dans le calice - et dont les stades initiaux du développement sont zaphrentoïdes. Beaucoup de genres différents possèdent des septes inégaux et protubérants (*Tachylasma* Grabau 1922, *Soshkineophyllum* Grabau 1928, *Calophyllum* Dana 1846, etc.) mais peu d'entre eux ont des stades juvéniles zaphrentoïdes. Parmi ceux-

ci, des genres inclus dans les Polyceliidae, qui montrent un arrangement septal plus complexe; ainsi que certains Plerophyllidae, plus simples morphologiquement. Enfin, *Cryptophyllum* Carruthers 1919 (= *Pentaphyllum*) est aussi caractérisé par des septes inégaux en taille mais ce genre ne montre pas d'arrangement de type zaphrentoïde dans les stades initiaux du développement (Fedorowski & Bamber, 2001; Fedorowski, 2009c). *Ufimia* est, de plus, caractérisé par des planchers relativement plats, alors qu'ils sont bombés chez la plupart des autres genres (Fedorowski, 2009c).

Origine et évolution. Le nom de genre *Ufimia* a été utilisé pour désigner des coraux solitaires non disséminés provenant de diverses localités et âges. Les espèces incluses dans ce genre sont connues du Dévonien supérieur au Permien supérieur (Fedorowski & Bamber, 2001). La présence du genre dans le Dévonien inférieur (Kullmann, 1965) est mise en doute par Fedorowski & Bamber (2001). Son origine n'est pas connue. Le genre est morphologiquement proche d'autres genres inclus dans les Plerophyllinae du Permien auxquels il donne vraisemblablement naissance par simplification de l'appareil septal (ex. *Plerophyllum* Hinde 1890, *Pleramplexus* Schindewolf 1840) d'après Fedorowski & Bamber (2001).

***Ufimia* sp.**

Planche 1, figure 13.

Matériaux. Un seul spécimen (3 c. t., 2 c. l.) de la coupe de Şort Dere (région de Hakkari).

Description.

Caractères externes. Le seul spécimen est un fragment (20 mm de haut, 12 mm de diamètre maximum) de corail scolécoïde montrant deux cycles contraction/réjuvénescence.

Caractères internes en coupe transversale. La plus petite coupe observée mesure 7,5 mm de diamètre et montre 22 septes majeurs, arrangés en faisceaux. Les septes sont longs et épais. Ils atteignent l'axe du polypier où ils se joignent en une épaisse colonne axiale stéréoplasmique incisée par une longue fossule cardinale. Dans les stades matures (11 mm de diamètre, 22 septes), les septes sont plus irréguliers en épaisseur et longueur (0,8-4 mm de long), leurs terminaisons axiales étant soit pointues, soit arrondies, voire rhopaloides. Les septes mineurs ne sont pas développés. La fossule cardinale est peu marquée dans les stades matures. Les septes cardinal et antipode ne sont pas reconnaissables. La muraille est épaisse de plus d'un millimètre.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont plats, horizontaux ou obliques, complets ou non et épaissis. Ils sont variablement espacés et au nombre de 5 à 7 le long d'une section verticale de 10 mm.

Discussion. Ce corail partage plusieurs caractères avec le genre *Ufimia* Stuckenberg 1895. Les stades juvéniles montrent un arrangement de type zaphrentoïde puis les septes se raccourcissent et deviennent inégaux en longueur et en épaisseur au cours du développement. Chez *Ufimia*, les septes cardinal et antipode sont plus courts que les autres septes majeurs. Cette règle ne semble pas respectée dans notre spécimen. Cependant, plusieurs *Ufimia* (figurés notamment par Fedorowski, 2004; 2010) montrent des septes de taille variable parmi lesquels les septes antipode et cardinal ne sont pas les plus courts. Le corail figuré par Kora & Jux (1986) sous le nom *Soshkineophyllum* sp. ressemble à notre *Ufimia* sp.

Distribution. *Ufimia* est un genre occasionnellement présent du Dévonien inférieur au Permien moyen d'Eurasie (voir Fedorowski & Bamber, 2001). La seule occurrence connue en Turquie est à la base de la Formation de Köprülü dans la coupe de Şort Dere (région de Hakkari) et est d'âge Tournaisien supérieur à Viséen inférieur.

SOUS-ORDRE METRIOPHYLLINA SPASSKIY 1965

FAMILLE LACOPHYLLIDAE GRABAU 1928

GENRE AMPLEXOCARINIA SOSHKINA 1928

Espèce-type. *Amplexocarinia muralis* Soshkina 1928, Permien supérieur de l'Oural.

Diagnose. Petit corail solitaire cylindrique. Septes majeurs atteignant l'axe dans les stades juvéniles, retirés dans les stades matures. Septes mineurs non développés. Terminaisons axiales des septes et planchers axiaux formant un aulos discontinu. Septe cardinal parfois plus court. Dissépiments occasionnels. Planchers espacés et plats. Modifié de Hill (1981).

Discussion. Pour Rózkowska (1969), *Amplexocarinia* se distingue de *Nalivkinella* Soshkina 1939 par un aulos perdurant tout au long du développement du polypier et des planchers en forme de méso (ils sont horizontaux chez *Nalivkinella*). Les stades jeunes d'*Amplexocarinia* sont morphologiquement très semblables à ceux de *Nalivkinella* et de *Gorizdronia* Rózkowska 1969 (voir discussion de *Gorizdronia*). La taxonomie d'*Amplexocarinia* est discutée par De Groot (1963).

Origine et évolution. Les plus anciennes espèces attribuées à *Amplexocarinia* sont datées du Dévonien moyen (Rózkowska, 1969), les plus jeunes sont permienne (Fedorowski, 1986). Le genre est particulièrement bien représenté au Carbonifère (voir De Groot, 1963). Plusieurs études traitant de l'ontogenèse d'*Amplexocarinia* ont montré que le genre est probablement polyphylétique (Fedorowski, 1986; Moore & Jeffords, 1986).

Amplexocarinia aff. *cravenensis* Smith, 1955

Planche 3, figure 7.

Matériaux. Deux spécimens (2 c. t.) provenant des boundstones à microbialithes de la partie supérieure du bioherme de Kongul Yayla (Anatolides). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Coupes de 4 à 6,5 mm de diamètre et comptant 10 à 15 septes. Les septes majeurs sont courts et épais (0,25 mm). Leurs terminaisons axiales sont dilatées. La base des septes est épaissie en continu avec la muraille. Il n'y a pas de septes mineurs. Le sept

cardinal (?) est légèrement plus court. L'aulos (2,5 mm de diamètre), formé par les terminaisons axiales des septes et des planchers épaissis, est incomplet. Quelques rares dissépiments sont présents.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Nous rangeons ce spécimen dans le genre *Amplexocarinia*. Il ressemble à *A. cravenensis* Smith 1955 par ses dimensions et son nombre de septes mais son aulos est moins bien développé. Ce dernier caractère peut s'expliquer par la variabilité intra-spécifique (voir *A. cravenensis* figuré par Mundy, 1994). La présence de dissépiments rappelle *A. smithi* mais ce dernier est plus gros (20 mm de diamètre). *A. rozkowskiae* Fedorowski 2003 est plus petit et compte moins de septes (voir ci-après).

Distribution. Les espèces du Carbonifère inférieur - y compris *A. cravenensis* - sont relativement communes dans les faciès à microbialithes du Tournaisien supérieur et du Viséen supérieur des Iles britanniques (Smith, 1955; Bancroft et al., 1988; Mundy, 1994). Notre spécimen se trouve également dans des faciès de boundstone à microbialithes provenant de la partie supérieure du bioherme de Kongul Yayla (Anatolides).

***Amplexocarinia rozkowskiae* Fedorowski 2003**

Planche 3, figure 8.

- 1969 *Amplexocarinia muralis* Soshkina; Rózkowska, p. 82, pl. 3, figs 5, 8-9, pl. 8, fig. 6.
- * 2003 *Amplexocarinia rozkowskiae* Fedorowski, p. 66, pl. 18, figs 8-10.
- 2005 *Amplexocarinia rozkowskiae* Fedorowski; Chwieduk, p. 408, pl. 5, fig. 5.
- 2009 *Amplexocarinia rozkowskiae* Fedorowski; Fedorowski, p. 237, figs 3E-F.

Holotype. Choisi par Fedorowski (2003): spécimen 3/25a provenant de Kadzielnia (Monts Sainte-Croix, Pologne), figuré par Rózkowska, 1969, pl. 3, figs 5a-b) sous le nom *Amplexocarinia muralis* Soshkina.

Matériaux. Un seul spécimen (1 c. t.) provenant de la partie inférieure de la Formation de Yılanlı, dans la coupe de Dallica (Bartın).

Diagnose. Petit *Amplexocarinia* de 6 mm de diamètre pour 13 septes. Septes atteignant la moitié du rayon du polypier. Septes mineurs rudimentaires. Aulos mal défini dans les stades adultes, disparaissant à proximité du calice. D'après Fedorowski (2003).

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Petit *Amplexocarinia* de 2 mm de diamètre avec un aulos bien marqué mesurant 0,75 mm de diamètre. Les septes sont au nombre de 9. Ils sont épaissis à la base, fins sur le reste de leur longueur. Les septes mineurs ne sont pas développés. La fossule cardinale est légèrement marquée par un retrait vers la périphérie du bord de l'aulos. Il n'y a pas de dissépiments. La muraille est épaisse de 0,3 mm et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Le diamètre et le nombre de septes sont compatibles avec ceux d'*Amplexocarinia rozkowskiae* Fedorowski 2003 du Strunien de Poméranie. La morphologie très simple est également

identique et fait penser à une coupe dans un stade juvénile tels ceux figurés par Chwieduk (2005). *A. rozkowskæ* Fedorowski 2003 est la seule espèce d'*Amplexocarinia* décrite dans le Strunien à ce jour. Les autres espèces à aulos présentes dans les strates struniennes sont *Syringaxon* Lindström 1882 (Chwieduk, 2005) et *Neaxon* Kullmann 1965 (Semenoff-Tian-Chansky, 1988; Berkowski, 2002) dont *Amplexocarinia* se distingue par le diamètre important de l'aulos et un moindre épaissement du squelette.

Distribution. *Amplexocarinia rozkowskæ* est connu dans le Strunien de Poméranie (Chwieduk, 2005). Notre spécimen provient des niveaux à *Pseudoendophyllum*, dans la partie inférieure de la Formation de Yılanlı (partie inférieure du Strunien, zone à foraminifères DFZ5 de Poty et al., 2006) de la coupe de Dallica (Bartın).

GENRE *GORIZDRONIA* RÓŹKOWSKA 1969

Espèce-type. *Nalivkinella profunda* Soshkina 1951, non Soshkina 1939, Famennien de l'Oural.

Diagnose. Corail solitaire, jusqu'à 22 mm de diamètre, montrant communément des contractions et réjuvénescences. Aulos rapidement résorbé dans les stades juvéniles. Septes majeurs de longueur variable. Septes mineurs peu ou pas développés. Planchers complets, plats dans la partie centrale, inclinés vers la périphérie. D'après RóŹkowska (1969).

Discussion. Plusieurs espèces de *Gorizdronia* sont connues dans le Famennien de Pologne (RóŹkowska, 1969; Berkowski, 2002), de Chine (Liao & Cai, 1987; Guo, 1990), de l'Omolon (Poty & Onoprienko, 1984) et du Nouveau Mexique (Sorau, 1992) bien que ce dernier soit potentiellement un genre différent comme le montre ses planchers irrégulièrement inclinés et ses septes très tortueux. D'après Berkowski (2002), *Gorizdronia* est un genre dévonien ne passant pas la limite dévono-carbonifère.

Origine et évolution. RóŹkowska (1969) se base sur la présence d'un aulos dans les stades juvéniles pour ranger *Gorizdronia* dans les Amplexocarniinae, aux côtés d'*Amplexocarinia* Soshkina 1928 et *Nalivkinella* Soshkina 1939, tous caractérisés par un aulos. *Gorizdronia* est considéré comme une forme "aboutie" dérivant vraisemblablement d'*Amplexocarinia*. En effet, ses stades juvéniles, de même que ceux de *Nalivkinella*, sont très semblables aux stades adultes d'*Amplexocarinia*. Une lignée péramorphique est suspectée, menant d'*Amplexocarinia* à *Nalivkinella* puis à *Gorizdronia* par disparition progressive de l'aulos dans les stades matures et par une augmentation de la taille. La distribution stratigraphique successive des trois genres est un argument étayant cette hypothèse (Berkowski, 2002). Une alternative est l'enracinement de *Gorizdronia* dans le genre *Catactotoechus* Hill 1954, également similaire et formant un aulos dans les stades les plus jeunes mais une étude comparative de l'ontogénèse des deux genres serait nécessaire.

cf. *Gorizdronia* sp.

Planche 3, figures 1-5.

Matériaux. Quatre spécimens (9 c. t. et 5, c.l.) de la coupe de Şort Dere (région de Hakkari). Détail en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Corail solitaire conique, cylindrique ou scolécoïde, d'une vingtaine de millimètres de haut, montrant fréquemment des contractions et réjuvénescences.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen est de 11 mm et il y a, en moyenne, 22 septes majeurs (maximum 25, Figure 4-12). Les septes sont longs et sinueux mais n'atteignent pas l'axe du polypier, laissant au centre, une zone libre de 4 mm de diamètre. Ils sont épais à la base et leur épaisseur décroît vers l'axe, leur terminaison étant pointue. Un spécimen montre un stade à septes amplexoïdes. Dans les quadrants cardinaux, les septes convergent vers une fossule cardinale marquée. Le septes cardinal est légèrement plus court que les autres. Les septes mineurs sont restreints à des crêtes septales sur la muraille. La muraille est fine et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, bombés ou en forme de méssa dans la partie centrale du tabularium et plus petits, globuleux et irréguliers dans la partie périphérique. Il y a 7 planchers centraux et 20 planchers latéraux le long d'une section verticale de 10 mm.

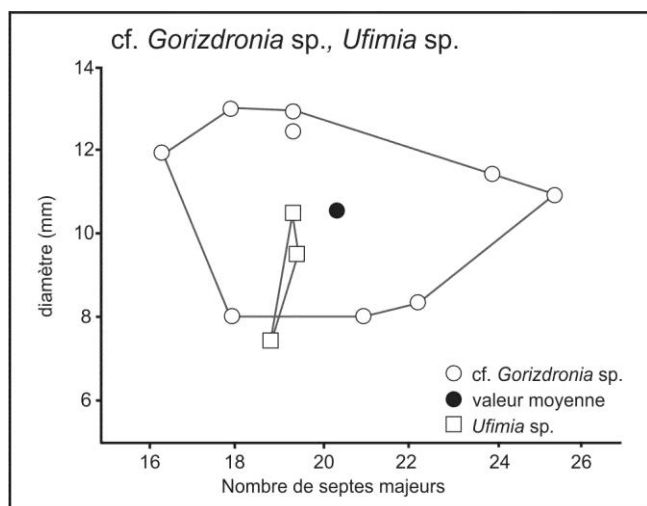


Figure 4-7: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez cf. *Gorizdronia* sp. et *Ufimia* sp.

Discussion. Nos spécimens partagent avec le genre *Gorizdronia* les caractères suivants: (1) des septes simples et sinueux; (2) un septes cardinal court; (3) des septes mineurs pratiquement pas développés; (4) une absence de dissépimentarium; (5) des planchers en méssa dans la partie centrale et globuleux dans la partie périphérique du tabularium. La principale différence est la fossule cardinale qui est bien marquée, à l'inverse de chez *Gorizdronia*. De plus, le genre est caractérisé par un aulos dans les stades les plus juvéniles du développement ("axial tube" de Rózkowska, 1969) qui disparaît rapidement, contrairement au genres *Nalivkinella* Soshkina 1936 et *Amplexocarinia* Smith 1915. Les terminaisons axiales fusionnées autour de l'axe, observées dans les stades juvéniles de plusieurs individus, constituent vraisemblablement les résidus de cet aulos. La ressemblance des coraux de Şort Dere avec ce genre est telle qu'il est difficile de les classer ailleurs. La morphologie et les dimensions de nos coraux sont similaires à ceux de *G. profunda profunda* Rózkowska 1969 figurés par (Rózkowska, 1969), mais cette espèce, comme toutes les autres espèces de *Gorizdronia*, est famennienne. Dans son article sur les faunes du Viséen inférieur du Sinaï, Kora (1992) a figuré un large *Amplexocarinia* sp. qui ressemble fortement à nos cf. *Gorizdronia*. Enfin, cf. *Gorizdronia* sp. partage avec n. gen. n. sp. aff. *Kabakovitchiella* décrit par (Weyer, 1993) dans le Dévonien supérieur du Massif Rhéna, une morphologie simple, des septes courts et des planchers en méssa. Le taxon allemand diffère par un ratio nombre de septes/diamètre plus faible et des septes plus droits.

Distribution. Comme expliqué précédemment, *Gorizdronia* est un genre du Famennien d'Eurasie. cf. *Gorizdronia* a été récolté dans les calcaires argileux dans la partie inférieure de la Formation de Köprülü, datées du Tournaisien supérieur au Viséen inférieur (Higgs et al., 2002; Hoşgör et al., 2012).

FAMILLE LOPHOPHYLLIDAE GRABAU 1928

GENRE "*LOPHOPHYLLUM*" MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Espèce-type. *Lophophyllum konincki* Milne-Edwards & Haime 1851, Tournaisien de Tournai.

Diagnose. Petit corail solitaire cératoïde à calice oblique et symétrie bilatérale marquée. Columelle allongée, connectée aux septes antipode et cardinal dans les stades juvéniles, détachée du cardinal dans les stades matures. Septes longs, excepté les péri-cardinaux, très courts et contratingents. Septes des quadrants cardinaux courbés vers la fossule cardinale et bordant celle-ci, se joignant souvent la columelle. Septes des quadrants antipodes plus droits et retirés de l'axe. Septes mineurs rudimentaires, plus longs dans les quadrants cardinaux que dans les antipodes. Fossule cardinale très marquée, située du côté convexe du polypier. Dissépiments absents. Planchers bombés. Modifié d'après Hill (1981).

Discussion. Le genre *Lophophyllum* Milne-Edwards & Haime 1850 est énigmatique. Défini sur base des caractères extérieurs du calice, à peine décrit par ses auteurs et non figuré dans la publication originale, il a donné lieu à de nombreuses interprétations discutables. Dans sa note introductrice à la révision du genre *Lophophyllum*, Lecompte (1955) écrivait: "*Le genre Lophophyllum [...] depuis l'interprétation adoptée par R. G. Carruthers en 1913 et suivie par un nombre croissant d'auteurs, est devenu d'un emploi pratiquement impossible en raison des graves incertitudes qui s'attachent à sa signification. Le doute tenant à la connaissance trop imparfaite du type et à l'interprétation trop peu convaincante qui en a été faite par l'auteur précité et par ceux qui ont entériné ses vues [...]*". Force est de constater que 60 ans plus tard, la situation n'a guère changé!

Lecompte (1955) a fourni un bon résumé de la polémique entourant la distinction entre les espèces *L. konincki* Milne-Edwards & Haime 1851 - sans dissépiment, considérée comme un stade juvénile - et *L. tortuosum* (= *Cyathaxonia tortuosa* Michelin 1847) possédant des dissépiments et considérée comme un stade mature. Les formes à dissépiments de type *L. tortuosum* sont, en partie, couvertes par la définition du genre *Eostroton* introduit par Vaughan (1915) et n'ont de commun avec les *Lophophyllum* que l'aspect extérieur. Un flou artistique demeure pour les formes sans dissépiment. D'après Poty & Xu (1996), les formes du type *L. konincki* représentent peut-être les stades juvéniles de *Caninia cornucopiae* Michelin in Gervais 1840. Malgré l'abondant matériel de *L. konincki* provenant de la localité-type (Tournai), son interprétation est toujours aussi malaisée (voir la discussion de cette espèce et Chantry et al., 2011). Les caractères spécifiques de *L. konincki* (et donc du genre *Lophophyllum*...) sont inclus dans la variabilité morphologique des stades juvéniles de *Caninia cornucopiae* et de ceux d'*Eostroton tortuosum* (Michelin 1847). Une révision de l'ontogenèse de ces coraux serait plus que nécessaire. A défaut d'une bonne compréhension du genre, nous préférons le laisser entre guillemets.

Origine et évolution. Les genres "*Lophophyllum*" Milne-Edwards & Haime 1851 et *Eostroton* Vaughan 1915 sont encore mal cernés et proposer une hypothèse quant à leur origine serait délicat. Notons néanmoins la ressemblance de "*Lophophyllum*" avec les petits amygdalophyllides présents dans

l'Hastarien d'Eurasie (*Eostrotion* sp. de Denayer et al., 2011). Cette ressemblance traduit peut-être une origine commune des deux taxons.

"*Lophophyllum*" konincki Milne-Edwards & Haime

Planche 15, figures 1-2.

- * 1851 *Lophophyllum konincki* M.-E. & H., p. 349, pl. 3, fig. 4.
- 1872 *Lophophyllum konincki* M.-E. & H.; de Koninck, pl. 4, fig. 3.
- ? 1930 *Zaphrentis* sp.; Lewis, pl. 22, figs 16a-b.
- 1955 *Lophophyllum konincki* M.-E. & H.; Lecompte, p. 411, pl. A, figs 1-4, 7.
- ? 1955 *Lophophyllum konincki* M.-E. & H.; Lecompte, p. 411, pl. A, fig. 5.
- non 1989 *Lophophyllum konincki-tortuosum*; Poty, fig. 3D.
- 2005 ?*Lophophyllum* sp.; Chwieduk, p. 415, pl. 9, figs 1-3.
- 2011 *Lophophyllum konincki* M.-E. & H.; Denayer et al., p. 155, pl. 3, figs G-H.

Lectotype. L'holotype de Milne-Edwards & Haime est perdu, le lectotype, désigné par Carruthers (1913), est un topotype de la collection de Milne-Edwards et figuré par Lecompte (1955, pl. A, figs 2a-b).

Matériaux. Un seul spécimen (4 c. t.) provenant de la carrière Pelenkoğlu à Esenpınar (Bartın). Détails en Annexe 1.

Diagnose. "*Lophophyllum*" haut de 10 à 15 mm, à calice oblique de 9 à 13 mm de diamètre, comptant 30 à 32 septes majeurs. Septes arrangés de manière zaphrentoïde dans les quadrants cardinaux et de manière radiaire dans les quadrants antipodes. Fossule cardinale fermée, embrassant la columelle ou légèrement retirée vers la périphérie. Modifié de Lecompte (1955).

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. La plus petite coupe observée est zaphrentoïde et montre 18 septes de chaque ordre pour un diamètre de 3 mm. La fossule est très allongée, elle dépasse l'axe du polypier. Elle est complètement fermée par les septes péri-cardinaux et tous les autres septes se fixent à ceux-ci. Dans une coupe de 4,5 mm de diamètre, les septes sont moins épaissis et groupés en 4 faisceaux de part et d'autre des protoseptes. Dans les coupes de plus de 5 mm, les septes sont au nombre de 27. Ils sont courbés vers la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux mais droits dans les quadrants antipodes. Les septes péri-cardinaux et alaires sont contratingents avec leurs voisins côté antipode. Quelques courts septes mineurs se développent dans les quadrants cardinaux. Le septes antipode est identique en longueur et épaisseur aux autres septes des quadrants antipodes. Il est déconnecté de la columelle. Le septes cardinal est long, fin dans sa partie axiale et se lie à la columelle. La columelle, en forme d'amande, est une lame longue de 1,2 mm et épaisse de 0,6 mm au maximum. Il n'y a pas de disséminations. La muraille est droite et épaisse de 0,5 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ce spécimen est à peine plus petit (la coupe la plus large observée mesure 7,5 mm) et compte presque autant de septes que les topotypes de "*Lophophyllum*" *konincki* Milne-Edwards & Haime 1851 décrits par Lecompte (1955). Il est identique, en taille, et caractères aux "*L.* *konincki* rencontrés dans le Tournaisien de Tournai.

Distribution. "*Lophophyllum*" *konincki* est présent dans le Tournaisien supérieur de Belgique (Poty, 1989; Denayer et al., 2011) et potentiellement de Poméranie (Chwieduk, 2005). En Turquie, il n'est connu que dans les calcaires massifs et clairs représentant l'Ivorien (Tournaisien supérieur), dans la région de Bartın, accompagné d'*Uralinia* cf. *multiplex* et *Cyathoclisia uralensis*.

FAMILLE CYATHAXONIIDAE MILNE-EDWARDS & H. 1850

GENRE *CYATHAXONIA* MICHELIN 1847

Espèce-type. *Cyathaxonia cornu* Michelin 1847, Tournaisien de Tournai.

Diagnose. Petit corail solitaire cératoïde. Colonne axiale stéréoplasmique proéminente, développée indépendamment des septes mais attachée à ceux-ci. Circulothèque formée dans les stades les plus juvéniles par les terminaisons axiales fusionnées des septes majeurs. Septes majeurs longs. Septes mineurs longs et contratingents. Dissépiments absents. Muraille en arcature ou festonnée. Tabularium biforme. Planchers complets, inclinés vers la périphérie. D'après Hill (1981) et Fedorowski & Vassiljuk (2011).

Discussion. *Cyathaxonia* désignait (et désigne encore...) tous les petits coraux solitaires non dissépimentés possédant une forte colonne axiale indépendante des septes, trouvés du Dévonien au Permien. La définition de *Cyathaxonia* a été restreinte aux formes carbonifères par De Groot (1963). Soshkina (1928) considérait que les rangées de tubercules (carènes) ornant la surface des septes étaient un critère générique justifiant un sous-genre distinct: *Cyathaxonia* (*Cyathocarinia*) Soshkina 1928. Sando (1977) et Poty (1981) ont fait la démonstration que ce caractère n'a de valeur ni systématique ni stratigraphique. Certains auteurs (Fedorowski & Vassiljuk, 2011) émettent toujours des doutes sur la synonymie de *Cyathaxonia* et de *Cyathocarinia*. Notons que les formes permienues autrefois attribuées à *C.* (*Cyathocarinia*) sont aujourd'hui considérées comme un genre différent, *Sloveniaxon* Weyer in Kossovaya et al. 2012, qui est rangé dans le sous-ordre Zaphrentoidina Schouppé & Stacul 1959 (voir la discussion dans Kossovaya et al., 2012).

Origine et évolution. D'après Weyer (2001), *Cyathaxonia* Michelin 1847 descend de *Laccophyllum* Simpson 1900. En effet, certains *Laccophyllum* du Famennien inférieur montrent un aulos instable qui se déforme en un épaississement du plancher constituant le prémisses de la columelle (= circulotheca) de *Cyathaxonia*. La tendance évolutive la mieux connue chez *Cyathaxonia* est une augmentation de la taille du polypier et de sa columelle entre les formes tournaisiennes (*C. cornu* Michelin 1847) et celles du Viséen supérieur (*C. rushiana* Vaughan 1906). Cette tendance semble cependant s'inverser au Bashkirien avec le retour à des formes plus petites (*C. nodosa* Fedorowski & Vassiljuk, 2011). Les occurrences du genre dans le Carbonifère sont nombreuses et résumées par Fedorowski & Vassiljuk (2011).

Cyathaxonia cornu Michelin 1847

Planche 1, figure 14.

- * 1847 *Cyathaxonia cornu* Michelin, p. 258, pl. 49, figs 9-a-b.
- 1909 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Faurot, p. 75.
- 1913 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Carruthers, p. 53, pl. 3, fig. 4-7.

- 1928 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Soshkina, p. 375, pl. 12, figs 21-23.
 1941 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Hill, p. 195.
 1943 *Cyathaxonia cornu* var. *eructa* Hudson & Fox, p. 120, pl. 11, figs. 7-7a.
 1960 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Vassiljuk, p. 157, pl. 12, fig. 8.
 ? 1961 *Cyathaxonia* sp.; Fontaine, p. 74, pl. 2, figs 3-4.
 1964 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Vassiljuk, p. 87, pl. 7, fig. 1.
 1968 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Fedorowski, p. 210, pl. 1, figs. 4a-d.
 1977 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Khoa, p. 319, pl. 1, figs. 1-6.
 1978 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Poty, pl. 5, fig. 5.
 1981 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Poty, p. 17, pl. 2, figs 2-5.
 1984 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Rodríguez, fig. 62.
 1990 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Vuillemin, p. 34, pl. 1, fig. 2-3.
 ? 1990 *Cyathaxonia* sp.; Webb, p. 19, figs 9G-N.
 1991 *Cyathaxonia* sp.; Fontaine *et al.*, p. 28, pl. 1, fig. 1.
 1993 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Weyer, p. 34, fig. 3.
 1994 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Poty & Hannay, p. 58.
 2002 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Boland, p. 173, pl. 3, figs 1-2.
 2011 *Cyathaxonia cornu* Michelin; Denayer *et al.*, p. 154, pl. 2, fig. G.

Holotype. Spécimen figuré par Michelin (1847, pl. 49, figs 9a-b), Tournaisien, Tournai.

Matériaux. Deux spécimens (2 c. t.), l'un de la carrière Pelenkoğlu à Bartın, l'autre de la coupe de Gökgöl, récolté par N. Dîl (collection Conil). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Cyathaxonia* d'un diamètre inférieur à 6 mm. Colonne axiale circulaire en coupe transversale. Septes majeurs parfois carénés. Planchers complets, légèrement inclinés vers la périphérie. D'après Poty (1981).

Description.

Caractères externes. Non observés

Caractères internes en coupe transversale. Petit corail solitaire de 3 mm de diamètre à colonne axiale proéminente (issue d'une circlothèque, c'est-à-dire un aulos dégénéré formé par des planchers épaissis, Fedorowski, 2009b). Les septes majeurs sont au nombre de 24 à 34. Les septes mineurs sont longs et contratingents et se joignent à la colonne axiale. Celle-ci mesure 0,8 à 1 mm de diamètre et est circulaire en coupe transversale. La muraille est épaisse de 0,4 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés

Discussion. Nos spécimens sont un peu petits pour des *C. cornu* Michelin 1846 mais les coupes étant situées assez bas sous le calice, l'attribution spécifique est concevable.

Distribution. Comme expliqué dans la discussion du genre, *Cyathaxonia* est un genre du Carbonifère. L'espèce *C. cornu* est connue dans le Tournaisien et le Viséen de Belgique (Poty, 1981), du Boulonnais (Poty & Hannay, 1994), du Massif armoricain (Vuillemin, 1990), des Iles britanniques (Mitchell, 1989), dans le Viséen du Donets (Vassiljuk, 1960), de Pologne (Khoa, 1977) et du Sud-Est de la Chine (Wu & Zhao, 1989). Les occurrences dans le Carbonifère supérieur d'Espagne (Rodríguez, 1984) et le Permien de l'Oural (Soshkina, 1928) doivent être vérifiées. En Turquie, *C. cornu* n'est connu que dans les calcaires massifs (niveaux P1) formant la partie tournaisienne de la Formation de Yılanlı à Bartın et Zonguldak.

FAMILLE METRIOPHYLLIDAE HILL 1939

GENRE *METRIOPHYLLUM* ? MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Discussion. Il existe, dans le Strunien de l'Est de la Belgique, de l'Allemagne et de Poméranie de petits coraux non dissépinés possédant une columelle. Ceux-ci n'ont jamais été décrits ni rangés officiellement dans un genre précis. Denayer et al. (2011) le signale comme *Amygdalophyllum?* sp. tandis que Poty in Bless et al. (1998) le désigne comme *Metriophyllum?* sp. et Chwieduk (2005) l'attribue à *Lophophyllum* sp. La ressemblance de ces coraux avec *Lophophyllum* Milne-Edwards & Haime est assez marquée mais ce genre étant problématique (voir discussion de ce genre), il est délicat à utiliser.

Metriophyllum? sp.

Planche 3, figure 12.

Matériaux. Un seul spécimen provenant du biostrome à stromatopores de la coupe Topluca (Bartın).

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Il s'agit d'une coupe dans un stade juvénile, présentant un diamètre de 3 mm et possédant 16 septes. Ceux-ci sont épais et fusionnent au centre du polypierite. Il n'y a ni fossule, ni dissépinés. La muraille est peu épaisse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ce spécimen est similaire aux stades juvéniles observés dans les petits coraux solitaires du Strunien de l'Est de la Belgique attribué à *Amygdalophyllum?* ou *Metriophyllum?*

Distribution. Les coraux desquels nous rapprochons notre spécimen sont occasionnels dans les faciès à stromatopores du Strunien de Belgique et de Pologne. Celui de Turquie a été rencontré dans les mêmes faciès dans la coupe de Topluca, près de Bartın.

SOUS-ORDRE STAURIINA VERRIL 1865

FAMILY AMPLEXIDAE CHAPMAN 1893

GENRE *AMPLEXUS* SOWERBY 1814

Espèce-type. *Amplexus coralloides* Sowerby, 1814, Carbonifère inférieur d'Irlande.

Diagnose. Polypier solitaire, cylindrique ou scolécoïde, souvent ovale en section transversale. Septes majeurs courts et fins. Septes mineurs non développés, sauf dans les individus de grande taille. Tabularium libre de septes sur une grande largeur. Fossules généralement indistinctes. Dissépiments absents. Planchers complets en méso. D'après Poty (1981).

Discussion. *Amplexus* est caractérisé par sa simplicité morphologique, simplicité qui a d'ailleurs conduit Sowerby à le décrire comme un céphalopode et non un corail! Cette simplicité morphologique du genre a malheureusement conduit à l'attribution au genre *Amplexus* de nombreux coraux à septes courts mais, sans aucun lien avec celui-ci (voir Smith & Thomas, 1963). *Amplexus* est occasionnellement rencontré dans de nombreux faciès mais est particulièrement commun dans les faciès récifaux (ex: "récifs" waulsortiens). Il est très probable qu'*Amplexus* soit un taxon ubiquiste qui se plaisait dans des milieux démunis d'autres coraux pour des raisons écologiques (Poty, 1981).

Origine et évolution. Le genre est connu dans le Dinantien de Belgique (Poty, 1981), du Massif armoricain (Vuillemin, 1990), de l'Angleterre (Mitchell, 1989), de l'Ecosse (Hill, 1941), de l'Irlande (Somerville, 1994), de l'Allemagne (Weyer, 2000), du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez & Falces, 1994), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), du Kuznetsk (Dobroljubova et al., 1966), de l'Oural (Gorsky, 1978), du Kazakhstan (Ivanowski, 1967), de l'Omolon (Poty & Onoprienko, 1984), du Sud-Est de la Chine (Xu, 1996), du Japon (Minato, 1955), du Nord-Est de l'Australie (Webb, 1990) et de l'Amérique du Nord (Easton, 1944). Le genre a été signalé dans le Dévonien supérieur (Denayer et al., 2012) et le Permien (Fomitchev, 1953). L'origine d'*Amplexus* n'est pas connue mais est peut-être à rechercher dans les *Depasophyllum* Grabau 1936 du Dévonien inférieur et moyen (Berkowski, 2006).

***Amplexus coralloides* Sowerby 1814**

Planche 3, figures 13-14.

- 1814 *Amplexus coralloides* Sowerby, p. 165, pl. 72.
- 1842 *Amplexus coralloides* Sowerby; De Koninck, p. 27, pl. B, figs 6a-d.
- 1852 *Amplexus coralloides* Sowerby; M.-E. & H., p. 173, pl. 36, figs 1a-e.
- 1872 *Amplexus coralloides* Sowerby; De Koninck, p. 65, pl. 4, fig. 12a, pl. 5, figs 1a-g, I, k, pl. 6, figs 1a-b.
- 1941 *Amplexus coralloides* Sowerby; Hill, p. 148. [cum. syn. pour les espèces de Thomson 1881].
- 1963 *Amplexus coralloides* Sowerby; Smith & Thomas, p. 163, Pl. 7.
- 1967 *Amplexus coralloides* Sowerby; Rózkowska, p. 752, Pl. 1, fig. 6A.
- 1969 *Amplexus coralloides* Sowerby; Rózkowska, p. 124, Pl. 7, figs 6-7.
- 1981 *Amplexus coralloides* Sowerby; Poty, p. 18, pl. 2, figs 6-7.
- 1984 *Amplexus coralloides* Sowerby; Poty & Onoprienko in Shilo et al., pl. 33, fig. 4.
- 1986 *Amplexus coralloides* Sowerby; Somerville et al., p. 64, fig. 4a.
- 1990 *Amplexus coralloides* Sowerby; Vuillemin, p. 33, pl. 1, fig. 1.
- 1996 *Amplexus* aff. *coralloides* Sowerby; Xu, p. 33, pl. 1, figs 1-3, 9.
- 2002 *Amplexus coralloides* Sowerby; Boland, p. 178, pl. 3, figs 4-6, pl. 4, figs 1-2.
- 2011 *Amplexus coralloides* Sowerby; Denayer et al., p. 155, pl. 3, figs E, T-V, pl. 9, figs R-U.

Lectotype. Choisi par Smith & Thomas (1963): spécimen figuré par Sowerby (1814), provenant du Carbonifère inférieur de Limerick, Irlande.

Matériaux. Deux spécimens silicifiés et abimés provenant d'un niveau non précisé de Tarlaa-Ağzi (coupe du radar météo de Bartın).

Diagnose. *Amplexus* d'un diamètre très variable (jusqu'à 50 mm) et jusqu'à 62 septes majeurs.

Description.

Caractères externes. Fragments de polypier cylindrique.

Caractères internes en coupe transversale. Les deux individus collectés mesurent 13 mm et 20 mm de diamètre et comptent respectivement 25 et 32 septes. La longueur des septes majeurs vaut moins du quart du diamètre. Ils sont pointus et courbes. Les septes mineurs apparaissent seulement sous forme d'un bouton sur la muraille entre les septes majeurs. La fossule cardinale est très marquée. Il n'y a pas de dissépiments. La muraille est fine et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, en mésa, légèrement bombés en leur centre. Ils sont très peu serrés (deux planchers séparés de 4,5 mm dans notre spécimen).

Discussion. Nos coraux partagent les traits caractéristiques d'*A. coralloides* Sowerby 1814 mais s'en distinguent par une fossule cardinale bien marquée alors qu'elle n'est pas visible chez l'espèce-type. Il pourrait cependant, s'agir d'une variation écologique, comme dans les spécimens figurés par Poty (1981) du Viséen supérieur de Visé.

Distribution. Nos spécimens proviennent d'un niveau non précisé de Tarlaa-Ağzı (Viséen inférieur?). Les occurrences ailleurs dans le monde sont celles citées pour le genre.

SOUS-ORDRE CYATHOPHYLLINA NICHOLSON 1889

FAMILLE CAMPOPHYLLIDAE WEDEKIND 1921

GENRE *CAMPOPHYLLUM* MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Espèce-type. *Cyathophyllum flexuosum* Goldfuss 1826, Strunien de Stolberg (Aix-la-Chapelle).

Diagnose. Corail solitaire, cylindrique. Septes majeurs longs (2/3 du rayon du polypier) s'étendant parfois jusqu'au centre, droits ou sinueux, souvent carénés. Septes mineurs longs et typiquement contratingents. Fossule cardinale bien marquée. Dissépimentarium étroit, composé de dissépiments interseptaux simples, parfois de dissépiments transeptaux. Planchers complets, légèrement déprimés vers la périphérie. Modifié de Hill (1981).

Discussion. D'après Hill (1981), *Campophyllum* est le seul représentant de la famille Campophyllidae, cependant, l'idée de placer "*Palaeosmilia*" *aquisgranensis* dans cette famille est défendable (voir discussion de *Campophyllum* sp. A). Les types de *Campophyllum flexuosum* de Goldfuss étaient rapportés par celui-ci au Dévonien moyen alors que Schindewolf (1937) et Frech (1885) les considèrent comme appartenant au Strunien, âge retenu par Hill & Jull (1965) dans leur redescription des matériaux de Goldfuss. L'article de Hill & Jull (1965) a permis de restreindre la définition de *Campophyllum* aux coraux du Strunien. Les formes du Dévonien moyen et du Viséen attribuées à ce genre doivent donc être réinterprétées. *Campophyllum sensu stricto* a été décrit dans le Bassin de Namur-Dinant, la région d'Aix-la-Chapelle, l'Avesnois (Poty, 1984b), dans l'Omolon (sous le nom *Protocaninia*, Onoprienko, 1979a; Poty & Onoprienko, 1984), en Pologne (Poméranie: Chwieduk, 2005, Monts Sainte-Croix: Berkowski, 2002). Les coraux famenniens du Nouveau Mexique, attribués à *Campophyllum* par Sorauf (1992), montrent des différences morphologiques (septes mineurs non contratingents, septes antipode court, dissépimentarium complexe) qui nous poussent à les écarter du genre. En Belgique et régions avoisinantes, il existe au moins six espèces de *Campophyllum*: *C. flexuosum* (deux morphotypes), *C. gosseleti* caractérisé par des septes divisés à la base et quatre

espèces non baptisées (données inédites de Poty). La première est caractérisée par des septes carénés, la seconde, plus petite, montre des septes mineurs non contratingents, la troisième est très large (diamètre supérieur à 30 mm) et enfin, la dernière espèce possède des septes très longs et des planchers divisés, la rapprochant de "*Palaeosmilia*" *aquisgranensis*. Ces six espèces se rencontrent dans des environnements différents et/ou des horizons distincts au Strunien.

Origine et évolution. Comme pour la plupart des coraux struniens, l'origine de *Campophyllum* n'est pas connue. Des équivalents morphologiques sont connus dans le Givetien (dont certains Disphyllidae solitaires) mais, comme le signalent (Hill & Jull, 1965), ceux-ci ont communément des tabellae axiales inclinées. Les plus anciens *Campophyllum* apparaissent à la base du Strunien (base de la zone à *Siphonodella praesulcata*) ou légèrement avant (zone à *S. expansa*, Berkowski, 2002). Dès le départ, ils montrent une plasticité morphologique étonnante qui peut s'expliquer par la recolonisation rapide de niches écologiques vacantes depuis les extinctions du Frasnien supérieur (Poty, 1984b; 2010). Les abondantes données non publiées de Poty indiquent l'apparition successive des six espèces précédemment citées. La tendance générale est à l'augmentation de taille et à l'allongement des septes. Le cas extrême étant le développement de *Campophyllum* de grand diamètre (30-50 mm) comptant de très nombreux et longs septes majeurs, dont la morphologie préfigure celle de "*Palaeosmilia*" *aquisgranensis* auquel *Campophyllum* donne vraisemblablement naissance dans la partie terminale du Strunien. Toutes les espèces du genre disparaissent lors de l'extinction associée à l'évènement de Hangenberg précédent la limite dévono-carbonifère (Poty, 1999).

***Campophyllum flexuosum* (Goldfuss 1826)**

Planche 4, figures 1-13.

- * 1826 *Cyathophyllum flexuosum* Goldfuss, p.47, pl. 17, figs 3a-b.
- 1850 *Campophyllum flexuosum* (Goldfuss); M.-E. & H., pl. 68.
- pp. 1885 *Cyathophyllum aquisgranensis* Frech, p. 40, pl. 9, fig. 1C.
- pp. 1885 *Cyathophyllum lindströmi* Frech, p. 38.
- pp. 1913 *Caninia dorlodoti* Salée, p. 44, figs. 1-2, pl. B, fig. 2.
- 1915 *Cyathophyllum aquisgranensis* Frech; Vaughan, p. 38, pl. 18, figs. 3-4.
- 1929 *Cyathophyllum aquisgranensis* Frech; Dehée, p. 46, pl. 14, figs 4a-b.
- 1932 *Caninia flexuosa* (Goldfuss); Schindewolf, p. 476, fig. 3.
- ? 1935 *Caninia dorlodoti* Salée; Gorsky, p. 104, pl. 8, figs 2-3.
- 1961 *Palaeosmilia aquisgranensis* (Frech); Conil, p. 348, pl. 18, figs 3-4.
- 1965 *Campophyllum flexuosum* (Goldfuss); Hill & Jull, p. 206, pl. 7.
- 1984 *Campophyllum flexuosum* (Goldfuss); Poty, pl. 2, figs 1-3.
- 2005 *Campophyllum flexuosum* (Goldfuss); Chwieduk, p. 411, pl. 1, fig. 8, pl. 7, figs 1-3.
- 2010 *Campophyllum flexuosum* (Goldfuss); Poty, p. 395, fig. 5.
- 2011 *Campophyllum flexuosum* (Goldfuss); Denayer *et al.*, p. 160, pl. 1, fig. B.
- 2013 *Campophyllum* sp. 2, Denayer, p. 36, fig. 1E.

Lectotype. Choisi et figuré par Hill & Jull (1965): spécimen 197a, Strunien, Stolberg près d'Aix-la-Chapelle; collection Goldfuss, Institut de Géologie et Paléontologie de Bonn.

Matériaux. Trente-six individus, plus des dizaines de fragments dispersés dans les lames minces (plus de 60 c. t. et une dizaine de c. l.); 24 proviennent de la coupe de Topluca, 7 de la coupe d'Esenpınar (Bartin) et 5 de la coupe de Gökgöl (Zonguldak). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Campophyllum* d'un diamètre moyen de 12 mm (maximum 22) et comptant au maximum 56 septes majeurs. D'après Hill & Jull (1965).

Description.

Caractères externes. Long corail cylindrique, atteignant 15 cm de haut pour un diamètre maximum de 25 mm. La muraille et une partie du dissépimentarium sont systématiquement érodées dans les spécimens de large diamètre.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen du tabularium, observé en coupe transversale est de 13 mm (médiane: 14 mm, maximum: 21 mm, Figure 4-13). Les septes majeurs sont au nombre de 45 en moyenne (médiane: 46) et au maximum de 60. Ils sont droits ou onduleux, souvent sinueux dans le dissépimentarium. Leur longueur est très variable, souvent longs (de longueur égale ou supérieure au rayon du tabularium), mais plusieurs spécimens montrent des septes majeurs courts, voire amplexoïdes. Malgré leur longueur importante, les septes majeurs ne se joignent pas au centre du polypier et laissent une zone libre de 5 mm de diamètre en moyenne (maximum 12 mm) dans la partie centrale du tabularium. Seul le septes antipode, plus long, pénètre dans cette zone libre. Le septes cardinal est légèrement plus court que ses voisins mais cette réduction de taille n'est pas toujours marquée. Les septes mineurs sont longs (1/2 à 3/4 de la longueur des majeurs) et sinueux, particulièrement dans le dissépimentarium. Ils sont contratingents ou contraclinants. Ils sont parfois interrompus à la base par des dissépiments transeptaux de second ordre. L'épaisseur des septes est très variable, même au sein d'un même individu. Les épaissements affectent surtout les septes occupant les quadrants cardinaux mais aussi certains septes des quadrants antipodes. La fossule cardinale est variablement marquée, généralement ouverte et bordée par des septes majeurs péri-cardinaux dont les caractères ne sont pas différents des autres septes majeurs. Plusieurs individus montrent des fossules alaires bordées par des septes courbés vers ces fossules. Ces fossules, observées dans les stades juvéniles, disparaissent dans les stades plus avancés. Le dissépimentarium est composé de quelques rangées de dissépiments interseptaux simples (4 à 6 rangées en moyenne, jusqu'à 14 chez les individus de grande taille). Chez ces derniers, les rangées internes comportent parfois des dissépiments en V et entrecroisés. La rangée la plus interne est généralement épaissie, particulièrement dans les quadrants cardinaux. Une à quatre rangées discontinues de dissépiments transeptaux de premier et second ordre sont présentes chez certains spécimens. La muraille est rarement préservée et lorsqu'elle l'est, elle est régulière et fine.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont généralement complets, disposés régulièrement. Ils sont typiquement en forme de méso, la partie centrale du tabularium étant plate, horizontale et s'élevant de 1 à 2 mm par rapport au bord périphérique du plancher. Il y a 10 à 12 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont étroits, souvent hauts et très redressés (70 à 80°). Il y a entre 10 et 15 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Outre les différences de taille, la variabilité est extrême dans ces coraux dont les caractères communs sont: (1) des septes sinueux ("flexueux"), (2) un septes antipode plus long, (3) des septes mineurs contratingents ou contraclinants, (4) un dissépimentarium étroit (comparé à celui d'autres espèces, voir ci-après). Les autres caractères sont soumis à une très forte plasticité. La longueur et l'épaisseur des septes varient du simple au double d'un individu à l'autre, voire au sein d'un même individu. La morphologie de la fossule cardinale varie d'une légère dépression occupée par un septes cardinal aussi long que les autres, à une fossule bien marquée, ouverte mais limitée par des septes péri-cardinaux courbés et occupée par un septes cardinal plus court, à une fossule longue et étroite, en forme de trou de serrure incisant le dissépimentarium. La morphologie des stades juvéniles est aussi affectée par une variabilité extrême. Certains individus montrent des stades jeunes zaphrentoïdes, tandis que chez d'autres, les stades jeunes sont amplexoïdes. Enfin, la largeur et la composition du dissépimentarium varie de zéro à 20 rangées de dissépiments interseptaux auxquels s'ajoutent parfois des dissépiments transeptaux. Les dissépiments transeptaux de premier ordre concernent surtout les individus de grande taille. Cette variabilité a été illustrée par Poty (2010) pour les spécimens du Strunien du Bassin de Namur-Dinant.

Discussion. Ces coraux partagent les quatre caractères cités ci-dessus qui permettent de les ranger dans le genre *Campophyllum*. L'espèce *C. flexuosum* (Goldfuss 1826) couvre une très large gamme de variation biométrique et morphologique. Il n'est donc pas difficile de faire entrer nos spécimens dans cette espèce. Dans le Bassin de Namur-Dinant, deux morphotypes (ou espèces?) de *C. flexuosum* peuvent être distingués: les formes typiques de l'espèce sont communes dans les parties proximales du bassin tandis que les autres, caractérisées par une taille plus importante et des septes plus courts, sont connus dans les parties distales (Avesnois). Bien que les deux formes (petit à longs septes et gros à septes courts) aient été rencontrées dans les matériaux turcs, ils ne nous a pas été possible de distinguer deux populations car tous les intermédiaires morphologiques existent entre ces deux pôles. Chwieduk (2005) range dans *Campophyllum* sp. A les coraux dont les septes sont longs et épaissis dans les stades jeunes ainsi qu'un septé cardinal court et un septé antipode long dans les stades matures. Selon nous, ces caractères ne sont pas diagnostiques d'une nouvelle espèce puisqu'ils se rencontrent fréquemment chez *C. flexuosum*. *C. flexuosum* se distingue de *C. cylindricum* Onoprienko 1979 avec lequel il partage des dimensions similaires, par des septes plus courts et plus droits. La "contratingence" des septes mineurs est également plus marquée chez *C. flexuosum*.

Distribution. *Campophyllum flexuosum* est présent dans les strates struniennes (Zone à *S. praesulcata*) dans le Bassin de Namur-Dinant, la région d'Aix-la-Chapelle et l'Avesnois (Poty, 1984b), en Poméranie (*Campophyllum* sp. A de Chwieduk, 2005) et probablement dans les Monts Sainte-Croix, bien que les matériaux publiés par Berkowski (2002) soient incomplets (un stade jeune désigné sous le nom ?*Campophyllum* sp.).

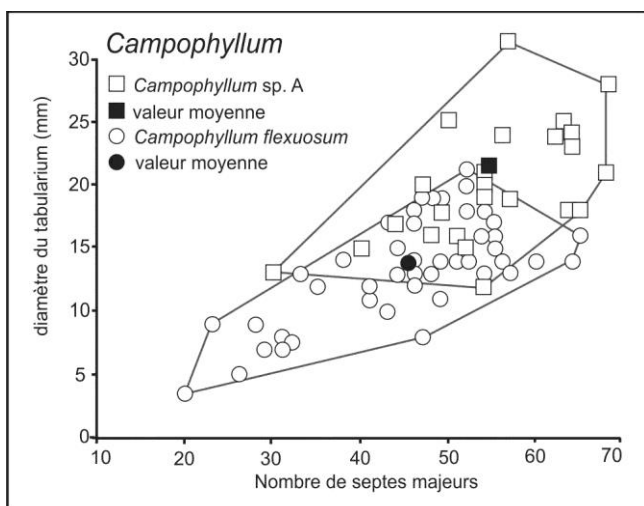


Figure 4-8: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Campophyllum flexuosum* et *Campophyllum* sp. A.

***Campophyllum* sp. A**

Planche 5, figures 1-4.

- 2002 *Campophyllum* sp. A, Berkowski, p. 35, pl. 10, figs 2-5,
- 2005 ?*Palaeosmilia aquisgranensis* (Frech); Chwieduk, p. 424; pl. 14, figs 2-3,
- 2013 *Campophyllum* sp. 2, Denayer, p. 36, figs. 1C, 1H.
- 2013 *Palaeosmilia* cf. *aquisgranensis* (Frech); Denayer, p. 36, fig. 1F.

Matériaux. Neuf spécimens dont 7 provenant de la coupe de Topluca, 1 de la coupe d'Esenpinar (Bartin) et un fragment de la coupe de Gökgöl (Zonguldak). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Gros corail solitaire cylindrique de plus de 15 cm de haut et atteignant un diamètre de 50 mm.

Caractères internes en coupe transversale. En moyenne, le diamètre du tabularium est de 20 mm et au maximum de 36 mm. Il y a, en moyenne, 54 septes majeurs (maximum 68). Ceux-ci sont droits ou légèrement onduleux, surtout dans le dissépimentarium. Ils sont de longs et atteignent la partie axiale du polypier sans s'y lier. Une zone de 1 à 6 mm de diamètre reste libre de septes dans la partie centrale du tabularium. Le septes antipode est très long (jusqu'à 5 mm de plus que les autres septes) et s'individualise parfois dans la zone centrale du tabularium, sans toutefois y former de véritable columelle. En effet, ce septes reste fin et pointu, même dans les stades les plus avancés du développement. Le septes cardinal est généralement plus court que les autres septes majeurs. Les septes mineurs sont longs (1/2 à 3/4 de la longueur des majeurs) et généralement droits mais peuvent être sinueux dans le dissépimentarium. Ils sont contratingents ou contraclinants. Les septes majeurs et mineurs sont souvent épaissis dans les stades jeunes. Les épaississement se perdent durant la croissance. Dans les stades matures, les septes ne sont épaissis que dans le tabularium. La fossule cardinale est souvent bien marquée, ouverte et bordée par des septes majeurs péri-cardinaux plus courts et convergents avec leurs voisins directs et souvent très épaissis. La fossule est longue et plus large dans sa partie axiale, ce qui lui donne une forme en trou de serrure allongé. Le dissépimentarium est composé, dans les stades matures, de nombreuses rangées de dissépiments interseptaux (jusqu'à 30 rangées !) simples concentriques, angulo-concentriques, en V et parfois entrecroisés. La rangée la plus interne est parfois épaissie. Quelques rangées de dissépiments transeptaux ont été observées, se transformant parfois en dissépiments naotiques. Seuls quelques tronçons de la muraille sont préservés. Ils s'agit d'une muraille fine et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Le tabularium est composé de planchers complets auxquels s'ajoutent de nombreux planchers incomplets et serrés. La forme des planchers est variable. Le plus souvent, ils sont horizontaux au centre, bombés dans leur partie périphérique et se redressent vers le bord externe du tabularium. La partie centrale est parfois concave. Dans ce dernier cas, les planchers suivants sont fortement incomplets et ont tendance à combler la concavité pour rendre le tabularium plus plat. Il y a jusqu'à une trentaine de planchers (complets et incomplets) le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont nombreux et très redressés (70 à 80°). Deux morphologies cohabitent: de petits dissépiments globuleux hauts et larges d'un millimètre environ et des dissépiments plus allongés, hauts de 1 à 1,5 mm et larges de 3 à 5 mm. Il y a une quinzaine de dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Ces spécimens sont plus stables morphologiquement que ceux attribués à *C. flexuosum*, surtout leurs stades matures, les stades juvéniles présentant des septes dont la taille et l'épaississement sont variables. Le développement de la fossule cardinale et du tabularium sont également sujets à variation.

Discussion. La grande taille de ces spécimens, la longueur des septes et la largeur du dissépimentarium nous permettent de les écarter de l'espèce *C. flexuosum* Goldfuss 1826 caractérisée par des dimensions plus petites, des septes plus courts et moins nombreux et un dissépimentarium plus étroit. Cependant, les stades juvéniles des individus attribués à *C. sp.* A ressemblent fortement à *C. flexuosum* et il est difficile de discriminer les deux formes en l'absence de stades matures. Des spécimens semblables sont connus en Belgique mais n'ont pas été décrits. Les coraux de Pologne, attribués à *C. sp.* A par Berkowski (2002), se rapprochent également de cette espèce.

Distribution. Les spécimens turcs représentent la troisième occurrence connue de l'espèce, outre celle du Strunien de Belgique (Poty, données non publiées) et de Pologne (Berkowski, 2002; Chwieduk,

2005). Nos coraux proviennent des niveaux à stromatopores et *Campophyllum flexuosum* du Strunien de Bartin et Zonguldak.

SOUS-ORDRE KETOPHYLLINA ZHAROVONKOVA 1972

FAMILLE ENDOPHYLLIDAE TORLEY 1933

GENRE *PSEUDOENDOPHYLLUM* ONOPRIENKO 1979

Espèce-type. *Endophyllum nalivkini* Gorsky 1935, Strunien de Nouvelle Zemble.

Diagnose. Corail en colonie cérioïde ou sub-cérioïde, à dissépiments interseptaux et transeptaux. Septes majeurs longs, atteignant presque l'axe du polypier, avec un arrangement de type hétérocoralliaire. Septes cardinal et antipode connectés. Septes mineurs courts. Planchers plats ou légèrement convexes, déprimés vers la périphérie. Emendé de Berkowski (2002).

Discussion. Le genre *Pseudoendophyllum* a été créé par Onoprienko (1979c) pour les espèces d'*Endophyllum* Torley 1933 décrites par Gorsky (1935; 1938) dans le Strunien de Nouvelle Zemble. Comme l'indique Berkowski (2002), Gorsky a décrit ses espèces comme des *Endophyllum*, n'ayant pas pu mettre en évidence des différences notables de caractères avec le genre du Dévonien. Cependant, aucun *Endophyllum* n'est connu entre le Frasnien et le Strunien. Les *Endophyllum* struniens sont, par conséquent, des homéomorphes des *Endophyllum* du Dévonien moyen et doivent être considérés comme des taxons Elvis. le choix d'Onoprienko (1979c) de créer le genre *Pseudoendophyllum* est justifié puisque les formes struniennes ont, *a priori*, des origines différentes. Les colonies du Strunien de Bartin sont fasciculées à sub-cérioïdes mais la pauvreté du matériel n'a pas permis d'estimer correctement son habitus. Deux hypothèses peuvent être avancées. Dans la première, nous considérons que la morphologie fasciculée de la colonie est habituelle et donc qu'il s'agit d'une forme fasciculée d'endophyllidés, non décrite à ce jour. Il n'est évidemment pas exclu que des colonies fasciculées d'endophyllidés existent dans le Strunien, produites par le bourgeonnement de *Tabulophyllum* Fenton & Fenton 1924 (Berkowski, 2002). Des taxons en colonies fasciculées sont d'ailleurs rangés dans la famille Endophyllidae (*Grabaphyllum* Foerste 1917 du Silurien américain, *Smithiphyllum* Birenheide 1962 du Frasnien d'Eurasie, ce dernier pouvant d'ailleurs être sub-cérioïde...). La seconde hypothèse conduit à une interprétation écologique: la colonie cérioïde au départ, prend un habitus sub-cérioïde à fasciculé en réponse à un taux de sédimentation élevé. La présence de petits bourgeons cylindriques rappelle des cas similaires connus chez les *Lithostrotion*, *Hexagonaria* et *Phillipsastrea* (Nudds, 1975; Scrutton, 1998). Cette dernière hypothèse est retenue, entre autre parce que des stromatopores en forme de chou-fleur témoignant d'une sédimentation importante, irrégulière et/ou saisonnière, ont été observés dans les mêmes niveaux que ces coraux.

Origine et évolution. Berkowski (2002) avance que *Pseudoendophyllum* est issu soit de *Smithiphyllum* famenniens ayant acquis un habitus cerioïde, soit de *Tabulophyllum* ayant bourgeonné. Notons que les *Endophyllum* dévoniens sont vraisemblablement issus de *Tabulophyllum* (Jell & Hill, 1970). Par extension, *Pseudoendophyllum* pourrait également être issu de *Tabulophyllum* (Onoprienko, 1979c). Enfin, une troisième hypothèse à l'origine de *Pseudoendophyllum* implique la survie d'*Endophyllum* dévoniens aux crises du Frasnien supérieur. Trois espèces de *Pseudoendophyllum* sont connues dans le

Strunien de Nouvelle Zemble (Gorsky, 1935; 1938). Dans la région de Cracovie (S de la Pologne), les deux espèces *P. plativesiculosum* (Gorsky 1935) et *P. raclaviense* Berkowski 2002, décrites par Berkowski (2002), sont issues de niveaux du Famennien moyen (zone à *P. marginifera*) et terminal (zone à *S. presulcata*), repoussant l'origine du genre au moins dans le Famennien moyen. Comme les autres taxons struniens, *Pseudoendophyllum* disparaît à la fin du Dévonien sans laisser de descendance connue.

***Pseudoendophyllum* sp.**

Planche 4, figures 14-18.

2013 cf. *Endophyllum* sp.; Denayer, p. 36, fig. 1D.

Matériaux. Plusieurs fragments appartenant à deux petites colonies (5 c.t., 1 c. l.) provenant de la coupe de Dallica (Bartın). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Petites colonies (moins d'une dizaine de centimètres de diamètre) sub-céριοïdes à fasciculés. Les caractères du calice n'ont pas été observés. En lame mince, seuls des habitus fasciculés ont été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Polypiérites cylindriques à sub-polygonaux de diamètre moyen de 16 mm pour un diamètre moyen du tabularium de 9 mm (maximum 12 mm). Les septes majeurs sont au nombre de 33 (maximum 36, Figure 4-14). Ils sont longs mais n'atteignent pas le centre où ils laissent une zone libre de 1 à 3 mm de diamètre. Ils sont onduleux, sinueux ou en zig-zag, souvent épaissis à leur base et parfois dans le tabularium. Le septe cardinal est court et entouré de septes péri-cardinaux également plus courts, formant les bords d'une fossule cardinale ouverte. Les septes mineurs sont longs (plus de la moitié de la longueur des majeurs) et pénètrent dans le tabularium. Ils sont sinueux et plus fins que les septes majeurs. Ils sont souvent contraclinants, certains se liant aux septes majeurs en bordure du tabularium. Dans la partie externe du dissépimentarium, les septes mineurs apparaissent comme des crêtes septales à la surface des dissépiments transeptaux. Tous les septes sont interrompus à leur base par des dissépiments transeptaux de premier ordre (1 à 7 rangées) et de second ordre (3 à 5 rangées). Le reste du dissépimentarium est composé de dissépiments interseptaux simples, concentriques, en V et entrecroisés. La muraille est fine et régulière, souvent érodée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, en forme de méssa ou en dôme, parfois déprimés axialement. Il y a 12 à 14 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments transeptaux sont larges de 1,5 à 3 mm et hauts de 0,5 mm. Ils sont assez plats et peu inclinés, voire horizontaux dans la partie la plus périphérique du dissépimentarium. Les autres dissépiments sont plus courts (1 mm) et plus inclinés (60-70°) vers le tabularium, à verticaux dans la partie la plus interne du dissépimentarium.

Croissance. Le bourgeonnement est latéral et les bourgeons se développent dans la partie périphérique du dissépimentarium. Les stades les plus initiaux des bourgeons n'ont pas pu être observés dans notre matériel. Les plus petits polypiérites observés sont cylindriques (3 à 4 mm de diamètre) et comptent moins de 20 septes courts et sinueux. Les dissépiments transeptaux apparaissent dès que le diamètre atteint 4-5 mm.

Discussion. Nos spécimens montrent une forte ressemblance avec le genre solitaire *Tabulophyllum*: même dissépimentarium comportant des dissépiments transeptaux, mêmes septes mineurs très longs, mêmes planchers en méso, mais ils sont coloniaux. Il s'agit donc vraisemblablement de colonie de *Pseudoendophyllum* affectée d'un habitus fasciculé attribuable à des effets de sédimentation (voir discussion du genre). Les dimensions et nombre de septes ne sont compatibles avec aucune des espèces décrites, toutes plus petites et montrant un habitus cérioïde dominant. Malheureusement, la pauvreté du matériel ne nous permet pas de pousser plus loin la comparaison, ni d'estimer la valeur systématique de l'habitus sub-cérioïde observé.

Distribution. *Pseudoendophyllum* sp. a été collecté dans un niveau de calcaire à stromatopores de la coupe de Dallica. L'assemblage de foraminifères est pauvre mais la présence d'*Avesnella* indique les biozones DFZ5 et DFZ6 de Poty et al. (2006), soit la partie inférieure du Famennien supérieur. Les *Pseudoendophyllum* de Pologne proviennent de niveaux équivalents (zone à *P. marginifera* supérieure, Berkowski, 2002).

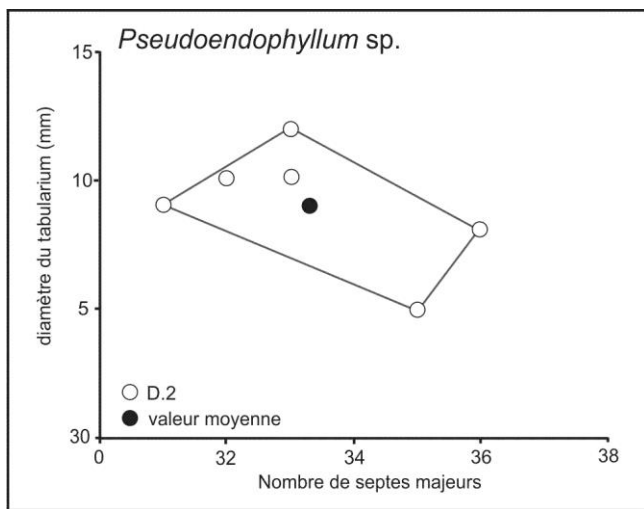


Figure 4-9: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Pseudoendophyllum* sp. (spécimens D.2 de la coupe de Dallica).

SOUS-ORDRE CANINIINA WANG 1950

FAMILLE CYATHOPSIDAE DYBOWSKI 1873

GENRE *CANINIA* MICHELIN IN GERVAIS 1840

Espèce-type. *Caninia cornucopiae* Michelin in Gervais 1840, Tournaisien de Tournai.

Diagnose. Corail solitaire cératoïde à cylindrique. Fossule cardinale du côté convexe du polypier. Dans les stades juvéniles, septes majeurs longs et épaissis dans les quadrants cardinaux. Dans les stades matures, septes retirés vers le dissépimentarium, droits ou courbés vers la fossule cardinale. Septe antipode souvent plus long. Septes mineurs rudimentaires à courts. Dissépimentarium étroit, composé de dissépiments interseptaux simples et de quelques dissépiments transeptaux de premier et second ordres. Planchers complets, horizontaux dans la partie axiale du tabularium, déprimés vers la périphérie. D'après Hill (1981).

Discussion. *Caninia* est certainement le genre carbonifère le plus mal interprété dans les publications. Tous les coraux solitaires à septes retirés vers la périphérie et ne possédant pas de structure axiale proéminente - c'est-à-dire les coraux caninimorphes - ont été rangés dans ce genre. La révision menée par Salée (1910) a restreint la définition de *Caninia* bien que cet auteur ait continué à y inclure des coraux aujourd'hui attribués à *Caninophyllum* Lewis 1929, *Haplolasma* Semenoff-Tian-Chansky 1974, *Siphonophyllia* Scouler in McCoy 1844 et *Pseudozaphrentoides* Stuckenberg 1904, soit une bonne partie des représentants de la Famille Cyathopsidae. Le diagnose proposé par Semenoff-Tian-Chansky (1974) permet de mieux appréhender le genre *Caninia*. En effet, il exclut les formes à dissépimentarium complexe (comme chez *Caninophyllum*) ou à large dominance des dissépiments transeptaux (*Siphonophyllia*) ainsi que les formes à septes mineurs courts (*Haplolasma*) ou absents (*Pseudozaphrentoides*). L'espèce-type du genre, *Caninia cornucopiae* est une espèce complexe, malgré son apparente simplicité morphologique. Elle est extrêmement plastique, ce qui rend parfois son interprétation malaisée (voir discussion de cette espèce). Une révision des topotypes du Tournaisien supérieur de Tournai serait nécessaire pour délimiter la variabilité morphologique de l'espèce et du genre.

Origine et évolution. *Caninia* est un genre fréquemment décrit dans les formations du Tournaisien d'Europe de l'Ouest (Mitchell, 1989; Vuillemin, 1990; Boland, 2002), d'Iran (Heravi & Khaksar, 1999), de Sibérie (Ivanowski, 1967), du Kutznesk (Dobroljubova et al., 1966), de la Plate-forme russe (Ivanowski, 1967), du Kazakhstan (Volkova, 1941) et, potentiellement, dans le Tournaisien supérieur d'Australie (Webb, 1990). *Caninia* est également présent dans le Viséen de Belgique (Poty, 1981), des Iles britanniques (Somerville & Jones, 1985), de Pologne (Khoa, 1977), de Nouvelle Zemble (Gorsky, 1938), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), du Japon (Minato & Kato, 1977), de Chine (Fan et al., 2000), de Thaïlande (Fontaine et al., 1991) et d'Afrique du Nord (Semenoff-Tian-Chansky, 1974). En Turquie, *Caninia* est présent dans le Viséen de Zonguldak et dans le Tournaisien des Taurides orientales (région de Tufanbeyli, Kato, 1979), dans l'unité d'Aladağ (Hadım) et dans la région de Hakkari. L'origine du genre n'est pas connue, les plus anciens représentants apparaissant au sommet du Tournaisien inférieur (sommet de la biozone RC2 de Poty et al., 2006). Au cours du Tournaisien supérieur apparaît une variante morphologique (*C. aff. cornucopiae*) caractérisée par un septe antipode long et épaissi même dans les stades matures qui montrent plusieurs tendances parallèles dont: (1) un retrait voire une disparition des septes mineurs, (2) un épaississement régulier de la rangée la plus interne de dissépiments, (3) la résorption de la fossule cardinale, (4) le développement de dissépiments transeptaux (*Caninia cornucopiae* var. *vesicularis* Salée 1910), (5) le développement d'une columelle stable par épaississement de la terminaison axiale du septe antipode allongé. Ces changements conduisent à la formation d'un morphotype ressemblant fortement à des polypières isolés de *Dorlodotia*. Une relation phylétique entre les deux genres est d'ailleurs envisageable (voir discussion du genre *Dorlodotia* dans le paragraphe correspondant).

***Caninia cornucopiae* Michelin in Gervais, 1840**

Planche 6, figure 2.

- * 1840 *Caninia cornucopiae* Michelin in Gervais, p. 485.
- 1842 *Cyathophyllum plicatum* Goldfuss; De Koninck, p. 22, pl. C, figs 4a-g.
- 1842 *Cyathophyllum mitratum* (Schloth); De Koninck, p. 22, pl. C, figs 5a-f.
- 1847 *Caninia cornucopiae* Michelin; Michelin, p. 256, pl. 59, fig. 5.
- 1872 *Campophyllum analogum* De Koninck, p. 45, pl.3, fig. 6.
- 1872 *Lophophyllum? Dumonti* M.-E. & H.; De Koninck, p. 55, pl. 4, fig. 4.
- 1872 *Amplexus ibicinus* (Fischer von Waldheim); De Koninck, p. 67, pl. 6, fig. 2.
- 1872 *Amplexus cornu-arietis* De Koninck, p. 72, pl. 6, fig. 4,
- 1872 *Zaphrentis Edwardsiana* De Koninck, p. 83, pl. 7, figs 4a-b.

- 1872 *Zaphrentis vermicularis* De Koninck, p. 95, pl. 10, figs 1a-c.
 1872 *Zaphrentis cornucopiae* (Michelin); De Koninck, p. 100, pl. 10, figs 5a-b, pl. 15, fig. 2.
 1872 *Zaphrentis Nystiana* De Koninck, p. 103, pl. 10, fig. 8.
 1908 *Caninia cornucopiae* Michelin; Carruthers, p. 159, pl. 6, figs 1-4.
 1910 *Caninia cornucopiae* Michelin; Salée, p. 20, pl. 1, figs 1-4.
 1910 *Caninia cornucopiae* var. *vesicularis* Salée, p. 20, pl. 1, figs 5a-k.
 non 1917 *Caninia cornucopiae* Michelin; Vaughan, p. 36, pl. 4, figs 8-9.
 1939 *Caninia cornucopiae* Michelin; Hill, p. 106.
 1974 *Caninia cornucopiae* Michelin; S.-T.-C., p. 174, pl. 44, figs 5-7, pl. 75, fig. 2.
 ? 1981 *Caninia cornucopiae* Michelin; Poty, p. 52, pl. 24, fig. 5.
 1989 *Caninia cornucopiae* Michelin; Somerville *et al.*, p. 58, fig. 5g.
 1990 *Caninia cornucopiae* Michelin; Vuillemin, p. 49, pl. 4, fig. 1.
 2011 *Caninia cornucopiae* Michelin; Denayer *et al.*, p. 156, pl. 3, fig. D.
 ? 2011 *Caninia cornucopiae* Michelin; Denayer *et al.*, p. 156, pl. 3, figs A-C.

Holotype. Spécimens du Tournaisien de Tournai et de Sablé (France), de la collection Michelin, Musée de Caen, détruits lors de la seconde guerre mondiale. Le lectotype désigné par Lang et al. (1940) est le spécimen RC331 provenant de Tournai, figuré par Carruthers (1908) et Hill (1981, fig 222); British Geological Survey.

Matériaux Deux spécimens (4 c. t.) provenant de la coupe A de Yaricak Yayla (Taurides). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Caninia* possédant des septes majeurs fins et de longueur valant le tiers à la moitié du rayon du polypier. Septes mineurs courts apparaissant souvent sous forme de crêtes septales sur la muraille. Septe antipode long et épaissi formant une fine columelle dans les stades jeunes, s'estompant au cours de la croissance. Dissépiments interseptaux simples. Présence occasionnelle de dissépiments transeptaux. Modifié de Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Description.

Caractères externes. Polypiers solitaires cylindriques de 5 à 6 cm de haut, pris dans la roche, en partie érodé. Les caractères de la muraille et du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Corail de 12 à 18 mm de diamètre moyen (maximum 22 mm) avec un tabularium large de 16 mm en moyenne (maximum 20 mm) et comptant 32 à 34 septes (maximum 36, Figure 4-15). Ceux-ci sont courts (1/3 du rayon) et laissent une large zone libre au centre du polypier. Cette zone libre correspond à environ la moitié du diamètre du tabularium. Les septes majeurs sont très épaissis dans les stades juvéniles (particulièrement dans les quadrants cardinaux) et deviennent fins par la suite, d'abord dans les quadrants antipodes, puis, plus tardivement dans les quadrants cardinaux. Ils restent généralement plus épaissis dans ces derniers. Le septes cardinal est plus court que les autres septes et occupe une fossule cardinale bien marquée. Le septes antipode est jusqu'à deux fois plus long que les autres septes et sa terminaison axiale est enflée, formant une columelle simple, un peu excentrée vers la fossule cardinale. Celle-ci disparaît dans les stades matures. Les septes mineurs sont très courts et apparaissent comme des crêtes septales à la surface de la muraille ou des dissépiments transeptaux. Dans les quadrants cardinaux, le dissépimentarium est composé de 1 à 2 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques. Dans les quadrants antipodes peuvent être présents 2 à 4 rangées de dissépiments transeptaux de second ordre. La rangée la plus interne de dissépiments est épaissie. La muraille est simple et épaisse de 0,6 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ces deux spécimens entrent dans la variabilité de l'espèce *C. cornucopiae*, tant en terme de taille que de morphologie. Comme dans les formes "classiques" du Tournaisien, nos individus développent une columelle par allongement et épaississement du septe cardinal dans les stades juvéniles. Celle-ci disparaît dans les stades matures lorsque tous les septes se retirent vers la périphérie. Ce dernier caractère les distingue de *Caninia* aff. *cornucopiae* du Tournaisien supérieur de Hakkari (voir ci-après).

Distribution. *Caninia cornucopiae* est connu du sommet du Tournaisien inférieur au sommet du Tournaisien supérieur de Belgique (zones RC2 à RC3, Denayer et al., 2011), dans le Tournaisien supérieur du Nord de l'Allemagne (Weyer, 2000), des Iles britanniques (Somerville et al., 1989; Somerville et al., 1992), du Massif armoricain (Vuillemin, 1990), du Bassin du Kuznetsk (Dobroljubova et al., 1966), du Kazakhstan (Volkova, 1941) ainsi que dans le Viséen de Thaïlande (Fontaine et al., 1991), de Sibérie (Ivanowski, 1967) et du Sahara (Semenoff-Tian-Chansky, 1974). En Turquie, l'espèce est connue dans le Tournaisien supérieur des Taurides (région de Tufanbeyli, Kato, 1979) et de la région de Hadım, dans les calcaires formant la partie inférieure du Membre de Mantar Tepe de la Formation de Yaricak (Tournaisien supérieur).

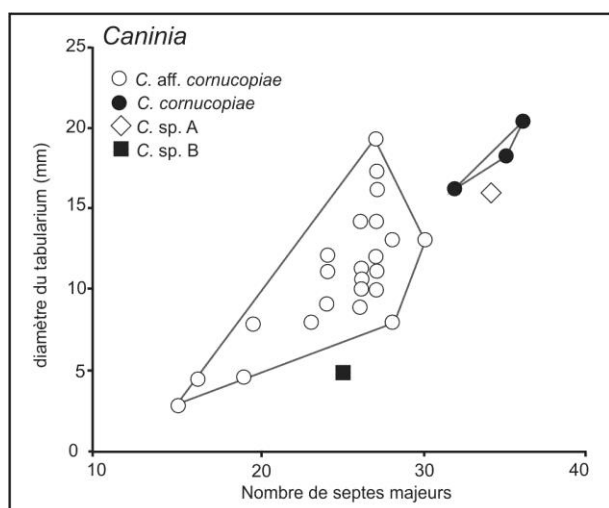


Figure 4-10: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Caninia cornucopiae*, *C. aff. cornucopiae*, *C. sp. A* et *C. sp. B*.

***Caninia* aff. *cornucopiae* Michelin in Gervais 1840**

Planche 6, figures 4-9.

2013 (soumis) *Caninia* aff. *cornucopiae* Michelin in Gervais 1840; Denayer & Höşgör, figs 5.1-4, 11-12.

Matériaux. Onze spécimens (28 c. t., 4 c. l.), provenant de la coupe de Şort Dere (Hakkari).

Description.

Caractères externes. Corail solitaire trochoïde à cylindrique. Le calice est profond de 8 mm avec une fossule très marquée et un septe antipode proéminent sur le plancher, formant une columelle.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen des polypiers est de 11 mm (maximum 16 mm). Il y a entre 24 et 26 septes majeurs (maximum 30, Figure 4-15). Ceux-ci sont longs et droits, épaissis dans les parties cardinales du tabularium. Leur base est épaissie dans tous les quadrants. Dans les stades juvéniles, tous les septes sont joints au centre du polypier, formant des faisceaux incisés par la fossule cardinale. Les septes mineurs sont très courts (jamais plus de 1,5 mm) et n'apparaissent que

lorsque le diamètre du polypier dépasse 10 à 11 mm. Le septe cardinal est court et repose dans une fossule bordée par les septes péri-cardinaux. Le septe antipode est long (1 à 3 mm de plus que les autres septes majeurs) même dans les stades juvéniles. Sa terminaison axiale est habituellement épaissie, formant une columelle. Le dissépimentarium est composé de 1 à 4 rangées de petits dissépiments interseptaux concentriques et éventuellement entrecroisés si plusieurs rangées sont présentes. Si le polypier dépasse 12 mm de diamètre, une ou deux rangées de dissépiments transeptaux peuvent apparaître.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, plats ou en méso. Les planchers sont redressés vers l'axe là où le septe antipode s'allonge en columelle. Les dissépiments sont larges et très inclinés vers le tabularium, excepté la rangée la plus interne composée de petits dissépiments globuleux. Il y a 16 planchers et 5 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Outre la taille, les caractères variant d'un individu à l'autre sont le développement du dissépimentarium et la taille des septes majeurs. Le septe antipode est allongé et son extrémité épaissie dans tous les individus observés.

Discussion. Ces coraux peuvent être rangés dans le genre *Caninia* puisqu'ils possèdent le même arrangement septal, le même dissépimentarium et le même tabularium. Nos spécimens montrent un septe cardinal antipode allongé et épaissi formant une columelle comme dans les stades jeunes de *C. cornucopiae* Michelin in Gervais 1840. Cependant, chez cette dernière espèce, la columelle disparaît au cours du développement et les stades adultes sont caractérisés par un tabularium libre. Ce phénomène est connu chez certain *Caninia cornucopiae* du Tournaisien supérieur de Tournai (Denayer et al., 2011). La présence d'une columelle persistant dans les stades matures peut être considérée comme la variabilité morphologique au sein de l'espèce *C. cornucopiae*. Cependant, tous les spécimens étudiés montrent cette particularité, il est donc judicieux de les distinguer des *C. cornucopiae* "classiques". *Caninia heterophyllia* Hudson 1943 possède communément un septe antipode plus long mais diffère de *C. cornucopiae* et de nos spécimens par un septe cardinal plus long et un dissépimentarium plus étroits et plus simple. Les plus anciennes espèces de *Caninia* sont connues dans la partie supérieure de l'Hastarien (sommet de la biozone à coraux RC2 de Poty et al., 2006) mais les formes à columelle persistant dans les stades matures ne sont pas connues avant l'Ivorien (biozone RC3 de Poty et al., 2006). Plusieurs autres espèces de *Caninia* ont été rencontrées dans différentes régions de la Turquie. *Caninia cornucopiae* du Tournaisien supérieur de l'Unité d'Aladağ (Taurides, région de Hadim) diffère de ces spécimens par une columelle présente uniquement dans les stades juvéniles. Les espèces décrites dans le Carbonifère inférieur de Zonguldak (Nord-Ouest de la Turquie) sont soit plus larges, soit plus petites et aucune ne montre de septe antipode plus long.

Distribution. *Caninia* aff. *cornucopiae* a été collecté dans le Tournaisien supérieur de la coupe de Şort Dere (Hakkari). Des formes similaires sont connues dans l'Ivorien de Belgique (Denayer et al., 2011). La valeur stratigraphique des formes à columelle n'a jamais été précisée mais elles ne semblent pas connues avant le Tournaisien supérieur et n'ont jamais été décrites dans des niveaux plus récents.

***Caninia* sp. A**

Planche 6, figure 3.

Matériaux. Un seul spécimen (une seule c. t.) provenant de la coupe de Kisla (Zonguldak).

Description.

Caractères externes. Non observés, le spécimen n'étant connu qu'en coupe.

Caractères internes en coupe transversale. Polypier de 18 mm de diamètre avec un tabularium de 16 mm dont 11 mm libre de septes. Les 34 septes majeurs sont courts (maximum 4 mm), lancéolés et légèrement épaissis dans les quadrants cardinaux. Les septes mineurs sont très courts (1 mm). Les septes majeurs cardinal et antipode sont plus courts que les autres. La fossule cardinale est bien marquée, de même que deux petites fossules alaires. Il y a deux rangées de dissépiments interseptaux simples. La muraille est droite et épaisse de 0,5 à 0,7 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Cet individu est proche de *C. cornucopiae* par ses dimensions mais diffère de ce dernier par un septes antipode plus court et des fossules alaires. Cependant, n'ayant à notre disposition qu'une seule coupe, il est difficile d'estimer la valeur systématique de ces caractères pour une attribution spécifique.

Distribution. *Caninia* sp. A provient d'un niveau relativement bas dans la coupe de Kişla (Viséen inférieur?). Aucune autre occurrence n'est connue dans les régions de Zonguldak ou Bartın.

***Caninia* sp. B**

Planche 6, figure 1.

Matériaux. Deux individus (2 c. t.) provenant de la carrière en amont de la coupe de Kokaksu. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Très petit *Caninia* de 7 mm de diamètre, comptant 24 à 26 septes majeurs relativement longs (1/3 du rayon) et onduleux. Les septes mineurs sont rudimentaires. Le septes cardinal est légèrement plus court que les autres. Le dissépimentarium est rudimentaire et composé de quelques dissépiments interseptaux formant une rangée unique et discontinue. La muraille est onduleuse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ces coraux de petite taille et de morphologie très simple rappellent les petits *Caninia* rencontrés dans le Tournaisien supérieur de Tournai (voir figures T-V, planche 3 de Denayer et al., 2011). Ceux-ci appartiennent à une espèce nouvelle non décrite. La petite taille de nos spécimens permet de les distinguer des autres espèces de *Caninia* rencontrées en Turquie.

Distribution. *Caninia* sp. B a été collecté dans un horizon bioclastique dans la carrière en amont de la coupe de Kokaksu (Zonguldak). Ce niveau est daté du Tournaisien supérieur (zone à foraminifères MFZ6). Aucune autre occurrence n'est connue dans la région.

GENRE *SIPHONOPHYLLIA* SCOULER IN MCCOY, 1844

Espèce-type. *Siphonophyllia cylindrica* Scouler in McCoy, 1844, Viséen inférieur d'Angleterre.

Diagnose. Polypier solitaire cylindrique, généralement de grande taille. Septes majeurs nombreux et longs mais n'atteignant pas l'axe du polypier. Septes mineurs atteignant habituellement le bord interne du dissépimentarium. Septes épaissis dans le tabularium, surtout dans les quadrants cardinaux. Fossule cardinale bien marquée. Septe cardinal court et épais. Dissépimentarium large, composé de nombreuses rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, en V, entrecroisés et de dissépiments transeptaux de premier et second ordre. Muraille simple et épaisse. Planchers complets ou faiblement divisés et horizontaux dans la zone centrale du tabularium et déprimés en périphérie. D'après Poty & Boland (1994).

Discussion. Voir Semenoff-Tian-Chansky (1974) et Poty & Boland (1994).

Origine et évolution. Vaughan (1917) a établi une lignée évolutive au sein des *Siphonophyllia* depuis *Siphonophyllia* ("*Endophyllum*") *transitoria* ("Zone d'Etroeungt") vers *S. cylindrica* "mature form" (= *S. samsonensis*) du Viséen supérieur en passant par *S. hasteriensis* et *S. cylindrica*. Cette lignée a été complétée par Vuillemin (1990) sur base des formes d'Europe de l'Ouest. Celui-ci établit deux lignées: lignée *S. transitoria* - *S. hasteriensis* - *S. cylindrica* - *S. garwoodi* - *S. samsonensis* (plus une variation *S. garwoodi* - *S. sibly*). La seconde étant *S. transitoria* - *S. dorlodoti* - *S. hettonensis* - *S. gigantea*. Poty & Boland (1994) ont montré que *S. transitoria* est un *nomen nullum* désignant vraisemblablement un *Coniophyllum* du Tournaisien inférieur, de même que *Caninia dorlodoti*. Les lignées de Vaughan (1917) sont dès lors amputées de leurs racines. L'origine de *Siphonophyllia* n'est pas claire. Le genre est présent dans le Strunien de l'Omolon (Poty & Onoprienko, 1984) et pourrait être issu d'un genre dévonien. Le genre *Breviphrentis* Stumm 1949 est morphologiquement proche mais diffère de *Siphonophyllia* par l'absence d'un dissépimentarium transeptal stable (Denayer et al., 2012). Enfin, c'est probablement dans les formes telles que *Papillophyllum* Stumm 1937 avec lequel *Siphonophyllia* partage un large dissépimentarium, des septes majeurs épaissis dans les quadrants cardinaux et une fossule cardinale profonde, qu'il faut chercher l'origine du genre. Ce genre américain ne semble cependant pas être connu après le Dévonien moyen.

***Siphonophyllia sibly* Semenoff-Tian-Chansky 1974**

Planche 7, figure 4.

- 1906 A "Campophyllid" Sibly; p. 369, pl. 31, fig. 3.
- * 1974 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; p. 184, pl. 47, figs 1-3, pl. 50, fig. 1.
- 1977 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; Khoa, p. 371, pl. 19, fig. 1.
- 1981 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; Poty, p. 53, pl. 53, fig. 5.
- 1992 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; Rodríguez & Falces, p. 191, pl. 16, fig. 3.
- 1997 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; Somerville, pl. 2, fig. 6.
- 2004 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; Rodríguez et al., p. 71, figs 2.1-2.4, 3.4.
- 2005 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; Aretz & Nudds, p. 171, pl. 1, figs 1-3.
- 2011 *Siphonophyllia sibly* S.-T.-C.; Denayer et al., p. 158, pl. 7, fig. L.

Holotype. Désigné par Semenoff-Tian-Chansky (1974): spécimen GSM PF 1043 du Viséen supérieur de la carrière d'Emborough, Mendips, Somerset; Institute of Geological Sciences, Leeds, Grande Bretagne.

Matériaux. Deux spécimens (2 c. t.) provenant des coupes de Topluca et de la rivière Süzek. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Siphonophyllia* de taille intermédiaire (jusqu'à 30 mm de diamètre). Septes majeurs longs (1/2 à 1/3 du rayon du polypier), habituellement sinueux et épaissis dans le dissépimentarium. Septes mineurs peu développés, souvent limités à des crêtes septales sur la surface des dissépiments. Fossule cardinale bien marquée. Dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux simples concentriques, en V et entrecroisés ainsi que d'étroits dissépiments transeptaux des deux ordres. D'après Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Description.

Caractères externes. Les deux spécimens sont des fragments d'individus inclus dans la roche. Leurs caractères externes ne sont donc pas connus.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre externe varie de 25 à 30 mm et celui du tabularium, de 16 à 19 mm (Figure 4-16). La zone centrale du tabularium, dépourvue de septes, mesure 10 mm de diamètre. Il y a 46 à 50 septes majeurs, longs de 6 à 8 mm, tortueux dans le dissépimentarium et plus droits dans le tabularium. Les septes sont faiblement épaissis. Le septes cardinal est plus court et légèrement plus épais que les autres septes. Les septes mineurs sont réduits à des crêtes septales à la surface des dissépiments transeptaux. La fossule cardinale est peu profonde et ouverte. Le dissépimentarium est composé de 5 à 7 rangées de petits dissépiments interseptaux simples concentriques et en V, ainsi que de 5 à 10 rangées de dissépiments transeptaux. Ceux-ci sont larges et réguliers dans la partie la plus externe du dissépimentarium, plus petits et irréguliers vers l'intérieur. La muraille, préservée par tronçon, est simple et épaisse de 0,4 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

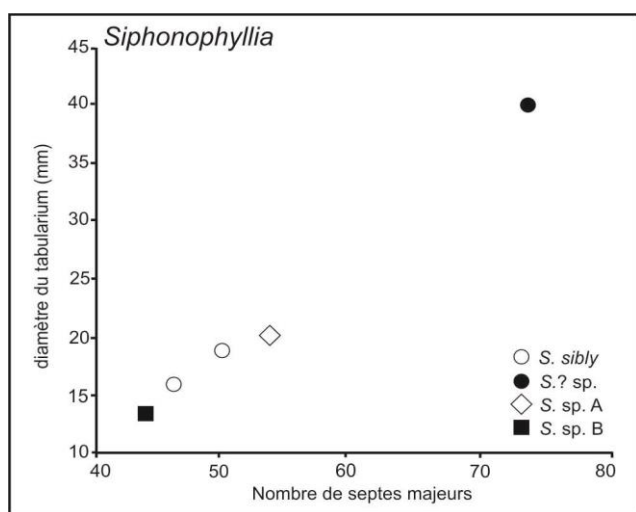


Figure 4-11: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Siphonophyllia sibly*, *Siphonophyllia* sp. A, *Siphonophyllia* sp. B et *Siphonophyllia?* sp.

Discussion. Les dimensions et le faible épaississement des septes majeurs dans le tabularium permettent d'attribuer nos spécimens à *S. sibly*. Cette espèce diffère des *Siphonophyllia* du Tournaisien (*S. cylindrica* Scouler in McCoy 1844, *S. rivagensis* Poty & Boland 1994 et *S. hettonensis* (Wilmore 1910)) par un faible épaississement des septes majeurs et des septes mineurs très courts. De même, ces faibles épaississements et un nombre plus élevé de septes permettent de différencier *S. sibly* des spécimens juvéniles de *S. samsonensis* (Salée 1920). Enfin, *S. sibly* se distingue de *S. garwoodi* (Ramsbottom & Mitchell 1980) par un dissépimentarium plus étroit, des septes mineurs plus courts et des planchers plus serrés.

Distribution. *S. sibly* est une espèce typique du Viséen moyen et supérieur du Bassin de Namur-Dinant (Poty, 1981), de l'Asbien d'Angleterre (Aretz & Nudds, 2005), du Sud de l'Espagne (Rodríguez & Falces,

1992) ainsi que du Brigantien du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), d'Irlande (Somerville, 1997) et de Pologne (Khoa, 1977).

***Siphonophyllia* sp. A**

Planche 7, figure 1.

Matériaux. Un spécimen (1 c. t., 1 c. l.) provenant de la coupe A de Yaricak Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Polypier cylindrique, haut d'une dizaine de centimètres.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre du polypier est de 30 mm et le diamètre de son tabularium de 22 mm (Figure 4-16). Les septes majeurs sont au nombre de 54. Ils sont longs (au moins la moitié du rayon du polypier) mais n'atteignent pas l'axe, laissant au centre une zone libre de 8 à 10 mm de diamètre. Ils sont droits ou légèrement onduleux et leur extrémité axiale est pointue. Ils sont épaissis dans les parties cardinales du tabularium. Le septes cardinal est court et épais. Les septes sont légèrement courbés vers la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux et vers le septes antipode dans les quadrants antipodes. Les septes mineurs sont longs, ils pénètrent dans le tabularium sur 1 à 1,5 mm et apparaissent sous forme de crêtes septales sur les dissépiments. La fossule cardinale est bien marquée, ouverte. Le dissépimentarium est composé de 5 rangées de dissépiments transeptaux de premier et second ordre. Les dissépiments transeptaux de second ordre sont plus irréguliers, concaves, anguleux, entrecroisés entre les septes majeurs, donnant à ceux-ci un aspect onduleux. La muraille est festonnée et épaisse de 0,8 à 1 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, en forme de méssa, plats ou légèrement bombés dans la partie axiale. Les dissépiments sont hauts de 1,5 à 4 mm et larges de 0,7 à 1 mm et pratiquement verticaux. Il y a une dizaine de planchers et de dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Discussion. Cette forme partage avec *S. rivagensis* Poty & Boland 1994 des septes mineurs atteignant le bord du tabularium et un dissépimentarium formé en majorité de dissépiments transeptaux. *S. rivagensis* est cependant plus large (communément plus de 35 mm pour une cinquantaine de septes de chaque ordre). Notre spécimen ressemble à *Siphonophyllia* sp. A de Flügel (1991) par ses dimensions et son nombre de septes ainsi que par son dissépimentarium transeptal étroit. Faute d'un matériel plus abondant et mieux préservé, nous préférons désigner ce spécimen en nomenclature ouverte.

Distribution. *S. rivagensis* est une espèce commune dans la partie supérieure de l'Hastarien du Bassin de Namur-Dinant où il caractérise la biozone RC2 (Poty & Boland, 1994). Dans les Taurides, *S. sp. A* a été collecté dans les calcaires argileux à la base du Membre de Mantar Tepe (Tournaisien supérieur, Formation de Yaricak) dans la coupe A de Yaricak Yayla.

***Siphonophyllia* sp. B**

Planche 7, figure 3.

Matériaux. Un spécimen (1 c. t., 1 c. l.) provenant de la coupe de Kokaksu. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre de la seule coupe à notre disposition est de 28 mm (14 mm pour le tabularium). Il y a 44 septes majeurs, onduleux dans le tabularium et plus droits dans le dissépimentarium, non épaissis dans les quadrants antipodes. Seules les terminaisons axiales des septes des quadrants cardinaux sont visibles dans notre coupe. Les septes mineurs sont rudimentaires. Le dissépimentarium est composé de 2 rangées incomplètes de dissépiments interseptaux simples concentriques et de 5 rangées de dissépiments transeptaux. La muraille est régulière et épaisse de 0,4 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont horizontaux, plats dans la partie centrale et déprimés en périphérie du tabularium. Ils sont parfois très abaissés et forment une gouttière périphérique. Il y a 16 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments formant les rangées externes du dissépimentarium sont larges (2 à 5 mm) et longs (1 à 2 mm), ils sont moyennement inclinés vers le tabularium (40-50°). Les rangées plus internes sont composées de petits dissépiments globuleux (1 à 2 mm de large et de haut), sub-verticaux. Il y a 8 à 10 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Discussion. Ce spécimen se distingue de *S. sibly* Semenoff-Tian-Chansky 1974 et de *S. cylindrica* (Scouler in McCoy 1844) par des dimensions et un nombre de septes inférieurs (28 mm de diamètre et 44 septes contre 35 à 40 mm et 45 à 50 septes chez *S. sibly*, 45 à 70 mm et 60 à 70 septes chez *S. cylindrica*). Il se différencie également de *S. sibly* par son dissépimentarium plus simple. L'absence d'une partie des quadrants cardinaux dans notre spécimen ne nous permet pas d'y apprécier l'épaississement des septes ni de les comparer aux espèces pré-citées. Il partage avec *S. caninoides* (Sibly 1906) des septes relativement courts et un dissépimentarium étroit. Cependant *S. caninoides* est plus grand (30 à 40 mm de diamètre pour 50 à 60 septes).

Distribution. Ce spécimen a été collecté dans la partie inférieure de la coupe de Kokaksu, avec *Clisiopyllum multiseptatum* et *Palaeosmilia murchisoni*, sous les premiers *Dorlodotia briarti*, dans le Moliniacien.

Siphonophyllia ? sp.

Planche 7, figure 2.

Matériaux. Un spécimen (5 c. t., 1 c. l.), provenant de la coupe le long de la route d'Alanya à Taşkent. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Polypier scolécoïde, long d'une trentaine de centimètres.

Caractères internes en coupe transversale. La partie périphérique du polypier étant érodée, il ne reste que son tabularium large de 40 mm. Il y a 74 septes de chaque ordre. Les septes majeurs sont longs (plus de la moitié du rayon du polypier) et atteignent pratiquement l'axe du polypier. Ils sont légèrement courbés vers la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux et vers le sept antipode dans les quadrants antipodes. Ils sont épaissis dans les parties cardinales du tabularium, l'épaississement peut affecter les quadrants antipodes dans les stades juvéniles. Le sept cardinal est

court et épais. Les septes péri-cardinaux sont courbés et leurs extrémités axiales fusionnent en fermant la fossule en son sommet. Les septes mineurs sont préservés sur 1 à 1,5 mm. La fossule cardinale est bien marquée et ouverte. Ni le dissépimentarium, ni la muraille ne sont préservés.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés, le spécimen étant très déformé et silicifié.

Discussion. Ce polypier partage avec *Siphonophyllia* un habitus cylindrique et des septes majeurs épaissis dans le tabularium. Le dissépimentarium étant absent, il n'est pas possible de déterminer avec certitude l'appartenance à ce genre caractérisé par ses dissépiments transeptaux. De plus, la présence de septes péri-cardinaux formant une boucle bordant la fossule cardinale rappelle *Keyserlingophyllum* Stuckenberg 1895, bien que celui-ci ne montre habituellement pas un habitus cylindrique. Nous préférons donc conserver une nomenclature ouverte pour ce spécimen au vu de ses différences et de sa piètre conservation.

Distribution. Ce spécimen a été collecté au sommet du Membre de Çit Yayla (Formation de Yaricak, Ivorien d'après Altiner & Özgül (2001) dans la coupe de la route d'Alanya à Taşkent, dans les Taurides.

GENRE BIFOSSULARIA DOBROLJUBOVA 1966

Espèce-type. *Caninia ussowi* Gabunia 1919, Tournaisien de l'Oural.

Diagnose. Polypier solitaire aux septes majeurs de longueur uniforme et épaissis dans tous le tabularium. Septes cardinal et antipode plus courts que les autres septes. Fossule cardinale et - parfois - antipode marquée. Septes mineurs souvent longs. Dissépimentarium étroit comprenant des dissépiments interseptaux simples et rarement des dissépiments transeptaux. Planchers convexes avec dépression axiale.

Discussion. Le nom *Bifossularia* est particulièrement peu explicite car la fossule antipode est rarement marquée. L'identité du genre est surtout basée sur l'épaississement des septes majeurs dans tous les quadrants, des septes mineurs longs et un dissépimentarium très étroit (parfois une seule rangée de dissépiments). Ces caractères permettent de le différencier de *Siphonophyllia* Scouler in McCoy 1844 et *Uralinia* Stuckenberg 1895. Si Dobroljubova et al. (1966) et Hill (1981) ont classé *Bifossularia* dans la Famille Uralinidae sur base des planchers déprimés axialement (bien que les planchers ne soient pas déprimés axialement chez *Uralinia*!), Vuillemin (1990) et Boland (2002) l'ont rangé dans les Cyathopsidae pour sa morphologie proche de celle de *Siphonophyllia*.

Origine et évolution. Les stades matures de *Bifossularia* sont relativement semblables aux stades juvéniles de *Siphonophyllia*: septes majeurs épaissis et pointus, septes mineurs allongés, dissépimentarium étroit. Ces ressemblances suggèrent l'existence d'une lignée néoténique entre *Siphonophyllia* et *Bifossularia*. *Bifossularia* en connu à la base de l'Ivorien (Tournaisien supérieur) dans le Bassin de Namur-Dinant (Mansy et al. 1989; Denayer et al., 2011), dans le Massif armoricain (Vuillemin, 1990) ainsi que dans le Kuznetsk (Dobroljubova et al., 1966). Dans cette dernière région, il est encore présent dans le Viséen inférieur alors qu'ailleurs il est limité au Tournaisien supérieur.

***Bifossularia* sp.**

Planche 10, figure 6.

Matériaux. Un seul spécimen écrasé (1 c. t.), provenant de la coupe B de Yaricak Yayla (Taurides).

Description.

Caractères externes. Gros polypier écrasé à section elliptique. Les caractères du calice ne sont pas connus.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre du tabularium est de 30 x 45 mm. Il y a 80 septes majeurs relativement courts, épaissis dans tous les quadrants et pointus. Les septes mineurs sont limités au dissépimentarium. La fossule cardinale est bien marquée, fermée par les septes péri-cardinaux courbés. Le septes cardinal est court. Il n'y a pas de fossule antipode. Le dissépimentarium et la muraille sont érodés.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. L'épaississement des septes, qui sont courts, dans tous les quadrants dans les stades les plus matures du développement sont un caractère diagnostique du genre *Bifossularia*. L'absence du dissépimentarium nous empêche de proposer une attribution spécifique pour ce spécimen.

Distribution. *Bifossularia* sp. provient de la partie moyenne du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) dans des niveaux datés du Viséen inférieur par Altner & Özgül (2001).

GENRE *URALINIA* STUCKENBERG 1895

Espèce-type. *Heliophyllum multiplex* Ludwig 1862, Tournaisien de l'Oural.

Diagnose. Corail solitaire cylindrique. Septes majeurs extrêmement épaissis dans les quadrants cardinaux et réduits à absents dans les quadrants antipodes. Septes mineurs rudimentaires ou non développés. Fossule cardinale bien marquée, profonde. Septes cardinal plus court. Dissépimentarium large, composé de nombreuses rangées de dissépiments transeptaux et de rares dissépiments interseptaux. Planchers plus ou moins divisés et inclinés vers la fossule cardinale. D'après Poty & Boland (1994).

Discussion. Hill (1981) a classé *Uralinia* dans la Famille Uralinidae Dobrolyubova 1966, aux côtés d'autres genres aux planchers plongeant vers la fossule cardinale et possédant des dissépiments transeptaux (*Keyserlingophyllum* Stuckenberg 1895, *Cystophrentis* Yü 1931). Cependant, Poty & Boland (1994), ayant mis en évidence les relations entre *Siphonophyllia* Scouler in McCoy 1844 et *Uralinia* Stuckenberg 1895, classent ces deux genres dans la Famille Cyathopsidae Dybowski 1873 et considèrent la Famille Uralinidae comme artificielle et non utile. En effet, les autres membres de cette famille n'ont pas de liens phylétiques: *Keyserlingophyllum* pourrait être issu des caninophyllides (voir la discussion de ce genre) et *Cystophrentis* appartient à la Famille Cystophrentidae Yü 1963 (voir Poty & Xu, 1996). Les auteurs chinois ont longtemps considéré le genre *Pseudouralinia* Yü 1931 comme distinct d'*Uralinia* Stuckenberg 1895 par l'absence des petits dissépiments transeptaux périphériques et des planchers moins inclinés vers la fossule cardinale. Hill (1981) tenait les deux genres pour synonymes et Poty & Xu (1996) ont montré que les caractères retenus par les auteurs chinois n'étaient en rien discriminatoires. Les différences entre les genres *Uralinia* et *Keyserlingophyllum* sont explicitées dans la discussion de ce dernier. La morphologie des *Uralinia* n'est pas sans rappeler les Cystiphylides *s. l.* du Dévonien caractérisés par une réduction extrême des septes au profit d'un dissépimentarium transeptal remplissant l'entièreté du polypier. La même tendance observée chez

Keyserlingophyllum est probablement liée à une adaptation écologique, mais difficile à préciser (Scrutton, 1998).

Origine et évolution. L'analyse de l'ontogenèse de *Siphonophyllia* et *Uralinia* par Poty & Boland (1994) a montré que les deux genres étaient très proches. *Uralinia* est un néotène de *Siphonophyllia*, ses individus matures montrent des caractères typiquement juvéniles (épaississement des septes dans les quadrants cardinaux, dissépimentarium irrégulier, réduction des septes dans les quadrants antipodes) mais une taille d'adulte (Boland, 1997). Des formes à morphologie intermédiaire (*Siphonophyllia*-like Uralinidae de Poty & Xu (1996) pl. 7, fig. 6) existent dans les niveaux à *Uralinia* et *Siphonophyllia*. Les plus anciens représentants du genre sont issus de l'Hastarien (Tournaisien inférieur, zone à coraux RC1γ de Poty et al., 2006) en Europe et en Asie. *U. lobata* Poty & Boland 1994 est vraisemblablement issu de *S. cylindrica* (Poty & Boland, 1994) et une tendance à l'augmentation de taille est notée au cours du Tournaisien comme le montre l'apparition d'*U. multiplex* Ludmig 1862 au Tournaisien supérieur. Les formes asiatiques (*U. tangpakouensis* (Yü 1931), *U. simplex* (Yü 1933)) ont une origine plus énigmatique puisqu'aucun *Siphonophyllia* n'est connu dans les niveaux où ils abondent (Xu & Poty, 1997). Le genre n'est pas connu au-delà du Tournaisien supérieur (Poty & Boland, 1994).

***Uralinia simplex* (Yü 1933)**

Planche 9, figures 8-9.

- 1933 *Pseudouralinia tangpakouensis* var. *simplex* Yü, p. 60, pl. 5, fig. 6.
- 1963 *Pseudouralinia tangpakouensis simplex* Yü; Yu et al., p. 144, pl. 35, fig. 4.
- 1963 *Pseudouralinia simplex* Fan, p. 277, pl. 1, figs 5a-c.
- 1982 *Pseudouralinia tangpakouensis* var. *simplex* Yü; Tan et al., p. 137, pl. 24, fig. 5.
- 1996 *Pseudouralinia simplex* Yü; Xu, p. 49, pl. 3, fig. 1-4.

Holotype. Spécimen 4938, Kolaoho, Guizhou, Sud-Est de la Chine; Institute of Palaeontology and Geology, Nanjing.

Diagnose. Petit *Uralinia* de 12 à 20 mm de diamètre, comptant 30-35 septes majeurs. Septes courts et non connectés entre eux. Épaississement variable. Planchers complets. D'après (Yü, 1933).

Matériaux. Neuf spécimens (12 c. t., 2 c. l.) provenant de la coupe de Topluca. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les polypiers sont très érodés et seuls les septes épaissis des quadrants cardinaux sont préservés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre approximatif du tabularium préservé de l'érosion varie de 12 à 22 mm. Les septes sont au nombre de 28 en moyenne (maximum 30). Ils sont onduleux, irrégulièrement épaissis mais relativement écartés les uns des autres, des dissépiments interseptaux pouvant se développer entre eux. Les terminaisons axiales des septes sont pointues, excepté les septes péri-cardinaux dont les extrémités sont arrondies ou rhopaloïdes. La fossule cardinale est peu marquée mais le septes cardinal y est plus court. Quelques dissépiments interseptaux et transeptaux sont présents du côté antipode. La muraille n'est pas préservée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Variabilité. La médiocre préservation des spécimens ne nous a pas permis d'estimer la variabilité affectant les individus. Le seul caractère reconnu est l'épaississement variable des septes.

Discussion. *Uralinia simplex* (Yü 1933) est très proche d'*U. tangpakouensis* (Yü 1931) par sa forme irrégulière, ses septes pointus et son dissépimentarium transeptal. Il s'en distingue par un diamètre légèrement inférieur (12 à 20 mm contre 16 à 30 mm pour *U. tangpakouensis*) et un plus faible nombre de septes majeurs (un trentaine contre 30 à 50). De plus, ceux-ci sont plus courts et plus épais dans les quadrants cardinaux que dans les quadrants antipodes. Les deux espèces sont présentes dans les mêmes niveaux mais correspondent clairement à deux populations distinctes par leurs dimensions (Xu, 1996).

Distribution. En Chine, *U. simplex* et *U. tangpakouensis* sont les guides de la Zone à *Uralinia tangpakouensis*, c'est-à-dire la partie supérieure de l'Hastarien (zones à coraux RC1γ-RC2, zone à foraminifères MFZ2). En Turquie, l'espèce est connue dans les calcaires bioclastiques clairs correspondant à la partie inférieure du Tournaisien inférieur (MFZ2) de la Formation de Yılanlı dans la région de Bartın.

***Uralinia multiplex* (Ludwig 1862)**

Planche 8, figures 1-3, planche 9, figure 1.

- * 1862 *Heliophyllum multiplex* Ludwig; p. 199.
- 1895 *Uralinia multiplex* Ludwig; Stuckenber, p. 104, pl. 8, fig. 4, pl. 11, fig. 8, pl. 20, fig. 5.
- 1933 *Pseudouralinia gigantea* Yü; p. 60, pl. 6, figs 1a-e.
- 1938 *Uralinia septata* Gorsky; p. 25, pl. 3, fig. 1-2.
- 1960 *Neomicroplasma dobroljubovae* Rogozov; p. 49, pl. 2, fig. 1.
- 1960 *Neomicroplasma septata* Rogozov; p. 50, pl. 2, figs 4-5.
- 1960 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Soshkina, p. 301, pl. 4, figs 4-5.
- 1965 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Ivanowski, p. 56, pl. 9, fig. 1.
- 1966 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Kabakocitch, p. 86.
- 1967 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Ivanowski, p. 66, pl. 14, fig. 1.
- ? 1975 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Gorsky et al., p. 78, pl. 22, fig. 1.
- ? 1975 *Uralinia septata* Gorsky; Gorsky et al., p. 78, pl. 21, fig. 6.
- ? 1975 *Uralinia aseptata* Rogozov; Gorsky et al., p. 78, pl. 21, fig. 7.
- 1976 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Onoprienko, pl. 1, figs 1-2, pl. 3, fig. 3.
- 1976 *Pseudouralinia tangpakouensis* Yü; Onoprienko, pl. 1, figs 3-4.
- 1976 *Siphonophyllia cylindrica* Scouler in McCoy; Onoprienko, pl. 3, figs 1-2.
- ? 1976 *Neomicroplasma* sp.; Onoprienko, pl. 4, figs 1-2.
- 1977 *Pseudouralinia gigantea* Yü; Jian et al., p. 181, pl. 68, fig. 1.
- 1979 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Onoprienko, p. 20, pl. 4, figs 3-4, pl. 5, figs 2-3, 5.
- 1979 *Neomicroplasma septata* Rogozov; Onoprienko, p. 26, pl. 2, figs 5-6.
- 1979 *Pseudouralinia tangpakouensis* Yü; Onoprienko, p. 24, pl. 3, fig. 7, pl. 4, fig. 1.
- 1983 *Uralinia* sp.; Simakov et al., pl. 15, fig. 10.
- 1984 *Uralinia gigantea* Yü; Poty & Onoprienko, p. 208, pl. 33, figs 3, 5.
- * 1987 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Ivanowski, p. 2, figs 4-5.
- 1989 *Uralinia* cf. *multiplex* (Ludwig); Poty, p. 270, fig. 3A.
- 1999 *Uralinia gigantea* Yü; Poty & Xu, p. 96, pl. 6, fig. 3.
- 2002 *Uralinia gigantea* Yü; Poty, p. 109, pl. 2, fig. 3.
- 2010 *Uralinia* cf. *gigantea* Yü; Poty, p. 391, fig. 2F.
- 2011 *Uralinia multiplex* (Ludwig); Denayer et al., p. 158, pl. 2, fig. K.

Holotype. Spécimen GZG.INV.030,534 provenant du Tournaisien supérieur de l'Oural; collection Ludwig, Göttingen, Allemagne. La coupe présentée par Ludwig (1862, pl. 24, fig. 4b) est un stade juvéniles à septes courts et dissépimentarium peu développé. Le néotype désigné par Ivanowski (1987) est un stade mature d'une autre espèce (du groupe *U. lobata*?) comme en témoigne son dissépimentarium très large. L'holotype d'*U. multiplex*, vu par Poty (communication personnelle),

correspond à un polypier non mature dont les caractères sont similaires à ceux d'individus juvéniles décrits en Belgique, en Chine et dans l'Omolon sous le nom *U. gigantea* (Yü 1933). Par conséquent, nous pouvons considérer que les différents spécimens de ces régions comme appartenant à l'espèce *U. multiplex* (Ludwig 1862). *U. gigantea* (Yü 1933) doit être considéré comme synonyme d'*U. multiplex* (Ludwig 1862) et le néotype d'Ivanoswki doit, dès lors, être rejeté.

Diagnose. Grand *Uralinia* pouvant atteindre un diamètre de 120 mm et posséder jusqu'à 80 septes de chaque ordre dans les quadrants cardinaux. Septes majeurs typiquement très épaissis dans les parties cardinales du tabularium et parfois dans les parties antipodes. Dissépimentarium très large, surtout dans les parties antipodes, composé de très nombreux petits dissépiments transeptaux. Modifié de Poty (2002b).

Matériaux. Cinq individus (16 c. t., 3 c. l.) provenant des coupes R et A de Yaricak Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Très gros polypier solitaire cylindrique atteignant 80 mm de diamètre pour une hauteur dépassant les 50 cm.

Caractères internes en coupe transversale. Dans les stades juvéniles, les coupes montrent un diamètre du tabularium de 20 à 26 mm et de 35 à 50 septes de chaque ordre (Figure 4-18). Les septes majeurs sont longs et épais (1 mm) dans les quadrants cardinaux et de part et d'autre des septes alaires. Ils sont courts et plus fins dans les quadrants antipodes. Les septes cardinal et antipode sont courts et moins épaissis que les autres septes. Ils sont encadrés par des septes courbes qui se joignent, et ferment des fossules bien marquées. Les septes mineurs ne sont développés que dans les quadrants antipodes. Ils y sont interrompus par quelques rangées de dissépiments transeptaux globuleux. Le tabularium est décentré vers le côté antipode du polypier. La muraille est épaisse. Dans les stades adultes, le diamètre atteint 80 mm tandis que le tabularium mesure à peine 30 mm. Les septes présents principalement dans les quadrants cardinaux sont au nombre de 100 et sont relativement courts (10 mm). Ils sont droits et épais de 1 mm dans les quadrants cardinaux, plus onduleux et plus fins dans les quadrants antipodes. Ils sont groupés en faisceaux courbés de part et d'autre de la fossule cardinale. Le tabularium est décentré vers le côté antipode du polypier. Le dissépimentarium est composé de plus de 15 rangées de dissépiments transeptaux petits et globuleux dans la partie périphérique, plus gros et plus irréguliers vers le tabularium. Dans les quadrants antipodes, des dissépiments interseptaux concentriques sont présents.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, bombés ou plus plats, abaissés vers le dissépimentarium et difficilement différenciables des dissépiments. Les coupes effectuées dans la direction cardinal-antipode montrent des planchers plongeant vers la fossule avec un angle de plus de 75°. Ils sont variablement espacés (1 à 6 mm entre les planchers). Les dissépiments sont petits et globuleux, arrangés en une seule file du côté cardinal et 1 à 3 rangées du côté antipode. Ces derniers sont plus larges (3 mm) et plus hauts (2 mm).

Discussion. Nous considérons les espèces *U. multiplex* (Ludwig 1862) et *U. gigantea* (Yü 1933) comme synonymes car les deux présentent des dimensions et nombre de septes similaires, un large dissépimentarium et des planchers très inclinés vers la fossule. De plus, ces deux espèces sont de même âge (Tournaisien supérieur de l'Oural et du Sud de la Chine respectivement). L'espèce de Ludwig étant plus ancienne, son nom doit donc être conservé, bien que l'holotype corresponde à un stade juvénile. Les dimensions importantes d'*U. multiplex* sont un caractère spécifique important permettant de le distinguer des autres espèces du genre, toutes plus petites. Notons que

Keyserlingophyllum obliquum Keyserling 1846 est très semblable, en terme de dimensions et morphologie, à *Uralinia multiplex* et l'identification est parfois malaisée lorsque les parties antipodes du tabularium ne sont pas préservées. En effet, chez *U. multiplex*, les septes sont rudimentaires ou réduits dans les parties antipodes tandis qu'ils sont longs et parfois épaissis chez *Keyserlingophyllum obliquum*.

Distribution. *Uralinia multiplex* est une espèce typique de l'Ivorien (Tournaisien supérieur) de l'Omolon (Onoprienko, 1979b), de l'Oural (Ludwig, 1862), du Sud de la Chine (Poty & Xu, 1996, Zone à *Keyserlingophyllum*) et du Bassin de Namur-Dinant (Poty, 1989; Denayer et al., 2011, zone RC3α). En Turquie, elle est présente dans les calcaires de la base du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak Yayla), datée par foraminifères du sommet de l'Ivorien (Altuner & Özgül, 2001).

***Uralinia cf. multiplex* (Ludwig 1862)**

Planche 9, figures 5-7.

Matériaux. Onze spécimens (31 c. t.): 7 provenant de la carrière Pelenkoğlu à Esenpinar et 4 de la coupe le long de la route menant à ce hameau. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Il s'agit d'un gros corail solitaire dont le diamètre varie de 36 à 70 mm et le nombre de septes dans les quadrants cardinaux, entre 25 et 45 (Figure 4-17). Les stades jeunes sont caractérisés par des septes très épaissis dans tous les quadrants du tabularium et un dissépimentarium pratiquement inexistant avant un diamètre de 30 mm. Dès que le diamètre du tabularium dépasse une dizaine de millimètres, les septes des quadrants antipodes s'affinent et se retirent. Ils sont très atrophiés dans les stades adultes. Dans les quadrants cardinaux, il y a 10 à 15 septes majeurs épaissis (jusqu'à 2 mm d'épaisseur), courts (une dizaine de millimètre au maximum), qui sont tortueux et pointus. Les septes mineurs ne sont pas développés. Dans les stades matures, il y a environ 25 septes majeurs épaissis dans les quadrants cardinaux. Le septes cardinal est court et entouré de septes courbés vers la fossule cardinale. Dans les stades les plus larges observés, quelques rangées de dissépiments transeptaux de second ordre sont présentes. Les quadrants antipodes sont occupés par des dissépiments transeptaux globuleux de taille variable et non différenciables des planchers. Plusieurs rangées de planchers interstitiels ont été observées entre les septes épaissis.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Les dimensions et nombre de septes observés dans la coupe la plus mature sont compatibles avec ceux de l'espèce *U. multiplex* (Ludwig) mais l'érosion avancée du dissépimentarium et des parties antipodes du tabularium ne nous permettent pas de pousser plus loin la comparaison avec d'autres espèces du genre. Les stades juvéniles sont très similaires à ceux d'*Uralinia multiplex* (= *U. gigantea*) figurés par Xu (1996), ils ne sont par contre pas discriminables des stades juvéniles des autres espèces.

Distribution. *U. cf. multiplex* a été récolté dans la carrière Pelenkoğlu à Esenpinar et le long de la route menant de Bartin à ce village, dans des niveaux attribués à l'Ivorien. *U. cf. multiplex* est accompagné, dans ces niveaux, de *Cyathoclisia uralensis* et "*Lophophyllum*" *konincki*.

***Uralinia* sp.**

Planche 9, figures 2-4.

Matériaux. Sept spécimens (8 c. t.) provenant du Membre de Çit Yayla (Formation de Yaricak, Ivorien), 3 viennent de la coupe B de Yaricak Yayla, 3 de la coupe C de Yaricak Yayla et 1 de la coupe de la route d'Alanya à Taşkent. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Dans les stades juvéniles de moins de 15 mm de diamètre, il y a une vingtaine de septes longs, atteignant l'axe, et très épaissis. Dans le seul stade mature observé, le diamètre est estimé à 40 mm pour une quarantaine (?) de septes. Il possède 21 septes majeurs ondulés très épaissis dans les quadrants cardinaux. Les terminaisons axiales sont pointues ou sont arrêtées par des planchers épaissis. Le septes cardinal est plus court. Les autres septes sont courbés vers la fossule cardinale. Les septes des quadrants antipodes sont plus longs et moins épaissis. Le dissépimentarium est composé de 3 à 4 rangées de dissépiments interseptaux dont des dissépiments en arcs-boutants dans la fossule, et de plusieurs rangées de dissépiments transeptaux globuleux. La taille des dissépiments transeptaux augmente vers le tabularium. Certains dissépiments sont épaissis.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

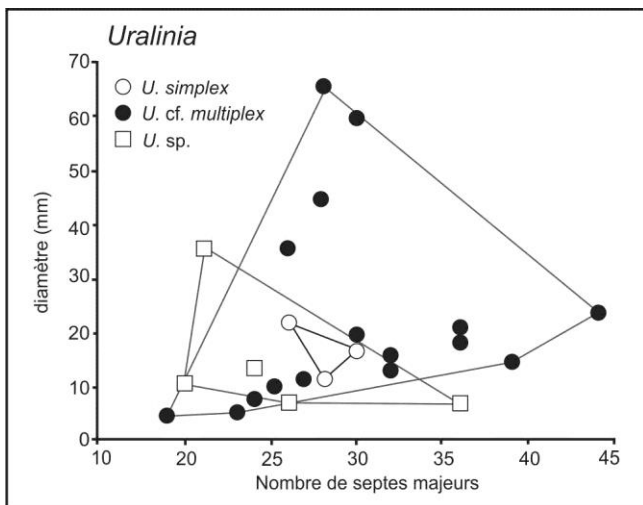


Figure 4-12: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Uralinia simplex*, *Uralinia cf. multiplex* et *Uralinia* sp.

Discussion. Nos spécimens montrent des stades juvéniles assez similaires à ceux observés chez *U. lobata* Poty & Boland 1994 (stade de type *Siphonophyllia*). Les stades adultes sont également similaires mais possèdent moins de septes (une quarantaine contre une soixantaine chez *U. lobata*). Bien que la partie antipode du tabularium ne soit que peu préservée dans nos coraux, il est possible d'y observer des septes longs et fins, ce qui n'est pas sans évoquer les caractères d'*U. lobata* Poty & Boland 1994. *U. cystiphylloides* (Yu & Chen 1985) est assez semblable en terme de dimensions, mais ses septes sont plus courts dans les quadrants cardinaux et pratiquement absents des quadrants antipodes.

Distribution. Ces spécimens proviennent tous du niveau repère de calcaire argileux et sableux à petits cherts, situé dans la partie médiane du Membre de Çit Yayla et daté par Altuner & Özgül (2001) de la partie inférieure de l'Ivorien.

GENRE *PSEUDZAPHRENTOIDES* STUCKENBERG 1904

Espèce-type. *Pseudozaphrentoides jerofeewi* Stuckenberg 1904, Viséen de l'Oural.

Diagnose. Corail solitaire conique à cylindrique. Septes majeurs épaissis dans le dissépimentarium. Septes mineurs rudimentaires ou non développés. Fossule cardinale marquée par un septe cardinal court. Dissépimentarium aussi large que le tabularium, composé de dissépiments interseptaux simples concentriques, en V et entrecroisés. Planchers complets et horizontaux. Modifié d'après Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Discussion. La validité du genre a été discutée par De Groot (1963) et Fedorowski (1975). Ceux-ci rapprochent *Pseudozaphrentoides* Stuckenberg 1904 de *Caninia* Michelin in Gervais 1844 sur base de la morphologie des stades jeunes. A l'inverse, Semenoff-Tian-Chansky (1974), suivi par Poty (1981), considère que le genre *Pseudozaphrentoides* convient pour décrire les coraux caninimorphes caractérisés par un dissépimentarium bien développé mais sans dissépiments transeptaux et des septes mineurs rudimentaires à absents. La diagnose du genre, donnée par Semenoff-Tian-Chansky (1974) et tirée de Moore & Jeffords (1986), signale que certains spécimens peuvent montrer un bourgeonnement limité. De même, Hill (1981) reprend ce caractère et figure un spécimen "colonial". Il s'agit de l'holotype de *P. vernyi* (Greene 1904) provenant du Mississippien de l'Indiana. Nous mettons en doute l'attribution générique de cette espèce et nous préférons ranger les *Pseudozaphrentoides* qui bourgeonnent dans un genre distinct (voir ci-dessous).

Origine et évolution. Poty (1981) fait remarquer la similitude morphologique de *Pseudozaphrentoides* avec certains spécimens de *Siphonophyllia samsonensis* (Salée 1920) dont les dissépiments transeptaux sont réduits. En effet, on peut constater que les dissépimentariums sont pratiquement identiques, si ce n'est quelques septes mineurs apparaissant sous forme de crêtes septales. Les planchers sont également très semblables. Il paraît dès lors raisonnable de considérer *Pseudozaphrentoides* comme un descendant des *Siphonophyllia* du Viséen supérieur, le passage entre les deux genres se faisant par une disparition complète des dissépiments transeptaux, un retrait des septes mineurs et une diminution de la taille. Des formes intermédiaires (*P. alloiteaui* Semenoff-Tian-Chansky 1974 possédant de rares dissépiments transeptaux) étayent cette hypothèse. Cette lignée pédomorphique s'explique par une progénèse: les stades complexes à dissépiments transeptaux ne sont plus atteints et la maturité apparaît plus tôt. *Pseudozaphrentoides s. s.* est présent dans le Viséen supérieur des Iles britanniques (Hill, 1941), de Belgique (Poty, 1981, zones RC7 β et RC8), du Sud-Est de l'Espagne (Herbig, 1986) et dans le Serpukhovien d'Afrique du Nord (Semenoff-Tian-Chansky, 1974; Said et al., 2013), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), de l'Oural (Gorsky et al., 1975) et de la Plate-forme russe (Dobroljubova, 1958). Sa présence en Chine est signalée par Hill (1981) mais nous n'avons pas trouvé dans la littérature chinoise de coraux pouvant correspondre sans ambiguïté à *Pseudozaphrentoides*. Les espèces nord-américaines sont, faute de données convaincantes, écartées. Le genre *Lublinophyllum* Khoa 1977, connu dans le Viséen tout à fait supérieur de Pologne pourrait être la forme coloniale de *Pseudozaphrentoides*. En effet, les polypières de *Lublinophyllum* montrent une morphologie très similaire à celle des polypiers de *Pseudozaphrentoides* mais sont plus petits et montrent des dissépiments transeptaux occasionnels. Rodríguez & Somerville (2010) utilisent ce dernier caractère pour faire descendre *Lublinophyllum* de *Siphonophyllia*.

***Pseudozaphrentoides cf. juddi* (Thomson 1893)**

1895 *Zaphrentites cylindrica* Scouler; Ralli, p. 195.

Planche 7, figures 5-6.

Matériaux. Deux spécimens provenant de la partie supérieure de la coupe de Kokaksu ("*Zaphrentis cylindrica*" collectés par Ralli à la fin du XIXe siècle et conservés à l'Université de Liège). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Gros corail cylindrique de plus de 10 cm de haut, écrasé, de 36-40 mm de diamètre. La muraille et une partie du dissépimentarium sont érodées pratiquement partout.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre du tabularium atteint 34 mm dans les stades les plus matures. Il y a 44 septes majeurs. Ceux-ci sont longs mais n'atteignent pas l'axe du polypier. Ils sont très épaissis dans les quadrants cardinaux (plus de 2 mm d'épaisseur), un peu plus fins dans les quadrants antipodes. Dans les stades juvéniles, le stéréoplasme comble tout l'espace interseptal. L'épaisseur des septes décroît au cours du développement. Dans les stades matures, ils sont fins dans le dissépimentarium et très sinueux. Le septes cardinal est plus court (1-2 mm de moins que les autres) mais la fossule n'est pas très marquée. Les septes mineurs sont très courts et confinés dans le dissépimentarium. Ils sont fins et sinueux. Le dissépimentarium, incomplet à cause de l'érosion des spécimens, montre jusqu'à 4 rangées de petits dissépiments interseptaux irréguliers, concentriques et en V. La rangée la plus interne est fortement épaissie, le stéréoplasme étant en continuité avec celui qui forme l'épaississement des septes.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont plats et leurs bords inclinés vers la périphérie. Il y a 5 à 7 planchers et 8 à 10 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits (1 à 2 mm) et très redressés.

Discussion. Les deux spécimens ont la taille et le même nombre de septes que *P. juddi* (Thomson 1883) mais s'en distinguent par l'épaississement des septes dans les quadrants antipodes, non observé chez l'espèce de Thomson. Ils diffèrent de *P. alloiteaui* Semenof-Tian-Chansky 1974 par l'absence de dissépiments transeptaux et un ratio nombre de septes/diamètre plus faible.

Distribution. *Pseudozaphrentoides juddi* est connu dans le Viséen supérieur d'Europe de l'Ouest (Hill, 1941; Poty, 1981; Rodríguez et al., 2004) et s'étend dans le Serpukhovien d'Espagne (Gómez-Herguedas & Rodríguez, 2005), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), de la Plate-forme russe (Dobroljubova, 1958) et du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974). Les échantillons de Ralli ont été collectés (d'après la description de Ralli, 1895) dans les alternance schiste-calcaire silicifié qui forment la partie supérieure de la coupe de Kokaksu, au nord de la cascade formée par les derniers calcaires massifs et silicifiés du Viséen supérieur. Le niveau à *P. cf. juddi* n'a pas été retrouvé lors du levé de la coupe de Kokaksu mais il s'agit vraisemblablement de strates du Viséen tout à fait supérieur, Dil et al. (1976) plaçant la limite Viséen-Namurien à 45 m au nord de la cascade sur base des assemblages de macro- et microfaunes.

GENRE *KEYSERLINGOPHYLLUM* STUCKENBERG 1895

Espèce-type. *Cystiphyllum obliquum* Keyserling 1846, Tournaisien de l'Oural.

Diagnose. Gros corail solitaire cylindrique. Septes majeurs très épaissis dans le tabularium, particulièrement dans les quadrants cardinaux. Septes typiquement groupés en faisceaux courbés vers les fossules cardinale et alaires. Dans les stades matures, septes moins épais dans les quadrants antipodes. Septes mineurs rudimentaires ou non développés. Dissépimentarium peu développé, composé de quelques rangées de petits dissépiments transeptaux et de rares dissépiments interseptaux dans les stades les plus matures. D'après Poty & Xu (1996).

Discussion. *Keyserlingophyllum* Stuckenberg 1895 est un genre morphologiquement proche d'*Uralinia* Stuckenberg 1895. La distinction entre les deux genres n'est pas toujours aisée. Elle est basée sur la présence de septes plus longs et généralement plus épaissis dans les quadrants antipodes du tabularium (habituellement rudimentaires chez *Uralinia*), de dissépiments transeptaux de taille inférieure, de dissépiments interseptaux développés dans tous les quadrants. La disposition des septes est également un critère de discrimination: ils sont liés en faisceaux de part et d'autre des septes alaires chez *Keyserlingophyllum* alors qu'ils ont plutôt une disposition radiaire chez *Uralinia*. Lorsqu'il s'agit de spécimens érodés - ce qui est très souvent le cas, sous-entendant peut-être une faible calcification du dissépimentarium? - seuls les parties épaissies des quadrants cardinaux sont préservées chez *Uralinia* tandis que *Keyserlingophyllum* conserve souvent les septes épaissis de part et d'autre des septes alaires en plus des quadrants cardinaux. Tous ces caractères sont néanmoins soumis à une très forte variabilité inter- et intra-spécifique (voire intra-individuelle) qui rend souvent délicate l'attribution générique des formes de petite taille. Stuckenberg (1895) a introduit en même temps les genres *Keyserlingophyllum* et *Humboltia*, considérant que le second possède une fossule antipode qui le distingue du premier. L'instabilité de cette fossule au sein d'un même individu a poussé Onoprienko (1979a) et Hill (1981) à mettre en synonymie les deux genres. Notons cependant, que des taxons décrits dans ces genres sont des *Merlewoodia* Pickett 1966 (ex.: *M. avesnensis* (Delépine 1929)). Il en va de même pour les genres *Weiningophyllum* Wang 1978 et *Xinningophyllum* Jiang in Tan et al. 1987 qui sont des *Keyserlingophyllum* dont le dissépimentarium est très large (caractère spécifique plutôt que générique d'après Xu, 1996).

Origine et évolution. La ressemblance entre *Uralinia* et *Keyserlingophyllum* est indéniable. Les spécimens de *Keyserlingophyllum* les moins "déformés" (peu épaissis, dissépimentarium circulaire, septes longs dans tous les quadrants) montrent une ressemblance frappante avec *Caninophyllum patulum* (Michelin 1846)! Il n'est pas inconcevable, dès lors que *Keyserlingophyllum* soit la forme "cystiphylloïde" de *Caninophyllum* tandis qu'*Uralinia* serait celle de *Siphonophyllia*. Une étude détaillée des *Caninophyllum* du Tournaisien serait nécessaire pour démontrer une filiation entre les deux genres.

***Keyserlingophyllum obliquum* (Keyserling 1846)**

Planche 10, figures 1-3.

- * 1846 *Cystiphyllum obliquum* Keyserling, p. 160, pl. 1, figs 5a-d.
- 1895 *Keyserlingophyllum obliquum* (Keyserling); Stuckenberg, p. 102, pl. 5, fig. 8, pl. 6, fig. 3, pl. 20, fig. 2.
- 1960 *Keyserlingophyllum obliquum* (Keyserling); Soshkina, p. 303, pl. 4, fig. 6, pl. 5, figs 1-5.
- ? 1971 *Keyserlingophyllum concavotabulatum* Katchanov in Spasky & Katchanov, p. 60, pl. 44, fig. 1.
- 1987 *Keyserlingophyllum obliquum* (Keyserling); Ivanowski, p. 24, pl. 6, fig. 4.
- 1996 *Keyserlingophyllum obliquum* (Keyserling); Poty & Xu, p. 98, pl. 6, fig. 2.

2002 *Keyserlingophyllum obliquum* (Keyserling); Poty, p. 170, pl. 2, fig. 1.

2011 *Keyserlingophyllum obliquum* (Keyserling); Denayer *et al.*, p. 158, pl. 4, fig. C.

Holotype. Spécimen 4/46, Tournaisien de la vallée de la Soptjussa, Oural, Russie; collection Keyserling.

Diagnose. Large *Keyserlingophyllum* dont le diamètre dépasse 50 mm et comptent plus de 60 septes. Axe du polypier décalé vers le côté cardinal. Tabularium deux fois plus étroit dans les quadrants antipodes que dans les quadrants cardinaux. Septes majeurs très épaissis dans les quadrants cardinaux, formant des faisceaux. Septes des quadrants antipodes fins ou épaissis localement. Fossule cardinale large, accueillant le septe cardinal plus court et les septes péri-cardinaux, bordée et fermée par les terminaisons axiales courbées et jointes des septes majeurs péri-cardinaux. Septe antipode plus court. Septes mineurs non développés. Dissépimentarium comprenant des dissépiments interseptaux petits et serrés et des dissépiments transeptaux petits et réguliers. Le dissépimentarium est plus développé dans les quadrants antipodes que dans les quadrants cardinaux. D'après Poty (2002b).

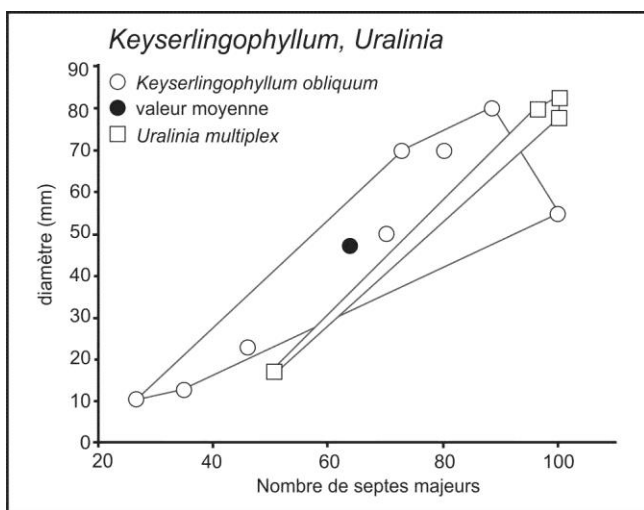


Figure 4-13: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Uralinia multiplex* et *Keyserlingophyllum obliquum*.

Matériaux. Six spécimens (9 c. t., 2 c. l.) provenant de la partie basale du Membre de Mantar Tepe, 2 proviennent de la coupe de la route d'Alanya à Taşkent, 3 de la coupe A de Yaricak Yayla et 1 de la coupe C de Yaricak Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Gros polypier cylindrique de plus de 15 cm de haut, la plupart du temps écrasé et érodé.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen observé est de 63 mm (maximum 80 mm) celui du tabularium est compris entre 30 et 40 mm. Il y a 65 à 85 septes (maximum 100) dans les stades matures (Figure 4-14). Les quadrants cardinaux sont occupés par des septes majeurs très épaissis (1,5 à 2,5 mm) et serrés. Ils forment des faisceaux de part et d'autre de la fossule cardinale et très souvent de part et d'autre des fossules alaires. Au-delà des fossules alaires, dans les quadrants antipodes, les épaississements sont limités à la partie axiale des septes. Les septes situés dans ces quadrants sont fins (excepté leurs terminaisons axiales), onduleux et s'étendent jusqu'au centre du polypier. Ils peuvent être très tortueux, dessinant avec les dissépiments un quadrillage irrégulier. Dans les stades les plus matures, leur épaississement diminue fortement. La fossule cardinale est marquée. Le septe cardinal est court et entouré par ses voisins plus longs. Dans les quadrants cardinaux, le dissépimentarium est composé de 1 à 4 rangées de dissépiments transeptaux, étroits et globuleux et de 4 à 6 rangées de dissépiments larges et irréguliers. Dans les quadrants antipodes, il y a 5 à 25

rangées de petits dissépiments interseptaux irréguliers, concentriques, angulo-concentriques et en V occupent l'espace entre les septes. La muraille est régulière et fine (moins de 0,2 mm).

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont très divisés, espacés et très inclinés vers la fossule cardinale. Dans les quadrants antipodes, les dissépiments sont pratiquement verticaux, plus nombreux et plus larges que dans les quadrants cardinaux. Leur hauteur varie de 1 à 4 mm et leur largeur de 0,5 à 2 mm. Il y a 3 à 4 dissépiments et 1 à 4 planchers le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. A diamètre équivalent, le nombre de septes varie peu d'un individu à l'autre. La principale différence inter-individuelle est liée à l'épaississement des septes qui se réduit à des moments différents de la croissance dans les quadrants antipodes. La largeur du dissépimentarium varie elle aussi entre des individus de taille similaire.

Discussion. Le diamètre, le nombre de septes, la largeur du dissépimentarium, la morphologie des dissépiments et la disposition des septes épaissis sont typiques des caractères observés chez *K. obliquum* (Keyserling 1846). Il s'agit de la plus grosse espèce de *Keyserlingophyllum*. *K. obliquum* se distingue de *K. ruttneri* (Flügel 1963), *K. youwangense* (Yü & Fan in Yü et al. 1979) et *K. qinghaiense* (Wang 1981) par des épaississements limités aux terminaisons axiales des septes dans les quadrants antipodes. Il diffère de *K. keyserlingophylloides* (Chu 1933) par des fossules alaires fermées et de *K. guangxiense* (Zhang 1986) par l'absence de fossule antipode.

Distribution. L'espèce est connue dans l'Ivorien (Tournaisien supérieur) du Bassin de Namur-Dinant (Denayer et al., 2011, zone RC3 α et MFZ4), de Pologne (Poty et al., 2003), de l'Oural (Ivanowski, 1967) et du Sud de la Chine (Poty & Xu, 1996, zone à *Keyserlingophyllum*). En Turquie, elle a été collectée dans la partie basale du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) datée de l'Ivorien par Altiner & Özgül (2001), dans la coupe A de Yaricak Yayla.

***Keyserlingophyllum cf. obliquum* (Keyserling 1846)**

Planche 10, figures 4-5.

Matériaux. Cinq fragments d'individus très érodés et écrasés (8 c. t.) provenant de la coupe B de Yaricak Yayla.

Description.

Caractères externes. Il s'agit de fragments de polypiers très érodés, représentés par les parties cardinales, très épaissies, des septes auxquelles s'ajoutent parfois les terminaisons axiales épaissies des septes des quadrants antipodes.

Caractères internes en coupe transversale. Les fragments comptent une vingtaine de septes épaissis dans les quadrants cardinaux. Certains spécimens montrent les terminaisons axiales épaissies des septes des quadrants antipodes. Le diamètre extérieur est estimé entre 40 et 50 mm. Les septes forment des faisceaux centrés sur les fossules alaires. Muraille et dissépimentarium ne sont pas connus.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ces spécimens fortement érodés sont sans doute des *K. obliquum* mais en l'absence de dissépimentarium, il est difficile de juger l'affinité spécifique. Aussi, nous préférons utiliser un *confer* pour désigner ces coraux.

Distribution. Ces individus proviennent de la partie moyenne (partie inférieure du Viséen inférieur, MFZ9(-10?)) du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) de la coupe B de Yaricak Yayla dans les Taurides centrales.

FAMILLE BOTHROPHYLLIDAE FOMITCHEV 1953

GENRE CANINOPHYLLUM LEWIS 1929

Espèce-type. *Cyathophyllum archiaci* Milne-Edwards & Haime 1852, Viséen d'Angleterre.

Diagnose. Gros corail solitaire. Septes majeurs nombreux, longs et habituellement épaissis dans les parties cardinales du tabularium. Pas de structure axiale sauf par la fusion des terminaisons axiales de quelques septes au centre du polypier chez certaines espèces. Fossule cardinale bien définie. Dissépimentarium variablement développé, composé de dissépiments interseptaux simples concentriques, en V ou entrecroisés. Planchers plus ou moins horizontaux dans la partie centrale du tabularium et déprimés en périphérie, plongeant vers la fossule cardinale. Modifié d'après Poty (1981).

Discussion. Le genre a été créé par Lewis (1929) pour les coraux caninimorphes dont les septes s'étendent pratiquement jusqu'à l'axe. Il se distingue dès lors aisément de *Caninia* Michelin in Gervais 1846, *Siphonophyllia* Scouler in McCoy 1844 et *Haplolasma* Semenoff-Tian-Chansky 1974 dont les septes sont restreints à la périphérie du tabularium. La distinction avec le genre *Bothrophyllum* Trautschold 1879 repose sur la présence chez ce dernier, d'une structure axiale lâche formée par les terminaisons axiales fusionnées des septes. Cependant, *Caninophyllum* peut, lui aussi produire une structure axiale (*Caninophyllum archiaci halkynense* Lewis 1929 = *Bothrophyllum streeli* Poty 1981).

Origine et évolution. Les plus vieux *Caninophyllum* connus sont datés de l'Hastarien (Tournaisien inférieur) du Sud de la Chine et de la Turquie. Ce sont des espèces relativement petites mais présentant les caractères typiques du genre. En Europe de l'Ouest, *Caninophyllum* apparaît seulement dans la biozone à coraux RC3 (sommet de l'Hastarien). L'évolution du genre est marquée par une augmentation de taille et de complexité. La succession des espèces de *Caninophyllum* dans le Dinantien du Bassin de Namur-Dinant résume bien cette évolution. *C. patulum*, plus ancienne espèce connue en Belgique, apparaît dès la base de l'Ivorien. *C. sp. A* (= *C. flemalensis* Boland 2002) est typique de la partie supérieure de l'Ivorien. *C. sp. B* (décrit comme *C. patulum* par Poty, 1981) apparaît dans le Moliniacien et, enfin, *C. archiaci* apparaît au Livien. Dans le Warnantien apparaissent des formes telles que *Caninophyllum archiaci halkynense* Lewis 1929 qui peuvent développer une structure axiale. Une lignée pérarmorphique peut être tracée entre ces différentes espèces dont la complexité des structures va croissante. Elle se prolonge vraisemblablement dans le Carbonifère supérieur où les *Caninophyllum* à structure axiale pourraient donner naissance au genre *Bothrophyllum* Trautschold 1879 (voir Poty, 1981).

***Caninophyllum* sp.**

Planche 11, figure 8.

Matériaux. Un seul spécimen (1 c. t.) provenant de la coupe A de Yaricak Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés

Caractères internes en coupe transversale. La seule coupe à notre disposition mesure 31 mm de diamètre (23 mm pour le tabularium) et possède 50 septes majeurs (Figure 4-19). Ceux-ci sont longs, atteignant la zone axiale du polypier, onduleux dans le tabularium et sinueux dans le dissépimentarium. Ils sont épaissis dans les quadrants cardinaux du tabularium et, dans une moindre mesure, dans les quadrants antipodes. Les septes mineurs sont courts (moins du tiers de la longueur des majeurs) et atteignent à peine le bord interne du dissépimentarium. La fossule cardinale est bien marquée, avec un septes cardinal plus court. La fossule antipode est également marquée, le septes antipode étant légèrement plus long que les autres septes. Le dissépimentarium est composé d'une dizaine de rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, droits ou concaves, parfois entrecroisés. La rangée la plus interne est épaissie en continuité avec les septes. La muraille est droite et fine.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ce spécimen partage les dimensions et nombre de septes de *C. patulum* (Michelin 1846) mais se distingue de celui-ci par des septes mineurs relativement longs et des septes majeurs épaissis dans les quadrants antipodes. De plus, la présence d'une fossule antipode n'est pas commune chez *C. patulum*. Par ses longs septes mineurs, notre spécimen est comparable aux *Caninophyllum* du Viséen inférieur de Belgique (décrits sous le nom *C. patulum* par Poty, 1981) mais se distingue de ceux-ci par une taille inférieure et des septes épaissis dans les quadrants antipodes. En l'absence de matériaux supplémentaires, il est impossible d'attribuer avec certitude ce spécimen à une espèce.

Distribution. *Caninophyllum* sp. provient de la partie inférieure du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak, Ivorien).

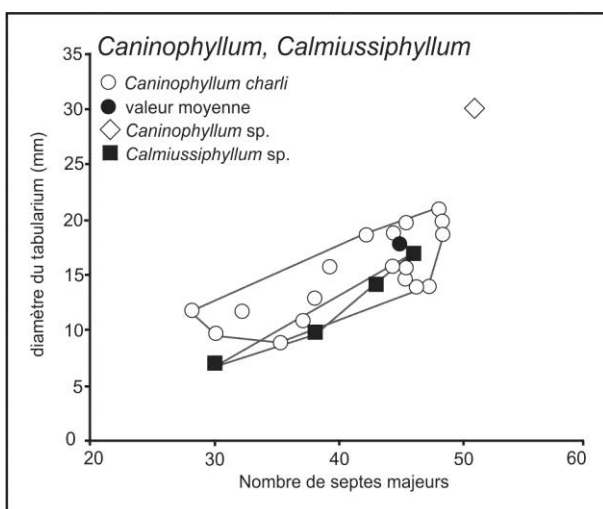


Figure 4-14: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Caninophyllum* sp., *Caninophyllum charli* et *Calmiussiphyllum* sp.

***Caninophyllum charli* sp. nov.**

Planche 11, figures 1-7.

Étymologie. Nous dédions cette nouvelle espèce à F. Charles, pionnier dans l'étude des coraux carbonifères du Nord-Ouest de la Turquie.

Localité-type. Coupe de Gökgöl dans la vallée du même nom, au sud-est de Zonguldak, Nord-Ouest de la Turquie.

Horizon-type. Niveau G.8 (calcaires bioclastiques et crinoïdiques sombres) daté de l'Hastarien supérieur (zone à foraminifères MFZ3), Formation de Yılanlı.

Holotype. Spécimen G.8.1.1 - Zonguldak 2011 (5 c. t.) provenant de la localité type.

Matériaux. Dix-huit spécimens (27 c. t., 2 c. l.): 15, dont l'holotype, provenant de la coupe de Gökgöl, et 3 de la coupe de Dallica. Détails en Annexe 1.

Diagnose. Petit *Caninophyllum* de 30 à 32 mm de diamètre (15-20 mm pour le tabularium), possédant 42 à 46 septes de chaque ordre. Septes majeurs n'atteignant l'axe du polypier que dans les stades juvéniles, épaissis dans les parties cardinales du tabularium. Septes mineurs rudimentaires. Dissépimentarium étroit mais complexe, composé de dissépiments interseptaux simples concentriques, entrecroisés et en arc-boutant. Fossule cardinale marquée et ouverte.

Description.

Caractères externes. Polypier solitaire cylindrique, haut de 3 à 5 cm.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen des individus est de 32 mm (maximum 38 mm) pour un tabularium large de 17 mm (maximum 21 mm, Figure 4-19). Les septes sont longs, atteignent l'axe dans les stades juvéniles, mais se retirent vers la périphérie dans les stades matures, laissant au centre du polypier une zone libre de 5 à 6 mm de diamètre. Il y a, en moyenne, 46 septes majeurs dans les stades adultes (maximum 48). Ils sont épaissis en fuseau et leur terminaison axiale est pointue. Ils sont habituellement courbés vers la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux et plus droits dans les quadrants antipodes. L'épaississement des septes majeurs disparaît rapidement dans les quadrants antipodes mais se maintient dans les quadrants cardinaux. Le septes cardinal est plus court et plus épais, ses voisins sont longs et moins épaissis. Les septes mineurs sont rudimentaires ou limités à la partie périphérique du dissépimentarium. La fossule cardinale est bien marquée. Le dissépimentarium est composé de 5 à 12 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques et entrecroisés, ainsi que des dissépiments en arc-boutant dans la partie la plus interne. Quelques dissépiments transeptaux de second ordre sont présents dans la partie périphérique du dissépimentarium. La rangée la plus interne est épaissie en continuité avec les septes. La muraille est simple, fine et légèrement onduleuse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, horizontaux ou légèrement bombés dans la partie centrale du tabularium, bombés ou en méso. Une gouttière périphérique se développe dans les stades matures en bordure du tabularium. Les dissépiments sont longs (1,5-3 mm) mais étroits (1 mm) et très redressés.

Variabilité. Les stades juvéniles montrent des septes longs et épaissis se retirant habituellement assez tôt durant le développement. Cependant, plusieurs individus ont des septes longs alors que leur

diamètre dépasse 20 mm. La largeur du dissépimentarium est assez stable dans les stades adultes mais difficile à estimer dans les stades plus jeunes où il est souvent érodé.

Discussion. La faible taille et le nombre de septes peu élevé permettent de distinguer ces spécimens de *Caninophyllum* sp. A (= *C. flemalensis* de Boland, 2002), de *C. tomiense* (Tolmatchev 1931) et *C. archiaci* (Milne-Edwards & Haime 1852). Ces spécimens partagent les dimensions et nombre de septes de *Caninophyllum patulum* (Michelin 1846) mais se distinguent de celui-ci par un dissépimentarium plus étroit et plus complexe (*C. patulum* n'a, habituellement, que des dissépiments concentriques et entrecroisés). Les septes majeurs sont moins épaissis et plus retirés vers la périphérie que chez *C. patulum*. Le septes cardinal est plus court que les autres septes, même dans les stades juvéniles, alors que chez *C. patulum*, il est d'abord plus long et se retire ensuite dans la fossule au cours de la croissance (Boland, 2002). *C. patulum* possède des planchers bombés dans la partie axiale du tabularium alors que chez les spécimens turcs, ils sont plats ou très légèrement bombés. La combinaison de ces caractères nous semble suffisants afin d'ériger une nouvelle espèce pour désigner les *Caninophyllum* de petite taille aux septes majeurs retirés. Poty (données inédites) signale dans le Tournaisien supérieur de Tournai et de Soignies, des spécimens attribués à *Caninophyllum patulum* mais partageant avec *C. charli*, une taille modeste et des septes retirés vers la périphérie du tabularium. Ces caractères, imputés jusqu'ici à la variabilité intra-spécifique, seraient à ré-évaluer. *Caninophyllum charli* est issu d'un horizon bioclastique qui a livré des foraminifères indiquant un âge Hastarien (zone MFZ3). Nos spécimens seraient dès lors parmi les plus anciens *Caninophyllum* connus. Poty & Xu (1996) figurent deux espèces de *Caninophyllum* recueillies dans la Zone à *Uralinia tangpakouensis* (Hastarien) du Sud de la Chine. La première, *C. cystosum* Jiang 1982 (mis en synonymie avec *C. tutsingense* Fan 1963 par Xu, 1996), possède 41 à 46 septes pour un diamètre de 25 à 35 mm mais se distingue de *C. charli* sp. nov. par une fossule cardinale peu distincte et surtout un septes antipode très long, souvent connecté avec le septes cardinal. La seconde espèce, *C. shaoyangense* Jiang 1982 est plus petite (17 mm pour 38 septes) et montre un dissépimentarium très large ainsi que des septes à peine épaissis dans le tabularium.

Distribution. *Caninophyllum charli* sp. nov. provient d'un horizon bioclastique daté de l'Hastarien (zone à foraminifères MFZ3), appartenant à la partie médiane de la Formation de Yılanlı et affleurant à la sortie sud du tunnel routier de Gökgöl. Il est également présent dans des niveaux équivalents à Bartın (coupe de Dallica). Il n'est pas connu ailleurs.

GENRE *CALMIUSSIPHYLLUM* VASSILJUK 1959

Espèce-type. *Calmiussiphyllum calmiussi* Vassiljuk 1959, Viséen inférieur du Bassin du Donets.

Diagnose. Large polypier solitaire. Septes très nombreux et serrés. Septes majeurs longs, atteignant l'axe, excepté les septes majeurs cardinal et péri-cardinaux plus courts. Septes mineurs très longs, pénétrant dans le tabularium sur au moins la moitié de leur longueur, souvent contratingents ou contraclinants. Septes épaissis dans les stades juvéniles. Épaississement décroissant d'abord dans les quadrants antipodes du dissépimentarium mais subsistant dans les quadrants cardinaux. Dissépimentarium composé de petits dissépiments interseptaux simples. Rares dissépiments transeptaux dans les individus de grande taille. Planchers incomplets, bombés dans la partie axiale du tabularium. Modifié d'après Hill (1981).

Discussion. *Calmiussiphyllum* désigne des coraux de morphologie "*Caninophyllum*" aux septes, y compris les mineurs, très longs. Le genre est assez peu connu et son ontogenèse n'a jamais fait l'objet d'une étude précise. Les stades juvéniles figurés par Vassiljuk (1959; 1960) rappellent - de loin - les

stades jeunes de *Caninophyllum* Lewis 1929. Vassiljuk (1959; 1960) rangeait son nouveau genre dans la famille Caniniidae (= Cyathopsidae), mais Hill (1981) l'a classé parmi les Bothrophyllidae, aux côtés de *Bothrophyllum* Trautschold 1929 et *Caninophyllum*. *Calmiussiphyllum* diffère de *Caninophyllum* par des septes mineurs longs et un dissépimentarium moins complexe.

Origine et évolution. *Calmiussiphyllum* pourrait descendre de *Caninophyllum* par un allongement des septes et la réduction de la complexité du dissépimentarium. *Calmiussiphyllum calmiussi* Vassiljuk 1960, espèce-type du genre, est présent dans le Viséen inférieur du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960). D'autres espèces similaires ont été décrites en Sibérie par Ivanowski (1967) sous le nom *Caninia ussowi* Gabunia 1919 ainsi que dans l'Avesnois (*Calmiussiphyllum calmiussi*) figuré par Mansy et al. (1989).

***Calmiussiphyllum* sp.**

Planche 10, figure 7.

Matériaux. Un seul spécimen (7 c. t.) provenant de la coupe A de Yaricak Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Polypier solitaire trochoïde de 4,5 cm de haut, à l'apex brisé et montrant une forte contraction et un début de réjuvénescence à proximité du calice. Les caractères du calice ne sont pas connus.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre des stades matures mesure 21 mm en moyenne (maximum 30 mm), le tabularium mesure 14 mm en moyenne et 24 mm au maximum. Il y a 44 septes de chaque ordre (maximum 52, Figure 4-19). Les septes majeurs sont longs, épaissis en fuseau dans le tabularium et également dans le dissépimentarium dans les stades juvéniles. Leurs terminaisons axiales sont fines et pointues. Dans les stades juvéniles, les septes majeurs atteignent l'axe du polypier, certains fusionnent en faisceaux. Ils sont retirés vers la périphérie dans les stades matures. Dès lors, une zone libre de septes, large de 4 à 5 mm, soit 1/3 du diamètre du tabularium, se développe. Les septes montrent un arrangement en faisceaux dans les quadrants cardinaux mais sont disposés de manière radiaire dans les quadrants antipodes. Les septes mineurs sont longs et contratingents. Ils sont plus fins que les septes majeurs mais leurs terminaisons axiales est habituellement moins pointues. Le septes cardinal est plus court, plus épais et plus tortueux que les autres septes. La fossule cardinale est profonde, ouverte vers le tabularium et marquée par un recul du dissépimentarium vers la périphérie. Le dissépimentarium est composé de 3 à 8 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, angulo-concentriques et entrecroisés. La rangée la plus interne est épaissie dans les stades les plus matures. La muraille est épaisse de 0,3 mm et onduluse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ce spécimen partage avec *Calmiussiphyllum calmiussi* Vassiljuk 1960 des septes majeurs longs, épaissis dans les parties cardinales du tabularium, des septes mineurs longs, un dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux simples. Les différences majeures sont: une taille inférieure (jusqu'à 60 mm de diamètre chez *C. calmiussi*) et un nombre moins important de septes (une quarantaine dans notre spécimen, jusqu'à 65 dans l'espèce-type). Les stades les plus jeunes observés présentent un stade zaphrentoïde qui n'a jamais été illustré chez *Calmiussiphyllum*. Cependant, les autres coupes sont très similaires à des coupes de diamètre équivalent observées dans les spécimens de *Calmiussiphyllum calmiussi* de l'Avesnois, mis à part le nombre supérieur de septes de

ce dernier. Il est possible que notre individu soit un stade non mature. *Bothrophyllum dobroljubovae* décrit dans le Viséen du Nord de l'Iran par Flügel (1963) pourrait également correspondre à un stade juvénile de *Calmiussiphyllum*. Par manque de matériel, il est difficile de pousser la comparaison plus loin et nous préférons laisser cette espèce en nomenclature ouverte.

Distribution. Les espèces de *Calmiussiphyllum* sont connues dans le Tournaisien supérieur et le Viséen inférieur. Notre spécimen ne fait pas exception puisqu'il provient de la partie basale du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) dans des niveaux datés de l'Ivorien par Altiner & Özgül (2001).

SOUS-ORDRE AULOPHYLLINA HILL 1981

FAMILLE AULOPHYLLIDAE DYBOWSKI 1873

SOUS-FAMILLE AULOPHYLLINAE DYBOWSKI 1873

GENRE AULOPHYLLUM MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Espèce-type. *Clisiophyllum prolapsum* McCoy 1849 = *Turbinolia fungites* Fleming 1828, Viséen supérieur d'Angleterre.

Diagnose. Corail solitaire sub-cylindrique avec forte structure axiale. Septes majeurs longs mais non connectés à la structure axiale, épaissis dans les parties cardinales du tabularium. Septes mineurs de longueur équivalente à la moitié de celle des majeurs. Septe cardinal plus court dans les stades matures. Structure axiale dense, formant une colonne bien définie et circulaire en coupe transversale, montrant une pointe en direction de la fossule cardinale. Structure axiale composée de lamelles radiaires et de planchers axiaux densément disposés, sans lame axiale distincte. Large dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux simples concentriques. Planchers incomplets et déprimés vers le dissépimentarium. Planchers axiaux déprimés vers la périphérie de la colonne axiale. D'après Poty (1981)

Discussion. *Aulophyllum* est un genre bien défini par sa colonne axiale dense composée de nombreux éléments emmêlés et entourés d'une muraille périphérique. Il a été amplement discuté par Smith (1913) et Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Origine et évolution. *Aulophyllum* Milne-Edwards & Haime 1850 pourrait descendre de *Neoclisiophyllum* Wu 1964 dont la structure axiale montre une muraille périphérique et un arrangement similaire, bien que moins complexe. Une tendance à la complexification de la structure axiale est notée dans la lignée *Clisiophyllum* - *Neoclisiophyllum* - *Aulophyllum*. La distribution stratigraphique de ces trois genres (étalée entre le Viséen inférieur et le Viséen supérieur) étaye cette hypothèse.

***Aulophyllum fungites* (Fleming 1828)**

Planche 12, figures 1-3.

- 1793 *Fungites* Ure, p. 237, pl. 20, fig. 6.
- 1828 *Turbinolia fungites* Fleming, p. 510.
- * 1849 *Clisiophyllum prolapsum* McCoy, p. 3.
- 1850 *Aulophyllum prolapsum* McCoy; M.-E. & H., p. 70.
- 1851 *Clisiophyllum prolapsum* McCoy, p. 95, pl. 3c, fig. 5.
- 1851 *Aulophyllum fungites* (Fleming); M.-E. & H., p. 413.
- 1853 *Aulophyllum fungites* (Fleming); M.-E. & H., p. 188, pl. 37, fig. 3.
- 1913 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Smith, p. 52, pl. 5-9.
- 1930 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Menchikoff & Hsu, p. 248, pl. 10, figs 6a-c.
- 1930 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Smith & Lang, p. 187.
- 1939 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Hill, p. 83, pl. 3, figs 8-10. [cum. syn. des espèces de Thomson].
- 1955 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Parks, p. 178, fig. 1.
- 1958 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Ünsalaner-Kiragli, p. 54, pl. 11, fig. 1.
- 1960 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Vassiljuk, p. 155, pl. 40, figs 1a-c.
- 1971 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Fedorowski, p. 24, pl. 1, figs 1-5.
- 1973 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Sayutina, p. 46, pl. 1, figs 1-7, pl. 12, fig. 1.
- 1974 *Aulophyllum fungites* (Fleming); S.-T.-C., p. 57, pl. 5, figs 1-7, pl. 6, figs 1-5, pl. 7, figs 1-2.
- 1981 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Poty, p. 38, pl. 18, fig. 5.
- 2001 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Rodríguez *et al.*, p. 53, pl. 1, figs 1-3.
- 2008 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Said & Rodríguez, p. 15, figs 2a-e.
- 2011 *Aulophyllum fungites* (Fleming); Denayer *et al.*, p. 164, pl. 11, fig. J.

Lectotype. Spécimen de McCoy choisi par Smith & Lang (1930), provenant du Carbonifère inférieur de Lanarkshire; Royal Scottish Museum of Edimbourg.

Matériaux. Trois spécimens silicifiés (6 c. t., 1 c. l.) provenant de la coupe de Kokaksu et un fragment issu de la collection F. Charles. Détails en Annexe 1.

Diagnose: Polypier d'une vingtaine de millimètres de diamètre pour 40 à 50 septes de chaque ordre. Autres caractères tels que définis dans la diagnose du genre.

Description.

Caractères externes. Polypières cylindriques de 5 à 6 cm de long, dont les apex sont brisés et la muraille fortement érodée.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen est de 21 mm (maximum 24 mm) et le tabularium est large de 13,5 mm en moyenne (16 mm au maximum). Il y a 47 septes de chaque ordre en moyenne (maximum 50). Les septes majeurs sont longs et atteignent le bord de la structure axiale mais tous ne s'y attachent pas. Ils sont droits ou légèrement onduleux dans le dissépimentarium et épaissis dans le tabularium. Ils présentent parfois un fort épaississement dans les quadrants cardinaux. Les septes mineurs sont longs (environ la moitié de la longueur des majeurs) et dépassent à peine du dissépimentarium. Le septes cardinal est légèrement plus court. La fossule cardinale est marquée. La structure axiale est une colonne dense et complexe, entourée d'une muraille périphérique. Son diamètre atteint 5,5 à 6,5 mm soit 1/3 du diamètre du polypier. Il n'y a pas de lame axiale distincte mais un enchevêtrement de lamelles radiales enroulées et interceptées par des planchers axiaux redressés. La structure axiale possède un appendice situé du côté cardinal et prenant la forme, en coupe transversale, d'une pointe obtuse dirigée vers la fossule cardinale. Le dissépimentarium est composé de 6 à 9 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques et parfois entrecroisés. Les 2 à 3 rangées les plus internes sont plus serrées que les rangées périphériques. La muraille est rarement préservée et là où elle l'est, elle est fine et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont très incomplets. Les planchers axiaux impliqués dans la colonne axiale sont très serrés et bombés. La série péri-axiale est moins dense et composée de planchers inclinés vers le dissépimentarium. Il y a 7 à 8 planchers périaxiaux le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits et globuleux, mesurant environ 1 mm de haut et de large. Ils sont au nombre de 10 à 15 le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Outre la taille et le nombre de septes qui sont des variations typiquement ontogéniques, l'épaississement affectant les septes est probablement phénotypique, voire écotypique. En effet, le spécimen de Charles, issu d'un faciès schisteux, présente de très forts épaississements dans les quadrants cardinaux alors que les coraux de Kokaksu, issus de faciès carbonatés, sont peu épaissis.

Discussion. *Aulophyllum fungites* est un corail facilement reconnaissable par sa colonne axiale dense. Semenoff-Tian-Chansky (1974) a discuté les caractères spécifiques de l'espèce et la validité d'espèces décrites dans le Carbonifère russe.

Distribution. L'espèce est connue dans le Viséen supérieur de Belgique (Poty, 1981), du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2001), des Iles britanniques (Smith, 1913), de Pologne (Fedorowski, 1971), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974) et du Maroc (Said & Rodríguez, 2008). Dans ces régions, *A. fungites* est un marqueur du Viséen supérieur (sommets de la biozone à coraux RC7 β et biozone RC8 de Poty et al., 2006) et est également présent dans le Serpukhovien (Hill, 1941; Semenoff-Tian-Chansky, 1974). Les *Aulophyllum* de l'Oural, rapportés à *A. fungites* et connus dans des niveaux plus anciens (Viséen moyen, Semenoff-Tian-Chansky, 1974), appartiennent potentiellement à une espèce distincte (Poty, communication personnelle). En Turquie, il est connu dans les bancs de calcaires silicifiés à *Siphonodendron asiaticum* dans les niveaux attribués au Warnantien. Il est signalé à Tarlaa-Ağzi, dans des intercalations calcaires au sein des schistes "namuriens" (Ralli, 1895; Tokay, 1954; Ünsalaner-Kiragli, 1958).

SOUS-FAMILLE CLISIOPHYLLINAE NICHOLSON 1889

GENRE CLISIOPHYLLUM DANA, 1846

Espèce-type. *Clisiophyllum keyserlingi* McCoy 1849.

Diagnosis. Corail solitaire cératoïde à cylindrique. Septes mineurs longs. Septe cardinal plus court ou connecté à la structure axiale. Structure axiale composée d'une lame axiale fine et de longueur variable, de nombreuses lamelles radiaires connectées ou non aux terminaisons axiales des septes majeurs, et de planchers axiaux. Fossule cardinale ouverte. Dissépimentarium large, composé de dissépiments interseptaux simples. Planchers incomplets. Planchers axiaux redressés vers l'axe. D'après Poty (1981).

Discussion. Le genre *Clisiophyllum* est caractérisé par sa structure axiale de type clisiophylloïde, c'est-à-dire composée d'une lame axiale individualisée sur laquelle s'attache des lamelles radiaires. A l'inverse, chez *Dibunophyllum* Thomson & Nicholson 1876 et *Arachnolasma* Grabau 1922, les lamelles sont généralement déconnectées de la lame axiale car interceptées par les planchers axiaux (structure axiale de type dibunophylloïde, voir Figure 4-2). En coupe longitudinale, les planchers axiaux apparaissent très découpés, au profil conique ou en tente, et passent progressivement aux planchers périaxiaux plus plats ou déprimés. Ce type de structure axiale se distingue facilement de la structure

de type dibunophylloïde où les planchers axiaux sont plus complets, en tente ou en cloche, mais très bien individualisés des planchers périaux. La distinction avec les coraux à structure axiale de type amygdalophylloïde (*Amygdalophyllum* Dun & Benson 1920, *Cyathoclisia* Dingwall 1926, *Spirophyllum* Fedorowski 1970) repose sur les lamelles radiales plus courtes et plus épaissies chez *Amygdalophyllum* que chez *Clisiophyllum*. De plus, en coupe longitudinale, les planchers axiaux d'*Amygdalophyllum* sont très redressés et pratiquement parallèles à la lame axiale. Néanmoins, certaines espèces d'*Amygdalophyllum* présentent une lame axiale réduite, peu épaissie et des planchers beaucoup moins redressés. La distinction se fait alors aisément par le dissépimentarium, plus simple et plus régulier chez *Clisiophyllum*. L'absence de muraille périphérique autour de la structure axiale permet de discriminer facilement *Clisiophyllum* de *Neoclisiophyllum* Wu 1963.

Clisiophyllum compte plus d'une centaine d'espèces décrites dont bon nombre ne sont pas des *Clisiophyllum* ou sont synonymes entre elles. Après examen de la littérature, il ressort qu'à peine une cinquantaine d'espèces peuvent être considérées, *a priori*, comme valides. Celles-ci peuvent être classées en 4 groupes d'espèces:

- Espèces du groupe *C. garwoodi*; groupant des espèces de taille modeste (15 à 30 mm de diamètre pour 30 à 50 septes), aux septes peu épaissis et à la structure axiale symétrique et peu dense dans laquelle la lame axiale est bien individualisée. Ce groupe d'espèces inclut *C. garwoodi* (Salée 1913), *C. multiseptatum* Garwood 1913, *C. huanense* Yü 1937, *C. baoshanense* Fan 2003, *C. simplex* Wu 1964, *C. cumbriensis* Boland 2002, ainsi que les espèces *C. sp. nov. A.* et *C. sp. B* figurées par Denayer et al. (2011). Ces espèces sont communes dans le Viséen inférieur et moyen.
- Espèces du groupe *C. monoseptatum*; incluant des espèces de taille intermédiaire (25 à 40 mm de diamètre pour 45 à 60 septes) au dissépimentarium complexe, aux septes majeurs très épaissis et aux septes mineurs courts. Y sont rangés *C. monoseptatum* Fedorowski 1971, *C. neaversoni* Fedorowski 1971, *C. vaccum* Fedorowski 1971, toutes présentes dans le Viséen supérieur.
- Espèces du groupe *C. subtilisum*; dont *C. subtilisum* Wu 1964, *C. wangi* Yü 1933, *C. grabau* Xu 1996 et *C. cf. keyserlingi*. Il s'agit d'espèces du Viséen supérieur, de taille intermédiaire à grande (25 à 35 mm de diamètre et de 50 à 75 septes), aux épaississements limités, aux septes mineurs longs et à la structure axiale large et lâche.
- Espèces du groupe *C. keyserlingi*; regroupant les espèces de grande taille (plus de 35 mm de diamètre et plus de 60 septes), aux septes épaissis dans le tabularium et à la structure axiale large, souvent spiralée dans laquelle la lame axiale n'est pas toujours individualisée. Il s'agit d'espèces du Viséen supérieur: *C. keyserlingi* McCoy 1849, *C. crassiseptatum* Semenoff-Tian-Chansky 1974, *C. benziregense* Semenoff-Tian-Chansky 1974, *C. macrocolumellatum* Said & Rodríguez 2008, *C. subimbricatum* Thomson 1883 et *C. parkinsoni* Fedorowski 1971.

Le genre *Clisiophyllum* a été abondamment décrit et discuté par Hill (1941), Kato (1966) et Fedorowski (1971). Une étude de la microstructure et la comparaison avec celle de *Dibunophyllum* est donnée par Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Origine et évolution. Mis à part les *Clisiophyllum* du Strunien d'Europe de l'Ouest, les plus anciens représentants carbonifères du genre apparaissent à la base du Viséen (*Clisiophyllum* sp. B figuré par Boland, 2002 et Denayer et al., 2011, base de la biozone RC4β2 de Poty et al., 2006). Il s'agit d'espèces du groupe *C. garwoodi*. L'origine de *Clisiophyllum* est, à ce jour, inconnue. L'hypothèse la plus plausible est celle de l'origine du genre dans les formes struniennes. En effet celles-ci montrent déjà tous les caractères des formes viséennes (Poty 1984). L'absence de *Clisiophyllum* dans le Tournaisien en fait un taxon Lazzare. De plus, l'origine des formes struniennes est, elle aussi, inconnue. En Europe de l'Ouest,

une tendance à l'augmentation de la taille et de la complexité est observée au long du Viséen au travers de la lignée *Clisiophyllum* sp. B - *C. multiseptatum* - *C. garwoodi* - *C. keyserlingi* - *C. keyserlingi crassiseptatum*. Dans le Sud de la Chine, les formes plus complexes du groupe *C. subtilisum* apparaissent avant le Viséen supérieur (Xu, 1996). Ces dernières pourraient être à l'origine de *Neoclisiophyllum* caractérisé par une structure axiale "nucléolée" préfigurant celle des *Aulophyllum*. Au Viséen tout à fait supérieur (Brigantien), des clisiophyllides ont bourgeonné et produit des colonies attribuées à "*Corwenia*" (voir la discussion de ce genre).

***Clisiophyllum multiseptatum* Garwood 1913**

Planche 13, figures 3-8.

- * 1913 *Clisiophyllum multiseptatum* Garwood; p. 560, pl. 50, figs 1-4.
- 1916 *Clisiophyllum multiseptatum* Garwood; Garwood, pl. 14, fig. 6.
- 1930 *Clisiophyllum multiseptatum* Garwood; Lewis, p. 269, pl. 21, figs 4-6.
- 1930 *Clisiophyllum* aff. *multiseptatum* Garwood; Lewis, pl. 36, fig. 7.
- ? 1930 *Clisiophyllum multiseptatum* var. *rigidum* Lewis; p. 269, figs 3.
- 1986 *Clisiophyllum multiseptatum* Garwood; Somerville et al., p. 69, figs 7a-c.
- 2002 *Clisiophyllum multiseptatum* Garwood; Boland, p. 194, pl. 5, fig. 11, pl. 6, figs 2-5, pl. 7, fig. 1.

Lectotype. Désigné par Somerville et al. (1986) parmi les syntypes de Garwood: spécimen BGS GSM 64096 (OF 2612); Dalton Beds (Viséen inférieur), Black Point (Arnside), South Cumbria.

Matériaux. Huit spécimens (9 c. t.): 3 provenant de la coupe de Kokaksu, 2 de Gökçöl et 3 de la rivière Süzek. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Clisiophyllum* cératoïde à cylindrique, de 22 à 38 mm de diamètre et comptant de 44 à 66 septes de chaque ordre. Septes majeurs fins. Septes mineurs atteignant le bord interne du dissépimentarium ou le dépassant. Fossule cardinale marquée. Structure axiale occupant jusqu'à 1/3 du diamètre du polypier, composée d'une lame axiale fine et de nombreuses lamelles radiaires en connexion avec les terminaison axiales de certains septes majeurs. Dissépimentarium large, composé de dissépiments simples concentriques. Muraille peu épaisse et régulière. Planchers axiaux divisés, redressés vers la structure axiale. Planchers périauxiaux déprimés, formant une gouttière périphérique asymétrique. Modifié de Somerville et al. (1986).

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen des polypiers est de 15,3 mm (maximum 22). Le tabularium est large de 10,7 mm en moyenne (maximum 16 mm, Figure 4-20). Il y a en moyenne 40 septes de chaque ordre (maximum 58). Les septes majeurs sont longs et droits, excepté à proximité de la structure axiale où certains s'incurvent. Les septes mineurs sont longs et pénètrent dans le tabularium sur plus de 1 mm. Ils sont plus onduleux que les septes majeurs. La fossule cardinale est bien marquée, avec un septes cardinal souvent plus court. La structure axiale est variablement développée. La columelle est généralement connectée au septes antipode et parfois au cardinal. Les lamelles radiaires sont moins nombreuses que les septes majeurs. Certaines d'entre-elles sont liées aux extrémités axiales des septes majeurs. Le dissépimentarium est composé de 2 à 6 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques et parfois entrecroisés dans la partie interne. La muraille est régulière, peu épaisse et rarement conservée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Variabilité. La structure axiale est l'élément le plus variable. Elle varie d'une simple columelle portant quelques lamelles radiaires à une structure complexe en toile d'araignée symétrique comptant plus de 20 lamelles radiaires interrompues par des planchers axiaux. Toutes les formes intermédiaires existent. La symétrie de la structure est cependant conservée dans la majorité des cas.

Discussion. La morphologie de ces coraux est celle de *Clisiophyllum multiseptatum* Garwood 1913. Cependant, nos spécimens sont plus petits (15 à 22 mm contre 22 à 38 mm pour *C. multiseptatum*) et comptent moins de septes (40 à 58, contre 44 à 66). *C. garwoodi* (Salée 1913) (9 à 14 mm de diamètre, 31 à 41 septes) est assez similaire mais plus petit que nos spécimens. *C. simplex* Fan in Fan et al. 2003 (11 mm de diamètre, 40 septes) et *C. baoshanense* Fan in Fan et al. 2003 (14 à 16 mm de diamètre, 40 à 45 septes) sont tous deux plus petits et leur structure axiale est beaucoup plus simple. *C. multiseptatum* Garwood 1913 est aisément différentiable de *C. aff. keyserlingi* McCoy 1849 (voir ci-après) par ses dimensions inférieures et sa structure axiale plus régulière.

Distribution. *C. multiseptatum* est une espèce commune dans le Viséen inférieur des Iles britanniques (Somerville et al., 1986) et a été signalée dans des niveaux équivalents en Belgique (zone RC5 α , données inédites de Poty). En Turquie, c'est un élément occasionnel dans les niveaux du Viséen inférieur accompagnant *Dorlodotia briarti* et *Siphonodendron ondulosum* au sein des zones à *Dorlodotia* et à *Ceriodotia*.

***Clisiophyllum aff. keyserlingi* McCoy 1849**

Planche 13, figures 1-2.

Matériaux. Quatre spécimens (7 c. t., 1 c. l.), 2 provenant de la coupe de la rivière Süzek et 2 de Topluca, ainsi que plusieurs fragments de structure axiale provenant de la coupe de la rivière Süzek. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les spécimens présentent un diamètre moyen de 33 mm (maximum 42 mm) et un tabularium mesurant en moyenne 24 mm de diamètre (maximum 34 mm). Il y a 55 septes de chaque ordre (maximum 60). Les septes majeurs sont longs et onduleux dans le tabularium et parfois aussi dans le dissépimentarium. Ils sont épaissis dans le dissépimentarium. Les septes mineurs sont longs et pénètrent largement (sur près de 2 mm) dans le tabularium où ils sont épaissis. Ils sont souvent contraclinants. Le septes antipode est connecté à la structure axiale. Le septes cardinal est très court et repose dans une fossule cardinale bien marquée. La structure axiale est composée d'une lame axiale irrégulière, souvent courbée et légèrement plus épaisse que les lamelles radiaires qui l'entourent. Celles-ci sont nombreuses, interceptées par des planchers axiaux redressés et souvent connectées aux terminaisons axiales des septes majeurs. Elles forment une structure spiralée asymétrique lâche et décousue. Le dissépimentarium est formé de 4 à 10 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques ou entrecroisés. La rangée la plus interne est épaisse en continuité avec les septes. La muraille est fine et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets et forment deux séries. Les planchers axiaux ont une forme de tente ou coniques, très redressés vers l'axe et assez serrés (15 planchers le long d'une section verticale de 10 mm). Les planchers périaxiaux sont globuleux et moins

redressés. Les dissépiments sont étroits et sub-verticaux. Il y a une dizaine de dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Les septes majeurs et mineurs sont épaissis dans le tabularium, en continuité avec la rangée interne du dissépimentarium. Ces épaississements sont très forts dans les stades juvéniles mais tendent à disparaître dans les stades plus matures. La variabilité affecte également le développement des lamelles radiales et donc, la forme de la structure axiale qui peut apparaître plus complexe.

Discussion. Nos spécimens sont caractérisés par une grande taille, un large dissépimentarium et une structure axiale lâche et asymétrique. Ces caractères sont communs dans les espèces du groupe *C. keyserlingi* (ex: *C. keyserlingi* McCoy 1849, *C. macrocolumellatum* Said & Rodríguez 2001, *C. neaversoni* Fedorowski 1971, *C. subimbricatum* Thomson 1873). Ils partagent avec *C. keyserlingi* McCoy un diamètre important et une structure axiale lâche. Ils s'en distinguent par un nombre de septes inférieur (à diamètre égal, *C. keyserlingi* en compte plus de 60) et une structure axiale plus irrégulière, comptant moins de lamelles radiales moins densément disposées. Cependant, Hill (1941) a montré que la structure axiale de *C. keyserlingi* est soumise à une forte variabilité depuis des formes symétriques denses à des structures lâches impliquant un nombre réduit de lamelles radiales (moitié moins nombreuses que les septes, voire moins). De plus, dans les spécimens turcs, les planchers axiaux sont moins serrés que chez *C. keyserlingi*. La morphologie lâche de la structure axiale rappelle *C. subtilisum* Wu 1964 mais celui-ci est plus petit (24 mm de diamètre pour 50 septes) et son dissépimentarium est plus étroit. L'espèce non publiée créée par Xu (1996), *C. grabau*, montre des septes mineurs contraclinants mais est plus petite (22 mm de diamètre pour 50 septes) et sa structure axiale occupe tout le tabularium. *C. wangi* Yü 1933 montre une structure axiale très similaire mais compte beaucoup plus de septes (jusqu'à 80 !). *C. parkinsoni* Fedorowski 1971 est également très grand mais il compte moins de septes (une quarantaine pour un diamètre inférieur à 30 mm). Les différences morphologiques observées dans nos matériaux ne sont pas suffisantes pour justifier une nouvelle espèce et nous préférons les rapprocher de *C. keyserlingi* McCoy 1849

Distribution. Cette espèce n'est connue que dans le Warnantien inférieur de la région de Bartın (coupes de Topluca et Süzek) où il est accompagné de *Siphonodendron asiaticum* et *S. scaleberense*.

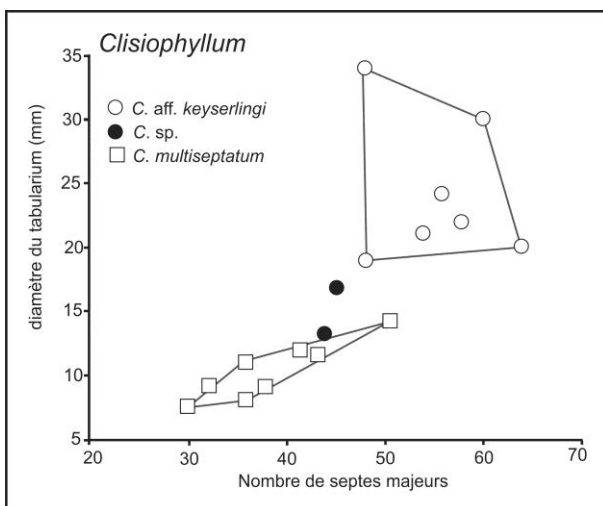


Figure 4-20: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Clisiophyllum* aff. *keyserlingi*, *Clisiophyllum* sp. et *Clisiophyllum multiseptatum*.

***Clisiophyllum* sp.**

Planche 13, figure 9.

- ? 1958 *Clisiophyllum keyserlingi* McCoy; Ünsalaner-Kiragli, p. 54, pl. 2, fig. 4.
2012 *Clisiophyllum* aff. *keyserlingi* McCoy; Denayer, p. 321, fig. 4M.

Matériaux. Un spécimen provenant d'un éboulis et un fragment provenant de la partie supérieure du bioherme de Kongul Yayla dans les Anatolides (3 c. t., 1 c. l.). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Il s'agit de fragments de coraux cylindriques d'une quarantaine de millimètres de haut. Les caractères du calice ne sont pas connus.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre du polypier est de 22 mm et celui du tabularium, 17 mm. Il y a, en moyenne, 45 septes de chaque ordre. Ils sont courts (pas plus de la moitié du rayon du polypier), droits et épaissis. L'épaisseur maximale des septes (0,5 mm) est atteinte à proximité du bord interne du dissépimentarium. Les septes majeurs cardinal et antipode sont tous deux plus longs que les autres septes majeurs. Les septes mineurs sont courts (moins de la moitié de la longueur des majeurs), fins et onduleux. La structure axiale est composée d'une lame axiale connectée au septes antipode et de lamelles radiaires fines et onduleuses connectées aux terminaisons axiales de certains septes majeurs. Des planchers axiaux redressés interceptant les lamelles radiaires complètent la structure. Le diamètre de la structure axiale atteint 10 mm. Le dissépimentarium est étroit, composé de 1 à 3 rangées incomplètes de petits dissépiments interseptaux simples concentriques, la rangée la plus interne est légèrement épaissie. La muraille est épaisse de 0,5 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets. Ils sont redressés vers la structure axiale et inclinés vers la périphérie. Il y a 10 à 12 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits et pratiquement verticaux.

Discussion. Les dimensions de ces spécimens et l'étroitesse de leur dissépimentarium font penser aux représentants du groupe *C. garwoodi* mais l'épaississement des septes n'est pas connu chez ces derniers. Ce caractère est commun dans les espèces du groupe *C. monoseptatum* mais ceux-ci ont un dissépimentarium plus complexe. En définitive, nous rapprochons ces spécimens des espèces du groupe *C. keyserlingi* pour la taille relativement importante de la structure axiale et ce, malgré leurs faibles dimensions. Nos spécimens ressemblent en effet aux stades non matures de *C. keyserlingi* figurés par Hill (1941, ex: pl. 1, figs 2-3).

Distribution. Les espèces du groupe de *Clisiophyllum keyserlingi* sont communes dans le Viséen supérieur de Belgique (Denayer et al., 2011), des Iles britanniques (Hill, 1941), du Sud de la Pologne (Fedorowski, 1971), du Sud-Ouest de l'Espagne (Gómez-Herguedas & Rodríguez, 2005), du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), du Maroc (Aretz & Herbig, 2010) et du Sud-Est de la Chine (Wu & Zhao, 1989). En Turquie, *C. keyserlingi* a été signalé par Ünsalaner-Kiragli (1958) dans la région de Kayseri (Taurides orientales) mais nous ignorons la provenance exacte de son spécimen. Dans les Anatolides, il a été récolté dans le bioherme de Kongul Yayla (Warnantien inférieur).

SOUS-FAMILLE DIBUNOPHYLLINAE WANG 1926

GENRE *BOUNOPHYLLUM* CHWIEDUK 2005

Espèce-type. *Bounophyllum pomeranicum* Chwieduk 2005, Strunien de Pologne = *Clisiophyllum* (*Dibunophyllum*) *praecursor* Frech 1885, Strunien d'Aix-la-Chapelle.

Diagnose. Corail solitaire. Structure axiale irrégulière, connectée aux septes antipode et cardinal dans les stades juvéniles. Septes majeurs longs, épaissis dans le tabularium. Terminaisons axiales des septes enroulée. Septes mineurs longs. Septe cardinal plus court dans la fossule. Dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux simples. Planchers incomplets et bombés. Modifié d'après Chwieduk (2005).

Discussion. Le genre *Bounophyllum* a été introduit par Chwieduk (2005) pour désigner les coraux struniens repris sous le nom *Dibunophyllum praecursor* Frech 1885. *Dibunophyllum* étant un genre du Viséen supérieur dont les caractères sont bien contraints, la réattribution de ces coraux struniens à un genre distinct était nécessaire.

Origine et évolution. L'origine des coraux à structure axiale du Strunien tels *Bounophyllum* est inconnue. Morphologiquement, leur structure axiale est similaire mais non identique à celles de leurs homonymes du Viséen. Les seuls coraux ayant une structure axiale semblable à celle de *Bounophyllum* et connus dans les strates antérieures au Strunien dans le Dévonien supérieur sont les petits coraux solitaires décrits comme *Tabulophyllum implicatum* Tsien 1976 dans le Frasnien supérieur de Belgique. Ceux-ci ne semblent cependant pas avoir de lien phylétique direct avec *Bounophyllum*.

Bounophyllum praecursor (Frech 1885)

Planche 12, figures 4-6.

- * 1885 *Clisiophyllum* (*Dibunophyllum*) *praecursor* Frech, p.47, pl. 17, figs 3a-b.
- 1984 "*Dibunophyllum*" *praecursor* Frech; Poty, pl. 1, fig. 1.
- 1998 "*Dibunophyllum*" *praecursor* Frech; Chwieduk, p. 95.
- 2002 *Dibunophyllum* aff. *praecursor* Frech; Berkowski, p. 37, pl. 11, fig. 2.
- 2005 *Bounophyllum pomeranicum* Chwieduk, p. 418, pl. 12, figs 4-7, pl. 13, figs 1-4.
- 2011 *Bounophyllum praecursor* Frech; Denayer et al., p. 164, pl. 1, fig. G.

Lectotype. L'holotype de Frech a été détruit lors de la Seconde Guerre Mondiale. Aucun lectotype n'a été désigné à ce jour. De nombreux topotypes sont disponibles (notamment dans la collection de Paléontologie de l'Université de Liège).

Matériaux. Cinq spécimens (16 c. t., 2 c. l.): 4 provenant de la coupe de Topluca et 1 de la coupe de Gökgöl. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Bounophyllum* cylindrique de 8 à 13 mm de diamètre, comptant 29 à 33 septes de chaque ordre. Septes mineurs courts. Structure axiale occupant au moins 1/3 du diamètre du polypierite et composée d'une lame axiale et une dizaine de lamelles radiaires. Dissépimentarium étroit, composé de 1 à 2 rangées de dissépiments interseptaux simples et de rares dissépiments transeptaux. Planchers complets ou non, très redressés vers l'axe. D'après Berkowski (2002).

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen des polypiers est de 9,5 mm (maximum 11 mm) avec un tabularium de 7 mm (maximum 9 mm). Il y a 30 septes de chaque ordre en moyenne (maximum 32). Les septes majeurs sont longs, droits dans la partie extérieure du tabularium et se joignent aux lamelles radiaires de la structure axiale. Les septes mineurs occupent le dissépimentarium et pénètrent parfois dans le tabularium. La fossule cardinale est peu distincte. La structure axiale est de type dibunophylloïde à axophylloïde. Elle est composée d'une lame axiale bien individualisée, soutenant 25 à 30 lamelles radiaires spiralées attachées aux terminaisons axiales des septes majeurs. Le dissépimentarium est étroit, composé au maximum de deux rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques dont certaines légèrement épaissis. La muraille est simple et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont bombés dans la partie axiale du tabularium et déprimés dans la partie périphérique. Les dissépiments sont très redressés.

Variabilité. La longueur de la lame axiale et le nombre de lamelles radiaires, ainsi que leur caractère spiralé sont soumis à une forte variabilité. La morphologie de la structure axiale varie fortement au sein d'un même individu. Les formes les plus complexes de structure axiale ne correspondent pas toujours aux stades les plus matures des polypiers. Les spécimens venant pratiquement tous du même niveau, la variabilité doit donc avoir une origine phénotypique et non écotypique.

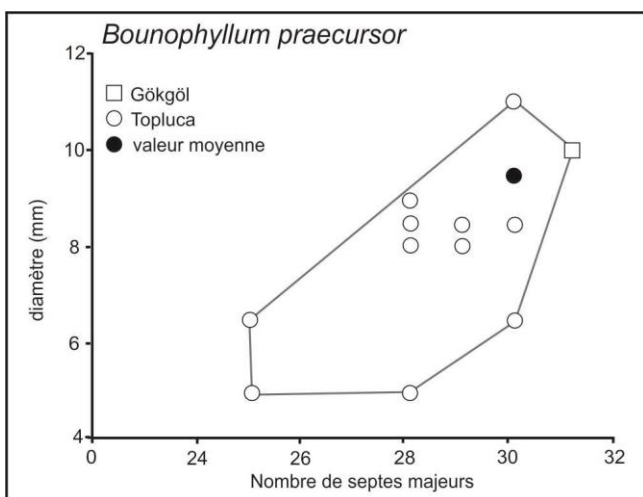


Figure 4-15: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Bounophyllum praecursor*.

Discussion. Chwieduk (2005) a créé une nouvelle espèce, *B. pomeranicum*, pour des individus présentant un diamètre et un nombre de septes inférieurs à ceux habituellement observés chez *B. praecursor*. Cependant, son espèce tombe dans la variabilité de l'espèce de Frech, comme le montre les nombreux topotypes récoltés dans la région d'Aix-la-Chapelle par Poty. Nos spécimens occupent le même domaine de variabilité biométrique. Ils sont donc classés dans l'espèce *B. praecursor* dans laquelle nous rangeons également *B. pomeranicum*. Les coraux turcs montrent une structure axiale plus complexe que celle observée dans la majorité des topotypes. En effet, leur lame axiale est bien individualisée et les lamelles radiaires sont plus nombreuses et plus spiralées. Si de pareilles structures sont occasionnelles chez les topotypes, elles sont communes chez les formes polonaises. Nous considérons ces différences comme une variabilité intra-spécifique, comme c'est le cas pour les coraux à structure axiale du Viséen (*Clisiophyllum* Dana 1846, *Dibunophyllum* Thomson & Nicholson 1876). Chez ces derniers, la structure axiale est très plastique, même au sein d'un même individu (Diplomatico, 1980; Sautois, 2007).

Distribution. *Bounophyllum praecursor* est commun dans les faciès à stromatopores dans le Strunien (Famennien terminal) dans l'est du Bassin de Namur-Dinant (vallée de la Vesdre et région d'Aix-la-Chapelle: Poty, 1984b), de Pologne (Monts Sainte-Croix: Berkowski, 2002, Pomeranie: Chwieduk, 2005). Son occurrence dans la région de Zonguldak et Bartin est la première signalée hors d'Europe de l'Ouest. Il a été collecté dans les biostromes à stromatopores du Strunien de Bartin (coupe de Topluca).

GENRE *KONINCKOPHYLLUM* THOMSON & NICHOLSON 1876

Espèce-type. Choisie par Thomson (1883): *Koninckophyllum magnificum* Thomson & Nicholson 1876, Viséen supérieur d'Ecosse.

Diagnose. Polypier solitaire, présentant parfois un bourgeonnement limité. Septes majeurs longs mais n'atteignant pas l'axe. Septes mineurs longs. Structure axiale réduite, composée d'une lame axiale étroite et de rares lamelles radiaires courtes. Fossule cardinale variablement marquée. Dissépimentarium complexe à dissépiments interseptaux concentriques, en V, entrecroisés et en arc-boutant. Planchers incomplets et redressés vers la columelle là où elle existe, complets et horizontaux dans les autres cas. d'après Hill (1941).

Discussion. Comme de nombreux autres genres à columelle, *Koninckophyllum* Thomson & Nicholson 1876 a souvent été confondu avec *Lophophyllum* Milne-Edwards & Haime (résumé des péripéties par Hill, 1941 et Semenoff-Tian-Chansky, 1974). *Koninckophyllum* désigne les coraux solitaires ou bourgeonnant de taille moyenne à grande, comptant de nombreux septes longs mais laissant au centre du polypier une zone libre, occupée seulement par une columelle simple, discontinue verticalement chez certaines espèces. Sont donc exclus de ce genre les coraux à structure axiale plus complexe (*Dibunophyllum* Thomson & Nicholson 1876, *Clisiophyllum* Dana 1846, *Cyathoclisia* Dingwall 1926, *Axoclisia* Semenoff-Tian-Chansky 1974). Certaines espèces du genre *Arachnolasma* Grabau 1931 montrent parfois une structure axiale réduite mais celle-ci est toujours continue et souvent plus épaisse. De la même manière, plusieurs espèces d'*Amygdalophyllum* Dun & Benson 1920 (ex: *A. dianthoides* (McCoy 1849), *A. meathopense* (Garwood 1913)), possédant une structure axiale réduite ont été attribuées au genre *Koninckophyllum*. Cependant, la disposition des planchers est un caractère permettant de discriminer facilement *Amygdalophyllum* (planchers très redressés, en tente et souvent épaissis) et *Koninckophyllum* (planchers coniques ou en méso). Semenoff-Tian-Chansky (1974) signale une forte ressemblance de *Koninckophyllum* avec le genre nord-américain *Caninostrotion* Easton 1943 caractérisé par des formes fasciculées de polypiérites de type koninckophyllides aux septes majeurs épaissis. Enfin, Semenoff-Tian-Chansky (1974) considère le genre *Neokoninckophyllum* Fomitchev 1939, caractérisé par un large dissépimentarium et une columelle connectée au septes antipode, comme un synonyme de *Koninckophyllum*. Notons que *Koninckophyllum* partage avec *Dibunophyllum* Thomson & Nicholson 1876 des planchers coniques et des dissépiments très réguliers. Le dissépimentarium de *Koninckophyllum* est également très similaire à celui d'*Haplolasma* Semenoff-Tian-Chansky 1974. Il est d'ailleurs mal aisé de différencier un *Koninckophyllum* diphymorphe d'un véritable *Haplolasma*. Hill (1981) a classé *Haplolasma* dans les Dibunophyllinae Wang 1950 pour cette raison. Selon nous, il faut y voir une convergence morphologique et non un lien de filiation, *Haplolasma* étant un Cyathopsidae comme l'indique Poty (1981).

Origine et évolution. Deux hypothèses sur l'origine de *Koninckophyllum* ont été avancées. La première, due à Poty & Hecker (2003b) et Poty (inédit !) rapprochent *Koninckophyllum* et *Dibunophyllum* sur base de leurs planchers et dissépimentarium similaires. La seconde fait descendre *Koninckophyllum* d'*Amygdalophyllum* dont certaines espèces du Viséen supérieur (*A. vallum* Hill 1934, *A. turbophylloides* Semenoff-Tian-Chansky 1974) présentent une structure axiale réduite à une columelle épaissie, des

septes peu épaissis et des planchers moins divisés. Le bourgeonnement limité ou persistant est noté chez plusieurs espèces de *Koninckophyllum* (*K. interruptum* Thomson & Nicholson 1876). Jusqu'à présent les formes coloniales fasciculées sont rangées dans le même genre, bien qu'elles mériteraient un nom différent. Ces *Koninckophyllum* dendroïdes donnent naissance, au Brigantien au genre cérioïde *Thysanophyllum* Nicholson & Thomson 1876 (données inédites de... Poty). Le genre *Koninckophyllum* est riche d'une vingtaine d'espèces et est présent dans le Viséen supérieur de Belgique (Poty, 1981, zones RC7 β et RC8), d'Angleterre (zone H de Mitchell, 1989), d'Ecosse (Hill, 1941), de Pologne (Fedorowski, 1971), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2001), du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), du Maroc (Aretz & Herbig, 2010), des Alpes Carniques (Heritsch, 1934), de la Plate-forme russe (Dobroljubova, 1958), de l'Oural (Gorsky et al., 1975) et de Nouvelle Zemble (Gorsky, 1938). Il est également présent dans le Viséen supérieur et le Serpukhovien de Nouvelle-Ecosse (Lewis, 1935; Poty, 2002a).

***Koninckophyllum interruptum* Thomson & Nicholson 1876**

Planche 15, figures 4-9.

- * 1876 *Koninckophyllum interruptum* Thomson & Nicholson; p. 121 p. 12, figs 3-3a.
- 1893 *Campophyllum interruptum* T. & N.; Thomson, p. 723, pl. 19, figs 5-5a.
- 1893 *Campophyllum concav(e)um* Thomson; p. 721, pl. 19, fig. 1.
- 1931 *Caninia concavea* (Thomson); Lewis, p. 235, pl. 8, figs 4a-c.
- 1933 *Caninia* cf. *colossea* Ludwig; Charles, p. 124, pl. 5, figs 20-21.
- 1935 *Lophophyllum interruptum* (T. & N.); Menchikoff & Hsu, p. 245, pl. 10, figs 1a-b, 2.
- non 1935 *Lophophyllum interruptum* (T. & N.); Menchikoff & Hsu, p. 245, pl. 10, figs 1c.
- 1941 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Hill, p. 93, pl. 4, figs 8-13; [cum. syn. des espèces de Thomson 1893].
- 1960 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Vassiljuk, p. 126, pl. 30, figs 3a-c.
- 1971 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Fedorowski, p. 82, pl. 18, figs 5-9.
- 1974 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; S.-T.-C., p. 112, pl. 20, figs 6-7, pl. 21, figs 1-6.
- ? 1977 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Khoa, 360, pl. 14, figs 5a-d.
- 1981 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Niikawa, p. 135, pl. 4, figs 1a-c.
- 1981 *Koninckophyllum* aff. *interruptum* T. & N.; Poty, p. 42, pl. 18, fig. 6.
- 1986 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Herbig, p. 198, pl. 3, figs 1-3.
- 2001 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Rodríguez et al., p. 69, pl. 4, figs 1-5.
- 2011 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Aretz, p. 604, fig. 8B.
- 2011 *Koninckophyllum interruptum* T. & N.; Denayer et al., p. 165, pl. 11, fig. C.

Holotype. L'holotype de Thomson & Nicholson est perdu, aucun lectotype ou néotype n'a été désigné à ce jour (voir Semenoff-Tian-Chansky, 1974).

Diagnose. *Koninckophyllum* solitaire, cylindroïde atteignant 40 mm de diamètre et comptant une cinquantaine de septes de chaque ordre. Structure axiale rudimentaire, souvent réduite à une columelle, interrompue verticalement, donnant des stades diphymorphes. Tabularium large, libre de septes. Dissépiments transeptaux sporadiques. D'après Hill (1941) et Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Matériaux. Neuf spécimens (19 c. t.): 6 provenant de la partie supérieure de la coupe de Gökgöl (dont le spécimen de Charles), 1 de la coupe de la rivière Süzek et 1 de la coupe de Topluca. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Gros polypiers cylindriques dont la muraille est souvent érodée. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen observé est de 27,4 mm (maximum 30 mm) et celui du tabularium est de 20 mm (maximum 27 mm, Figure 4-22). Les septes majeurs sont au nombre de 43 en moyenne (maximum 50). Ils sont longs, assez onduleux et se joignent à la structure axiale. Les septes mineurs sont longs, pénètrent dans le tabularium ou s'arrêtent en bordure interne du dissépimentarium. Ils sont également onduleux et souvent épaissis. Le septes antipode est long et connecté à la structure axiale. Le septes cardinal est soit plus court que les autres septes, soit plus long et connecté à la structure axiale. La fossule cardinale est bien marquée, profonde et ouverte. La structure axiale est formée d'une lame axiale bien développée, plutôt longue (4 à 9 mm), épaissie et généralement courbée. Dans certains spécimens, quelques rares lamelles radiaires (moins de 6) ont été observées. Des planchers axiaux redressés complètent la structure axiale. Cette columelle est discontinue verticalement car des stades diphymorphes ont été fréquemment rencontrés. Le dissépimentarium est étroit mais complexe. Il comprend une dizaine de rangées de dissépiments interseptaux simples, concaves ou anguleux, en V, entrecroisés et en arcs-boutants. La rangée la plus interne est, dans la plupart des cas, composée de dissépiments entrecroisés, et parfois légèrement épaissie. Les 4 à 5 rangées les plus périphériques du dissépimentarium sont composées de petits dissépiments très serrés.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

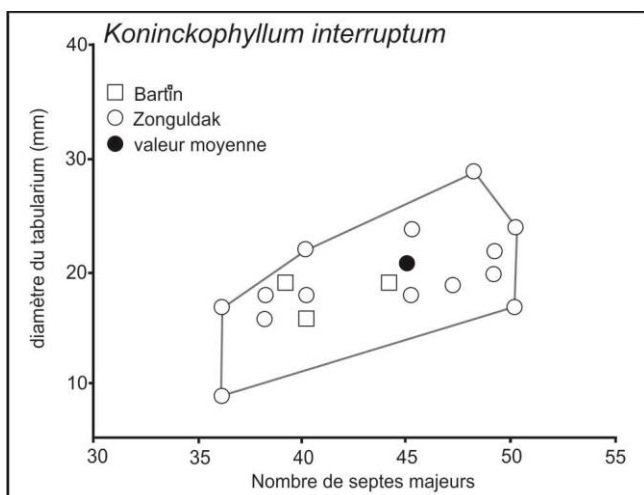


Figure 4-16: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Koninckophyllum interruptum*.

Discussion. Ces coraux montrent une structure axiale relativement simple, de type clisiophylloïde, déconnectée des terminaisons axiales des septes, typique du genre *Koninckophyllum*. Le faible développement de la columelle est un caractère rencontré chez plusieurs espèces mais seul *K. interruptum* Thomson & Nicholson 1876 a des dimensions compatibles avec celles de nos spécimens. Hill (1941) considère *K. interruptum* comme une forme diphymorphe de *K. magnificum* Thomson & Nicholson 1876, dont il partage les dimensions et nombre de septes mais s'en distingue par une columelle interrompue verticalement et de rares dissépiments transeptaux. La columelle discontinue verticalement est considérée comme un caractère spécifique de *K. interruptum* mais cette discontinuité est commune chez d'autres espèces dont *K. echinatum* Thomson 1880, *K. complexum* Semenoff-Tian-Chansky 1974 et *K. destitum* Semenoff-Tian-Chansky 1974. La discontinuité verticale de la structure axiale est un phénomène courant qui relève généralement d'une cyclicité saisonnière (Scrutton, 1998). Le polypier identifié comme *Caninia* cf. *colossea* par Charles (1933) est un *Koninckophyllum interruptum* diphymorphe. Son dissépimentarium est, par ailleurs, identique à celui des spécimens récoltés à Zonguldak et Bartın.

Distribution. *K. interruptum* est une espèce occasionnelle dans le Warnantien de Belgique (Poty, 1981, sommet de la zone RC7 β et zone RC8), d'Angleterre (Mitchell, 1989), d'Ecosse (Hill, 1941), de Pologne (Fedorowski, 1971), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2001), du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974) et du Maroc (Aretz & Herbig, 2010). Nos matériaux proviennent de la partie supérieure de la Formation de Yılanlı, dans des niveaux appartenant au Warnantien inférieur (biozone à foraminifères MFZ13), accompagné de *Siphonodendron scaleberense*, *S. asiaticum* et *S. pauciradiale*. L'espèce est abondante dans la coupe de Gökgöl et occasionnelle dans les coupes de Topluca et Süzek.

GENRE *CORWENIA* SMITH & RYDER 1926

Espèce-type. *Lonsdaleia rugosa* McCoy 1849, Brigantien d'Angleterre.

Diagnose. Corail en colonies phacéloïdes. Bourgeonnement latéral non-parricidal. Polypiérites à structure axiale de type dibunophylloïde à lame axiale distincte et lamelles radiaires séparées de celle-ci par des planchers axiaux redressés. Septes majeurs fins. Septes mineurs fins et courts. Septes antipode et cardinal connectés à la lame axiale. Planchers axiaux très redressés et serrés. Planchers périaxiaux moins serrés et moins inclinés.

Discussion. D'après sa définition originale, basée sur l'espèce-type *Corwenia rugosa* (McCoy 1849), le genre désigne les formes coloniales de *Dibunophyllum*, caractérisées par des polypiérites à lame axiale séparée de ses lamelles radiaires par des planchers redressés et montrant des septes mineurs courts ou absents (Smith & Ryder, 1926). Comme le signalent Rodríguez & Somerville (2010), *Corwenia* désigne non seulement des colonies de *Dibunophyllum* Thomson & Nicholson 1876, mais aussi des colonies d'*Arachnolasma* Grabau 1922 (ex: "*C.*" *teschikensis* Bykova 1966), de *Clisiophyllum* Dana 1846 (ex: *C.?* *maimonensis* Rodríguez & Falces 1992). De plus, des pseudocolonies d'individus grégaires de *Dibunophyllum* et *Clisiophyllum* ont également été désignées sous le nom *Corwenia* (Rodríguez & Somerville, 2010). A défaut d'une révision du genre, Rodríguez & Somerville (2010) proposent d'utiliser le terme "*Corwenia*" pour désigner les formes coloniales de *Clisiophyllum* et d'*Arachnolasma* et de conserver *Corwenia* pour les colonies issues de *Dibunophyllum*. La révision du genre *Corwenia* est donc nécessaire pour mieux appréhender la diversité et l'évolution des coraux coloniaux à structure axiale du Carbonifère inférieur.

Origine et évolution. *Corwenia sensu stricto* est issu de *Dibunophyllum* par bourgeonnement latéral durant le Brigantien (Viséen supérieur). Des formes "cérioïdes" ont été décrites sous le nom *Copia* par Vassiljuk & Kozyreva (1974) mais les données sur ce genre sont très limitées (nous utilisons les guillemets car l'habitus cérioïde n'est pas convainquant dans la figuration de Vassiljuk & Kozyreva, 1974 et Hill, 1981, p. F364, fig. 239-1). *Corwenia* est présent en Europe de l'Ouest, dans le Viséen supérieur (Brigantien). Il est connu dans les Iles britanniques (Smith & Ryder, 1916) dans le Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 1992), au Maroc (Said & Rodríguez, 2008), en Nouvelle Zemble (Gorsky, 1951), sur la Plate-forme russe (Dobroljubova, 1958) et potentiellement, dans le Sud-Est de la Chine (Yü, 1937; Wu & Zhang, 1980) et au Japon (Nagao & Minato, 1941).

***Corwenia cf. vaga* Smith & Ryder 1926**

Planche 12, figure 7.

Matériaux. Un fragment d'une grosse colonie (6 c. t., 1 c. l.) provenant de la coupe d'Ulutam. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Il s'agit d'un fragment d'une colonie phacéloïde comptant une quinzaine de polypiérites. Le bourgeonnement est latéral et non-parricidal.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites montrent un diamètre moyen de 16,7 mm (maximum 20 mm) pour un tabularium large de 9 mm (maximum 11 mm, Figure 4-23). Ils possèdent, en moyenne 31 septes de chaque ordre (maximum 35). Les septes majeurs sont longs et fusiformes, leur largeur maximale (0,3 mm) étant atteinte en bordure interne du dissépimentarium. Ils peuvent être légèrement onduleux dans le dissépimentarium. Leur terminaison axiale se courbe à proximité de la structure axiale. Les septes mineurs sont courts (moins du tiers de la longueur des majeurs), plus fins et parfois discontinus dans le dissépimentarium. Le septes cardinal est plus court et plus épais que les autres septes. Dans certains polypiérites, il est plus long et se joint à la lame axiale, comme le fait aussi le septes antipode. La fossule cardinale est peu profonde, ouverte et marquée par un retrait du dissépimentarium vers la périphérie. Les septes majeurs bordant la fossule présentent, dans leur partie terminale, une courbure opposée à la fossule. La structure axiale est composée d'une longue lame axiale bien individualisée, épaissie (0,7 à 0,8 mm) et supportant une vingtaine de lamelles radiaires fines, sinueuses et de longueur irrégulière. La majorité d'entre elles se lie aux terminaisons axiales des septes majeurs. La structure axiale est étroite, mesure 3 à 5 mm de diamètre, soit environ 1/4 du diamètre du polypiérite. Elle est allongée dans la direction cardinale-antipode et symétrique. Quelques planchers axiaux interceptent les lamelles radiaires mais ne les déconnectent pas nécessairement de la lame axiale comme ils le font dans les structures axiales de type dibunophylloïde. Le dissépimentarium est large et composé de dissépiments interseptaux simples concentriques et de dissépiments interseptaux entrecroisés dans la partie interne (au-delà des septes mineurs). Des dissépiments transeptaux de second ordre et de rares transeptaux de premier ordre complètent le dissépimentarium. La rangée la plus interne du dissépimentarium est parfois épaissie. La muraille est épaisse (0,2 à 0,3 mm) et en arcature.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets. Ils sont coniques dans la partie axiale, très redressés vers la structure axiale. Les planchers périaxiaux forment une gouttière à fond plus ou moins horizontal. Il y a 15 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits (1-2 mm de large et 1 mm de haut). Ils sont au nombre de 15 à 18 le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont très redressés dans la partie interne du dissépimentarium mais subhorizontaux ou faiblement inclinés dans la partie périphérique.

Croissance. Le bourgeonnement est latéral et non-parricidal. Il n'a été observé qu'en coupe longitudinale. Le bourgeon apparaît dans la partie périphérique du dissépimentarium élargi du polypiérite-mère. La séparation du polypiérite-mère est relativement rapide et le polypiérite-fille acquière sa forme cylindrique et un large diamètre assez tôt.

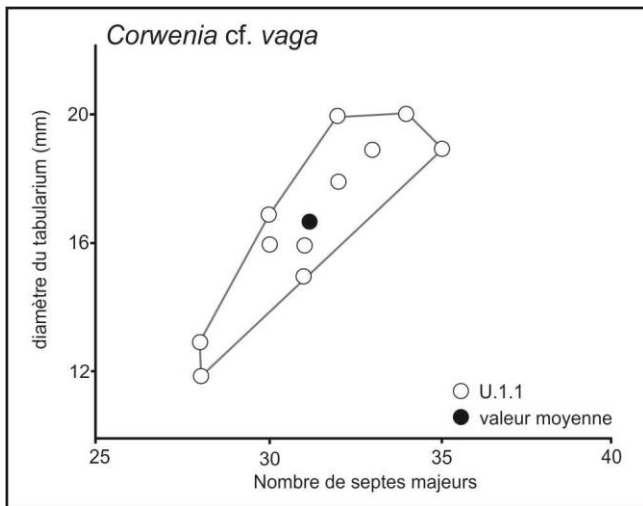


Figure 4-17: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Corwenia* cf. *vaga* (spécimen U.1.1).

Discussion. L'habitus colonial de notre spécimen nous permet de le classer dans le genre *Corwenia* Smith & Ryder 1926. Les polypiérites de notre colonie présentent les caractères de *Dibunophyllum* (septes majeurs fusiformes, septes mineurs courts et dissépiments entrecroisés dans la partie interne du dissépimentarium). Cependant, la morphologie de la structure axiale, avec ses lamelles radiales attachées à la lame axiale, évoque celle de *Clisiophyllum* Dana 1846. Notre colonie peut être rapprochée de *C. rugosa* (McCoy 1949) par ses septes fusiformes et sa structure axiale étroite et symétrique. Cependant, elle montre des polypiérites un peu plus larges (16,7 mm contre 12,5 mm pour l'espèce anglaise) qui possèdent plus de septes (une quarantaine contre 33 pour nos spécimens) et des dissépiments transeptaux de second ordre. L'espèce russe *Corwenia verneuilli* (Stuckenberg 1904) mesure plus de 15 mm de diamètre et possède 35 à 45 septes, ce qui la rapproche de notre colonie mais celle-ci s'en distingue par des septes majeurs fins et une structure axiale plus large et irrégulière. *C. vaga* Smith & Ryder 1926 est caractérisée par des dimensions semblables, des lamelles radiales attachées à la lame axiale et un dissépimentarium comptant d'occasionnels dissépiments transeptaux de second ordre, mais possède moins de septes (30 à 32). C'est malgré tout de cette espèce que notre colonie semble être la plus proche.

Distribution. *Corwenia vaga* a été décrite dans le Viséen supérieur d'Angleterre (Smith & Ryder, 1926). Notre spécimen provient de la partie supérieure de la coupe d'Ulutam. L'assemblage de foraminifères indique la zone MFZ14 de Poty et al. (2006), soit du Warnantien inférieur. La datation donnée par les foraminifères est peu compatible avec la distribution du genre dans les Iles britanniques où il n'est pas connu avant la partie supérieure du Brigantien (Warnantien tout à fait supérieur, sommet de la zone RC8 de Poty et al., 2006 et zone I de Mitchell, 1989).

SOUS-FAMILLE AMYGDALOPHYLLINAE GRABAU 1935

GENRE AMYGDALOPHYLLUM DUN & BENSON 1920

Espèce-type. *Amygdalophyllum etheridgei* Dun & Benson 1920, Viséen d'Australie.

Diagnose. Corail solitaire à structure axiale proéminente. Septes majeurs habituellement longs, épaissis souvent connectés à la structure axiale. Septes mineurs longs, carénés ou contratingents chez certaines espèces. Septe cardinal légèrement plus court que les autres septes majeurs. Fossule cardinale habituellement bien marquée. Structure axiale très épaissie composée d'une lame axiale,

soutenant de nombreuses lamelles radiaires et les planchers axiaux redressés. Lamelles radiaires densément disposées et connectées aux terminaisons axiales des septes majeurs. Dans certains cas, structure axiale réduite à une simple lame axiale entourée de planchers axiaux redressés. Dissépimentarium large, composé de dissépiments interseptaux simples concentriques et en V. Dissépiments transeptaux des deux ordres occasionnellement présents. Rangée interne de dissépiments habituellement épaissie. Muraille simple et fine. D'après Semenoff-Tian-Chansky (1974) et Poty (2007).

Discussion. Nous renvoyons à Dun & Benson (1920) pour la description et discussion du genre, à Semenoff-Tian-Chansky (1974) pour les discussions concernant la microstructure et à Fedorowski (1971), Webb (1990), Boland (2002) et Poty (2007) pour les affinités du genre.

Origine et évolution. *Amygdalophyllum* a longtemps été considéré comme originaire de l'Est de l'Australie où le genre a acquis un développement très important dans le Tournaisien (Webb, 1990). Les plus anciens représentants du genre y étaient considérés comme Tournaisien inférieur mais, par comparaison avec les assemblages coralliens similaires d'Europe de l'Ouest, du Sud-Est de la Chine et du Japon, Poty (2007) a montré qu' *Amygdalophyllum*, y compris les formes australiennes, apparaît au sommet du Tournaisien supérieur lors de l'évènement des Avins. Les petits coraux solitaires à dissépiments et structure axiale amygdalophylloïde, présents dans le Tournaisien inférieur de Belgique (les *Eostrotion* sp. ou *Lophophyllum konincki-tortuosum* de Poty, 1989, communs dans la Formation de Landelies), pourraient dès lors prétendre à l'origine du genre. A la fin du Tournaisien supérieur, le genre devient cosmopolite grâce à un très haut niveau marin relatif permettant une communication aisée de tous les bassins et plates-formes marines (Poty, 2007). *Amygdalophyllum* est présent du Tournaisien supérieur au Viséen supérieur dans le Bassin de Namur-Dinant (Poty et al., 2006; Denayer et al., 2011), en Pologne (Fedorowski, 1971), dans le Sud-Est de la Chine (Xu & Poty, 1997) et dans l'Est de l'Australie (Pickett, 1966, 1994; Webb, 1990). Sa présence dans le Tournaisien supérieur est avérée dans le Nord-Ouest de la Chine (Wang, 1980), dans l'Oural (Sayutina, 1970; 1973), en Allemagne (Weyer, 2000), dans le Massif armoricain (Vuillemin, 1990) et en Grande Bretagne (Garwood, 1913). Dans ces deux dernières régions, il est également connu dans le Viséen inférieur (Howell, 1938). C'est le cas aussi dans le Viséen inférieur du Nord de l'Afghanistan (Von Schouppé, 1970). En Irlande (Rodríguez & Somerville, 2007), au Japon (Kato, 1990), dans le Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), en Sibérie (Ivanowski, 1967) et dans le Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), *Amygdalophyllum* est présent au Viséen inférieur et supérieur. Enfin, sa présence au Viséen supérieur est connue dans le Bassin de Moscou (Dobroljubova, 1937), dans le Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2001; Gómez-Herguedas & Rodríguez, 2005), au Maroc (Aretz & Herbig, 2010) et dans les Balkans (Sayutina, 1973). En Turquie, plusieurs espèces d'*Amygdalophyllum* sont présentes dans la région de Bartın et Zonguldak, dans les Anatolides (Denayer, 2012) et dans les Taurides.

***Amygdalophyllum kalawchense* Von Schouppé 1970**

Planche 14, figures 1-2.

1970 *Amygdalophyllum?* *kalawchense* Von Schouppé, p. 16, pl. 3, figs 1-5.

Holotype. Spécimen A65-A1504 provenant de la Formation de Kalawch (Carbonifère inférieur) du Badakhshan (nord-est de l'Afghanistan), figuré par Von Schouppé (1970).

Diagnose. *Amygdalophyllum* d'un diamètre moyen de 40 mm avec columelle fusiforme connectée aux septes majeurs cardinal et antipode, même dans les stades matures, comptant une quarantaine de

septes de chaque ordre. Septes majeurs longs, atteignant la columelle. Septes mineurs atteignant la moitié de la longueur des septes majeurs. Base des septes très épaissie.

Matériaux. Deux spécimens (5 c. t.), très érodés, provenant des coupes A et B de Yaricak Yayla.

Description.

Caractères externes. Non observés

Caractères internes en coupe transversale. Polypier d'un diamètre maximum de 36 mm (16 mm pour le tabularium) et comptant 48 septes de chaque ordre (Figure 4-24). Les septes majeurs sont longs et se joignent à la columelle. Ils sont épais de 0,4 mm dans leur partie médiane. Ils sont onduleux dans le dissépimentarium et droits dans le tabularium, excepté leurs terminaisons axiales qui ondulent légèrement. Les septes mineurs sont très longs (plus des 2/3 de la longueur des majeurs), fins (moins de 0,2 mm) et également onduleux. Le septes antipode est en connexion avec la columelle. Le septes cardinal est un peu plus court que les autres septes majeurs. La fossule cardinal est de type ouverte. La columelle a une forme d'amande de 6 mm de long et 2 mm de large. Elle est formée d'une lame axiale sur laquelle sont fixées des lamelles radiaires nombreuses et épaisses (0,8 à 1 mm). L'extrémité cardinal de la lame axiale est dépourvue de lamelles radiaires sur environ 2 mm. Le dissépimentarium est large et est composé d'une dizaine de rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques ou en V, ou plus rarement entrecroisés dans la partie périphérique. Les deux ou trois rangées les plus internes sont épaissies par un stéréoplasme en continuité avec l'épaississement des septes. La muraille est régulière et très peu épaisse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Par sa taille, cet *Amygdalophyllum* peut être rapproché d'*A. muri* Boland 2002 mais ce dernier montre des septes mineurs plus courts et des dissépiments transeptaux de premier ordre. *A. carinatum* Boland 2002 a également des septes mineurs très longs mais porte des carènes, caractère non observé dans nos échantillons. Leurs dimensions, leur nombre de septes et leur longueur correspondent à ceux de *A. kalawchense* Von Schouppé 1970.

Distribution. *Amygdalophyllum kalawchense* est présent dans le Carbonifère inférieur du Badakhshan (Nord-Est de l'Afghanistan), associé à *Caninophyllum tomiense*, dans des niveaux correspondant probablement au Tournaisien supérieur. En Turquie, il a été récolté quelques mètres au-dessus de la limite Tournaisien-Viséen établie par Altner & Özgül (2001), dans la partie inférieure du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) dans les coupes A et B de Yaricak Yayla (Taurides).

***Amygdalophyllum* sp.**

Planche 14, figure 4.

Matériaux. Un seul spécimen très érodé, provenant d'un bloc de l'éboulis de la coupe de Tokluca Yayla.

Description.

Caractères externes. Le spécimen est un polypier très érodé et une bonne partie du dissépimentarium est manquant.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre du tabularium est de 10 mm. Il y a 40 septes de chaque ordre. Les septes majeurs, cardinal et antipode compris, sont longs et s'étendent jusqu'à proximité de la structure axiale de laquelle ils sont séparés par des planchers axiaux redressés. Les septes mineurs sont limités au dissépimentarium. La structure axiale est composée d'une lame très épaisse portant des lamelles radiaires courtes, épaisses et très densément disposées. Les planchers axiaux redressés sont également épaissis. La partie préservée du dissépimentarium ne comporte que trois rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques et épaissis (jusqu'à 1 mm). La muraille n'est pas préservée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

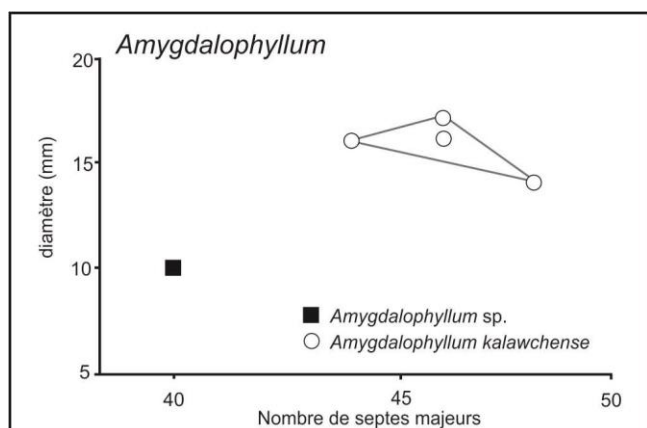


Figure 4-18: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Amygdalophyllum kalawchense* et *Amygdalophyllum* sp.

Discussion. La mauvaise conservation de ce spécimen rend difficile sa détermination spécifique. D'après la largeur du tabularium et le nombre de septes, il ressemble à *Amygdalophyllum* aff. *nexile* Vassiljuk 1964 tel que celui figuré par Rodríguez et al. (2001), à *A.* sp. figuré par Aretz & Herbig (2010) et à *A. pachyphyloides* Semenoff-Tian-Chansky 1974. Sa petite taille permet de le discriminer de l'espèce *A. kalawchense* von Scouppé 1970 connue dans les Taurides.

Distribution. Dans les Anatolides, le genre n'est connu que par ce seul échantillon provenant d'un éboulis de la coupe de Tokluca Yayla (âge Warnantien inférieur déduit par comparaison avec celui des faciès similaires connus à Kongul Yayla).

***Amygdalophyllum* ? sp.**

Planche 14, figure 3.

Matériaux. Un seul spécimen (juvénile) de la coupe de Topluca. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Très petit corail de 4 mm de diamètre et possédant 20 septes majeurs courts et à base épaissie. Un septes (antipode?) est plus long et connecté à une lame axiale épaissie. Les septes mineurs ne sont pas développés, pas plus que le dissépimentarium.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ce spécimen correspond vraisemblablement au stade juvénile d'un *Amygdalophyllum* indéterminé.

Distribution. Cet individu provient d'un niveau repère formé de calcaires à brachiopodes correspondant au sommet du Tournaisien supérieur (biozones à foraminifères MFZ6-7 de Poty et al., 2006) dans la coupe de Topluca (Bartın).

GENRE NOUVEAU B

Gen. nov. *B. columnariformis* (Vassiljuk 1960)

Planche 14, figure 5.

* 1960 *Lithostrotion columnariformis* Vassiljuk, p. 90, pl. 22, figs 4-4a.

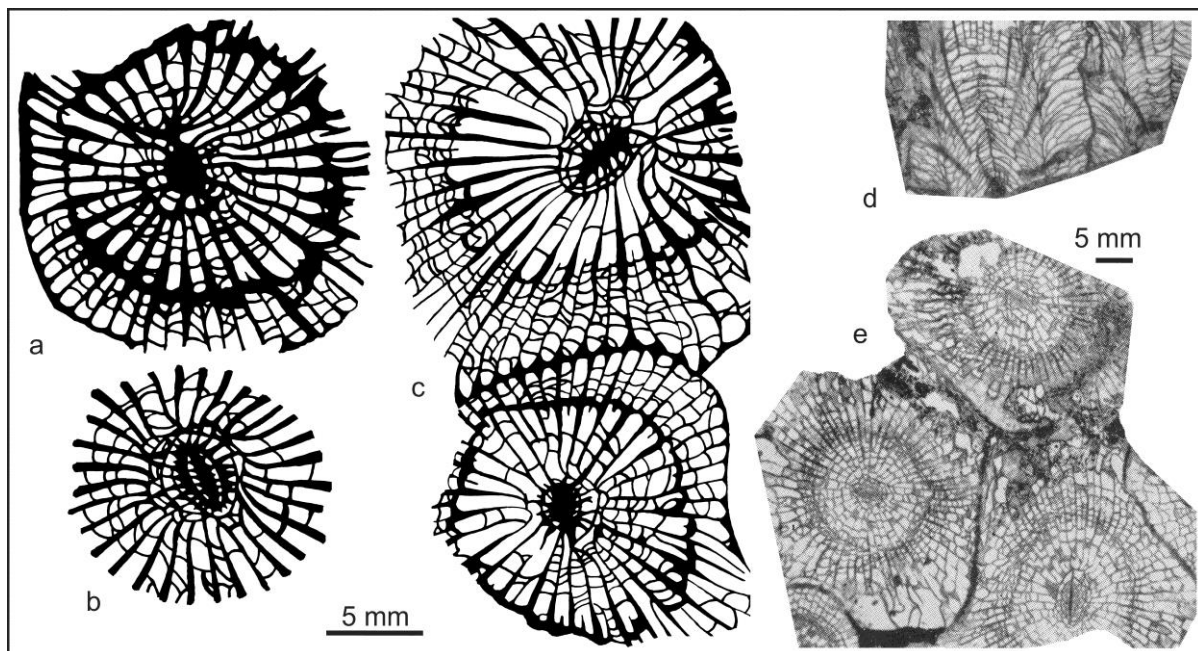


Figure 4-25: Gen. nov. *B. columnariformis*. a-c: dessin à la chambre claire des spécimens du Moliniacien supérieur de Kokaksu (colonie K.4.9, figurés à la planche 14); d-e: holotype de *Lithostrotion columnariformis* Vassiljuk 1960 du Viséen inférieur du Bassin du donets, figuré par Vassiljuk (1960).

Matériaux. Un petit fragment de colonie provenant de la coupe de Kokaksu. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Colonie cérioïde comptant moins de 10 individus.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites sont polygonaux ou sub-circulaires en coupe transversale. Ils ont une largeur de 13,3 mm en moyenne (maximum 19 mm) et leur tabularium est large de 8,5 mm en moyenne (maximum 10 mm). Il y a, en moyenne, 31 septes de chaque ordre (maximum 35, Figure 4-25). Les septes majeurs sont longs et atteignent la structure axiale. Ils sont fusiformes et onduleux dans le dissépimentarium, un peu plus droits dans le tabularium, excepté leurs terminaisons axiales, courbées vers la structure axiale. Leur épaisseur est maximale dans la partie

périphérique du tabularium (jusqu'à 0,8 mm). Les terminaisons axiales des septes sont pointues ou arrondies. Les septes mineurs sont longs (1/2 à 2/3 de la longueur des majeurs) et pénètrent dans le tabularium sur 1 mm environ. Le septes cardinal est plus court. Le septes antipode est connecté à la lame axiale. La structure axiale est composée d'une lame axiale de 2,5 à 3 mm de long, fusiforme et épaissie. Il y a une vingtaine de lamelles radiales courtes et épaissies parfois interceptées par des planchers axiaux, parfois continues avec les terminaisons axiales des septes majeurs. L'ensemble forme un structure symétrique (Figure 4-26). Le dissépimentarium est composé de 5 à 10 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques ou plus rarement entrecroisés. La rangée la plus interne est épaissie. La muraille est épaisse de 0,4 à 0,5 mm, onduleuse ou festonnée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Pris individuellement, les polypières formant cette colonie seraient classés sans hésitation dans le genre *Amygdalophyllum*. En effet, la structure axiale est de type amygdalophylloïde, les septes majeurs sont épaissis de la même manière que chez *Amygdalophyllum* et le dissépimentarium composé de dissépiments concentriques épaissis est également commun dans ce genre (Figure 4-25). L'habitus colonial est inhabituel chez *Amygdalophyllum* mais le bourgeonnement a déjà été signalé chez certains spécimens du Viséen inférieur d'Angleterre (*A. dianthoides* (McCoy 1849), figuré par Boland, 2002, pl. 8, fig. 4). Le type de l'espèce, *Cyathophyllum dianthoides*, figuré par McCoy (1849), est également un individu montrant des bourgeons développés dans la partie périphérique du calice. Nos spécimens sont plus petits et comptent moins de septes que ceux de l'espèce anglaise (une vingtaine de millimètres de diamètre et une quarantaine de septes). Leur structure axiale est plus complexe et plus épaissie. Des colonies d'amygdalophyllides très similaires à la nôtre ont été décrites dans le Viséen inférieur du Bassin du Donets par Vassiljuk (1960) et identifiées comme *Lithostrotion columnariformis* sp. nov. Il ne s'agit évidemment pas de *Lithostrotion* mais la taille des polypières, la morphologie des septes et de la structure axiale sont identiques à ceux observés dans notre spécimen (Figure 4-26 et planche 14). Nous ignorons s'il faut classer les formes coloniales d'*A. dianthoides* (McCoy 1849) dans un genre distinct puisque les individus sans bourgeons sont clairement des *Amygdalophyllum*. A l'inverse, il nous semblerait judicieux de ranger les colonies turques et ukrainiennes dans un genre nouveau puisque leur habitus céroïde est très marqué et représente sans doute l'étape suivante dans le processus d'intégration des polypières en colonie. Malheureusement, la pauvreté du matériel turc ne nous permet pas de pousser plus loin notre interprétation.

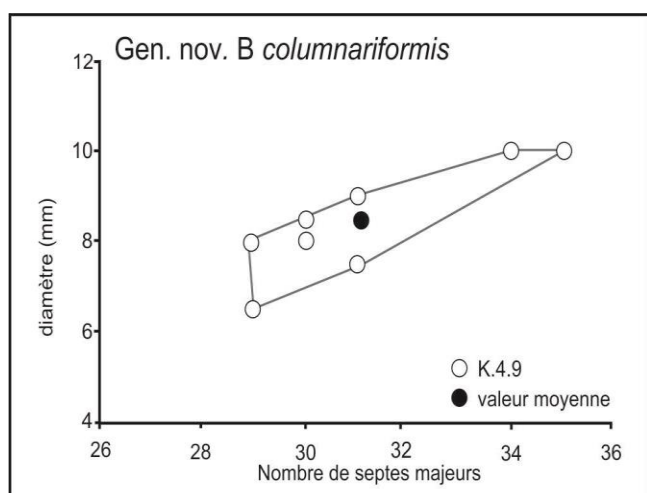


Figure 4-19: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez Gen. nov. B *columnariformis*.

Distribution. Cette colonie proviennent des calcaires à cherts de la coupe de Kokaksu. Les faunes associées (*Dorlodotia briarti*, *D. euxinensis*, *Ceriodotia bartinensis*, *Lithostrotion potii*) indiquent le Moliniacien supérieur (zone à *Ceriodotia* et biozone à foraminifères MFZ11B). *Lithostrotion columnariformis* Vassiljuk 1960 du Bassin du Donets provient de niveaux stratigraphiques équivalents (C_{1v} d'après Vassiljuk, 1960).

GENRE *ESPIELIA* RODRÍGUEZ & HERNANDO 2005

Espèce-type. *Espielia columellata* Rodríguez & Hernando 2005, Viséen supérieur du Sud-Ouest de l'Espagne.

Diagnose. Corail en colonies fasciculées à polypiérites cylindriques, à septes longs et droits, atteignant la structure axiale. Columelle très épaisse (1/5 à 1/3 du diamètre du polypiérite), composée d'une lame médiane et de nombreuses lamelles radiaires. Une à trois rangées de dissépiments réguliers. Planchers globuleux, en deux files, légèrement inclinés vers le dissépimentarium. Bourgeonnement latéral. D'après Rodríguez & Hernando (2005).

Discussion. D'après les auteurs du genre, *Espielia* se distingue du genre australien *Cionodendron* Benson & Smith 1923 par une columelle aux bords échancrés comprenant plus de lamelles radiaires qu'il n'y a de septes. Les septes mineurs sont plus longs et plus épais que dans le genre australien et ses planchers axiaux sont mieux différenciés. D'autre part, *Cionodendron* montre un bourgeonnement parricidal (Webb, 1990; 1994) tandis qu'*Espielia* se divise de façon non parricidale (Rodríguez & Hernando, 2005). A l'inverse de *Siphonodendron* McCoy 1949, *Espielia* Rodríguez & Hernando 2005 possède une columelle de type amygdalophylloïde, très épaissie et pratiquement toujours connectée au terminaisons axiales de tous les septes majeurs. La morphologie d'*Espielia* est néanmoins très proche de celle des "*Siphonodendron*" australiens ("*S.* *hallense* (Pickett 1966) et "*S.* *williamsi* (Pickett 1966)) mais s'en distingue par des septes mineurs plus longs et droits alors qu'ils sont soit rudimentaires, soit courts et contratingents dans les formes australiennes. S'il existe une ressemblance entre les polypiérites d'*Espielia* et les stades juvéniles de certains amygdalophyllides (*Amygdalophyllum* Dun & Benson 1920 et *Carruthersella* Garwood 1913), le genre de Rodríguez & Hernando (2005) se distingue par un tabularium moins divisé dont les planchers axiaux sont moins redressés.

Origine et évolution. Rodríguez & Hernando (2005) comparent la structure axiale d'*Espielia* à celle de *Rylstonia* Hudson & Platt 1927 et *Carruthersella* Garwood 1913. En effet ces genres sont tous caractérisés par une structure axiale épaissie de type amygdalophylloïde. Rodríguez & Somerville (2010) font descendre *Espielia* de *Rylstonia* ou d'un autre amygdalophyllide de petite taille. Rodríguez & Hernando (2005) ont classé leur genre dans la famille Aulophyllidae, sous-famille Amygdalophyllinae sur base de la similitude morphologique de sa structure axiale et de son tabularium double. Notons qu'un tabularium double n'est pas un caractère restreint aux amygdalophyllides puisqu'il a été observé chez *Siphonodendron*. Schindewolf (1927) a d'ailleurs utilisé ce caractère pour créer le sous-genre *Siphonodendron* (*Cystidendron*) pour l'espèce *S. (C.) kleffense* Schindewolf 1927. *Lithostrotion maccoyanum* Milne-Edwards & Haime 1851 développe parfois (pour des raisons écologiques? ou symptomatiques?) une série axiale de plancher globuleux et une série péri-axiale déprimée (voir Planche 31, figure 2a). Dans l'état actuel de nos connaissances, nous suivons Rodríguez & Hernando (2005) et rangeons *Espielia* dans les Amygdalophyllinae mais ne rejetons pas l'idée de rapprocher le genre des Lithostrotionidae.

***Espiella tauridensis* Denayer 2012**

Planche 32, figures 1-4.

2012 *Espiella* sp.; Denayer & Aretz, p. 381, fig. 4c.

* 2012 *Espiella tauridensis* Denayer, p. 320, figs. 1A-I.

Holotype. Colonie KY.3.10 - Kongul Yayla 2009 provenant de la partie supérieure du bioherme de Kongul Yayla (Anatolides, Turquie), Warnantien inférieur (zone RC7β).

Matériaux. Seul l'holotype et le paratype sont à notre disposition.

Diagnose. *Espiella* présentant des polypiérites de petite taille (diamètre extérieur moyen de 3,8 mm), comptant 18 septes majeurs en moyenne. Septes majeurs généralement connectés à la structure axiale. Rangée interne de dissépiments épaissis, formant une muraille interne. Emendé de Denayer (2012).

Description.

Caractères externes. Les colonies observées sur le terrain atteignaient 90 cm de diamètre pour une trentaine de centimètres de haut. Les polypiérites sont parfois reliés par des processus de connexion. Les caractères externes du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites ont un diamètre moyen de 3,8 mm et un diamètre moyen du tabularium de 3,1 mm. Il y a, en moyenne, 18 septes majeurs (maximum 20, Figure 4-27). Ceux-ci sont longs et atteignent la structure axiale à laquelle ils s'attachent. Les septes mineurs sont longs (la moitié de la longueur des septes majeurs) mais ne dépassent pas le bord interne du dissépimentarium. Les septes majeurs et mineurs sont onduleux et épaissis, leur épaisseur étant maximale à leur base. La structure axiale est une columelle très épaisse portant des courtes lamelles radiaires également très épaissies et contiguës. La columelle est sub-circulaire en coupe transversale, son diamètre variant de 0,3 à 1 mm. La lame axiale est toujours connectée au septes antipode et souvent au septes cardinal. Les autres septes sont connectés aux lamelles radiaires. Le dissépimentarium est composé d'une, rarement deux, rangée de dissépiments interseptaux concentriques, toujours épaissis (jusqu'à 0,2 mm), sauf dans les individus juvéniles. La muraille est également épaisse (0,2 à 0,4 mm) et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, disposés en deux rangées: les planchers centraux ont un profil en cloche et occupent environ la moitié axiale du tabularium. Les planchers latéraux sont déprimés vers le dissépimentarium et forment une gouttière périphérique. Il y a 20 à 24 planchers le long d'une section verticale de 10 mm d'un polypiérite. Les dissépiments sont petits (0,5 mm de haut et de large) et très inclinés (75-80°) vers le tabularium. Il y a 22 à 24 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Croissance. Le bourgeonnement est latéral et non-parricidal. Les stades initiaux du bourgeonnement n'ont pu être observés.

Variabilité. Les variabilités inter- et intra-coloniale observées concernent principalement l'épaississement des septes et des dissépiments. La structure axiale est parfois réduite en diamètre ou absente (polypiérites diphymorphes). Enfin, certains polypiérites développent de rares dissépiments transeptaux remplissant les processus de connexion entre les polypiérites.

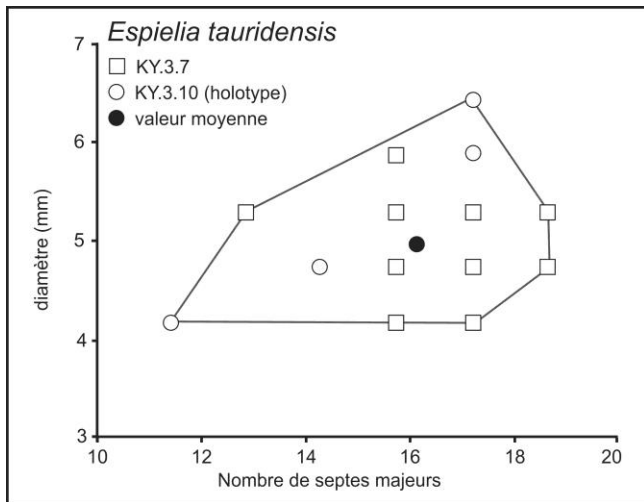


Figure 4-20: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Espilia tauridensis*.

Discussion. Les caractères d'*Espilia* sont bien représentés dans les spécimens de Kongul Yayla: la columelle très épaisse et arrondie, la double série de planchers, les septes épaissis et la croissance par bourgeonnement latéral. L'espèce-type du genre, *E. columellata* Rodríguez & Hernando 2005 du Viséen supérieur d'Espagne possède 23 à 25 septes majeurs pour un diamètre extérieur de 6,5 mm (Rodríguez & Hernando, 2005). Des formes de la Montagne Noire et du Sahara algérien, rapportées à *Espilia* par Rodríguez & Hernando (2005, voir ci-dessous), montrent des dimensions similaires à l'espèce espagnole. Nos spécimens sont deux fois plus petits et ont moins de septes, il est dès lors raisonnable de les considérer comme une espèce distincte et nouvelle. Notons la ressemblance avec "*Siphonodendron*" *williamsi* (Pickett 1966) du Viséen inférieur d'Australie dont les dimensions (3 mm de diamètre) et le nombre de septes (14 à 16) sont similaires à ceux d'*E. tauridensis* Denayer 2012. Cependant, notre espèce diffère de "*S.*" *williamsi* par ses septes mineurs longs et droits (ils sont rudimentaires ou courts et contratingents dans l'espèce australienne).

Distribution. *E. tauridensis* Denayer 2012 n'est connu, à ce jour, que dans les faciès microbiens du bioherme de Kongul Yayla, au sein de la biozone à coraux RC7β (Warnantien). D'autres espèces du genre ont été signalées dans le Viséen supérieur du Bassin de Béchar dans le Sahara algérien par Aretz (2011a, et potentiellement le spécimen *Siphonodendron* cf. *dutroii* figuré par Semenoff-Tian-Chansky 1985); dans le Brigantien de la Montagne Noire (*S.* cf. *irregulare* de Aretz, 2002) et celui du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez & Hernando, 2005). Fedorowski (2008) figure *Siphonodendron* sp. nov. A. du Viséen supérieur du Guizhou (Sud de la Chine) qui ressemble fortement à *Espilia tauridensis*.

GENRE *AXOCLISIA* SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1974

Espèce-type. *Axoclisia cuspidiforma* Semenoff-Tian-Chansky 1974, Viséen inférieur du Djebel Begaa (Tafilalt, Sahara marocain).

Diagnose. Corail solitaire à structure axiale clisiophylloïde. Septes majeurs habituellement épaissis dans le tabularium. Septes mineurs longs mais interrompus par des dissépiments transeptaux de second ordre. Structure axiale composée d'une épaisse lame axiale, de lamelles radiaires et de planchers axiaux. Lamme axiale connectée au septes cardinal et parfois au septes antipode. Dissépimentarium comprenant des dissépiments interseptaux et transeptaux. Planchers axiaux très redressés vers l'axe. Planchers périauxiaux bombés et aux bords déprimés vers le dissépimentarium. D'après Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Discussion. Comme l'indique Aretz (2010), Semenoff-Tian-Chansky (1974) a créé le genre *Axoclisia* pour des coraux semblables à *Clisiophyllum* Dana 1846 mais possédant des dissépiments transeptaux, l'auteur y voyant une forme intermédiaire entre les clisiophyllides et les axophyllides. La présence de dissépiments transeptaux n'est évidemment pas le seul caractère différenciant les deux genres. La morphologie de la columelle ainsi que l'épaississement en fuseau des septes et leur dissection longitudinale sont typiques du genre et non rencontrés chez *Clisiophyllum*. D'ailleurs, ces caractères rapprochent *Axoclisia* d'*Amygdalophyllum* Dun & Benson 1926. Cette proximité morphologique se retrouve également dans les planchers axiaux très redressés et dans le développement de dissépiments transeptaux. Pour ces raisons, nous rangeons *Axoclisia* dans la sous-famille des Amygdalophyllinae et non celle des Clisiophyllinae, ne suivant pas en cela ni Semenoff-Tian-Chansky (1974), ni Hill (1981). Outre l'Afrique du Nord d'où est issu l'espèce-type (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), le genre est signalé dans le Viséen supérieur du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2001), au Maroc (Aretz, 2010) et dans le Viséen inférieur et supérieur en Belgique (Bolandn, 2002; Denayer et al., 2011).

Origine et évolution. Le genre *Axoclisia* est peu commun et peu connu. Il partage avec *Amygdalophyllum* Dun & Benson 1926 des planchers axiaux très redressés et des septes divisés longitudinalement, deux caractères qui pourraient argumenter une filiation entre les deux genres.

***Axoclisia* cf. *cuspidiforma* Semenoff-Tian-Chansky 1974**

Planche 12, figure 8.

Matériaux. Un seul spécimen de la collection F. Charles, dont nous ne possédons qu'une demi-coupe transversale (et oblique...) et dont l'origine exacte est inconnue.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre observé est de 18 mm (9 mm pour le tabularium) et 40 septes majeurs ont été comptés (Figure 4-28). Ils sont longs et irréguliers en épaisseur. Leur épaisseur maximale (0,6 mm) est atteinte dans leur partie médiane. Ils s'amincissent dans le tabularium où leur extrémité axiale est onduleuse, voir tortueuse. Les septes sont divisés longitudinalement dans le dissépimentarium et irréguliers et leurs bords sont effilochés. Leur épaisseur varie à proximité des dissépiments. Les septes mineurs sont relativement courts mais tout aussi irréguliers et onduleux que les majeurs. Ils pénètrent dans le tabularium sur 1 mm environ. La structure axiale est irrégulière et composée d'une lame axiale épaissie, assez longue, portant des lamelles radiaires ramifiées et de longueur variable. Des planchers axiaux redressés englobent le tout. Le dissépimentarium comporte 5 à 10 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, concaves vers l'axe mais parfois aussi convexes, entrecroisés et en arc-boutant dans la partie la plus interne du dissépimentarium. Ils sont variablement épaissis. Il y a 1 ou 2 rangées de dissépiments transeptaux de second ordre et (?) une rangée de dissépiments de premier ordre. La muraille est érodée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. La pauvreté du matériel ne nous permet pas une comparaison plus poussée, mais la morphologie des septes et de la structure axiale rappelle fortement celle d'*Axoclisia cuspidiforma* Semenoff-Tian-Chansky 1974 du Viséen inférieur du Sahara.

Distribution. Le seul spécimen à notre disposition est un échantillon de la collection Charles, non figuré et non localisé. Le microfaciès de la roche contenant le fossile est assez similaire à ceux observés dans la partie tout à fait supérieure de la coupe de Gökgöl, soit des niveaux d'âge Viséen supérieur.

GENRE *CYATHOCLISIA* DINGWALL 1926

Espèce-type. *Cyathoclisia tabernaculum* Dingwall 1926, Tournaisien d'Angleterre.

Diagnose. Corail solitaire de forme trochoïde à cylindrique. Septes majeurs épaissis dans les quadrants cardinaux. Septes mineurs longs, atteignant le bord interne du dissépimentarium, contratingents chez certaines espèces. Fossule cardinale bien marquée. Septe cardinal plus court. Structure axiale composée d'une lame épaissie portant de nombreuses lamelles radiaires et de la partie axiale très redressée des planchers. Lamelles radiaires souvent connectées aux terminaisons axiales des septes, souvent spiralées. Dissépimentarium étroit, composé de dissépiments interseptaux simples concentriques et en V. Dissépiments transeptaux de second ordre occasionnellement présents. Septes parfois divisés longitudinalement dans la partie périphérique du dissépimentarium. Planchers axiaux serrés et redressés vers la structure axiale. Planchers périaxiaux inclinés vers le dissépimentarium et moins serrés. D'après Poty (1981).

Discussion. Le genre *Cyathoclisia* classé par Hill (1981) dans la Sous-famille des Clisiophyllinae est plutôt à rapprocher des Amygdalophyllinae comme le remarque Boland (2002) sur base de la morphologie de la structure axiale épaissie et allongée et des planchers coniques. Weyer (2006) subdivise *Cyathoclisia* Dingwall 1926 deux sous-genres: *Cyathoclisia* (*Cyathoclisia*) Dingwall 1926 et *Cyathoclisia* (*Clisaxophyllum*) Grabau in Chi 1931. Le second étant caractérisé par des septes mineurs courts et non contratingents (et donc un tabularium non biforme). Nous préférons cependant, considérer *Clisaxophyllum* comme un genre à part entière car, dans la description originale de Grabau in (Chi, 1931), les planchers axiaux redressés formant un "mur" autour de la structure axiale sont un caractère distinctif du genre. De plus, *Clisaxophyllum* est un genre du Carbonifère moyen. Weyer (2006) ayant discuté les caractères génériques et spécifiques de *Cyathoclisia*, nous renvoyons à cet article pour de plus amples détails.

Origine et évolution. Les plus anciens représentants du genre sont *Cyathoclisia uralensis* Sayutina 1970 et *C. soshkinae* Sayutina 1973 qui apparaissent dans la partie inférieure de l'Ivorien (Tournaisien supérieur, zone RC3 α). En Poméranie, Chwieduk (2005) indique la co-occurrence de *Cyathoclisia* et *Conilophyllum* dans la partie inférieure du Tournaisien (Zone à *sulcata*), mais les coraux qu'il a déterminés comme des stades jeunes de *Cyathoclisia* sont des petits amygdalophyllides très similaires à ceux trouvés en Belgique dans la Formation de Landelies (Hastarien) et figurés par Denayer et al. (2011) sous le nom d'*Eostrotion* sp. L'origine de *Cyathoclisia* est probablement à chercher dans ces petits amygdalophyllides de l'Hastarien dont la morphologie est très similaire à celle des stades juvéniles de *Cyathoclisia*. La distribution stratigraphique de *C. uralensis* Sayutina 1970 et de *C. modavensis* (Salée 1913) suggère l'existence d'une lignée caractérisée par une augmentation de la taille, de la complexité de la structure axiale et des septes comme le signale Weyer (2006). Les stades jeunes de *C. modavensis* sont d'ailleurs très semblables aux stades matures de *C. uralensis*, ce qui sous-entend une péramorphose (par hypermorphose puisque le descendant est plus large et plus complexe que son ancêtre).

***Cyathoclisia uralensis* Sayutina 1970**

Planche 15, figure 3.

- p.p. 1960 *Cyathoclisia modavensis* (Salée); Soshkina, p. 282, pl. 1, figs 5-7.
p.p. 1966 *Cyathoclisia densum* (Gorsky); Dobroljubova et al., p. 42, pl. 3, fig. 3.
? 1963 *Cyathoclisia carinata* Rogozov; p. 65, pl. 1, fig. 2.
1967 *Cyathoclisia tatarica* Altmark; p. 106, pl. 13, figs 1-3.
* 1970 *Cyathoclisia tabernaculum uralensis* Sayutina; p. 40, pl. 3, figs 3-5.
1973 *Cyathoclisia tabernaculum uralensis* Sayutina; Sayutina, p. 65, pl. 5, figs 3-5.
1984 *Cyathoclisia modavensis* (Salée); Poty & Onoprienko; p. 44, pl. 19, figs 1-5.
2002 *Cyathoclisia uralensis* Sayutina; Boland, p. 239, pl. 22, figs 3-7, pl. 23, figs 1-2.
2003 *Cyathoclisia uralensis* Sayutina; Poty et al., p. 105, pl. 3, figs 1, 9.
? 2005 *Cyathoclisia modavensis* (Salée); Chwieduk, p. 423, pl. 12, fig. 2.
2011 *Cyathoclisia* cf. *soshkinae* Sayutina; Denayer et al., p. 166, pl. 2, fig. H.

Holotype. Spécimen 2706/253, Tournaisien de L'Oural oriental, figuré par Sayutina (1970).

Diagnose. *Cyathoclisia* pouvant atteindre 36 mm de diamètre et posséder une soixantaine de septes de chaque ordre. Septes majeurs épaissis au niveau des quadrants cardinaux du tabularium. Septes mineurs longs (moitié de la longueur des majeurs) et souvent contratingents. Structure axiale composée d'une lame axiale courte et épaisse sur laquelle se fixent des lamelles radiaires spiralées parfois connectées aux terminaisons axiales des septes. Dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux et transeptaux de second ordre. D'après Poty (1981).

Matériaux. Un seul spécimen (2 c. t.) provenant des calcaires massifs exposés dans la carrière Pelenkoğlu à Bartın. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Polypier d'un diamètre de 15 mm (tabularium large de 14 mm) et comptant 42 septes de chaque ordre (Figure 4-28). Les septes majeurs sont longs et se joignent à l'axe. Ils sont fins et droits, excepté dans la partie interne du tabularium où ils s'enroulent légèrement en spirale. Les septes mineurs sont longs (la moitié de la longueur des majeurs) et contraclinants. Ils pénètrent dans le tabularium sur un millimètre dans les quadrants antipodes et jusqu'à 2 mm dans les quadrants cardinaux. Le septes cardinal est court, dans une fossule ouverte bien marquée, en forme de serrure et bordée par des septes péri-cardinaux légèrement épaissis. Les septes des quadrants cardinaux se courbent vers la fossule. La structure axiale est composée d'une lame épaissie (jusqu'à 0,7 mm), portant des lamelles radiaires en continuité des septes majeurs et épaissies à leur base, et de nombreux planchers axiaux redressés. Le dissépimentarium est étroit, composé d'une rangée complète et d'une seconde, incomplète, de dissépiments interseptaux simples concentriques. La muraille est régulière et épaisse de 0,4 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. *Cyathoclisia uralensis* Sayutina 1970 se distingue de *C. modavensis* (Salée 1913) par ses dimensions inférieures (30 à 35 mm de diamètre et 60 septes contre 45 mm et 80 septes), ses septes majeurs non divisés longitudinalement et sa structure axiale plus simple. De plus, l'espèce de Sayutina possède des septes mineurs plus courts, un dissépimentarium plus étroit et ne montre jamais de dissépiments transeptaux de second ordre, à l'inverse de *C. modavensis*. Le développement du dissépimentarium est également un caractère distinguant cette espèce de *C. soshkinae* Sayutina 1970

où les dissépiements ne forment pas plus d'une rangée. Sayutina (1973) met en synonymie avec *C. uralensis*, les espèces *C. carinata* Rogozov 1963 et *C. tatarica* Altmark 1967 ainsi que le spécimen figuré par Vassiljuk sous le nom de *C. modavense* [sic]. Le premier, dont les septes sont carénés, est potentiellement une espèce distincte. Les deux autres montrent des caractères juvéniles (faible développement des septes mineurs et de la structure axiale, Boland, 2002). Les coraux figurés par Denayer et al. (2011), déterminés à tort comme *C. cf. soshkinae* Sayutina 1970 de la partie inférieure de l'Ivorien (Tournaisien supérieur), se rangent également dans cette espèce.

Distribution. *Cyathoclisia uralensis* est l'espèce la plus ancienne du genre (partie inférieure de l'Ivorien, zone RC3α) en Belgique (Poty et al., 2006; Denayer et al., 2011), dans l'Oural (Sayutina, 1970), dans l'Omolon (Poty & Onoprienko, 1984) et en Pologne (Poty et al., 2003).

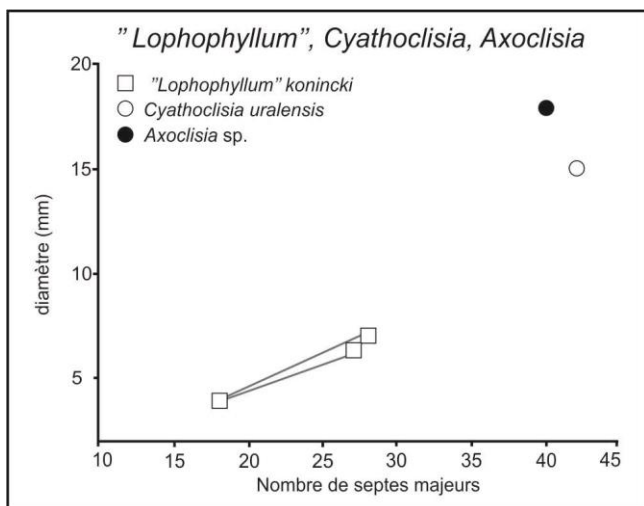


Figure 4-21: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Cyathoclisia uralensis* et "*Lophophyllum konincki*" et *Axoclisia sp.*

SOUS-FAMILLE HETEROCANIINAE HILL 1981

GENRE *KUEICHOUPHYLLUM* YÜ 1931

Espèce-type. *Kueichouphyllum sinense* Yü 1931, Viséen supérieur du Ghuizou, Sud de la Chine.

Diagnose. Polypier solitaire de grande taille, conique ou cylindrique. Septes nombreux, épaissis dans les parties cardinales du tabularium, particulièrement dans les stades juvéniles. Septes majeurs atteignant l'axe. Septes mineurs longs, pénétrant dans le tabularium. Structure axiale lâche formée par les terminaisons axiales des septes plus ou moins spiralées en vortex. Fossule cardinale marquée. Dissépiements interseptaux nombreux et concentriques. Planchers incomplets.

Discussion. Le genre *Kueichouphyllum*, emblème des coraux carbonifères de l'Extrême Orient, a été abondamment décrit et discuté (Yü, 1931; 1933; 1937; Wu & Zhao, 1989; Fontaine et al., 1991; etc.). Notons qu'il était considéré comme typiquement Viséen en Chine et sa présence dans les strates tournaisiennes n'a été que tardivement reconnue (Zuo, 1986; Poty & Xu, 1996; Xu & Poty, 1997). *Kueichouphyllum* est un important guide paléobiogéographique définissant la "Zone à *Kueichouphyllum*" ou "Province Téthysienne" qui couvre le Sud-Est asiatique (Chine, Laos, Viet-Nam, Thaïlande), le Japon, le Nord-Ouest de l'Australie et le Moyen-Orient (Iran, Afghanistan, Trans-Caucase, Taurides, Papoyan, 1969; Minato & Kato, 1977; Niikawa, 1994; 2012).

Origine et évolution. L'origine de *Kueichouphyllum* est pour le moins énigmatique car les formes du Tournaisien ont déjà acquis une individualité morphologique poussée et il n'est pas aisé de reconnaître des caractères issus d'un ancêtre potentiel.

***Kueichouphyllum alborense* Khaksar 1994**

Planche 16, figures 1-5.

- * 1996 *Kueichouphyllum alborense minor* Khaksar, p. 101, pl. 2, figs 4-6.
- 1996 *Kueichouphyllum alborense major* Khaksar, p. 103, pl. 3, figs 1-4.
- 1999 *Kueichouphyllum alborense minor* Khaksar; Heravi & Khaksar, p. 138, pl. 17, figs 1-3, pl. 18, figs 1-2.
- 1999 *Kueichouphyllum alborense major* Khaksar; Heravi & Khaksar, p. 138, pl. 19, figs 1-3.

Holotype. Spécimen GI-AA-83 (forme *major*), Tournaisien, Geirud, Alborz, Iran; Geological Survey of Iran.

Matériaux. Treize individus (22 c. t., 4 c. l.), 1 provenant de la partie supérieure de la coupe A de Yaricak Yayla, 6 provenant de la coupe B de Yaricak Yayla et 6 provenant de la coupe C (Taurides). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Kueichouphyllum* de 40 mm de diamètre pour 70 à 90 de septes de chaque ordre. Fossule cardinale bien marquée. Septe cardinal à peine plus court que les autres septes. Septes mineurs contraclinants. Dissépimentarium étroit. Emendé de Khaksar (1996).

Description.

Caractères externes. Polypier solitaire cératoïde à cylindrique atteignant 10 à 15 cm de haut et un diamètre au calice de 35 mm. La structure axiale est large et est proéminente dans le calice.

Caractères internes en coupe transversale. Les coupes observées ont, en moyenne, un diamètre de 27 mm (maximum 42 mm). Le tabularium mesure 23 mm en moyenne (maximum 40 mm). Il y a, en moyenne, 65 et jusqu'à 80 septes de chaque ordre (Figure 3-29). Les septes majeurs sont longs et épaissis dans les quadrants cardinaux mais fins dans les quadrants antipodes. Ils sont courbes dans le tabularium, plus rarement dans le dissépimentarium. Certains sont confluent et se groupent par 2 ou 4 avant de se joindre à la structure axiale. La base des septes est épaissie. Le septes cardinal est plus court et plus épais que les autres septes. La fossule cardinale est étroite, fermée à son sommet et bordée par deux septes majeurs péri-cardinaux épaissis. Les septes mineurs sont longs (plus de la moitié de la longueur des majeurs), fins et contraclinants. Ils dépassent à peine le bord interne du dissépimentarium. Dans les stades juvéniles, les septes mineurs sont très courts et épaissis à la base. La structure axiale occupe la moitié du diamètre du tabularium. Elle est composée d'un enchevêtrement de lamelles radiaires de taille et courbure variable. Aucune de ces lamelles ne domine dans la structure. Certaines se joignent aux terminaisons axiales des septes majeurs formant un début de spirale. De nombreux planchers axiaux redressés sont impliqués dans la structure axiale et interceptent certaines lamelles radiaires. La densité des planchers est plus élevée en périphérie de la structure axiale qu'en son centre. Dans les stades juvéniles (diamètre inférieur à 10 mm), la structure est étirée dans la direction cardinal-antipode. Le dissépimentarium est étroit, composé de 2 à 7 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques dont la concavité est tournée vers l'intérieur, parfois vers l'extérieur. Occasionnellement, quelques dissépiments sont obliques ou en V. La rangée la plus interne est toujours épaissie. Une seconde rangée, située dans la partie périphérique du dissépimentarium, est parfois également épaissie. La muraille est épaisse de 0,4 mm et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Le tabularium est complexe. Les planchers sont incomplets, redressés et très découpés par les lamelles radiaires dans la partie axiale. Les planchers périaxiaux forment une profonde gouttière appuyée contre le dissépimentarium. Les dissépiments sont bombés, hauts de 1 mm et de largeur variable (1-4 mm), très peu inclinés, parfois sub-horizontaux. Il y a une dizaine de planchers et autant de dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

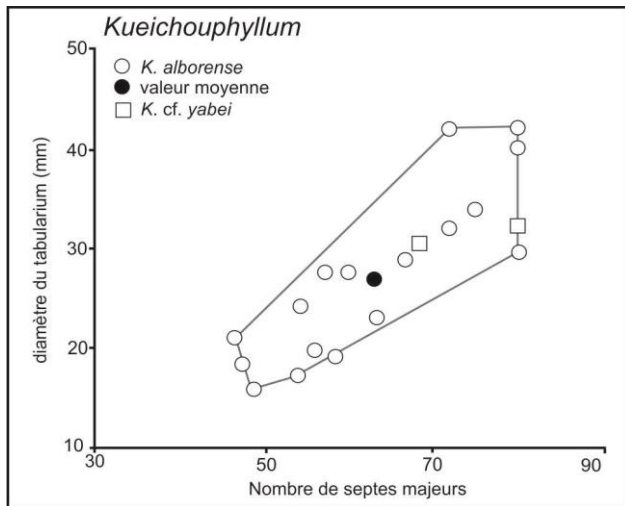


Figure 4-22: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Kueichouphyllum alborens*, *K. cf. yabei* et *K. sp.*

Discussion. Par leur diamètre, leur dissépimentarium peu développé et, surtout, leurs septes mineurs contratingents, nos spécimens sont fortement semblables à *K. alborens* Khaksar 1996. Khaksar (1996) distingue deux sous-espèces: *K. alborens major* (50 mm de diamètre pour 100 septes de chaque ordre) et *K. alborens minor* (26 mm pour 60 septes). Les deux espèces partagent des septes mineurs contratingents, une structure axiale irrégulière et des septes majeurs connectés aux lamelles radiaires. Cependant, *K. alborens minor* présente des caractères juvéniles tels l'épaississement des septes dans tous les quadrants et un dissépimentarium plus étroit qui suggèrent qu'il s'agit des stades juvéniles de *K. alborens major*. D'autres espèces de *Kueichouphyllum* (*K. sinense* Yü 1931, *K. yabei* Minato 1931) possèdent des dimensions et un nombre de septes similaires mais seul *K. alborens* montre des septes mineurs contratingents.

Distribution. *K. alborens* est présent dans les strates du Tournaisien supérieur de l'Alborz (Khaksar, 1996). En Turquie, il est présent dans la partie inférieure du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) datée de l'Ivorien et du Moliniacien (d'après Altner & Özgül, 2001).

***Kueichouphyllum cf. yabei* Minato 1943**

Planche 16, figure 6.

Matériaux. Deux spécimens (2 c. t.) provenant de la coupe de B Yaricak Yayla (Taurides). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre du polypier est de 30 mm, celui du tabularium est de 26 mm. Il y a 68 à 80 septes de chaque ordre (Figure 3-29). Les septes majeurs sont longs, droits dans le dissépimentarium et la partie externe du tabularium, et très courbés dans la partie axiale du tabularium où ils changent de direction pour former un vortex. Ils sont épaissis jusqu'à 0,7 mm dans le tabularium. Les septes mineurs sont moitié moins longs que les majeurs et pénètrent dans le tabularium sur environ 1 mm. Ils sont épaissis dans le tabularium mais fins et onduleux dans le dissépimentarium. Le septes cardinal est court et repose dans une fossule ouverte, étroite et courbe dans sa partie axiale car les septes péri-cardinaux formant ses bords suivent l'enroulement des autres septes dans le vortex. La structure axiale est principalement formée par les terminaisons axiales des septes majeurs enroulés, auxquelles s'ajoutent des planchers axiaux et de rares lamelles radiales irrégulières. Le dissépimentarium est formé de 4 à 8 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, droits ou courbes (concavité tournée vers l'intérieur ou l'extérieur). La rangée la plus interne du dissépimentarium est épaissie, d'autres dissépiments pouvant l'être aussi. La muraille est fine (0,2 mm) et souvent érodée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. La pauvreté du matériel ne nous permet pas de comparer de manière satisfaisante nos spécimens aux - nombreuses - autres espèces de *Kueichouphyllum* décrites. Nos spécimens se distinguent de *K. sinense* Yü 1931 par un diamètre inférieur, un dissépimentarium plus étroit et l'absence de lamelles radiales individualisées dans sa structure axiale. Ils se distinguent de *K. alborensis* Khaksar 1996 par l'absence de septes mineurs contratingents et une structure axiale plus simple. La structure axiale en vortex, sans lame ni lamelle bien individualisée est caractéristique de *Kueichouphyllum yabei* Minato 1943 mais le nombre de septes présent chez ce dernier (70 à 120) est supérieur à celui observé dans nos matériaux (68 à 80) et ses septes mineurs sont plus courts.

Distribution. *K. yabei* est une espèce connue dans le Viséen supérieur du sud de la Chine (Wu & Zhang, 1980; Wu & Zhao, 1989), du Japon (Minato, 1955), de Thaïlande (Fontaine et al., 1991), d'Iran (Flügel, 1963; Heravi & Khaksar, 1999). Il est signalé dans les Taurides orientales (région de Kayseri par Flügel & Kiratlioğlu (1956) et Heritsch (1941) et figuré par Kato (1979). Nos spécimens proviennent du membre de Mantar Tepe (Moliniacien) de la coupe B de Yaricak Yayla (Taurides centrales).

***Kueichouphyllum* sp.**

Planche 17, figure 1-2.

Matériaux. Un seul spécimen, écrasé, provenant de la coupe de Yaricak Yayla (Taurides). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Gros polypier de plus de 20 cm de haut, écrasé latéralement. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le polypier étant écrasé, ses dimensions, en coupe transversale sont 45 x 70 mm. Il y a 108 septes de chaque ordre (Figure 4-29). Les septes majeurs sont longs et atteignent la partie centrale du tabularium (broyée par compaction). Ils sont fins et légèrement onduleux dans la partie périphérique du dissépimentarium mais épaissis ailleurs (jusqu'à 0,8 mm). Les septes mineurs sont courts (moins de la moitié de la longueur des majeurs) et s'étendent jusqu'au bord interne du dissépimentarium. Ils sont plus fins que les majeurs et seules leurs

terminaisons axiales sont épaissies. Le septe cardinal est plus court et repose dans une fossule profonde et bien marquée. Les septes péri-cardinaux sont très épaissis et bordés par des dissépiments en arc-boutant. La structure axiale est complètement broyée et ne peut être décrite. Le dissépimentarium est large (plus de 10 mm) et composé de nombreuses rangées (10 à 15) de petits dissépiments interseptaux simples concentriques, angulo-concentriques ou, plus rarement, en V. Plusieurs rangées sont épaissies, l'une des plus internes est épaissie en continuité avec les septes. La muraille n'est pas préservée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. L'état de préservation ne permet pas de déterminer l'espèce de ce polypier. D'ailleurs, l'attribution générique n'est basée que sur la morphologie du dissépimentarium qui est très similaire à celle rencontrée chez *Kueichouphyllum*. *Calmiusiphyllum* Vassiljuk 1959 montre un dissépimentarium similaire, mais il est caractérisé par des septes mineurs contraclinants, ce qui n'est pas le cas de notre spécimen. *Haplolasma* Semenoff-Tian-Chansky 1974 présente un dissépimentarium semblable mais ce dernier ont des septes majeurs beaucoup plus courts. Par son large diamètre et son grand nombre de septes, ce *Kueichouphyllum* se distingue facilement de *K. alborensis* Khaksar 1996 rencontré dans les mêmes niveaux. Ses dimensions le rapprochent de *K. yabei* Minato 1943 et *K. sinense* Yü 1931 mais les deux ont communément des septes mineurs plus longs.

Distribution. Ce spécimen provient de la partie médiane du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) dans la coupe B de Yaricak Yayla, dans des niveaux datés du Moliniacien (biozone MFZ10 de Poty et al., 2006).

? FAMILLE KONINCKOCARINIIDAE DOBROLJUBOVA 1962

GENRE *EOKONINCKOCARINIA* WANG IN ZHAO ET AL. 1984

Espèce-type. *Eokoninckocarinia xinjiangensis* Wang in Zhao et al. 1984, Carbonifère moyen du Xinjiang, Chine.

Diagnose. Polypier solitaire ou à bourgeonnement limité. Septes majeurs longs s'étendant jusqu'à l'axe. Septes majeurs fins, très carénés. Septes mineurs longs. Fossule cardinale distincte. Dissépimentarium large, composé de dissépiments interseptaux simples concentriques, angulo-concentriques, en V, entrecroisés et en arc-boutant. Rares dissépiments transeptaux. Planchers complets ou non, horizontaux ou bombés. Emendé de Zhao et al. (1984).

Discussion. Wang in Zhao et al. (1984) a établi deux nouveaux genres - *Eokoninckocarinia* et *Carinokoninckophyllum* - pour des coraux aux septes très carénés qu'il rapprochait des *Koninckophyllum* Thomson & Nicholson 1876. Les deux genres, mono-spécifiques et dont les représentants sont issus du même niveau stratigraphique, sont caractérisés par une structure axiale irrégulière et instable, des septes majeurs longs, des carènes abondantes et un dissépimentarium dominé par des dissépiments interseptaux. Cependant, d'après cet auteur, *Carinokoninckophyllum* possède quelques rares dissépiments transeptaux tandis qu'*Eokoninckocarinia* n'en possède pas. Les deux genres étant, par ailleurs, identiques, la présence de dissépiments transeptaux dans l'un d'eux doit être considérée comme une simple variation morphologique écologique et ne justifie pas la séparation en deux genres (Xu, 1996). L'espèce-type du genre *Eokoninckocarinia xinjiangensis* Wang in

Zhao et al. 1984 est d'âge Carbonifère moyen mais Xu (1996) signale le genre dans le Viséen (Zone à *Dorlodotia* de Tan et al., 1987, soit le Viséen inférieur-moyen) du Sud-Est de la Chine. Il est aisé de distinguer *Eokoninckocarinia* Wang in Zhao et al. 1984 de *Kueichouphyllum* Yü 1931 par ses septes fins et extrêmement carénés et en zig-zag dans la partie périphérique du dissépimentarium. De pareilles carènes sont fréquentes chez certaines espèces de *Koninckophyllum* (dont *K. magnificum* Thomson & Nicholson 1876) mais *Eokoninckocarinia* s'en distingue par des septes plus longs et une structure axiale moins bien dessinée dont la lamelle axiale n'est pas évidente.

Origine et évolution. L'origine d'*Eokoninckocarinia* n'a pas été abordée par les auteurs du genre. Notons cependant que les carènes et les septes en zig-zag sont des éléments inhabituels chez les coraux carbonifères mais relativement fréquents chez certains genres dévoniens.

***Eokoninckocarinia gemmina* sp. nov.**

Planche 17, figures 3-6.

Étymologie. Du latin *gemmina*, qui bourgeonne, rappelant la capacité de cette espèce à bourgeonner.

Holotype. Spécimen YB.13.3 - Taurus 2009 (3 c. t., 1c. l.).

Paratype. Spécimen YB.13.5 - Taurus 2009 (2 c. t.) avec un bourgeon.

Localité-type. Coupe de Yaricak Yayla, région de Hadim, Taurides centrales.

Horizon-type. Calcaires gréseux clairs situés sous les premiers niveaux de quartzite au sommet du Membre de Mantar Tepe de la Formation de Yaricak, partie supérieure du Viséen inférieur.

Matériaux. Quinze individus, dont l'holotype, (28 c. t., 4 c. l.) provenant tous de la localité-type.

Diagnose. *Eokoninckocarinia* de petite taille, atteignant, au plus, 26 mm de diamètre et possédant une quarantaine de septes de chaque ordre. Septes extrêmement carénés et en zig-zag dans la partie périphérique du dissépimentarium. Septes majeurs longs, dont les terminaisons axiales se joignent en une structure axiale lâche. Septes mineurs contratingents ou contraclinants. Bourgeonnement latéral limité.

Description.

Caractères externes. Polypiers solitaires, parfois affectés d'un bourgeonnement limité, hauts d'une dizaine de centimètre. La structure axiale est proéminente dans le calice. Les caractères de la muraille ne sont pas connus car celle-ci est en grande partie érodée, comme l'est également la partie périphérique du dissépimentarium.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen est de 16 mm (maximum 26 mm) et celui du tabularium de 8 mm (maximum 11 mm, Figure 4-30). Il y a 40 septes de chaque ordre (maximum 51). Les septes majeurs sont fins, longs et atteignent l'axe du polypier où ils se groupent en faisceaux par 3 ou 4 avant de se joindre à la structure axiale. Dans certains individus, les septes sont plus courts et laissent une zone libre autour de la structure axiale. Les septes mineurs sont très courts (moins du tiers de la longueur des majeurs) et dépassent à peine le bord interne du dissépimentarium. Ils sont contraclinants ou plus rarement contratingents. Tous les septes sont épaissis en bordure du tabularium. Dans la partie externe du dissépimentarium, les septes portent de fortes carènes, donnant

un aspect extrêmement tortueux, en zig-zag et déchiquetés ("diverticules caréniformes" de Semenoff-Tian-Chansky, 1974). Le septe cardinal peut être plus court ou plus long que les autres. Le septe antipode n'est pas distinguable des autres septes. La fossule cardinale, bien développée dans les stades juvéniles, n'est pas toujours bien marquée dans les stades plus matures. Là où elle l'est, elle est longue, étroite, ouverte et bordée par des septes majeurs péri-cardinaux plus longs que le septe cardinal. La structure axiale est irrégulièrement développée. Dans les stades juvéniles, une lame axiale irrégulière et tortueuse est distinguable mais, dans les stades adultes, celle-ci s'affaiblit ou se résorbe complètement. Des planchers axiaux irréguliers se joignent à cette lame axiale. La structure axiale occupe de 1/6 à 1/3 du tabularium. Le dissépimentarium est large et composé de 2 à 15 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, en V et entrecroisés. Dans la partie périphérique du dissépimentarium, les dissépiments se confondent avec les carènes des septes en zig-zag. La rangée interne de dissépiments est épaissie en continuité avec les septes. La muraille, rarement préservée, est fine et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets. Les planchers axiaux sont bombés, horizontaux ou légèrement concaves. Ils sont inclinés vers la périphérie où ils passent le relais aux planchers périaxiaux beaucoup plus petits et globuleux. Il y a 14 à 20 planchers axiaux le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits et globuleux, inclinés vers le tabularium avec un angle de 40 à 50°. Il y a une vingtaine de dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm. En coupe longitudinale, la structure axiale apparaît assez fine et se confond avec les terminaisons axiales des septes.

Variabilité. Outre les différences de taille et de nombre de septes imputables à l'ontogénèse, la variabilité affecte surtout le développement de la structure axiale et celui des carènes. Celles-ci sont particulièrement développées dans les individus de grande taille ou les stades les plus matures. Certains individus montrent un bourgeonnement limité (pas plus d'un bourgeon par polypier).

Croissance. Plusieurs individus produisent, par bourgeonnement latéral non-parricidal, un polypiérite-fille. Nous ne disposons malheureusement pas de coupe dans les stades précoces du bourgeonnement. Le bourgeon se forme dans la partie périphérique du dissépimentarium. Le polypiérite-fille tarde à se séparer de son parent et la muraille ne se forme entièrement que lorsque le bourgeon mesure plus de 10 mm de large.

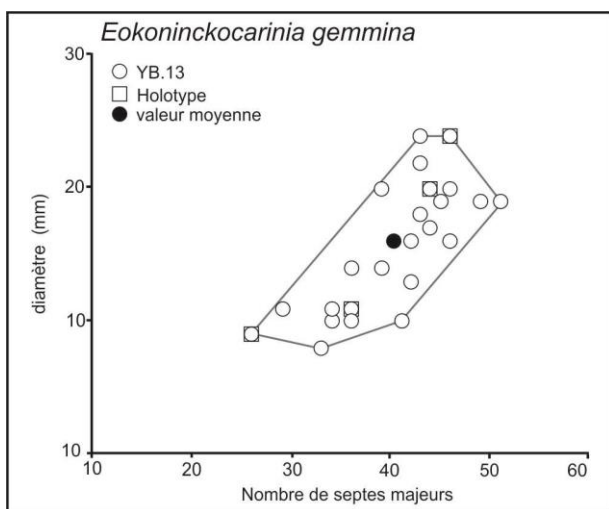


Figure 4-23: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Eokoninckocarinia gemmina*.

Discussion. Nos spécimens, avec leurs septes extrêmement carénés, leur structure axiale faiblement développée et leurs septes mineurs contratingents ou contraclinants peuvent être attribués au genre

Eokoninckocarinia Wang in Zhao et al. 1984. Le genre *Eokoninckocarinia* ne possède pas de nombreux représentants et ceux-ci ont souvent été mal identifiés (Xu, 1996). L'espèce-type, *E. xinjiangensis* Wang in Zhao et al. 1984, est légèrement plus large que nos spécimens (22 mm contre 16 mm) mais ne montre pas de septes mineurs contratingents. De plus, il s'agit d'une espèce du Carbonifère moyen (Zhao et al., 1984). *E. carinata* (Xu 1981) est plus gros (20 à 30 mm contre 16 mm et 57 septes contre 40) et montre de rares dissépiments transeptaux.

Distribution. *Eokoninckocarinia gemmina* n'est connu actuellement que dans les calcaires gréseux sous-jacents aux premiers bancs de quartzite du sommet du Membre de Mantar Tepe (Formation de Yaricak) dans la coupe de Yaricak Yayla (Taurides). L'assemblage de foraminifères de ces niveaux est pauvre et l'âge indiqué est le Moliniacien (zone MFZ11).

FAMILLE EKVASSOPHYLLIDAE HILL 1981

GENRE ZAPHRIPHYLLUM SUTHERLAND 1954

Espèce-type. *Zaphriphyllum disseptum* Sutherland 1954, Viséen d'Alaska.

Diagnose. Polypier solitaire trochoïde à septes nombreux s'étendant presque jusqu'à l'axe dans les stades matures. Septes arrangés en faisceaux courbés vers la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux et de manière plus radiaires dans les quadrants antipodes. Septes mineurs bien développés, parfois contratingents. Dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux simples concentriques et rarement entrecroisés ou transeptaux de second ordre dans les stades matures. Rangée interne de dissépiments souvent épaissie. Fossule cardinale du côté concave du polypier, très marquée et occupée par un septes cardinal court. Planchers bombés, plongeant vers une fossule cardinale. Emendé de Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Discussion. *Zaphriphyllum* est caractérisé par des septes majeurs et mineurs longs, un dissépimentarium développé et une fossule cardinale très profonde. Il partage avec les coraux zaphrentoïdes un arrangement penné, en faisceaux, des septes et une fossule très marquée. Cependant, il s'en distingue par l'absence de colonne axiale stéréoplasmique formée par la terminaison axiale épaissie des septes, par des septes mineurs longs et - surtout ! - par la présence de dissépiments. L'arrangement zaphrentoïde des septes est un caractère qui permet de distinguer *Zaphriphyllum* des coraux caninimorphes présentant parfois des septes longs. Sutherland (1954), remarquant la similitude morphologique entre *Zaphriphyllum* et *Amplexizaphrentis* Vaughna 1906, classe les deux genres dans la Famille Hapsiphyllidae. Semenoff-Tian-Chansky (1974) ayant signalé que la fossule cardinale se trouvait plutôt du côté concave sur ces polypiers (alors qu'elle est située du côté convexe chez *Amplexizaphrentis*), Hill (1981) les a inclus dans la nouvelle Famille Ekvassophyllidae qu'elle a établie.

Origine et évolution. Les plus anciens représentants du genre proviennent du Tournaisien supérieur (Zone à *Keyserlingophyllum*) du Sud de la Chine (Poty & Xu, 1996). *Zaphriphyllum* est un taxon occasionnel dans les strates du Viséen inférieur de Chine (Xu, 1996), du Sahara (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), des Iles britanniques (Boland, 2002) et d'Amérique du Nord (Sando, 1960). En Turquie, il n'est connu que par les échantillons de Tarlaa-Ağzı dont la position stratigraphique n'est pas connue avec précision (probablement Tournaisien supérieur).

***Zaphriphyllum daleki* sp. nov.**

Planche 18, figs 1-8.

? 2002 *Zaphriphyllum* sp.; Boland, p. 344, pl. 52, figs 1-2.

Etymologie. La morphologie cérato-cylindrique de l'holotype rappelle la forme des Daleks (personnages de science-fiction).

Holotype. Spécimen Ba.5 - Bartin 2009 (4 c. t., 1 c. l.) de Tarlaa-Ağzı.

Localité-type. Un affleurement situé le long d'un chemin menant du hameau de Tarlaa-Ağzı au radar météo de Bartin.

Horizon-type. Formation de Yılanlı, niveau précis inconnu, vraisemblablement dans la partie supérieure du Tournaisien.

Matériaux. Douze spécimens, y compris l'holotype (26 c. t., 3 c. l.), provenant de la coupe de Tarlaa-Ağzı (coupe du radar météo de Bartin). La plupart sont des formes silicifiées, dégagées et collectées dans un éboulis. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Zaphriphyllum* de grande taille (21 à 30 mm de diamètre) comptant plus de 40 septes. Septes majeurs longs, mais laissant, au centre du tabularium, une zone libre large de 1/5 à 1/4 du diamètre du polypier. Septes mineurs rudimentaires à longs, contratingents. Dissépimentarium de 3 à 8 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, angulo-concentriques et entrecroisés.

Description.

Caractères externes. Polypiers cératoïdes, trochoïdes ou cylindriques de 2 à 5 cm de haut et au calice d'un diamètre maximal de 30 mm. Celui-ci est peu profond, marqué par une fossule cardinale étroite et profonde. La muraille est marquée de rugae.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre des stades matures mesure 21 mm en moyenne (maximum 30 mm), le tabularium mesure 14 mm en moyenne et 24 mm au maximum (Figure 4-31). Il y a 44 septes de chaque ordre (maximum 52). Dans les stades juvéniles, les septes majeurs sont épaissis en fuseau, longs et atteignent l'axe du polypier où certains fusionnent ensemble. Dans les stades matures, les septes sont retirés vers la périphérie et laissent une zone libre de septes, large de 1/5 à 1/4 du diamètre du corail. Ils montrent un arrangement en faisceaux, courbés dans les quadrants cardinaux et disposés de manière radiaire dans les quadrants antipodes. Leurs terminaisons axiales sont fines et pointues. Les septes mineurs sont variablement développés. Ils sont souvent plus longs dans les quadrants antipodes et contratingents dans ce cas. Ils sont plus fins que les septes majeurs mais leur terminaison axiale est habituellement moins pointue. Le septes cardinal est plus court, plus épais et plus tortueux que les autres septes. La fossule cardinale est profonde, ouverte vers le tabularium et marquée par un recul du dissépimentarium vers la périphérie. Le dissépimentarium est composé de 3 à 8 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, angulo-concentriques et entrecroisés. La rangée la plus interne est épaissie dans les stades les plus larges. La muraille est épaisse de 0,3 mm et onduleuse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, plats ou déprimés axialement. Il y a 16 à 18 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont larges de 1 mm et hauts de 2 à 3 mm. Ils sont disposés en files sub-verticales.

Variabilité. La taille et le nombre de septes sont assez constants dans les individus étudiés. La fossule cardinale, très marquée dans les stades juvéniles, tend à s'élargir et s'estomper dans les stades les plus proches du calice. La taille des septes varie d'une coupe à l'autre mais cela correspond au fait que les septes s'étendent à la surface des planchers et se retirent ensuite.

Discussion. La disposition en faisceaux courbés des septes majeurs, les septes mineurs parfois longs, le dissépimentarium étroit et la fossule cardinale très marquée sont des caractères typiques de *Zaphriphyllum*. Plusieurs espèces décrites dans le Viséen inférieur d'Eurasie possèdent des dimensions similaires. C'est le cas de *Z. shidianense* Duan 1985 (16 à 20 mm de diamètre pour 43 à 46 septes) et de *Z. latidissépimentarium* Wang 1985 (20 mm pour 52 septes). Chez ces deux espèces, les septes sont épaissis dans les stades jeunes mais tendent à devenir plus fins dans les stades matures. Notre espèce se distingue de ces deux dernières par ses septes mineurs relativement longs et contratingents et un dissépimentarium plus large. Les autres espèces de *Zaphriphyllum* (*Z. mobarakense* Kahksar 1996, *Z. lavocati* Semenoff-Tian-Chansky 1974, *Z. crassiaxum* Semenoff-Tian-Chansky 1974) sont plus petites et possèdent moins de septes. *Zaphriphyllum* sp. décrit dans le Tournaisien supérieur (biozone à coraux RC3γ) du Pays de Galles par Boland (2002) est très semblable aux spécimens de *Z. daleki* sp. nov. Remarquons que les stades les plus matures de nos spécimens, avec leurs septes retirés de l'axe, leur dissépimentarium plus large et une fossule moins marquée, peuvent être confondus avec certains *Caninophyllum* Lewis 1929. Ils s'en distinguent par des septes mineurs plus longs et un épaississement non limité aux quadrants cardinaux.

Distribution. *Zaphriphyllum daleki* sp. nov. a été collecté dans la Formation de Yılanlı (Viséen inférieur probable) de Tarlaa-Ağzı. Z. sp. décrit par Boland (2002), potentiellement attribué à *Z. daleki*, provient du Tournaisien supérieur (zone RC3γ) du Pays de Galles.

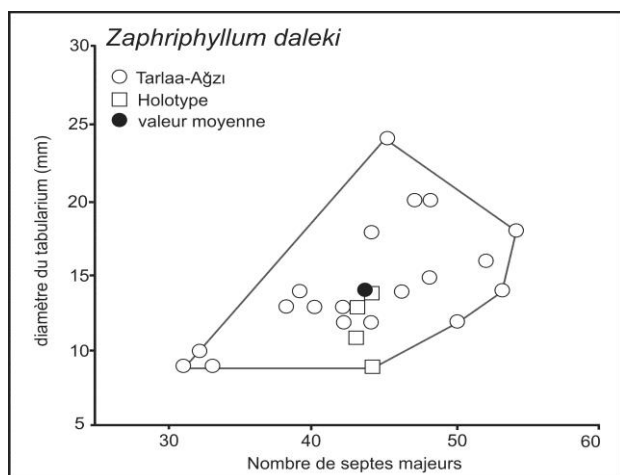


Figure 4-31: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Zaphriphyllum daleki*.

FAMILLE PALAEOSMILIIDAE HILL 1940

GENRE PALAEOSMILIA MILNE-EDWARDS & HAIME 1848

Espèce-type. *Palaeosmilia murchisoni* Milne-Edwards & Haime 1848, Viséen d'Angleterre.

Diagnose. Corail solitaire ou montrant occasionnellement un bourgeonnement limité. Septes très nombreux et serrés, souvent carénés. Septes majeurs longs, atteignant l'axe et aux l'extrémités courbes. Septes mineurs longs. Fossule cardinale longue et étroite, en forme de trou de serrure,

allongée et ouverte vers le centre. Dissépimentarium large, composé de nombreuses rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, en V, entrecroisés et en arc-boutant. Dissépiments transeptaux et naotiques présents chez les plus gros individus. Planchers incomplets, disposés en deux séries: une série axiale de petits planchers bombés, déprimés axialement et de larges planchers périphériques inclinés vers le dissépimentarium. Muraille simple et fine. D'après Poty (1981) et Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Discussion. *Palaeosmilia* se distingue facilement des autres coraux solitaires sans structure axiale (Cyathopsidae principalement) par ses septes longs, son dissépimentarium large et son tabularium double. L'absence d'aulos dans les stades matures suffit à discriminer *Palaeosmilia* et *Aulokoninckophyllum* Sando 1976 (voir paragraphe suivant). Luo & Zhao (1962) ont introduit un nouveau genre - *Quingaiphyllum* - pour décrire les *Palaeosmilia* chinois possédant une lame axiale issue du septa antipode. Ce genre, mal connu, rappelle l'espèce *P. fornix* du Viséen du Pays de Galles décrite par Hudson (1928), également caractérisée par une columelle rudimentaire. L'espèce "*Palaeosmilia*" *aquisgranensis* du Strunien d'Europe devrait être rangée dans un nouveau genre car, bien que la ressemblance morphologique soit très poussée, il s'agit d'un genre distinct, probablement issu de *Campophyllum* Goldfuss 1826 (voir discussion de ce genre). Les microstructures des deux genres sont d'ailleurs différentes comme l'indique Poty (2010). *Palaeosmilia* est connu dans le Viséen de Belgique (Poty, 1981), du Boulonnais (Poty & Hannay, 1994), du Massif armoricain (Vuillemin, 1990), de la Montagne Noire (Aretz, 2002a), des Pyrénées (Perret & Semenoff-Tian-Chansky, 1971), de l'Ecosse (Hill, 1941), de la Grande Bretagne (Garwood, 1913), de l'Irlande (Somerville et al., 1992), de l'Allemagne (Weyer, 2000), des Monts Sainte-Croix (Khoa, 1977), du Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez & Said, 2009), du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), du Maroc (Aretz, 2010; Aretz & Herbig, 2010; Somerville et al., 2012), de Bosnie (Kostič-Podgorska, 1957), du Nord de la Chine (Lin & Rodríguez, 1993), du Sud-Est de la Chine (Yü, 1937; Lin et al., 2012) et de Thaïlande (Fontaine et al., 1991). En Turquie, il est signalé par Charles (1933) dans la région de Zonguldak et dans la région de Hadım par Ünsalaner-Kiragli (1958).

Origine et évolution. *Palaeosmilia* est un genre typiquement Viséen et Namurien apparaissant au Tournaisien terminal en Europe de l'Ouest lors de l'évènement des Avins (Poty, 2007). L'espèce la plus ancienne - *P. potii* Boland 2002, figuré sous le nom *Palaeosmilia* sp. nov. par Denayer et al. (2011) - montre des septes fortement carénés et des septes mineurs contratingents qui rappellent fortement le genre *Aulokoninckophyllum* (Rodríguez et al., 2001; Boland, 2002; Poty, 2010). De plus, les stades jeunes de *P. potii* montrent habituellement une zone libre circulaire au centre du polypier, soulignée par la série axiale de planchers en méssa, similaire à l'aulos d'*Aulokoninckophyllum*. Une relation phylétique entre les deux genres est donc aisée à établir. *Palaeosmilia* s'individualise d'*Aulokoninckophyllum* par ses septes plus longs, sa fossule allongée et la disparition de l'aulos. Au cours du Viséen, une tendance à l'augmentation de la taille est notée chez *Palaeosmilia*. Bien que des exemples de bourgeonnement limité soient connus dans le Moliniacien (Javaux, 1994), ce n'est qu'à partir du Warnantien supérieur que des formes coloniales apparaissent. Celles-ci sont regroupées dans le genre *Palastrea*.

***Palaeosmilia purchisoni* Milne-Edwards & Haime 1848**

Planche 19, figures 2-6.

- * 1848 *Palaeosmilia purchisoni* M.-E. & H., p. 261.
- 1849 *Strophodes multilamellatum* McCoy, p. 5.
- 1851 *Strophodes multilamellatum* McCoy, p. 93, pl. 3, fig. 3.
- 1851 *Cyathophyllum purchisoni* M.-E. & H., p. 369.
- 1852 *Cyathophyllum purchisoni* M.-E. & H., p. 178, pl. 33, fig. 3.

- 1852 *Cyathophyllum stutschburyi* M.-E. & H., p. 179, pl. 31, figs 1-2, pl. 32, fig. 4.
1861 *Palaeosmilia stutschburyi* M.-E. & H.; Eischwald, p. 140.
1869 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Kunth, p. 197.
1905 *Cyathophyllum* φ , Vaughan, p. 274, pl. 23, fig. 3.
1910 *Cyathophyllum* φ , Vaughan; Salée, p. 47, pl. 9, figs 4a-b.
1912 *Cyathophyllum multilamellatum* (McCoy); Garwood, p. 552, pl. 50, fig. 5-7.
1913 *Cyathophyllum* φ , Vaughan; Carpentier, p. 353, pl. 5, fig. 8.
1917 *Cyathophyllum multilamellatum* McCoy; Garwood, p. 14, fig. 7.
1923 *Cyathophyllum* φ , Vaughan; Demanet, p. 114, pl. 14, fig. 3.
1928 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Hudson, p. 246.
1930 *Palaeosmilia multilamellata* Lewis, p. 274, pl. 22, fig. 14.
1930 *Cyathophyllum (Palaeosmilia) murchisoni* M.-E. & H.; Delépine, p. 40.
1932 *Cyathophyllum aff. multilamellatum* McCoy; Gorsky, p. 28, pl. 4, figs 7-10.
1933 *Palaeosmilia carinthiana* Kuntschnig; Heritsch, p. 140, pl. 3, figs 1-8, pl. 4, figs 1-7.
1933 *Cyathophyllum (Palaeosmilia) murchisoni* M.-E. & H.; Charles, p. 129, pl. 5, figs 28-29.
1933 *Cyathophyllum stutschburyi* var. *merophylloides* Yü, p. 67, pl. 8, figs 4a-f, pl. 12, figs. 6a-c.
1933 *Cyathophyllum stutschburyi* var. *marginocarinatum* Yü, p. 69, pl. 7, figs 6a-d, pl. 18, figs. 5a-b.
? 1934 *Palaeosmilia yohi* Yü, p. 65, pl. 12, figs 4-5.
1935 *Cyathophyllum (Palaeosmilia) murchisoni* var. *extravesicularis* Gorsky, p. 62, pl. 11, figs 3-4, pl. 12, figs 1-2.
1935 *Cyathophyllum (Palaeosmilia) murchisoni* M.-E. & H.; Menchikoff & Hsu, p. 242, pl. 11, fig. 14.
1937 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Yü, p. 13, pl. 3, figs 4a-c.
1938 *Cyathophyllum (Palaeosmilia) kasachtanicum* Volkova, p. 30, pl. 9, figs 1-3.
1940 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Hill, p. 117, pl. 6, figs 12-13.
1941 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Gorsky, p. 61, pl. 6, fig. 4.
1950 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Termier & Termier, p. 206, pl. 48, fig. 12.
1951 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Gorsky, p. 41.
1951 *Palaeosmilia murchisoni* var. *amygdalophylloides* Gorsky, p. 42, pl. 10, fig. 4.
1951 *Palaeosmilia planum* Gorsky, p. 44, pl. 11, fig. 2.
1951 *Palaeosmilia vesiculosum* Gorsky, p. 45, pl. 11, figs 3-4, pl. 12, fig. 1.
1952 *Palaeosmilia murchisoni murchisoni* M.-E. & H.; Kabakovitsch, p. 104, pl. 1, figs 1-4.
1952 *Palaeosmilia murchisoni stutschburyi* M.-E. & H.; Kabakovitsch, p. 105, pl. 4, fig. 1, pl. 5, figs 2-4.
1952 *Palaeosmilia nodosa* Kabakovitsch, p. 106, pl. 6, fig. 4, pl. 7, figs 1-4.
1952 *Palaeosmilia tulensis* Kabakovitsch, p. 110, pl. 7, figs 5-6.
1957 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Kostič-Podgorska, p. 54, pl. 1, figs 1-2.
1958 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Ünsalaner-Kiragli, p. 57, pl. 12, figs 2a-d.
1959 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Kato, p. 282.
1960 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Vassiljuk, p. 71, pl. 16, fig. 1, pl. 17, fig. 1, pl. 18, fig. 1.
1961 *Palaeosmilia murchisoni stutschburyi* M.-E. & H.; Zukalova, p. 22, pl. 6, figs 2-3.
1966 *Palaeosmilia murchisoni murchisoni* M.-E. & H.; Bykova, p. 35, pl. 1, fig. 5, pl. 2, fig. 2.
1967 *Palaeosmilia (Palaeosmilia) murchisoni* M.-E. & H.; Ivanowski, p. 54, pl. 12, fig. 1.
1970 *Palaeosmilia nodosa nodosa* Kabakovitsch; Shchukina, p. 143.
1970 *Palaeosmilia nodosa grandis* Shchukina, p. 143, pl. 51, fig. 1.
1971 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Perret & S.-T.-C., p. 576, pl. 3, figs 1-2.
1971 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Perret, p. 94, pl. 12, figs 1-3.
non 1971 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Perret, p. 94, pl. 12, fig. 4.
1973 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Fedorowski & Gorianov, p. 47, pl. 11, figs 2a-b.
1974 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; S.-T.-C., p. 160, pl. 39, figs 1-5, pl. 40, figs 1-2, pl. 41, figs 1-5.
1977 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Khoa, p. 369, pl. 18, fig. 1.
1978 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Poty, pl. 5, figs 6-7.
1981 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Poty, p. 46, pl. 20, fig.7, pl. 22, fig.2.
non 1981 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Poty, p. 46, pl. 20, fig. 8.
1982 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Wu *et al.*, p. 126.
1984 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Conrad, pl. 10, fig. 2.
1984 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Somerville & Strank, fig. 4b.
1986 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Herbig, p. 199, pl. 3, fig. 7.
1990 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Vuillemin, p. 62, pl. 10, figs 1-3.
1991 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Fontaine *et al.*, p. 41.
1993 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Lin & Rodríguez, p. 40.
1994 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Javaux p. 133, figs 9-2.
? 1999 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Liao & Rodríguez, p. 551, figs 5.4-5.5.
2005 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Aretz & Nudds, p. 172, pl. 1, fig. 5.
non 2008 *Palaeosmilia murchisoni stutschburyi* M.-E. & H.; Ogar, p. 492, pl. 2, fig. 5.
2009 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Aretz, p. 5, fig. 4h.
2009 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Rogríguez & Said, p. 14, pl. 1, figs 9-10.
2010 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Aretz, p. 327, fig. 4h.
2010 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Legrand-Blain *et al.*, p. 11, fig. 1C.

- 2010 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Poty, p. 393, figs 4a-d.
 2010 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Aretz & Herbig, p. 299, fig. 5A.
 2011 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Aretz, p. 596, fig. 6F.
 2011 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Denayer *et al.*, p. 161, pl. 6, fig. C.
 2012 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Somerville *et al.*, p. 311, fig. 3.
 2012 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Denayer, p. 320, fig. 4K.
 2012 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Lin *et al.*, p. 333, pl. 1, figs N-O.
 non 2012 *Palaeosmilia murchisoni* M.-E. & H.; Fedorowski & Bamber, p. 352, figs 3C-E.

Holotype. Spécimen BM 48398, Carbonifère inférieur de Frome, Somerset; collection Bowerbank, Natural History Museum, London. La localité et l'âge exact des couches d'où est issu le type ne sont pas connus avec certitude (Zone S ou D de Bristol ou Frome) comme l'indique Hill (1941).

Matériaux. Vingt-et-un individus et fragments d'individu (25 c. t., 4 c. l.) dont 1 provient de Tokluca Yayla (Anatolides), 7 de la coupe de la rivière Süzek, 1 de Topluca, 6 de Kokaksu (dont l'échantillon de Charles), 4 de Gökgöl, 2 d'Amasra (Bartın, collection Ralli). Détails en Annexe 1.

Diagnose. Large *Palaeosmilia* de 30 à 100 mm de diamètre. Septes majeurs longs, pouvant atteindre le centre du polypier et légèrement courbés vers la fossule cardinale dans les quadrants cardinaux, et vers le septe antipode dans les quadrants antipodes. Septe cardinal court. Septes mineurs longs (2/3 de la longueur des majeurs) et parfois contraclinants. Septes mineurs et majeurs carénés ou en zig-zag. Fossule cardinale longue et étroite. Dissépimentarium large, dominé par des dissépiments interseptaux simples concentriques, en V et entrecroisés. D'après Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Description.

Caractères externes. Plusieurs individus silicifiés, de forme turbinée à cylindrique, montrent un calice profond de 8 à 10 mm au milieu duquel s'élève une bosse calicinale de plusieurs millimètres de haut.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiers atteignent un diamètre d'une trentaine de millimètre avec un tabularium mesurant, en moyenne 16 mm (maximum 22 mm, Figure 4-32). Les septes majeurs, au nombre de 60 en moyenne (maximum 76), sont longs mais n'atteignent habituellement pas l'axe du polypier. Ils laissent au centre une zone libre de quelques millimètres de diamètre (maximum 5 mm). Les septes majeurs sont fusiformes, leur épaisseur maximale se trouvant en bordure du tabularium. Les septes mineurs sont longs (plus de la moitié de la longueur des septes majeurs) et pénètrent dans le tabularium. Ils sont à peine plus fins que les septes majeurs et souvent contraclinants. Dans le dissépimentarium, les septes sont sinueux, voire en zig-zag et portent fréquemment des carènes. Dans le tabularium, ils sont courbés vers la fossule cardinale. Le septe cardinal est un peu plus court et repose dans une étroite fossule cardinale. Celle-ci s'étend jusqu'à l'axe du polypier où elle s'ouvre. Dans le dissépimentarium, elle est bordée par deux septes majeurs péri-cardinaux et leurs septes mineurs adjacents courbés et dont la concavité est tournée vers l'extérieur de la fossule, conférant à celle-ci une forme en trou de serrure. Des fossules alaires peu développées ont été observées chez plusieurs individus. Le dissépimentarium est très étendu, composé d'une dizaine à une vingtaine de rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques ou plus rarement entrecroisés. Lorsque la partie externe du dissépimentarium est préservée, quelques dissépiments transeptaux sont localement présents. La muraille est fine et fréquemment érodée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers formant la partie centrale du tabularium sont incomplets, bombés, arrangés en un dôme irrégulier et concaves en leur centre. En périphérie de ceux-ci se trouvent des planchers plus larges et inclinés vers le dissépimentarium, formant une gouttière périphérique. Les planchers sont au nombre de 15 à 25 le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont larges, fortement redressés à proximité du tabularium et de moins en moins inclinés vers l'extérieur.

Variabilité. Les paramètres biométriques sont évidemment affectés par la variabilité ontogénique, comme le montre le ratio nombre de septes majeurs/diamètre du tabularium qui varie entre 3 et 4,5. La présence de fossules alaires et de carènes semblent faire partie de la variabilité inter-individuelle inhérente à l'espèce comme le remarque Semenoff-Tian-Chansky (1974). Il n'y a pas de différence notable entre les populations de la région de Zonguldak et celle de Bartın, quant au spécimen de Topluca Yayla (Anatolides), il s'intègre dans le même ensemble. Nous n'avons pas non plus décelé de différence entre les populations d'âge différent (Viséen inférieur à supérieur).

Discussion. Nos spécimens correspondent bien à la définition de *Palaeosmilium purchisoni* Milne-Edwards & Haime 1848. Cette espèce a souvent été subdivisée en sous-espèces ou variétés (voir liste synonymique) mais la variabilité de *P. purchisoni* explique l'entièreté des caractères spécifiques de ces formes et toutes sont reliées par des formes intermédiaires. Dès lors, il est plus judicieux de considérer ces variétés et espèces comme les pôles extrêmes de la variabilité de *P. purchisoni*. Les caractères de ces formes sont résumés par Semenoff-Tian-Chansky (1974). L'espèce *P. ressorti* Menchikoff & Hsu 1935 partage avec *P. purchisoni* des dimensions semblables mais possède un dissépimentarium étroit et une large zone libre au centre du polypier. Certains de nos spécimens montrent de tels caractères mais l'absence de la partie extérieure du dissépimentarium, généralement érodée, ne permet pas d'estimer correctement sa largeur. Dès lors nous préférons ne pas les attribuer à cette espèce.

Distribution. *P. purchisoni* est l'espèce la plus répandue du genre. Elle est particulièrement commune dans le Viséen supérieur d'Eurasie et d'Afrique du Nord. Ces occurrences sont résumées dans le paragraphe concernant la discussion du genre *Palaeosmilium*. Signalons sa présence en Turquie, dans le Viséen inférieur et supérieur de Bartın et Zonguldak ainsi que dans les faciès associés au bioherme warnantien de Kongul Yayla (Anatolides).

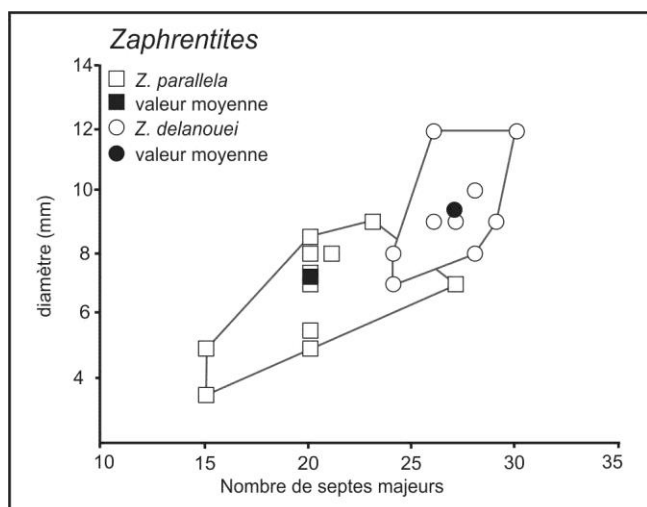


Figure 4-24: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Palaeosmilium purchisoni* et *Palaeosmilium multiseptata*.

***Palaeosmilium multiseptata* Semenoff-Tian-Chansky 1974**

Planche 19, figure 1.

- 1958 *Palaeosmilium purchisoni* M.-E. & H.; Ünsalaner-Kiragli p. 57, pl. 12, fig. 2e.
- 1971 *Palaeosmilium purchisoni* M.-E. & H.; Perret, p. 94, pl. 12, figs 1-3.
- 1974 *Palaeosmilium multiseptata* S.-T.-C., p. 169, pl. 43, figs 4-5, pl. 45, fig. 5.
- 2002 *Palaeosmilium purchisoni* M.-E. & H., Aretz, p. 198, fig. 6.
- 2011 *Palaeosmilium* sp.; Aretz, p. 597, fig. 6G.

Holotype. Spécimen PAR AD7/26, ravin de Djenien (?), Sahara algérien, Namurien inférieur; collection Pareyn, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.

Diagnose. Très large *Palaeosmilia* (plus de 50 mm de diamètre) comptant plus de 100 septes majeurs. Septes mineurs longs atteignant la moitié de la longueur des majeurs. Septes épaissis, particulièrement près du bord interne du dissépimentarium. Fossule large et atteignant l'axe du polypier. Zone centrale du tabularium occupée par les terminaisons axiales des septes, associées aux planchers axiaux redressés, produisant une structure axiale lâche et inconstante. D'après Semenoff-Tian-Chansky (1974).

Matériaux. Deux spécimens (4 c. t.) provenant des faciès supérieurs du bioherme de Kongul Yayla (Anatolides). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les deux polypiers sont turbinés à patellés. Ils sont larges de plus de 70 mm mais hauts d'une trentaine à peine. Les caractères du calice ne sont pas connus.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre des polypiers est, en moyenne, de 72 mm, celui du tabularium étant de 30 mm. Il y a 110 à 112 septes majeurs (Figure 4-32). Ceux-ci sont longs, atteignent l'axe du polypier et sont épaissis en fuseau, l'épaisseur maximale se trouvant à proximité du bord interne du dissépimentarium. Les terminaisons axiales des septes majeurs sont groupées par 5 à 7 et fusionnent au centre du polypier, formant une structure axiale lâche et irrégulière en association avec les planchers axiaux. Le septes cardinal est plus court. Les septes mineurs sont longs et pénètrent dans le tabularium sur plusieurs millimètres. Ils sont épaissis. Dans le tabularium, les septes sont fortement sinueux ou en zig-zag et portent des carènes. La fossule cardinale est longue et étroite, en forme de trou de serrure allongé, resserré dans la partie périphérique du tabularium. Le dissépimentarium est composé de 10 à 15 rangées de petits dissépiments interseptaux simples concentriques, angulo-concentriques, en V, entrecroisés et en arc-boutant auxquelles s'ajoutent une dizaine de rangées de dissépiments transeptaux de premier et second ordre. Quelques dissépiments naotiques ont été observés.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Les grandes dimensions et le très grand nombre de septes, associés à une structure axiale lâche et irrégulière, sont caractéristiques de *P. multiseptata* tel que l'a défini Semenoff-Tian-Chansky (1974). Cette forme est évidemment proche des grands *P. purchisoni* Milne-Edwards & Haime 1848 qui peuvent aussi posséder de nombreux septes. Cependant, chez ces derniers, les septes majeurs ne sont pas joints au centre du polypier. De plus, *P. multiseptata* est généralement turbiné ou patellé alors que *P. purchisoni* est cylindrique. *P. multiseptata* semble confiné aux faciès récifaux, dès lors il pourrait n'être qu'une adaptation de *P. purchisoni* à ces milieux, mais cette hypothèse reste à démontrer. En attendant, nous considérons *P. multiseptata* comme une espèce à part entière plutôt qu'un écotype.

Distribution. *P. multiseptata* a été rencontré dans le Viséen supérieur du Sahara (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), de la Montagne Noire (Aretz, 2002a) et dans les Pyrénées (Perret, 1971). Dans le Sahara, l'espèce se maintient dans le Serpukhovien (Semenoff-Tian-Chansky, 1974). En Turquie, *P. multiseptata* a été collecté dans les faciès supérieurs du bioherme de Kongul Yayla (Warnantien inférieur, zone RC7β).

GENRE *PALASTREA* MCCOY 1851

Espèce-type. *Astrea carbonaria* McCoy 1849, Brigantien d'Angleterre.

Diagnose. *Palaeosmilia* en colonie cérioïde, astréoïde ou aphroïde. D'après Hill (1981).

Discussion. Hill (1941) considère *Astrea carbonaria* McCoy et *Cyathophyllum regium* Phillips comme des synonymes et les place dans le genre *Palaeosmilia*. Cependant, le genre *Palastrea* McCoy se justifie pour désigner les formes coloniales de *Palaeosmilia*. Yü et al. (1962) ont créé le genre *Palaeosmilastrea* pour désigner les formes coloniales de *Palaeosmilia* du Sud de la Chine. Ce genre doit donc être considéré comme synonyme de *Palastrea*. Le diagnose du genre indiqué par Hill (1981) définit *Palastrea* comme des *Palaeosmilia* en colonies cérioïdes, astréoïdes ou aphroïdes. Il ne semble pas que ces habitus soient des caractères spécifiques, certaines espèces (*P. carbonaria*, *P. regia*) pouvant montrer à la fois des zones cérioïdes et aphroïdes. L'habitus est donc vraisemblablement une variation morphologique ou écologique.

Origine et évolution. Comme discuté dans le paragraphe consacré à *Palaeosmilia*, *Palastrea* descend de ce premier genre. Si des individus bourgeonnants sont connus dès le Viséen inférieur, c'est au Viséen supérieur que les formes coloniales deviennent stables. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'a été mis en évidence aucune relation phylétique entre les différentes espèces de *Palastrea*. Il n'est pas exclu que ces espèces soient issues de plusieurs formes de *Palaeosmilia*. *Palastrea* est connu dans le Brigantien et le Serpukhovien des Iles britanniques (Hill, 1941; Mitchell, 1989) et dans le Warnantien supérieur de la Belgique (zone RC8, Denayer et al., 2011), du Boulonnais (Poty & Hannay, 1994), de la Montagne Noire (Aretz, 2002b), de la Nouvelle Ecosse (Poty, 2002a), de l'Oural (Gorsky et al., 1975), du Sud de la Chine (Hunan, Guizhou, Lin et al., 2012) et du Tibet (Fan et al., 2003). En Turquie, il n'est connu que dans le Viséen supérieur de Zonguldak (Nord-Ouest de la Turquie).

***Palastrea konincki* (Charles 1933)**

Planche 20, figures 1-4.

* 1933 *Endophyllum konincki* Charles, p. 135, pl. 6, figs 37-38.

Lectotype. Désigné ici: spécimen IP-10861-05, calcaires à cherts du Viséen de Kokaksu, collection Charles, Institut royal des Sciences naturelles de Belgique.

Plésiotypes. Le type de Charles (1933) étant d'une préservation médiocre, il est pratiquement inutilisable. De plus, la lame mince étant très fine, les structures sont à peine visibles. Il nous paraît donc nécessaire de désigner de nouveau type parmi les matériaux récoltés dans la région de Zonguldak. Le plésiotype proposé est la colonie G.16.4 provenant des calcaires massifs à cherts affleurant dans la carrière abandonnée exposant la partie supérieure de la coupe de Gökgöl.

Matériaux. Quatre colonies: deux provenant de la coupe de Kokaksu (dont le spécimen de Charles), une de la coupe de Gökgöl (plésiotype) et une de Kislâ. Détails en Annexe 1.

Diagnose. Petit *Palastrea* astréoïde à aphroïde dont les polypiérites ont 18 à 20 mm de largeur pour un tabularium de 7 à 8 mm de diamètre et comptant une trentaine de septes de chaque ordre. Septes majeurs longs mais laissant une zone libre au centre du polypiérite, épaissis en fuseau, sinueux dans le dissépimentarium. Septes mineurs longs, pénétrant à peine dans le tabularium. Dissépimentarium large composé de dissépiments interseptaux et transeptaux.

Description.

Caractères externes. Les colonies recueillies sont de grosses colonies massives d'une vingtaine de centimètres de diamètre et d'une dizaine de haut. La colonie provenant de la coupe de Gökgöl est plus grosse (50 cm de diamètre et de haut) et présente des contractions et réjuvénescences conférant à la colonie des bordures effilochées. Les caractères du calice n'ont pas pu être observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites sont polygonaux (5-8 côtés) et présentent une largeur de 19 mm en moyenne (maximum 28 mm) et un tabularium de 7,5 mm de diamètre en moyenne (maximum 9 mm, Figure 4-33). Les septes majeurs sont au nombre de 30 en moyenne (maximum 38). Ils sont longs mais n'atteignent pas l'axe du polypiérite, laissant une zone libre de 3 à 5 mm de diamètre. Quelques septes se joignent en faisceaux par 4 ou 5. Les septes mineurs sont longs (la moitié de la longueur des majeurs) et pénètrent à peine dans le tabularium. Tous les septes sont épaissis en fuseau, leur épaisseur maximale étant située à proximité du bord interne du tabularium. Dans le dissépimentarium, ils deviennent plus fins et plus sinueux. Certains individus montrent des carènes irrégulièrement disposées. Le septes cardinal est légèrement plus court que les autres et se trouve dans une fossule peu marquée et largement ouverte. Le septes antipode n'est pas différent des autres septes. Le dissépimentarium est composé de 4 à 15 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques et en V, la rangée la plus interne est, en général, légèrement plus épaissie, ainsi que de 2 à 5 rangées de dissépiments transeptaux irréguliers, allongés ou anguleux, parallèles à la muraille. Cette dernière est fine et régulière mais disparaît par tronçons entre certains polypiérites.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont très incomplets. La série axiale est composée de planchers en méso, légèrement bombés axialement et très serrés (plus de 20 par section verticale de 10 mm). Les planchers périphériques sont globuleux et inclinés vers le dissépimentarium. Ils sont moins serrés que les planchers axiaux. Deux zones peuvent être distinguées dans le dissépimentarium. La zone interne, en bordure du tabularium, est composée de petits dissépiments globuleux très redressés et serrés (15 à 20 par section de 10 mm). La zone périphérique est composée de dissépiments horizontaux, de largeur et hauteur irrégulière. Il y a jusqu'à 20 de ces dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Le nombre de septes et les dimensions des polypiérites sont évidemment liés à l'ontogenèse. La longueur et l'épaississement des septes varient légèrement entre les polypiérites d'une même colonie. Il pourrait s'agir d'une variation écologique liée à la position du polypiérite au sein de la colonie.

Croissance. Le plus petit bourgeon observé montre un tabularium de 2 mm de diamètre et possède déjà 18 septes de chaque ordre. Il se trouve dans la partie périphérique du dissépimentarium du polypiérite-mère et est entouré de dissépiments transeptaux irréguliers. En coupe longitudinale, les bourgeons reposent sur de larges dissépiments transeptaux plats. Ils atteignent rapidement leur diamètre mature.

Discussion. Charles (1933) a classé sa nouvelle espèce dans le genre *Endophyllum* sur base de son habitus cérioïde mais comme il le signale, ce genre n'est connu dans le Carbonifère que par un seul représentant collecté par De Koninck à Visé. Il ne s'agit bien évidemment pas d'un *Endophyllum* puisque ce genre est typiquement Dévonien, de plus la colonie de Visé n'a jamais été figurée et a apparemment été perdue. La collecte de topotype a permis de redéfinir l'espèce de Charles et de la ranger dans le genre *Palastrea*. En effet, les caractères du genre sont bien présents dans nos matériaux. Plusieurs espèces de *Palastrea* ont été définies en Eurasie mais aucune d'entre elles ne couvre les caractères de nos spécimens. *P. carbonaria* (McCoy 1851) et *P. regia* (Phillips 1836) sont tous deux

plus larges (respectivement 40 mm et 15 mm de diamètre du tabularium en moyenne), *P. weiningensis* est de taille semblable mais son dissépimentarium ne contient pratiquement pas de dissépiments transeptaux. La plupart des espèces définies en Chine sous le nom "*Palaeosmilastraea*" tombent en synonymie avec les espèces citées ci-dessus. Enfin, *P. planiuscula* Wu & Zhao 1989 possède des dimensions et nombre de septes similaires mais diffère de *P. konincki* par un dissépimentarium transeptal très large incluant des dissépiments naotiques. Nous considérons donc l'espèce *P. konincki* (Charles 1933) comme valide pour désigner les *Palastrea* astréioïdes de petite taille.

Distribution. *Palastrea* est un taxon guide du Brigantien en Angleterre (biozone à coraux RC8 de Poty et al., 2006 et zone H de Mitchell, 1989) en Europe de l'Ouest et en Afrique du Nord. *P. konincki* provient des calcaires massifs à cherts constituant le sommet de la Formation de Yılanlı dans la région de Zonguldak. L'assemblage de foraminifères de ces niveaux indique cependant un âge plus ancien (MFZ13), ce qui signifierait que l'espèce est la plus ancienne du genre. Les coraux accompagnant *Palastrea konincki* sont typiques du Warnantien inférieur: *Siphonodendon scaleberense*, *S. asiatica*, *S. rallii*, *Lithostrotion decipiens* et aucun taxon plus jeune n'a été collecté dans ces niveaux. Charles (1933) indique que sa colonie provient de niveaux correspondant à la zone D1, soit de l'Asbien (Warnantien inférieur) également. Plusieurs arguments semblent converger pour indiquer un âge plus ancien que pour les *Palastrea* européens. D'autre part, il est connu que *Palaeosmilia murchisoni*, ancêtre de *Palastrea*, bourgeonne dès le Viséen inférieur (Poty, 2010). Une apparition plus ancienne que le Warnantien supérieur n'est donc pas à écarter. Nous considérons néanmoins avec prudence les datations puisque les assemblages de foraminifères accompagnant les trois taxons brigantiens (*Nemistium*, *Corwenia* et *Palastrea*) trouvés à Zonguldak indiquent les biozones MFZ13 et MFZ14 (sommet du Warnantien inférieur). Voir la discussion à ce sujet dans le chapitre V.

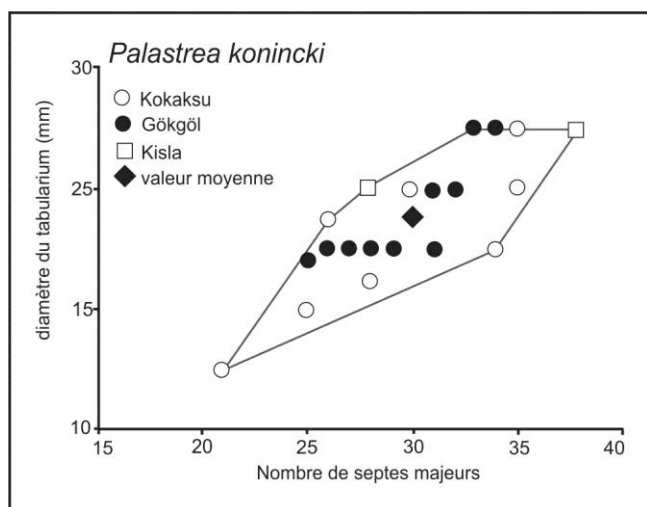


Figure 4-25: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Palastrea konincki*.

SOUS-ORDRE LONSDALEIINA SPASSKIY 1974

FAMILLE AXOPHYLLIDAE MILNE-EDWARDS & HAIME 1851

GENRE *AXOPHYLLUM* MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

Espèce-type. *Axophyllum expansum* Milne-Edwards & Haime 1850, Viséen supérieur de Visé, Belgique.

Diagnose. Corail solitaire cératoïde à trochoïde. Septes majeurs longs, atteignant ou non la structure axiale. Septes mineurs développés. Septes épaissis et interrompus par des dissépiments transeptaux. Structure axiale formée d'une lame axiale épaisse associée à de nombreuses lamelles radiales irrégulières et anastomosées. Lame axiale parfois en connexion avec le septa antipode ou cardinal. Fossule variablement marquée. Dissépimentarium composé de grands dissépiments transeptaux de premier et second ordre, ainsi que de dissépiments interseptaux concentriques. Muraille externe épaisse, souvent festonnée. Planchers axiaux serrés et redressés, impliqués dans la structure axiale. Planchers périaxiaux plus horizontaux ou redressés vers l'axe. D'après Semenoff-Tian-Chansky (1974) et Poty (1981).

Discussion. Voir Hill (1941), Semenoff-Tian-Chansky (1974) et Poty (1981).

Origine et évolution. Les plus anciens *Axophyllum* (*A. simplex* Garwood 1913) sont connus à la base du Viséen inférieur en Europe (biozone à coraux RC4β2, séquence 5 de Poty et al., 2006). Cependant, le genre pourrait être légèrement plus ancien. En Pologne, *Axophyllum simplex* Garwood 1913 est associé à des foraminifères du Tournaisien terminal (Poty et al., 2003). Au cours du Viséen, une tendance à l'augmentation de la taille et de la complexité des *Axophyllum* est notée, culminant, au Viséen supérieur et au Serpukhovien, avec *A. pseudokirsopianum* Semenoff-Tian-Chansky 1974 et espèces associées. De plus, à la base du Warnantien supérieur (Brigantien, zone RC8 de Poty et al., 2006 et zone H de Mitchell, 1989), *Axophyllum* donne vraisemblablement naissance, par bourgeonnement, aux formes coloniales que sont les *Lonsdaleia* McCoy 1849. Ces derniers, subdivisés en plusieurs sous-genres - *Actinocyathus* d'Orbigny 1849, *Lonsdaleia* McCoy 1849, *Serraphyllum* Poty & Hecker 2003 - pourraient dériver de plusieurs espèces d'*Axophyllum*, le genre *Lonsdaleia* serait dès lors polyphylétique (Poty & Hecker, 2003). Notons que les coraux décrits par Somerville & Rodríguez (2010), dans les faciès waulsortiens d'Irlande, sous le nom *Howthia suttonensis* gen. et sp. nov., est vraisemblablement un *Axophyllum* montrant un bourgeonnement limité et formant des colonies de quelques polypières.

***Axophyllum pseudokirsopianum* Semenoff-Tian-Chansky, 1974**

Planche 21, figures 1-7.

- p.p. 1904 *Clisiophyllum* sp.; Thevenin, p. 821.
- ? 1957 *Carcinophyllum* cf. *pantopodum* Perna; Kostiče-Podgorska, p. 164, pl. 13, figs 4-5.
- p.p. 1957 *Gangamophyllum boreale* Gorsky; Kostiče-Podgorska, p. 175, pl. 13, figs 1-3.
- 1958 *Carcinophyllum vughani* Salée; Ünsalaner-Kiragli, p. 55, pl. 11, figs. 3a-3b.
- * 1974 *Axophyllum pseudokirsopianum* Semenoff-Tian-Chansky, p. 220, pl. 57-58, figs 3-5.
- 1974 *Axophyllum* sp. A Semenoff-Tian-Chansky, p. 229, pl. 55, fig. 4, pl. 61, fig.4.
- 1981 *Axophyllum pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Poty, p. 62, pl. 30, fig. 8.
- 1986 *Axophyllum* aff. *pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Herbig, p. 208, pl. 9, fig. 1.
- 2005 *Axophyllum* aff. *pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Gómez-Herguedas & Rodríguez, p. 88, pl. 6, fig. 1.
- 2005 *Axophyllido* indeterminado sp. 2; Gómez-Herguedas & Rodríguez, p. 92, pl. 6, figs 2-4.
- 2009 *Axophyllum* aff. *pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Rodríguez & Said, p. 15, pl. 2, figs 2-6.
- 2010 *Axophyllum* aff. *pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Aretz, p. 337, fig. 6 g-h.
- 2011 *Axophyllum pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Denayer *et al.*, p. 168, pl. 9, fig. D.
- 2012 *Axophyllum* aff. *pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Rodríguez *et al.*, p. 469, fig. 7a.
- 2012 *Axophyllum* aff. *pseudokirsopianum* S.-T.-C.; Denayer, p. 320, figs. 1A-I.

Holotype. Spécimen PAR AD 7/12, Membre d'Aïn el Mizab, Namurien inférieur, Djenien, Sahara algérien; Collection Semenoff-Tian-Chansky, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.

Matériaux. Treize spécimens: onze provenant de la coupe de Kongul Yayla (faciès biohermaux et latéraux confondus, 25 c. t., 3 c. l., 12 dépelliculations à l'acétate) et deux de Tokluca Yayla (2 c. t., 1 c. l.). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Axophyllum* de grande taille à structure axiale complexe, dont la largeur atteint le tiers du diamètre du polypier. Septes majeurs fins dans le tabularium, épaissis dans le dissépimentarium, particulièrement à son bord interne. Terminaisons axiales des septes pointues ou en forme de massue. Septe cardinal long et épais. Septes mineurs pénétrant dans le tabularium, leur longueur atteignant le tiers de celle des septes majeurs. Structure axiale composée d'une lame axiale épaissie et de nombreuses lamelles radiaires irrégulièrement épaissies, courbées, disposées en spirale ou de manière symétrique autour de la lame axiale épaissie. Dissépimentarium étroit, composé de larges dissépiments transeptaux et de dissépiments interseptaux dont la rangée la plus interne est épaissie et forme, avec la partie épaissie les septes, une muraille interne. Planchers axiaux très relevés vers la structure axiale et entrecroisés avec les lamelles radiaires. Planchers périaxiaux incurvés, inclinés vers l'axe. Dissépiments allongés, faiblement inclinés vers le tabularium. Tous les éléments sont variablement épaissis. Emendé de Semenoff-Tian-Chansky (1974)

Description.

Caractères externes. Gros polypiers coniques, turbinés ou cylindroïdes atteignant 20 cm de haut, possédant fréquemment un talon et des processus radiculaires. La structure axiale est proéminente au fond du calice.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre des polypiers est de 24 mm en moyenne mais fréquemment supérieur à 30 mm. Le diamètre du tabularium varie de 10 à 22 mm, soit environ la moitié du diamètre du polypier. Il y a en moyenne 39 septes majeurs (médiane: 40, maximum: 54). Les septes majeurs sont longs et épais, leurs terminaisons axiales sont pointues ou plus arrondies. Les septes mineurs ont une longueur variable (au maximum la moitié de celle des majeurs) et pénètrent dans le tabularium sur 1 mm à peine. Les septes mineurs et majeurs sont épaissis, leur épaisseur maximale étant atteinte dans la partie interne du dissépimentarium. L'épaississement est souvent irrégulier le long d'un même sept, ce qui leur donne un aspect déchiqueté. Certains spécimens montrent un dépôt fibreux comblant tout l'espace interseptal. La structure axiale est complexe (voir discussion ci-dessous) et sa largeur atteint le tiers du diamètre du corail. La lame axiale est toujours connectée au sept antipode et souvent au sept cardinal. Les lamelles radiaires sont le plus souvent continues avec les septes majeurs, leur nombre variant fortement d'un individu à l'autre mais aussi au cours de la croissance d'un même individu. La morphologie de la structure axiale est également variable, depuis une structure simple et symétrique de type clisiophylloïde jusqu'à une structure spiralée ou irrégulière de type gangamophylloïde, voire une structure dense et épaissie de type amygdalophylloïde. Des tabellae axiales sont souvent impliquées dans la colonne axiale. Le dissépimentarium est composé de 3 à 10 rangées de dissépiments interseptaux (simples concentriques, en V, entrecroisés, en arc-boutant ou irréguliers) ainsi que de 2 à 5 rangées de dissépiments transeptaux de premier et deuxième ordre. Une ou deux rangées sont épaissies, généralement les plus internes. Les rangées les plus externes sont étroites, excepté chez les spécimens juvéniles où la forme et la largeur des dissépiments transeptaux sont variables. De rares dissépiments naotiques sont présents chez certains spécimens de grande taille.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, déprimés vers l'axe. Il y a, en moyenne, 20 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les tabellae axiales sont très redressées vers l'axe et forment, avec les lamelles radiaires, une forte colonne axiale. Les dissépiments sont larges et plongent vers le tabularium avec un angle généralement faible, de l'ordre de 40°, mais des angles proches de 80° ont également été observés.

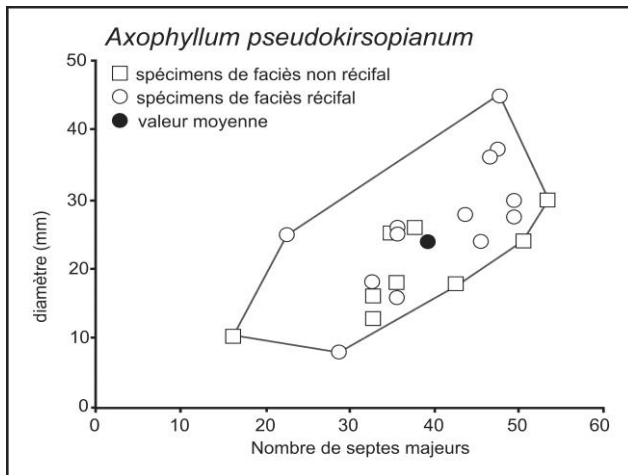


Figure 4-26: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Axophyllum pseudokirsopianum*.

Discussion. S'ils ont tous les caractères d'*Axophyllum*, nos échantillons sont relativement proches, morphologiquement, de *Gangamophyllum*. En effet, plusieurs individus montrent une structure axiale très spiralée dans laquelle la lame axiale a disparu, et avec elle, la symétrie de la structure. Pour cette raison, une partie des spécimens avait été interprétée comme des *Gangamophyllum* par Denayer & Aretz (2012). La variabilité de la structure axiale est très importante: irrégulière et asymétrique dans les stades juvéniles, elle peut devenir symétrique avec une lame axiale bien distincte (type clisophylloïde), spiralée (type axophylloïde), très épaissie et dense (type amygdalophylloïde) ou encore irrégulièrement enroulée (type gangamophylloïde). Signalons que toutes les formes intermédiaires ont été observées dans le matériel turc mais aussi dans les coraux figurés dans la littérature (voir liste de synonymies). La variabilité de la structure axiale mais aussi celle qui affecte la largeur du dissépimentarium et l'épaississement des éléments du squelette couvrent un vaste domaine incluant les espèces *A. pseudokirsopianum* Semenoff-Tian-Chansky 1974, (pro parte) et *A. sp. A* de Semenoff-Tian-Chansky (1974). Il semble évident que ces trois taxons, considérés comme des espèces distinctes, représentent les pôles extrêmes de la variabilité d'une seule et même espèce. Selon nous, la diagnose de *A. pseudokirsopianum* établie par Semenoff-Tian-Chansky (1974) est trop restrictive. Une simple émendation permet d'élargir la définition de l'espèce aux formes à structure axiale moins symétrique. Dès lors, il est possible d'y intégrer pratiquement tous les *A. aff. pseudokirsopianum* décrits dans le Viséen supérieur (Espagne, Maroc, Turquie, voir liste de synonymies).

Distribution. *A. pseudokirsopianum* (souvent décrit et figuré comme *affinis*) est présent dans le Viséen supérieur et le Serpukhovien du Bassin de Béchar (Semenoff-Tian-Chansky, 1974), le Bassin de Khenifra (Somerville et al., 2012), le Massif de Jerada (Aretz, 2010), dans le Viséen supérieur de la Cordillère bétique (Herbig, 1986) et de l'Ossa Morena (Gómez-Herguedas & Rodríguez, 2005) en Espagne et dans le Viséen supérieur de Visé (Poty, 1981). En Turquie, il est présent dans le bioherme de Kongul Yayla et les faciès associés à Kongul et Tokluca Yayla, dans l'Asbien (biozone à coraux RC7β de Poty et al., 2006). Ünsalaner-Kiragli (1958) signale *A. vauhani* provenant de la région de Hadım, probablement dans des niveaux similaires à ceux de Kongul Yayla, cependant, le spécimen illustré ressemble très fortement à une coupe dans un stade jeune d'*A. pseudokirsopianum* (ex: Planche 21, figure 1c).

SOUS-ORDRE LITHOSTROTIONINA SPASSKIY & KACHANOV 1971

FAMILLE LITHOSTROTIONIDAE D'ORBIGNY 1852

SOUS-FAMILLE LITHOSTROTIONINAE D'ORBIGNY 1852

GENRE *SIPHONODENDRON* MCCOY 1849

Espèce-type. *Lithodendron pauciradialis* McCoy 1844, Viséen d'Irlande.

Diagnose. Corail en colonie fasciculée. Polypiérites cylindriques au calice profond. Septes majeurs longs, atteignant ou non l'axe. Septes mineurs développés, habituellement limités au dissépimentarium ou pénétrant légèrement dans le tabularium. Structure axiale constituée par une columelle simple ou portant de rares lamelles radiaires épineuses. Columelle souvent connectée aux septes antipode et/ou cardinal. polypiérites diphymorphes fréquents. Fossule cardinale souvent présente. Dissépimentarium constitué de dissépiments interseptaux simples concentriques ou entrecroisés, mais absents dans les polypiérites de petite taille. Planchers complets ou variablement divisés, coniques ou en forme de tente, de cloche ou encore de méssa dans les individus diphymorphes. Bourgeonnement latéral non-parricidal. D'après Poty (1981).

Discussion. Le genre *Siphonodendron* possède des caractères relativement simples: colonies fasciculées, septes de deux ordres, dissépiments interseptaux, columelle styliforme; qui ont été reconnus dans de nombreux coraux coloniaux. Le résultat en découlant est l'attribution à ce genre d'un très grand nombre de taxa différents ! Les travaux de Fedorowski (2008), Fedorowski & Bamber (2007), Jull (1965), Nudds (1975; 1979), Poty, 1975; 1981, 1984; 1993; 2010), Scrutton (1983), Semenoff & Nudds (1979), Rodríguez et al. (2002), Webb (1990), pour n'en citer que quelques uns, ont montré qu'il existe au moins trois stocks de coraux distincts portant le nom et les caractères principaux de *Siphonodendron* et issus d'une évolution parallèle.

- Les *Siphonodendron sensu stricto*, présents en Eurasie et en Afrique du Nord (voir ci-dessous). Les formes décrites en Turquie appartiennent à ce genre.
- Les "*Siphonodendron*" australiens, caractérisés par des septes majeurs longs connectés à une columelle très robuste et un tabularium double. Leur apparition est plus précoce que celle des *Siphonodendron sensu stricto* (Tournaisien supérieur ? Webb, 1990) et leur évolution a suivi des tendances distinctes (Pickett, 1966; Webb, 1994).
- Les "*Siphonodendron*" nord-américains dont les septes sont courts à amplexoïdes et la columelle fine et inconstante, toujours indépendante des septes. Leur variabilité morphologique est très étendue (Sando, 1965; Fedorowski & Bamber, 2007). Ils sont présents dès le Tournaisien mais ne dépassent pas le Viséen moyen (Sando, 1970).

Citons également les formes décrites dans le Carbonifère de la plate-forme russe par Dobroljubova (1958) sous le nom de *Siphonodendron* mais qui présentent un bourgeonnement axial

parricidal tri- ou quadri-partite. Ceux-ci appartiennent vraisemblablement au genre *Nemistium* Thomson & Nicholson 1876.

Origine et évolution. Les espèces les plus anciennes de *Siphonodendron sensu stricto* (dont sont exclues les formes nord-américaines et australiennes) sont datées du Viséen tout à fait inférieur. Les *Siphonodendron* de l'Omolon sont mal datés, les foraminifères indiquent le Tournaisien supérieur (Conil et al., 1982) tandis que les faunes coralliennes associées indiquent le Viséen inférieur. Plusieurs hypothèses quant à l'origine des *Siphonodendron* ont été émises:

- Sando (1976) suppose que *Siphonodendron* dérive de *Stelechophyllum*.
- Poty (1984a) évoque *Dematophyllum* du Tournaisien inférieur de Chine, en tant qu'ancêtre commun des *Lithostrotioninae* et de *Solenodendron*, hypothèse que l'auteur abandonne par la suite.
- Nudds (1993) considère que *Dorlodotia* est l'ancêtre des *Siphonodendron*, idée que Fedorowski & Bamber (2007) reprennent pour expliquer la phylogénèse des "*Siphonodendron*" nord-américains (voir discussion du genre *Dorlodotia*).
- L'ancêtre est un corail solitaire à columelle du Tournaisien supérieur présent dans les mêmes zones paléogéographiques que *Siphonodendron*. Cette dernière hypothèse, avancée par Vaughan (1915) et reprise par Poty (2010), met en évidence la ressemblance du corail solitaire *Eostrotion* avec les polypiérites de *Siphonodendron*. *Eostrotion* est représenté, en Europe de l'Ouest par *E. tortuosum*, présent dans le Tournaisien supérieur (RC3) de la région de Tournai (localité-type du genre). Cette dernière est un candidat potentiel à l'origine de *Siphonodendron* par bourgeonnement. La faiblesse de cette hypothèse est l'absence d'*Eostrotion* (solitaire ou bourgeonnant) entre le Tournaisien supérieur et la partie basale du Viséen inférieur où apparaissent les premiers *Siphonodendron*.

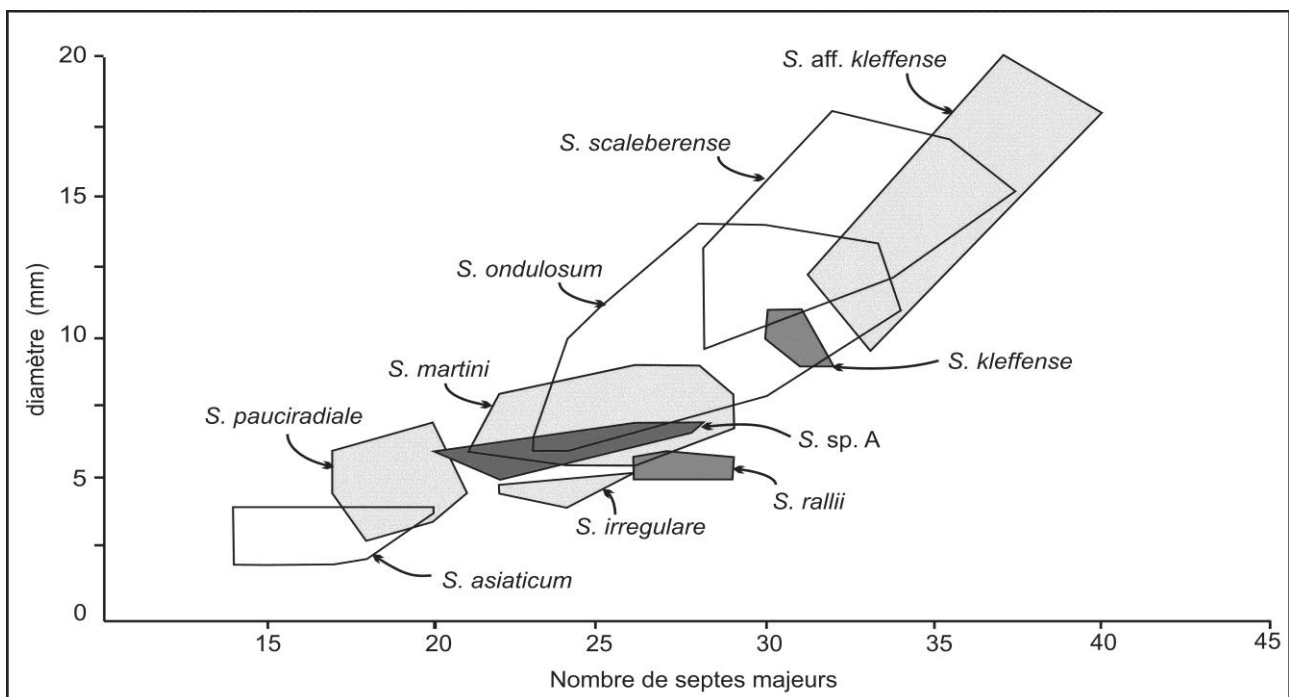


Figure 4-27: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez les espèces de *Siphonodendron* rencontrées dans le Viséen de Bartin et Zonguldak. Voir Tableau 4-6.

***Siphonodendron asiaticum* (Yabe & Hayasaka 1915)**

Planche 22, figures 1-11.

- 1915 *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Yabe & Hayasaka, p. 57
* ? 1920 *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Y. & H.; Yabe & Hayasaka, pl. 10, fig. 2, pl. 11, fig. 7.
1932 *Lithostrotion irregulare asiatica* Y. & H.; Lo *et al.*, p. 171, pl. 21, fig. 1, pl. 22, fig. 1.
1933 *Lithostrotion (S.) irregulare* var. *asiatica* Y. & H.; Yü, p. 95, pl. 29, figs 3-4, pl. 20, fig. 1.
1933 *Lithostrotion* aff. *irregulare* (Phillips); Charles, p. 138, pl. IV, fig. 4.3
1937 *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Y. & H.; Yü, p. 95, pl. 29, figs 3-4, pl. 20, fig. 1.
1958 *Lithostrotion junceum* (Fleming); Ünsalaner-Kiragli, p. 57, pl. 12, fig. 1.
1960 *Lithostrotion asiatica* Y. & H.; Vassiljuk, p. 79, pl. 19, fig. 2.
1963 *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Y. & H.; Wu *et al.*, p. 34, pl. 6, figs 5-6.
1963 *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Y. & H.; Yü *et al.*, p. 73, pl. 21, fig. 2.
1976 *Siphonodendron* ex. gr. *irregulare* (Phillips); Dîl *et al.*, p. 408, pl. I, fig. 2
1978 *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Y. & H.; Fan, p. 168, pl. 64, fig. 7.
1989 *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Y. & H.; Wu *et al.* p. 106, pl. 24, fig. 1.
non 2003 *Lithostrotion irregulare asiatica* Y. & H.; Fan *et al.*, p. 321, pl. 40, fig. 2.
2008 *Siphonodendron asiatica* Y. & H.; Ogar, p. 492, pl. 2, fig. 3.

Holotype: Les auteurs n'ont jamais désigné d'holotype, aucun lectotype n'a été choisi et la position systématique (espèce, sous-espèce, variété) n'a jamais été officiellement précisée. Nous tenons cependant, *S. asiaticum* pour une espèce à part entière.

Matériaux: Vingt colonies: 3 provenant de la coupe de Kokaksu, 6 de Gökgöl, 6 de Süzek, 3 de Topluca et 2 d'Amasra. Plusieurs colonies silicifiées provenant de la coupe de Süzek, n'ont pas été étudiées en lame mince. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Siphonodendron* phacéloïde à polypiérites fins. Polypiérites de 2,9 mm de diamètre moyen pour 16 septes majeurs. Septes majeurs habituellement connectés à la columelle. Septes mineurs courts ou atteignant la moitié de la longueur des septes majeurs. Dissépimentarium composé d'une unique rangée de dissépiments interseptaux. D'après Yabe & Hayasaka (1915) et Fan *et al.* (2003).

Description.

Caractères externes. Plusieurs colonies, observées dans la coupe de Kokaksu, atteignent 50 à 60 cm de large et autant de haut. Elles sont phacéloïdes et montrent très souvent des processus de connexion. Certaines colonies montrent un habitus sub-cérioïde avec des polypiérites polygonaux.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites matures ont un diamètre moyen de 2,9 mm (valeur médiane: 3 mm, minimum: 2 mm, maximum: 4 mm) et possèdent 14 à 18 septes de chaque cycle (médiane: 16, maximum: 20, Figure 3-36). Les septes majeurs sont longs et atteignent généralement la columelle à laquelle ils se joignent, mais peuvent également être retirés de l'axe et laisser une zone libre atteignant la moitié du diamètre du polypiérite. Ils sont fins, excepté à leur base. Les septes mineurs atteignent le tiers à la moitié de la longueur des septes majeurs mais peuvent se réduire à des crêtes septales sur la muraille. La columelle est une lame de 0,75 à 1 mm de long, souvent épaissie (jusqu'à 0,5 mm) et portant de courtes lamelles radiaires en forme d'épines dans la direction des septes majeurs. La columelle est habituellement connectée au septes antipode, plus rarement au septes cardinal. Les individus diphymorphes sont fréquents. La fossule cardinale est rarement marquée. La muraille externe est simple et épaisse (jusqu'à 0,25 mm). Le dissépimentarium est composé d'une seule rangée de petits dissépiments interseptaux. Un individu sur cent seulement montre une seconde rangée incomplète de dissépiments.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, redressés vers la columelle, horizontaux et complets dans les individus diphymorphes. Il y a, en moyenne, 20 planchers le long d'une coupe verticale de 10 mm. Les dissépiments sont globuleux, larges de 0,2 mm, hauts de 0,4 mm et sont arrangés en files verticales. Il y a 30 à 40 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. La variabilité affecte principalement la morphologie de la columelle, son épaissement et le développement de lamelles radiaires. Certaines colonies montrent un habitus sub-cérioïde par adaptation à un environnement plus turbulent comme le montre le faciès - grainstone à rudstone bioclastique - dans lequel ces colonies ont été recueillies.

Discussion. *Siphonodendron asiaticum* a été initialement décrit sous le nom de *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* par Yabe & Hayasaka 1915. La variété *asiatica* désigne, selon ces auteurs, les formes de l'espèce *S. irregulare* caractérisées par des petites dimensions et une seule rangée de dissépiments. Cette forme est suffisamment caractéristique et différente de *S. irregulare* pour être considérée comme une espèce distincte (Vassiljuk, 1960; Ogar, 2008). Le nom de variété donnée par Yabe & Hayasaka (1915) est converti en *asiaticum* pour s'accorder au nom masculin qu'est *Siphonodendron*. Les caractères de *Siphonodendron asiaticum* sont semblables à ceux de *Siphonodendron junceum* (Fleming 1828) mais la présence d'une unique rangée de dissépiments permet de l'en distinguer. L'arrangement radiaire des septes et leur manière de fusionner avec la columelle sont des caractères de *S. junceum*, cependant, la présence de petites lamelles radiaires en forme d'épine attachées à la lame axiale, caractère répandu chez les plus grosses espèces de *Siphonodendron*, est une autre caractéristique de ces spécimens qui n'est pas observée chez *S. junceum*.

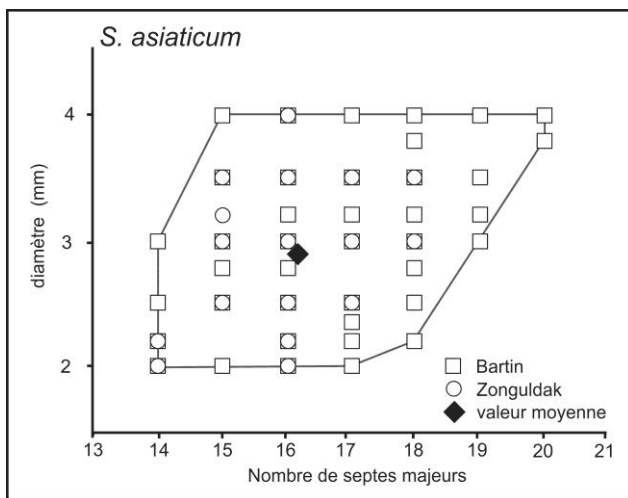


Figure 4-28: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Siphonodendron asiaticum*.

Distribution. En Chine, l'espèce est présente dans le Viséen du Guangzi et l'Anhui (Yü, 1933) ainsi que dans le Hunnan et le Yunnan (Yabe & Hayasaka, 1915). *S. asiaticum* est également présent dans la partie inférieure du Serpukhovien à Yashui (données inédites de Poty). Dans le Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960), l'espèce a été collectée dans les niveaux CV_{1f}, c'est-à-dire dans le Viséen supérieur. A ce jour, l'espèce n'est connue ni en Europe de l'Ouest ni en Afrique du Nord. *S. asiaticum* est commun dans toutes les coupes de la région de Bartin et Zonguldak, dans le Warnantien, au sein des biozones à foraminifères MFZ13 et MFZ14 de Poty et al. (2006).

***Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy 1844)**

Planche 23, figures 1-6.

- * 1844 *Lithodendron pauciradialis* Mc Coy; p. 189, pl. 27, fig. 7.
- 1849 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); McCoy, p. 1.
- 1851 *Siphonodendron aggregatum* Mc Coy; p. 108.
- p.p. 1851 *Lithostrotion pauciradiale* (Mc Coy); Milne-Edwards & Haime, p. 436.
- 1940 *Lithostrotion pauciradiale* (Mc Coy); Hill, p. 169, pl. 9, figs 1-2.
- ? 1960 *Lithostrotion crassocolumellata* Zhizhina; Vassiljuk, pl. 10, fig. 3.
- p.p.? 1960 *Lithostrotion rossicum* Stuckenberg; Vassiljuk, p. 84, pl. 20, figs. 1-1d.
- 1962 *Lithostrotion pauciradiale* (Mc Coy) *forma typica*; Caldwell & Charlesworth, p. 376, pl. 14, fig. 2.
- ? 1964 *Lithostrotion rossicum* Stuckenberg; Vassiljuk, p. 90, pl. 7, fig. 4.
- ? 1967 *Lithostrotion? rossicum* Stuckenberg; Ivanowski, p. 75, pl. 18, fig. 3.
- 1975 *Lithostrotion rossicum* Stuckenberg; Gorsky *et al.*, p. 84, pl. 25, fig. 1.
- 1977 *Lithostrotion (Siphonodendron) rossicum rossicum* Stuckenberg; Khoa, p. 326, pl. 5, fig. 2.
- ? 1977 *Lithostrotion (Siphonodendron) rossicum strzelcense* Khoa, p. 328, pl. 2, fig. 4, pl. 3, figs 1-3.
- ? 1977 *Lithostrotion (Siphonodendron) rossicum parvum* Khoa, p. 332, pl. 4, fig. 1.
- 1978 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Poty, pl. 7, fig. 10.
- 1980 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Nudds, p. 387, fig. 1e.
- 1981 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Poty, p. 31, pl. 12, figs 5-6.
- 1984 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Poty, p. 467, fig. 1.
- 1985 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); S.-T.-C., pl. 13, fig. 2.
- 1986 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Herbig, p. 203, pl. 11, figs 2.7.
- 1991 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Fontaine *et al.*, p. 47.
- 1994 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Poty & Hannay, p. 65, pl. 5, figs 1-2.
- 1997 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Somerville, p. 45, pl. 1, fig. 1.
- 2002 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Poty, p. 584, pl. 1, fig. 9.
- 2002 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Rodríguez *et al.*, p. 26, figs 12a-d.
- 2002 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Aretz, p. 112, pl. 3, fig. 3, pl. 8, figs 1-2, pl. 11, figs. 1-3.
- 2005 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Aretz & Nudds, p. 176.
- 2005 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Cózar & Somerville, p. 38, figs 10, 12.
- 2007 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Rodríguez & Somerville, p. 278, pl. 1, fig. 8.
- 2009 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Rodríguez & Said, p.10, pl. 1, figs 3-4.
- 2010 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Aretz, p. 32, fig. 5e.
- 2010 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Aretz & Herbig, p. 302, fig. 6b.
- 2011 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Denayer *et al.*, p. 171, pl. 10, fig. F.
- 2012 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Denayer & Aretz; p. 382, fig. 5c.
- 2012 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Denayer; p. 324, fig. 7E.
- 2012 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Lin *et al.*, p. 334, pl. 2, figs 1-K, pl. 3, figs A-B.
- 2012 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Rodríguez *et al.*, p. 466, fig. 4e.
- 2012 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Somerville *et al.*, p. 311, fig. 3A.
- 2013 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Said *et al.*, p. 374, fig. 5H.

Lectotype. Spécimen 82-1925, Glencar Limestone (Asbien), Magheramore, Tobercurry, County Sligo, Irlande; Collection Griffith, National Museum of Ireland, Dublin.

Diagnose. *Siphonodendron* dendroïde ou phacéloïde. Polypiérites de 4 mm de diamètre pour 18-20 septes majeurs. Une à deux rangées de dissépiments interseptaux, rarement jusqu'à 4. D'après Poty (1981).

Matériaux. 16 fragments de colonies: 5 provenant de la coupe de Gökçöl, 2 de Kokaksu, 1 d'Amasra, 4 de Topluca, 1 de Süzek et 3 de Kongul Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les colonies sont phacéloïdes, mesurent quelques dizaines de centimètres de haut et autant de large. Les colonies de *S. pauciradiale* forment un banc construit de 40 cm de haut dans la coupe de Kongul Yayla. Les processus de connexion ne sont pas rares.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites ont un diamètre moyen de 4,3 mm (médiane: 4 mm, maximum: 7 mm). Le diamètre moyen du tabularium est de 3,7 mm (médiane: 3,8 mm, maximum: 4,5 mm). Le nombre de septes majeurs varie entre 17 et 21 (médiane: 19, maximum: 24, Figure 4-37). Les septes majeurs sont retirés de l'axe et mesurent entre 1/4 et 1/3 du rayon du polypiérite. Ils sont épaissis. Le septes cardinal est parfois plus court. Les septes mineurs sont courts et ne dépassent jamais le bord interne du dissépimentarium. La columelle est une lame longue de 0,8 à 1 mm, souvent épaissie et arrondie. Quelques lamelles radiaires de forme épineuse peuvent être présentes. Dans les spécimens juvéniles, la columelle est attachée au septes antipode et/ou à d'autres septes majeurs. Des polypiérites diphymorphes ont été observés occasionnellement. Le dissépimentarium est composé d'une rangée complète de dissépiments interseptaux et parfois d'une seconde rangée incomplète. Les dissépiments sont épaissis en continuité avec certains septes. La muraille est épaisse de 0,5 à 0,8 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, redressés vers la columelle et déprimés en périphérie, formant parfois une gouttière peu profonde. Il y a 18 à 20 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits, mesurant 0,2 mm de large et 0,4 à 0,8 mm de long. Ils sont inclinés vers le tabularium avec un angle de 75 à 80°. Il y a 25 à 30 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. La variabilité affecte les dimensions des polypiérites et le développement du dissépimentarium. Les colonies de Bartın montrent souvent un tabularium plus large tandis que ceux de Kongul Yayla ont des dissépiments plus irréguliers.

Discussion. Les spécimens turcs, tant ceux de la Mer Noire que ceux du Taurus, satisfont à la définition de *S. pauciradiale*.

Distribution. *S. pauciradiale* est relativement commun dans le Viséen supérieur d'Europe de l'Ouest (Poty, 1981) et d'Afrique du Nord (Aretz, 2010b). Il a été signalé dans le Viséen supérieur et le Serpukhovien du Sud-Est de la Chine (Lin et al., 2012). Il est présent dans le Nord-Ouest de la Turquie, dans les coupes de Kokaksu, Gökgöl, Topluca et Süzek au sein de la zone à *S. asiaticum* et à foraminifères MFZ14 (Warnantien inférieur). Dans le Taurus, *S. pauciradiale* est présent à la base du bioherme de Kongul Yayla, daté du Warnantien inférieur (RC7β).

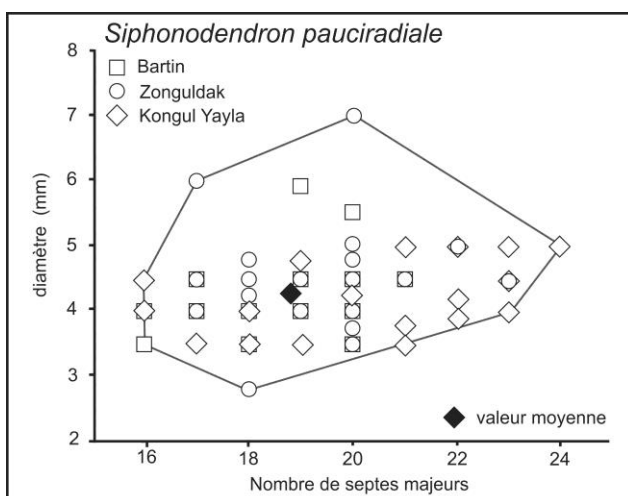


Figure 4-29: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Siphonodendron pauciradiale*.

***Siphonodendron* sp. A**

Planche 23, figures 9-10.

- 1976 *Lithostrotion rossicum* Stuckenberg; Onoprienko, p. 11, pl. 3, figs 1-2.
? 2007 *Siphonodendron* sp. 3; Jonard, p. 20, pl. 6, figs 1-3, pl. 13, figs. 1-3.

Matériaux. Deux fragments de colonies (4 c. t., 1 c. l.) provenant de la coupe de Gökgöl et de Topluca. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Petit *Siphonodendron* dont les polypiérites mesurent 6 mm de diamètre (maximum 7 mm) et au tabularium large de 4,5 mm (maximum 6 mm, Figure 4-38). Il y a 25 septes de chaque ordre en moyenne (maximum 29). Les septes majeurs sont longs de 3 mm au maximum. Les septes mineurs, longs de 1 à 1,5 mm, sont retirés vers la périphérie du dissépimentarium. Tous les septes sont droits et fins. Le septes cardinal est plus long et se joint à la columelle. La fossule cardinale n'est pas marquée. La structure axiale est une lame axiale épaissie (0,5 mm de large, 1 à 1,2 mm de long) portant 6 à 12 courtes lamelles radiaires irrégulières et ramifiées, parfois plus longues que la lame axiale elle-même. Certaines de ces lamelles radiaires se lient à la terminaison axiale des septes majeurs. D'autres sont pointues ou se terminent par un renflement en massue. Le dissépimentarium comporte 4 à 5 rangées de dissépiments interseptaux dont au moins deux rangées sont concentriques et deux autres sont en V ou entrecroisées. La muraille est simple, droite et fine.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, très redressés, en tente ou en cloche dans la partie axiale, bombés et obliques dans la partie périphérique. Les dissépiments sont petits (moins de 1 mm de large et de haut) et inclinés vers le tabularium avec un angle de 40-50°. Il y a 16 planchers et 20 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm. La structure axiale apparaît, en coupe longitudinale comme une lame très épaissie et de largeur variable en raison de la présence des lamelles radiaires irrégulières.

Discussion. Ces petites colonies appartiennent à une espèce non décrite, dont les diamètre et nombre de septes correspondent à *S. irregulare* (Phillips 1836) ou *S. pauciradiale* (McCoy 1844) mais dont le dissépimentarium est plus large et les septes mineurs très retirés vers la périphérie. La structure axiale étoilée est également un caractère spécifique qui n'est pas commun dans les espèces de *Siphonodendron* de petite taille. *Siphonodendron* sp. A est légèrement plus gros et compte plus de septes que *S. irregulare* et *S. aff. intermedium* (6 à 7 mm pour 25 à 29 septes contre 4,5 à 6 mm et 20 à 24 septes pour *S. irregulare* et 3,5 à 6 mm et 22 à 25 septes pour *S. aff. intermedium*). Des formes très similaires, aux septes mineurs très courts ont été observées dans les niveaux à *S. ondulosum* de l'Omolon (Jonard, 2007; Poty, inédit): *S. sp. 2* (6 à 8 mm de diamètre, 22 à 26 septes) et *S. sp. 3* (5 à 6,5 mm et 20-24 septes). Toutes deux sont plus petites que nos spécimens. Dans les mêmes niveaux, Onoprienko (1976) a décrit des formes de 7 à 8 mm de diamètre sous le nom *Lithostrotion rossicum* Stuckenberg 1904. Hill (1941) a mis *S. rossicum* Stuckenberg 1904 en synonymie avec *S. pauciradiale* (McCoy 1844), l'espèce décrite par Onoprienko (1976) devrait donc être renommée. Du matériel supplémentaire de Turquie ou de l'Omolon serait nécessaire pour décrire correctement cette nouvelle espèce. L'âge de ces derniers est différent puisqu'ils ont été collectés dans des niveaux du Viséen inférieur, avec *S. ondulosum* Poty 1981.

Distribution. *S. sp. A* est connu dans le Viséen inférieur de l'Omolon, accompagné de *S. undulosum* et *Palaeosmilia murchisoni*. Cette espèce a été rencontrée dans la biozone d'assemblage à *Ceriodotia*, attribuée au Moliniacien supérieur dans les coupes de Gökgöl et de Topluca.

***Siphonodendron irregulare* (Phillips 1836)**

Planche 24, figures 4-6.

- * 1836 *Lithodendron irregulare* Phillips; p. 202, pl. 2, figs 14-15.
- 1852 *Lithostrotion irregulare* (Phillips); Milne-Edwards & Haime, p. 198, pl. 11, fig. 1a-e.
- ? 1933 *Lithostrotion (Siphonodendron) irregulare* (Phillips); Yü, p. 93, pl. 19, figs 1a-e.
- 1937 *Lithostrotion (Siphonodendron) irregulare* (Phillips); Yü, p. 38, pl. 8, figs 5-6, pl. 9, figs 1-3.
- p.p. 1940 *Lithostrotion pauciradiale* (Mc Coy); Hill, p. 169, pl. 9.
- ? 1958 *Lithostrotion rossicum* Stuckenber; Dobroljubova, p. 151, pl. 21, figs 1-5.
- ? 1958 *Lithostrotion volkovae* Dobroljubova, p. 153, pl. 22, figs 1-2.
- 1960 *Lithostrotion irregulare* Phillips; Vassiljuk, p. 83, pl. 21, figs 1-1c.
- 1966 *Lithostrotion irregulare* Phillips; Bykova, p. 132, pl. 21, figs 1-2.
- 1966 *Lithostrotion volkovae* Bykova, p. 134, pl. 21, figs 6-7.
- ? 1962 *Siphonodendron pauciradiale* (Mc Coy); Caldwell & Charlesworth, p. 377, pl. 14, fig. 4.
- 1975 *Lithostrotion irregulare* Phillips; Gorsky *et al.*, p. 85, pl. 25, fig. 3.
- 1977 *Lithostrotion (Siphonodendron) volkovae* Dobroljubova; Khoa, p. 333, pl. 5, figs 3-4.
- 1978 *Lithostrotion irregulare* Phillips; Wang, p. 126, pl. 37, fig. 3.
- 1980 *Lithostrotion* sp. n. A.; Nudds, p. 387, fig. 1 d.
- 1981 *Siphonodendron "irregulare"* (Phillips); Poty, p. 30, pl. 12, figs 1-4.
- 1985 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); S.-T.-C., pl. 13, fig. 3.
- 1986 *Siphonodendron "irregulare"* (Phillips); Herbig, p. 202, pl. 4, 11, figs 1-3.
- non 1989 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Wu & Zhao, p. 106, pl. 25, figs 2, 5.
- 1991 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Fontaine *et al.*, p. 47, pl. 16, figs 1-6.
- 1992 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Rodríguez & Falces, p. 203, pl. 19, figs 1-3.
- ? 1993 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Lin & Rodríguez, p. 20, pl. 1, fig. 1.
- 1993 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Poty, p. 146, fig. 7-4.
- 1994 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Rodríguez & Falces, p. 199, fig. 4-3.
- 1997 *Siphonodendron* ecotype 2; Nudds & Day, p. 96, fig. 1.
- 2002 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Rodríguez *et al.*, p. 26, fig. 13a.
- 2002 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Poty, p. 584, pl. 1, fig. 8.
- 2002 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Aretz, p. 112, pl. 5, fig. 4, pl. 11, fig. 4.
- non 2002 *Siphonodendron cf. irregulare* (Phillips); Aretz, p. 193, figs 6 1-2.
- 2005 *Siphonodendron* sp.; Aretz & Nudds, p. 178, pl. 3, fig. 1.
- 2007 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Aretz & Nudds, p. 378, pl. 1, fig. 4.
- 2010 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Aretz & Herbig, p. 302, fig. 6C.
- 2011 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Denayer *et al.*, p.170, pl.7, fig. N.
- 2012 *Siphonodendron irregulare* (Phillips); Denayer, p. 324, fig. 7G.

Holotype. Les types de Phillips sont déclarés perdus et aucun lectotype n'a été choisi (Poty, 1981). Cependant, Poty (1993) a décrit des topotypes provenant de la localité-type de Phillips (Ashfell, Cumbria).

Diagnose. *Siphonodendron* en colonie dendroïde à phacéloïde. Polypiérites d'un diamètre moyen de 4,5 à 6 mm pour 20 à 24 septes majeurs (maximum 26). Dissépimentarium composé d'une à 4 rangées de dissépiments interseptaux. D'après Poty (1993).

Matériaux. Fragments de 9 colonies: 2 provenant de la coupe de Gökgöl, 2 de Kokaksu, 1 d'Ulutam, 1 de Süzek, 1 de Topluca et 2 de Kongul Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les colonies étant incluses dans la roche, il n'a pas été possible d'en observer les caractères externes.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites présentent un diamètre moyen de 4,9 mm (médiane: 4,8 mm, maximum: 7 mm). Le tabularium est large de 3,8 à 4 mm. Il y a 19 à 21 septes majeurs (médiane: 20, maximum: 25, Figure 4-38). Ceux-ci sont retirés de l'axe et sont fins, excepté le sept cardinal habituellement plus long et connecté à la columelle. Les septes mineurs sont courts et limités au dissépimentarium mais peuvent parfois s'étendre jusqu'au tabularium. La columelle varie d'une simple lame longue de 0,8 à 1 mm à une structure épineuse, épaisse de plus d'un millimètre. Le dissépimentarium se compose d'une rangée complète de dissépiments interseptaux et plus rarement, d'une seconde rangée incomplète. Dans les spécimens juvéniles, le dissépimentarium peut manquer.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, en forme de tente ou de cloche, redressés vers la columelle et déprimés en périphérie, formant parfois une gouttière peu profonde. Il y a 18 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits, mesurant 0,2 mm de large et 0,4 mm de haut. Ils sont pratiquement verticaux. Il y a 30 à 32 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Discussion. Les spécimens turcs correspondent bien à la définition de *S. irregulare*. Leurs dimensions sont similaires et l'étroitesse du dissépimentarium est bien marquée. Les colonies du Taurus montrent des polypiérites légèrement plus larges (5 mm, contre 4,8 mm pour ceux de la Mer Noire) et leurs septes mineurs sont plus longs. Ce dernier caractère n'est pas restrictif car il n'est pas rare de voir des septes mineurs pénétrer le tabularium dans les matériaux du Viséen belge (Poty, 1981; 1993).

Distribution. *S. irregulare* est présent dès la base du Viséen moyen et supérieur d'Europe de l'Ouest (Poty, 1981; Aretz & Nudds, 2005) et est connu dans le Viséen supérieur de Belgique (Denayer et al., 2011), d'Afrique du Nord (Aretz, 2010b), du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2002) et de la Montagne Noire (Aretz, 2002). Sa présence dans le Viséen supérieur du Nord-Ouest de la Chine doit être confirmée (Lin & Rodríguez, 1993). Dans le Nord-Ouest de la Turquie, *S. irregulare* a été rencontré dans le Warnantien (zone à *S. asiaticum*). Il est également présent dans les faciès bioclastiques du bioherme de Kongul Yayla, (Warnantien inférieur, biozone à coraux RC7 β de Poty et al., 2006).

***Siphonodendron rallii* sp. nov.**

Planche 24, figures 1-3.

Etymologie. Nous dédions cette nouvelle espèce à G. Ralli, pionnier dans l'étude du Carbonifère du Nord-Ouest de la Turquie, le premier à avoir signalé des coraux dans ces formations.

Holotype. Colonie G.16.6 - Zonguldak 2011 (3 c.t., 1c.l.).

Localité-type. Coupe de Gökgöl, le long de la route D750 en amont du hameau d'Asma, environ 4 km au sud-est de la ville de Zonguldak, Municipalité de Zonguldak, Nord-Ouest de la Turquie.

Horizon-type. Formation de Yılanlı, calcaires bioclastiques en bancs massifs à gros cherts. Warnantien inférieur, zone à *S. asiaticum*.

Matériaux. Dix colonies, 4 provenant de la coupe de Kokaksu et 6 de Gökgöl. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Siphonodendron* à polypiérites de 5,5 mm diamètre et 27 septes majeurs. Tabularium très large. Septes majeurs courts. Columelle simple, habituellement épaissie.

Description.

Caractères externes. Colonies phacéloïdes pouvant atteindre un diamètre de 40 cm et autant en hauteur. Des processus de connexion sont souvent présents.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites ont un diamètre moyen de 5,5 mm (médiane: 5,2 mm, maximum: 6 mm) avec un tabularium très large, atteignant 5,2 mm en moyenne. Les septes majeurs sont au nombre de 27 en moyenne (maximum 29, Figure 4-38). Ils sont courts, très retirés vers le dissépimentarium, voire amplexoïdes et laissent une large zone libre au centre du tabularium. Les septes mineurs sont courts. Les septes mineurs et majeurs sont épaissis à leur base, leur donnant un aspect cunéiforme assez marqué. La columelle est une lame longue de 1,5 mm, habituellement épaissie (0,3 à 0,4 mm de large) portant parfois jusqu'à 10 courtes lamelles radiaires épineuses. La columelle est rarement connectée au septe antipode. La fossule n'est pas marquée. Le dissépimentarium est composé d'une ou deux rangées de dissépiments interseptaux, rarement d'une troisième rangée discontinue. La muraille est régulière et épaisse (0,5 à 0,8 mm).

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, en forme de tente, redressés vers la columelle ou en méssa là où la columelle est absente. Il y a 12 à 14 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont hauts de 0,8 mm et larges de 0,3 mm. Ils sont inclinés vers le tabularium avec un angle de 80°. Il y a une quinzaine de dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Dans cette nouvelle espèce, la variabilité intra-spécifique couvre surtout les variations de dimension des polypiérites, la longueur et l'épaississement des septes et le développement de la columelle. Celle-ci varie d'une simple lame fine dans les polypiérites de petite taille, à une structure épaissie portant de courtes lamelles radiaires (maximum 10 lamelles dans les polypiérites de grande taille). La fossule cardinale n'est jamais bien marquée mais plusieurs polypiérites montrent un septe cardinal plus court et des septes péri-cardinaux légèrement divergents, dessinant les bords d'une fossule peu profonde.

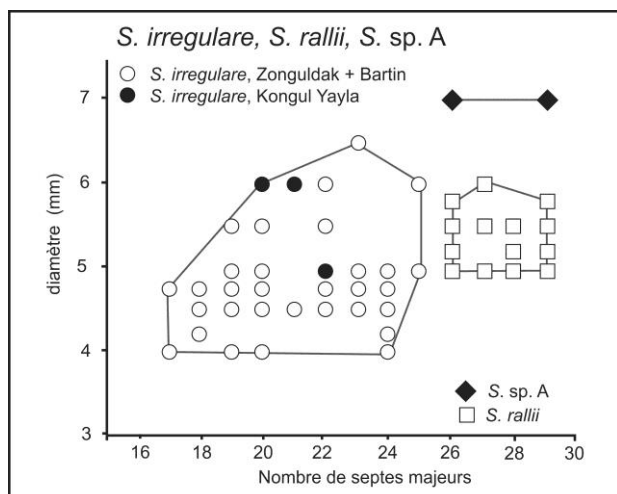


Figure 4-30: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Siphonodendron irregulare*, *Siphonodendron rallii* et *Siphonodendron* sp. A.

Discussion. Nos spécimens ne peuvent être rangés dans aucune des espèces de *Siphonodendron* connues. En effet, ils possèdent autant de septes que *S. martini* (Milne-Edwards & Haime 1851) mais leur diamètre est équivalent à celui de *S. irregulare* (Phillips 1836) ou *S. intermedium* (Poty 1981). De plus, la petite taille des septes majeurs n'est pas un caractère défini comme spécifique pour d'autres espèces, hors dans notre cas, tous les individus montrent des septes courts. Des *Siphonodendron* possédant une taille similaire ont été figurés mais non décrits par Rodríguez et al. (1992) dans le Viséen supérieur de l'Espagne. *Siphonodendron curvaturum* (Yü, 1933) du Sud-Est de la Chine possède

le même nombre de septes que les spécimens turcs mais sont plus gros. Les coraux attribués à *Lithostrotion curvatum* par Vassiljuk (1960) ont également des dimensions proches mais leurs septes sont plus longs. Deux des caractères les plus frappants de nos spécimens sont leurs septes très courts et leur tabularium très large. Il s'agit de caractères fréquents dans les "*Siphonodendron*" nord-américains. "*S. oculinum*" Sando 1963 montre des dimensions et un nombre de septes semblables, (4,5 à 6 mm de diamètre pour 22 à 26 septes). Les polypiérites turcs partagent également avec les formes américaines une columelle déconnectée du septe antipode (moins de 5% des polypiérites observés montrent un septe antipode long prolongé par la columelle dans nos matériaux). Cependant, ils se distinguent des formes américaines par une columelle plus complexe, plus épaisse et portant souvent des lamelles radiales en forme d'épine, caractère jamais observé chez "*Siphonodendron*" (Jonard, 2007). Si la ressemblance entre *S. rallii* et *S. oculinum* est indéniable, nous attribuons tout de même notre nouvelle espèce au genre *Siphonodendron sensu stricto* car sa columelle est typique du genre eurasiatique. De plus, les polypiérites de *S. rallii* ressemblent fortement à certains individus de *S. martini* dont la columelle est simple et le dissépimentarium étroit (comparer la figure 2a de la planche 24 avec la figure 2 de la planche 25). Il est concevable que *S. rallii* soit issu de *S. martini* dont la taille aurait diminué plus rapidement que le nombre de septes. Cette évolution s'apparente à de la progénèse puisque le descendant (*S. rallii*) est plus petit que son ancêtre (*S. martini*). Dans le cas présent, le descendant ne possède pas tous les caractères adultes de l'ancêtre puisqu'il possède le même nombre de septes mais son dissépimentarium est plus étroit et sa columelle plus simple.

Distribution. *S. rallii* provient des calcaires bioclastiques en bancs massifs et très silicifiés des coupes de Kokaksu et Gökgöl. Les faunes associées sont *S. scaleberense* et *S. asiaticum* appartenant à la zone à *S. asiaticum* (Warnantien inférieur) et aux biozones à foraminifères MFZ13-MFZ14 de Poty et al. (2006). Jusqu'à présent *S. rallii* n'est connu que dans le Nord-Ouest de la Turquie mais des formes similaires à septes très courts ont été signalées dans le Viséen supérieur du Bassin du Donets (communication personnelle de V. Ogar à E. Poty).

***Siphonodendron cf. intermedium* Poty 1981**

Planche 23, figure 8.

2012 *Siphonodendron cf. intermedium* Poty; Denayer, p. 324, fig. 7F.

Matériaux: Trois fragments de colonies, mal préservés, provenant de la coupe de Kongul Yayla. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les colonies sont phacéloïdes et atteignent une trentaine de centimètres de diamètre.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites ont un diamètre moyen de 5,8 mm. Les septes majeurs sont au nombre de 22 en moyenne (maximum 26). Ils sont longs, certains atteignent l'axe et se joignent à la columelle. Les septes mineurs sont courts. Les septes antipode et cardinal sont indistincts. La columelle est une lame courte, très épaisse, elliptique à sub-circulaire en coupe transversale. De rares lamelles radiales incluses dans le stéréoplasme de la columelle ont été observées. Le dissépimentarium est composé de deux rangées de dissépiments interseptaux simples, certains individus possédant jusqu'à 4 rangées. La muraille est droite et épaisse (0,8-1 mm).

Caractères interne en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, en forme de tente ou de cloche, redressés vers la columelle. Il y a 12 à 14 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépinements sont petits (0,8 à 1,2 mm de large, 0,5 mm de haut) et pratiquement verticaux le long de la muraille. Il y a une vingtaine de dissépinements le long d'une section verticale de 10 mm.

Discussion. Les spécimens de Kongul Yayla sont très similaires, en dimension et nombre de septes à *S. intermedium* Poty 1981, mais ont un dissépinementarium plus étroit. Les polypierites sont légèrement plus larges que ceux de *S. irregulare* (Phillips 1836) et plus gros que ceux de *S. pauciradiale* (McCoy 1844) également présents à Kongul Yayla. La columelle très épaissie n'est pas sans rappeler *Espielia* (en particulier *E. columellata* Rodríguez & Hernando 2005 qui présente des dimensions similaires) mais les planchers sont clairement ceux d'un *Siphonodendron*. L'attribution spécifique est limitée par le faible nombre et la mauvaise préservation des spécimens récoltés. Il nous semble dès lors plus prudent de les référer à l'espèce *intermedium* avec un *confer*.

Distribution. *S. intermedium* est une espèce commune dans le Viséen supérieur de Belgique (Poty, 1981), du Nord de la France (Poty & Hannay, 1994) et du Sud de l'Espagne (Rodríguez et al., 2002). Les colonies turques proviennent des faciès microbiens du bioherme de Kongul Yayla, dans le Taurus, et sont datées du Warnantien inférieur (zone RC7β de Poty et al., 2006).

***Siphonodendron martini* (Milne-Edwards & Haime 1851)**

Planche 24, figure 7; planche 25, figures 1-4.

- * 1851 *Lithostrotion martini* Milne-Edwards & Haime; p. 436.
- 1851 *Lithostrotion phillipsi* Milne-Edwards & Haime; p. 439.
- 1852 *Lithostrotion martini* Milne-Edwards & Haime; p. 197, pl. 40, fig. 2.
- 1852 *Lithostrotion phillipsi* Milne-Edwards & Haime; p. 201, pl. 39, fig. 3.
- 1876 *Lithostrotion martini* M.-E. & H.; Thomson & Nicholson, p. 292, pl. 15, fig. 2.
- 1920 *Lithostrotion martini* M.-E. & H.; Salée, p. 5, figs 1-2.
- 1930 *Lithostrotion cf. martini* M.-E. & H.; Hudson, p. 97, pl. 1, fig. 2.
- 1933 *Lithostrotion martini* M.-E. & H.; Charles, p. 137, pl. VI, fig. 39-42.
- ? 1943 *Lithostrotion aff. martini* M.-E. & H.; Minato, p. 233, pl. 22, figs 2-4, 6, 8, l. 23, fig. 11.
- p.p. 1955 *Lithostrotion martini* M.-E. & H.; Termier & Termier, p. 94, pl. 42, figs 8, 11-12, pl. 44, fig. 11.
- ? 1958 *Lithostrotion caespitosum* Martin; Dobroljubovae, p. 155, pl. 22, fig. 3, pl. 23, fig. 1-3.
- p.p. 1960 *Lithostrotion caespitosum* Martin; Vassiljuk, p. 85, pl. 21, fig. 3.
- p.p. 1960 *Lithostrotion curvatum* Yü; Vassiljuk, pl. 21, figs 2-2a.
- 1962 *Lithostrotion martini* M.-E. & H.; Caldwell & Charlesworth, p. 377, pl. 14, fig. 5.
- 1966 *Lithostrotion caespitosum* Martin; Bykova, p. 135, pl. 21, figs 3-4.
- 1968 *Lithostrotion caespitosum* Martin; Fedorowski, p. 214, pl. 2, fig. 6.
- 1975 *Siphonodendron fraiponti* Charles; Poty, p. 78, pl. 2, figs 4-5, pl. 3, figs 3-8.
- 1975 *Lithostrotion caespitosum* Martin; Gorsky et al., p. 84, pl. 25, fig. 2.
- ? 1977 *Lithostrotion (Siphonodendron) cf. martini* M.-E. & H.; Khoa, p. 334, pl. 4, fig. 2, pl. 53, fig. 1.
- 1979 *Lithostrotion (Siphonodendron) martini* M.-E. & H.; S.-T.-C. & Nudds, p. 258, pl. 5, figs 1-4, pl. 6, fig. 6.
- 1980 *Lithostrotion martini* M.-E. & H.; Nudds, p. 387, fig. 1e.
- 1980 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Poty, p. 469, pl. 38, figs 1-2.
- 1981 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Poty, p. 24, pl. 7, fig. 3.
- 1984 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Conrad, pl. 8, fig. 1.
- 1985 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); S.-T.-C., pl. 13, fig. 4.
- ? 1990 *Siphonodendron sarthensis* Villemin; p. 88, pl. 20, figs 2-4, pl. 21, figs 1-2.
- 1992 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Rodríguez & Falces, p. 205, pl. 19, figs 4-6.
- 1994 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Poty & Hannay, p. 64, pl. 4, fig. 2.
- 1994 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Rodríguez & Falces, p. 199, fig. 4-1.
- 2001 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Aretz, figs 3, 7.
- 2002 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Rodríguez et al., p. 30, figs 14-15.
- 2002 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Aretz, p. 113, pl. 12, figs 1-3.
- 2005 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Aretz & Nudds, p. 178, pl. 3, fig. 2.
- 2009 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Rodríguez & Said, p. 10, pl. 1, figs 1-2.
- 2010 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Aretz, p. 334, fig. 5h.

- 2010 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Aretz, p. 302, fig. 6D.
2011 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Aretz, p. 611, fig. 9E.
2011 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Denayer *et al.*, p. 171, pl. 6, fig. K.
2012 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Somerville *et al.*, p. 311, fig. 3B.
2013 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Said *et al.*, p. 375, fig. 6B.

Lectotype. Choisi par Semenoff-Tian-Chansky & Nudds (1979): spécimen E 1446, Carbonifère inférieur, Yorkshire; Collection Phillips, University Museum d'Oxford, figuré par Milne-Edwards & Haime (1851).

Diagnose. *Siphonodendron* phacéloïde aux polypiérites d'un diamètre de 6 à 10 mm possédant 23 à 25 septes majeurs et 2 à 4 rangées de dissépiments interseptaux.

Matériaux. Dix-neuf fragments de colonies: 6 provenant de la coupe de Kokaksu, 3 de Gökgöl, 2 d'Amasra, 3 de Topluca et 5 de Süzek. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Plusieurs colonies observées dans la coupe de Kokaksu atteignent 60 cm de haut et jusqu'à 1 m de diamètre. Ce sont principalement des colonies phacéloïdes, présentant souvent des processus de connexion. Des colonies sub-cérioïdes ont aussi été observées.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites présentent un diamètre moyen de 7,3 mm (médiane: 7,5 mm, maximum: 9 mm, Figure 4-39). Le tabularium atteint en moyenne 6,9 mm. Les septes majeurs sont au nombre de 25 en moyenne (médiane: 24, maximum: 29). Ils sont longs (jusqu'à 2 mm) et droits. Peu d'entre eux, excepté le septes antipode, atteignent la columelle. Les septes mineurs sont longs, leur longueur atteint la moitié de celle des septes majeurs et ils pénètrent légèrement dans le tabularium. La fossule cardinale est peu marquée, sauf dans certains individus diphymorphes. La columelle est une lame axiale longue de 1,5 à 2 mm, généralement épaissie (0,3 à 0,4 mm d'épaisseur) et porte de rares lamelles radiaires en forme d'épine. Le dissépimentarium est composé de 2 à 3, occasionnellement 4, rangées de dissépiments interseptaux. De rares dissépiments transeptaux ont été observés chez des individus de large diamètre et dans des polypiérites déformés par des processus de connexion. La muraille est régulière et épaisse de 0,25 mm.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets si une columelle est présente. Les planchers axiaux sont très redressés vers la columelle tandis que les planchers périauxiaux sont horizontaux ou déprimés vers le dissépimentarium. Dans les individus diphymorphes, les planchers sont complets et horizontaux ou en forme de méso. Il y a 18 à 20 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont larges de 0,3 mm et hauts de 0,7 mm en moyenne. Ils sont inclinés vers le tabularium avec un angle variant de 50° à 80°. Il y a 20 à 24 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. Outre la taille des polypiérites et leur nombre de septes, la variabilité affecte principalement la largeur du dissépimentarium ainsi que la présence et continuité verticale de la columelle. En effet, les colonies à individus diphymorphes sont fréquentes et se trouvent dans les mêmes faciès que les colonies normales. L'origine de cette différence n'est donc apparemment pas purement écologique.

Discussion. Nos spécimens entrent bien dans la définition de *S. martini* (Milne-Edwards & Haime 1851). Cependant, les *S. martini* d'Europe de l'Ouest ont, en moyenne, un dissépimentarium plus étroit. Nous ne considérons pas ce caractère comme suffisant pour exclure nos spécimens de cette espèce. En effet, les colonies figurées - entre autres - par Aretz & Herbig (2010) et Rodríguez *et al.* (2002) montrent communément jusqu'à 4 rangées de dissépiments. *S. martini* étant une espèce à large

distribution stratigraphique (depuis le Moliniacien jusqu'au Serpukhovien), sa morphologie varie et il est concevable que plusieurs sous-espèces et/ou variétés stratigraphiques et/ou géographiques existent, bien que n'ayant jamais été définies.

Distribution. *S. martini* est probablement l'espèce de *Siphonodendron* la plus répandue, tant stratigraphiquement que paléogéographiquement. Elle est connue du Moliniacien au Warnantien supérieur en Europe de l'Ouest (Poty, 1981; 1984; Aretz & Nudds, 2005), en Afrique du Nord (Aretz, 2010b; 2011a; Aretz & Herbig, 2010) et en Chine (Yü, 1933; Lin et al., 2012). En Turquie, *S. martini* est présent dans les régions de Zonguldak et Bartın, du Moliniacien au Warnantien dans les zones à *Dorlodotia*, *S. asiaticum* et *P. konincki*.

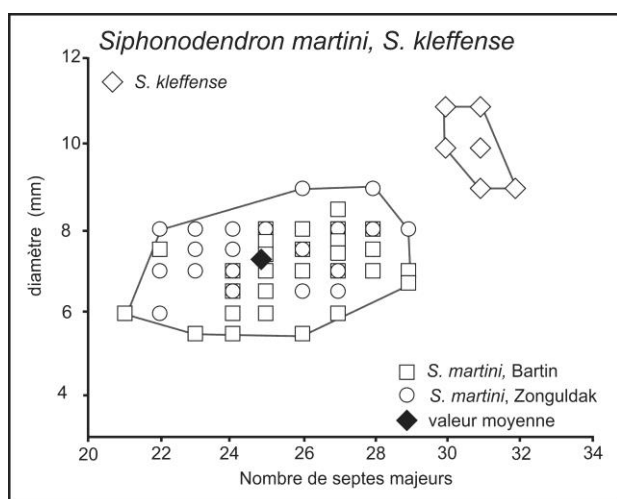


Figure 4-31: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Siphonodendron martini* et *Siphonodendron kleffense*.

***Siphonodendron ondulosum* Poty 1981**

Planche 26, figures 1-5, planche 27, figures 1-6.

- 1929 *Lithostrotion martini* (M.-E. & H.); Dutertre, p. 113, pl. 7, figs 3, 6.
- 1933 *Lophophyllum fraiponti* Charles, p. 128, pl. 5, fig. 26-27.
- 1933 *Lophophyllum asmaense* Charles, p. 82.
- 1984 *Lithostrotion martini* M.-E. & H.; Somerville & Strank; p. 92, fig. 4h.
- 1975 *Siphonodendron martini* (M.-E. & H.); Poty, p. 77, pl. 1, figs 1-2, pl. 2, figs 1-3, pl. 3, figs 2, 9.
- * 1981 *Siphonodendron ondulosum* Poty, p. 26, pl. 8, figs 1-3.
- 1993 *Siphonodendron ondulosum* Poty; Poty p. 144, figs 7.1-2.
- 1994 *Siphonodendron ondulosum* Poty; Javaux, p. 130, figs 6.1-4.
- 2011 *Siphonodendron ondulosum* Poty; Denayer *et al.*, p. 171, pl. 6, fig. J.

Holotype. Colonie 45, Sommet de la Formation de Terwagne, Moliniacien, Coupe de Corphalie, vallée de la Meuse, Belgique; Collection Poty, Université de Liège, Belgique.

Diagnose. *Siphonodendron* aux polypiérites atteignant 8 à 9 mm de diamètre pour 25 à 28 septes majeurs (maximum 33). Deux à six rangées de dissépiments interseptaux réguliers. Rangée la plus interne de dissépiments épaissie et formant une muraille interne. Muraille externe particulièrement onduleuse ou en arcature. Planchers coniques et incomplets. D'après Poty (1981).

Matériaux. Vingt colonies: 8 provenant de la coupe de la rivière Süzek (Bartın), 1 de la coupe de Topluca, 10 de la coupe de Kokaksu et le spécimen IP-10861-02 de Charles. La provenance de ce spécimen est indéterminée: la lame mince est étiquetée Asma (hameau en aval de la coupe de Gökgöl), mais dans la description du spécimen de "*Lophophyllum fraiponti* nov. sp." (Charles, 1933, p. 128-129)

l'auteur signale que l'échantillon provient de Kokaksu. De plus, dans la description de la coupe de Kokaksu, Charles (1933, p. 82) signale "*Lophophyllum asmaense* nov. sp." Il y a donc eu une confusion entre les deux localités et une erreur dans le nom donné à cette espèce. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Colonies phacéloïdes ou dendroïdes, parfois sub-cérioïdes, jusqu'à 1 m de diamètre et 50 cm de haut. Chez certains spécimens de Kokasu et Süzek, la tendance sub-cérioïde est très marquée.

Caractères internes en coupes transversales. Polypiérites larges, d'un diamètre moyen de 10 mm (maximum 14 mm). Il y a, en moyenne, 28 septes de chaque ordre (maximum 34, Figure 4-40). Les septes majeurs sont longs et droits. Ils atteignent en général la structure axiale et s'y attachent. Les septes mineurs sont courts (1,5 à 2 mm) et limités à la partie externe du dissépimentarium dans lequel ils ne dépassent pas la seconde rangée de dissépiments). Ils sont parfois interrompus par des dissépiments transeptaux de second ordre. Le septes cardinal est légèrement plus court que les autres septes majeurs. Le septes antipode est généralement connecté à la columelle. Celle-ci est composée d'une lame axiale de 2 à 2,5 mm de long portant de rares lamelles radiaires courtes et épaissies. La columelle est discontinue verticalement chez certains individus. Le dissépimentarium est large et composé de 6 à 10 rangées de dissépiments transeptaux simples concentriques, angulo-concentriques, en V et entrecroisés. Les rangées internes sont très serrées, tandis que la rangée la plus interne est généralement épaissie et forme une muraille interne. Il y a communément quelques dissépiments transeptaux de second ordre. La muraille est épaisse (0,25-0,3 mm) et onduleuse ou en arcature dans les spécimens fasciculés, plus droite et festonnée dans les parties sub-cérioïdes de certaines colonies.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, coniques ou en tente, redressés vers l'axe et déprimés vers la périphérie. Ils sont 16 à 20 le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont inclinés vers le tabularium avec un angle de 40°-50°. Ils sont larges de 2 à 4 mm et hauts de 0,8 à 1 mm. Il y a 18 à 20 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Discussion. Ces colonies entrent bien dans la définition de l'espèce *S. undulosum* Poty 1981 mais présentent plusieurs différences : (1) les polypiérites sont légèrement plus larges (10 mm contre 8 à 9 mm), comptent plus de septes (28 contre 25 à 28) et de dissépiments que les matériaux belges. (2) Certains individus montrent des dissépiments transeptaux très larges et nombreux. Cependant, ce type de dissépiments n'est pas rare chez *Siphonodendron* comme l'a montré Nudds (1993) chez *S. martini* (Milne-Edwards & Haime 1851). (3) Les colonies turques montrent une tendance sub-cérioïde très marquée. Poty (1993) a mis en évidence l'origine écologique de la tendance sub-cérioïde se développent surtout dans les environnements à plus forte énergie. Le même phénomène a pu être observé sur les colonies de Zonguldak et Bartın. En effet, les deux formes ne sont jamais trouvées ensemble dans les mêmes bancs. Les colonies fasciculées sont présentes dans les faciès packstone, accompagnées de *Dorlodotia briarti* Salée 1920 en colonies, elles aussi fasciculées, les colonies sub-cérioïdes se rencontrent dans les faciès grainstone, en compagnie de *Dorlodotia euxinensis* Denayer 2011 montrant parfois un faciès sub-cérioïde. Poty (1984, 1993) a montré qu'une lignée hétérochronique conduisait de *S. undulosum* à *Lithostrotion araneum* par l'intermédiaire de formes sub-cérioïdes de *Siphonodendron undulosum* caractérisées par un grand nombre de bourgeons contemporains associé à une densité de polypiérites élevée, localement polygonaux. Dans les coupes de Kokaksu et de la rivière Süzek, nous avons observé des colonies de *S. undulosum* à polypiérites de grande taille (jusqu'à 15 mm de diamètre), à large dissépimentarium et développant un habitus sub-

cérioïde. Dans la coupe de la rivière Süzek, ces colonies sont contemporaines de *Lithostrotion potii* (voir ci-après) qui, selon nous, est l'équivalent cérioïde de ces *S. undulosum* à larges polypiers.

Distribution. *S. undulosum* Poty 1981 a été décrit dans le Moliniacien du Bassin de Namur-Dinant (Poty, 1981; 1984; 1993) et dans l'Omolon (Conil et al., 1982). En Turquie, il abonde dans les niveaux correspondant au sommet du Moliniacien dans les coupes de Kokaksu (Zonguldak) et de la rivière Süzek (Bartın), en compagnie de *Dorlodotia briarti*, *D. euxinensis*, *Ceriodotia bartinensis*, *Clisiophyllum multiseptatum* et *Palaeosmilium murchisoni*. Les formes sub-cérioïdes se rencontrent principalement dans la coupe de Kokaksu, dans des niveaux légèrement plus jeunes que ceux dans lesquels se trouvent les formes fasciculées. La biostratigraphie de ces niveaux est discutée en détail dans le chapitre correspondant.

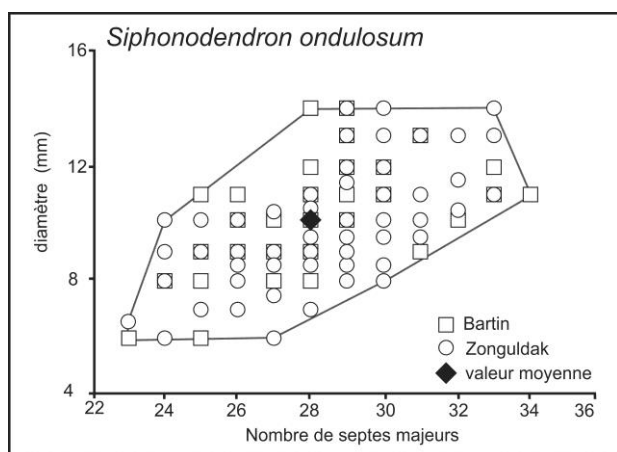


Figure 4-40 : Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Siphonodendron undulosum*.

***Siphonodendron scaleberense* Nudds & Somerville 1987**

Planche 28, figures 1-7.

- 1929 *Lithostrotion* cf. *martini* M. E. & H.; Neaverson, pl. 4, fig. 10.
- 1930 *Lithostrotion sociale* (Phillips); Hudson, p. 98, pl. 1, fig. 1.
- ? 1971 *Siphonodendron affine* (Fleming); Kato, p. 5, pl. 1.
- 1977 *Lithostrotion* (*Siphonodendron*) *affine* (Fleming); Khoa, p. 336, pl. 4, figs 3a-d.
- 1981 *Lithostrotion* sp. B; Nudds, p. 387, fig. g.
- 1983 *Siphonodendron* sp. B. of Nudds; Poty, fig. 1.
- 1985 *Siphonodendron* sp. B; S.-T.-C., pl. 13, fig. 5.
- * 1987 *Siphonodendron scaleberense* Nudds & Somerville; p. 295, figs 2a-f, 5a-b.
- 1994 *Siphonodendron sociale* (Phillips); Rodríguez & Falces, p. 199, fig. 4-4.
- 2002 *Siphonodendron scaleberense* Nudds & Somerville; Rodríguez *et al.*, p. 33, fig. 17.
- 2005 *Siphonodendron* cf. *scaleberense* Nudds & Somerville; Aretz & Nudds, p. 180, pl. 3, figs 3-5.
- 2010 *Siphonodendron scaleberense* Nudds & Somerville; Aretz & Herbig, p. 302, fig. 6E.
- 2010 *Siphonodendron scaleberense* Nudds & Somerville; Poty, p. 391, fig. 2G.
- 2011 *Siphonodendron scaleberense* Nudds & Somerville; Denayer *et al.*, p. 171, pl. 8, fig. N.

Holotype. Spécimen BM.R49898, Holkerian, Scaleber Quarry, Settle, North Yorkshire; British Museum of Natural History, London.

Diagnose. *Siphonodendron* phacéloïde à larges polypières atteignant 13 à 20 mm de diamètre (10 à 14 mm pour le tabularium), comptant 30 à 41 septes majeurs et au moins deux rangées de dissépiements interseptaux.

Matériaux. Dix-neuf colonies: 11 provenant de la coupe de Gökgöl, 1 de Kokaksu, 4 de Topluca et 3 de Süzek. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les plus grosses colonies observées sur le terrain atteignent 40 cm de diamètre pour 30 à 40 cm de haut et comptent plusieurs dizaines de polypiérites cylindriques. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre des polypiérites est en moyenne de 13,6 mm (médiane: 14 mm, maximum: 18 mm, Figure 4-41), le diamètre du tabularium est de 9 à 11 mm. Il y a, en moyenne, 32 septes majeurs (maximum: 40). Ils sont courts, leur longueur ne dépassant pas la moitié du rayon des polypiérites, épais, sinueux dans le dissépimentarium mais plus droits dans le tabularium. Le septes cardinal est généralement plus court et positionné dans une fossule peu profonde. Le septes antipode est habituellement connecté à la columelle. Certains septes majeurs atteignent l'axe du polypiérite. Les septes mineurs atteignent le quart voir le tiers de la longueur des majeurs mais restent limités au dissépimentarium. Ils sont généralement plus sinueux que les septes majeurs. La columelle est une longue lame axiale atteignant le tiers du diamètre, portant habituellement de courtes lamelles radiaires en forme d'épave. Quelques individus diphymorphes ont été observés. Des planchers axiaux redressés entourent la columelle en coupe transversale. Le dissépimentarium est composé de 4 à 8 rangées de petits dissépiments interseptaux simples concentriques, en V ou entrecroisés. La rangée la plus interne est souvent épaissie. La muraille est régulière et fine (0,2-0,5 mm).

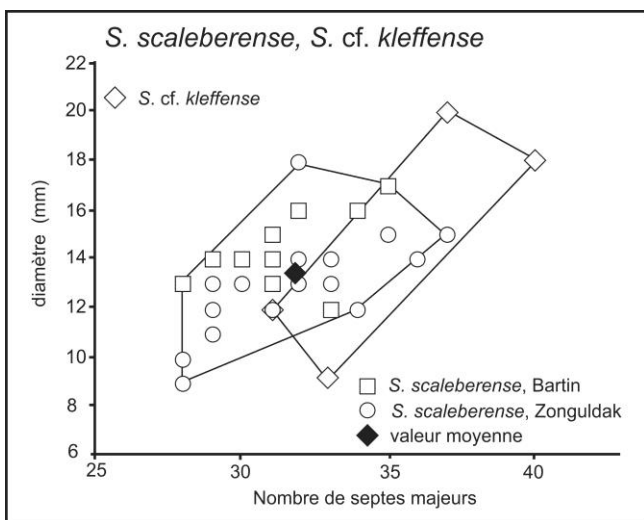


Figure 4-32: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Siphonodendron scaleberense* et *Siphonodendron* aff. *kleffense*.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, les planchers axiaux sont coniques et très redressés vers la columelle. Les planchers périaxiaux sont plats, concaves et déprimés vers le dissépimentarium. Il y a 10 à 12 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments mesurent 0,7 à 0,8 mm de large pour 1,5 à 2 mm de haut. Ils sont inclinés vers le tabularium avec un angle de 70-80°, la rangée la plus interne étant pratiquement verticale. Il y a 8 à 12 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Discussion. Les matériaux turcs s'intègrent parfaitement dans la description de *S. scaleberense*, tant au point de vue dimensions que morphologie du dissépimentarium et de la structure axiale.

Distribution. *S. scaleberense* est présent dès la base du Warnantien en Belgique (zone RC7 α de Poty et al., 2006; Denayer et al., 2011) et commun dans le Viséen supérieur des Iles britanniques (Nudds & Somerville, 1987), du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2002) et d'Afrique du Nord (Aretz & Herbig, 2010). En Turquie, il n'est connu que dans la région de Zonguldak et Bartın (zone d'assemblage à *S. asiaticum* et biozone à foraminifères MFZ13-14 de Poty et al., 2006).

***Siphonodendron kleffense* (Schindewolf 1928)**

Planche 25, figure 5.

- 1928 *Siphonodendron* (*Cystidendron*) *kleffense*, Schindewolf 1928, p. 149, tab. 2.
- 2000 *Siphonodendron kleffense* (Schindewolf 1928); Weyer, pl. 2, fig. 4a-b.
- 2011 *Siphonodendron kleffense* (Schindewolf 1928); Denayer et al., p. 170, pl. 8, fig. O-P.
- 2013 *Siphonodendron* gr. *kleffense* (Schindewolf 1928); Aretz et al., p. 92, fig. 4E.

Lectotype. Schindewolf (1928) n'a pas désigné d'holotype et n'a figuré de sa nouvelle espèce qu'une coupe transversale schématique pour montrer les planchers découpés de son nouveau genre *Cystidendron* (*C. kleffense* en est l'espèce-type). L'espèce est dès lors un *nomen nudum*. Cependant, Weyer (2000) a figuré l'un des spécimens de Schindewolf (n° X10226) en le désignant comme lectotype de l'espèce qu'il a rangé dans le genre *Siphonodendron*. *S. kleffense* n'a jamais fait l'objet d'une révision ou d'une publication correcte mais la diagnose publié par Denayer et al. (2011) fait office d'amendement de la définition de Schindewolf.

Matériaux. Un seul fragment de colonie (2 c. t.) provenant de la coupe de la rivière Sūzek.

Diagnose. Colonie dendroïde ou sub-cérioïde à polypiérites de grande taille (7 à 12 mm de diamètre, 4 à 8 mm pour le tabularium) et possédant 28 à 32 septes majeurs. Septes longs, sinueux dans le dissépimentarium, droits dans le tabularium, souvent connectés à la columelle. Dissépimentarium composé de 4 à 6 rangées de dissépiments simples. Rangée interne de dissépiments épaissie. Planchers incomplets. Planchers axiaux redressés vers l'axe, planchers latéraux plats ou déprimés vers le dissépimentarium. Modifié de Denayer et al. (2011).

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites matures ont un diamètre moyen de 10 mm (minimum: 9 mm, maximum: 11 mm) et possèdent 30 à 32 septes de chaque ordre (Figure 4-39). Les septes majeurs sont longs et atteignent généralement la columelle et certains s'y joignent. Ils sont fins et droits dans le tabularium ou légèrement épaissis en fuseau. Ils peuvent être légèrement onduleux dans le dissépimentarium. Les septes mineurs atteignent la moitié de la longueur des septes majeurs mais ne dépassent pas le bord interne du dissépimentarium. Le septes cardinal est souvent plus court que les autres et parfois plus tortueux. Le septes antipode est plus fin et plus long que les autres septes majeurs. Il est habituellement connecté à la columelle. Les septes alaires sont légèrement plus courts chez certains individus. La columelle est une lame de 1,5 à 2,5 mm de long, épaisse de 0,3 à 0,6 mm. La fossule cardinale est marquée par le retrait du septes cardinal et une légère dépression du plancher. Le dissépimentarium est composé de 4 à 5 rangées de petits dissépiments interseptaux concentriques ou entrecroisés (chez les plus gros individus). La rangée la plus interne est épaissie et forme une muraille interne. La muraille externe est simple et épaisse (jusqu'à 0,4 mm).

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Avec 28 à 32 septes majeurs pour un diamètre de 7 à 8 mm, *S. kleffense* (Schindewolf 1928) se distingue de *S. martini* (Milne-Edwards & Haime 1851) (23 à 25 septes pour un diamètre similaire) et de *S. ondulosum* Poty 1981 (25 à 28 septes pour un diamètre de 9 à 10 mm). *S. scaleberense* Nudds & Somerville 1987 et *S. sociale* (Phillips 1836) sont tous deux plus gros. La morphologie du dissépimentarium (muraille interne) et des septes sont également des caractères typiques de *S. kleffense* (Schindewolf 1928).

Distribution. L'espèce est connue dans l'Asbien (zone RC7 de Poty et al. 2006) du Bassin de Campine et dans l'Ouest de l'Allemagne (Weyer, 2000). Elle est également présente dans le Viséen supérieur du Tafilalt (Maroc, Aretz et al., 2013). En Turquie, elle n'a été rencontrée que dans les calcaires à cherts dans la partie supérieure de la coupe de la rivière Süzek (Bartın), accompagné de *S. asiaticum* et *S. scaleberense* (Asbien).

***Siphonodendron* aff. *kleffense* (Schindewolf 1928)**

Planche 28, figures 8-9.

Matériaux. Trois colonies (5 c. t.): une colonie appartenant à la collection Charles (non figurée dans sa publication de 1933), provenant de la coupe de Kokaksu, la seconde provient de la coupe de Kokaksu et la troisième de la coupe de Kislá.

Description.

Caractères externes. Colonies dendroïdes à sub-céroides à gros polypiérites polygonaux ou cylindriques.

Caractères internes en coupe transversale. Polypiérites d'un diamètre de 13 mm en moyenne (maximum 20 mm), dont le tabularium mesure 8,5 mm en moyenne (maximum 11 mm) et compte 31 à 40 septes de chaque ordre. Les septes majeurs sont longs et droits dans le dissépimentarium, légèrement courbés dans le tabularium, parfois tortueux. Les septes mineurs sont longs, pénètrent dans le dissépimentarium sur moins d'un millimètre et sont moins épais que les majeurs. La structure axiale est composée d'une lame fine, parfois courbe et mal définie. Dans les plus gros polypiérites, de courtes lamelles radiaires peuvent également être présentes. Le dissépimentarium est composé de 4 à 7 rangées de dissépiments interseptaux concentriques et en V, les deux rangées les plus internes étant généralement entrecroisés. La muraille est régulière et fine.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, relativement peu redressés vers la structure axiale et déprimés vers le dissépimentarium. Les dissépiments sont petits (1 à 1,5 mm de haut et de large).

Variabilité. La variation la plus visible concerne l'habitus de la colonie oscillant entre une forme fasciculée et une forme céroïde et ce, au sein d'une même colonie. Les polypiérites céroïdes sont plus petits et possèdent moins de septes que les polypiérites cylindriques des parties fasciculées. Leurs éléments sont également moins épaissis lorsqu'ils sont céroïdes.

Discussion. La grande taille des polypiérites et leur nombre de septes élevé rapprochent ces spécimens de *S. scaleberense* Nudds & Somerville 1987, cependant, l'habitus sub-céroïde n'est pas commun chez cette espèce. A l'inverse, *S. kleffense* (Schindewolf 1927) peut montrer un habitus sub-céroïde, mais ses dimensions sont inférieures (Tableau 4-6). Des colonies sub-céroides de *S. kleffense* à polypiérites de grande taille ont néanmoins été signalées dans le Viséen supérieur de Belgique (sondage de

Fouron-le-Comte, données inédites de Poty). C'est de ces formes de grande taille (18 à 24 mm de diamètre) que nos spécimens sont les plus proches.

Distribution. *S. aff. kleffense* provient de la partie supérieure du Viséen (les foraminifères indiquent la MFZ14) de la coupe de Kokaksu et de Kisla. Les formes sub-cérioïdes de *S. kleffense* sont connues dans la région de Visé et de la Campine dans le Warnantien.

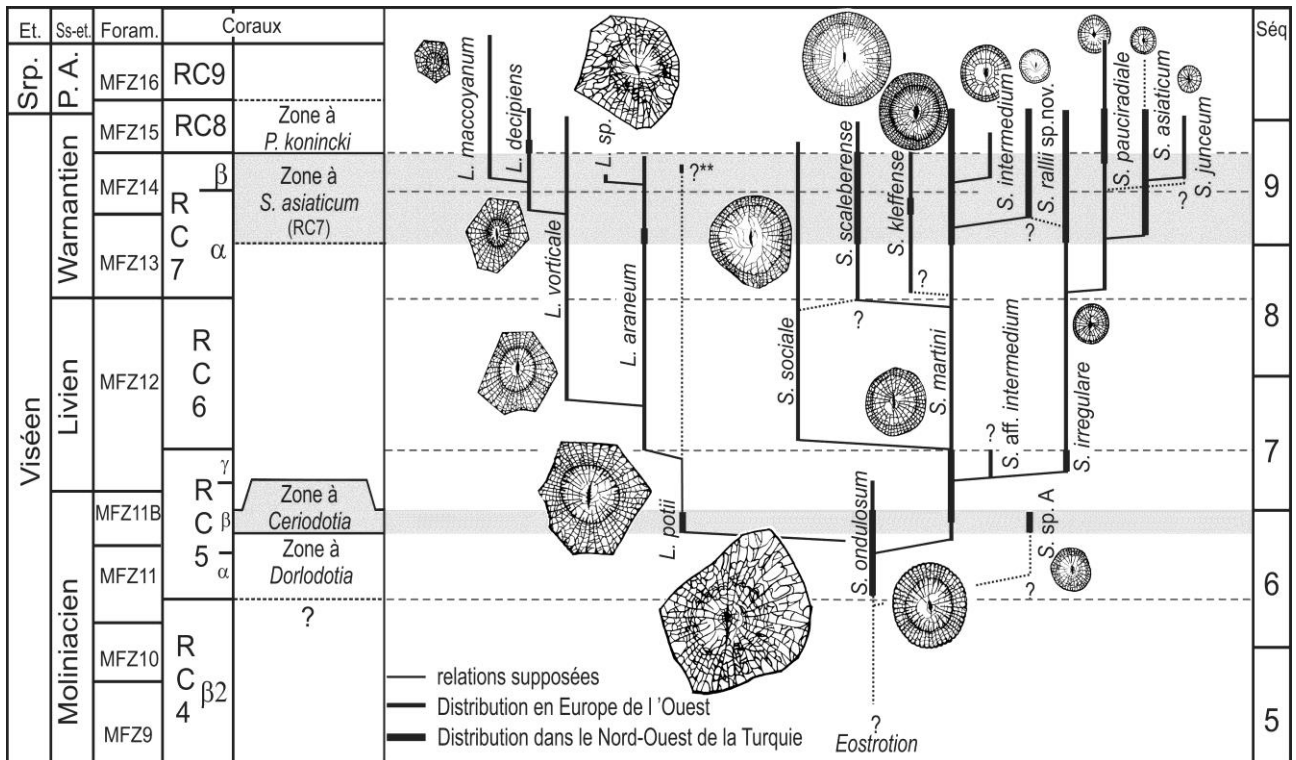


Figure 4-33: Distributions stratigraphiques et relations phylétiques supposées entre les espèces de *Lithostrotion* et de *Siphonodendron* en Europe de l'Ouest et dans le Nord-Ouest de la Turquie. Adapté de Poty (1984), avec les données de Poty (1993) et de Poty et al. (2006). Légende: Et.: étages, Ss-ét.: sous-étages, Foram.: zone à foraminifères de Poty et al; (2006), Srp.: Serpukhovien, P. A.: Pendleien et Arnsbergien, Séq.: séquence de troisième ordre de Hance et al. (2001). *S. sp. A* est une espèce de petite taille connue dans le Molinaïcien supérieur de Turquie, *L. sp.* est une espèce à grands polypiérites connu dans le Warrantien de Turquie, ?** : *Lithostrotion* sp. de grande taille, ressemblant à *L. potii*, connu dans le Viséen supérieur de Campine.

Tableau 4-6 (pages suivantes): Tableau comparatif des espèces du genre *Siphonodendron* d'Europe de l'Ouest et de Turquie (données issues de Poty, 1981; 1993; Denayer et al., 2011 et inédites).

Espèce	<i>S. junceum</i> (Fleming 1828)	<i>S. asiaticum</i> (Yabe & Hayasaka 1920)	<i>S. pauciradiale</i> (McCoy 1844)	<i>S. irregulare</i> (Phillips 1836)	<i>S. intermedium</i> Poty 1981	<i>S. rallii</i> sp. nov.
Diamètre externe	2,3-3 mm (max. 3,6 mm)	2,8-3 mm (max. 4 mm)	3,7-4,5 mm (max. 5,1 mm)	4-6 mm	5,2-6,2 mm (max. 7 mm)	5,0-5,5 mm (max. 6 mm)
Diamètre tabularium	2,3-3 mm (max. 3,6 mm)	2,7-2,8 mm (max. 3 mm)	3-3,5 mm	3,6 mm en moyenne	4-5 mm	5,2 mm en moyenne
Septes majeurs (SM)	14-18 septes (max. 20) Souvent joints à la columelle.	14-18 septes (max. 20) Souvent joints à la columelle.	16-22 septes Parfois joints à la columelle.	21- 26 septes Joints à la columelle ou retirés	21 à 24 septes (max. 26)	26 à 28 septes (max. 29), toujours très courts, amplexoïdes
Septes mineurs (sm)	Courts, crêtes septales	1/2 à 1/3 des SM, crêtes septales	Courts, pénétrant juste le tabularium	Courts, pénétrant juste le tabularium	Courts à 1/3 des SM	Courts
Structure axiale	Columelle lancéolée 0,4-1,2 mm de long, 0,2-0,5 mm de large parfois absente	Columelle lancéolée 0,7-1 mm de long, 0,2-0,5 mm de large, courtes lamelles radiaires parfois absente	Columelle lancéolée à subcirculaire, 0,8-1 mm de long, 0,4-0,7 mm de large, courtes lamelles radiaires	Columelle fine à lancéolée, 1-1,5 mm de long, 0,3-0,5 mm de large Parfois absente	Columelle fine ou lancéolée, 1,5 mm de long, 0,2-0,7 mm de large Parfois absente	Columelle, 1,5 mm de long, portant jusqu'à dix courtes lamelles radiaires
Fossule (F) Septe cardinal (SC) Septe antipode (SA)	F non marquée SC souvent connecté à la columelle, SA parfois connecté	F rarement marquée SC souvent connecté à la columelle, SA parfois connecté	F parfois présente SA connecté à la columelle SC parfois connecté	F parfois présente SA connecté à la columelle SC parfois connecté	F parfois présente SA connecté à la columelle	F rarement présente SA rarement connecté à la columelle
Dissépimentarium	Pas de dissépiments	Une seule rangée	1-2 rangées	1-1,5 rangées	1-2 rangées	1-2 rangées
Planchers	Complets, en forme de dôme axialement aplatis ou redressés vers la columelle. 10-15/1 cm	Incomplets, redressés vers la columelle. 15-20/1 cm	Complets ou non Bombés au centre, déprimés en périphérie. 14-25/1 cm	Complets ou non Bombés au centre, déprimés en périphérie. 16-24/1 cm	Complets ou non Bombés au centre, déprimés en périphérie. 14-18/1 cm	Complets, coniques ou en méso. 12-14/1 cm
Répartition stratigraphique	RC7 β - RC8 inf.	RC7 β - RC8 (Serupkovien en Chine)	Base RC7 - Serupkhovien	Sommet RC5 à RC7 β - (RC8?)	RC7 β - RC8	RC7 β - RC8

Espèce	<i>S. martini</i> (M.-E. & H. 1851)	<i>S. kleffense</i> (Schindewolf 1927)	<i>S. ondulosum</i> Poty 1981	<i>S. sociale</i> (Phillips 1836)	<i>S. scaleberense</i> Nudds & Somerville 1987
Diamètre externe	6-10 mm (max. 12 mm)	7- 12 mm (max. 20 mm)	8-9 mm	9,7- 11,3 mm (max. 13,5 mm)	13-20 mm
Diamètre tabularium	4,5-6 mm	4-9 mm	5-6 mm	5,5-8,5 mm	10-14 mm
Septes majeurs (SM)	24-28 septes de longueur variable.	28-32 septes (max. 38) s'étendant jusqu'à proximité de l'axe	25-28 septes fusiformes, de longueur variable	28-31 septes (max. 34) retirés de l'axe	30-41 septes fins ou fusiformes, retirés de l'axe
Septes mineurs (sm)	1/2 SM, pénètrent peu dans le tabularium	Fins, sinueux dans le dissépimentarium	Retirés en périphérie ou atteignant le bord du tabularium	Fins, courts, pénètrent peu dans le tabularium	1/2 SM, pénètrent peu dans le tabularium
Structure axiale	Columelle fine de 1,2-2,5 mm de long et 0,1-0,8 mm de large, parfois absente	Columelle fine de 1,5-2,4 mm de long, 0,2-0,8 mm de large, porte parfois de courtes épines	Columelle fine de 2-3 mm de long, 0,1-0,4 mm de large, porte communément des lamelles radiaires	Columelle de 1,5-2,5 mm de long, 0,2-0,5 mm de large, souvent absente	Columelle lancéolée, 1,5-3 mm de long, 0,2- 0,6 mm de large, porte parfois de courtes lamelles radiaires
Fossule cardinale (F) Septe cardinal (SC) Septe antipode (SA)	F peu profonde parfois présente SC et SA souvent connectés à la columelle	Fossule peu marquée SC et SA connectés à la columelle	Fossule rarement distincte SA parfois connecté à la columelle	Fossule peu marquée SA souvent connecté à la columelle	F souvent marquée SC court, SA connecté à la columelle
Dissépimentarium	2- 4 rangées de dissépiments interseptaux concentriques	4-5 rangées de dissépiments interseptaux, réguliers. concentriques, en V, entrecroisés	3-6 rangées de dissépiments interseptaux concentriques, en V, entrecroisés ou arc-boutants, rangée interne souvent épaissie, transeptaux occasionnels	2-5 rangées de dissépiments interseptaux, concentriques, entrecroisés ou en arcs-boutants si les sm sont courts	2-8 rangées de dissépiment concentriques et en V
Planchers	Complets ou faiblement divisés, coniques ou en cloche 12-20/ 1cm	Divisés, planchers axiaux redressés, planchers latéraux déprimés 10-15/ 1cm	Très divisés, coniques ou en cloche, nombreux et serrés. 18-20/ 1cm	Complets ou divisés, redressés vers l'axe. 10-15/ 1cm	Souvent incomplets et redressés vers l'axe. 12-16/ 1cm
Répartition stratigraphique	RC5 α β -RC8 (RC9?)	RC7 α - β (RC8?)	RC5 α -RC5 β	RC6-RC8(?)	RC7 α -RC8 inf.

GENRE *LITHOSTROTION* FLEMING 1828

Espèce-type. *Lithostrotion striatum* Fleming 1828, synonyme de *Lithostrotion vorticale* (Parkinson 1808) du Viséen d'Angleterre, l'holotype de Fleming étant déclaré perdu.

Diagnose. Corail en colonie massive cérioïde à polypiérites prismatiques dont le calice présente une plate-forme périphérique entourant une dépression centrale d'où émerge la structure axiale. Septes majeurs longs atteignant l'axe. Septes mineurs courts, limités au dissépimentarium ou pénétrant à peine dans le tabularium. Structure axiale composée d'une columelle styliforme et de rares lamelles radiaires en forme d'épine. Nombreux dissépiments interseptaux simples concentriques, angulo-concentriques, en V et entrecroisés. Rares dissépiments transeptaux. Tabularium étroit, planchers souvent incomplets. Planchers axiaux coniques. Planchers périaxiaux plats, subhorizontaux ou déprimés vers la périphérie. Bourgeonnement latéral inter-mural non-parricidal. D'après Poty (1981).

Discussion. Souvent confondu avec *Siphonodendron* dans la littérature, le terme *Lithostrotion* doit être réservé aux formes cérioïdes (Hill, 1981; Poty, 1975; Nudds & Somerville, 1987). Scrutton (1983) a mis en évidence chez *Lithostrotion* la présence de fins canaux traversant la muraille entre deux polypiérites. Ces canaux permettaient sans doute un échange entre les individus après la séparation du bourgeon de son parent. Scrutton (1983) indique que les canaux sont un caractère générique, absent dans les formes fasciculées. Néanmoins, des canaux sont présents chez *Siphonodendron* où il connectent le bourgeon à son polypiérite-mère, au moins durant les stades initiaux de son développement (voir planche 26, figure 3b). Il s'agit du premier pas du processus évolutif d'intégration des polypiers d'une même colonie culminant, chez les lithostrotionidés, avec les formes plocoides où les polypes sont tous connectés par leur cavité coelomique.

Origine et évolution. D'après Poty (1993), *Lithostrotion* est issu de *Siphonodendron* par pédomorphose. Dans son modèle, Poty (1993) fait descendre *L. araneum* de *S. ondulosum*, ce dernier montrant, dans les faciès agités du Moliniacien, une tendance sub-cérioïde. L'apparition de *Lithostrotion*, au Moliniacien supérieur ou au Livien est expliquée par un processus de néoténie, la séparation du polypiérite-fille de son parent étant tellement retardée que les deux polypiérites restent définitivement accolés (Poty, 1993; 2010). La découverte de *Lithostrotion potii* sp. nov. dans le Moliniacien supérieur de Bartin ne remet pas en question le modèle phylétique développé par Poty (1984; 1993) mais en modifie les acteurs. D'après nos observations, *L. potii* est issu de formes sub-cérioïdes à larges polypiérites de *S. ondulosum* (voir la discussion de cette espèce et Figure 4-41), par les mêmes processus que ceux mis en évidence par Poty (1993). *L. potii* est la plus ancienne espèce du genre *Lithostrotion* et a probablement donné naissance à *L. araneum* au sommet du Moliniacien ou au Livien par la réduction de sa taille et de son nombre de septes. La lignée évolutive de *Lithostrotion araneum* - *vorticale* - *decipiens* - *maccoyannum* est caractérisée par une réduction progressive de la taille et de la complexité des polypiérites par progenèse (Poty, 1993, Figure 4-42). Enfin, *Lithostrotion* donne naissance au Warnantien supérieur, à *Orionastrea*, forme thamnastéroïde et à *Pleionastrea*, forme astréoïde. Ce phénomène d'intégration progressive des polypiérites d'une même colonie résulte également d'une pédomorphogenèse (Poty, 2010).

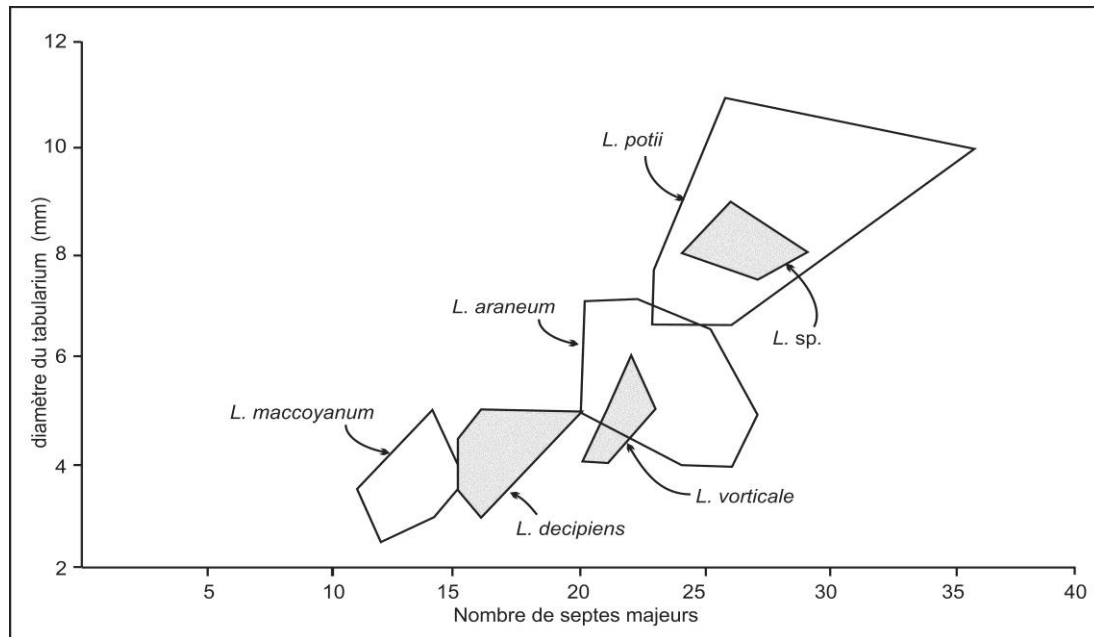


Figure 4-34: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez les espèces de *Lithostrotion* rencontrées dans les Anatolides et la région de Zonguldak et Bartın, voir aussi Tableau 4-7.

***Lithostrotion potii* sp. nov.**

Planche 27, figure 7, planche 29, figures 1-3, planche 30, figures 1-3.

Étymologie. Nous dédions cette espèce ancestrale de *Lithostrotion* à E. Poty, notre "mentor" !

Holotype. Colonie SR.5.21 - Bartın 2011 (2 c. t., 1 c. l.).

Localité-type. Coupe de la rivière Süzek, à 3 km au nord-ouest de Bartın dans le Nord-Ouest de la Turquie.

Horizon-type. Niveau SR5: calcaires massifs de couleur claire très fossilifères. L'assemblage corallien est celui de la zone à *Ceriodotia* et les foraminifères indiquent la biozone MFZ11B de Hance et al. (2011), soit le sommet du Moliniacien.

Diagnose. *Lithostrotion* de grande taille (15 à 20 mm de large, 8 à 10 mm de diamètre du tabularium) possédant 26 à 28 septes de chaque ordre. Septes majeurs longs et fins. Septes mineurs longs, entrant dans le tabularium ou retirés vers la périphérie. Dissépimentarium large, composé d'une dizaine de dissépiments.

Matériaux. Cinq colonies dont l'holotype (10 c. t., 3 c. l.) provenant de la coupe de la rivière de Süzek.

Description.

Caractères externes. Colonies cérioïdes, parfois sub-cérioïdes en bordure, de taille moyenne (10 cm de haut, jusqu'à 2 cm de diamètre). Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites sont larges de 15 à 20 mm (maximum 22 mm) avec un tabularium de 8 mm de diamètre en moyenne (maximum 11 mm, Figure 4-43) et possèdent 26 à 28 septes de chaque ordre (36 au maximum). Les septes majeurs sont fins ou légèrement épaissis en fuseau dans le tabularium, sinueux dans le dissépimentarium. Leurs extrémités sont pointues. Les septes mineurs sont longs et entrent dans le tabularium mais peuvent être très courts et réduits à des crêtes septales sur les dissépiments. Ils sont fins, tortueux et souvent discontinus. Les septes majeurs antipode et cardinal sont longs et connectés à la columelle. La fossule cardinale est à peine marquée par le retrait du tabularium vers la périphérie. La columelle est longue, fine et onduleuse. Elle porte parfois des lamelles radiaires de taille variable, occasionnellement épaissies, dont certaines sont connectées aux terminaisons axiales des septes majeurs. Quelques planchers axiaux redressés peuvent entourer la columelle ou intercepter les lamelles radiaires. De rares individus diphymorphes ont été observés. Le dissépimentarium est large, composé d'une dizaine de rangées de dissépiments interseptaux concentriques dans la partie périphérique, angulo-concentriques et en V dans la partie médiane et entrecroisés dans la partie interne du dissépimentarium. Les 3 ou 4 rangées les plus internes sont très serrées, mais non épaissies. Quelques rangées de dissépiments transeptaux de premier et second ordre apparaissent dans les plus gros polypiérites, certains peuvent être naotiques. La muraille est régulière, épaisse de 0,2 à 0,3 mm, plus épaisse et onduleuse chez les polypiérites sub-cérioïdes.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets. Les planchers axiaux sont coniques ou en tente, parfois très redressé vers l'axe, les planchers périphériques sont bombés et déclinés vers la périphérie. Les dissépiments sont étroits mais longs et sub-verticaux dans la partie interne du dissépimentarium, plus larges et moins inclinés en bordure. La rangée la plus externe est parfois horizontale (dissépiments naotiques?).

Variabilité. La variabilité affecte la morphologie des colonies: la majorité des polypiérites sont polygonaux mais des individus cylindriques ont été observés en bordure de certaines colonies. Il s'agit probablement d'un phénomène écologique (conditions et croissance différente des polypiérites en fonction de leur position dans la colonie). Notons que ces individus cylindriques sont très similaires aux polypiérites de grande taille rencontrés chez *Siphonodendron ondulosum* Poty 1981 dans les niveaux sous-jacents. Les septes majeurs sont souvent longs mais pas toujours connectés à la structure axiale. Les septes mineurs sont de longueur très variable, même au sein d'un individu. La structure axiale varie d'une columelle fine et sinueuse à une structure étoilée épaissie.

Croissance. Les plus petits bourgeons observés mesurent 3 à 4,5 mm de large et comptent une vingtaine de septes très courts et tortueux. Des tronçons de muraille épaisse sont rapidement formés entre le polypiérite-mère et le polypiérite-fille. Le dissépimentarium se forme rapidement, avant que la muraille ne sépare complètement le bourgeon. La columelle est le dernier élément à se développer lorsque le diamètre du tabularium du polypiérite atteint 5 mm.

Discussion. Les dimensions importantes (dont le diamètre du tabularium) et le nombre de septes plus élevé permettent de différencier *L. potii* de *L. araneum* (McCoy 1884). Les septes mineurs sont très variables en taille mais lorsqu'ils sont longs, ils pénètrent dans le tabularium alors qu'ils sont habituellement limités au dissépimentarium chez *L. araneum*. Le dissépimentarium est également plus large chez notre nouvelle espèce et ne comporte pas de rangée interne épaissie à l'inverse de *L. araneum*. Les polypiérites les plus petits, correspondant à des stades non matures, sont relativement semblables aux polypiérites matures de *L. araneum*: diamètre et nombre de septes similaires, dissépimentarium plus étroit et septes mineurs plus courts. Cette similitude suggère une filiation entre *L. potii* et *L. araneum*, le passage à l'espèce livienne se faisant par une réduction de taille et une simplification du dissépimentarium. Les polypiérites de *L. potii* partagent avec ceux des grands *S.*

ondulosum un diamètre du tabularium comparable (8 à 11 mm pour le premier, 9 à 11 mm pour le second), une largeur similaire (15 à 19 mm pour les polypiérites sub-cylindriques de *L. potii* et 14 à 18 mm pour les gros polypiérites de *S. ondulosum*) mais un nombre de septes légèrement supérieur (28 à 36 chez *L. potii* et 32 à 40 chez *S. ondulosum*). Ils ont en commun un dissépimentarium relativement large (une dizaine de rangées) comportant parfois des dissépiments transeptaux. La longueur des septes majeurs est comparable, de même que la taille et la morphologie de la columelle. En revanche, *L. potii* possède des septes mineurs longs, atteignant le bord interne du dissépimentarium alors qu'ils sont retirés vers la périphérie chez *S. ondulosum*.

Distribution. *Lithostrotion potii* sp. nov. est une espèce caractéristique de la zone à *Ceriodotia* du Moliniacien supérieur, datée par foraminifères de la zone MFZ11B de Hance et al. (2011), c'est-à-dire de niveaux correspondant, en Europe de l'Ouest, à la lacune entre les séquences 6 et 7 de Hance et al. (2001) ou aux faciès non fossilifères autour de celle-ci. Il s'agit dès lors de l'espèce la plus ancienne du genre. Notons que des formes très semblables, bien que légèrement plus petites (tabularium de 7 mm) ont été observées dans le Viséen supérieur du Bassin de Campine (données inédites - encore! - de Poty).

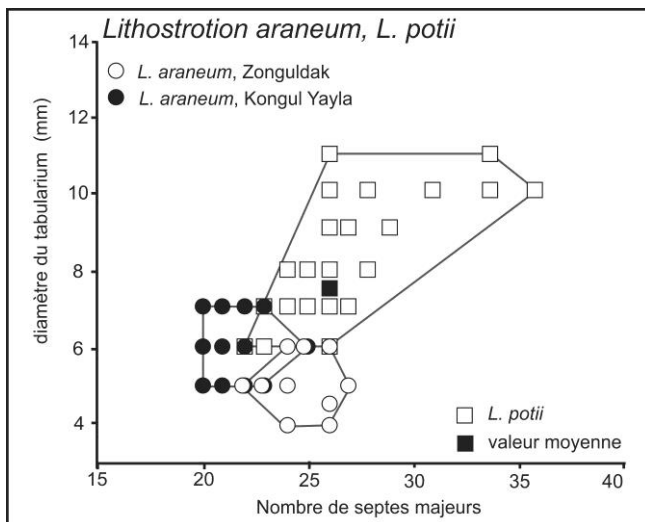


Figure 4-35: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Lithostrotion potii* et *Lithostrotion araneum*.

***Lithostrotion araneum* (Mc Coy 1884)**

Planche 30, figures 4-5.

- * 1844 *Astrea aranea* Mc Coy, p. 187, pl. 17, fig. 6.
- 1849 *Nemaphyllum aranea* Mc Coy, p. 135.
- 1849 *Nemaphyllum arachnoideum* Mc Coy, p. 15-16, figs A-B;
- 1849 *Nemaphyllum septosum* Mc Coy, p. 120.
- 1849 *Stylaxis major* Mc Coy, p. 120.
- 1851 *Stylaxis major* Mc Coy; M.-E. & H., p. 454.
- 1852 *Lithostrotion arachnoideum* (Mc Coy); M.-E. & H., p. 202.
- 1852 *Lithostrotion* (?) *septosum* (Mc Coy); M.-E. & H., p. 196.
- 1852 *Lithostrotion major* (Mc Coy); M.-E. & H., p. 201.
- non 1852 *Lithostrotion aranea* (Mc Coy); M.-E. & H., p. 193, pl. 39, figs 1-1a.
- 1876 *Lithostrotion basaltiforme* Phillips; Thomson & Nicholson, p. 14, fig. 1.
- 1883 *Lithostrotion basaltiforme* Phillips; Thomson, p. 389, pl. 8, fig. 6.
- 1930 *Lithostrotion arachnoideum* var. *ischnon* Hudson, p. 97, pl. 1, fig. 4.
- 1924 *Lithostrotion arachnoideum* (Mc Coy); Garwood & Goodyear, p. 262, pl. 18, figs 4a-b.
- ? 1958 *Lithostrotion basaltiforme* Phillips; Dobrolyubova, p. 178, pl. 28, fig. 2.
- 1975 *Lithostrotion* aff. *basaltiforme* Phillips; Poty, p. 76, pl. 1, figs 3-4.

- 1975 *Lithostrotion aranea* (Mc Coy); Nudds, p. 139, pl. 14-18.
 1978 *Lithostrotion aranea* (Mc Coy); Poty, p. 7, figs 6-7.
 1980 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Nudds, p. 391, fig. 3d.
 1981 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Poty, p. 20, pl. 4, figs 1-4.
 1983 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Scrutton, fig. 9.
 1993 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Poty, fig. 7.3.
 1994 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Rodríguez & Falces, fig. 4,6.
 1994 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Poty & Hannay, p. 63, pl. 4, fig. 1.
 2002 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Rodríguez *et al.*, p. 22, figs 5, 8.
 ? 2003 *Lithostrotion basaltiforme* Phillips; Fan *et al.*, p. 320, pl. 39, figs 4-5.
 2005 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Cózar *et al.*, fig. 12.4.
 2005 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Cózar & Somerville, figs 12.8.
 2006 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Gallagher *et al.*, fig. 13,1.
 2010 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Aretz, p. 331, fig. 5c.
 2011 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Denayer *et al.*, p. 171, pl. 7, fig. M.
 2012 *Lithostrotion araneum* (Mc Coy); Denayer, p. 322, fig. 7D.

Holotype. Spécimen 50-1926, provenance inconnue; National Museum of Ireland, Dublin. Le spécimen F7467/1-3 est un syntype d'après Mitchell (1989).

Diagnose. *Lithostrotion* à larges polypiérites (12 à 18 mm de large pour un diamètre du tabularium de 4,5 à 5,5 mm), comptant 23 à 26 septes majeurs. Dissépimentarium large, composé de dissépiments interseptaux simples, en V et entrecroisés. D'après Poty (1981; 1993).

Matériaux. Quatre colonies : 2 provenant de la coupe de Gökgöl (Zonguldak) et 2 provenant de la coupe de Kongul Yayla (Anatolides). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les colonies de Zonguldak mesurent une dizaine de centimètres de diamètre et autant de haut, celles de Kongul Yayla mesurent plus de 30 cm de diamètre et une quinzaine de haut. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites sont polygonaux et montrent une largeur de 9 à 12 mm (maximum: 15 mm). Le diamètre moyen du tabularium est 5,5 mm (médiane: 6 mm, maximum: 7 mm). Ils possèdent 21 à 24 septes de chaque ordre (moyenne: 22, maximum: 26). Les septes majeurs sont longs et certains atteignent l'axe du polypiérite. Le septes cardinal est légèrement plus court. Le septes antipode est long et connecté à la columelle. Les septes mineurs atteignent le tiers à la moitié de la longueur des majeurs, sont limités au dissépimentarium ou dépassent à peine de celui-ci. La columelle est une lame longue de 1,5 à 2 mm, souvent épaissie, portant de rares et courtes lamelles radiaires. Le dissépimentarium est composé de 7 à 12 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques, en V et entrecroisés. La rangée la plus interne est souvent légèrement épaissie. La muraille est peu épaisse (0,25 mm) et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés

Variabilité. Il y a peu de différences entre les colonies de Zonguldak et celles de Kongul Yayla sinon que ces dernières sont plus grandes. Les polypiérites des colonies de Zonguldak sont un peu moins larges que ceux de Kongul Yayla (4 à 6 mm contre 5 à 7 mm de diamètre du tabularium) et montrent des septes et une columelle un peu plus épaissis.

Discussion. Mis à part un dissépimentarium légèrement plus étroit, les colonies turques sont très semblables aux *L. araneum* du Viséen moyen de Belgique et d'Angleterre. *L. araneum* est plus petit que *L. potii* (5,5 à 7 mm de diamètre du tabularium et 21 à 24 septes contre 8 à 11 mm et 28 à 36 septes

pour *L. potii*). Les autres espèces du genre (*L. vorticale*, *L. decipiens* et *L. maccoyannum*, voir Tableau 4-7) sont toutes plus petites.

Distribution. *L. araneum* était considérée comme l'espèce la plus ancienne du genre en Europe de l'Ouest. Il définit dans cette région la base de la biozone livienne (RC6) de Poty et al. (2006). L'espèce est connue en Belgique, dans le Boulonnais (Poty, 1981; Poty & Hannay, 1994), les Iles britanniques (Nudds, 1975), le Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2002), le Maroc (Said et al., 2007; Aretz, 2010b) et l'Algérie (Semenoff-Tian-Chansky, 1985), dans les formations du Livien et du Warnantien inférieur. Dans le Nord-Ouest de la Turquie, *L. araneum* est connu dans la zone à *S. asiaticum* (RC7) dans la coupe de Gökgöl. Dans les Anatolides, l'espèce n'est connue que dans les calcaires stratifiés exposés au nord-est du bioherme de Kongul Yayla (Warnantien inférieur, RC7β, Denayer, 2012).

***Lithostrotion vorticale* (Parkinson 1808)**

Planche 31, figure 4.

- * 1808 *Madrepora vorticalis* Parkinson, p. 45, pl. 5, figs 3, 6.
- 1828 *Lithostrotion striatum* Fleming, p. 508.
- 1830 *Columnaria striata* (Fleming); De Blainville, p. 316.
- 1836 *Columnaria striata* (Fleming); M.-E. & H., p. 343.
- 1836 *Cyathophyllum basaltiforme* (Conybeare & Phillips); Phillips, p. 203, pl. 2, figs 21-22.
- 1844 *Lithostrotion striatum* Fleming; Mc Coy, p. 188.
- 1846 *Lithostrotion microphyllum* Keyserling, p. 156, pl. 1, fig. 2.
- 1849 *Nemaphyllum minus* Mc Coy, p. 17.
- 1849 *Stylaxis flemingi* Mc Coy, p. 121.
- 1850 *Lithostrotion basaltiforme* (Conybeare & Phillips); D'Orbigny, p. 159.
- 1852 *Lithostrotion flemingi* (Mc Coy); M.-E. & H., p. 203.
- 1883 *Lithostrotion flemingi* (Mc Coy); Thomson, p. 401.
- 1887 *Lithostrotion basaltiforme* (Conybeare & Phillips); Thomson, p. 382, pl. 11, fig. 1.
- 1887 *Lithostrotion striatum* Fleming; Thomson, p. 387, pl. 12, fig. 1.
- 1887 *Lithostrotion flemingi* (Mc Coy); Thomson, p. 389, pl. 12, fig. 7.
- 1887 *Lithostrotion aranea* (Mc Coy); Thomson, p. 386, pl. 11, fig. 7.
- 1887 *Lithostrotion esifer* M.-E. & H.; Thomson, p. 387, pl. 11, fig. 8.
- 1903 *Lithostrotion basaltiforme* var. *bristolense* Vaughan, p. 106.
- 1909 *Nemaphyllum (Lithostrotion) minus* Mc Coy; Douglas, p. 580, pl. 27, figs 1-2.
- 1940 *Lithostrotion clavaticum* Thomson; Hill, p. 176, pl. 9, figs 15-21, [cum. syn. des espèces de Thomson].
- 1958 *Lithostrotion basaltiforme* (Phillips); Dobroljubovae, p. 178, pl. 28, fig. 2.
- 1975 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Nudds, p. 132, pl. 10-13.
- 1975 *Lithostrotion basaltiforme* (Phillips); Gorsky et al., p. 85, pl. 26, fig. 1.
- 1978 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Poty, pl. 7, figs 4-5.
- 1980 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Nudds, p. 391, fig. 3c.
- 1981 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Poty, p. 22, pl. 5, figs 1-4.
- 1983 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Scrutton, p. 137, fig. 10.
- 1985 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); S.-T.-C., pl. 14, fig. 1.
- 1990 *Lithostrotion pelhatae* Vuillemin, p. 86, pl. 20, fig. 1.
- 1992 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Rodríguez & Falces, p. 200, pl. 18, fig. 4.
- ? 1993 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Lin & Rodríguez, p. 24, pl. 2, figs 2a-b.
- 1994 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Poty & Hannay, p. 63, pl. 4, fig. 3.
- 1994 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Rodríguez & Falces, p. 199, fig. 4,5.
- 2002 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Rodríguez et al., p. 20, figs 6a-i.
- 2002 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Aretz, p. 111, pl. 10, fig. 3.
- 2005 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Aretz & Nudds, p. 175, pl. 2, fig. 8.
- 2005 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Cózar et al., fig. 12,3.
- 2010 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Legrand-Blain et al., fig. 1a
- 2010 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Aretz & Herbig, p. 300, fig. 6A.
- 2011 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Aretz, p. 610, figs 9-10.
- 2011 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Denayer et al., p. 171, pl. 8, fig. J.
- 2012 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Somerville et al., p. 469, fig. 7B.
- 2012 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Somerville et al., p. 311, fig. 3C.
- 2013 *Lithostrotion vorticale* (Parkinson); Said et al., p. 374, fig. 5I.

Holotype. L'holotype de Parkinson est perdu et aucun lectotype n'a, à ce jour, été choisi (Nudds, 1975).

Diagnose. *Lithostrotion* de taille moyenne. Polypiérites de 3,3 à 4,1 mm de diamètre du tabularium possédant 20 à 24 septes de chaque ordre. Dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux simples, en V et entrecroisés. Modifié de Poty (1981; 1993).

Matériaux. Trois fragments de petites colonies provenant de la partie supérieure de la coupe Kokaksu (Zonguldak). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Petites colonies comptant 4 à 8 polypiérites. Les caractères du calice n'ont pas été observés

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites sont polygonaux, leur largeur variant entre 6 et 8 mm. Le diamètre moyen du tabularium est de 4,7 mm (maximum: 6 mm, Figure 4-44). Il y a 20 à 22 septes de chaque ordre (maximum: 24). Les septes majeurs sont longs, s'étendant jusqu'aux abords de l'axe du polypiérite, certains se liant à la columelle. Les septes antipode et cardinal sont connectés à la columelle. Les septes mineurs sont longs (au moins la moitié de la longueur des majeurs) mais pénètrent à peine dans le tabularium. Celle-ci est constituée d'une lame axiale de 1 à 2 mm de long et 0,4 à 0,6 mm d'épaisseur. Le dissépimentarium compte 3 à 4 rangées de petits dissépiments interseptaux simples concentriques. La muraille est fine et régulière.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, bombés et relevés vers l'axe. Ils sont abaissés vers la tabularium. Les dissépiments sont petits (0,7 à 1 mm de large pour 0,5 mm de haut). Il y a 10 à 14 planchers et 15 à 20 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Croissance. Le bourgeonnement est latéral et prend place dans la partie périphérique du dissépimentarium. Plusieurs individus montrent, en coupe longitudinale, des canaux traversant la muraille et reliant la partie inférieure des bourgeons au polypiérite-mère.

Discussion. Les dimensions et caractères morphologiques de nos spécimens sont parfaitement ceux de *L. vorticale* (Parkinson 1808). Les autres espèces du genre sont soit plus petites (*L. decipiens* et *L. maccoyanum*) soit plus grandes (*L. araneum*, *L. potii*).

Distribution. *L. vorticale* est connu dans la partie supérieure du Livien et dans le Warnantien de la Belgique (Poty, 1981) et des Iles britanniques (Nudds, 1975), dans le Viséen supérieur du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2002), du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1985) et du Maroc (Aretz, 2010b). En Turquie, il est présent dans les calcaires silicifiés formant la partie supérieure de la Formation de Yılanlı, dans la coupe de Kokaksu. Les foraminifères de ces niveaux indiquent la zone MFZ14, soit le Warnantien inférieur, cependant, l'apparition de *Palastrea konincki*, une cinquantaine de mètres plus tôt indique le Warnantien supérieur.

***Lithostrotion decipiens* (Mc Coy 1849)**

Planche 31, figure 3.

1843 *Astrea irregularis* var. *minor* Portlock, p. 333, pl. 23, fig. 4.

1844 *Astrea irregularis* Mc Coy, p. 187.

1849 *Stylastrea irregularis* Mc Coy, p. 9.

- * 1849 *Nemaphyllum decipiens* Mc Coy, p. 18.
 1849 *Nemaphyllum clisoides* Mc Coy, p. 18
 1851 *Nemaphyllum decipiens* Mc Coy, p. 99
 1851 *Nemaphyllum clisoides* Mc Coy, p. 98; pl. 3, figs 2-2B.
 1851 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); M.-E. & H., p. 441.
 1851 *Stylaxis portlocki* M.-E. & H., p. 453.
 1851 *Lithostrotion derbiense* M.-E. & H., p. 445.
 1852 *Lithostrotion portlocki* (Bronn); M.-E. & H., p. 443., pl. 42, figs 1-1g.
 1852 *Petalaxis portlocki* M.-E. & H., p. 204, pl. 38, figs 4-4a.
- p.p. 1872 *Lithostrotion portlocki* (Bronn); De Koninck, p. 34, pl. 2, figs 3a-d.
 1887 *Lithostrotion clisioides* (Mc Coy); Thomson, p. 384, pl. 11, fig. 4.
 1887 *Lithostrotion M'Coyanum* M.-E. & H.; Thomson, p. 385, pl. 11, fig. 5.
 1929 *Lithostrotion portlocki* var. *vesiculifer* Hudson, p. 454.
 1940 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Hill, p. 178, pl. 10, figs 2-4.
 1958 *Lithostrotion laminacolumellata laminacolumellata* Dobroljubova, p. 171, pl. 27, fig. 1.
- ? 1958 *Lithostrotion laminacolumellata minor* Dobroljubova, p. 174, pl. 27, fig. 2.
 ? 1958 *Lithostrotion acolumellata acolumellata* Dobroljubova, p. 175, pl. 28, fig. 1.
 ? 1958 *Lithostrotion acolumellata diphytotionoides* Dobroljubova, p. 177, pl. 27, fig. 3.
 1962 *Lithostrotion* cf. *decipiens* (Mc Coy); Caldwell & Charlesworth, p. 379, pl. 15, figs 3-3a.
 1964 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Wu, p. 33, pl. 3, figs 3-4, 8-9.
 1967 *Lithostrotion portlocki* (Bronn); Ivanowski, p. 74, pl. 19, fig. 1.
- ? 1967 *Lithostrotion ?acolumellata* Dobroljubova; Ivanowski, p. 76, pl. 20, fig. 1.
 1974 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Wu *et al.*, pl. 3, figs 13-14.
 1975 *Lithostrotion portlocki* Edwards & Haime; Gorsky *et al.*, p. 85, pl. 26, fig. 3.
 1975 *Lithostrotion decipiens decipiens* (Mc Coy); Nudds, p. 124, pl. 5-9.
 1975 *Lithostrotion decipiens depressum* Nudds, p. 131.
 1977 *Lithostrotion* (*Lithostrotion*) cf. *portlocki* (Bronn); Khoa, p. 320, pl. 3, fig. 4.
 1978 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Poty, pl. 7, figs 2-3.
 1979 "*Petalaxis*" *portlocki* (M.-E. & H.); S.-T.-C. & Nudds, p. 255, pl. 1, figs 6-7, pl. 4, figs 4-5.
 1980 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Nudds, p. 391, fig. 3b.
 1981 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Poty, p. 23, pl. 6, figs 1-3, pl. 7, figs 1-2.
 1983 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Scrutton, p. 138, fig. 11.
 1984 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Conrad, pl. 9, fig. 3.
 1985 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); S.-T.-C., pl. 14, fig. 2.
 1989 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Wu & Zhao, p. 104, pl. 24, fig. 2.
 1991 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Fontaine *et al.*, p. 49, pl. 3, fig. 4, pl. 4, fig. 5, pl. 13, fig. 2.
 1992 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Rodríguez & Falces, p. 201, pl. 18, fig. 3.
- ? 1993 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Lin & Rodríguez, p. 23, pl. 2, figs 1a-b.
 1994 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Poty & Hannay, p. 63, pl. 4, fig. 4.
 1997 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Somerville, p. 45, pl. 1, fig. 2.
 2002 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Aretz, p. 110, pl. 9, fig. 6.
 2002 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Aretz, p. 193, figs. 6,3-6,4.
 2003 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Aretz & Herbig, p. 227, pl. 37, fig. 2.
 2005 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Cózar *et al.*, fig. 12,2.
 2011 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Aretz, p. 610, figs 9-10.
 2011 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Denayer *et al.*, p.171, pl. 10, fig. H.
 2012 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Lin *et al.*, p. 334, pl. 2, figs F-G.
 2013 *Lithostrotion decipiens* (Mc Coy); Said *et al.*, p. 375, fig. 5C.

Lectotype. Spécimen SMA2077, Carbonifère du Derbyshire; Sedwick Museum, Cambridge.

Diagnose. *Lithostrotion* de taille moyenne, diamètre du tabularium au maximum de 3 mm et au maximum 18 septes majeurs. D'après Poty (1981; 1993).

Matériaux. Une seule colonie (2 c. t.) provenant d'un bloc de l'éboulis en contrebas du bioherme de Kongul Yayla (Anatolides).

Description.

Caractères externes. La colonie mesure une quinzaine de centimètres de diamètre. Les caractères externes n'ont pas pu être observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites mesurent 4 à 5 mm de large. Le diamètre moyen de leur tabularium est de 3,5 mm. Il y a, en moyenne, 16 septes majeurs (maximum 19, Figure 4-44). Ceux-ci sont longs et droits, connectés à la columelle mais parfois retirés vers la périphérie si la columelle est absente. Les septes majeurs antipode et, parfois, cardinal sont connectés à la columelle. Les septes mineurs sont longs et pénètrent dans le tabularium sur environ 0,5 mm. La columelle est composée d'une lame axiale longue de 1,2 mm, variablement épaissie (jusqu'à 0,5 mm), portant de rares et courtes lamelles radiaires dans le prolongement des septes majeurs. Elle peut être absente. Le dissépimentarium est composé de 2 à 4 rangées de dissépiments interseptaux simples. La rangée la plus interne est habituellement épaissie. La muraille est fine (0,1-0,3 mm) et droite.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Variabilité. Les septes, dissépiments et columelles sont variablement épaissis. Plusieurs polypiérites diphyomorphes montrent des dissépiments transeptaux irréguliers.

Discussion. Nos spécimens sont attribuables à *L. decipiens* bien que leur tabularium soit légèrement plus large (3,5 mm en moyenne contre 2,5 pour les colonies de Belgique). Les différences avec les autres espèces du genre sont la taille (*L. maccoyanum* est plus petit, *L. vorticale*, *L. araneum* et *L. potii*, plus grands) et le nombre de septes (plus élevé chez les espèces plus grandes et plus faible chez *L. maccoyanum*).

Distribution. *L. decipiens* est connu dans le Warnantien inférieur de Belgique (zone à coraux RC7β, Poty, 1981; Poty et al., 2006), du Boulonnais (Poty & Hannay, 1994), des Iles britanniques (Nudds, 1975) du Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez et al., 2002), du Sahara algérien (Semenoff-Tian-Chansky, 1985), du Maroc (Aretz, 2010b; Said et al., 2013), de la Pologne (Khoa, 1977), de la Plate-forme russe (Dobroljubova, 1958), de l'Oural (Gorsky, 1978), de la Montagne Noire (Aretz, 2002), du Sud-Est de la Chine (Wu & Zhao, 1989; Lin et al., 2012) et du Nord de la Thaïlande (Fontaine et al., 1991). Dans ces trois dernières localités, l'espèce est également présente dans le Serpukhovien. Il n'est connu, en Turquie, que par un spécimen de Kongul Yayla (Anatolides) daté du Warnantien inférieur.

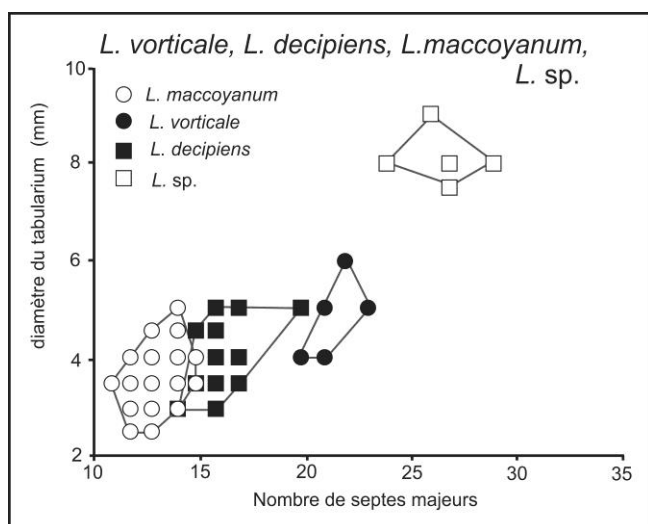


Figure 4-36: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Lithostrotion vorticale*, *Lithostrotion decipiens*, *Lithostrotion maccoyanum* et *Lithostrotion sp.*

Tableau 4- 7 (page suivante): Tableau comparatif des espèces du genre *Lithostrotion* d'Europe de l'Ouest et de Turquie (données issues de Poty, 1981; 1993 et inédites).

Espèce	<i>L. potii</i> sp. nov.	<i>L. araneum</i> (McCoy 1844)	<i>L. vorticale</i> (Parkinson 1808)	<i>L. decipiens</i> (McCoy 1849)	<i>L. maccoyanum</i> M.-E. & H. 1851
Largeur	15-20 mm (max. 22 mm)	15-25 mm (max. 30 mm)	10-12 mm	5-9 mm	4-6 mm
Diamètre tabularium	8-11 mm	4,5-5,3 mm	3-4,5 mm	2-3 mm	1-2 mm
Septes majeurs (SM)	26-28 septes (max. 36), droits, s'étendant jusqu'à proximité de l'axe	23-26 septes (max. 31) s'étendant jusqu'à proximité de l'axe, souvent sinueux	18-24 septes fins, atteignant souvent l'axe et se liant souvent à la columelle	14-16 septes (max. 18), atteignant l'axe et se joignant à la columelle	10-14 septes fins, atteignant l'axe
Septes mineurs (sm)	longs, pénètrent dans le tabularium ou très retirés	Fins, pénètrent souvent dans le tabularium	Courts, dépassent à peine le bord interne du tabularium	Fins, pénètrent dans le tabularium sur 1 mm	Courts, dépassent à peine le bord interne du tabularium
Structure axiale	Columelle fine de 1,2-2,0 mm de long et 0,1-1,0 mm de large	Columelle fine de 1,7-3,4 mm de long, 0,2-0,4 mm de large, porte parfois de courtes épines	Columelle fine de 1,5-2 mm de long, 0,1-1,1 mm de large, porte communément des lamelles radiales	Columelle de 0,7-1,0 mm de long, 0,2-0,6 mm de large, souvent absente	Columelle lancéolée, 0,2-0,35 mm de long, 0,1-0,2,5 mm de large
Fossule cardinale (F) Septe cardinal (SC) Septe antipode (SA)	F peu marquée SC et SA souvent connectés à la columelle ou plus courts	Fossule peu marquée SC et SA souvent connectés à la columelle	Fossule rarement distincte SA et SC souvent connectés à la columelle	Fossule rarement marquée SA et SC souvent connectés à la columelle	F rarement marquée SA connecté à la columelle
Dissépimentarium	8-15 rangées de dissépiments interseptaux, réguliers, concentriques, en V, entrecroisés, transeptaux communs, naotiques occasionnels	10-12 rangées de dissépiments interseptaux, réguliers, concentriques, en V, entrecroisés, transeptaux communs	5-8 rangées de dissépiments interseptaux concentriques, en V, entrecroisés, rangée interne souvent épaissie, transeptaux occasionnels	4-6 rangées de dissépiments interseptaux, concentriques, Entrecroisés, transeptaux occasionnels	1-3 rangées de dissépiment concentriques et en V, irréguliers
Planchers	Complets ou faiblement divisés, coniques ou en cloche 20/ 1cm	Divisés, planchers axiaux coniques, en tente ou en dôme, planchers latéraux déprimés 22-25/ 1cm	Très divisés, coniques ou en cloche, nombreux et serrés. 20-38/ 1cm	Divisés, en dôme, en cloche ou en tente. 30-35/ 1cm	Complets ou non, coniques. 30-35/ 1cm
Répartition stratigraphique	RC5β-(RC7β?)	RC6-RC7	RC6-RC8 inf.	Sommet RC7α-RC8	RC7β-RC9

***Lithostrotion maccoyanum* Milne-Edwards & Haime 1851**

Planche 31, figures 1-2.

- * 1851 *Lithostrotion M'Coyanum* M.-E. & H., p. 444.
- 1852 *Lithostrotion M'Coyanum* M.-E. & H., p. 195, pl. 42, figs 2-2b.
- 1860 *Lithostrotion m'coyanum* Milne-Edwards, p. 431.
- p.p. 1872 *Lithostrotion portlocki* (Bronn); De Koninck, p. 34, pl. 2, fig. 3.
- non 1887 *Lithostrotion M'Coyanum* M.-E. & H.; Thomson, p. 385, pl. 11, fig. 5.
- 1933 *Lithostrotion maccoyanum* var. *mutungense* Yü, p. 91, pl. 18, figs. 2-3.
- 1937 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Yü, p. 43, pl. 9, fig. 4a-b.
- 1943 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Smith & Yü, p. 46, pl. 8, fig. 3.
- 1957 *Lithostrotion m'coyanum* var. *kirghizika* Tschukina, p. 75, pl. 11, figs 1-2.
- ? 1958 *Lithostrotion columellata columellata* Dobroljubova, p. 165, pl. 26, figs 1-2.
- ? 1958 *Lithostrotion columellata latovesiculosa* Dobroljubova, p. 169, pl. 26, fig. 3.
- 1960 *Lithostrotion m'coyanum donbassica* Vassiljuk, p. 88, pl. 22, figs 2-2a.
- 1960 *Lithostrotion m'coyanum* var. *septata* Vassiljuk, p. 90, pl. 22, fig. 3.
- 1966 *Lithostrotion m'coyanum* var. *kirghizika* Tschukina, Tschukina, p. 137, pl. 21, figs 8-9.
- 1975 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Nudds, p. 121, pl. 3, figs 1-3, pl. 4, figs 1-4.
- 1977 *Lithostrotion (Lithostrotion)* cf. *portlocki* (Bronn); Khoa, p. 320, pl. 3, fig. 4.
- 1978 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Poty, p. 7, fig. 1.
- 1979 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; S.-T.-C. & Nudds, p. 246, pl. 1, figs 2-5, pl. 2, figs 1-3, pl. 3, figs 1-5.
- 1980 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Nudds, p. 391, fig. 3a.
- 1981 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Poty, p. 24, pl. 7, fig. 3.
- 2001 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Aretz, fig. 3.5.
- 2002 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Aretz, p. 110, pl. 9, figs 4-5.
- 2005 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Gomez-Herguedas & Rodríguez, p. 77, pl. 4, figs 1-2.
- 2005 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Cózar & Somerville, fig. 12.9.7.
- 2010 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Aretz, p. 330, fig. 5a.
- 2011 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Denayer *et al.*, p. 172, pl. 10, fig. I.
- 2012 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Denayer & Aretz, p. 384, fig. 6c.
- 2012 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Denayer, p. 324, fig 7.
- 2012 *Lithostrotion maccoyanum* M.-E. & H.; Ogar, p. 348, pl. 1, fig. B.

Lectotype. Choisi par Semenoff-Tian-Chansky & Nudds (1979): spécimen Z87bis provenant d'Ostwestry (probablement Brigantien, Aretz, 2010a), figuré par Milne-Edwards & Haime (1852) et par Semenoff-Tian-Chansky & Nudds (1979).

Diagnose. *Lithostrotion* à petits polypiérites de diamètre du tabularium de maximum 2 mm, comptant au maximum 14 septes majeurs.

Matériaux. Fragments de deux grosses colonies (8 c. t., 3 c. l.) provenant du sommet du bioherme de Kongul Yayla (Anatolides). Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Les colonies mesurent 60 cm de haut et plus d'un mètre de diamètre. Leur surface supérieure montre des signes d'envasement avec de grandes plages de polypiérites morts desquelles dépassent quelques polypiérites cylindriques ayant survécu plus longtemps par l'acquisition d'un habitus sub-céroïde. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites ont un diamètre du tabularium de 2 mm en moyenne (maximum: 3 mm) et possèdent en moyenne 13 septes de chaque ordre (maximum 15). Les septes majeurs sont longs, habituellement connectés à la columelle et épaissis dans le tabularium. Les septes mineurs sont courts (moitié moins longs que les majeurs) et pénètrent à peine dans le tabularium. Certains polypiérites montrent des septes sinueux. La columelle est épaisse, elliptique (0,3 mm de large, 0,5 mm de long) et porte quelques rares lamelles radiaires en forme d'épine. Le

dissépimentarium est composé de 1 à 3 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques. La rangée la plus interne est épaissie et forme une muraille interne. Les polypiérites situés dans la périphérie des colonies montrent parfois des dissépiments transeptaux irréguliers, souvent associés à une tendance sub-cérioïde. La muraille est fine (0,15 mm), plus épaisse par endroits. Une tendance astréoïde apparaît dans d'étroites zones par disparition locale de la muraille entre deux polypiérites.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets et en forme de cloche avec une gouttière périphérique. Il y a, en moyenne, 22 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits, hauts de 0,2 à 0,5 mm et inclinés vers le tabularium. Il y a plus de 30 dissépiments par section verticale de 10 mm.

Variabilité. La surface supérieure des colonies est habituellement recouverte de matériaux fins ou argileux témoignant d'apports détritiques. Certaines zones de la colonie montrent des polypiérites très déformés (dissépiments transeptaux, absence de columelle, septes retirés vers la périphérie), dont certains présentent un habitus sub-cérioïde. Ces derniers témoignent d'un taux de sédimentation élevé contre lequel les polypiérites ont lutté. De la même manière, les bords des colonies sont irréguliers, effilochés et montrent des réjuvénescences indiquant que les colonies se sont développées dans des conditions de sédimentation changeantes.

Croissance. Les bourgeons se développent dans la partie extérieure du dissépimentarium. Les septes apparaissent dès que leur taille dépasse 2 mm. La columelle apparaît ensuite avant que la muraille ne se forme entre le polypiérite-fille et son parent. Nous n'avons pas observé plus d'un bourgeon simultané dans le même polypiérite.

Discussion. Nos colonies possèdent tous les caractères diagnostiques de *L. maccoyanum*.

Distribution. *L. maccoyanum* est un taxon commun dans le Warnantien et le Serpukhovien. Il est connu en Belgique (Poty, 1981), les Iles britanniques (Hill, 1941; Mitchekk, 1989), le Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez & Falces, 1992), la Montagne Noire (Aretz, 2002), le Bassin du Donets (Vassiljuk, 1960) et l'Afrique du Nord (Said et al., 2007; Aretz, 2010a). En Turquie, il a été récolté dans les faciès les plus supérieurs du bioherme de Kongul Yayla (Warnantien inférieur, biozone RC7 β de Poty et al., 2006).

***Lithostrotion* sp.**

Planche 31, figure 5.

Matériaux. Un fragment d'une petite colonie (3 c. t., 1 c. l.) provenant de la coupe de Kokaksu. Détails en Annexe 1.

Description.

Caractères externes. Il s'agit d'un fragment de colonie comptant 4 à 10 polypiérites. Les caractères du calice n'ont pas été observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites sont polygonaux et leur largeur varie de 12 à 18 mm. Le diamètre moyen du tabularium est de 7,5 mm (maximum 9 mm). Ils possèdent 27 septes majeurs en moyenne (maximum 31). Les septes majeurs sont longs, mais n'atteignent pas l'axe du polypiérite, sauf le septes antipode qui se lie à la columelle. Les septes mineurs sont longs (plus de la moitié de la longueur des majeurs) et pénètrent dans le dissépimentarium sur plus d'un millimètre. La columelle est constituée d'une longue lame axiale (3 à 5 mm) en continuité avec le septes antipode. Le

dissépimentarium est large et compte de 6 à 9 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques et en V. La rangée la plus interne est légèrement épaissie. La muraille est droite et fine (0,2 mm).

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers ont une forme de dôme peu redressé vers la structure axiale. Les dissépiments sont inclinés vers le tabularium avec un angle de 45° environ.

Discussion. Ce fragment de colonie appartient au genre *Lithostrotion* et ressemble à l'espèce *L. araneum* mais différent de celle-ci en plusieurs points. Les polypiérites sont plus larges, le plus petit polypiérite observé ayant un tabularium de 8 mm (5 mm en moyenne chez *L. araneum*). Le dissépimentarium compte moins de rangées de dissépiments que *L. araneum*. Les septes mineurs sont très courts ou pas du tout développés alors que chez *L. araneum*, ils s'étendent jusqu'au bord interne du dissépimentarium. La taille des polypiérites est comparable à celle de *L. potii* mais ce dernier montre des septes mineurs plus longs et un tabularium plus large proportionnellement à la taille des polypiers. Ce spécimen est très similaire à la colonie de *Lithostrotion* indéterminé recueillie par Poty (inédit) dans le Viséen supérieur du sondage de Fouron-le-Comte (données inédites de... Poty!).

Distribution. *L. sp.* a été récolté dans la partie supérieure de la Formation de Yılanlı dans la coupe de Kokaksu, dans la zone à *S. asiaticum* (Warnantien inférieur). L'espèce n'est pas connue ailleurs.

SOUS-FAMILLE DIPHYPHYLLINAE DYBOWSKI 1873

GENRE NEMISTIUM SMITH 1928

Espèce-type. *Nemistium edmondsi* Smith 1928, Brigantien d'Angleterre.

Diagnose. Corail en colonies fasciculées à polypiérites cylindriques. Septes majeurs longs, atteignant l'axe et se joignant à la columelle. Septes mineurs longs. Structure axiale parfois absente, composée d'une mince lame axiale et de quelques lamelles radiaires connectées aux terminaisons axiales des septes majeurs. Dissépimentarium étroit, composé de dissépiments interseptaux concentriques, en V ou entrecroisés. Planchers incomplets, planchers axiaux fortement redressés vers la columelle, planchers périaxiaux déprimés vers la périphérie. Bourgeonnement axial parricidal, bi-, tri- ou quadripartite. Modifié de Hill (1981).

Discussion. Dans la description originale, Smith (1928) base son nouveau genre sur la présence d'une structure axiale complexe mais sa présence sporadique dans d'autres espèces du même genre conduit Poty (1984a) à considérer ce caractère comme spécifique à *N. edmons* plutôt qu'un caractère générique.

Origine et évolution. Dans le modèle évolutif de Poty (1984a), *Nemistium* est issu d'un *Siphonodendron* ayant acquis un bourgeonnement parricidal. En Europe de l'Ouest (surtout les Iles Britanniques, Smith, 1928), *Nemistium* apparaît au sommet du Viséen supérieur et est un guide de la biozone brigantienne RC8 de Poty et al. (2006) correspondant à la zone I de Mitchell (1989). Il est également présent en Nouvelle Ecosse (Poty, 2002a) et en Pologne (Khoa, 1977). Le genre est présent sur la Plate-forme russe dès la base du Viséen supérieur (Dobroljubova, 1958).

***Nemistium cf. affine* (Flemings 1928)**

Planche 33, figure 1.

Matériaux. Une seule colonie provenant d'un éboulis dans la carrière Saylı, en contrebas de la coupe de Kisla (8 c. t., 2 c. l. et une dizaine de coupes sériées (dépêlliculation à l'acétate) dans un bourgeon).

Description.

Caractères externes. Le spécimen est un fragment de colonie phacéloïde, sans doute de grande taille. Le bourgeonnement est axial et parricidal. Les caractères du calice n'ont pas pu être observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre externe des polypiérites est, en moyenne, de 12,2 mm et au maximum de 17 mm. Le tabularium occupe entre 9 et 13 mm. Il y a 22 à 30 septes de chaque ordre (moyenne: 28, maximum: 36), les majeurs atteignent la partie axiale du polypiérite. Ils sont sinueux dans le dissépimentarium mais droits dès qu'ils pénètrent dans le tabularium qu'ils s'y courbent parfois vers le septe cardinal ou se groupent en faisceaux de 4 à 6 septes. Le septe cardinal est habituellement de la même taille que les autres ou légèrement plus long. Le septe antipode est généralement plus long et connecté à la columelle. Les septes mineurs sont courts (à peine le tiers de la longueur des majeurs) et limités au dissépimentarium. Ils sont sinueux et plus fins que les majeurs. La columelle est une lame irrégulière, onduleuse dans les polypiérites de faible diamètre, tortueuse et réticulée dans les individus les plus larges. Le dissépimentarium est composé de 3 à 6 rangées de dissépiments interseptaux simples concentriques et entrecroisés, souvent irréguliers en taille. La rangée la plus interne est parfois légèrement épaissie. La muraille est droite mais irrégulière en épaisseur (0,2 à 0,5 mm).

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont incomplets, légèrement convexes et redressés vers la structure axiale. Les dissépiments sont larges de 1 mm, hauts de 1 à 2 mm et inclinés vers le tabularium avec un angle de 60°. Il y a, en moyenne, 10 à 14 planchers et 12 à 15 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. La variabilité observée dans cette colonie affecte surtout le développement du dissépimentarium (de 3 à 6 rangées dans des individus de diamètre similaire) et la morphologie (taille, épaississement) de la columelle.

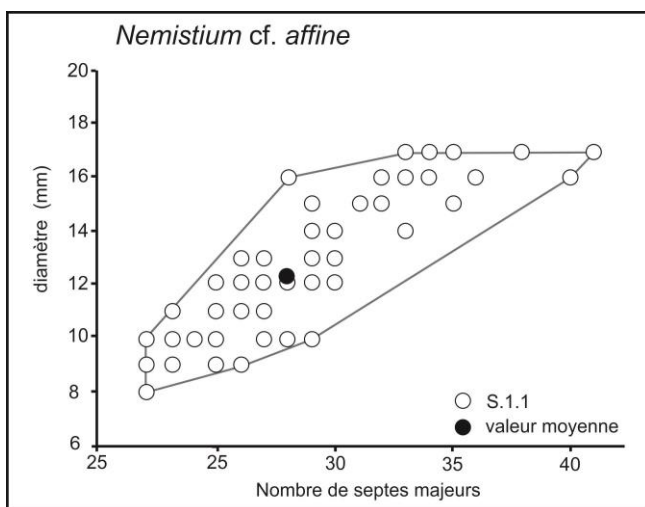


Figure 4-37: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Nemistium cf. affine* (spécimen S.1.1).

Croissance. Le spécimen montre un bourgeonnement axial parricidal quadripartite typique de *Nemistium*. Les polypiérites peuvent se diviser dès qu'ils atteignent un diamètre de 15 mm. La première étape du bourgeonnement est la disparition de la columelle presque immédiatement suivie de la rétraction des septes. Le tabularium libéré est rapidement occupé par une structure cruciforme qui s'étend de manière centrifuge vers le dissépimentarium. Cette structure forme les murailles des futurs polypiérites-filles. Les septes apparaissent sur ces nouvelles murailles avant que l'individualisation des polypiérites ne soit complète. La columelle apparaît avant la séparation des polypiérites-filles.

Discussion. Le spécimen de Sayılı possède tous les caractères du genre *Nemistium* Smith 1928. Il diffère de l'espèce-type *N. edmonsi* Smith 1928 par des dimensions supérieures (12 mm de diamètre contre 9 chez *N. edmonsi*), par un nombre plus élevé de septes (28 contre 24) et des septes majeurs plus courts. Ses dimensions et son nombre de septes sont comparables à celle de *N. affine* (Flemings 1928) mais les septes de nos spécimens sont plus courts que dans l'espèce anglaise. Par ses dimensions, il ressemble également à "*Lithostrotion*" *scotium* (Hill 1941) et "*L.*" *dobroljubovae* de la Plate-forme russe (Dobroljubova, 1958) et à *Nemistium* sp. du Viséen supérieur du Bassin de Béchar (Semenoff-Tian-Chansky, 1985).

Distribution. *N. affine* est, en Europe de l'Ouest, une espèce apparaissant relativement tard dans le Warnantien supérieur (partie supérieure de la zone RC8 de Poty et al., 2006 et zone I de Mitchell, 1989). Les foraminifères associés à notre spécimen sont ceux de la MFZ14 (Warnantien inférieur) mais cet âge est discutable (voir chapitre consacré à la stratigraphie).

FAMILLE DORLODOTIDAE FAM. NOV.

Genres inclus. *Dorlodotia* Salée, 1920; *Ceriodotia* Denayer, 2011; *Corphalia* Poty, 1975; *Kwangsiphyllum* Grabau & Yoh, 1931.

Diagnose. Coraux solitaires, en colonies fasciculées ou cérioïdes, à structure axiale composée d'une lame épaissie issue du septe antipode et souvent associée à des lamelles radiaires et des planchers axiaux redressés dans les formes les plus complexes, réduite ou absente dans les formes les plus simples, parfois discontinue verticalement. Septes majeurs fusiformes, septes mineurs rarement développés. Dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux et transeptaux, parfois épaissis dans la partie interne du dissépimentarium. Planchers plats, bombés ou redressés vers la structure axiale. Muraille épaisse, souvent festonnée. Bourgeonnement latéral.

Discussion. Poty (1975b; 1981) a inclus le genre *Dorlodotia* dans la famille Axophyllidae Milne-Edwards & Haime 1851, sous-famille Lonsdaleiinae Chapman, 1893; Hill (1981) l'a inclus dans la famille Lithostrotionidae d'Orbigny 1852, sous-famille Thysanophyllinae Hill 1981, tout comme Nudds (1993) qui considère que *Dorlodotia* descend de *Siphonodendron*. Poty (2007) propose de chercher l'origine de *Dorlodotia* dans des coraux solitaires caninimorphes. Pour ajouter un peu plus de confusion, Poty continue cependant, à inclure, avec doute, le genre dans les Lonsdaleiina Spassky 1974, ce que Denayer (2011) a suivi. Les diagnoses des familles Axophyllidae Milne-Edwards & Haime 1851 et Lithostrotionidae (cf. Hill, 1981, pp. F379 et F398) ne sont pourtant que peu compatibles avec celles des *Dorlodotia* et genres associés. Pour palier à ce manque, nous créons une famille Dorlodotidae que nous plaçons dans le sous-ordre Lithostrotionina Spassky & Kachanov 1971 car nous considérons que la structure axiale des Dorlodotidae, dominée par la lame axiale est plus compatible avec celle des représentants des Lithostrotionina qu'avec celle des Lonsdaleiina où elle est dominée par les lamelles radiaires.

GENRE *DORLODOTIA* SALÉE 1920

Espèce-type. *Dorlodotia briarti* Salée 1920, Viséen inférieur, Belgique.

Diagnose. Corail en colonies fasciculées. Septes majeurs habituellement retirés de l'axe, septes mineurs rarement développés, le plus souvent sous forme de crêtes sur la muraille. Columelle souvent présente, parfois discontinue verticalement, formée d'une lame axiale issue du septe antipode, épaissie et à laquelle se joignent dans certains cas quelques lamelles radiaires. Dissépimentarium typiquement composé de dissépiments transeptaux et interseptaux dont la rangée la plus interne est épaissie et forme une muraille interne. Dissépiments transeptaux parfois absents des polypiérites de petite taille. Planchers complets, coniques ou en forme de tente là où la columelle est présente, horizontaux ou bombés dans les autres cas. Muraille épaissie et festonnée. Modifié de Poty (1981; 2007).

Discussion. *Dorlodotia* a été décrit dans le Viséen inférieur de Belgique (Poty, 1981; Poty et al., 1984; Javaux, 1994), du Boulonnais (Poty & Hannay, 1994), de Pologne (Poty et al., 2003), des Iles britanniques (Nudds, 1993; Javaux, 1994), de l'Oural (Kosyreva, 1976), de Nouvelle-Zemble (Gorsky, 1951), du Bassin du Donets (Vassiljuk & Zhizhina, 1978; Ogar, 2010), du Japon (sous le nom *Pseudodorlodotia*, Minato, 1955), du Sud-Est de la Chine (Yunnan, Hunan, Guiangzi, Guizhou, Guilin: Wu & Zhao, 1989; Xu & Poty, 1997; Fan et al., 2000) et du Nord-Ouest de la Turquie (Charles, 1933; Denayer, 2011). Les coraux décrits comme des *Dorlodotia* dans le Viséen d'Amérique du Nord (Sando, 1970; Sando & Bamber, 1985) possèdent des caractères différents qui permettent de les écarter du genre *Dorlodotia* Salée 1920: (1) les septes majeurs sont longs; (2) les septes mineurs sont généralement bien développés; (3) les dissépiments transeptaux sont épars et irréguliers; (4) la columelle est simple et fine et (5) il n'y a pas de muraille interne formée par les dissépiments épaissis (Denayer, 2011; Denayer & Poty, 2011). Les "*Dorlodotia*" américains sont sans doute proche des "*Siphonodendron*" américains (qui d'ailleurs, ne sont pas des *Siphonodendron*, Fedorowski & Bamber, 2007). En Eurasie, de très nombreuses occurrences de *Dorlodotia* ont été renseignées et de nombreuses espèces ont été décrites. Une revue exhaustive des formes figurées dans la littérature nous a permis d'identifier plus de 50 espèces décrites dans le genre *Dorlodotia* (ou sous des noms mis en synonymie avec *Dorlodotia*: "*Thysanophyllum*", *Thysanophylloides* et *Pseudodorlodotia*). Du reste, parmi les *Dorlodotia* satisfaisant à la définition du genre, un certain nombre sont des formes décrites dans le Carbonifère supérieur et le Permien. Celles-ci ont été écartées car appartenant vraisemblablement à d'autres genres (ex: *Lytvophyllum* Dobroljubova in Soshkina et al. 1941). Il reste néanmoins près de 40 espèces viséennes, dont une bonne partie tombe en synonymie et seules 19 espèces sont valides à nos yeux, trois de plus étant questionnables. Ces 22 espèces peuvent être triées en deux groupes morphologiques (Tableau 4-8).

Le premier, basé sur les formes européennes, est dénommé *Dorlodotia* "classiques" (columellate *Dorlodotia* de Denayer & Poty, 2011). Il rassemble des formes caractérisées par une columelle ou un long septe antipode souvent épaissi, des septes longs, épaissis et à base cunéiforme, des dissépiments transeptaux et interseptaux (dont la rangée la plus interne est épaissie en muraille interne) et des bourgeons latéraux elliptiques ou comprimés latéralement qui se forment dans les dissépiments transeptaux et grossissant rapidement après séparation du polypiérite-mère.

Le second groupe, dénommé *Dorlodotia* "asiatiques" (acolumellate *Dorlodotia* de Denayer & Poty, 2011) est basé sur les formes asiatiques. Les caractères principaux sont: une columelle absente ou limitée à un septe antipode allongé, parfois légèrement épaissi, des septes courts ou amplexoïdes, ne montrant pas une base cunéiforme, des dissépiments interseptaux rares, des dissépiments transeptaux irréguliers, très plats en coupe longitudinale et des bourgeons de petite taille, cylindriques et restant de simples cylindres après leur séparation du polypiérite-mère.

Les différences morphologiques entre les deux formes sont suffisantes à nos yeux pour considérer deux groupes distincts. Dans sa thèse inédite, Xu (1996) considérait ces deux groupes comme deux sous-genres: *Dorlodotia* (*Dorlodotia*) pour les formes "classiques" et *Dorlodotia* (*Kwangsiphyllum*) pour les formes "asiatiques". Boland (2002) reprend cette subdivision en deux sous-genres également. Selon nous, les caractères cités ci-dessus (Tableau 4-8) sont suffisamment différents pour justifier deux genres au lieu de deux sous-genres. Le genre *Dorlodotia* serait conservé pour les *Dorlodotia* "classiques" rencontrés en Europe, Oural, Nouvelle-Zemble, Donets, Turquie, Japon et Chine. Les spécimens asiatiques, connus principalement dans le Sud-Est de la Chine, devraient être rebaptisés.

Le genre *Kwangsiphyllum* Grabau & Yoh 1931 est caractérisé par des individus simples, dépourvus de columelle et de dissépiments transeptaux, formant des colonies fasciculées. Cependant, l'espèce-type de *Kwangsiphyllum*, *Syringophyllum permicum* Grabau & Yoh 1929, ne possède pas de dissépiments transeptaux, Yü (1933; Yü in Yü et al., 1962) a proposé une émendation du genre pour y inclure les formes développant des dissépiments transeptaux. Lin & Zhang (1986) ont proposé le genre *Parakwangsiphyllum* Zhang in Lin & Zhang 1986 pour des *Kwangsiphyllum* montrant un dissépimentarium formé de dissépiments interseptaux et transeptaux, mais Xu (1996) considère le développement du dissépimentarium comme un caractère spécifique et non générique, *Parakwangsiphyllum* Zhang in Lin & Zhang 1986 est donc considéré comme synonyme de *Kwangsiphyllum* Grabau & Yoh 1931 (voir discussion de ces genres dans Xu, 1996). Xu (1996) a classé, dans le genre *Kwangsiphyllum*, les "*Dorlodotia*" dépourvus de columelle et de septes mineurs mais possédant des dissépiments transeptaux, selon la définition émendée de Yü (1933). La différence majeure entre *Dorlodotia* et *Kwangsiphyllum* (sensu Xu, 1996) est la morphologie des bourgeons. En effet, chez *Kwangsiphyllum*, les bourgeons sont très petits, cylindriques dès leur apparition dans la partie périphérique du dissépimentarium et restent longtemps de fins cylindres à septes amplexoïdes ou absents (Xu, 1996). A l'inverse, chez les *Dorlodotia* "classiques", les bourgeons sont elliptiques, larges et grandissent rapidement. Des polypiérites de petite taille et de morphologie simple (septes courts, pas de columelle) ont été observés dans les matériaux types de *Dorlodotia briarti* (et dans plus de 100 colonies de Belgique, France et Turquie) mais ces petits individus diffèrent des bourgeons de *Kwangsiphyllum* par des septes présents très tôt et souvent épaissis.

La position systématique de "*D. pseudovermiculare*" (McCoy 1849) est moins claire. D'une part, *D. pseudovermiculare* montre communément des individus juvéniles de petite taille, cylindrique et simple morphologiquement, possédant des septes amplexoïdes ou absents, caractère typique des formes "asiatiques". D'autre part les stades initiaux du bourgeonnement sont similaires à ceux observés dans les formes "classiques", telles *D. briarti*, à savoir un bourgeon comprimé latéralement dont la forme rappelle un dissépiment transeptal. "*D. pseudovermiculare*" ne possède pas de columelle mais montre un septa antipode allongé atteignant la zone axiale dans certains polypiérites alors que chez d'autres, il est aussi court que les autres septes. Xu (1996) signale que *Kwangsiphyllum* est caractérisé par des septes mineurs absents. Or, chez certains individus appartenant à l'espèce "*D. pseudovermiculare*", des crêtes septales correspondant aux septes mineurs apparaissent sur la muraille. Enfin, "*D. pseudovermiculare*" partage avec les *Dorlodotia* "classiques" une rangée de dissépiments interseptaux épaissis formant une muraille interne. Bien que ce dernier caractère soit soumis à une forte variabilité dans les formes "classiques", il n'est pas connu dans les formes de type *Kwangsiphyllum*. Les caractères de "*D. pseudovermiculare*" couvrent donc en partie des définitions des genres *Dorlodotia* et *Kwangsiphyllum*. Boland (2002) classe l'espèce *pseudovermiculare* dans le sous-genre *Dorlodotia* (*Kwangsiphyllum*). Sur base des caractères décrits ci-dessus, nous hésitons à suivre son opinion, trouvant plus de points communs avec les espèces du genre *Dorlodotia* qu'avec celles du genre *Kwangsiphyllum*.

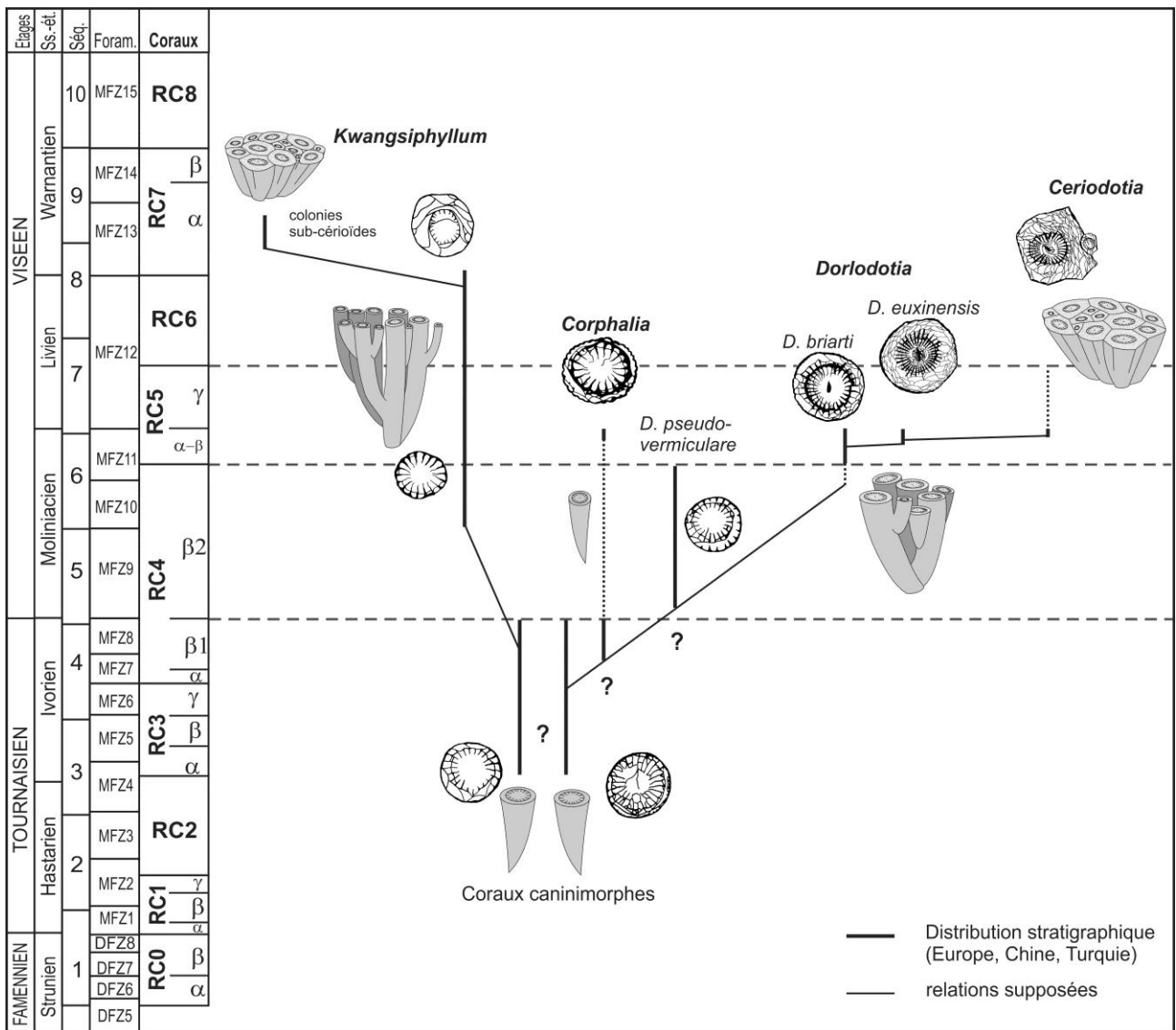
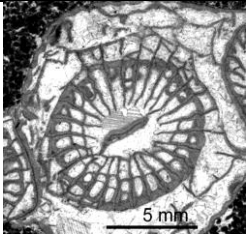
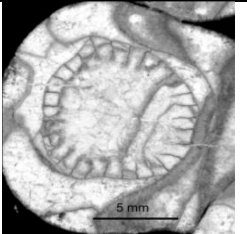
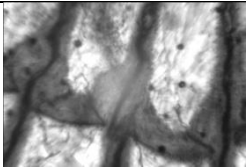
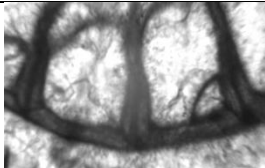
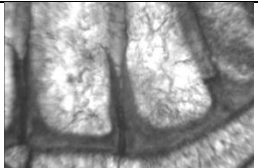

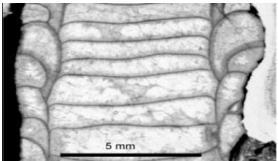


Figure 4-38: Distribution stratigraphique de quelques espèces de *Dorlodotia* et genres associés (*Kwangsiphyllum*, *Corphalia*, *Ceriodotia*) de la famille des Dorlodotidae, et relation phylétiques supposées entre ces taxons. L'origine du genre *Dorlodotia* est encore très hypothétique et la position systématique de l'espèce "*D.* *pseudovermiculare*" est discutable. Explications dans le texte. Légende: Ss.-ét.: sous-étages, Séq.: séquence de troisième ordre de Hance et al. (2001), Foram.: zone à foraminifères de Poty et al. (2006). Les dessins de polypierites ne sont pas à l'échelle.

Origine et évolution. L'origine du genre *Dorlodotia* a été discutée par de nombreux auteurs aux avis très divergents. Hill (1941), suivant Garwood (1913) et Smith (1917), expose la parenté entre "*Dorlodotia*" *pseudovermiculare* (McCoy 1849) et *Lonsdaleia praenuntia* Smith 1917, une espèce du Tournaisien supérieur du nord-est de l'Angleterre. Cependant, Garwood (1913) n'a figuré qu'un polypier isolé de *L. praenuntia* qui est vraisemblablement un *Axophyllum* et n'a aucun lien avec *Dorlodotia*. Nudds (1993), remarquant une similitude morphologique entre les *Siphonodendron* et les *Dorlodotia*, estime que les lithostrotionides sont les ancêtres de *Dorlodotia*, qu'il place d'ailleurs dans cette famille. Cependant, la première occurrence de *Dorlodotia* (partie inférieure du Moliniacien, voire partie supérieure de

	<i>Dorlodotia</i> "classiques"	<i>"Dorlodotia" pseudovermiculare</i>	<i>Dorlodotia</i> "asiatiques"
Sensu Xu (1996)	<i>Dorlodotia</i> (<i>Dorlodotia</i>)	<i>Dorlodotia</i> (<i>Kwangisiphylum</i>)	<i>Dorlodotia</i> (<i>Kwangisiphylum</i>)
Spécimens figurés	<i>Dorlodotia briarti</i> Salée 1920, Formation de Neffe, Carrière de Moha,	<i>Dorlodotia pseudovermiculare</i> (McCoy 1849), Top Martin Limestone, Broad Oak Farm	<i>Dorlodotia magnum</i> (Xu in Jia et al. 1977), Huangjing Formation, Huaqiao Farm
			
Columelle	Souvent bien développée et épaissie ou réduite à un septe antipode allongé	Septe antipode allongé, parfois légèrement épaissi	Souvent absente, parfois sous forme d'un septe antipode allongé
Septes majeurs	Longs, épaissis, à base cunéiforme	Courts, amplexoïdes, fins, base parfois épaissie et cunéiforme	Courts, amplexoïdes, fins, base non cunéiforme
Septes mineurs	Rarement développés, sous forme de crête septale sur la muraille externe	Présents sous forme de crête septale sur la muraille externe	Absents
Microstructure des septes			
Dissépiments interseptaux	Variablement développés, la rangée la plus interne est épaissie	Variablement développés, parfois épaissis	rare
Dissépiments transeptaux	Variablement développés, absents ou peu nombreux chez les formes de petite taille	Variablement développés, peu nombreux chez les individus de petite taille	Variablement développés, souvent larges et plats, absents chez les formes de petite taille
Muraille	Festonnée ou en arcature, épaisse	Festonnée, épaisse	Régulière, fine
Planchers	En cône ou en tente, horizontaux dans les individus diphyormes 	Plats, relevé au contact du septe antipode s'il est allongé	Plats, relevés vers la columelle si elle existe 

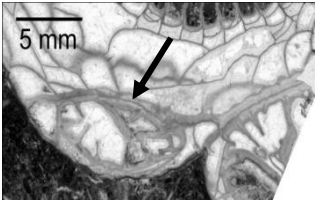
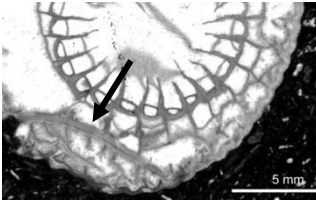
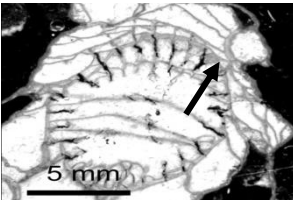
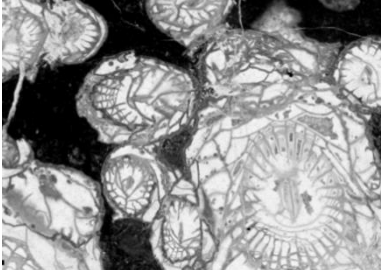
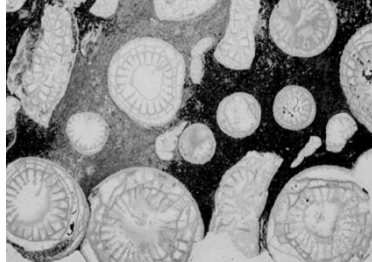
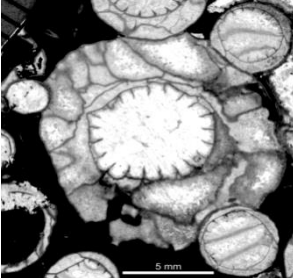
<p>bourgeons</p>	<p>Larges bourgeons elliptiques ou comprimés latéralement, développé dans les dissépiments transeptaux, septes présent relativement tôt</p> 	<p>Bourgeons elliptiques ou circulaires, développés dans les dissépiments transeptaux, septes présents tôt ou non</p> 	<p>Petits bourgeons circulaires développés en périphérie, septes présents tardivement</p> 
<p>Juveniles</p>	<p>Cylindriques, grossissant rapidement ou non, septes, dissépiments et columelle rapidement développés</p> 	<p>Cylindriques, grossissant variablement, dissépiments apparaissant tardivement</p> 	<p>Cylindriques, grossissant lentement, septes et dissépiments apparaissant tardivement</p> 
<p>Espèces incluses</p>	<p><i>D. briarti</i> Salée 1920 <i>D. simplex</i> (Perna 1929) <i>K. circulocystica</i> (Yü 1933) <i>D. kakimi</i> (Minato 1955) <i>D. sokolovi</i> (Dobroljubova 1958) <i>D. subkakimi</i> (Vassiljuk & Zhizhina 1978) <i>D. fomitschevi</i> Zhizhina 1978 <i>D. minor</i> (Fan et al. 2003) <i>D. euxinensis</i> Denayer 2011 ? <i>D. dushanensis</i> (Wang 1978) ? <i>D. jiarcoensis</i> (Wang 1978) ? <i>D. elegantula</i> (Wu & Zhao 1974)</p>		<p><i>K. longiseptata</i> (Yabe & Hayasaka 1920) <i>K. asiatica</i> (Yü 1933) <i>K. magna</i> (Xu 1977) <i>K. zhoushuiensis</i> (Xu & Ye 1994) <i>K. shaoyangense</i> (Yü 1933) <i>K. irregulare</i> (Wang 1978)</p>

Tableau 4-8 (pages précédentes): Tableau comparatifs des caractères de *Dorlodotia* "classiques" (*Dorlodotia* Salée 1920), des *Dorlodotia* "asiatiques" (*Kwangisiphylum* Grabau & Yoh 1931) et de "*Dorlodotia* *pseudovermiculare*" (McCoy 1849).

l'Ivorien, RC4 β 1-2) est antérieure à la première occurrence de *Siphonodendron* (partie supérieure du Moliniacien, biozone à coraux RC5 de Poty et al., 2006). *Siphonodendron* ne peut donc pas être l'ancêtre de *Dorlodotia* pour des raisons stratigraphiques. Fedorowski & Bamber (2007) enraccinent également les *Dorlodotia* dans les *Siphonodendron*. Cependant, ces auteurs avancent des arguments peu satisfaisants basés sur l'analyse de "*Dorlodotia*" nord-américains qui ne sont pas de vrais *Dorlodotia* (voir discussion ci-dessus). Les deux genres nord-américains sont sans doute issus d'un stock de coraux distinct de celui à l'origine des formes eurasiennes et ont acquis des morphologies semblables aux genres que nous connaissons (Poty, 2010). L'ancêtre le plus vraisemblable de *Dorlodotia* est une forme solitaire possédant des septes mineurs réduits, une muraille interne et des dissépiments transeptaux. *Corphalia* est un candidat potentiel (voir discussion de ce genre). En effet, les polypiers de *Corphalia* montrent une morphologie proche de celle des bourgeons de *Dorlodotia*, ce qui avait conduit Poty (1975c) à rapprocher son nouveau genre des protocorallites de *Dorlodotia*. Une espèce non décrite de *Corphalia* (*Corphalia* sp. de Denayer et al., 2011, pl. 5, fig. U) collecté dans le Membre des Avins de la Formation de Longpré (Ivorien terminal, biozone à coraux RC4 β 1) montre que *Corphalia* est plus ancien que *Dorlodotia*. En effet, le plus vieux *Dorlodotia* connu avec certitude est *D. briarti densa* Poty 1975 du sommet de la Formation de Terwagne (partie inférieure du Moliniacien, RC4 β 2), hormis *Dorlodotia* sp. découvert dans un niveau équivalent au Membre des Avins dans la partie inférieure de la Formation de Visé (RC4 β 1, Boland, 2002; Poty, 2007). Les "*Dorlodotia* *pseudovermiculare*" d'Angleterre sont plus anciens que les *D. briarti* puisqu'ils sont daté de la zone RC4 β 2 (Boland, 2002). Une tendance notée chez certains *Caninia cornucopiae* Michelin in Gervais 1840 du Tournaisien supérieur de Tournai, pourrait avoir conduit au développement d'une morphologie très similaire aux polypierites de *Dorlodotia pseudovermiculare* (McCoy 1849) et *D. briarti* Salée 1920 (Figure 4-46). Celle-ci se traduit par une réduction des septes mineurs, parallèlement au développement de dissépiments transeptaux, à l'effacement de la fossule cardinale, à la formation d'une muraille interne et à l'apparition d'une columelle par allongement et épaissement du sept antipode. Les colonies de *Dorlodotia* ont pu se développer par bourgeonnement de ces polypiers. L'apparition de colonies à partir de forme solitaire ayant bourgeonner a été documentée dans plusieurs familles (voir Rodríguez & Somerville, 2010). Jusqu'à présent aucun *Caninia* bourgeonnant n'a été renseigné mais l'hypothèse présentée ici est compatible avec la distribution stratigraphique des genres impliqués.

***Dorlodotia briarti* Salée 1920**

Planche 34, figures 1-9; planche 36, figure 6.

- 1917 *Endophyllum* cf. *pseudovermiculare* (McCoy, 1849); Vaughan, p. 39, pl. 5, fig. 3.
- * 1920 *Dorlodotia briarti* Salée, p. 150, fig. 5-6.
- 1929 *Dorlodotia briarti* Salée; Dutertre, p. 110, pl. 7, figs 1, 4.
- 1933 *Dorlodotia delepinei* Charles, p. 126, pl. 5, figs 22-25.
- non 1950 *Dorlodotia* cf. *delepinei* Charles; Sampelayo, p. 91, fig. 1.
- 1964 *Dorlodotia briarti* Salée; Monty, pl. 2, figs 5-6.
- 1975 *Dorlodotia briarti* Salée; Poty, p. 93, pl. 2, figs 1-2, 5, 7.
- 1975 *Dorlodotia briarti* Salée *forma* α Poty, p. 100, pl. 1, fig. 4, pl. 3, figs 1-3.
- 1975 *Dorlodotia briarti* Salée *forma* β ; Poty, p. 100, pl. 3, fig. 4.
- ? 1978 *Dorlodotia fomitschevi* Vassiljuk & Zhizhina, p. 27, pl. 1, fig. 1.
- 1981 *Dorlodotia briarti briarti* Salée; Poty, p. 68, pl. 32, fig. 6, pl. 33, figs 1-2.
- 1981 *Dorlodotia briarti densa* Poty, p. 68, pl. 33, fig. 3.
- 1981 *Dorlodotia briarti* Salée; Nudds, p. 333, pl. 18, figs 1-6.

- 1982 *Dorlodotia briarti* Salée; Poty, p. 157, pl. 1, fig. 5.
 1984 *Dorlodotia briarti* Salée; Somerville & Strank, p. 92, fig. 4.
 1989 *Dorlodotia briarti* Salée; Somerville *et al.*, p. 58, fig. 5k.
 1989 *Dorlodotia cf. briarti* Salée; Somerville *et al.*, p. 58, fig. 5d.
 ? 1989 *Dorlodotia simplex* Wu & Zhao, p. 115, pl. 41, figs 1, 4.
 1993 *Dorlodotia briarti* Salée; Nudds, p. 128, fig. 11.1.
 1993 *Dorlodotia briarti* Salée; Poty, p. 148, fig. 1.
 1994 *Dorlodotia briarti* Salée; Javaux, p. 135, figs 8–9.
 1994 *Dorlodotia briarti* Salée; Poty & Hannay, p. 67, pl. 6, fig. 3.
 2010 *Dorlodotia pseudovermiculare* (McCoy, 1849); Ogar, p. 91, fig. 6.
 2011 *Dorlodotia briarti* Salée; Denayer, p. 1438, fig. 6.
 2011 *Dorlodotia briarti* Salée; Denayer *et al.*, p. 189, pl. 6, fig. 1.

Lectotype. Désigné par Poty (1975b): spécimen 1/78, Viséen inférieur ('Cf4δ' = MFZ11 et RC5α), chemin de Forêt à Magnée dans la vallée de la Vesdre; Collection A. Salée.

Matériaux. Quarante colonies et fragments de colonies dont 20 provenant de la coupe de la rivière Süzek, 18 provenant de la coupe de Kokaksu (plus le spécimen de la collection Charles) et 1 de Gökgöl. Détails en Annexe 1.

Diagnose. Colonie phaceloïde ou dendroïde, possédant des polypiérites de 13 à 16 mm de diamètre. Septes habituellement épaissis, au nombre de 27 en moyenne. Septes mineurs peu développés, le plus souvent sous forme de crêtes septales sur la muraille. Columelle très épaissie, connectée au septe antipode mais discontinue verticalement chez certains individus. Dissépimentarium composé de dissépiments interseptaux et transeptaux, la rangée la plus interne étant généralement épaissie et formant une muraille interne. Fossule cardinale peu marquée. Planchers complets, en forme de tente, très redressés vers la columelle, bombés ou en mesa là où la columelle est absente. Muraille épaisse, ondulée ou festonnée. D'après Poty (1981; 2007) et Denayer (2011).

Description.

Caractères externes. Colonies dendroïdes à phacéloïdes, mesurant jusqu'à une cinquantaine de centimètres de haut et autant en diamètre.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen des polypiérites est de 12,4 mm (médiane: 12 mm, maximum: 20 mm), celui du tabularium est de 8,7 mm (médiane: 9 mm, maximum: 13 mm, Figure 4-47). Le nombre de septes majeurs varie de 20 à 36 (médiane: 28). Ils sont droits ou légèrement sinueux, très épaissis, leur épaisseur étant maximale au bord interne du dissépimentarium et leur base cunéiforme. Les septes mineurs ne sont pas développés. La columelle est une lame de 3 à 4 mm de long, épaisse de 2 à 3 mm, de forme elliptique, portant parfois des lamelles radiaires. La columelle est généralement connectée au septe antipode (qui est plus long et plus sinueux que les autres) et parfois au septe cardinal dans les stades juvéniles. Le dissépimentarium est composé de 3 à 4 rangées de dissépiments interseptaux simples, concentriques et dont la rangée la plus interne est épaissie pour former une muraille interne continue et de une ou deux rangées de larges dissépiments transeptaux. Ces dissépiments transeptaux apparaissent lorsque les polypiérites atteignent un diamètre de 6 mm. La muraille externe est épaisse (0,2 à 0,5 mm) et fortement festonnée, chaque feston correspondant à la base d'un septe.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, en forme de tente, très redressés vers la columelle. Lorsque celle-ci est discontinue, les planchers sont bombés ou en mesa. Il y a 10 à 15 planchers le long d'une section verticale de 10 mm dans une polypiérite. Les dissépiments sont petits (0,8 à 1 mm de haut, 2 à 4 mm de large) et inclinés vers le tabularium selon un angle de 45° à 60°. Il y a 10 à 12 dissépiments le long d'une coupe verticale de 10 mm dans une polypiérite.

Variabilité. La columelle est soumise à une forte variabilité. Réduite à une lame connectée au septe antipode dans les stades juvéniles, elle peut devenir très épaissie, acquérir une forme subcirculaire en coupe transversale ou être complètement absente (individus diphymorphes). Dans les polypiérites de grande taille, la structure axiale peut s'adjoindre d'une dizaine de lamelles radiaires épaissies. Les septes sont habituellement longs mais peuvent également être retirés vers la périphérie du tabularium. Ils sont le plus souvent épaissis près de la bordure interne du dissépimentarium mais l'épaississement peut affecter l'entièreté des septes et des dissépiments ou, au contraire, se réduire.

Discussion. Charles (1933) a créé la nouvelle espèce - *Dorlodotia delepinei* - pour des polypiérites de plus petite taille et possédant un dissépimentarium moins développé que *D. briarti*. Les matériaux de Charles sont, cependant, des individus non matures de *D. briarti* et il faut dès lors considérer *D. delepinei* comme un synonyme de *D. briarti* Salée 1920. Sur base de leur taille et l'ampleur des épaississement, Poty (1981) a créé une sous-espèce (*D. briarti densa*, correspondant à *Dorlodotia* forma β décrite par Poty, 1975b) aux polypiérites plus petits et plus épaissis que *D. briarti briarti* qui est présent dans le Moliniacien de Belgique. Les deux formes sont représentées dans le matériel turc mais sont les deux extrêmes d'un continuum morphologique de *D. briarti* et ne sont séparées ni géographiquement ni stratigraphiquement comme c'est le cas en Belgique (Poty, 1981). Contrairement à la Belgique, les deux forme n'ont pas de valeur stratigraphique en Turquie.

Distribution. En Europe de l'Ouest, *D. briarti* est un guide de la biozones à coraux RC5 de Poty et al. (2006). Des formes identiques ou proches sont connues dans des équivalents stratigraphiques en Pologne (Poty et al., 2003), dans le Sud-Est de la Chine (Wu & Zhao, 1989) et au Japon (Minato, 1955). *Dorlodotia briarti* est très commun dans les coupes de Kokaksu et Süzek, un peu plus rare mais présent dans la coupe de Gökgöl, dans la partie moliniacienne de la Formation de Yılanlı, en association avec *Siphonodendron undulosum*, *S. martini* et *Palaeosmilia munchisoni*. Un demi-spécimen (!) provenant du sommet de la coupe de Topluca (zone à *Siphonodendron asiaticum*) est potentiellement un *Dorlodotia* (Planche 36, figure 7).

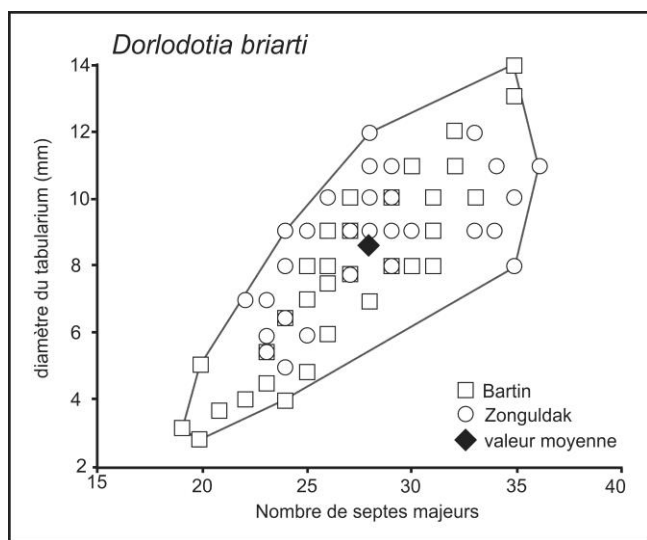


Figure 4-39: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Dorlodotia briarti*.

***Dorlodotia euxinensis* Denayer 2011**

Planche 35, figure1; planche 36, figures 1-4.

* 2011 *Dorlodotia euxinensis*, Denayer, p. 1440, fig. 8.

Holotype. Colonie K.4.A.1 - Zonguldak 2008, coupe de Kokaksu (Nord-Ouest de la Turquie), Moliniacien supérieur.

Matériaux. Douze colonies et fragments de colonies: 6 provenant de la coupe de Kokaksu, 2 de Gökgöl, 2 d'Ulutam, 1 de Kisla, 1 de Topluca et 1 de Süzek. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Dorlodotia* dendroïde de grande taille, présentant des polypiérites de 20 mm de diamètre extérieur et 11 mm de tabularium, possédant 30 septes majeurs en moyenne. Septes mineurs non développés. Dissépimentarium large, formé de dissépiments transeptaux et interseptaux. Structure axiale composée d'une lame axiale courte et épaisse et de plusieurs lamelles radiaires souvent incluses dans le stéréoplasme entourant la columelle. Septes, columelle et muraille externe épaissies.

Description.

Caractères externes. Les colonies, larges de 40 à 50 cm, sont généralement dendroïdes mais certaines montrent une tendance sub-céroïde dans les stades juvéniles. Les colonies étant incluses dans la roche, les caractères de la muraille et du calice n'ont pas pu être observés.

Caractères internes en coupe transversale. Le diamètre moyen des polypiérites est de 20,2 mm (médiane: 20 mm, maximum: 29 mm), celui du tabularium est de 11,1 mm (médiane: 11 mm, maximum: 18 mm, Figure 4-48). Le nombre de septes majeurs s'élève à 30 en moyenne (médiane: 31, maximum: 36). La longueur des septes majeurs est uniforme, excepté le sept antipode légèrement plus long, et atteint un cinquième à un quart du rayon du polypiérite. Ils sont droits ou légèrement sinueux et épais mais leurs terminaisons axiales sont plus fines et pointues. Les septes mineurs ne sont pas développés. La fossule cardinale est peu marquée. La structure axiale est une lame de 1 à 4 mm de long, très épaisse (jusqu'à 2 mm de large), de forme elliptique en coupe transversale. Dans les stades juvéniles, la columelle est connectée au sept antipode, plus rarement au cardinal. De 2 à 10 lamelles radiaires en forme d'épine apparaissent sur la columelle, parfois incluses dans le stéréoplasme. De rares planchers axiaux s'ajoutent à la structure axiale en entourant la columelle. Le dissépimentarium est large (la moitié du diamètre) et composé de 1 à 7 rangées de larges dissépiments transeptaux et de 2 à 4 rangées de dissépiments interseptaux concentriques et réguliers. La rangée la plus interne est épaissie en continu avec le stéréoplasme des septes et forme une muraille interne. La muraille externe est épaisse (0,5 à 1,1 mm) et festonnée.

Caractères internes en coupe longitudinale. Le tabularium est composé de planchers très inclinés, en forme de tente ou de cloche présentant parfois une gouttière périphérique. Les planchers sont habituellement complets mais dans certains spécimens, des planchers axiaux très redressés vers la columelle sont présents. Il y a 12 à 17 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont longs de 2 à 13 mm et larges de 0,5 à 1,5 mm. Ils sont inclinés vers le tabularium avec un angle de 40-55°. Il y a 10 à 12 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. La variabilité affecte les épaississements ainsi que le développement du dissépimentarium. La structure axiale varie d'une columelle épaissie comme celle communément observée chez *D. briarti*, à une structure impliquant jusqu'à une dizaine de lamelles radiaires épaissies. Les structures axiales les plus complexes n'apparaissent pas systématiquement dans les polypiérites les plus larges, certains grands polypiérites ne présentent d'ailleurs qu'une simple columelle. Les colonies peuvent montrer un habitus sub-céroïde lorsque de nombreux bourgeons apparaissent simultanément (Planche 36, figure 2b).

Croissance. Le bourgeonnement est latéral et non-parricidal. Un à trois bourgeons peuvent se développer en même temps à partir du même polypiérite-mère. Comme documenté chez *Dorlodotia briarti* par Poty (1975b), les bourgeons apparaissent dans la partie extérieure du dissépimentarium et présentent, initialement, la forme de dissépiments transeptaux en coupe transversale. Dans nos spécimens, la muraille est le premier élément à apparaître, donnant au bourgeon l'aspect d'un dissépiment transeptal elliptique très épais. Les septes se développent avant que le bourgeon acquière une section circulaire et se sépare du polypiérite-mère. La columelle apparaît généralement après la séparation, lorsque le polypiérite-fille devient cylindrique et atteint 4 mm de diamètre. Il est fréquent d'observer des un développement parallèlement des polypiérites-filles et de leur parent, donnant une tendance sub-cérioïde à la colonie, d'autant plus marquée qu'il y a de bourgeons simultanément.

Discussion. La plupart des caractères de l'espèce-type du genre *Dorlodotia*, *D. briarti* Salée 1920, sont présents chez *D. euxinensis* Denayer 2011: septes majeurs retirés de l'axe, larges dissépiments transeptaux, muraille interne formée par une rangée de dissépiments interseptaux épaissis, muraille externe festonnée. La structure axiale est généralement plus complexe que celle de *Dorlodotia briarti*, bien que de telles structures axiales "épineuses" aient été renseignées chez *Dorlodotia briarti* (Poty, 1975b; 1981). *D. euxinensis* est facilement distinguable des autres espèces du genre par sa taille importante. Les individus juvéniles de diamètre plus faible pourraient être confondus avec *D. briarti*, mais la structure axiale de cette dernière est plus faiblement développée.

Origine et évolution. *Dorlodotia euxinensis* est probablement issu de *D. briarti* par hétérochronie. Les polypiérites juvéniles de *D. euxinensis* (le descendant) sont morphologiquement semblables aux individus matures de *D. briarti* (l'ancêtre). Il s'agit donc d'une pérarmorphose. *D. euxinensis* résulte d'une hypermorphose par sur-développement de certains caractères de son ancêtre: accroissement de la taille des polypiérites et du dissépimentarium, complexification de la structure axiale, allongement des septes, augmentation des épaississements, menant à l'apparition de formes hypertrophiées (Denayer, 2011, Figure 4-50).

Distribution. *D. euxinensis* est présent dans le Moliniacien supérieur dans les coupes de Kokaksu, Gökgöl, Ulutam, Kisla et Süzek, en association avec *Siphonodendron martini*, *S. ondulosum*, *Lithostrotion potii*, *Dorlodotia briarti* et *Palaeosmilia purchisoni*, dans la Zone à *Ceriodotia* et dans la biozone à foraminifères MFZ11B de Hance et al. (2011).

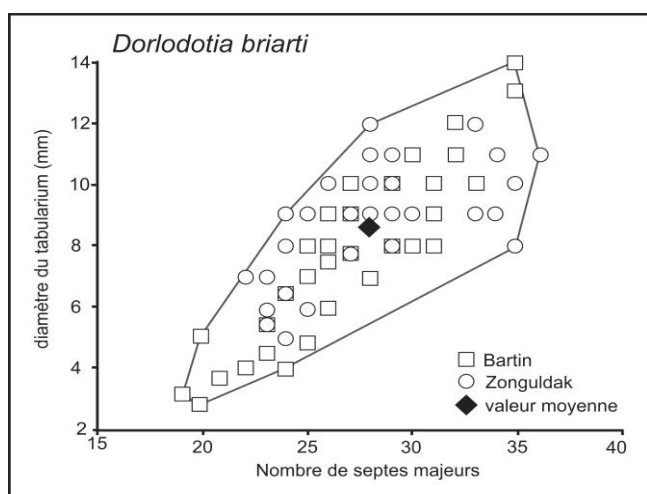


Figure 4-40: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Dorlodotia euxinensis*.

GENRE *CERIODOTIA* DENAYER 2011

Espèce-type. *Ceriodotia bartinensis* Denayer, 2011, Viséen de Bartin, Nord-Ouest de la Turquie.

Diagnose. Colonie cérioïde dont les polypiérites présentent la même morphologie que ceux du genre *Dorlodotia*. Septes majeurs retirés de l'axe. Septes mineurs non développés. Structure axiale composée d'une lame épaissie portant parfois des lamelles radiaires courtes, en forme d'épine et des bords des planchers redressés. Grandes dissépinements transeptaux. Dissépinements interseptaux simples concentriques dont la rangée la plus interne épaissie en muraille interne. Planchers complets, coniques ou en forme de tente, plats là où la columelle est absente. Muraille épaisse et festonnée. Bourgeonnement latéral, non-parricidal, dans la partie périphérique du dissépinementarium.

Discussion. *Ceriodotia* Denayer 2011 est certainement apparenté à *Dorlodotia* Salée 1920 (voir la diagnose de ce genre). L'espèce-type, *Ceriodotia bartinensis* Denayer 2011, est probablement issue de *Dorlodotia euxinensis* Denayer 2011 dont les colonies sub-cérioïdes sont très semblables (dimensions, tabularium et dissépinementarium identiques, voir discussion de *C. bartinensis*). De nombreux coraux coloniaux, ressemblant à *Ceriodotia* (colonies cérioïdes, dissépinements transeptaux, structure axiale simple) ont souvent été confondus. *Ceriodotia* possède un ensemble de caractères non rencontrés dans les genres *Thysanophyllum*, *Stelechophyllum*, *Petalaxis*, *Acrocyathus* et *Lithostrotionella*.

- *Thysanophyllum* Nicholson & Thomson 1876 possède un ratio nombre de septes sur diamètre plus élevé que *Ceriodotia*, les septes mineurs y sont développés, la columelle est plus fine et très discontinue, souvent absente et les dissépinements interseptaux sont plus communs. Selon Poty et Hecker (données inédites...), *Thysanophyllum* est la forme cérioïde de *Koninckophyllum* coloniaux (voir discussion de ce genre). *Thysanophyllum* est un genre du Viséen supérieur (Brigantien).
- *Stelechophyllum* Tolmachev 1933 diffère de *Ceriodotia* par ses septes mineurs bien développés, ses septes majeurs longs et fins, sa columelle très fine et son bourgeonnement axial. *Stelechophyllum* n'est connu que dans le Tournaisien inférieur.
- *Petalaxis* Milne-Edwards & Haime 1852 diffère de *Ceriodotia* par son tabularium biforme, ses planchers plats, ses septes mineurs développés et sa columelle connectée au septes antipode dans les stades matures. De plus, *Petalaxis* est un genre du Carbonifère supérieur et du Permien, dont les plus anciens représentants sont bashkiriens (Kossovaya, 1998). Les espèces du groupe *P. simplex*, décrites dans le Viséen supérieur et le Serpukhovien d'Amérique du Nord, ont été initialement décrites sous le nom *Lithostrotionella* par Yabe & Hayasaka (1915) et Hayasaka (1936).
- Le genre *Lithostrotionella* Yabe & Hayasaka 1915, considéré par ses auteurs comme sous-genre de *Lithostrotion*, n'a jamais été bien cerné. Le genre a été utilisé pour désigner des coraux cérioïdes à columelle et dissépinements transeptaux. Il en résulte un foisonnement de formes dissemblables et sans lien phylétique. Hill (1981) déconseille d'ailleurs l'utilisation du genre. Sando (1983) a revu le genre *Lithostrotionella* et a réparti les espèces décrites dans les genres *Aulostylus* Sando 1976, *Stelechophyllum* Tolmachev 1933, *Petalaxis* Milne-Edwards & Haime 1852 et *Acrocyathus* d'Orgigny 1849. Nous renvoyons à Sando (1983) pour la discussion et la comparaison de ces genres. Les types de Yabe & Hayasaka sont perdus, mais les figurations dues à Minato & Kato (1975) ont conduit Poty (inédit) à suggérer que *Lithostrotionella* est la forme cérioïde d'*Heterostrotion* Poty & Xu 1996.

- *Acrocyathus* d'Orbigny 1849 partage avec *Ceriodotia* des planchers complets coniques ou en forme de tente ainsi qu'une columelle épaissie et indépendante du septe antipode. Cependant, *Acrocyathus* montre communément un habitus fasciculé, un second ordre de septes bien développé, un tabularium biforme et une fossule cardinale accueillant un septe cardinal plus court. Easton (1973) puis Sando (1983) ont révisé le genre et émendé la diagnose. Sando (1983) attribue à *Acrocyathus* des espèces nord-américaines, russes, chinoises et ukrainiennes (Figure 4-49). Si les premières sont clairement des *Acrocyathus* (*A. floriformis* d'Orbigny 1849 et espèces proches), certaines formes russes et chinoises présentent une morphologie particulière (développement de deux ordres de septes et de dissépiments) en marge avec la définition d'*Acrocyathus* ("*Acrocyathus*" et *Acrocyathus?* dans Sando, 1983).
- *Eolithostrotionella* Zhizhina 1955 est également un nom en perdition car partiellement tombé en synonymie avec *Acrocyathus* d'après les travaux de Sando (1983). La révision publiée par Hecker (2012) transfère vers *Ceriodotia* les taxons suivants (Tableau 4-9): *Eolithostrotionella grechovkae* Degjarev 1973 du Viséen supérieur du flanc oriental du Sud de l'Oural, *Eolithostrotionella utkae* Degtjarev 1973 du Viséen moyen du flanc occidental de l'Oural Central, *Protolonsdaleia tenuis* Zhizhina in Vassiljuk & Zhizhina 1978 du Viséen inférieur du Bassin du Donets, *Thysanophyllum druzhininae* Degtjarev 1973 et *Thysanophyllum* cf. *minus* Thomson 1880 du Viséen inférieur et moyen du flanc occidental de l'Oural Central. *Eolithostrotionella cystosa* Zhizhina 1960, *E. lissitzini* Zhizhina 1960 et *E. rotai* Zhizhina 1960 du Viséen supérieur du Bassin du Donets sont morphologiquement très semblables à *Ceriodotia*, excepté le développement variable des septes mineurs. Comme le suggère Hecker (2012), le genre *Eolithostrotionella* devrait être conservé pour désigner les formes à septes mineurs.

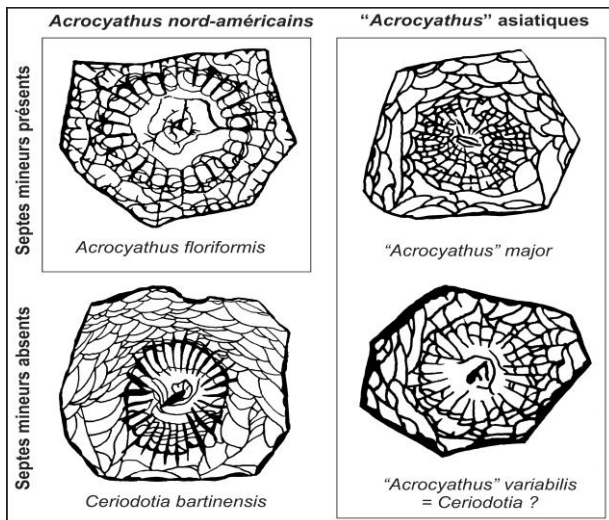


Figure 4-41: Comparaison des morphologies des polypierites chez *Ceriodotia*, *Acrocyathus* (sens stricto, formes nord-américaines) et "*Acrocyathus*" asiatiques dont certaines espèces pourraient être classées dans le genre *Ceriodotia*. Explications dans le texte. *Acrocyathus floriformis* redessiné de Sando (1962, pl. 5, fig. 1), "*Acrocyathus*" major redessiné de Wu & Zhao (1989, pl. 33, fig. 1a), "*Acrocyathus*" variabilis redessiné de Wu & Zhao (1989, pl. 35, fig. 5).

En conclusion, le genre *Ceriodotia*, créé pour les formes cérioïdes proches de *Dorlodotia* est caractérisé par:

- un habitus cérioïde,
- des septes mineurs non développés,
- un dissépimentarium composé de dissépiments transeptaux et interseptaux,
- une muraille interne formée par épaissement de la rangée la plus interne du dissépimentarium,
- une structure axiale formée d'une columelle épaissie portant parfois des lamelles radiaires,
- des planchers complets coniques ou en forme de tente,
- un bourgeonnement latéral non-parricidal avec des bourgeons se développant dans les dissépiments transeptaux.

taxons	SM	sm	diam ext	diam tabul	dissep.	Sando 1983	Hecker 2012
<i>Ceriodotia bartinenis</i> Denayer 2011	27-36	0	15-30	10-25	large		
<i>Ceriodotia petalaxoides</i> Denayer 2011	14-21	0	7-16	4-8	large		
<i>Protolonsdaleia tenuis</i> Zhizhina in Vasiljuk & Zhizhina 1978	18-20	0	12-16	5-6	large		<i>Ceriodotia tenuis</i>
<i>Protolonsdaleia mariupolensis</i> Lissitzin 1925 sensu Vasiljuk 1960	25-27	1	13-20	6,5-10	large		<i>Eolithostrotionella zhizhinae</i>
<i>Protolonsdalei intermedia</i> Lissitzin 1925 sensu Vasiljuk & Zhizhina 1978	19-24	1	11-17	5-6	étroit		<i>Eolithostrotionella intermedia</i>
<i>Lonsdaleia longiseptata</i> Lissitzin 1925	24-32	1	15-20	5-9	large		<i>Eolithostrotionella longiseptata</i>
<i>Thysanophyllum druzhininae</i> Degtjarev 1973	22-25	0	15-20	7-10	étroit		<i>Ceriodotia druzhininae</i>
<i>Thysanophyllum cf. minus</i> Thomson 1880 sensu Degtjarev 1973	22-25	0	15-20	7-10	étroit		<i>Ceriodotia druzhininae</i>
<i>Eolithostrotionella grechovkae</i> Degtjarev 1973	18-20	0	10-12	5,5-7	large	<i>Acrocyathus? grechovkae</i>	<i>Ceriodotia grechovkae</i>
<i>Eolithostrotionella utkae</i> Degtjarev 1973	21-25	0	10-15	5,5-8	étroit	<i>Acrocyathus utkae</i>	<i>Ceriodotia utkae</i>
<i>Eolithostrotionella zhizhinae</i> Vasiljuk	25-27	1	13-20	6,5-10	large	<i>Acrocyathus? zhizhinae</i>	<i>Eolithostrotionella zhizhinae</i>
<i>Eolithostrotionella lissitzini</i> Zhizhina in Bulvanker et al 1960	18-25	0	15-20	7-10	étroit	<i>Acrocyathus lissitzini</i>	<i>Eolithostrotionella lissitzini</i>
<i>Eolithostrotionella cystosa</i> Zhizhina in Bulvanker et al 1960	28-38	1	20-30	10-15	étroit	<i>Acrocyathus cystosus</i>	<i>Eolithostrotionella cystosa</i>
<i>Eolithostrotionella rotai</i> Zhizhina in Bulvanker et al 1960	22-26	0	15-20	8-12	étroit	<i>Acrocyathus rotai</i>	<i>Eolithostrotionella rotai</i>
<i>Lithostrotionella hsujiulingi</i> Yoh 1961	16	1	6	3	étroit	<i>Acrocyathus hsujiulingi</i>	
<i>Lithostrotion (Lithostrotionella) unicum</i> Yabe & Hayazaka 1915	22-26	1	7	3,5	étroit	<i>Acrocyathus? unicus</i>	

Tableau 4-9 (page précédente): Caractères et attribution générique des espèces attribuées à *Ceriodotia*, *Acroclyathus* et *Eolithostrotionella* (Denayer, 2011; Hecker, 2012; Sando, 1983).

Origine et évolution. *Ceriodotia* descend vraisemblablement de *Dorlodotia*. Les polypiérites de l'espèce type, *C. bartinensis*, ont presque tous les caractères de ceux de *Dorlodotia euxinensis* excepté leur habitus (voir discussion de cette espèce ci-après). Il est envisageable que l'évolution conduisant *Dorlodotia* à *Ceriodotia* s'apparente de la néoténie (Denayer, 2011). En effet, on observe un retard du développement des stades les plus matures: allongement des septes, développement de la structure axiale et surtout un retard de la séparation du polypiérite-fille de son parent, menant à un habitus cérioïde. Ce phénomène est comparable au développement par hétérochronie de *Lithostrotion araneum* à partir de *Siphonodendron ondulosum*, tel que l'a décrit (Poty, 1993; 2011). Les deux espèces décrites dans le Moliniacien supérieur de Turquie, *C. bartinensis* et *C. petalaxoides* forment probablement une lignée pedomorphique, les polypiérites adulte de l'espèce plus jeune (*C. petalaxoides*) étant similaires aux polypiérites juvéniles de l'ancêtre (*C. bartinensis*, voir ci-après et Figure 4-50).

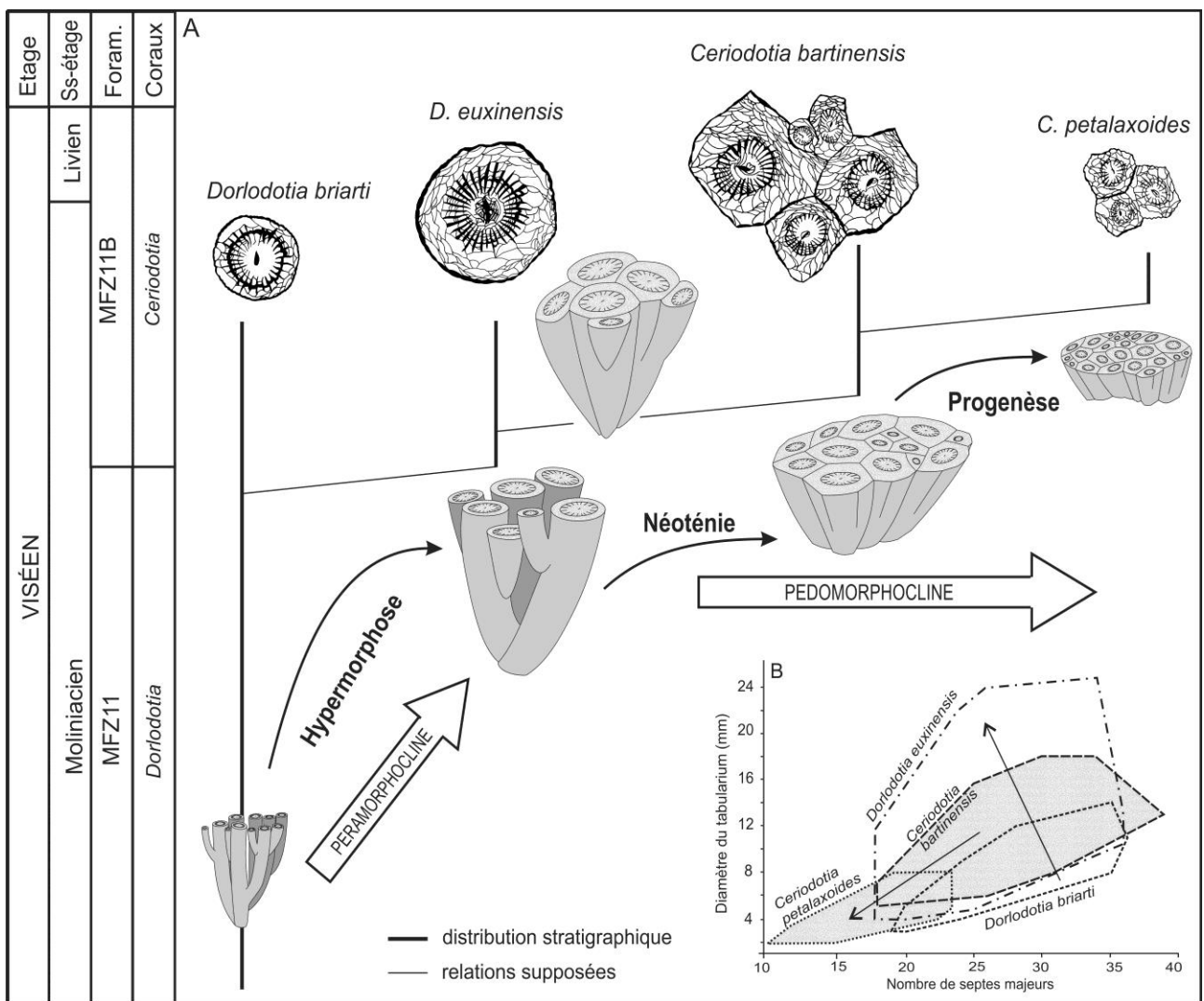


Figure 4-50: A: Distribution stratigraphique des espèces de *Dorlodotia* et *Ceriodotia* du Moliniacien de Zonguldak et Bartın, et relations phylétiques supposées entre ces taxons. B: diagramme de distribution du diamètre du tabularium (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs pour ces quatre espèces. Les flèches représentent la lignée *D. briarti* - *D. euxinensis* - *C. bartinensis* - *C. petalaxoides*. Explications dans le texte.

***Ceriodotia bartinensis* Denayer 2011**

Planche 36, figure 7; planche 37, figures 1-4; planche 38, figures 1-5.

* 2011 *Ceriodotia bartinensis* Denayer, p. 1445, fig. 10.

Holotype. Colonie SR.5.7 - Bartın 2010, coupe de la rivière Süzek (Nord-Ouest de la Turquie), Moliniacien supérieur, collection de Paléontologie animale de l'Université de Liège.

Matériaux. Treize colonies et fragments de colonies: 7 provenant de la coupe de Süzek, 5 de Kokaksu et 1 de Gökgöl. Détails en Annexe 1.

Diagnose. Large *Ceriodotia* de 15 à 30 mm de large pour un tabularium de 15 à 20 mm, possédant 27 à 30 septes majeurs. Dissépimentarium aussi large que le tabularium, composé de larges dissépiments transeptaux et interseptaux. Structure axiale formée d'une lame épaisse portant de rares lamelles radiaires et de planchers axiaux redressés vers la columelle. Septes, columelle et muraille très épais.

Description.

Caractères externes. Les plus grandes colonies observées mesurent 20 cm de haut et jusqu'à 50 cm de diamètre. Les colonies sont cérioïdes, les polypiérites polygonaux possédant 4 à 8 côtés. Le calice est profond de 1 à 4 mm tandis que la bosse calicinale formée par la structure axiale s'élève d'environ 1 mm, les planchers s'inclinant depuis la structure axiale vers la périphérie du tabularium.

Caractères internes en coupe transversale. La largeur des polypiérites est de 15,3 mm en moyenne (médiane: 14 mm, maximum: 33 mm). Le diamètre du tabularium est de 8,2 mm en moyenne (médiane: 8 mm, maximum: 14 mm). Le nombre de septes majeurs est, en moyenne, de 25 (médiane: 24, maximum: 39, Figure 4-51). Les septes majeurs sont courts (1,5 à 3 mm), s'étendent dans le tabularium et certains dépassent dans le dissépimentarium. Leur base est cunéiforme si le septes repose sur un dissépiment transeptal mais reste pointue lorsque le septes dépasse dans le dissépimentarium. Les septes sont généralement droits mais peuvent être légèrement sinueux dans le tabularium. Leurs terminaisons axiales se courbent vers le septes cardinal dans les quadrants cardinaux et vers le septes antipode dans les quadrants antipodes. Ils sont épaissis, surtout à proximité de la muraille interne, excepté dans les stades juvéniles. Le septes antipode est plus long et connecté à la columelle dans les stades juvéniles mais a tendance à s'en détacher dans les stades plus matures. Les septes mineurs ne sont pas développés. La fossule cardinale est indistincte. La columelle est une lame longue de 2,5 mm, très épaisse (1,5 mm), de section elliptique, parfois tordue. Elle porte rarement quelques lamelles radiaires. Le dissépimentarium est large (environ la moitié du diamètre), il contient 2 à 6 rangées (1 à 2 dans les stades les plus jeunes) de dissépiments transeptaux et 1 à 3 rangées de dissépiments interseptaux simples, la rangée la plus interne étant épaissie et formant une muraille interne. La muraille externe est épaisse (0,4 à 0,6 mm) et onduleuse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, en forme de tente ou de cloche, très redressés vers la columelle et abaissés vers le dissépimentarium. Il y a 10 à 14 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont larges (2 à 6 mm) et hauts d'environ 1 mm. Ils sont inclinés vers le tabularium avec un angle de 60°. Il y a 8 à 12 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. La variabilité affecte les épaississement des septes, de la rangée interne du dissépimentarium et de la muraille. La columelle montre une forme relativement homogène d'un individu à l'autre et change peu (sinon en épaisseur) au cours de la croissance. Les colonies provenant de Kokaksu possèdent des polypiérites légèrement plus gros que ceux des colonies de Süzek et un

dissépimentarium plus large. Cela s'explique par l'abondance des bourgeons dans les colonies récoltées dans la coupe de Süzek, l'espace disponible pour la croissance des polypiérites est donc réduit et ceux-ci montrent une taille proportionnellement inférieure.

Croissance. Le bourgeonnement est latéral et non-parricidal. Les bourgeons apparaissent dans la partie périphérique du dissépimentarium. La muraille se forme en premier, donnant au bourgeon l'aspect d'un dissépiment transeptal épaissi en coupe transversale. Des septes courts et tortueux apparaissent ensuite alors que le bourgeon est latéralement comprimé et toujours inclus dans le dissépimentarium du polypiérite-mère. Les dissépiments et la columelle sont les derniers éléments à se former alors que le polypiérite-fille se sépare de son parent. Dans certaines coupes, jusqu'à huit bourgeons simultanés ont été observés dans le même polypiérite-mère. Ce mode de bourgeonnement est similaire à celui décrit dans *Dorlodotia briarti* par Poty (1975b). De plus, la morphologie des polypiérites juvéniles de *C. bartinensis* rappelle fortement les individus matures de *C. petalaxoides* (Planche 38, figures 1d-e et Planche 39, figure 2).

Discussion. *Ceriodotia bartinensis* Denayer 2011 est ressemblé aux colonies sub-céριοïdes de *Dorlodotia euxinensis* Denayer 2011. Pris indépendamment, les polypiérites de *C. bartinensis* sont similaires à ceux de *D. euxinensis*. Cependant, les polypiérites de *C. bartinensis* sont légèrement plus petits que *D. euxinensis* (8,2 mm de diamètre moyen pour le premier, 11,1 mm pour le second) et possèdent moins de septes (25 et 30, respectivement). Ces derniers sont plus courts chez *C. bartinensis* et 2/3 de leur longueur se situe dans le dissépimentarium alors que chez *D. euxinensis* les septes s'étendent seulement sur la moitié de leur longueur dans le dissépimentarium. La structure axiale est également plus simple chez *C. bartinensis* alors qu'elle comporte des lamelles radiaires bien développées chez *D. euxinensis*. L'épaississement du squelette est également moins marqué chez *C. bartinensis*. *C. bartinensis* se distingue de *C. petalaxoides* Denayer 2011 par ses dimensions et sa complexité plus importantes.

Distribution. *Ceriodotia bartinensis* a été récolté dans un niveau d'environ 1,5 m d'épaisseur dans la partie médiane des calcaires bioclastiques à cherts de la Formation de Yılanlı, dans les coupes de Kokaksu (niveau K.7) et de Süzek (niveau SR.5), en association avec *L. potii* et *Palaeosmilia murchisoni*. Ces niveaux représentent le Moliniacien supérieur (biozone à foraminifères MFZ11B de Hance et al., 2011, voir discussion dans le chapitre stratigraphie).

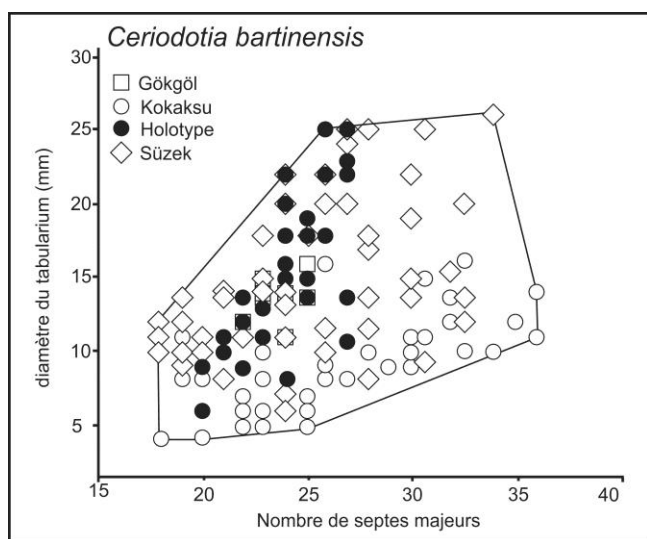


Figure 4-42: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Ceriodotia bartinensis*.

***Ceriodotia petalaxoides* Denayer 2011**

Planche 39, figures 1-5.

* 2011 *Ceriodotia petalaxoides* Denayer, p. 1448, fig. 12.

Holotype. Colonie K.5.5 - Zonguldak 2008, coupe de Kokaksu (Nord-Ouest de la Turquie), Moliniacien supérieur.

Matériaux. Douze colonies et fragments de colonies: 7 provenant de la coupe de Kokaksu et 5 de Süzek. Détails en Annexe 1.

Diagnose. Petit *Ceriodotia* d'un diamètre moyen du tabularium de 4 à 5 mm. Septes majeurs au nombre de 17 à 19. Septes mineurs non développés. Columelle composée d'une lame axiale courte, souvent connectée au septe antipode dans les stades juvéniles, parfois onduleuse. Dissépimentarium composé de 2 à 4 rangées de dissépiments transeptaux et de 1 à 2 rangées de dissépiments interseptaux. Planchers coniques ou en forme de tente. Muraille épaisse et festonnée.

Description.

Caractères externes. Les colonies sont massives, hémisphériques ou aplaties. Les plus grandes, observées dans la coupe de Kokaksu, mesurent jusqu'à 60 cm de diamètre pour une vingtaine de centimètres de hauteur. Les polypiérites sont polygonaux et possèdent 4 à 8 côtés. Le calice est profond de 1 à 2 mm, la bosse calicinale est composée de planchers redressés vers la columelle et dépasse de 0,5 à 1 mm du fond du calice. Une gouttière périphérique profonde de 0,5 mm borde le tabularium.

Caractères internes en coupe transversale. La largeur en diagonale des polypiérites est en moyenne de 7,2 mm (médiane: 7 mm, maximum: 16 mm) pour un tabularium de diamètre moyen de 4,4 mm (médiane: 4 mm, maximum: 8 mm). Les septes majeurs sont, en moyenne, au nombre de 17 (médiane: 17, maximum: 23, Figure 4-52). Ils sont courts (2,5 à 3 mm au maximum), sinueux et épaissis près du bord interne du dissépimentarium (au maximum 0,2 mm). Ils sont fusiformes et leur base est cunéiforme si le septe repose sur un dissépiment transeptal mais pointue s'il dépasse dans le dissépimentarium. Le septe antipode est généralement plus long et plus sinueux. Il est assez souvent connecté à la columelle. Les septes mineurs ne sont pas développés. La structure axiale est une simple columelle droite ou tortueuse portant de rares lamelles radiaires en forme d'épine courte. Le stéréoplasme n'est pas toujours présent et son épaisseur ne dépasse jamais 0,1 mm. Quelques planchers axiaux très redressés ont été observés chez certains individus. Le dissépimentarium est composé de 2 à 4 rangées de larges dissépiments transeptaux et de 1 à 3 rangées de petits dissépiments interseptaux concentriques, très peu épaissis. La fossule cardinale est indistincte. La muraille extérieure est épaisse de 0,4-0,5 mm et onduleuse.

Caractères internes en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, coniques ou en forme de tente. Ils sont serrés, 25 à 30 d'entre eux occupant un tronçon vertical de 10 mm dans un polypiérite. Les dissépiments sont larges de 2 à 4 mm et hauts de 1 à 1,5 mm. Ils sont modérément inclinés (45° à 50°). On compte 12 à 15 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm. La columelle apparaît sinueuse en coupe longitudinale.

Variabilité. La variabilité est assez faible. Elle affecte surtout le développement de la columelle. Elle se compose habituellement d'une fine lame droite ou tortueuse mais peut se limiter à un septe antipode allongé ou être absente. Les septes sont généralement droits mais certains polypiérites montrent des

septes sinueux dans le tabularium. Certaines colonies montrent des dissépiments très plats et des septes très retirés (Planche 39, figure 2).

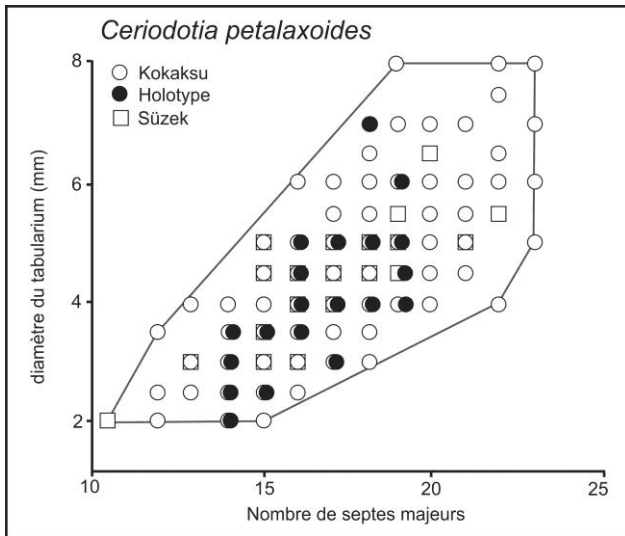


Figure 4-52: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Ceriodotia petalaxoides*.

Croissance. Le bourgeonnement est latéral et non-parricidal. Il prend place dans les dissépiments transeptaux. Les bourgeons sont petits et latéralement comprimés. Ils ont la forme de dissépiments transeptaux en coupe transversale. Les septes apparaissent tôt (bourgeon de moins de 3 mm de large), ils sont courts et sinueux. Les premiers dissépiments sont des transeptaux et apparaissent alors que le bourgeon est encore elliptique en coupe transversale et inclu dans le dissépimentarium du polypiérite-mère. Lorsque le bourgeon devient plus circulaire, le septes antipode s'allonge vers l'axe et donne naissance à la columelle. Un cas unique de division axiale bipartite a été observé (cas pathologique?).

Discussion. Cette espèce est caractérisée par ses polypiérites de petite taille permettant de la distinguer de *Ceriodotia bartinensis* Denayer 2011. Cependant, les stades juvéniles de ce dernier sont très semblables aux stades matures de *C. petalaxoides* Denayer 2011. Celui-ci montre néanmoins des septes plus longs et une columelle mieux marquée. La confusion est possible avec certaines petites espèces du genre *Petalaxis* Milne-Edwards & Haime 1852, notamment les espèces du groupe *P. simplex* Hayasaka 1920 simples morphologiquement. *C. petalaxoides* s'en distingue aisément par ses planchers coniques ou en tente et sa columelle indépendante du septes antipode dans les stades matures (voir discussion du genre *Ceriodotia*).

Origine et évolution. *C. petalaxoides* est très probablement issu de *C. bartinensis* via un processus de pedomorphose. En effet, les individus matures de *C. petalaxoides* ressemblent fortement aux individus juvéniles de *C. bartinensis* (Figure 4-50). La diminution de taille et de complexité des polypiérites de *C. bartinensis* vers *C. petalaxoides* indique l'arrêt de croissance du descendant et la perte des stades plus avancés présents chez l'ancêtre. Il s'agit vraisemblablement d'un processus de progenèse. Le même phénomène a été décrit dans la lignée des *Lithostrotion* par Poty (1993).

Distribution. *C. petalaxoides* est commun dans les calcaires bioclastiques de la Formation de Yılanlı représentant le Moliniacien supérieur (zone à *Ceriodotia* et biozone à foraminifères MFZ11B de Hance et al., 2011) dans les coupes de Kokaksu et Süzek, en association avec *Siphonodendron martini*, et *Palaeosmia murchisoni* quelques mètres au-dessus du niveau à *Lithostrotion potii* et *Ceriodotia bartinensis*.

GENRE *CORPHALIA* POTY 1975

Espèce-type. *Corphalia mosae* Poty 1975, Viséen inférieur de Corphalie, vallée de la Meuse, Belgique.

Diagnose. Petit corail solitaire cératoïde puis cylindroïde à dissépimentarium bien développé, composé de dissépiments interseptaux simples, souvent épaissis et de quelques dissépiments transeptaux irréguliers. Septes majeurs courts, septes mineurs non développés ou rudimentaires. Pas de structure axiale mais septes antipode parfois allongé vers l'axe. Planchers complets et sub-horizontaux. Muraille externe épaisse, onduleuse, festonnée ou en arcature. D'après Poty (1981).

Discussion. Poty (1975a) signale déjà la ressemblance de *Corphalia mosae* Poty 1975 avec les individus juvéniles de *Dorlodotia briarti* Salée 1920. Poty (1981; 1993) fait de *Corphalia* un genre descendant de *Dorlodotia* par progenèse et donc l'abandon des derniers stades de croissance de l'ancêtre. Cependant, Le modèle de pedomorphose de Poty (1993) doit être renversé puisque la découverte de spécimens de *Corphalia* dans le Membre des Avins (Ivorien terminal, biozone à coraux RC4β1) montre que *Corphalia* est plus ancien que *Dorlodotia*. *Corphalia* semble pouvoir produire un bourgeonnement limité comme l'atteste le spécimen bourgeonnant figuré à la planche 40 (figure 8) et celui figuré par Poty et al. (2002) de Pologne. Le bourgeonnement est de faible ampleur (un seul polypiérite-fille) et ne semble pas produire de véritable colonie. Si le cas inverse se présentait (apparition de *Dorlodotia* ?), la révision de la position phylétique de *Corphalia* pourrait être affinée.

Origine et évolution. L'origine de *Corphalia* Poty 1975 est une question délicate. *Caninia* Michelin in Gervais 1840 est un genre relativement simple, plastique et offrant une diversité morphologique intéressante. Certains spécimens du Tournaisien supérieur de Tournai sont petits (diamètre inférieur à 7 mm), possèdent quelques dissépiments transeptaux, des septes majeurs courts, des septes mineurs réduits à des crêtes septales et une fossule cardinale effacée, c'est-à-dire une morphologie très proche de *Corphalia*. Force est de constater qu'à la fois *Caninia* et *Corphalia* sont des formes très simples et les caractères ne sont pas très nombreux pour pouvoir les comparer.

***Corphalia fourmarieri* (Charles, 1933)**

Planche 40, figures 2-8.

* 1933 *Diphyphyllum fourmarieri* Charles, p. 139, pl. 6, figs 45-46.

Lectotype. Désigné ici: spécimen IP-10861-11 de la collection Charles (conservée à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique), "Dinantien d'Asma, à environ 3 km au Sud-Est de Zonguldak [...] à environ 150 mètres en amont de la cascade qui sépare les calcaires des schistes et grès" (Charles, 1933, p. 140).

Plésiotypes. Spécimen KR.3.d.I de la coupe de Kokaksu (rive droite) - Zonguldak 2011; spécimen KR.3.3.I de la coupe de Kokaksu - Zonguldak 2011 et spécimen G.13.5.e.I de la coupe de Gökgöl - Zonguldak 2011.

Localité-type. La localisation donnée par Charles est imprécise: dans la vallée de Gökgöl près du hameau d'Asma, environ 3 km au Sud-Est de la ville de Zonguldak, Nord-Ouest de la Turquie.

Horizon-type. Position imprécise: Formation de Yılanlı, vraisemblablement dans les calcaires bioclastiques à oncoïdes et petits cherts exposés à la base de la coupe de Kokaksu (niveau KR.3) et près de la grotte de Gökgöl (niveau G.13.5), Ivorien terminal (biozone à foraminifères MFZ(7?)-MFZ8).

Matériaux. Une cinquantaine de spécimens provenant des coupes de Kokaksu et de Gökgöl. Détails en Annexe 1.

Diagnose. *Corphalia* de diamètre moyen de 5 mm pour une quinzaine de millimètres de haut, possédant 15 à 16 septes majeurs à base cunéiforme et épaissis. Septes mineurs non développés. Dissépimentarium composé d'une rangée incomplète de dissépiments interseptaux concentriques et d'une rangée incomplète de dissépiments transeptaux. Muraille épaisse et onduleuse. La description de Charles étant très superficielle, nous basons le diagnose sur l'observation de nos plésiotypes et du matériel récolté à Kokaksu et Gökgöl en plus du lectotype de la collection de F. Charles.

Description.

Caractères externes. Non observés, pratiquement tous les individus forment le nucléus de petits oncoïdes.

Caractères en coupe transversale. Les polypiers ont un diamètre externe moyen de 5,1 mm (maximum 6 mm), le tabularium occupant plus de 80 % du diamètre, soit un diamètre moyen de 4 mm. Les septes majeurs sont au nombre de 14 à 17 (moyenne: 15, Figure 4-53). Ils sont courts (un tiers du rayon du polypier), droits ou rarement sinueux, souvent épaissis à la base (cunéiforme). Les septes mineurs ne sont pas développés, sinon sous forme de replis de la muraille. Il n'y a ni fossule cardinale ni structure axiale. Le dissépimentarium est composé d'une rangée incomplète (souvent une demi-rangée) de dissépiments interseptaux simples concentriques, parfois épaissis et formant une muraille interne avec les septes majeurs épaissis. Les dissépiments transeptaux étroits forment une rangée périphérique incomplète et discontinue. La muraille est épaisse de 0,2 à 0,3 mm, onduleuse ou plus rarement festonnée.

Caractères en coupe longitudinale. Les polypières sont sub-cylindriques et mesurent 13 à 20 mm de haut. Les planchers sont complets, en forme de mesa, parfaitement plats dans la zone centrale du tabularium. Ils sont régulièrement espacés. On en compte 10 le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont très redressés (inclinés à plus de 70°), souvent verticaux. Ils mesurent 0,4 à 0,6 mm de large pour 1 à 1,2 mm de haut. Il y a 10 à 12 dissépiments le long d'une section verticale de 10 mm.

Variabilité. La variabilité intra-spécifique est restreinte à des variations de la longueur des septes et des épaississements. Le développement des dissépiments est variable mais homogène au sein de l'échantillon considéré. Un spécimen sur la cinquantaine observés montre un petit bourgeon latéral.

Discussion. Ces coraux, initialement décrit comme *Diphyphyllum fraiponti* par Charles (1933), sont des individus solitaires et non les polypières d'une colonie comme le supposait cet auteur. Un seul spécimen montre un bourgeonnement limité. Les caractères rencontrés chez ces coraux sont bien ceux du genre *Corphalia* tel que l'a défini Poty (1975a). Nos spécimens se distinguent de *C. mosae* Poty 1975 du Viséen inférieur de Belgique par un diamètre légèrement inférieur (5 mm contre 6 mm pour *C. mosae*) et un nombre de septes majeurs également plus faible (15 contre 17). De plus, la muraille est moins festonnée et le dissépimentarium plus irrégulier que chez l'espèce belge. *Corphalia* sp., provenant du Membre des Avins (Ivorien supérieur, Denayer et al., 2011), est plus large et compte plus de septes que les spécimens turcs. Notons qu'un individu de *Corphalia* montrant un bourgeon est signalé par Poty et al. (2002) dans le Tournaisien supérieur (zone RC4β1) de la Pologne.

Distribution. *C. fourmarieri* a été observé dans un niveau repère à oncoïdes, reconnu dans les coupes de Kokaksu et Gökgöl, daté par foraminifères de la biozone (MFZ7?-)MFZ8, soit le sommet de l'Ivorien (équivalent du Membre des Avins?). Il n'a pas été observé ailleurs jusqu'à présent.

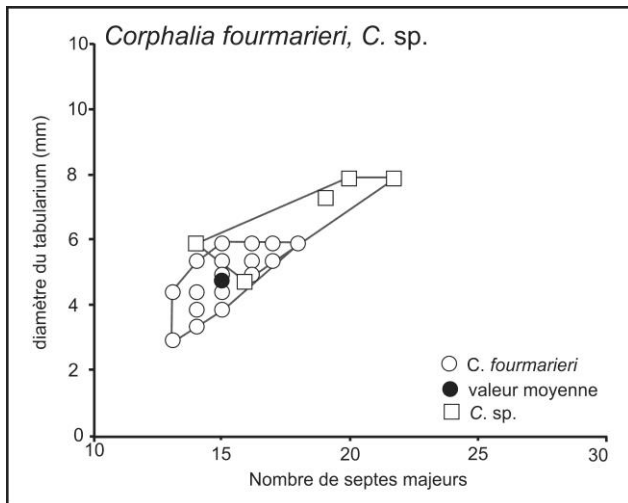


Figure 4-43: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Corphalia fourmarieri* et *Corphalia sp.*

Corphalia sp.

Planche 40, figures 9-10.

Matériaux. Deux spécimens provenant de la coupe de Topluca (5 c. t). Détails en Annexe.

Description.

Caractères externes. Non observés.

Caractères internes en coupe transversale. Les polypiérites ont un diamètre de 8 et 10 mm respectivement pour 22 et 24 septes majeurs (Figure 4-53). Ceux-ci sont courts et épais, leur base est cunéiforme. Les septes mineurs ne sont pas développés. Une fossule cardinale peu marquée a été observée dans l'un des spécimens. Le dissépimentarium est composé de 1 à 2 rangées de dissépiments transeptaux et une rangée incomplète de dissépiments interseptaux simples. La muraille est épaisse et en arcature.

Caractères internes en coupe longitudinale. Non observés.

Discussion. Ces deux spécimens appartiennent au genre *Corphalia*. Ils se distinguent de *C. fourmarieri* (Charles 1933) par des dimensions supérieures et un plus grand nombre de septes, ce qui les rapproche de *C. mosae* Poty 1975. Cependant leur muraille est également différente, les sillons septaux étant beaucoup en arcature que celle de *C. fourmarieri* et *C. mosae*. Le matériel peu abondant et mal préservé ne nous permet pas de discuter l'attribution spécifique.

Distribution. *Corphalia sp.* a été collecté dans la coupe de Topluca, dans les calcaires clairs à gros brachiopodes formant un niveau repère dans la région de Bartin. Ce niveau a été daté par foraminifères de la biozone (MFZ6?-)MFZ7, soit de la partie supérieure de l'Ivorien. *Corphalia sp.* serait donc légèrement plus ancien que *C. fourmarieri* et que les espèces belges.

GENRE *KWANGSIPHYLLUM* GRABAU & YOH 1931

Espèce-type. *Syringophyllum permicum* Grabau & Yoh 1931, Viséen du Guangxi, Sud-Est de la Chine.

Diagnose. Corail en colonie fasciculée, à tubules de connexion. Polypiérites cylindriques fins et longs. Septes majeurs courts, souvent interceptés à leur base par des dissépiments transeptaux. Septes mineurs peu développés, le plus souvent absents. Pas de columelle. Tabularium large, composé de planchers complets, horizontaux. Bourgeonnement latéral non-parricidal. D'après Hill (1981) et Xu (1996).

Discussion. Les relations entre *KwangsiPHYLLUM* Grabau & Yoh 1931 et *Dorlodotia* Salée 1920 sont explicitées dans la discussion de ce genre. Dans leurs thèses non publiées, Xu (1996) et Boland (2002) considèrent que *KwangsiPHYLLUM* est un sous-genre de *Dorlodotia*. Nous ne suivons pas leur opinion car selon nous, ce sont deux genres différents (voir la discussion de *Dorlodotia*). Hill (1981) intègre *KwangsiPHYLLUM* à la famille Lithostrotionidae, sous-famille des Diphyphyllinae, mais la morphologie des polypiérites ayant beaucoup de points communs avec les *Dorlodotia* Salée 1920 et *Corphalia* Poty 1975, nous rangeons ce genre dans notre nouvelle famille Dorlodotidae.

Origine et évolution. Pris indépendamment, les polypiérites de *KwangsiPHYLLUM* sont morphologiquement très proches des petits coraux solitaires caniniformes de type *Corphalia*. Ces derniers pourraient être à l'origine, par simple bourgeonnement, de colonies fasciculées. Le problème est similaire à l'origine des *Dorlodotia* déjà abordé dans le chapitre correspondant. *KwangsiPHYLLUM* est un genre relativement commun dans le Carbonifère du Sud-Est de la Chine. Xu (1996) a montré que parmi les nombreuses espèces décrites dans ce genre, seules quelques unes semblent valides et couvrent la variabilité de toutes les autres formes. *KwangsiPHYLLUM* est présent dès la base de la zone à *Dorlodotia* des auteurs chinois (Yü, 1931; Tan et al., 1987; Xu & Ye, 1993), dans le Viséen inférieur (équivalent du sommet de la biozone à coraux RC4β2 et zone RC5 de Poty et al., 2006).

KwangsiPHYLLUM chui Yü 1937

Planche 40, figure 1.

- * 1937 *KwangsiPHYLLUM (Spongophyllum) chui* Yü, p. 48, pl. 12, figs 3-4.
- 1963 *KwangsiPHYLLUM yüi* Ting, p. 82, pl. 30, fig. 1.
- 1982 *Thysanophyllum xinningense* Jiang, p. 134, pl. 87, fig. 5.
- 1982 *KwangsiPHYLLUM chui* Yü; Yan, p. 38, pl. 8, fig. 5.
- 1994 *KwangsiPHYLLUM chui* Yü; Xu & Ye, p. 48, pl. 7, fig. 2.
- 1996 *KwangsiPHYLLUM chui* Yü; Xu, p. 179, pl. 31, figs 2-3.
- 1997 *KwangsiPHYLLUM chui* Yü; Xu & Poty, pl. 2, fig. 4.

Matériaux. Nous n'avons récolté qu'une seule colonie dans la coupe de Kisla (Zonguldak). Détails en Annexe 1.

Diagnose. *KwangsiPHYLLUM* aux polypiérites de 2,5 à 6 mm de diamètre moyen pour 13 à 18 septes majeurs. Septes mineurs courts, formant des crêtes sur la muraille. Petits dissépiments interseptaux en rangées discontinues longitudinalement. Planchers plats ou surélevés en forme de méso.

Description.

Caractères externes. La colonie étant incluse dans la roche, les caractères externes ne sont pas connus.

Caractères en coupe transversale. Les polypiérites sont cylindriques, d'un diamètre moyen de 4,5 mm (maximum: 6,5 mm). Les septes majeurs sont au nombre de 11 à 19 (15 en moyenne, figure 4-54). Ils sont onduleux et longs mais retirés de l'axe du polypiérite, laissant une zone libre au centre, d'un diamètre équivalent à la moitié de celui du polypiérite. Les septes mineurs sont généralement représentés par des crêtes septales sur la muraille. Le dissépimentarium est composé de petits dissépiments interseptaux concentriques en rangées incomplètes. De très rares dissépiments transeptaux ont été observés. La fossule est très peu marquée. Il n'y pas de structure axiale. La muraille est épaisse (0,25 mm) et fortement en arcature, les sillons correspondant à la base des septes.

Caractères en coupe longitudinale. Les planchers sont complets, horizontaux, parfois plats mais le plus souvent en forme de méssa ou bombés, rarement concaves. Ils sont irrégulièrement distribués longitudinalement. Il y a 10 planchers le long d'une section verticale de 10 mm. Les dissépiments sont petits (0,8-1 mm de haut, 0,5 mm de large). Ils forment une file verticale discontinue le long de la muraille. Là où ils sont continus, on compte jusqu'à une douzaine de dissépiments par centimètre.

Croissance. Le bourgeonnement est latéral. Dans les premiers stades, le polypiérite-mère se déforme et une excroissance apparaît dans la partie extérieure du dissépimentarium. Une muraille se forme relativement tôt, isolant cette excroissance et de courts septes se développent ensuite dans le polypiérite-fille. Le bourgeon reste attaché au polypiérite-mère et acquiert progressivement une section circulaire. Dès lors, il se détache et pousse parallèlement aux autres polypiérites. Jusqu'à six bourgeons peuvent apparaître simultanément dans un même polypiérite.

Discussion. Ce spécimen appartient à *Kwangsiphyllum* Grabau & Yoh 1931. Parmi les espèces de *Kwangsiphyllum* décrites dans le Carbonifère inférieur, *K. permicum* Grabau & Yoh 1929 et *K. yui* (Ting 1963) montrent des dimensions semblables mais sont dépourvus de dissépiments et de septes mineurs, de même que *K. huanense* Xu 1977, qui est également plus gros (5 à 7 mm de diamètre). *K. chui* Yü 1937 possède des dissépiments et des septes mineurs sous forme de crêtes septales. Notre spécimen possède cependant une muraille épaisse et en arcature ainsi que des planchers plus irréguliers. N'ayant qu'un seul spécimen en notre possession, il est difficile d'estimer la valeur spécifique de ces deux derniers caractères qui sont occasionnels chez *K. chui* Yü 1937 (Xu, 1996).

Distribution. Hormis en Chine, *K. chui* n'est, jusqu'à présent, connu que dans le Viséen de Turquie. Il est le seul représentant du genre dans cette région.

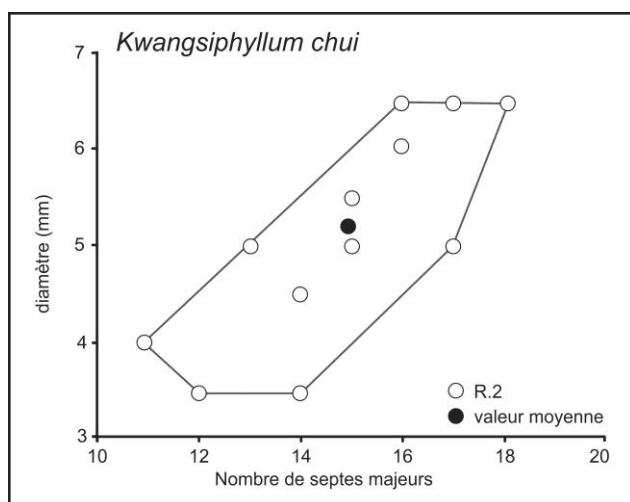


Figure 4-54: Diagramme de distribution du diamètre externe (en mm) en fonction du nombre de septes majeurs chez *Kwangsiphyllum chui*.

4 CONCLUSIONS

L'analyse des faunes coralliennes du Carbonifère inférieur de la Turquie, basée sur 580 spécimens et 1080 lames minces, a mis en évidence la présence de 87 espèces - dont 78 décrites pour la première fois en Turquie et 7 totalement nouvelles - appartenant à 46 genres - dont un nouveau. Si les faunes du Nord-Ouest de la Turquie sont les mieux connues, les données des autres régions sont plus fragmentaires. En effet, 53 espèces appartenant à 31 genres ont été reconnues dans les régions de Zonguldak et Bartın alors que seulement 15 espèces (10 genres) proviennent des Anatolides, 17 espèces (12 genres) des Taurides et 7 espèces (6 genres) de la région de Hakkari. Notre travail est le premier à notre connaissance à décrire et figurer les faunes de Hakkari. Celles des Taurides et des Anatolides n'étaient que vaguement connues tandis que celles du Nord-Ouest de la Turquie l'étaient d'avantage grâce à la monographie de Charles (1933).

Le travail de comparaison effectué pour la caractérisation du genre *Ceriodotia* a conduit à une révision partielle du genre *Dorlodotia* et des formes associées. Il en ressort que *Dorlodotia* est composé de deux ensembles d'espèces: les *Dorlodotia* "classiques" basés sur *D. briarti* et présents dans le Viséen inférieur d'Eurasie; et les *Dorlodotia* "asiatiques", basés sur *D. shaoyangense*, connus dans le Viséen inférieur et moyen d'Asie du Sud-Est. Plus que deux groupes d'espèces, nous considérons ces ensembles comme deux genres distincts: *Dorlodotia* et *Kwangisiphyllum*. Ces deux genres, ainsi que le nouveau genre cérioïde *Ceriodotia* et *Corphalia* sont regroupés dans la nouvelle famille Dorlodotidae intégrée au sous-ordre des Lithostrotionina.

Nous avons pu mettre en évidence les plus anciens représentants du genre *Lithostrotion*, *L. potii* dans la partie terminale du Moliniacien où ils forment, avec les *Ceriodotia*, une association inédite. *Caninophyllum charli* de l'Hastarien de Zonguldak est peut-être l'un des plus anciens représentants du genre, tout comme l'est *Kueichouphyllum alborensense* dans l'Ivorien des Taurides.

4.1 LA ZONE D'ISTANBUL-ZONGULDAK

Le Strunien y est dominé par *Campophyllum* auquel est associé *Bounophyllum*, *Pseudoendophyllum*, *Amplexocarinia* et des stromatopores. Mis à part les *Pseudoendophyllum*, l'association est très semblable à celle connue dans le Strunien de Belgique et particulièrement à celle des faciès à stromatopores de la vallée de la Vesdre.

Le Tournaisien est pauvre en coraux pour des raisons de faciès. *Uralinia simplex* et *Caninophyllum charli* sont les seules formes connues dans l'Hastarien. *Corphalia fourmarieri*, *Corphalia* sp., *Amygdalophyllum* sp., *Uralinia* cf. *multiplax*, *Caninia* sp. B, "*Lophophyllum*" *konincki*, *Cyathaxonia cornu* et *Cyathoclisia uralensis* sont présents dans l'Ivorien.

Le Moliniacien (Viséen inférieur) est riche et dominé par les coraux coloniaux *Siphonodendron ondulosum* et *Dorlodotia briarti*, comme en Europe de l'Ouest. La partie tout à fait supérieure du Moliniacien est caractérisée par un assemblage remarquable composé de *Siphonodendron martini*, *Dorlodotia euxinensis*, *Ceriodotia bartinensis*, *C. petalaxoides*, *Lithostrotion potii*, *Palaeosmilia murchisoni*, *Clisiophyllum multiseptatum*, *Siphonophyllia* sp. A et Gen. nov. *B. columnariformis*.

Le Warnatien inférieur (Viséen supérieur) est dominé par *Siphonodendron asiaticum*, *S. martini*, *S. irregulare*, *S. pauciradiale*, *S. rallii*, *S. scaleberense*, *S. kleffense* et *S. cf. kleffense*, *Lithostrotion* sp., *Koninckophyllum interruptum*, *Clisiophyllum* aff. *keyserlingi*, *Siphonophyllia sibly*. Le Warnantien

supérieur (zone à *Palastrea konincki*) comporte, en plus des espèces citées *Lithostrotion decipiens*, *Pseudozaphrentoides cf. judii*, *Nemistium cf. affine*, *Corwenia cf. vaga* et *Palastrea konincki*.

4.2 LES ANATOLIDES

La faune asbienne des Anatolides est composée de *Siphonodendron irregulare*, *S. pauciradiale*, *S. cf. intermedium*, *Espielia tauridensis*, *Lithostrotion maccoyanum*, *L. vorticale*, *L. araneum*, *Palaeosmia murchisoni*, *P. multiseptata*, *Axophyllum pseudokirsopianum*, *Clisiophyllum sp.*, *Amygdalophyllum sp.*, Gen. nov. A aff. *Soshkineophyllum sp.*, *Rotiphyllum cf. densum* et *Amplexocarinia aff. cravenense*. Les faunes plus anciennes ne sont pas connues.

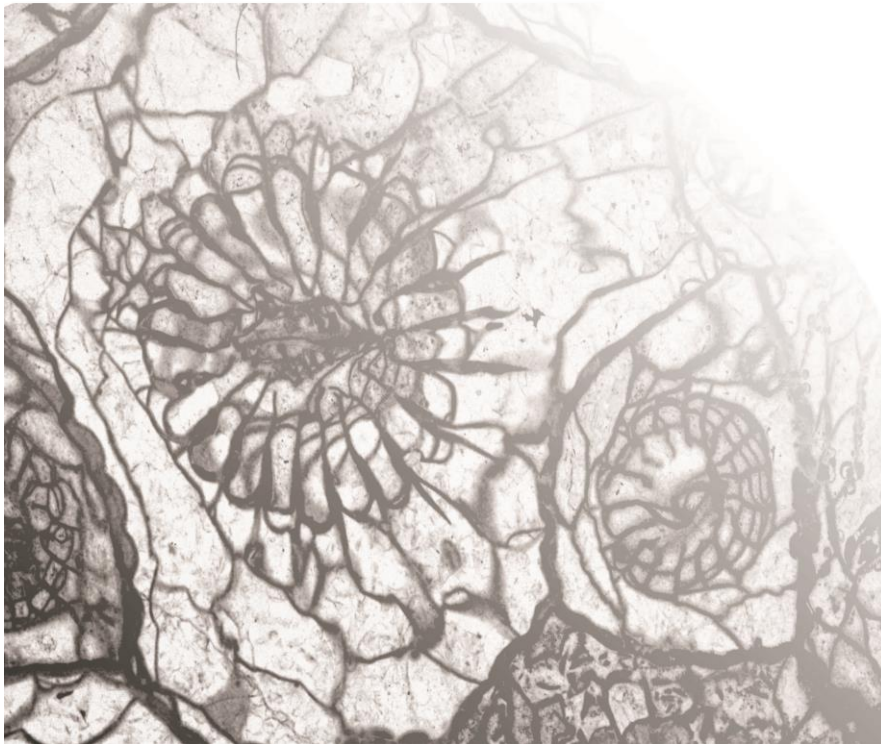
4.3 LES TAURIDES

Le Tournaisien supérieur et le Viséen inférieur sont relativement pauvres et dominés par des formes solitaires. Il s'agit, dans les faciès mixtes, de *Proheterelasma omaliusi*, *Zaphrentites delanouei*, *Uralinia cf. lobata*, *Uralinia multiplex*, *Siphonophyllia sp. B*, *Siphonophyllia sp.*, *Caninia cornucopiae*, *Calmiussiphyllum sp.*, *Caninophyllum sp.* et *Keyserlingophyllum obliquum*. Les faciès calcaires ont livrés *Kueichouphyllum alborense*, *K. cf. yabei*, *K. sp.*, *Keyserlingophyllum cf. obliquum*, *Amygdalophyllum kalawchense* et *Eokoninckocarinia gemmina*.

4.4 LA RÉGION DE HAKKARI

La faune, très pauvre, est dominée par des petits coraux solitaires non disséminés (*Rotiphyllum cf. simulatum*, *Zaphrentites parallela*, *Amplexizaphrentites zapense*, *A. sp.*, *Ufimia sp.*) associés à *Caninia aff. cornucopiae* et cf. *Gorizdronia sp.*

V. Stratigraphie



1

INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Le premier à avoir travaillé sur le Carbonifère de la région de Zonguldak et de Bartın est Ralli (1895) qui y a identifié le Viséen par ses macrofossiles (coraux, brachiopodes, goniatites). Plus tard, Charles (1933) réalisa dans cette région une étude plus poussée du Dévonien et du Carbonifère. Il reconnut dans les coupes de Gökgöl les zones à coraux anglaises D1 et D2 du Viséen supérieur et tenta quelques corrélations avec le Carbonifère de la Plate-forme russe et la Belgique. Les derniers travaux traitant de la stratigraphie du Carbonifère inférieur de Zonguldak sont ceux de Dil (1975, 1976). Celui-ci, élève de R. Conil, proposa une biostratigraphie basée sur les foraminifères. Il y a reconnu les zones belges Fa2d et Tn1 (Strunien), Tn2-3 (Tournaisien), V1a et V1b-V2a (Viséen inférieur), V2b-V3a (Viséen moyen, avec doutes), et V3b (Viséen supérieur).

Dans les Anatolides, aucune étude stratigraphique n'a été réalisée à notre connaissance. Seul Özgül (1997) identifie le Viséen en se basant sur les macro- et microfaunes dans son travail sur la géologie du Taurus central. Ekmek & Kozur (1999) tentèrent de dater un niveau calcaire de la Formation de Kongul, dans les Anatolides centrales, par identification d'un seul conodonte (et plusieurs fragments...) qu'ils attribuèrent au Moscovien. La stratigraphie des Anatolides dans la Péninsule de Karaburun est un peu mieux connue mais basée sur des guides pélagiques (conodontes, radiolaires Kozur, 1998).

La stratigraphie des Taurides a fait l'objet de travaux à grande échelle: Lys (Dumont & Lys, 1973; Lys, 1986), Argyriadis (Brunn et al., 1976; Argyriadis, 1978) et Altiner (Altiner & Zaninetti, 1980; Altiner & Özgül, 2001). Plus récemment, Okuyucu & Vachard (2006) se sont penchés sur la stratigraphie du Carbonifère des Taurides orientales.

Les données biostratigraphiques concernant la région de Hakkari est sont restreinte aux seuls travaux de Perinçek (1990) et Higgs et al. (2002).

2 BIOSTRATIGRAPHIE

2.1 INTRODUCTION

Un des buts de cette thèse de doctorat était d'essayer de contraindre le canevas biostratigraphique de Poty et al. (2006) en le testant hors de l'Europe de l'Ouest. La Turquie semblait constituer, *a priori*, le terrain idéal puisque les faunes rencontrées dans le Carbonifère inférieur montrent une forte affinité avec celles d'Europe. Si la reconnaissance des biozones de Poty et al. (2006) en Turquie "marche" relativement bien, dans le détail, beaucoup de questions sont soulevées. Plutôt que de forcer la Turquie à entrer dans ce canevas, nous avons préféré introduire une biozonation locale, applicable facilement sur le terrain car basée sur des assemblages de coraux communs. Dans la plupart des cas, nos données ne sont pas suffisamment détaillée pour fixer avec précision les limites des zones. Nous avons corrélié notre zonation à celles d'Europe occidentale et de Chine afin d'en discuter les similitudes et différences. Le même travail a été réalisé pour la stratigraphie séquentielle mais les résultats sont plus limités.

Exception faite de la région de Hakkari, où les données stratigraphiques sont très superficielles, nous avons appliqué la terminologie relative aux sous-étages belges du Tournaisien et du Viséen (voir Poty et al. sous presse) dans la Zone d'Istanbul-Zonguldak, les Anatolides et les Taurides. Les biozones à coraux (RC) sont celles de Poty (1983) émendée par Poty (*in* Poty et al., 2006)

et la bizones à coraux MFZ sont celles de Devuyst & Hance (*in* Poty et al., 2006). Pour plus de facilité, nous ferons référence à ces deux zonations en citant Poty et al. (2006).

2.2 LA ZONE D'ISTANBUL-ZONGULDAK

2.2.1 Horizon à *Pseudoendophyllum*

Dans la coupe de Dallica, *Pseudoendophyllum* sp. et *Amplexocarinia rozkowskiae* sont les seuls coraux connus dans le Strunien. La faune à foraminifères associée est très pauvre (seul le genre *Avesnella* est diagnostique) et indique les biozones DFZ5 ou 6 de Poty et al. (2006). Les deux espèces sont connues dans le Strunien du Sud de la Pologne (Berkowski, 2002). La datation des niveaux à *Pseudoendophyllum* polonais repose sur une zone à brachiopodes (zone à *Sphaenospira*) couvrant à peu près l'entièreté du Famennien. *Pseudoendophyllum* est également connu dans des niveaux équivalents en Nouvelle-Zemble (Gorsky, 1938; 1951). Il n'est pas connu en Europe occidentale, excepté par la colonie perdue d'Aix-la-Chapelle, citée par Wulff, 1922, provenant du Famennien supérieur (Formation d'Evieux). Poty et al. (2006) n'ont pas utilisé ces taxons dans leur biozotation mais l'horizon à *Pseudoendophyllum* peut, *a priori*, être corrélé avec la biozone RC0 α .

2.2.2 Zone d'assemblage à *Campophyllum*

Cet assemblage est dominé, comme son nom l'indique, par *Campophyllum flexuosum*, associé à *C.* sp. A et *Metriophyllum?* sp. dans les faciès bioclastiques. Les faciès à stromatopores ne contiennent que *Bounophyllum praecursor*. Il est aisé de reconnaître dans cet assemblage la biozone RC0 β de Poty et al. (2006). Les foraminifères associés à ces coraux indiquent la biozones DFZ7. Dans la coupe de Topluca, les derniers *Campophyllum* ont été trouvés environ 25 m sous les premiers coraux carbonifères (*Uralinia simplex*, voir ci-dessous). L'intervalle entre ces occurrences est très pauvre en macrofaune et n'a livré aucun corail.

2.2.3 Zone d'assemblage à *Uralinia simplex*

Dans la région de Bartın, les premiers coraux carbonifères rencontrés dans les calcaires et dolomies du Tournaisien sont des *Uralinia simplex*. La première occurrence se situe à 2,5 m au-dessus de la limite dévono-carbonifère (placée sur base des foraminifères entre les dernières *Quasiendothyra kobeitusana*- DFZ7 - et les niveaux à foraminifères uniloculaires - MFZ1). Dans la coupe de Topluca, le dernier *U. simplex* a été trouvé une quarantaine de mètres plus haut. Cette zone d'assemblage correspond à la zone à *Uralinia tangpakouensis* de (Tan et al., 1987) et à la zone RC1 γ de Poty et al. (2006), c'est-à-dire la partie inférieure de l'Hastarien. Les assemblages à foraminifères de ces niveaux sont très pauvres et n'ont pas été étudiés.

2.2.4 Horizon à *Caninophyllum charli*

Dans la coupe de Gökgöl, les calcaires bioclastiques sombres de l'unité G8 ont livré de nombreux petits *Caninophyllum charli* sp. nov. Ces *Caninophyllum* ne sont accompagnés d'aucun autre corail, ce qui n'aide pas à contraindre leur âge. En Europe de l'Ouest, *Caninophyllum* apparait dans la partie sommitale de l'Hastarien (partie inférieure de la Formation d'Yvoir et équivalents, dans la MFZ4) et est commun dans toute la zone la zone RC3 (MFZ4-6). Il est visiblement plus ancien en Turquie puisque les foraminifères de l'unité G8 indiquent la zone MFZ3, soit la partie supérieure de l'Hastarien. Dans le Sud de la Chine, les premiers *Caninophyllum* apparaissent également plus tôt, dans la zone à *Uralinia tangpakouensis* (Poty & Xu, 1996). Notons que l'Unité G8 de la coupe de Gökgöl est interprétée comme

le cortège de haut niveau de la séquence 2 (voir discussion de la stratigraphie séquentielle, donc un équivalent de la Formation de Landelies). L'horizon à *Caninophyllum charli* n'a pas été reconnu hors de Gökgöl.

2.2.5 Zone d'assemblage à *Uralinia cf. multiplex*

Dans la région de Bartın, la carrière Pelenkoğlu expose des calcaires de couleur claire à *Uralinia cf. multiplex*, *Cyathoclisia uralensis* et "*Lophophyllum*" *konincki*. La base et le sommet de cette zone sont placés à la première et dernière occurrence d'*Uralinia cf. multiplex*. La plupart des spécimens collectés sont des juvéniles provenant de niveaux bioclastiques qui servent de marqueurs pour la corrélation entre les coupes de Pelenkoğlu, Esenpınar et Dallica. Cet assemblage est typique de la zone RC3 α de Poty et al. (2006) d'Europe de l'Ouest, soit la partie inférieure de l'Ivorien. Les niveaux inférieurs de cette zone d'assemblage ont livré des foraminifères indiquant la MFZ4 tandis que les "crachées" à juvéniles d'*Uralinia cf. multiplex* sont datés de la MFZ6.

2.2.6 Horizon à *Corphalia fourmarieri*

Dans les coupes de Gökgöl et Kokaksu, un niveau épais d'environ 1 m de calcaire grossier, au sein d'une unité de calcaire massif clair (cortège de haut niveau?), a livré de très nombreux individus de *Corphalia fourmarieri* (unités G13b et KR3). Ces coraux forment le nucléus des oncolithes. Dans la coupe de Topluca, cet horizon correspond aux calcaires massifs à brachiopodes (ET9) ayant livré *Corphalia* sp. et *Amygdalophyllum?* sp. Les foraminifères associés aux *Corphalia* indiquent la biozone MFZ9, soit la partie supérieure de l'Ivorien (équivalent du Membre des Avins en Belgique). L'horizon à *Corphalia fourmarieri* peut être rangé dans la biozone RC4 β 1 de Poty et al. (2006), sur base de la première occurrence de *Corphalia* et *Amygdalophyllum* ainsi que sur base de l'âge donné par les foraminifères.

2.2.7 Zone d'assemblage à *Dorlodotia*

Tant à Bartın qu'à Zonguldak, les calcaires du Moliniacien sont très riches en coraux et particulièrement en *Dorlodotia*, ce qui permet une identification rapide de ces calcaires sur le terrain. Les taxons dominants de cette zone sont *Dorlodotia briarti*, *Siphonodendron ondulosum* et *Palaeosmilia murchisoni* (ce dernier apparaissant un peu plus tôt que les deux autres au sein de cette zone). Les autres espèces communes sont *S. martini* et *Clisiophyllum multiseptatum*. Il s'agit d'un assemblage typiquement moliniacien correspondant à la sous-zone RC5 α de Poty et al. (2006). Les foraminifères de ces niveaux indiquent la biozone MFZ11.

2.2.8 Zone d'assemblage à *Ceriodotia*

La présence, dans toutes les coupes visitées, du genre *Ceriodotia*, associé à un assemblage riche et diversifié de coraux inconnus ou rares en Europe de l'Ouest, permet de définir une zone d'assemblage très caractéristique. Si les deux espèces du genre *Ceriodotia* sont les formes dominantes les plus remarquables, la base de la zone est définie par la première occurrence de *Dorlodotia euxinensis*, très rapidement suivie (sur quelques mètres) par l'apparition de *Ceriodotia bartinensis*, de *Lithostrotion potii* puis de *Ceriodotia petalaxoides*, *Siphonodendron* sp. A et Gen. nov. B *columnariformis*. Les autres taxons communs sont les coraux "classiques" de la RC5 s. l.: *Dorlodotia briarti*, *Siphonodendron ondulosum* (dont des formes sub-cérioïdes), *S. martini*, *S. irregulare*, *P. murchisoni* et *C. multiseptatum*.

La corrélation de la zone d'assemblage à *Ceriodotia* avec l'Europe de l'Ouest est assez délicate (Figure 5-1). En effet, la biozone RC5 de Poty et al. (2006) est subdivisée en trois sous-zones. La sous-zone RC5 α débute avec la première occurrence de *Siphonodendron*, la sous-zone RC5 β est un horizon caractérisé par *Corphalia mosae* et la sous-zone RC5 γ est marquée par l'apparition de *Clisiophyllum garwoodi*, *Axophyllum vaughani*, *Siphonodendron irregulare* et *Caninophyllum archiaci*. Cette triple subdivision n'est pas applicable en Turquie puisque les guides de la sous-zone RC5 β et RC5 γ (mis à part *S. irregulare*) sont absents. Réciproquement, la zone d'assemblage à *Ceriodotia* n'est pas applicable à l'Europe occidentale car elle correspond aux niveaux supérieurs non fossilifères de la Formation de Neffe, au Banc d'Or de Bachant et aux faciès pauvres en faune de la base du Membre de Haut-le-Wastia (Formation de Lives) n'ayant livrés que des *S. irregulare* et *C. archiaci*. La zone à *Ceriodotia* correspond vraisemblablement au sommet du Moliniacien et couvre le FSST de la séquence 6 (voir discussion de la stratigraphie séquentielle). Les foraminifères de ces niveaux (formes primitives de *Pojarkovella*) indiquent la biozone MFZ11B, zone également en lacune en Europe de l'Ouest. Si cette zone est absente d'Europe de l'Ouest, la zone à *Ceriodotia* semble bien être présente dans le sud de la Chine (où la MFZ11B a été définie par Hance et al. 2011) et dans le Bassin du Donets où *Ceriodotia* est signalé (sous les noms *Thysanophyllum* et *Acrocyathus* en Chine, et *Eolithostrotionella* dans le Donets, voir la discussion du genre *Ceriodotia* dans le chapitre IV).

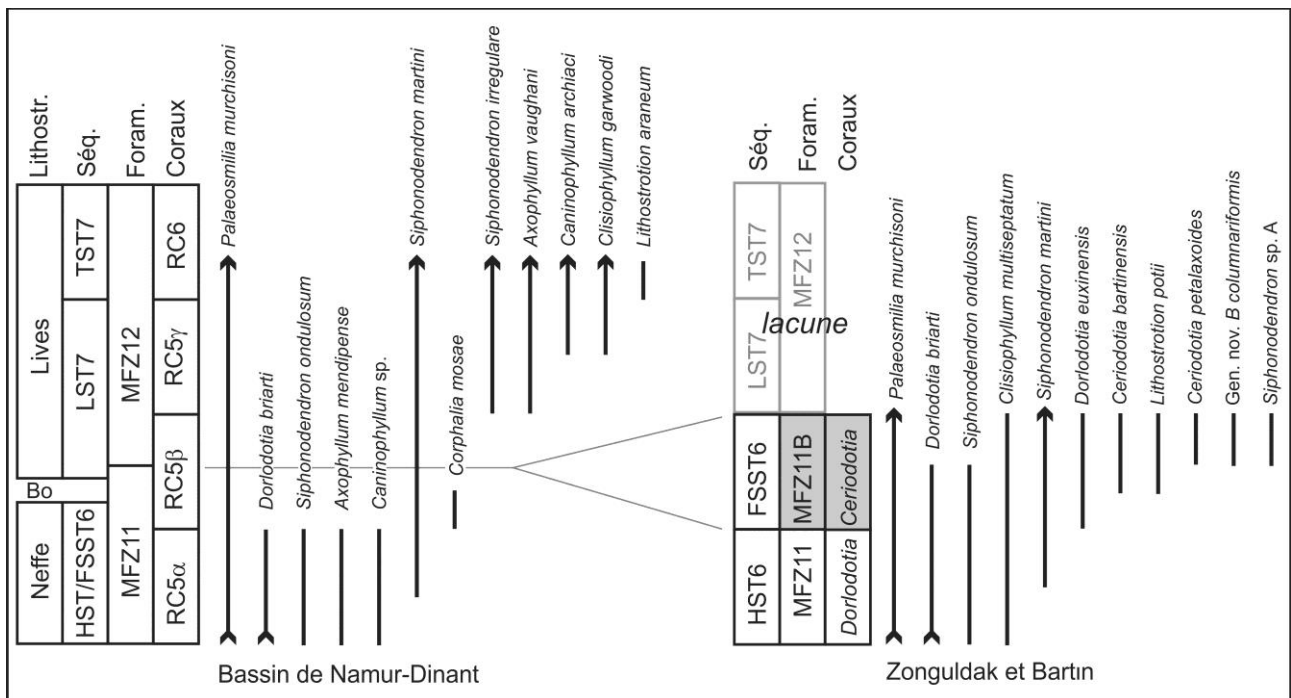
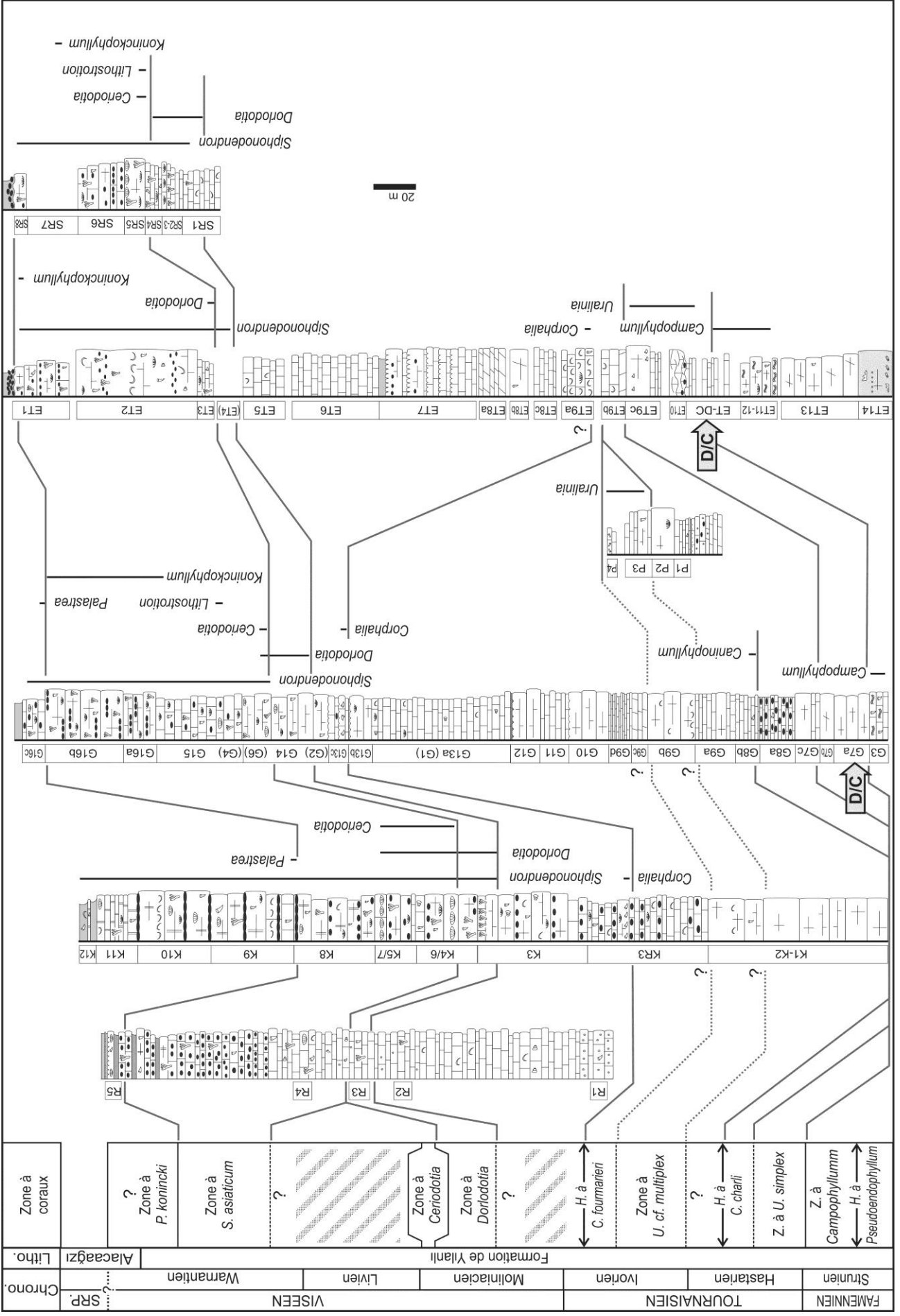


Figure 5-1: Distribution des coraux du Moliniacien supérieur en Europe de l'Ouest (zone RC5) et dans le Nord-Ouest de la Turquie (zone à *Dorlodotia* et zone à *Ceriodotia*). Légende: Lithostr.: lithostratigraphie; Séq.: cortèges de dépôts des séquences de troisième ordre (Hance et al., 2001); Foram.: biozones à foraminifères (Poty et al., 2006 et Hance et al., 2011).

2.2.9 Zone d'assemblage à *Siphonodendron asiaticum*

Siphonodendron asiaticum est un marqueur intéressant du Viséen supérieur dans le Nord-Ouest de la Turquie, commun et abondant dans toutes les coupes étudiées. La première occurrence de cette espèce définit la base de la zone. Les autres taxons communs de cette zone sont *S. scaleberense*, *S. pauciradiale*, *Clisiophyllum* aff. *keyserlingi*, *Siphonophyllia sibily*, ainsi que *Siphonodendron rallii*, *Koninckophyllum interruptum* et *Aulophyllum fungites* qui apparaissent plus tard.



FAMENNEN	Strunien	Zone à Campophyllum H. à Pseudoentophyllum
TOURNAISIEN	Hastarien	Zone à U. simplex H. à C. charli
	Ivorien	Zone à U. cf. multiplex H. à C. fourmieri
	Molnitiacien	Zone à Dorlodotia ?
	Livien	Zone à Ceriodotia
	Warrantien	Zone à S. asiaticum Zone à P. korincki ?
	Alcaçaçzi	Zone à coraux
Chrono.	SRP	Litho.

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Formation de Yilanli

Palaeosmilia murchisoni, *Siphonodendron martini* et *S. irregulare*, déjà présents dans la zone précédente, sont toujours communs. Dans la coupe de Kokaksu, la zone à *S. asiaticum* correspond aux calcaires silicifiés des unités K8 et K9. A Gökgöl, ce sont les calcaires massifs à cherts composant les unités G15 et G16 (=G5). Dans la région de Bartın, il s'agit des calcaires clairs à cherts formant la partie supérieure de la coupe de Topluca (unités ET3 à ET1) et de Süzek (SR6 à SR8). Dans toutes les coupes, cette zone est la plus riche en coraux, tant en diversité qu'en nombre d'individu. L'assemblage est similaire à celui de la biozone RC7 mais sans *Dibunophyllum* ni *Diphyphyllum* et dans laquelle *S. junceum* est remplacé par *S. asiaticum*. *K. interruptum* et *A. fungites* indiquent plutôt le sommet de la sous-zone RC7 β . L'assemblage de foraminifères de ces niveaux (dont les *Archaeodiscus* aux stades *angulatus* et *tenuis*) indique les biozones MFZ13 et 14, donc un âge Warnantien inférieur (correspondant plus ou moins au sous-étage britannique Asbien, voir Poty et al. sous presse).

2.2.10 Zone d'assemblage à *Palastrea konincki*

Palastrea konincki, rencontré dans les coupes de Kisla (sommet), Kokaksu (unité K9) et Gökgöl (unité G16, Figure 5-2) est accompagné de taxons déjà présents précédemment (*Siphonodendron martini*, *S. rallii*, *S. asiaticum*, *K. interruptum*, *C. cf. keyserlingi*, *A. fungites*), ainsi que *Pseudozaphrentoides cf. juddi*. En Europe de l'Ouest, *Palastrea* est un guide du Brigantien (partie supérieure du Warnantien, biozone RC8 de Poty et al. (2006) pourrait être plus précoce dans le Nord-Ouest de la Turquie si on se réfère aux foraminifères. Mis à part *P. konincki*, les autres coraux forment un assemblage typiquement Warnantien inférieur. Les foraminifères (*Archaeodiscus karreri*) indiquent un âge Warnantien inférieur (biozone MFZ14). Il ne semble donc pas inconcevable de placer cet horizon au sommet du Warnantien inférieur. Toutefois, il faut considérer avec prudence l'âge donné par les foraminifères. Les autres taxons du Warnantien supérieur que sont *Nemistium cf. edmondsi* et *Corwenia cf. vaga* récoltés de la région de Zonguldak sont également accompagnés de foraminifères indiquant les zones MFZ13 ou MFZ14. Soit les coraux typiquement brigantiens trouvés en Turquie apparaissent plus tôt (sommet du Warnantien inférieur), soit - et c'est la solution que nous privilégions - les foraminifères indiquant la MFZ15 ne sont pas présents ou n'ont pas été identifiés.

2.2.11 Conclusion intermédiaire

Le canevas biostratigraphique basé sur les coraux tétracoralliaires proposé par Poty et al. (2006) est applicable dans le Nord-Ouest de la Turquie moyennant plusieurs adaptations. Si les biozones peuvent être suivies dans une première approche, leur composition est généralement différente et dans le détail, les âges de certains taxons ne correspondent pas à ceux connus en Europe (ex: *Caninophyllum*). Les zones RC0, RC1 γ , RC3 α , RC5, RC7 et RC8 ont été reconnues. L'identification des sous-zones est plus délicate car les taxons guides manquent ou que les assemblages rencontrés ne sont pas complets. Pour rendre utilisable le canevas de Poty et al. (2006), l'introduction d'une nouvelle sous-zone serait nécessaire pour replacer l'assemblage à *Ceriodotia* et *Lithostrotion* dans le Moliniacien supérieur. Le schéma biostratigraphique décrit ci-dessus, basé sur les observations réalisées dans le Nord-Ouest de la Turquie, est propre à cette région mais non exportable. La figure 5-3 présente une tentative de corrélations des zones à coraux identifiées en Turquie avec celles d'Europe de l'Ouest (biozones de Poty et al., 2006) et celles du Sud-Est de la Chine (zones de Yü, émendées par Tan et al., 1987 et Xu & Poty, 1996)

Figure 5-2 (page précédente): Corrélation biostratigraphique des principales coupes de Zonguldak et Bartın avec la distribution stratigraphique de quelques genres communs. De gauche à droite, il s'agit des coupes de Kisla, Kokaksu, Gökgöl, Pelenkoğlu, Topluca et Süzek. Légende: Chrono.: chronostratigraphie, Litho.: lithostratigraphie, SRP.: Serpukhovien.

2.3 LES ANATOLIDES

Le bioherme de Kongul Yayla a livré des taxons guides de la partie inférieure du Warnantien: *Siphonodendron pauciradiale* et *Lithostrotion maccoyannum* définissant la biozone RC7 β de Poty et al. (2006). Les autres espèces communes sont *Palaeosmilia multiseptata*, *S. irregulare*, *S. cf. intermedium*, *Espielia tauridensis*, *Clisiophyllum* sp. et *Axophyllum pseudokirsopianum*. La présence de ces derniers dans les autres olistolithes de Kongul Yayla permet de leur donner le même âge que le bioherme. Notons que les calcaires et schistes surmontant le bioherme (unités KY4-5) contiennent Gen. nov. A sp., un taxon non décrit mais connu dans des faciès et horizons équivalents en Espagne et Afrique du Nord (voir discussion de ce taxon dans le chapitre systématique). Les foraminifères sont pratiquement absents des faciès construits, mais les niveaux stratifiés appartenant aux olistolithes adjacents (SLU et NLU) ont livré des *Pseudoglomospira*, *Globuvalvulina*, *Biseriella* et *Pseudoendothyra* indiquant les biozones MFZ14 (sommet du Warnantien inférieur), donc un âge concordant avec celui donné par les coraux.

2.4 LES TAURIDES

2.4.1 Zone à *Proheterelasma omaliosi*

Les premiers niveaux fossilifères des coupes de Yaricak Yayla (YR0, YB0, YC0) et de la route d'Alanya à Taşkent (AR0) contiennent un assemblage peu diversifié à *Uralinia* aff. *lobata* (souvent des juvéniles) et à *Proheterelasma omaliosi*. Ces coraux permettent difficilement de donner un âge précis. Cependant, par comparaison avec l'Europe de l'Ouest, *P. omaliosi* apparaît à la base de la zone RC3 tandis que les *Uralinia* de petite taille (*U. multiplex* exclu) ne sont pas connus au-delà du sommet de la biozone RC2. Notre assemblage à *P. omaliosi* pourrait dès lors correspondre à une transition entre ces deux zones (c'est-à-dire au sommet du cortège de haut niveau de la séquence 2). Cet argument est assez crédible puisque ces coraux proviennent d'un niveau carbonaté inclus dans une épaisse séquence de schistes. Les foraminifères identifiés par Altner & Özgül (2001) sont d'une utilité très limitée (petit *Earlandia*).

2.4.2 Zone d'assemblage à *Uralinia multiplex*

Les alternances shale-calcaire formant la partie supérieure du Membre de Çit Yayla ont livré une faune corallienne composée d'abondants *Uralinia multiplex*, de *Siphonophyllia* sp. A., *Siphonophyllia?* sp., *Caninia cornucopiae*, *Calmiussiphyllum* sp. et *Zaphrentites delanouei*. Il s'agit des niveaux désignés sous le terme "*Siphonophyllum* bed" par Özgül (1997). Cet assemblage correspond à une faune ivorienne appauvrie comparable à la zone RC3 α de Poty et al. (2006) et à la Zone à *Uralinia* de Tan et al. (1987) dans le Sud-Est de la Chine.

2.4.3 Zone d'assemblage à *Kueichouphyllum alborense*

La base de cette zone est définie par la première apparition de *Kueichouphyllum alborense*, rapidement suivie par celle de *Keyserlingophyllum obliquum*. La partie inférieure de la zone contient également *Caninophyllum* sp., *Kueichouphyllum* sp., *Bifossularia* sp., et *Amygdalophyllum kalawachense*. Cette zone couvre la quasi-entière du Membre de Mantar Tepe (unités YB3 à YB10 de la coupe de Yaricak Yayla). Les foraminifères identifiés dans ces niveaux par Altner & Özgül (2001) indiquent un âge Tournaisien supérieur à Viséen inférieur. La limite Tournaisien/Viséen basée sur les foraminifères est placée, par ces auteurs, au banc 58 de la coupe A de Yaricak Yayla (sommet de notre unité YA). Aucun corail ne permet de repérer cette limite puisque tous sont des formes connues dans le Tournaisien et

le Viséen (*Amygdalophyllum*, *Kueichouphyllum*, *Keyserlingophyllum*). Cet assemblage est comparable à celui de la Zone à *Keyserlingophyllum* de Tan et al. (1987) dans le Sud de la Chine et des zones RC3 et RC4, très appauvries, de Poty et al. (2006).

2.4.4 Horizon à *Eokoninckocarinia gemmina*

Les 25 m supérieurs du Membre de Mantar Tepe (unité YB13) sont dominés, dans la coupe de Yaricak Yayla, par une seule espèce: *Eokoninckocarinia gemmina*. Le genre *Eokoninckocarinia* est connu dans le Sud de la Chine dans le Viséen inférieur (Zone d'intervalle à *Keyserlingophyllum-Dorlodotia* de Tan et al., 1987). Cette unité contient une faune de foraminifères peu diversifiée indiquant la biozone MFZ11.

2.4.5 Conclusion intermédiaire

Dans le cas des Taurides, les biozones de Poty et al., (2006) ne sont pas reconnaissables (Figure 5-3). A l'inverse, les zones basées sur les faunes chinoises de Tan et al. (1987) sont plus aisément identifiables, mais plus appauvries que dans la région type.

2.5 LA RÉGION DE HAKKARI

La faune de Hakkari est composée d'*Amplexizaphrentis zappense*, *A. sp.*, *Zaphrentites parallela*, *Rotiphyllum cf. simulatum*, *Ufimia sp.*, cf. *Gorizdronia sp.* et *Caninia aff. cornucopiae*. Elle provient de niveaux réputés tournaisiens sur base des palynomorphes (Higgs et al., 2002) et conodontes (Perinçek, 1990). Cependant, *Amplexizaphrentis* est un genre connu en Eurasie à partir du Viséen inférieur. *Caninia aff. cornucopiae*, caractérisé par une columelle stable perdurant longtemps dans le développement, n'est connu, en Europe de l'Ouest qu'à partir du Tournaisien supérieur. Les niveaux à coraux de la coupe de Şort Dere ont un âge non précisé dans l'intervalle Tournaisien supérieur-Viséen inférieur. Ces niveaux n'ont pas fourni le moindre foraminifère, il n'est donc pas possible de contraindre l'âge. Les spécimens ayant été mis à notre disposition par I. Höşgör, nous n'avons aucune certitude sur leur provenance stratigraphique exacte et un mélange n'est pas à exclure. En effet, plusieurs spécimens sont morphologiquement très proches du genre *Gorizdronia* alors que celui-ci est typiquement famennien. Notons que les faunes du Sinaï qui sont les plus proches de celle de Hakkari d'un point de vue paléogéographique et faunistique ont été datées par foraminifères du Tournaisien supérieur ou du Viséen par Omara & Conil (1965) et de la partie supérieure du Viséen inférieur par Brenckel & Marchant (1987).

Europe de l'Ouest				Zonguldak et Bartin (NW de la Turquie)	Taurides centrales	SE de la Chine							
Chrono.	Séq. 3e ordre	ZONES À FORAM.	Zones à coraux			Zones à coraux	ZONES À FORAM.						
FAMENNIEEN	Strunien	DFZ8	RC0	Z. à <i>Campophyllum</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Eocaninophyllum</i>						
		DFZ7		α				Z. à <i>Cystoph.</i>	DFZ7				
		DFZ6		β				Z. d'int. <i>Cystophrentis-Uralinia tang.</i>	DFZ8				
		TOURNAISIEN	Hastarien	MFZ5			RC1	Z. à <i>U. simplex</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Uralinia tangpakouensis</i>		
				MFZ4				γ				Z. à <i>P. omalusi</i> ?	MFZ2
				MFZ3			β	Z. à <i>U. multiplex</i>			MFZ5		
				MFZ2			α	Z. à <i>U. cf. multiplex</i>			MFZ6		
		TOURNAISIEN	Ivorien	MFZ1			RC2	Z. à <i>C. charli</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Keyserlingo-phyllum</i>		
				MFZ8				γ				Z. à <i>U. multiplex</i>	MFZ4
				MFZ7			β	Z. à <i>U. cf. multiplex</i>				MFZ5	
MFZ6	α			Z. à <i>U. cf. multiplex</i>	MFZ6								
Moliniacien	Ivorien		MFZ9	RC3	Z. à <i>C. fourmieri</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone d'intervalle <i>Keyserlingo.-Dorlodotia</i>					
			MFZ10		β1						Z. à <i>C. fourmieri</i>	MFZ7	
	Moliniacien		Ivorien	MFZ11	RC4			Z. à <i>Dorlodotia</i>			[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Dorlodotia</i>
				MFZ12				β2					
Moliniacien	Livien	MFZ13	RC5	Z. à <i>Dorlodotia</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Dorlodotia</i>						
		MFZ14		γ				Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ11B				
		MFZ15		β				Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ11				
	Warnantien	Livien	MFZ16	RC6			Z. à <i>Dorlodotia</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Dorlodotia</i>			
			MFZ17				α				Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ12	
			MFZ18				β				Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ13	
Moliniacien	Livien	MFZ19	RC7	Z. à <i>Dorlodotia</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Dorlodotia</i>						
		MFZ20		γ						Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ14		
		MFZ21		β						Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ15		
		MFZ22		α				Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ16				
Moliniacien	Livien	MFZ23	RC8	Z. à <i>Dorlodotia</i>	[Hachurées]	[Hachurées]	Zone à <i>Dorlodotia</i>						
		MFZ24		α				Z. à <i>Dorlodotia</i>	MFZ17				

Figure 5-3: Comparaison et corrélation des zonations à coraux développées dans le Carbonifère inférieur d'Europe de l'Ouest (Poty et al., 2006), du Sud-Est de la Chine (Tan et al., 1987; Xu & Poty, 1996; Hance et al., 2011), du Nord-Ouest de la Turquie et des Taurides. Explications dans le texte. Légende: Chrono.: chrono-stratigraphie; H.: horizon, Z.: zone; Z. d'int.: zone d'intervalle. Les plages hachurées sont en lacune ou n'ont pas été identifiées en Turquie.

3 STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE: DONNÉES PRÉLIMINAIRES

Ces dernières années, les travaux de Poty et collaborateurs tendent à montrer le lien entre la distribution stratigraphique des coraux et les mouvements eustatiques, au travers des séquences de troisième ordre. En corollaire, il fallait tester le modèle séquentiel de Hance et al. (2001) en essayant de reconnaître leurs séquences de troisième ordre. La reconnaissance des séquences de troisième ordre est principalement basée sur l'identification des cortèges de dépôts et des surfaces remarquables (modèle de Plint & Nummedal, 2000). L'identification des cortèges de dépôt repose sur l'analyse des faciès (à grande échelle, non pas par une analyse continue en lames minces) et leur géométrie (à l'échelle de l'affleurement), ce qui permet d'estimer, de manière imparfaite, l'enchaînement des environnements. La méthode peut paraître simpliste car elle ne tient pas compte de la morphologie du bassin ou de faciès particuliers, mais elle est efficace en première approche. Les cortèges transgressifs (transgressive system tract - TST) forment des "paquets" généralement bien stratifiés et des microfaciès très variables, témoignant des environnements enregistrés lors de la remontée eustatique. La granulométrie et l'épaisseur des bancs a tendance à augmenter dans la partie supérieure du TST. La séquence idéale enregistre une ouverture progressive du milieu de dépôt et une augmentation de la proportion de (macro-)fossiles. Le cortège de haut niveau (highstand system tract - HST) est le plus souvent représenté par des unités massives ou mal stratifiées de calcaire grenu (grainstone, rudstone), témoignant d'une bathymétrie plus faible et donc d'une agitation plus importante lors du dépôt. Ce sont souvent des calcaires plus purs (oolithique, crinoïdique, oncolithique) et de couleur plus claire. Les coraux y sont communs, particulièrement dans les faciès bioclastiques. Le sommet du HST est marqué par une surface érosive qui correspond à une émergence définissant la base du cortège régressif (falling stage system tract - FSST). ce dernier possède les mêmes caractères lithologiques que le HST, mais est subdivisé par une ou plusieurs surfaces ravinées correspondant à des émergences successives. La surface supérieure du dernier banc est également érosive et correspond à la limite de séquence. Le cortège de bas niveau (lowstand system tract - LST), est souvent en lacune et lorsqu'il ne l'est pas, il présente généralement des faciès confinés (stromatolithes) ou silicoclastiques. Les "paquets" de roche définis comme cortèges de dépôt sont datés par foraminifères et/ou coraux pour contraindre leur position stratigraphique. En raison des hiatus d'affleurement, des lacunes stratigraphiques et de la faiblesse de certaines datations, la détermination des séquences de troisième ordre est mal contrainte et nécessite de nouvelles données.

La coupe de Gökgöl est prise comme référence pour la région de Zonguldak puisqu'elle est relativement continue et complète (Figures 5-2 et 5-4). La succession des différentes unités et leur description lithologique sont données dans le chapitre III.

Les calcaires stratifiés bioclastiques des unités G3 (Strunien, zone à *Campophyllum*) et G7a-b (Hastarien) sont interprétés comme le TST de la séquence 1, les calcaires massifs qui les surmontent forment le HST1 qui culmine par les dolomies de l'unité G7c.

La séquence 2 commence par des calcaires bioclastiques sombres à cherts (G8a), interprétés comme le TST2, progressivement plus massifs et plus pauvres en cherts vers le haut. Le HST2 correspond aux unités G8b et G9a-b qui se terminent par une surface de ravinement interprétée comme la limite de séquence. Le HST2 est daté de l'Hastarien, le TST2 n'a pas livré de faune diagnostique.

La séquence 3 est enregistrée dans les unités G9c-d (TST3) et G10 (HST3). Cette dernière se termine par une surface de ravinement interprétée comme la base d'un cortège régressif (FSST3) représenté par les unités G11-12. Cette dernière est surmonté par un paléosol marquant la limite de

séquence. Cette séquence est caractérisée par des faciès très peu profonds (mudstones à stromatolithes et birds-eyes) qui n'ont livré aucun fossile utile pour la biostratigraphie.

La séquence 4 couvre les unités G13a (LST4?-TST4) et G13b (HST4, horizon à *Corphalia fourmarieri*) qui sont datées de l'Ivorien supérieur (MFZ6 à 8). Le sommet de cette dernière unité est érosive et surmonté d'un horizon argileux noir qui pourrait correspondre à une surface d'émergence et indiquer la base du FSST4 (unité G13c). La surface érosive présente au sommet de l'unité G13c marque la limite avec la séquence suivante.

Elle est surmontée par l'unité G14, un ensemble massif de calcaire bioclastique ayant livré les faunes de la zone à *Dorlodotia* équivalant à la biozone RC5. Les 8 m supérieurs de cette unité, contiennent les foraminifères de la zone MFZ11B et les coraux de la zone à *Ceriodotia*. L'unité G14 peut, par conséquent, être considérée comme correspondant au HST6 et au FSST6. La séquence 5 et la partie inférieure de la séquence 6 sont donc en lacune.

Les calcaires à cherts de l'unité G15 ont livré des foraminifères indiquant les zones MFZ13 et MFZ14 et des coraux de la zone à *S. asiaticum* (équivalent de la RC7 β). Ces calcaires (wackestones-packstones bioclastiques) en petits bancs correspondent au TST9 tandis que les calcaires massifs à cherts (grainstones-rudstones bioclastiques) des unités G16a-c représentent le HST9. Ce dernier est directement surmonté par les schistes "namuriens". Il n'y a donc pas trace des séquences 7 et 8.

Dans la région de Bartin, aucune coupe n'expose l'entièreté du Carbonifère. Nous utiliserons donc une coupe composite combinant les coupes de la rivière Szek (unités numérotées SR), Topluca (ET) et Pelenkođlu (P).

La séquence 1 est mal reconnue si ce n'est le TST1 caractérisé par des biostromes à stromatopores du Strunien (unités ET11-12, zone à *Campophyllum*). Les dolomies ET10 correspondent vraisemblablement au HST1, cortège de haut-niveau très souvent dolomitisé (Chine, Hance et al., 2011; Pologne, Poty et al., 2003; région d'Aix-la-Chapelle, Aretz et al., 2006).

Les cortèges de dépôts suivants sont mal contraints biostratigraphiquement, leur reconnaissance ne repose dès lors que sur les faciès (voir description des lithologies dans le chapitre III) et leur géométrie. Les unités ET9c et ET9b correspondent probablement au TST2. Les calcaires clairs exposés dans la carrière Pelenkođlu forment le TST3 (unité P1) et le HST3 (unités P2 à P4). Les unités ET9a, ET8c et ET8b forment le TST4 et HST4. Les unités ET8a, ET7 et ET6 correspondent vraisemblablement au TST6.

Les unités ET4 et ET3 (grainstones et rudstones bioclastiques) correspondent aux HST6 et FSST6 et peuvent être corrélées aux unités SR4 et SR5 de la coupe de la rivière Szek (Figure 5-4). Enfin, les unités massives de rudstone bioclastique ET2 et ET1 correspondent au (TST9?-)HST9 au sein des biozones MFZ13 et RC7 (zone à *S. asiaticum*). Les schistes "namuriens" reposent directement sur ces dernières unités par une surface érosive et un conglomérat de cherts altérés.

Et.	Ss-et.	Foram.	Coraux	Séq.	Kokaksu	Gökgöl	Topluca	Süzek	
Viséen	Warrantien	MFZ16							
		MFZ15	RC8	Zone à <i>P. konincki</i>		K9-12	G16		
		MFZ14	R β	Zone à <i>S. asiaticum</i> (RC7)	9	K8-9	G15	ET1-2	SR6-8
		MFZ13	C 7						
	Livien	MFZ12	R C 6		8				
					7				
	Moliniacien	MFZ11B	R γ	Zone à <i>Ceriodotia</i>					
			C β			K4-K7	G14	ET4	SR5
		MFZ11	5 α	Zone à <i>Dorlodotia</i>	6	K3		ET5-ET8a?	SR1-4
				?					
		MFZ10	R β2						
		MFZ9	C 4		5				
Ivorien	MFZ8	β1	H. à <i>C. fourmarieri</i>		KR3	G13b-c	ET8b		
	MFZ7	α		4	K1-2	G13a	ET8c		
	MFZ6	R γ					ET9a	Pelenkoğlu	
	MFZ5	C β	Zone à <i>U. cf. multiplex</i>		?	G10-12		P2-4	
	MFZ4	3 α		3		G9c-11	?	P1	
	MFZ3	R C 2	H. à <i>C. charli</i> ?			G9b		?	
Hastarien	MFZ2	R γ		2		G8	ET9b-c		
		C β	Z. à <i>U. simplex</i>			?			
	MFZ1	1 α		1		G7	ET10?		
Famennien	Strunien	?DFZ8	R α						
		DFZ7	C β	Z. à <i>Campophyllum</i>					
		DFZ6	C 0				G3	ET11-12	
		DFZ5	α	H. à <i>Pseudoendophyllum</i>	?				Dallica D2?

Figure 5-4: Tentative de corrélation des cortèges de dépôts des séquences de troisième ordre identifiés dans le Nord-Ouest de la Turquie avec les séquences définies par Hance et al. (2001). Les hachures indiquent les lacunes stratigraphiques. Légende: Et.: étage, ss-et.: sous-étage (belges), foram: bizones à foraminifères de Poty et al. (2006), Séq.: séquence de troisième ordre de Hance et al. (2001). Srp: Serpukhovien, P. A.: Pendleien et Arnsbergien.

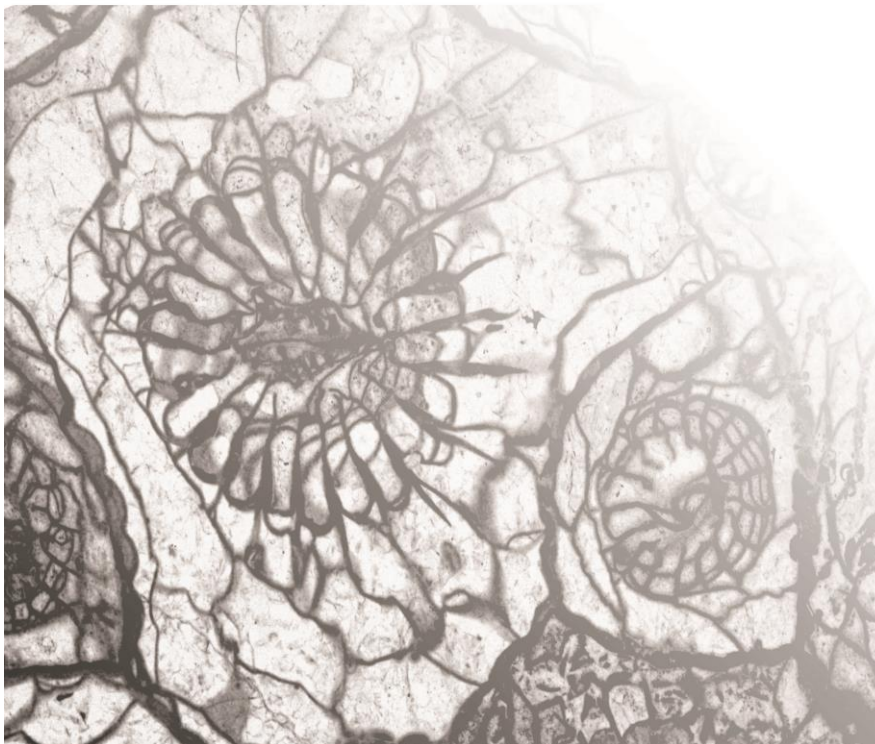
4 LIMITE VISÉEN-NAMURIEN

Dans la région de Bartin, les niveaux les plus jeunes observés dans le Viséen appartiennent aux biozones RC7 et MFZ13 (Warnantien inférieur) et correspondent au TST ou HST de la séquence 9. La limite est marquée par une rupture sédimentaire puisque les schistes "namuriens" repose sur les calcaires viséens par une surface érosive (paléokarst de près d'un mètre de profondeur comblé par un conglomérat de cherts altérés). Dans la région de Zonguldak, la limite n'est nette que dans la coupe de Kisla où le sommet des calcaires viséens est une surface pétrie de fossiles (dont *Palastrea konincki* indiquant la zone RC8, Figure 5-2) surmontée directement par les schistes namuriens. Dans la coupe de Kokaksu, la transition est progressive (alternance de calcaires et d'intercalaires schisteux, ceux-ci devenant de plus en plus nombreux et épais vers le haut de la coupe). Nous pouvons considérer que la région de Bartin était, au Viséen supérieur, dans une position plus proximale que celle de Zonguldak puisqu'elle a enregistré une coupure plus nette au sommet des calcaires et que ceux-ci sont plus anciens qu'à Zonguldak. La plate-forme de Zonguldak-Bartın s'approfondissait donc vraisemblablement vers l'ouest. La comparaison avec le Bassin de Namur-Dinant est aisée. Dans les régions septentrionales du bassin (bord nord du "Synclinorium" de Namur, Nappe de la Vesdre), le Namurien repose sur le sommet du Livien ou la base du Warnantien (membres du Bay-Bonnet et de Thon-Samson). Dans les parties méridionales (Synclinorium de Dinant), il repose sur le Warnantien (Formation d'Anhée) et montre par endroit des faciès de transitions ("couches de passages", Poty et al., 2001).

5 CONCLUSIONS

À Bartın comme à Zonguldak, les quatre séquences tournaisiennes sont bien marquées. Le Viséen est, quant à lui, plus lacunaire puisque seules les séquences 6 et 9 sont enregistrées (Figure 5-4). L'absence de la séquence 5 n'est pas surprenante puisqu'elle n'est jamais enregistrée sur les plates-formes (Hance et al., 2001; Devuyt et al., 2006; Poty et al., 2006). A l'inverse de la séquence 5, la séquence 6 et particulièrement sa partie supérieure, est très bien marquée. Son cortège régressif FSST6 présente des faciès bioclastiques très fossilifères contenant, entre autres, les plus anciens *Lithostrotion* et les deux espèces de *Ceriodotia*, totalement inconnus en Europe de l'Ouest. Ce dernier genre est signalé dans des niveaux équivalents du Bassin du Donets, dans l'Oural (Hecker, 2012) et en Chine (voir discussion du genre *Ceriodotia* dans le chapitre systématique). En Europe de l'Ouest, les niveaux équivalents sont en lacune ou correspondent à des faciès non fossilifères (sommet de la Formation de Neffe, équivalent du Banc d'Or de Bachant et peut-être de la base du Membre de Haut-le-Wastia). La séquence 7, très développée dans le Bassin de Namur-Dinant, est généralement mal enregistrée ailleurs: la séquence est souvent incomplète ou représentée uniquement par les hauts-niveaux, comme au Maroc (Aretz et al., 2013), présentant des faciès silicoclastiques, comme dans le Sud de la Chine (Hance et al., 2011) ou en lacune comme dans le Bassin de Campine (Poty et al., 2001). Cette absence fréquente sous-entend que la transgression livienne a été de faible ampleur et que l'entièreté de la séquence correspond à un niveau eustatique relativement bas à l'échelle mondiale (Wright & Vanstone, 2001). La séquence 8 est également absente, ce qui n'est guère surprenant lorsque l'on sait qu'elle est peu développée ailleurs dans le monde. La séquence 9 est enregistrée à Zonguldak (TST9 et HST9) par contre le TST9 semble absent ou réduit dans la région de Bartın.

VI. Paléobiogéographie



1

INTRODUCTION

La paléobiogéographie est une application de la biogéographie aux assemblages fossiles ayant pour but d'explicitier la distribution spatiotemporelle des organismes à l'échelle globale ou régionale à un moment donné. Elle se base sur la distribution - ou l'enchaînement des distributions au cours du temps - des organismes dans des unités paléobiogéographiques. De nombreuses tentatives de nomenclature et de hiérarchisation de ces unités (ou biochores) ont été tentées. La plus ancienne est sans doute celle proposée par Wallace (1876) établissant le concept de "*biotic province*", terme repris par Neumayr (1883). Celui-ci définit la province comme une large zone caractérisée par un assemblage faunistique commun et particulier, limité géographiquement (barrières, latitudes) mais indépendant du faciès. Uhlig (1911) a introduit le terme royaume ("*realm*"), comme unité (paléo-) biogéographique supérieure à la province (Cecca, 2002). La classification actuelle est celle de Westermann (2000) qui a défini de manière officielle les termes *realm*, *sub-realm*, *province* et *sub-province* en fonction de leur superficie et de la proportion de taxons caractéristiques qu'ils rassemblent. Les limites ou barrières paléobiogéographiques responsables du morcellement des provinces sont: (1) des limites physiques: terres émergées (chaînes de montagnes, vallées, continents, îles, isthmes) ou domaines océaniques (détroits, mers, abysses); (2) des limites océanographiques: courants, température, salinité, profondeur; (3) des limites climatiques (gradient latitudinal); (4) des barrières écologiques: présence de prédateurs, de concurrents, etc. Aucune de ces barrières n'est ni étanche ni stable à l'échelle des temps géologiques, des passages entre provinces permettent la dispersion totale ou sélective des taxons. Dans la terminologie de Simpson (1960), les voies de passages sélectives sont des "filtres" (qui laissent passer, par exemple, les organismes planctoniques mais pas les benthiques) et les voies à large spectre sont nommées "corridors de dispersion".

Les coraux sont des organismes benthiques fixes dont la dispersion spatiale ne peut se faire que lors des stades larvaires (planctoniques). Les barrières paléobiogéographiques limitant les provinces marines sont les terres émergées, les domaines océaniques et les courants. En effet, il est facilement concevable que la dispersion est plus efficace dans le sens du courant dominant que dans le sens inverse. Dubatolov & Vassiljuk (1980) ajoutent à ces trois barrières physiques une barrière écologique, à savoir des zones où les conditions de températures, de salinité, d'oxygénation ou de turbidité sont fatales aux organismes. Ces facteurs sont délicats à estimer en paléobiogéographie mais leur rôle est tout aussi important que celui des facteurs géographiques. Dans la nature actuelle, la combinaison des quatre facteurs cités ci-dessus expliquent la distribution des coraux (Rosen, 1992).

Sando (1990) a démontré l'utilité des coraux tétracoralliaires en paléobiogéographie par leur abondance, leur distribution stratigraphique habituellement limitée et leur présence dans de nombreuses régions du monde au Carbonifère inférieur. Comme l'indiquent Dubatolov & Vassiljuk (1980), la crise Frasnien-Famennien a provoqué l'extinction d'une grande partie des faunes coralliennes cosmopolites. Au Famennien, près de 100% des faunes sont des formes endémiques (mis à part, peut-être les coraux solitaires des "faunes à *Cyathaxonia*"). Les provinces paléobiogéographiques sont donc très marquées au Famennien mais s'estompent lorsque les faunes redeviennent cosmopolites au cours du Carbonifère inférieur. L'acmé de la recolonisation est atteinte au Viséen supérieur lorsqu'un grand nombre de taxons largement répandus s'organise en vastes royaumes. La tendance est inversée à la fin du Carbonifère inférieur résultant en un endémisme important des coraux au Bashkirien (Fedorowski, 1981). Ces cycles endémisme-colonisation-cosmopolitisme sont à mettre en parallèle avec les mouvements eustatiques de second - et de troisième ? - ordre (Dubatolov & Vassiljuk, 1980; Poty, 2001). Sando (1990) a estimé la vitesse de dispersion des coraux (sous forme larvaire) en calculant la durée nécessaire à une dizaine de genres pour coloniser différentes provinces et régions. Bien que la méthode proposée par Sando soit intuitive

et argumentée, les données temporelles et géographiques qu'il utilise sont discutables. La vitesse de colonisation moyenne calculée varie de 1200 à 7600 km/Mya, ce qui n'est vraiment pas très rapide. En effet, la colonisation par certains taxons de zones très éloignées est parfois instantanée à l'échelle des temps géologiques, comme le suggère Poty (2007) pour les coraux du Tournaisien supérieur se répandant dans tout l'Océan Paléothétys lors de l'évènement des Avins (en quelques centaines à milliers d'années?). La comparaison peut être faite avec les coraux scléactiniaires peuplant les océans actuels, tout en gardant à l'esprit que la biologie et l'écologie des coraux tétracoralliaires du Carbonifère inférieur étaient sans doute différentes. Les espèces de coraux actuels ont de vastes zones de distribution découlant de la capacité de leurs larves à être dispersées par les courants marins. Cependant Harrison & Wallace (1990) et Vermeij et al. (2006) ont montré que la plupart des larves (produites par reproduction sexuée ou asexuée) se fixent au bout de quelques heures à quelques jours, restreignant ainsi la dispersion. Pour expliquer la distribution parfois très large de certaines espèces (parfois plus de 2000 km), ces auteurs invoquent le transport non pas des larves mais des gamètes. En effet, Brooke & Young (2005) et Graham et al. (2008) ont montré que les gamètes pouvaient, dans de bonnes conditions, survivre plusieurs jours (voire plusieurs semaines) avant de produire les embryons. Le facteur limitant la dispersion des coraux actuels, outre les conditions physico-chimiques du milieu océanique, est la prédation que subissent les gamètes et les larves planctoniques avant de se fixer (Vermeij et al., 2006). En se basant sur des valeurs similaires de dispersion, il serait possible de déduire la vitesse de propagation des espèces de coraux tétracoralliaires. Si ce calcul dépasse l'intérêt de ce chapitre, ces vitesses devraient rendre crédibles les distributions de certains genres cosmopolites à l'échelle d'un étage ou d'une série géologique.

2 CLASSIFICATIONS EXISTANTES

Les travaux de Hill, notamment Hill (1973), constitue l'une des premières études de la distribution paléobiogéographique des coraux du Carbonifère. Dès l'introduction de son article, Hill (1973) met le doigt sur un problème majeur: "*Genera and species characteristic of each region penetrate some distance into neighbouring regions*" (p. 143). En effet, Hill reconnaît que les provinces ou régions paléobiogéographiques sont limitées par des "auréoles" de recouvrement. Sa démarche est donc de discuter l'affinité des assemblages faunistiques plutôt que de les ranger dans des boîtes paléogéographiques aux limites nettes et étanches. Lorsque cet article paraît, la paléogéographie est une discipline balbutiante (les cartes palinspastiques de Scotese et al. ne seront publiées qu'en 1979). Hill replace d'ailleurs ses assemblages faunistiques et leur limites sur une carte du monde actuel.

Fedorowski (1977) et Dubatolov & Vassiljuk (1980) sont les premiers à introduire, à quelques années d'intervalle, une subdivision en régions et provinces paléobiogéographiques basée sur les coraux du Dévonien et du Carbonifère. La distinction des provinces repose sur la présence de taxons guides (*Kueichouphyllum*, *Gangamophyllum*, *Lithostrotion*, etc.). Cependant, nombre de taxons étaient, à l'époque, mal identifiés ou simplement mal connus, ce qui a introduit énormément de mésinterprétations.

Tableau 6-1: Provinces paléobiogéographiques définies par Dubatolov & Vassiljuk (1980). Explications dans le texte.

Au Tournaisien:			Au Viséen:			
Régions	Provinces	Aires	Régions	Provinces	Aires	
Européenne	<i>Europe occidentale (WE)</i>	Pologne, France, Belgique, Allemagne, Iles britanniques, Espagne, Afrique du Nord	Européenne	<i>Europe occidentale (WE)</i>	Europe de l'Ouest, Europe centrale	
	<i>Europe orientale (EE)</i>	Dniepr-Donets, Bassin de Moscou, Asie centrale		<i>Afrique du Nord (EAN)</i>	Afrique du Nord	
Asiatique	<i>Oural (AO)</i>	Oural, Nouvelle-Zemble, Sibérie		<i>Europe orientale (EE)</i>	Basin de Moscou (zones NW et S), Anticlinorium de Voronezh, Oural occidental	
	<i>NE Sibérien (AE)</i>	Omolon, Chukotka, Verkoyen, Alaska		<i>Donets - Asie centrale (DA)</i>	Bassin du Donets, Asie centrale	
	<i>Kuznetsk (ACK)</i>	Kuznetsk		Nord Asiatique	<i>NE Sibérien (AE)</i>	Taïmyr, Kuznetsk, NE sibérien, Alaska
	<i>Kazakhstan (ACC)</i>	Kazakhstan oriental, Altaï			<i>Oural (AO)</i>	Oural oriental, Nouvelle-Zemble
	<i>Trans-Caucase (ATC)</i>	Trans-Causase	Sud Asiatique	<i>Kazakhstan central (ACC)</i>	Kazakhstan central	
	<i>Chine (ASE)</i>	Chine, Japon		<i>Asie mineure (ATC)</i>	Trans-Caucase, Turquie	
<i>Chine-Japon (ASE)</i>				Chine, Japon		
<i>Ouest Australien (WAU)</i>				Australie occidentale		
Australien	<i>Est Australien (EAU)</i>	Australie orientale	Est Australien	<i>Est Australien (EAU)</i>	Australie orientale	
Nord Américain	<i>Western Interior (WIP)</i>	Zones nord, sud et centrale	Nord Américain	<i>Côte pacifique (PA)</i>	Zones nord et sud	
	<i>South-Eastern (SEP)</i>	Mississippi, Appalaches			<i>Western Interior (WIP)</i>	Zones nord, sud et centrale
					<i>South-Eastern (SEP)</i>	Sud-Est américain
					<i>Maritime (MA)</i>	Nouvelle-Ecosse

Les provinces paléobiogéographiques du Tournaisien sont relativement intuitives mais quelques critiques peuvent être apportées, notamment à propos de la Chine qui devrait être subdivisée en deux ou trois provinces (Luo, 1984; Liao, 1990). Pour ce qui est du Viséen, les subdivisions sont moins intuitives car elles font appel à des zones dont les faunes sont moins bien connues (Asie centrale, Taïmyr, Kuznetsk, centre du Kazakhstan). L'Asie mineure est une province artificielle puisque la Turquie est un assemblage de fragments continentaux appartenant à plusieurs provinces/régions paléobiogéographiques. Enfin, la province Maritime de la Région Nord-américaine est à placer dans la région Européenne (Lewis, 1935; Poty, 2002a).

Fedorowski (1977; 1981) a défini des provinces très similaires à celles de Dubatolov & Vassiljuk (1980) mais en a regroupé et émendé certaines en argumentant ses subdivisions par des listes de faunes "brutes", tirées de la littérature existante mais sans les nuancer ou les discuter.

Tableau 6-2: : Provinces paléobiogéographiques définies par Fedorowski (1981). Explications dans le texte.

Au Tournaisien:		Au Viséen:	
Provinces	Aires géographiques	Provinces	Aires géographiques
<i>Europe occidentale (WE)</i>	Iles britanniques, Belgique	<i>Europe occidentale (WE)</i>	Iles britanniques, Belgique
	Pologne		Espagne, Sud de la France, Yougoslavie, Moravie, Pologne
			Afrique du Nord
			Nouvelle-Ecosse
<i>Europe orientale (EE)</i>	Nouvelle-Zemble, Bassin de Moscou, Oural,	<i>Europe orientale (EE)</i>	Nouvelle-Zemble, Bassin de Moscou, Oural
	Bassin du Donets,		Bassin du Donets
	Sibérie		Anticlinorium de Voronezh
<i>Kuznetsk (ACK)</i>	Kuznetsk, Altaï	<i>Asie centrale (ACC)</i>	Pamir
<i>Trans-Caucase (ATC)</i>	Trans-Caucase	<i>Trans-Caucase (ATC)</i>	Kazakhstan central et oriental
<i>Chukotka-Alaska (CAA)</i>	Chukotka, Alaska, Kazakhstan central	<i>Chukotka-Alaska (CAA)</i>	Trans-Caucase
			Chukotka
			Alaska
			NE Sibérie, Taïmyr, vallée de la Léna
<i>Chine (ASE)</i>	Chine, Japon	<i>Chine (ASE)</i>	Chine, Japon, Viet-Nam, Laos, Kuantan
			Tibet
			NW Afghanistan, Iran, Turquie
			Australie occidentale
<i>Australie orientale (EAU)</i>	Australie orientale	<i>Australie orientale (EAU)</i>	Australie orientale
<i>Amérique du Nord (AN)</i>	Western Interior, South-eastern	<i>Amérique du Nord (AN)</i>	Western Interior, South-eastern

Fedorowski (1981) a rectifié plusieurs des faiblesses relevées dans la classification de Dubatolov & Vassiljuk (1980) mais la position de la Turquie est toujours aussi imprécise, classée ici avec l'Iran et l'Afghanistan dans la province chinoise sur base des *Kueichouphyllum* découverts par Minato (1979) dans les Taurides.

Plus récemment, (Bambach, 1990) a proposé une classification des zones paléobiogéographiques basées sur plusieurs groupes d'invertébrés marins benthiques (crinoïdes, bryozoaires, brachiopodes, bivalves, tabulés et rugueux) et planctoniques (ammonoïdes) du Carbonifère inférieur. La structuration des provinces proposée est peu applicable aux coraux.

Tableau 6-3: Provinces paléobiogéographiques définies par Bambach (1990). Explications dans le texte.

Royaume	Province	Régions concernées	Correspondance avec les subdivisions précédentes
Sibérie	<i>NE Russie</i>	Sibérie, Omolon	<i>EE, AE</i>
	<i>Mongolie</i>	Sibérie	<i>EE, AE</i>
	<i>Plate-forme sibérienne</i>	Sibérie	<i>EE, AE</i>
Amérique	<i>N Laurentia</i>	Alaska, côte pacifique	<i>PA, AN</i>
	<i>S Laurentia</i>	Western Interior Province	<i>WIP, AN</i>
	<i>Cordillère</i>	South-eastern Province	<i>SEP, AN</i>
	<i>Canada maritime</i>	Nouvelle-Ecosse	<i>MA, WE</i>
Europe	<i>Kazakhstan</i>	Kazakhstan	<i>ACC</i>
	<i>W Baltique</i>	Oural, Bassin de Moscou	<i>AO, EE</i>
	<i>E Baltique</i>	Donets, Kuznetsk	<i>ACK, EE, AE, DA</i>
	<i>Anglo-Germanique</i>	Europe de l'Ouest	<i>WE</i>
	<i>N Afrique</i>	Afrique du Nord	<i>WE</i>
	<i>Iran</i>	Moyen Orient	<i>ASE, ACT</i>
	<i>Afghanistan-Inde</i>	Himalaya	<i>ASE ?</i>
Chine	<i>N Chine</i>	NW Chine	<i>ASE</i>
	<i>S Chine</i>	SE Chine	<i>ASE</i>
Austral	<i>E Australie</i>	Australie orientale	<i>EAU</i>
	<i>S Amérique du Sud</i>	Zone non traitée	---

Sando (1990) n'a pas proposé de nouvelle subdivision mais a repris celles de Dubatolov & Vassiljuk (1980) et celle de Fedorowski (1981). Cette subdivision est résumée en Figure 6-1.

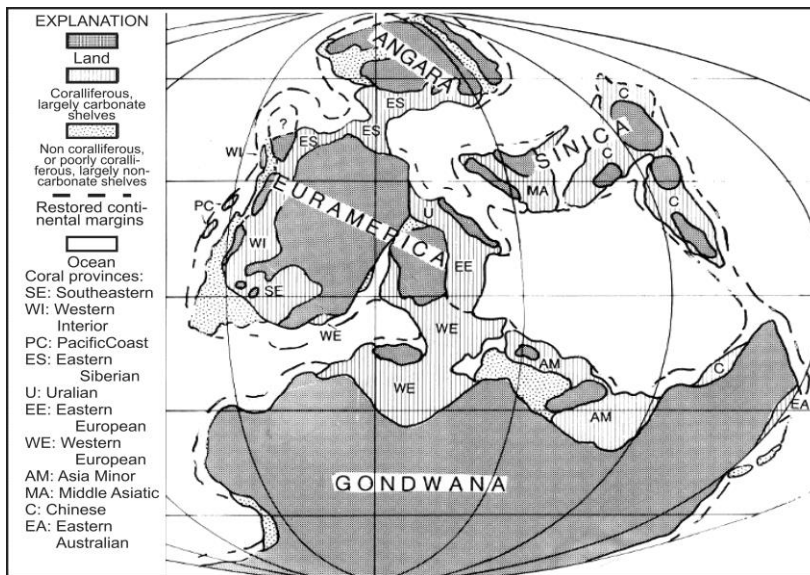


Figure 6-1: Provinces paléobiogéographiques définies par Dubatolov & Vassiljuk (1980), émendées par Sando (1990) et replacées sur une carte paléogéographique du Viséen. Explications dans le texte.

3 PROBLÉMATIQUE

Les quelques travaux paléobiogéographiques synthétisés ici souffrent tous du même problème: qu'en est-il de la Turquie? Balancée entre les provinces européennes et asiatiques, son statut paléobiogéographique est assez confus en raison de la rareté des données paléontologiques. Nous tenterons de résoudre ce problème en suivant deux approches. La première est intuitive et se base sur la comparaison des faunes. La seconde méthode est une technique statistique basée sur la similarité des assemblages de coraux des différentes régions de Turquie et du reste du monde. Cette méthode ("clusters") se veut objective et exhaustive mais dépend fortement du choix de la base de données, de l'algorithme utilisé et des indices de similarité choisis pour le calcul. La combinaison de ces paramètres produit des dizaines de versions du résultat. L'interprétation n'en est que moins objective puisqu'il faut choisir parmi les dizaines de cladogrammes obtenus. Néanmoins, une approche pragmatique permet de choisir judicieusement les paramètres pour représenter au mieux les données.

3.1 MÉTHODE INTUITIVE

3.1.1 Méthodologie

Le désavantage des méthodes statistiques (voir chapitre suivant) est de ne pas pondérer la valeur de certains taxons dans l'analyse. Or l'occurrence de coraux tels *Dorlodotia* ou *Lithostrotion* est plus significative, à notre avis, que celle de *Cyathaxonia* ou d'autres taxons cosmopolites et à grande extension stratigraphique. Là où l'analyse statistique ne s'attache qu'aux genres (travailler avec les espèces serait impossible car l'attribution spécifique des formes figurées dans la littérature est souvent délicate à interpréter), la méthode intuitive de comparaison permet de tenir compte des espèces ou des groupes d'espèces particulièrement utiles en paléobiogéographie (*Siphonodendron asiaticum*, *Axophyllum pseudokirsopianum*). Enfin, il est possible de tenir compte de la distribution stratigraphique de certains genres/espèces alors que l'analyse en cluster telle que nous l'avons utilisée, s'applique à une base de données où les taxons tournaisiens et viséens sont mélangés, avec tous les désavantages que cela implique (détails ci-dessous).

La majorité des études paléobiogéographiques des coraux carbonifères sont basées sur cette méthode descriptive et intuitive. C'est le cas de Hill (1973), Dubatolov & Vassiljuk (1980), Fedorowski (1981) ainsi que dans les études consacrées aux coraux du Paléotéthys (Flügel & Hubmann, 1993), de l'Australie (Pickett & Wu, 1990; Jones et al., 2000; Webb, 2000), et de Chine (Luo, 1984; Liao, 1990; Wang et al., 2003). Seuls Bambach (1990), Sando (1990) et Webb (2000) se basent sur des analyses chiffrées pour argumenter leurs hypothèses.

3.1.2 Résultats

3.1.2.1 La Zone d'Istanbul-Zonguldak

L'assemblage corallien du Strunien de la Zone d'Istanbul-Zonguldak est assez pauvre mais les taxons qui le compose (*Pseudoendophyllum*, *Amplexocarinia*, *Campophyllum*, *Bounophyllum*) sont tous communs dans le Strunien de la Pologne et de l'Oural (Gorsky, 1938; Berkowski, 2002) et, pour partie, de la Belgique.

L'Hastarien ne compte que *Caninophyllum charli* et *Uralinia simplex*. *Caninophyllum* n'est pas connu en Europe avant le Tournaisien supérieur. Dans le Sud-Est de la Chine, des espèces de petite taille aux caractères primitifs (septes courts, peu épaissis) sont connues dans des niveaux équivalents. *Uralinia simplex* est également connu dans la partie inférieure de l'Hastarien en Chine (Poty & Xu, 1996). Une influence asiatique est donc possible à cette période. L'Ivorien comporte des *Uralinia* du groupe *U. multiplex*, *Cyathoclisia*, "*Lophophyllum*" dans sa partie inférieure, *Corphalia* et *Amygdalophyllum* dans les niveaux les plus supérieurs. Ces assemblages sont communs dans toute l'Eurasie à cette époque, témoignant d'une bonne connexion entre ces régions (Poty, 2007) mais est de peu d'utilité pour contraindre la paléobiogéographie.

Le Moliniacien de Zonguldak et Bartın, caractérisé par *Dorlodotia briarti*, *Siphonodendron ondulosum*, *Palaeosmia purchisoni*, est remarquablement similaire à celui de l'Europe de l'Ouest (Javaux, 1994). La différence majeure avec la Belgique est l'absence des *Axophyllum* et *Caninophyllum*. La partie sommitale du Moliniacien est très fossilifère, à l'inverse de ce qui est observé en Europe de l'Ouest (voir discussion de la stratigraphie). L'assemblage riche et diversifié est composé d'espèces communes telles *D. briarti*, *S. ondulosum*, *S. martini*, *P. purchisoni*, *Clisiophyllum multiseptatum* et d'espèces inconnues en Europe: *D. euxinensis*, *Ceriodotia bartinensis*, *C. petalaxoides*, *Siphonodendron* sp. A, Gen. nov. *columnariformis* et *Lithostrotion potii*. Le genre *Ceriodotia* serait également présent dans le Bassin du Donets dans des niveaux équivalents (Hecker, 2012) mais représenté par d'autres espèces. *A priori*, il est aussi présent en Chine et dans l'Oural (voir discussion du genre *Ceriodotia* dans le chapitre systématique). Selon nous, *C. bartinensis* est issu de *D. euxinensis* comme l'atteste leur similitude et l'occurrence de formes intermédiaires sub-cérioïdes. C'est un argument en faveur de l'origine turque du genre, ultérieurement dispersé vers les provinces est-européennes et asiatiques (une datation des colonies chinoises et russes permettrait de conforter cette hypothèse). *Siphonodendron* sp. A est une espèce de petite taille semblable à *S. ondulosum* et trouvé en association avec celui-ci dans le Viséen inférieur de l'Omolon (Poty, données inédites).

Le Warnantien inférieur a livré les espèces "classiques" du Warnantien d'Europe: *Siphonodendron martini*, *S. pauciradiale*, *S. scaleberense*, *S. kleffense*, *Lithostrotion decipiens*, *P. purchisoni*, *Siphonophyllia sibly*, *Aulophyllum fungites*, *Clisiophyllum* aff. *keyserlingi* et *Koninckophyllum interruptum*. Associée à celles-ci, *Siphonodendron asiaticum* exprime une affinité "asiatique" puisque l'espèce est commune dans toutes les zones d'Asie depuis la Chine jusqu'à Kazakhstan ainsi que dans le Bassin du Donets. Le Warnantien supérieur, bien que peu représenté, a livré *Palastrea konincki*, *Corwenia* cf. *vaga*, *Pseudozaphrentoides* cf. *juddi* et *Nemistium* cf. *affine*. Si les trois premiers genres

sont connus dans pratiquement toute l'Eurasie au Wernantien supérieur (Brigantien), *Nemistium* n'est pas un taxon commun avant la partie sommitale du Viséen. Or, celle-ci n'est *a priori* pas présente ni à Zonguldak, ni à Bartın, ce qui pourrait indiquer que *Nemistium* est plus précoce en Turquie qu'en Europe de l'Ouest. Cette apparition plus précoce est notée dans l'Oural et le Bassin de Moscou (Dobroljubova, 1958; Hecker, 2001). *Lonsdaleia* et *Thysanophyllum* n'ont pas été observés en Turquie. Le premier est relativement commun dans les provinces d'Europe de l'Est et de l'Ouest, le second est caractéristique de la partie septentrionale de la Province ouest-européenne (Poty, 2002a). Nous notons la similitude de la Zone d'Istanbul-Zonguldak avec l'Europe de l'Ouest et de l'Est. Cependant, le Viséen supérieur de ces régions (le Bassin du Donets en particulier) est caractérisé par l'abondance de *Dibunophyllum* (plusieurs espèces d'après Vassiljuk, 1960) et *Gangamophyllum* alors que les genres ne sont pas connus dans le Nord-Ouest de la Turquie. Cette absence est peut-être simplement cryptique (niveaux non échantillonnés ou non préservés en Turquie) ou environnementale.

Outre les taxons contraints par la biostratigraphie, le Carbonifère inférieur de Zonguldak et Bartın a livré *Kwangisiphyllum*, un genre typique d'Asie orientale (Lin & Liang, 1986) et *Zaphriphyllum*, un genre peu commun mais connu dans le Sahara (Semenoff-Tian-Chansky, 1974) et en Angleterre (Boland, 2002).

En résumé, nous notons la forte similitude des assemblages de coraux de la Zone d'Istanbul-Zonguldak et ceux du Bassin du Donets, des provinces ouest et est-européenne. Une affinité avec l'Asie (Kuznetsk, Kazakhstan, Chine) est constatée. Notons que l'influence peut aller dans les deux sens. Soit les taxons rencontrés en Turquie sont issus des provinces asiatiques; soit, au contraire, ils sont apparus dans le Nord-Ouest de la Turquie et se sont ensuite répandus vers l'Est. Cette seconde hypothèse est étayée par le diachronisme dans l'apparition des faunes en Chine, systématiquement retardées par rapport à l'Europe (Poty et al., 2011).

Cette tendance "multiculturelle" est confirmée par d'autres groupes fossiles. Les foraminifères tournaisiens et viséens de Zonguldak montrent la même tendance comme l'indique Kalvoda (2002; 2003): la majorité des taxons sont ceux du Royaume Nord-Téthys et, plus particulièrement, de la Province fennosarmatienne (Europe de l'Est). Les radiolaires du Tournaisien d'Istanbul sont également similaires à ceux décrits en Europe (Allemagne, Sud de la France, Noble et al., 2008) mais sont d'une utilité très relative en paléobiogéographie puisque très dépendants du faciès et de la taphonomie (Holdsworth, 1973).

Sur base des lamellibranches du Viséen supérieur (*Posidonia becheri*), Okan & Hoşgör (2007) rapprochent la Zone d'Istanbul-Zonguldak de l'Europe de l'Ouest (Belgique, Allemagne, Pologne) et de la Chine. Les macrofaunes (brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires) du Viséen supérieur et du Namurien décrits par Dil et al. (1976) témoignent, d'après ces auteurs, de la province européenne avec "une influence orientale" et "une certaine proximité avec la plate-forme russe". Kullmann (1973) note une "forte similarité" entre les associations de goniatites du Dévonien d'Istanbul et celles d'Europe de l'Ouest.

Kerey (1984) Kerey et al. (1985) et Cleal & van Waveren (2012) signalent la ressemblance existant entre les flores namuriennes et westphaliennes du Bassin de Zonguldak avec celles, bien connues et d'âge équivalent des bassins productifs d'Europe de l'Ouest (Belgique, Pays de Galles, Silésie, Ruhr) mais aussi du Donets et du sud de l'Oural. (Görür et al., 1997) indiquent qu'il n'est pas possible de comparer les flores de Zonguldak avec le reste de la Turquie car le Carbonifère supérieur des Taurides est marin et celui de Karaburun n'a jamais été décrit d'un point de vue paléobotanique.

3.1.2.2 Les Anatolides

Comme explicité par Denayer (2012) et Denayer & Aretz (2012), l'association à *Siphonodendron-Lithostrotion-Palaeosmilia-Axophyllum* du bioherme de Kongul Yayla et des strates associées est similaire à celle des faciès récifaux d'Europe de l'Ouest (Aretz, 2002b). La présence d'*Espielia* et de Gen. nov. A aff. *Soshkineophyllum* sp., associées à de nombreux *Axophyllum pseudokirsopianum* et *Palaeosmilia multiseptata*, est caractéristique des assemblages du Viséen supérieur du pourtour méditerranéen: Sud de l'Espagne (Rodríguez & Falces, 1992; Rodríguez & Said, 2009), Maroc (Aretz, 2010; Somerville et al., 2012), Algérie (Semenoff-Tian-Chansky, 1974; 1985), mais aussi les Balkans (Kostič-Podgorska, 1957; 1958) et, probablement, de l'île grecque de Chios (bien que les faunes ne soient connues que par des listes d'espèces peu complètes, Besenecker et al., 1968; Herget & Roth, 1968). Toutes ces régions comportent une association légèrement différente de celle connue dans la Province d'Europe occidentale s. l. Bien que jamais décrite de manière claire - notamment par Hill (1973) et Semenoff-Tian-Chansky (1974; 1985) - cet ensemble est ce que nous désignons sous le terme de Sous-province méditerranéenne de la Province d'Europe occidentale. Celle-ci se caractérise par l'abondance et la diversité des lithostrotionnides, des *Axophyllum* et *Palaeosmilia* (dont des espèces de grande taille) dans le Viséen supérieur. Cette sous-province se distingue du reste de la province ouest-européenne par l'absence de *Thysanophyllum*, un moindre développement de *Lonsdaleia* et la présence de genres moins communs comme *Gangamophyllum*, *Pareynia*, *Tizraia*, *Arachnolasma*, *Espielia*, *Kizilia* et *Melanophyllidium*. Ces assemblages sont complétés par des espèces - dont certaines endémiques - des genres "classiques" du Viséen supérieur de l'Europe de l'Ouest: *Dibunophyllum*, *Clisiophyllum*, *Koninckophyllum*, *Palastrea*, *Diphyphyllum* et autres lithostrotionnides. Sont inclus dans cette sous-province, le Sud-Ouest de l'Espagne (Rodríguez & Falces, 1992; Rodríguez & Said, 2009), les bassins marrocaïns (Said & Rodríguez, 2007; Aretz, 2011a), le Sahara algérien et marrocaïn (Semenoff-Tian-Chansky, 1974; 1985). La Montagne Noire (Aretz, 2002b), les Pyrénées (Perret, 1971) et le Sud-Est de l'Espagne (Herbig, 1986) sont caractérisés par une association faunistique similaire mais comportent également beaucoup de taxons inhabituels (*Serraphyllum*, *Melanophyllidium*, *Kizilia* et hétérocoralliaires coloniaux, Poty et al., 2002). Aretz (2011b) a montré que ces trois régions sont exclues de ce qu'il nomme la "branche rhénohercynienne" de la Méditerranée et potentiellement séparées de celle-ci par un relief créé par les prémices de l'orogénèse varisque. L'échantillonnage est certes très limité pour cette zone de la Turquie et certains taxons marqueurs manquent, mais il est envisageable de la rapporter à la Sous-province méditerranéenne de la Province ouest-européenne par l'abondance des grands *Axophyllum*, *Palaeosmilia* et d'*Espielia*.

Les foraminifères du Carbonifère inférieur des Anatolides sont peu connus si ce n'est ceux de l'île grecque de Chios (Mélange de Chios et de Karaburun, Robertson & Ustaömer, 2009b). Groves et al. (2003) indiquent la présence de nombreux archaediscidés, mais aussi de *Koninckopora* et de conodontes (*Lochriea communata* et *Gnathodus bilineatus*) permettant l'attribution des faunes de Chios à la Province européenne. Il en va de même pour les blocs calcaires inclus dans le Complexe de Karakaya (Zone de Sakarya, un équivalent latéral des Anatolides). Pille et al. (2010) y indiquent la présence de microflores typiques de la partie nord du Paléotéthys. Les assemblages de foraminifères du Carbonifère supérieur de Sakarya montrent un provincialisme plus marqué que ceux du Carbonifère inférieur (Leven & Okay, 1996). Leur affinité avec l'Europe de l'Est, l'Oural et l'Asie centrale est soulignée par Kalvoda (2002). Ils n'ont, par contre, que très peu de taxons en commun avec la partie sud du Paléotéthys et notamment avec les Taurides (Leven & Okay, 1996). Le provincialisme faunistique des Anatolides se maintient jusqu'au Permien supérieur. Altiner et al. (2000) ont, en effet, montré que les biofaciès à foraminifères de Sakarya forment un ensemble distinct de ceux connus dans le Permien des Taurides.

3.1.2.3 Les Taurides

L'assemblage tournaisien des Taurides est composé de formes solitaires appartenant aux genres *Bifossularia*, *Caninia*, *Caninophyllum*, *Keyserlingophyllum*, *Proheterelasma*, *Siphonophyllia*, *Uralinia* et *Zaphrentites*. Ces genres ayant une très large distribution spatiale au Tournaisien, ils sont peu utiles pour la reconnaissance des aires paléobiogéographiques. À l'inverse, la présence de *Calmiussiphyllum* rapproche les Taurides du Bassin du Donets, de la Sibérie, du Bassin de Namur-Dinant et, potentiellement du Kazakhstan où sa présence est soupçonnée (spécimens décrits par Bykova, 1966, sous le nom de *Caninia ussowi*). L'apparition de *Kueichouphyllum alborensense* dans le Tournaisien supérieur est remarquable car il s'agit de l'une des premières occurrences du genre (avec celles d'Iran, Niikawa, 2012) et permet, d'autre part, d'associer les Taurides à la Zone à *Kueichouphyllum* comme l'avaient fait Minato & Kato (1977) et Kato (1979). Le Viséen inférieur est assez pauvre: *Keyserlingophyllum*, *Kueichouphyllum*, *Amygdalophyllum* et *Eockoninckocarinia* sont les seuls taxons communs. Le dernier n'est connu, hors de Turquie, qu'en Chine dans des niveaux d'âge similaire. Prises ensembles, les faunes tournaisiennes et viséennes des Taurides sont similaires à celles des régions proches que sont le Nord de l'Iran (Heravi & Khaksar, 1999), l'Afghanistan (Von Schouppé, 1970) et le Trans-Caucase (Papoyan, 1969). Toutes ces zones forment la Sous-province moyenne-orientale de la Province asiatique que nous définissons par son assemblage corallien très appauvri (sans coloniaux).

Les autres faunes paléozoïques des Taurides sont peu connues. Les coraux dévoniens sont très similaires à ceux d'Europe, d'Asie centrale et d'Afrique du Nord (Flügel, 1955; Hubmann, 1992). Les foraminifères du Carbonifère inférieur des Taurides centrales (Unité d'Aladağ, Altiner & Özgül, 2001) forment des assemblages similaires à ceux d'Europe occidentale (Royaume Nord-Téthys) mais sont moins diversifiés que ces derniers (Kalvoda, 2002). Il en va de même dans les Taurides orientales (Pinarbaşı: Demirtaşlı et al., 1978a; Altiner & Zaninetti, 1980; Korucuk: Demirtaşlı et al., 1978b). Okuyucu & Vachard (2006) indiquent que les assemblages de foraminifères du Tournaisien et du Viséen supérieur des Taurides orientales (Aladağ) sont plus proches de ceux d'Europe et de Russie (présence d'*Euxinita*, *Vissarionovella* et *Pojarkovella*) que de ceux des zones formant la marge nord du Gondwana comme l'Afghanistan ou le Nord de l'Iran. Au Carbonifère supérieur et au Permien, les associations des Taurides se différencient de celles du Nord-Téthys (Lys, 1986; Altiner et al., 2000).

3.1.2.4 La Région de Hakkari

Le Carbonifère inférieur de la région de Hakkari n'est connu que par deux horizons fossilifères attribués au Tournaisien supérieur ou au Viséen inférieur (voir la discussion dans le chapitre stratigraphie). Les coraux sont extrêmement peu diversifiés et appartiennent à la faune à *Cyathaxonia* (Hill, 1981) ou à laccophyllides (Oliver, 1992), composée de taxons pour la plupart cosmopolites: *Rotiphyllum*, *Zaphrentites*, *Amplexizaphrentites*, *Caninia* aff. *cornucopiae*, *Ufimia* et cf. *Gorizdronia*. Aucun des taxons de cet assemblage n'a d'utilité en paléobiogéographie. Néanmoins, notons qu'en dehors du Viséen d'Angleterre, *Amplexizaphrentis* n'est pas commun et que les seules zones proches qui en comportent sont le Nord de l'Iran (Heravi & Khaksar, 1999) et le Sinaï (Égypte: Kora, 1989; 1992; 1995). Sur cette base assez faible, nous associons la Région de Hakkari à la Province asiatique (Sous-province moyen-orientale).

Parmi les rares faunes et flores paléozoïques décrites dans la région de Hakkari figurent les brachiopodes du Dévonien moyen qui, d'après Gourvennec & Hoşgör (2012), ne permettent aucune corrélation paléobiogéographique à cause de leur caractère cosmopolite. Hoşgör et al. (2012) y indiquent la présence problématique du lamellibranche *Posidonia bercheri*, jusqu'alors connu uniquement dans la partie nord du Paléotéthys. Enfin Higgs et al. (2002) ont décrit des assemblages palynologiques fameniens à tournaisiens comparables à ceux connus en Algérie, Lybie, Syrie et dans

le Nord de l'Iran. Mis à part les lamellibranches, les autres fossiles carbonifères décrits dans la Région de Hakkari ont tous une forte affinité pour le Gondwana.

3.1.3 Conclusions

L'analyse et la comparaison des associations de coraux montrent que les quatre zones étudiées en Turquie ont des affinités différentes. La Zone d'Istanbul-Zonguldak est très similaire, pour les coraux, à l'Europe occidentale mais partage avec le Bassin du Donets (Province d'Europe de l'Est) un Viséen inférieur à *Ceriodotia*, *Dorlodotia* et amygdalophyllides coloniaux. Le Viséen supérieur est plus différencié puisque le Bassin du Donets compte de nombreuses espèces de *Dibunophyllum* et *Gangamophyllum*. L'absence de *Caninophyllum*, *Axophyllum* et *Lonsdaleia* dans le Viséen distingue la Zone d'Istanbul-Zonguldak de l'Europe de l'Ouest. Les Anatolides sont rangées dans la Sous-province méditerranéenne de l'Europe de l'Ouest par l'abondance des grands *Axophyllum*, *Palastrea* et *Espiellia*. L'absence de *Dibunophyllum*, *Lonsdaleia* et *Kizilia* est cependant remarquée. Les Taurides font partie de la Zone à *Kueichouphyllum* et de la Sous-province moyen-orientale de la Province asiatique. La région de Hakkari est difficilement classifiable du fait de sa pauvreté faunistique mais pourrait également être rangée dans la Sous-province moyen-orientale.

3.2 MÉTHODE STATISTIQUE

3.2.1 Méthodologie

Inspirée des analyses phylogénétiques de cladistique, l'analyse en "cluster" de la paléobiogéographie permet de comparer et classer des zones paléobiogéographiques. En cladistique, les caractères des taxons sont utilisés pour créer des arbres (cladogrammes) dont chaque branche (clade) supporte un ou plusieurs taxons. Les taxons d'un même clade partageant des caractères communs. La base de données utilisée pour procéder à ce genre d'analyse est une matrice de caractères, un tableau croisant les caractères (en colonne) et les échantillons (en ligne). Si l'échantillon possède le caractère Y, la valeur 1 est attribuée, s'il ne le possède pas, la case est affublée d'un 0. Le même principe peut être appliqué à des données de présence/absence de taxons dans des zones paléobiogéographiques. Lorsqu'un taxon X (= caractère) est connu dans la zone Y (= échantillon), sa présence est notée par 1, son absence par 0. La méthode des clusters permet d'identifier des groupes dont la similarité est élevée (mêmes assemblages taxonomiques dans notre cas) et de hiérarchiser cette similarité par groupement successif des branches.

3.2.1.1 Indices de similarité/distance

Il s'agit d'un indice quantifiant la similarité de 2 échantillons par comparaison de leurs caractères, dans notre cas, deux zones caractérisées par des assemblages de coraux. Pour comparer deux échantillons à un seul caractère, l'indice de similarité est soit 1 (échantillons similaires), soit 0 (échantillons distincts). Puisqu'il faut habituellement traiter plus de deux échantillons à la fois dans une analyse de similarité, il faut faire appel à des formules plus élaborées. Il existe une cinquantaine de coefficients calculant les indices de similarité/distance entre les X échantillons à Y caractères d'une matrice en utilisant des formules plus ou moins complexes. L'un des indices les plus simple est celui de Jaccard, défini comme $M/(M+N)$ où M est le nombre de caractères communs aux deux échantillons comparés et N le nombre de caractères présents dans un seul des deux échantillons mais pas dans les deux à la fois. L'indice Simpson est défini par M/S où S est le plus petit nombre de taxons présents dans les deux échantillons comparés (Simpson, 1960). Les avantages de ce coefficient, par rapport à celui de Jaccard, est d'être insensible à la taille de l'échantillon et d'être influencé par les présences,

mais pas par des absences de caractères dans l'échantillon. L'indice de Simpson convient donc mieux à une analyse paléobiogéographique car il est peu influencé par le caractère incomplet de l'échantillonnage. Enfin, le coefficient de similarité de Raup-Crick, est souvent utilisé dans les analyses comportant de nombreux échantillons et caractères car il ne dépend pas de la taille de ceux-ci. Le coefficient de Raup-Crick est défini comme la probabilité p (sur 1000 essais) d'obtenir deux échantillons identiques en choisissant au hasard les M caractères. Cependant cet indice est fortement biaisé si les échantillons comportent un nombre variable de caractères. C'est malheureusement notre cas puisque nos échantillons (zones paléobiogéographiques) possèdent entre 1 et 56 taxons. Dans notre étude, nous avons privilégié l'indice de Simpson pour son indépendance à la taille et à la complétude de l'échantillon.

3.2.1.2 Cladogrammes

La démarche utilisée est celle de Hammer & Harper (2006) via le logiciel PAST. L'algorithme utilisé par ce logiciel traite la base de donnée de présence/absence en comparant les échantillons (zones) deux par deux, puis en calculant les indices de similarité de Simpson pour chaque couple d'échantillon. Les échantillons les plus proches (dont l'indice de similarité est le plus élevé) sont regroupés en clades et chaque clade est comparé au clade le plus proche, etc. jusqu'à ce que tous les échantillons soient regroupés en clades de plus en plus grands. Le résultat, présenté de manière graphique est un cladogramme dont la longueur des branches séparant deux clades ou deux échantillons exprime la similarité de ceux-ci.

3.2.1.3 Bootstrapping

Pour tester la robustesse du cladogramme, il est habituel de procéder à un "bootstrapping", une opération calculant la probabilité d'obtenir le cladogramme en intervertissant les caractères un nombre X de fois. Nous avons utilisé une valeur de bootstrapping de 1000. Le résultat apparaît sous forme d'un coefficient à chaque nœud du cladogramme. Ce coefficient représente le nombre d'arbres alternatifs (produit par l'interversion des caractères) dans lesquels le nœud existe. Plus ce chiffre est élevé, plus le nœud (et donc le clade) est robuste.

3.2.1.4 Principal coordinates analysis (pco)

L'analyse en cluster est renforcée par une analyse PCO (Principal Coordinates Analysis) qui permet de visualiser le groupement des échantillons analysés. La matrice de présence/absence possède trois dimensions (colonne, ligne, 1/0) mais le cladogramme qui en résulte n'en possède qu'une (distance entre les clades). Les deux autres dimensions peuvent être visualisées en projetant les échantillons analysés sur des plans à deux coordonnées. Le résultat est un nuage de points, chacun représentant un échantillon, séparés par des distances proportionnelles à leur similarité/distance. Des points rassemblés possèdent donc beaucoup de caractères communs, tandis que des points écartés sont très dissemblables. Cette méthode permet de mettre en évidence des différences qui ne se marquent pas nécessairement dans le cladogramme ou, à l'inverse, de discriminer des échantillons qui paraissent proches dans l'analyse cluster. Comme pour l'analyse de similarité, l'indice de Simpson a été utilisé, ce qui revient à représenter graphiquement les indices de similarité/distance des échantillons et donc des branches du cladogramme.

3.2.2 Bases de données

Nous avons utilisé dans notre analyse 40 zones géographiques où les coraux carbonifères sont signalés dans la littérature. Certaines de ces zones (Europe occidentale, Afrique du Nord, Tableaux 6-4 et 6-5) sont bien connues par des données relativement récentes et les listes de coraux pratiquement

exhaustives. A l'inverse, nous ne possédons qu'une connaissance approximative de nombreuses autres zones (Asie centrale, Moyen-Orient), connues par des données relativement anciennes, (identifications douteuses) ou fragmentaires. Pour ces derniers cas, nous avons tenu compte uniquement des taxons figurés qu'il était possible d'identifier. Ces données sont incluses dans la matrice mais traitées avec une certaine latitude. D'autre part, nous avons volontairement écarté certaines zones dont les coraux sont à peine connus: certains terranes d'Indonésie, du Japon et de la côte ouest de l'Amérique du Nord et du Sud qui constituent des fragments issus de domaines océaniques (Jones et al., 2000). Les articles ayant été utilisés pour la création de la matrice sont donnés ci-dessous, les matrices sont données en Annexes 2 et 3.

Dans sa version brute, la matrice contient 40 zones et 136 taxons utilisés (coloniaux, solitaires dissépinés à structure axiale, solitaires dissépinés sans structure axiale, solitaires non dissépinés, Tableau 6-5). Il s'agit des taxons identifiés et valides de coraux carbonifères inférieurs, sans distinction de leur distribution stratigraphique (du Tournaisien inférieur au Viséen supérieur). Une première analyse effectuée sur ces données "brutes" n'a pas donné de résultats probants (Figure 6-2). Ces résultats pauvres s'expliquent par une trop grande disparité des échantillons (taille et de contenu fossile de chaque zone). Nous avons donc affiné la base de données en regroupant les zones qui forment systématiquement un même clade dans les analyses préliminaires (Bassin de Namur-Dinant+Kulm, S+N de la Pologne+Moravie, Pyrénées+Montagne Noire+SE de l'Espagne, N+S du Japon). D'autre part, un filtre a été appliqué sur les taxons et seule une soixantaine d'entre-eux ont été conservés dans la matrice finale. Nous avons écarté de la base de données:

- les taxons cosmopolites à large distribution spatiale et/ou stratigraphique (ex: *Caninia*, *Cyathoclisia*, *Keyserlingophyllum*, *Uralinia*, *Zaphrentites*);
- les taxons à trop faible distribution (ex: *Eostrotion*, *Tizraia*, *Saleelasma*);
- les taxons endémiques des zones les plus diversifiées (Europe, principalement);
- les taxons d'identification douteuse (ex: *Acrocyathus*, "*Lithostrotionella*", "*Petalaxis*", *Auloclisia*, *Bothrophyllum*);

La majorité des taxons conservés dans la version finale de la matrice sont des représentants importants des zones étudiées (ex: *Kueichouphyllum*, *Dorlodotia*, *Stylostrotion*). Les taxons présents dans l'une ou l'autre zone turque ont aussi été conservés pour contraindre la similarité des assemblages de ces quatre zones. La matrice finale ne contient plus que 63 genres répartis dans 33 zones.

Notons que les diversités répertoriées dans la base de données sont peu représentatives de la réalité car biaisées par l'état de nos connaissances. En effet, la zone la plus riche en taxons est la Belgique (56 genres) car il s'agit de la zone la plus étudiée. Elle est suivie par le Sud-Est de la Chine comptant - à peine? - 49 genres alors que la superficie d'affleurement du Carbonifère inférieur est des milliers de fois plus importante qu'en Belgique.

Tableau 6-4: Origine des données tirées de la littérature pour la construction de la base de données.

Provinces*	code	zones traitées	origine des données
??	Zonguldak	NW Turquie (Zonguldak et Bartın)	Denayer (2011), ce travail
??	Anatolides	Anatolides (Bolkardağ)	Denayer (2012), ce travail
??	Taurides	Taurides (Aladağ)	Ce travail
??	Hakkari	SE Turquie (Hakkari)	Denayer & Hoşgör (soumis), ce travail
WE	Belgique	Belgique et N France (Bassin de Namur-Dinant dont Avesnois, Boulonnais et Visé)	Poty (1981; 1989), Mansy et al. (1989), Poty & Hannay (1994), Denayer et al. (2011)
WE	Kulm	W Allemagne (Culm)	Weyer (1993; 2000; 2006)
WE	Armorique	Armorique	Vuillemin (1990)
WE	S britannique	S Angleterre, S Pays de Galles, S Irlande	Mitchell (1989), Somerville et al. (1989), Somerville (1994, 1997)
WE	N britannique	N Angleterre, Ecosse, N Irlande	Hill (1941), Mitchell (1989), Somerville et al. (1989), Somerville (1994, 1997)
MA/WE	Nova Scotia	Nouvelle Ecosse	Lewis (1935), Poty (2002)
EE	S Pologne	S Pologne (Sudètes, Mts St-Croix)	Fedorowski (1968; 1971; 1981), Khoa (1977), Poty et al. (2003), Chwieduk (2005)
EE	N Pologne	N Pologne (Pomeranie)	Chwieduk (2005)
EE	Moravie	E Tchéquie (Moravie)	Zukalová (1961; 1965)
WE	SW Espagne	SW Espagne (Ossa-Morena)	Rodríguez & Falces (1992; 1994), Rodríguez et al. (1992; 2001; 2002; 2004), Rodríguez & Said (2009)
WE	SE Espagne	SE Espagne (Cordillère Bétique)	Herbig (1986)
WE	Pyrénées	S France (Pyrénées)	Perret (1971), Perret & Semenov-Tian-Chansky (1971)
WE	Montagne Noire	S France (Montagne Noire)	Aretz (2002a; 2002b), Poty inédit
EAN/WE	Maroc	Maroc (Atlas, Meseta, Khenifra, Adarouch)	Aretz (2010), Aretz & Herbig (2010), Somerville et al. (2012), Said et al. (2007; 2013), Said & Rodríguez (2007; 2008)
EAN/WE	Sahara	Sahara algérien et marocain (Tafilalt)	Semenov-Tian-Chansky (1974; 1985), Aretz, (2011a), Aretz et al. (2013)
WE	Balkans	Balkans	Kostič-Podgorska (1957; 1958)
DA/EE	Donets	Ukraine (Donets)	Vassiljuk (1959; 1960), Vassiljuk & Zhizhina (1978), Ogar (2010)
ACK/AE	Kuznetsk	S Russie (Kuznetsk)	Dobroljubova et al. (1966), Fomitchev (1931)
ACC/CCA	Kazakhstan	Asie centrale (Kazakhstan)	Keller (1959), Bykova (1966), Volkova (1941)
AO/EE	Oural	N Russie (Oural, Nouvelle Zemble)	Sayutina (1970, 1973), Gorsky (1935; 1938; 1951; 1978)
EE	Russie	Plate-forme russe et Bassin de Moscou	Dobroljubova (1958)
ATC	Caucase	Trans-Caucase	Papoyan (1969)
AE/CCA	Omolon	E Sibérie (Omolon)	Onoprienko (1976; 1979a; 1979b), Conil et al. (1982), Poty & Onoprienko (1984), Poty, inédit
AE/CCA/EE	Sibérie	Plate-forme sibérienne	Ivanowski (1967; 1987)
ASE	N Iran	N Iran (Albroz)	Flügel (1963; 1991), Khaksar (1996), Heravi & Khaksar (1999)
ASE?	Sinai	Egypte (Sinai)	Kora & Jux (1986), Kora (1989; 1992; 1995)
ESE	Afghanistan	Afghanistan (Badakhshan)	Von Schouppé (1970)
ASE	N Japon	N Japon (Kitakami)	Minato (1955)
ASE	Japon	S Japon (Akiyoshi)	Minato (1955)
ASE	SE Chine	SE Chine (Yunnan, Guizhou, Hunnan, Guandong, Xinzang), N Thaïlande, N Vietnam	Chi (1931), Yü (1933), Wu & Zhang (1980), Luo (1984), Xu & Yang (1987), Poty & Xu (1996), Xu (1996), Xu & Poty (1997), Lin et al. (2012), Fontaine et al. (1991), Fan et al. (2003), Poty inédit
AC	NW Chine	NW Chine (Qinghai, Pamirs, Tadjikistan)	Pashkov (1979), Lin & Rodríguez (1993)
WIP/AN	WIP USA	Amérique du N (W Interior Province)	Sando (1960; 1965; 1970), Bamber (1966), Sando & Bamber (1985)
WIP/AN	S USA	Amérique du N (S Province)	Easton (1943; 1944; 1945; 1962; 1973)
PA/CCA	Alaska	Alaska	Armstrong (1970a; 1970b; 1972)
EAU	E Australie	E Australie (Queensland, New South Wales)	Hill (1934), Pickett (1966), Webb (1990)
ASE	W Australie	W Australie (Canning Basin)	Hill (1934; 1973)

* Les codes correspondent aux provinces définies par Dubatolov & Vassiljuk (1980) et Fedorowski (1981).

Tableau 6-5: Statistique des zones étudiées en termes de nombre de taxons solitaires, coloniaux, avec et sans disséminations.

	Zonguldak	Anatolides	Taurides	Hakkari	Belgique	Armorique	S UK	N UK	Nova Scotia	Kulm	S Pologne	N Pologne	SW Espagne	SE Espagne	Pyrénées	Mtgne Noire	Maroc	Sahara	Balkans	Moravie
<i>coloniaux</i>	8	3	0	0	9	4	13	12	5	0	8	0	10	3	5	8	7	6	2	2
<i>solitaire dissep. str. axiale</i>	6	3	3	1	17	9	11	15	5	1	12	3	12	5	5	7	11	13	4	5
<i>solitaire dissep.</i>	8	1	7	2	18	6	8	9	1	2	8	4	8	3	4	6	9	10	1	1
<i>solitaire non dissep.</i>	3	3	3	4	12	8	11	9	1	8	4	7	4	0	0	3	8	5	0	0
Total:	25	10	13	7	56	27	43	45	12	11	32	14	34	11	14	24	35	34	7	8
<i>dont endémiques</i>				1	1	3					2						1	1		

	Donets	Kuznetsk	Kazakhstan	Oural	W Russie	Caucasse	N Iran	Sinai	Afghanistan	SE Chine	NW Chine	N Japon	S Japon	Omolon	Sibérie	WIP USA	SP USA	Alaska	E Australie	W Australie
<i>coloniaux</i>	10	5	5	8	9	0	0	0	0	16	5	8	4	4	5	8	1	5	4	0
<i>solitaire dissep. str. axiale</i>	9	6	12	14	1	1	2	0	2	16	4	6	3	2	2	1	0	1	3	1
<i>solitaire dissep.</i>	9	10	5	12	0	4	4	1	1	9	1	3	0	9	9	7	3	1	3	0
<i>solitaire non dissep.</i>	6	4	2	3	0	2	7	6	2	8	0	0	0	4	4	10	4	0	8	0
Total:	34	25	24	37	10	7	13	7	5	49	10	17	7	19	20	26	8	7	18	1
<i>dont endémiques</i>			2		1					5	1			1		5	3		9	

3.2.3 Résultats

3.2.3.1 Résultats globaux

La matrice de données finale a été soumise à un algorithme utilisant l'indice de similarité de Simpson. Un outgroup factice a été utilisé en créant un échantillon vide de caractère. Le cladogramme résultant montre des clades peu robustes (les valeurs de bootstrapping sont proches de 0 pour certains nœuds). Cependant, parmi les dizaines de cladogrammes calculés, celui-ci a produit un résultat satisfaisant, à l'inverse des nombreux autres caractérisés par des clades à contre-sens des données (ex: la Belgique formant un clade avec le Sud-Est de l'Espagne, Figure 6-2).

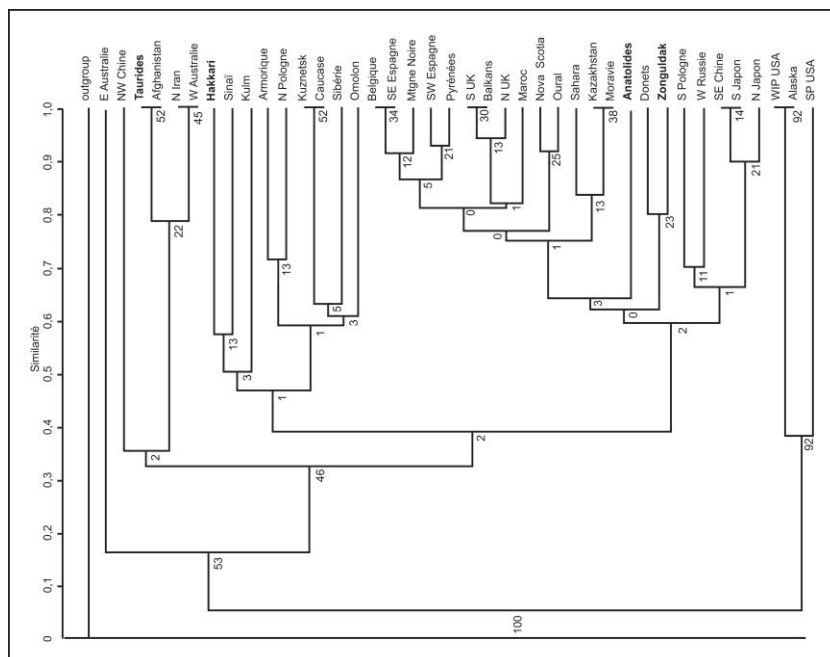


Figure 6-2: Cladogramme produit pour la base de données brute (Annexe 2; indice de similarité de Simpson et bootstrap de 1000).

L'interprétation du cladogramme est peu surprenante pour ce qui concerne les zones autres que la Turquie. Les provinces américaines (Western Interior, Southern Province et Alaska) forment un clade indépendant et relativement robuste. L'Australie orientale forme avec le Sinaï et la région de Hakkari, un clade artificiel probablement lié à la pauvreté taxonomique de ces régions. Toutes les autres régions sont enracinées dans le même clade. Celui-ci est composé de deux ensembles. Le premier regroupe les provinces asiatiques: d'une part l'Extrême-Orient (Chine, Japon et Australie occidentale), et d'autre part les zones du Moyen-Orient (Afghanistan, Taurides, Nord de l'Iran et Caucase) additionnées du Kuznetsk et du Kazakhstan. Cette première branche représente la "Zone à *Kueichouphyllum*" de Niikawa (1994) et couvre en partie les provinces asiatiques (*ASE*), transcaucasienne (*ATC*) et centre-asiatique (*ACC*) de Dubatolov & Vassiljuk (1980) et Fedorowski (1981). Notons que les zones du Moyen-Orient en constituent la partie occidentale, très appauvrie par rapport à la partie orientale (Chine, Japon). Il paraît judicieux de ranger ces zones dans une sous-province moyen-orientale (*MO*). Le second clade est composé de plusieurs branches dont une première intégrant la Sibérie et l'Omolon, la seconde reprenant les zones d'Europe de l'Est et la troisième les zones d'Europe de l'Ouest. Le Donets et la Zone d'Istanbul-Zonguldak forment un clade aux côtés de l'Ouest de la Russie. Les faunes ouest-européennes forment deux groupes. Un premier incluant les Iles britanniques, la Nouvelle-Ecosse, la Belgique, l'Armorique, la Pologne et l'Oural, qui représentent plus ou moins la province d'Europe occidentale de Fedorowski (1981). Le second groupe inclut le Sud de la France (Montagne Noire, Pyrénées et Cordillère bétique en Espagne), le Sud-Ouest de l'Espagne, le Maroc, le Sahara, les Balkans et les Anatolides. Ce dernier groupe représente la Sous-province méditerranéenne (*ME*).

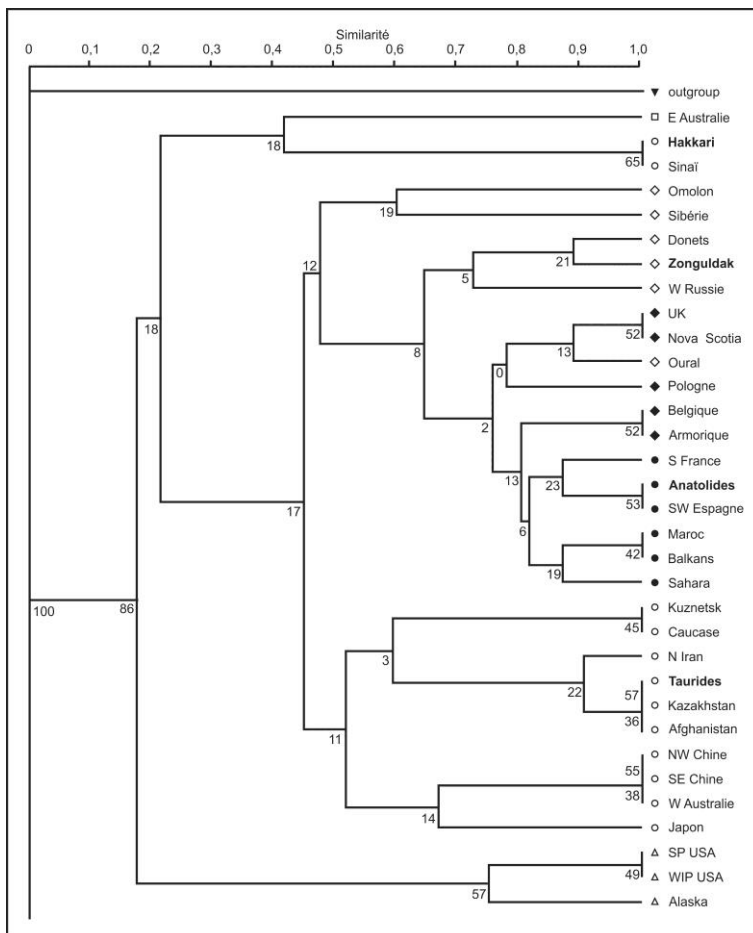


Figure 6-3: Cladogramme produit pour la base de données "affinée" (Annexe 3; indice de similarité de Simpson et bootstrap de 1000).

Les résultats sont compatibles avec les conceptions de Hill (1973), Dubatolov & Vassiljuk (1980) et Fedorowski (1981) mais plusieurs problèmes subsistent. Le positionnement des zones pauvres, peu diversifiées (Hakkari, Sinaï, Caucase, Australie occidentale) ou mal documentées (Kuznetsk, Kazakhstan, Afghanistan) est discutable.

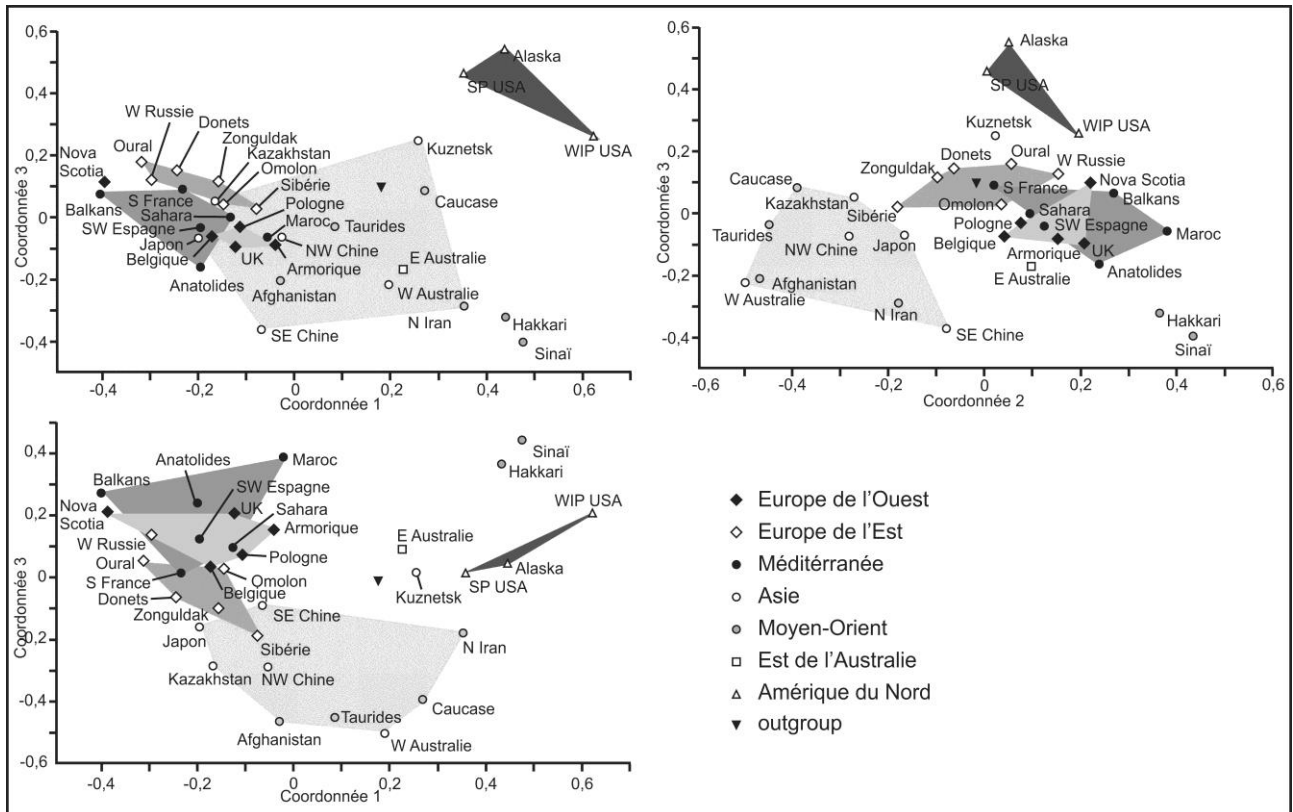


Figure 6- 4: Diagramme de PCO pour la base de données "affinée" (Annexe 3, indice de similarité de Simpson).

Outre la qualité de l'information à la base de la matrice de données, le choix des taxons est la plus grande source d'erreurs et de mésinterprétations. Les sources d'erreurs potentielles des analyses paléogéographiques sont:

- La précision taxonomique: le choix du rang taxonomique (ici, le genre plutôt que l'espèce ou la famille) est l'option la plus couramment utilisée (Rosen, 1992). Cependant l'attribution générique des taxons pose souvent problème dans la littérature ancienne, russe et chinoise en particulier.
- La taille des échantillons: la différence de taille entre les échantillons produit un déséquilibre dans le poids accordé à chaque taxon. Le traitement des zones Sinaï et Hakkari, de l'Australie occidentale et de l'Afghanistan sont des exemples prévisibles mais difficiles à contourner soit par manque de données, soit parce que les associations considérées sont vraiment peu diversifiées. Dans le cas d'échantillons de taille trop dissemblables, Koch (1987) recommande d'éliminer les taxons peu représentés ou inversement les plus cosmopolites. Dans notre cas, l'élimination de l'un ou l'autre rendrait ces échantillons vides de caractères.
- L'incomplétude des échantillons: c'est le propre de l'enregistrement fossile que d'être incomplet (taphonomie, érosion, métamorphisme, affleurements limités, etc.). L'échantillonnage de cet enregistrement ne peut donc être complet non plus ! Cependant, la représentabilité des fossiles

en paléobiogéographie n'est plus à démontrer. Il y a simplement lieu d'en tenir compte dans l'interprétation des résultats d'analyses tels que ceux présentés ici.

- La résolution stratigraphique: les classifications paléobiogéographiques de Dubatolov & Vassiljuk (1980) et Fedorowski (1981) indiquent des provinces différentes au Viséen et au Tournaisien. Nous avons cependant fait le choix d'intégrer tous les taxons dans la base de données sans distinction d'âge car les quatre zones de Turquie étudiées présentent des assemblages d'âges différents: Zonguldak et Bartın comportent des faunes du Strunien au Viséen supérieur, les Anatolides n'ont livré que des coraux du Viséen supérieur, les Taurides comportent uniquement du Tournaisien supérieur et du Viséen inférieur et enfin, les coraux de la région de Hakkari sont mal contraints stratigraphiquement, Tournaisien supérieur ou Viséen inférieur. Une analyse traitant uniquement les taxons viséens aurait écarté la Région de Hakkari et amputé les Taurides de la majorité des taxons. Inversement, une analyse ciblant uniquement le Tournaisien aurait éliminé les Anatolides et une bonne partie des genres de Zonguldak. De plus, la littérature consultée pour dresser la base de données est rarement précise en terme de stratigraphie. Nous avons d'ailleurs à plusieurs reprises, écartés des taxons présentés comme d'âge Carbonifère inférieur mais appartenant vraisemblablement au Carbonifère supérieur (assemblages d'Asie centrale). Notre choix de traiter les taxons sans distinction stratigraphique induit une erreur importante dans nos analyses mais c'est la seule manière de travailler à l'échelle globale en tenant compte de toutes les zones paléobiogéographiques de la base de données.

Enfin, Cecca (2002) fait remarquer que la paléobiogéographie a finalement peu fait appel à l'analyse cladistique car les cladogrammes générés manquent de congruence. De plus, il est peu aisé de reconnaître dans les données paléobiogéographiques des lignées (provinces) monophylétiques comme celles utilisées en phylogénétique classique. Faut-il en conclure que ce type d'analyse est inadéquate pour les problématiques paléobiogéographiques? Pas nécessairement, mais la précision et l'exactitude des résultats dépendent de l'échelle choisie. A l'échelle régionale, un nombre faible de taxon est suffisant pour quantifier un nombre réduit de zones (ex: Poty, 2002a; Smith, 1988). Par contre, une analyse à l'échelle globale comme celle que nous avons menée est trop imprécise pour les raisons exposées ci-dessus.

3.2.3.2 Résultats pour la Turquie

Dans cette analyse des assemblages de taxons sélectionnés, les quatre zones de Turquie que nous avons étudiés figurent dans quatre clades distincts, mettant en évidence leur affinité pour des zones paléobiogéographiques différentes.

Les coraux récoltés dans les régions de Zonguldak et Bartın montrent une forte affinité avec les assemblages d'Europe occidentale comme l'indiquent les indices de similarité avec ces zones (83% avec les Iles britanniques, 67% avec la Belgique et la Pologne, voir Annexe 4). C'est cependant avec les provinces d'Europe de l'Est qu'ils partagent le plus de caractères (89% avec le Bassin du Donets, 67% avec l'Oural). Notons également la présence de taxons connus dans les provinces du Sud-Est asiatique (*Kwangsiphyllum*). Dans le cladogramme obtenu, la Zone d'Istanbul-Zonguldak partage un clade avec le Donets, clade enraciné avec les zones européennes. Donets et Istanbul-Zonguldak forment, avec la plupart des autres zones européennes, un pôle très marqué dans les diagrammes de PCO.

Bien que l'échantillonnage dans les Anatolides soit très réduit dans l'espace (deux coupes) et restreint dans le temps (uniquement la partie supérieure du Warnantien inférieur), elles partagent 100% de ses taxons avec le Sud-Ouest de l'Espagne et 87.5% avec le Sud de la France et les zones d'Europe de l'Ouest. Anatolides et sud-Ouest de l'Espagne partagent avec les Balkans, le Maroc et le

Sahara, un clade enraciné avec les autres provinces européennes. Cette tendance est également très marquée par la proximité des points représentant ces régions dans les diagrammes de PCO.

La totalité des taxons présents dans les Taurides et choisis (voir Annexe 3) pour cette analyse sont également présents dans le Caucase, en Afghanistan et au Kazakhstan. Ces deux derniers forment d'ailleurs un clade avec les Taurides. Ce clade, groupé avec le Nord de l'Iran, est associé aux zones asiatiques (Sud-Est et Nord-Ouest de la Chine, Japon, Kuznetsk et Australie occidentale) et forment ensemble la "Zone à *Kueichouphyllum*". Dans les diagrammes de PCO, le point figurant les Taurides est situés sans grande surprise entre l'Afghanistan et le Trans-Caucase.

Enfin, la région de Hakkari est indissociable du Sinaï avec lequel elle partage 100% des taxons sélectionnés pour l'analyse. Les deux zones sont également situées côte à côte dans un clade enraciné avec l'Australie orientale avec laquelle elles partagent seulement 33%. Sinaï et Hakkari forment deux points marginaux dans les diagrammes de PCO.

En conclusion, il est possible d'attribuer la Zone d'Istanbul-Zonguldak à la Province Est-Européenne (*EE*), les Anatolides à la Sous-province méditerranéenne (*ME*) d'Europe occidentale (*WE*) et les Taurides et la région de Hakkari à la Sous-province Moyenne-orientale (*MO*), celle-ci étant considérée comme une variation appauvrie (pas de coloniaux) de la Province asiatique (*ASE*).

4 APPLICATION À LA PALÉOGÉOGRAPHIE

Avec la tectono-stratigraphie, la paléobiogéographie est un outil permettant de contraindre les hypothèses paléogéographiques basées sur des données paléomagnétiques et tectoniques. Elle reste malheureusement peu utilisés dans ce sens, les paléontologues étant peu enclins à appliquer les techniques de la tectonique et de la géodynamique, et les tectoniciens rechignant souvent à utiliser les données paléontologiques (Cecca, 2002)! L'article de Smith (1988) est un exemple très intéressant démontrant l'utilité de la paléobiogéographie des coraux dans les reconstructions tectoniques et paléogéographiques. La région étudiée, le Sud-Est asiatique, est composé de nombreux fragments continentaux séparés par des sutures océaniques qui tient son origine dans l'accrétion de ces fragments lors de l'orogénèse alpine. Plusieurs scénarios d'accrétion avaient été avancés pour expliquer la chronologie des évènements menant à cette accrétion. Smith a utilisé les coraux comme marqueurs pour contraindre ces hypothèses, en établissant quand et où sont apparues les discontinuités dans leur distribution spatiale. Smith a utilisé l'analyse en cluster pour montrer que les 9 terranes concernés se répartissent en 6 provinces (Oural+Kazakhstan, SE Chine+Qilian+Kunlun, NE China, Qiangtang, Lhasa et Himalaya). Les deux premiers ensembles sont caractérisés par une diversité élevée et celle-ci diminue dans les autres terranes qui se situaient à plus hautes latitudes au Carbonifère. Comme le montre les cladogrammes générés pour le Viséen, le Permien basal et le Permien supérieur, les groupements de terranes ont changé au cours du temps, au fur et à mesure de leur accrétion (Smith, 1988).

La situation de la Turquie durant le Carbonifère et le Permien est tout à fait comparable à celle exposée par Smith (1988) pour l'Asie. Cependant, l'analyse proposée par cet auteur est impossible à l'heure actuelle pour la Turquie car les données paléontologiques, stratigraphiques et tectoniques sont trop disparates et incomplètes.

Jusque très récemment, les reconstitutions paléobiogéographiques ne tenaient pas compte de la Turquie au Carbonifère inférieur ou considérait l'entièreté du sous-continent anatolien comme un seul bloc, habituellement placé en bordure nord du Gondwana (voir Figure 1-1 dans le chapitre I). Les travaux de Stampfli et collègues (Stampfli, 2000; Stampfli & Borel, 2002; Stampfli et al., 2003, 2013;

von Raumer et al., 2003; Moix et al., 2008) ont mis en évidence dans la Turquie actuelle, au moins trois unités tectono-stratigraphiques distinctes et individualisées au cours du Carbonifère inférieur. La Zone d'Istanbul-Zonguldak formait la marge sud de Laurussia (côté Baltica). Les Anatolides naissaient à cette époque sous la forme d'un prisme d'accrétion au large de Laurussia dans l'Océan Paléotéthys. Les Taurides et la Zone d'Hakkari (Plaque Arabique) constituaient à cette époque, la marge nord du Gondwana.

Nos travaux montrent que les fragments continentaux de la Turquie appartenaient, au Carbonifère inférieur à au moins trois provinces paléobiogéographiques distinctes et trois ensembles paléogéographiques (Figure 6-5):

- La Zone d'Istanbul-Zonguldak, fragment accolé au Bassin du Donets avant d'en être arraché lors de l'ouverture de la Mer Noire, se trouvait, durant le Carbonifère inférieur, sur la marge sud de Laurussia (côté Baltica). Cette plate-forme carbonatée, baignée par l'Océan Paléotéthys, constituait vraisemblablement une voie de dispersion des faunes soit par sa position intermédiaire entre les provinces européennes et asiatiques, soit à cause de courants entraînant les faunes asiatiques vers l'ouest.
- Dans les reconstructions paléogéographiques, les Anatolides sont généralement omises (exceptées dans les travaux de Stampfli et collègues, voir ci-dessus). Les études tectoniques et tectono-stratigraphiques indiquent que les Anatolides sont un prisme d'accrétion actif dès le Dévonien et formant un archipel bordant un bassin d'arrière-arc où se déposaient des sédiments mixtes (dont des carbonates récifaux) et des roches volcaniques. La tectonique intense qu'ont subie ces roches n'aide pas à leur compréhension. En revanche, les affinités des assemblages coralliens avec les faunes de la Sous-province méditerranéenne (Sud de l'Espagne, Balkan et Afrique du Nord) permettent de mieux comprendre la position des Anatolides dans l'orogène varisque.
- Les Taurides formaient, au Carbonifère, une plate-forme carbonatée bordant la marge nord du Gondwana, entre des blocs iraniens, afghans et tibétains à l'Est et le Nord de l'Égypte et de la Lybie à l'Ouest. Il s'agit de la partie la plus occidentale de la Zone à *Kueichouphyllum* qui couvre toute la marge nord du Gondwana jusqu'à l'ouest de l'Australie.
- La position de la Région de Hakkari n'est pas aisée à contraindre par la paléobiogéographie mais se trouvait, au Carbonifère inférieur, sur la marge nord du Gondwana, au sud des Taurides. Les faciès mixtes représentant le Tournaisien et le Viséen sous-entendent *a priori* une position plus proximale que les Taurides sur la plate-forme gondwanienne.

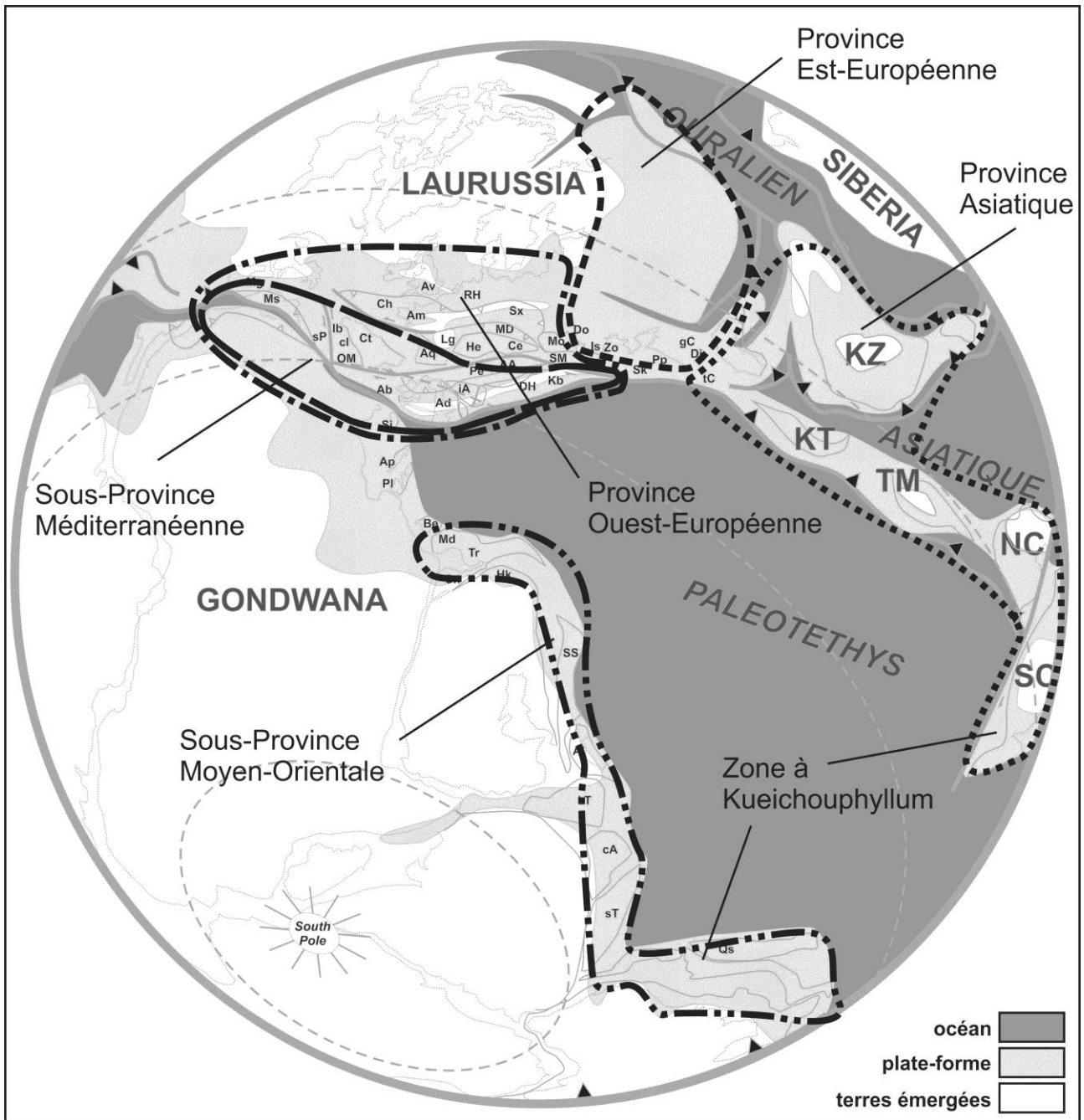


Figure 6-5: Carte palinspastique du globe au Viséen, centrée sur l'Océan Paléotéthys avec limites approximatives des provinces et sous-provinces paléobiogéographiques. La position des continents est tirée de Stampfli et al. (2002), l'étendue des plates-formes est modifiée de Golonka (2007). Légende: KZ: Kazakhstan; KT: Karakum-Turan, NC: Nord de la Chine, RHQ.: Océan Rhéique, SC: Sud de la Chine, TM: Tarim. Marge sud de Laurussia: AA: Austro-Alpin, Ab: Alboran (Méditerranée occidentale), Ad: Adria (Balkans); Am: Armorica, Av: Avalonia, **Bk**: Bolkardağ, Ce: Cétique (Balkans); Ch: Chanel (Manche), ci: centre-Ibérie, DH: Dinarides-Hellenides, Di: Dizi (Georgie), Do: Donets, gC: haut-Caucase, He: Helvétique, iA: intra-alpin, Ib: nord-ouest Ibérie, **Is**: Istanbul, **Kb**: Karaburun, Lg: Ligeria (Massif Central), MD: Moldanubien, Mg: Meguma (Nouvelle-Ecosse), Mo: Moesia, Ms: Meseta marocaine, OM: Ossa Morena (Sud de l'Espagne), Pe: Penninique (Alpes), RH: Rhéno-Hercynien, **Sk**: Sakarya, sP: sud Portugal, Sx: Saxo-Thuringien, tC: Trans-Caucase. Marge nord du Gondwana: Al: Alborz (nord de l'Iran), Ap: Apulie (sud de l'Italie), **Be**: Beydağları, cA: centre Afghanistan, **Hk**: Hakkari (Péri-Arabique), LT: Lut-Tabas (centre Iran), **Md**: Menderes, Pl: Péloponèse, Qs: sud Qinling (centre-nord de la Chine), SC: Sud de la Chine, Sn: Sinaï, SS: Sanadaj-Sirjan (nord de l'Iran), sT: sud Tarim, **Tr**: Taurides.

5 CENTRES D'ORIGINE ET DE DIVERSITÉ

La littérature (paléo-)biogéographique fait souvent appel au concept de "centre d'origine" où les taxons apparaissent et qui constitue le point initial de leur dispersion dans le reste du monde. Il est clair que l'ancêtre d'un taxon particulier ne peut être cosmopolite (son descendant devrait dès lors être apparu dans toutes les provinces du monde au même moment). Un taxon ou une lignée doit trouver son origine dans une région donnée. D'après Briggs (1981), ce concept de centre d'origine est déjà présent dans les écrits de Charles Darwin et ceux de Carl von Linné et est sous-jacent à toute idée d'évolution. Le concept d'aire ancestrale est pourtant un paradoxe (Bremer, 1992). En effet, ces aires ancestrales devraient posséder à la fois les plus anciens représentant d'une lignée possédant les caractères les plus primitifs, et les taxons les plus jeunes et les plus évolués descendants des premiers (Cecca, 2002). De manière pragmatique, le premier représentant d'une lignée est rarement présent (ou rarement reconnu!) et il faut se contenter du plus ancien fossile du taxon. Ce qui n'est guère plus simple à mettre en évidence à cause de la résolution temporelle de la (bio-)stratigraphie. En pratique, le centre d'origine sont confondus avec les zones où diversité et disparité sont les plus élevées (ce qui soulève la question de l'origine de cette diversité et du dilemme "creuset à espèces" contre "musée", voir ci-dessous). Enfin, il est possible de résoudre partiellement le paradoxe en considérant que les taxons ne sont pas créés dans l'aire ancestrale mais en périphérie de celle-ci où la compétition avec les ancêtres est moindre et où les niches écologiques disponibles sont plus variées (Rosen, 1992; Cecca, 2002).

La Chine a souvent été considérée comme un centre d'origine ou du moins, comme un pôle de diversité d'où ont émergé de nombreux coraux du Carbonifère inférieur. Cette vision est dépassée pour trois raisons: (1) les formes "européennes" coloniales (ex: *Lithostrotion*, *Dorlodotia*, *Lonsdaleia*, etc.) présentes en Chine sont apparues tardivement (jusqu'à 3 séquences de 3ème ordre plus tard qu'en Europe de l'Ouest) comme l'ont montré Poty et al. (2011, Figure 6-6). (2) Les formes typiquement chinoises sont endémiques et très peu d'entre elles se sont dispersées hors de Chine. (3) Les taxons chinois communs sont probablement issus d'autres zones, comme l'emblématique *Kueichouphyllum*, apparu durant le Tournaisien supérieur au Moyen-Orient (Caucase, Taurides, Iran) et qui s'est répandu plus tard (sommet du Tournaisien supérieur et Viséen inférieur) en Chine.

L'Est de l'Australie est considéré comme un pôle potentiel mais la plupart de ses faunes sont endémiques et celles qui ne le sont pas apparaissent au même moment (ou à peine plus tôt) que partout dans le monde. C'est le cas d'*Amygdalophyllum* et de *Merlewoodia* qui se diversifient et se dispersent lors de l'évènement des Avins, à la fin du Tournaisien supérieur (Poty, 2007).

Les coraux d'Europe de l'Ouest sont assez peu diversifiés avant le Tournaisien supérieur et comptent principalement des formes cosmopolites (*Caninia*, *Siphonophyllia*, *Uralinia*). En revanche, la Province Est-européenne est un bon candidat. En effet, le Bassin du Donets et la Zone d'Istanbul-Zonguldak présentent une faune précoce au Tournaisien inférieur (dont *Caninophyllum*) ainsi que des assemblages très diversifiés au Viséen inférieur. Parmi les coraux de cet intervalle se trouvent *Lithostrotion potii*, le plus ancien du genre, et *Ceriodotia bartinensis* issu de *Dorlodotia euxinensis*. Au Viséen supérieur, les assemblages sont dominés par des taxons européens (*Koninckophyllum*, *Palastrea*, *Nemistium*, *Corwenia*) associés à des formes asiatiques (*Kwangsiophyllum*, *Siphonodendron asiaticum*). Ces "mélanges" laissent à penser que ces régions formaient au Carbonifère inférieur, si pas un pôle de diversification, au moins un corridor de dispersion des coraux entre les différentes zones de l'Océan Paléotéthys.

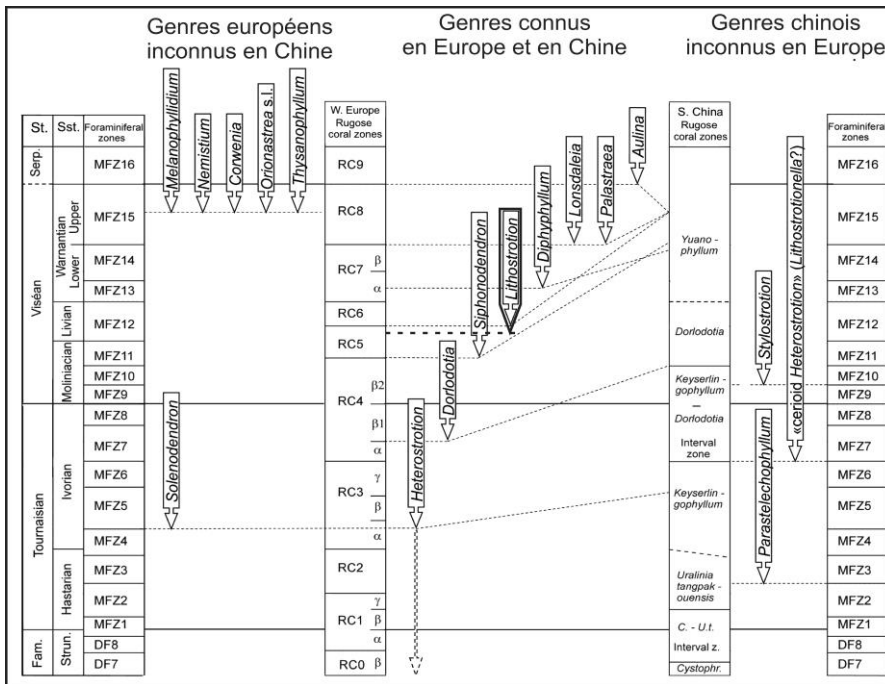
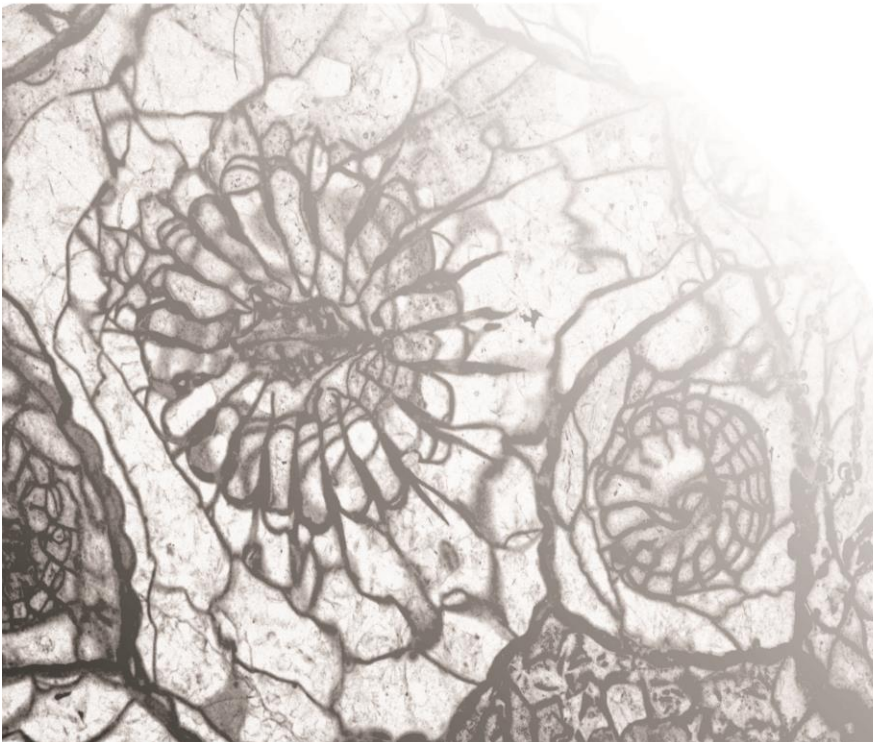


Figure 6-6: Distribution stratigraphique de quelques genres coloniaux du Sud-Est de la Chine et d'Europe de l'Ouest (l'apparition de *Lithostroton* est repoussée au sommet du Moliniacien). Modifié de Poty et al. (2011).

Dans les océans actuels, les pôles de diversités coralliens se situent dans les zones tropicales de l'Ouest du Pacifique et de l'Est de l'Océan Indien (Indo-West Pacific IWP de Rosen, 1984), c'est-à-dire dans les Philippines et l'Indonésie. Ces zones ont été interprétées comme des "creusets à espèces", caractérisés par un faible taux d'extinction et un très fort taux de spéciation menant à une forte diversité, mais aussi à une forte disparité (Jablonski, 1993). Les récifs de l'IWP sont les plus riches en diversité corallienne mais sont aussi les plus jeunes (Néogène, Rosen, 1984; 1988), ce qui confirme l'interprétation de creuset à espèce. A l'inverse, Crame (1993; 2000) considère les tropiques comme des "musées" où la haute biodiversité découle de l'accumulation de taxons apparus sur un long intervalle de temps et peu affectés par les extinctions. Enfin, McCoy & Heck (1983) y voient des refuges permettant aux taxons de survivre localement alors qu'ils disparaissent des autres régions.

Les zones les plus diversifiées en termes de coraux carbonifère sont l'Europe de l'Ouest (Belgique, Iles britanniques, Pologne, Méditerranée), le Bassin du Donets, l'Oural et le Sud-Est de la Chine. Peut-on y voir une similitude avec la répartition des "creusets à espèces" de la nature actuelle? D'après le contexte géodynamique (subduction et accréation, Stampfli et al., 2002; von Raumer et al., 2003; Stampfli et al., 2013), la zone couverte par la Sous-province méditerranéenne devait ressembler à l'Indonésie actuelle (Figure 6-5). Au Carbonifère inférieur, cette région située à proximité du paléo-Tropique du Capricorne, devait être un archipel entouré de plates-formes peu profondes limitées par des terres émergées et des fosses océaniques. Les blocs du Sud de la Chine et l'Asie centrale se trouvaient dans une configuration similaire à la même époque (Wang et al., 2003), de même que les fragments du Kazakhstan (Whitem et al., 2012). L'étude paléontologique de ces régions est, à notre avis, la clef de la compréhension de l'origine et de la diversité des faunes coralliennes ainsi que de la paléobiogéographie au Carbonifère inférieur.

VII. Conclusions



CONCLUSIONS

Notre étude s'est concentrée sur quatre unités tectonostratigraphiques de la Turquie, contenant du Carbonifère inférieur fossilifère: La Zone d'Istanbul-Zonguldak (10 coupes à Zonguldak et Bartın), les Anatolides (2 coupes dans l'Unité de Bolkardağ), les Taurides (5 coupes dans l'Unité d'Aladağ) et le Domaine Péri-arabique (1 coupe dans la région de Hakkari).

L'analyse des faunes coralliennes depuis la fin du Famennien au Carbonifère inférieur de a mis en évidence la présence de 87 espèces - dont 74 décrites pour la première fois en Turquie et 9 totalement nouvelles - appartenant à 46 genres - dont un nouveau. Si les faunes du Nord-Ouest de la Turquie sont les mieux connues, les données des autres régions sont plus fragmentaires. En effet, 53 espèces appartenant à 31 genres ont été reconnues dans les régions de Zonguldak et Bartın alors que seules 15 espèces (10 genres) proviennent des Anatolides, 17 espèces (12 genres) des Taurides et 7 espèces (6 genres) de la région de Hakkari (Figure 6-1).

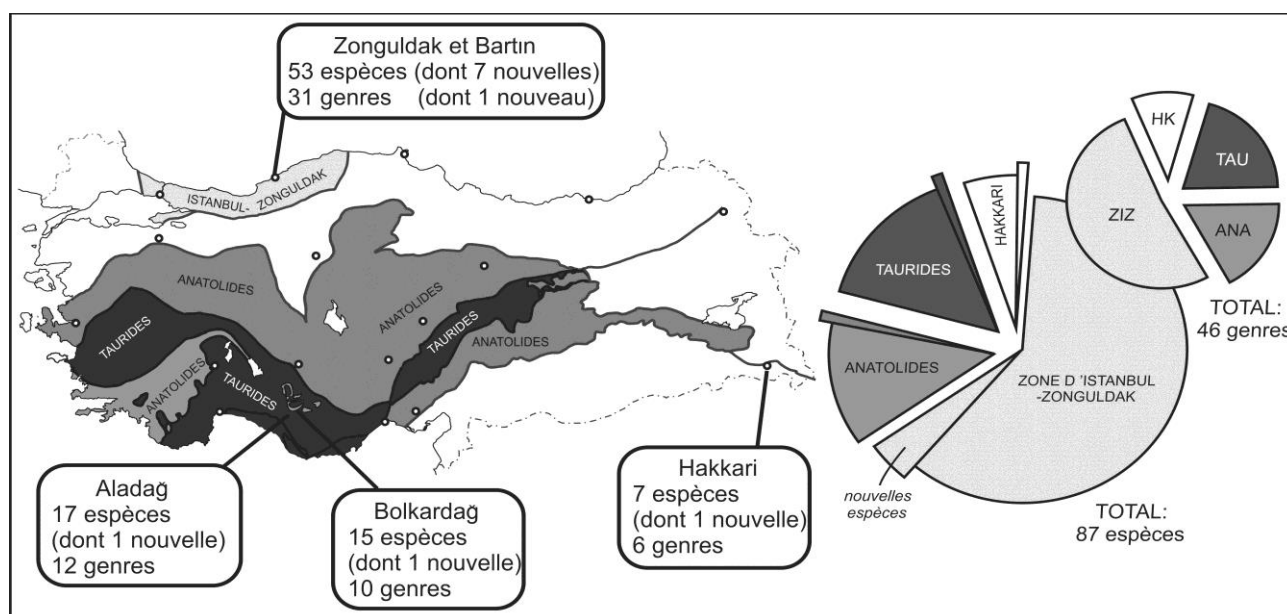


Figure 6-1: Synthèse graphique de la diversité des coraux tétracoralliaires au Carbonifère inférieur dans les quatre zones de Turquie traitées dans cette étude.

LA ZONE D'ISTANBUL-ZONGULDAK

La Zone d'Istanbul-Zonguldak est un fragment de la marge sud de Laurussia, détaché de la plate-forme d'Odessa et translaté vers le sud lors de l'ouverture de la Mer Noire au Crétacé supérieur. L'est de la Zone (Zonguldak et Bartın) correspond à la plate-forme carbonatée qui bordait la marge sud de Laurussia entre le Dévonien et la fin du Viséen. La région de Bartın et Tarla-Azğı montre un caractère plus proximal que la région de Zonguldak. La lacune du sommet du Viséen est plus importante qu'à Zonguldak où le Warnantien supérieur est préservé. Un approfondissement progressif est noté d'est en ouest.

Le Strunien y est dominé par *Campophyllum* auquel est associé *Bounophyllum*, *Pseudoendophyllum*, *Amplexocarinia* et des stromatopores. Le Tournaisien est pauvre en coraux pour des raisons de faciès peu propices à leur développement. *Uralinia simplex* et *Caninophyllum charli* nov.

sp. sont les seules formes connues dans l'Hastarien. *Corphalia fourmarieri*, *Corphalia* sp., *Amygdalophyllum* ? sp., *Uralinia* cf. *multiplex*, *Caninia* sp. B, "*Lophophyllum*" *konincki*, *Cyathaxonia cornu* et *Cyathoclisia uralensis* sont présents dans l'Ivorien.

Le Moliniacien est riche et dominé par les coraux coloniaux *Siphonodendron ondulosum* et *Dorlodotia briarti*, comme en Europe de l'Ouest. Cette première association définit la zone à *Dorlodotia*, corrélée avec la biozone RC5 de Poty (1983, éméndé par Poty in Poty et al., 2006). La partie tout à fait supérieure du Moliniacien est caractérisée par un assemblage remarquable composé de *Siphonodendron martini*, *Dorlodotia euxinensis* Denayer 2011, *Ceriodotia bartinensis* Denayer 2011, *C. petalaxoides* Denayer 2011, *Lithostrotion potii* sp. nov., *Palaeosmilia murchisoni*, *Clisiophyllum multiseptatum* et Gen. nov. B. *columnariformis*. Ces taxons composent la zone à *Ceriodotia* dont il n'existe pas d'équivalent en Europe de l'Ouest et qui pourrait correspondre aux cortèges régressif (FSST) et/ou de bas-niveau respectivement des séquences 6 et 7 de Hance et al. (2001). En Europe de l'Ouest, les niveaux équivalents sont en lacune ou correspondent à des faciès non fossilifères (équivalent du Banc d'Or de Bachant et peut-être de la base du Membre de Haut-le-Wastia). Cette zone à *Ceriodotia*, contient, outre les deux espèces de *Ceriodotia*, les plus anciens représentants du genre *Lithostrotion*, vraisemblablement issus de *Siphonodendron ondulosum* à larges polypiérites et formant des colonies sub-cérioïdes.

Le genre *Ceriodotia* a été créé pour désigner les formes cérioïdes de *Dorlodotia*. *Ceriodotia*, *Dorlodotia*, *Corphalia* et *Kwangisiphyllum* sont classés dans une nouvelle famille: les Dorlodotidae. Le Viséen moyen n'a pas été reconnu.

Le Viséen supérieur est couvert par deux zones. La première est la zone à *Siphonodendron asiaticum*, correspondant à la partie supérieure du Warnantien inférieur (zone RC7 β). Celle-ci est dominé par *Siphonodendron asiaticum*, *S. martini*, *S. irregulare*, *S. pauciradiale*, *S. rallii*, *S. scaleberense*, *S. kleffense* et *S. cf. kleffense*, *Lithostrotion* sp., *Koninckophyllum interruptum*, *Clisiophyllum* cf. *keyserlingi* et *Siphonophyllia sibly*. Le Warnantien supérieur (zone à *Palastrea konincki* correspondant à la zone RC8) comporte, en plus des espèces précédemment citées *Lithostrotion decipiens*, *Pseudozaphrentoides* cf. *judii* et *Palastrea konincki*. Ces niveaux sont interprétés comme le cortège transgressif et de haut niveau (TST et HST) de la séquence 9. Le HST est enregistré à Zonguldak mais n'a pas été reconnu dans la région de Bartin où il pourrait être réduit ou absent.

L'analyse et la comparaison des associations de coraux montrent que la Zone d'Istanbul-Zonguldak est très similaire au Donets et appartient à la Province d'Europe de l'Est.

LES ANATOLIDES

Le Nord de l'île de Chios, la Péninsule de Karaburun et l'Unité de Teke Dere dans les Nappes Lyciennes exposent le socle des Anatolides qui consiste en dépôts de type flysch contenant, entre autres, des olistolithes de calcaire viséen. Ces unités à olistolithes sont interprétées comme le résultat du démantèlement d'une plate forme carbonatée par accréation lors de la subduction de l'Océan Rhéique sous la marge sud de Laurussia. Les Anatolides formaient donc au Carbonifère inférieur, un prisme d'accréation. Celui-ci se poursuit vers l'Ouest dans les terranes galates (Sud de l'Espagne et de la France, Balkans, etc.) et vers l'est dans la Zone de Sakarya. Dans l'Unité du Bolkardağ (Anatolides centrales), l'olistolithe de Kongul Yayla présente des faciès récifaux dont la faune corallienne est composée de *Siphonodendron irregulare*, *S. pauciradiale*, *S. cf. intermedium*, *Espielia tauridensis* Denayer 2012, *Lithostrotion maccoyanum*, *L. vorticale*, *L. araneum*, *Palaeosmilia murchisoni*, *P. multiseptata*, *Axophyllum pseudokirsopianum*, *Clisiophyllum* sp., *Amygdalophyllum* sp., Gen. nov. A aff. *Soshkineophyllum* sp., *Rotiphyllum* cf. *densum* et *Amplexocarinia* aff. *cravenense*. Ces faunes indiquent

un âge Warnantien inférieur (zone RC7 β) et sont typiques de la sous-province méditerranéenne de l'Europe de l'Ouest.

LES TAURIDES

Les Taurides faisaient partie, au Carbonifère inférieur, de la plate-forme bordant la marge nord et passive du Gondwana. Au Permien, les Taurides, ainsi que les terranes cimmériens se détachent de Gondwana et progressent vers le nord, fermant le Paléotéthys (le Néotéthys s'ouvrant au sud de cette bande cimmérienne) et entrent en collision avec les Anatolides au Trias alors que l'Océan Paléotéthys disparaît par subduction sous Laurussia. Les Taurides sont formées de plusieurs unités tectonostratigraphiques dont trois contiennent du Carbonifère inférieur. Il s'agit des unités de Geyik Dađı, d'Aladađ et d'Antalya. Dans la partie méridionale de l'Unité d'Aladađ, le Tournaisien est schisteux, sauf sa partie tout à fait supérieure composée d'une alternance de calcaires et de schistes. Le Viséen inférieur est dominé par des carbonates (calcaires et dolomies) très souvent gréseux. Ces niveaux sont relativement pauvres et dominés par des formes solitaires. Il s'agit, dans les faciès mixtes, de *Proheterelasma omaliusi*, *Zaphrentites delanouei*, *Uralinia* sp., *Uralinia multiplex*, *Siphonophyllia* sp. A, *Siphonophyllia?* sp., *Caninia cornucopiae*, *Calmiussiphylum* sp., *Caninophyllum* sp. et *Keyserlingophyllum obliquum*. Les faciès calcaires ont livrés *Kueichouphyllum alborense*, *K. cf. yabei*, *K. sp.*, *Keyserlingophyllum cf. obliquum*, *Amygdalophyllum kalawchense* et *Eokoninckocarinia gemmina* sp. nov. Cette association est caractéristique de la Zone à *Kueichouphyllum* et de la Sous-province Moyenne-Orientale de la Province asiatique.

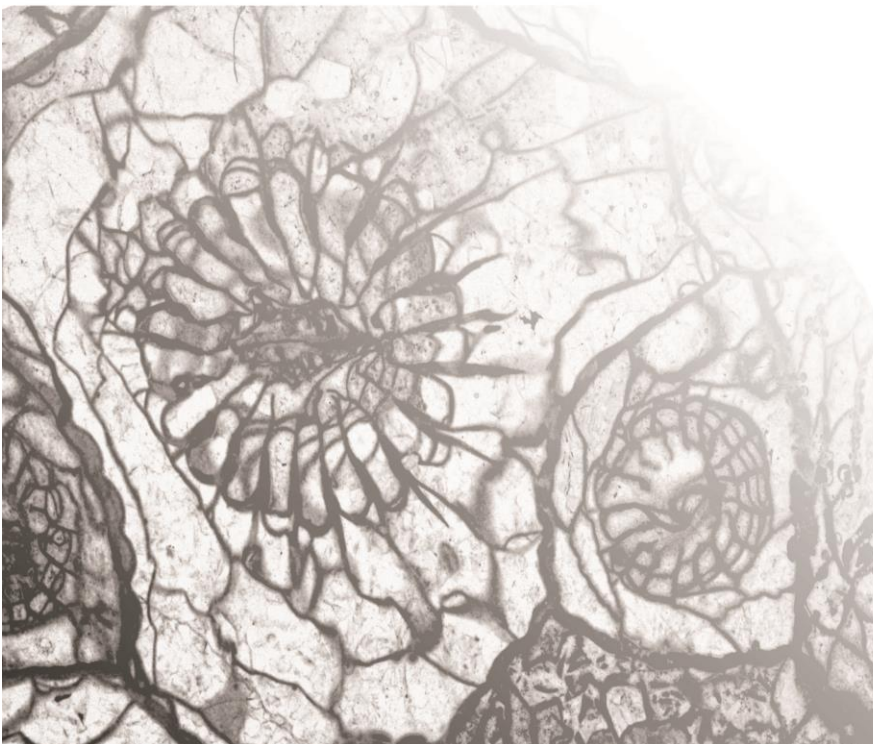
LE DOMAINE PÉRI-ARABIQUE

Enfin, le Domaine Péri-Arabique se trouve, au Carbonifère inférieur, le long du littoral du continent gondwanien. Le Carbonifère inférieur de la Plate-forme Arabique est connu à l'affleurement dans la région de Hakkari, dans l'extrême Sud-Est de la Turquie. La séquence sédimentaire est dominée par des faciès mixtes carbonatés et silicoclastiques. Les niveaux carbonatés ont livré une faune très pauvre, dominée par des petits coraux solitaires non dissépimentés (*Rotiphyllum cf. simulatum*, *Zaphrentites parallela*, *Amplexizaphrentites zapense*, *A. sp.*, *Ufimia* sp.) associés à *Caninia* aff. *cornucopiae* et cf. *Gorizdronia* sp. La région de Hakkari est difficilement classifiable d'un point de vue paléobiogéographique du fait de sa pauvreté mais pourrait également être rangée dans la Sous-province Moyenne-Orientale.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Références bibliographiques



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES*

- Abdüsselamoğlu, S., 1963. Nouvelles observations stratigraphiques et paléontologiques sur les terrains paléozoïques affleurant à l'Est du Bosphore. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 60, pp. 1-17.
- Aksay, A., 1980. Toroslar'da fasiyes yönünden farklı bir Alt Karbonifer Istifi (Aladağ Bölgesi). *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 23, pp. 193-199.
- Altner, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U. & Conti, M.A., 1991. Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and palaeogeographic evolution of the southern part of northwestern Anatolia. *Geologica Romana*, 18, pp. 13-80.
- Altner, D. & Özgül, N., 2001 Carboniferous and Permian of the allochthonous terranes of the Central Taurides Belt, Southern Turkey. International Conference on Paleozoic Benthic Foraminifera, Guidebook 25-29 August 2001, Ankara, pp. 36.
- Altner, D., Özkan-Altner, S. & Koçyiğit, A., 2000. Late Permian foraminiferal biofacies belts in Turkey: palaeogeographic and tectonics implications. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A., (Eds). Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. *Geological Society, London, Special Publication*, 173, pp. 83-96.
- Altner, D., Ozkan-Altner, S. & Yilmaz, I.O., 2007 Tournaisian-Viséan boundary beds in southern Turkey: foraminiferal biostratigraphy and sequence stratigraphy. Abstract of the 16th International Congress on the Carboniferous and Permian, pp. 86.
- Altner, D. & Zaninetti, L., 1980. Les Archæodiscidae (Foraminifères) dans le Carbonifère inférieur et moyen du Taurus oriental, Turquie. *Rivista Italiana de Paleontologia e Stratigraphia*, 86-2, pp. 273-316.
- Altinli, I.E., 1966. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 66-1, pp. 35-76.
- Andrew, T. & Robertson, A.H., 2002. The Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes: genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 159, pp. 529-543.
- Aretz, M., 2002a. Rugose corals and associated microfossils from the Brigantian (Mississippian) of Castelsec (Montagne Noire, southern France). *Geobios*, 35, pp. 187-200.
- Aretz, M., 2002b. Habitatanalyse und Riffbildungspotential kolonialer rugoser Korallen im Unterkarbon (Mississippium) von Westeuropa. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 10, pp. 1-155.
- Aretz, M., 2010a. Rugose corals from the upper Viséan (Carboniferous) of the Jerada Massif (NE Morocco): taxonomy, biostratigraphy, facies and palaeobiogeography. *Paläontologische Zeitschrift*, 84-3, pp. 323-344.
- Aretz, M., 2010b. Habitats of colonial rugose corals: the Mississippian of western Europe as example for a general classification. *Lethaia*, 43, pp. 558-572.

* NB: les références citées dans les listes de synonymie ne sont pas reprises ici.

- Aretz, M., 2011a. Corals from the Carboniferous of central Sahara (Algeria): the collection "Marie Legrand-Blain". *Geodiversitas*, 33-4, pp. 581-624.
- Aretz, M., 2011b. Palaeobiogeographical analysis for the late Viséan corals in the Variscan Realm of Western Europe and Northern Africa. In: Aretz, M., Delculées, S., Denayer, J. & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Abstract Volume. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 19, p. 12-13.
- Aretz, M., Denayer, J. & Mottequin, B., 2013. Preliminary data on Viséan (Carboniferous) corals and brachiopods from the strata between the Djebel Begaa and the Gara el Itima (Eastern Tafilalt, Morocco). In: Becker, R.T., El Hassani, A., & Tahiri, A., (Eds). International Field Symposium "The Devonian and Lower Carboniferous of Northern Gondwana". *Document de l'Institut Scientifique, Rabat*, 27, p. 87-94.
- Aretz, M. & Herbig, H.G., 2010. Corals from the Upper Viséan of the southern Azrou-Khenifra Basin (Carboniferous, central Moroccan Meseta). In: Kossovaya, O., & Somerville, I., (Eds). Proceedings of the 10th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. *Palaeoworld*, 19, pp. 294-305.
- Aretz, M. & Nudds, J., 2005. The coral fauna of the Holkerian/Asbian boundary stratotype section (Carboniferous) at Little Asby Scar (Cumbria, England) and implications for the boundary. *Stratigraphy*, 2-2, pp. 167-190.
- Aretz, M., Poty, E. & Herbig, H.-G., 2006. Pre-Conference Field Trip Guide. From palaeokarst to calciturbidites - A carbonate platform-slope-transect from the Mississippian limestone in eastern Belgium to the Kulm Basin in Western Germany. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 16, pp. 1-41.
- Argyriadis, I., 1978. Le Permien Alpino-Méditerranéen à la charnière entre l'Hercynien et l'Alpin. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud Orsay, 175 p.
- Argyriadis, I., de Graciansky, P.C. & Lys, M., 1976. Datation de niveaux rouges dans le Permien marin péri-égéen. *Bulletin de la Société géologique de France*, 18-2, pp. 513-519.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. & Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, 27-3, pp. 267-270.
- Armstrong, A.K., 1970a. Carbonate Facies and the Lithostrotionid Corals of the Mississippian Kogruk Formation, DeLong Mountains, Northwestern Alaska. *Geological Survey Professional Paper*, 664, pp. 1-36.
- Armstrong, A.K., 1970b. Mississippian Rugose corals, Peratrovich Formation, West Coast, Prince of Wales Island, Southeastern Alaska. *Geological Survey Professional Paper*, 534, pp. 1-44.
- Armstrong, A.K., 1972. Biostratigraphy of Mississippian Lithostrotionid Corals, Lisburne Group, Arctic Alaska. *Geological Survey Professional Paper*, 743, pp. 1-28.
- Arni, P., 1939. Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 4, pp. 1-37.
- Atakul-Özdemir, A., Altiner, D., Özkan-Altiner, S. & Yilmaz, I.O., 2011. Foraminiferal biostratigraphy and sequence stratigraphy across the mid-Carboniferous boundary in the Central Taurides, Turkey. *Facies*, 57, pp. 705-730.
- Aydin, M., 1974. Etude pétrographique et géochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie). Thèse de doctorat, Université de Nancy, 242 p.

- Bambach, R.K., 1990. Late Palaeozoic provinciality in the Marine Realm. *In: McKerrow, W.S., & Scotese, C.R., (Eds). Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geological Society Memoir, 12, p. 307-323.*
- Bamber, E.W., 1966. Type Lithostrotionid corals from the Mississippian of Western Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin, 135, pp. 1-28.*
- Bamber, E.W. & Fedorowski, J., 1998. Biostratigraphy and systematics of Upper Carboniferous cerioid rugose corals, Ellesmere Island, Arctic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin, 511, pp. 1-127.*
- Bancroft, A.J., Somerville, I.D. & Strank, A.R.E., 1988. A bryozoan buildup from the Lower Carboniferous of North Wales. *Lethaia, 21, pp. 51-65.*
- Baykal, F. & Kaya, O., 1963. Allgemeine Stratigraphie des Karbons in der Umgebung von Istanbul. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin), 61, pp. 1-10.*
- Berkowski, B., 2002. Famennian Rugosa and Heterocorallia from Southern Poland. *Palaeontologia Polonica, 61, pp. 1-87.*
- Berkowski, B., 2006. Vent and mound rugose coral associations from the Middle Devonian of Hamar Laghdad (Anti-Atlas, Morocco). Associations de rugueux d'évents et de monticules du Dévonien moyen de Hamar Laghdad (Anti-Atlas, Maroc). *Geobios, 39-2, pp. 155-170.*
- Besenecker, H., Dürr, S., Herget, G., Jacobshagen, V., Kauffmann, G., Klüdke, G., Roth, W. & Tietze, K.-W., 1968. Geologie von Chios (Agias). *Geologica et Palaeontologica, 2, pp. 187-206.*
- Bingöl, A.F., 1984 Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region. *In: Tekeli, O., & Göncüoğlu, M.C., (Eds). Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt. Mineral Research and Exploratory Institute - Geological Society of Turkey, pp. 209-216.*
- Bingöl, E., Akyürek, B. & Korkmazer, B., 1975. Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. Proceedings of the 50th anniversary of the Turkish Republic, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), pp. 70-77.
- Blakey, R., 2006. Paleogeography Library, Global Paleogeography. Site internet consulté en janvier 2013 (<http://cpgeosystems.com/paleomaps.html>).
- Bless, M.J.M., Brauckmann, C., Conil, R., Herbig, H.-G., Poty, E., K.-H., R., Streel, M. & Weber, H.M., 1998. Ein Devon/Karbon Grenzprofil im Untergrund der Niederrheinischen Bucht bei Krefeld. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 37, pp. 55-79.*
- Blumenthal, M., 1944. Contribution à la connaissance du Permo-Carbonifère du Taurus entre Kayseri et Malatya. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin), 31, pp. 105-118.*
- Blumenthal, M., 1951. Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya. *Publications de l'Institut d'Etudes et de Recherches Minières en Turquie, Serie D-5, Ankara, pp. 1-151.*
- Boland, K., 1997. Caninoid Rugose corals of the Lower Tournaisian (Hastarian) of Belgium: systematics and evolution. *Bolltino del Real Sociedad Espanola de Historia natural, section Geologia, 91-1/4, pp. 73-84.*
- Boland, K., 2002. Etude des Tétracoralliaires des couches de transition de la limite Tournaisien/Visée en Europe occidentale. Thèse de doctorat, Université de Liège, 390 p.

- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. & Göncüoğlu, M.C., 2012. Mineralogic evidences of a mid-Paleozoic tectono-thermal event in the Zonguldak terrane, northwest Turkey: implications for the dynamics of some Gondwana-derived terranes during the closure of the Rheic Ocean. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49, pp. 559-575.
- Bozkurt, E. & Mittwede, S.K., 2001. Introduction to the geology of Turkey - a synthesis. *International Geology Review*, 43-7, pp. 578-594.
- Bozkurt, E. & Oberhänsli, R., 2001. Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution - a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, pp. 679-708.
- Bremer, K., 1992. Ancestral areas: a cladistic reinterpretation of the center of origin concept. *Systematic biology*, 41, pp. 436-445.
- Brenckel, P.L. & Marchant, T.R., 1987. Calcareous microfossils, depositional environments and correlation of the Lower Carboniferous Um Bogma Formation at Gebel Nukhul, Sinai, Egypt. *Journal of Foraminiferal Research*, 17 1, pp. 74-91.
- Briggs, J.C., 1981. Do center of origin have a center? *Palaeobiology*, 7, pp. 305-307.
- Brooke, S. & Young, C.M., 2005. Embryogenesis and larval biology of the ahermatypic scleractinian *Oculina varicosa*. *Marine Biology*, 146, pp. 665-675.
- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Ricou, L.E., Poisson, A., Marcoux, J. & Graciansky, P.C., 1976. Eléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellénides. *Bulletin de la Société géologique de France*, 18-2, pp. 481-497.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., de Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. & Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the Western Taurids. In: Campbell, A.S., (Ed.). *Geology and history of Turkey*. Petroleum exploration society of Libya, pp. 225-255.
- Bykova, M.S., 1966. [Carboniferous corals of Western Kazakhstan]. *Works of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of U.S.S.R.*, 159 p.
- Çağlayan, M.A., Inal, R.N., Şengün, M. & Yurstever, A., 1984 Structural setting of Bitlis Massif. In: Tekeli, O., & Göncüoğlu, M.C., (Eds). *Proceedings of the Interantional Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, Minearl Research and Exploratory Institute - Geological Society of Turkey, pp. 245-254.
- Çapkinoğlu, Ş., 2005. Famennian conodonts from the Ayineburnu Formation of the Istanbul Zone (NW Turkey). *Geologica Carpathica*, 56-2, pp. 113-122.
- Carruthers, R.G., 1908. A revision of some Carboniferous Corals. *Geological Magazine*, 5, pp. 20-31, pp. 63-74, pp. 158-171.
- Carruthers, R.G., 1910. On the evolution of *Zaphrentis delanouei* in lower Carboniferous times. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 64, pp. 523-538.
- Carruthers, R.G., 1913. *Lophophyllum* and *Cyathaxonia*: revision notes on two genera of Carboniferous corals. *Geological Magazine*, 10, pp. 50-56.
- Cecca, F., 2002. *Palaeobiogeography of Marine Fossil Invertebrates - Concepts and Methods*. Taylor & Francis, 273 p.

- Chantry, G., Denayer, J. & Poty, E., 2011 The Tournaisian rugose corals of Tournai: revision of a classical fauna. In: Aretz, M., Delculée, S., Denayer, J., & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège 2011, Abstract volume. *Kölner Forum für Paläontologie und Geologie*, 19, pp. 25-26.
- Chaput, E., 1936. Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie. *Mémoires de l'Institut français d'archéologie de Stamboul*, 2, pp. 312.
- Charles, F., 1931. Note sur le Houiller d'Amasra (Asie Mineure). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 54-4, pp. 151-178.
- Charles, F., 1933. Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de l'Anatolie du Nord-Ouest (Asie mineure). *Mémoires in 4° de la Société Géologique de Belgique*, 7, pp. 54-152.
- Chen, F., Siebel, W., Satir, M., Terzioğlu, N. & Saka, K., 2002. Geology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul Zone. *International Journal of Earth Sciences*, 91, pp. 469-481.
- Chi, Y.S., 1931. Weiningian (Middle Carboniferous) Corals of China. *Palaeontologica Sinica*, 12-5, pp. 1-70.
- Chi, Y.S., 1935. Additional fossil corals from the Weiningian limestone of Hunan, Yunnan and the Kwangsi provinces, in SW China. *Palaeontologica Sinica*, 12-6, pp. 1-38.
- Chwieduk, E., 2005. Late Devonian and early Carboniferous Rugosa from Western Pomerania, northern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 55-4, pp. 393-443.
- Cleal, C.J. & van Waveren, I.M., 2012. A reappraisal of the Carboniferous macrofloras of the Zonguldak-Amasra Coal Basin, Northwestern Turkey. *Geologica Croatica*, 65 3, pp. 283-297.
- Cocks, R.M. & Torsvik, T.H., 2006. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A., (Eds). European Lithosphere Dynamics. *Geological Society, London, Memoirs*, 32, pp. 83-95.
- Collins, A.S. & Robertson, A., 1997. Lycian melange, southwestern Turkey: an emplaced Late Cretaceous accretionary complex. *Geology*, 25 3, pp. 255-258.
- Collins, A.S. & Robertson, A., 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 155, pp. 759-772.
- Conil, R., Poty, E., Simakov, K.V. & Streel, M., 1982. Foraminifères, spores et coraux du Famennien supérieur et du Dinantien du massif de l'Omolon (Extrême-Orient soviétique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 105, pp. 145-160.
- Cotton, G., 1973. The rugose coral genera. Elsevier, 358 p.
- Crame, J.A., 1993. Bipolar molluscs and their evolutionary implications. *Journal of Biogeography*, 20, pp. 145-161.
- Crame, J.A., 2000. Evolution of taxonomic diversity gradients in the marine realm: evidence from the composition of Recent bivalve faunas. *Palaeobiology*, 26, pp. 188-214.
- de Graciansky, P.C., Lemoine, M., Lys, M. & Sigal, J., 1967. Une coupe stratigraphique dans le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne (nord de Fethiye). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 69, pp. 10-33.

- De Groot, G.E., 1963. Rugose corals from the Carboniferous of northern Palencia (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 29, pp. 1-124.
- Dean, W.T. & Monod, O., 1970. The lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey. I: Stratigraphy. *Bulletin of the British Museum of Geology*, 19, pp. 411-426.
- Dean, W.T. & Monod, O., 1990. Revised stratigraphy and relationship of Lower Palaeozoic rocks, Eastern Taurus Mountains, south central Turkey. *Geological Magazine*, 125, pp. 333-347.
- Dean, W.T., Monod, O., Richard, R.B., Demir, O. & Bultynck, P., 2000. Lower Paleozoic stratigraphy and paleontology, Karadere-Zirze area, Pontus Mountains, northern Turkey. *Geology Magazine*, 137-5, pp. 555-582.
- Dean, W.T. & Özgül, N., 1994. Cambrian rocks and faunas, Hüdai area, Taurus Mountains, southwestern Turkey. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 64, pp. 5-20.
- Demirkol, O., 1982. Yalvaç-Akşehir Dolayının Stratigrafisi ve Batı Toroslarla Deneştirimi. *Jeoloji Mühendisliği*, 1982, pp. 3-14.
- Demirtaşlı, E., 1983 Stratigraphy and tectonics of the area between Silfke and Anamur, Central Taurus Mountains. *In: Tekeli, O., & Göncüoğlu, M.C., (Eds). International Symposim: Geology of the Taurus Belt, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) - Geological Society of Turkey*, pp. 101-118.
- Demirtaşlı, E., 1989. Stratigraphic correlations forms of Turkey. *In: Sassi, F.P., & Zanferrari, A., (Eds). pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts. Rendiconti della Societa geologica Italiana*, pp. 183-211.
- Demirtaşlı, E., Çatal, E., Dil, N., Kirağlı, C. & Salanci, A., 1978a. Carboniferous of the area between Pınarbaşı and Sarız. Field Excursion on the Carboniferous of Turkey Guidebook., IUGS Subcommission on Carboniferous stratigraphy, pp. 25-29.
- Demirtaşlı, E., Çatal, E., Dil, N., Kirağlı, C. & Salanci, A., 1978b Carboniferous of the Silifke area. Field Excursion on the Carboniferous of Turkey Guidebook, IUGS Subcommission on Carboniferous Stratigraphy, pp. 31-37.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z. & Selim, M., 1984 Geology of the Bolkar Mountains. *In: Tekeli, O., & Göncüoğlu, M.C., (Eds). International Symposium: Geology of the Taurus Belt, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) - Geological Society of Turkey*, pp. 143-158.
- Denayer, J., 2011. *Dorlodotia* and related genera (Rugosa) from the Visean (Mississippian; Carboniferous) of Zonguldak and Bartın (North-Western Turkey). *Palaeontology*, 54-6, pp. 1435-1454.
- Denayer, J., 2012 Corals of the upper Viséan microbial-sponge-bryozoan-coral bioherm and related strata of Kongul Yayla (Taurides, S Turkey). *In: Denayer, J., Aretz, M., & Poty, E., (Eds). Proceedings of the 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège, 2011. Geologica Belgica*, 15-4, pp. 317-328.
- Denayer, J. & Aretz, M., 2012. Discovery of a Mississippian Reef in Turkey: The Upper Viséan Microbial-Sponge-Bryozoan-Coral bioherm from Kongul Yayla (Taurides, S Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21-3, pp. 375-390.

- Denayer, J. & Hoşgör, I., soumis. Lower Carboniferous Rugose Corals from the Hakkari Area (SE Turkey): a key to the understanding of the Arabian Plate palaeobiogeography in the Carboniferous. *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Denayer, J. & Poty, E., 2011. Origin and evolution of *Dorlodotia* (Rugosa). In: Aretz, M., Delculées, S., Denayer, J. & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Abstract Volume. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 19, p. 37-39.
- Denayer, J., Poty, E. & Aretz, M., 2011. Uppermost Devonian and Dinantian rugose corals from Southern Belgium and surrounding areas. In: Aretz, M., & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Field Trip Guidebook. *Kölner Forum für Palaöntologie und Geologie*, 20, pp. 151-201.
- Denayer, J., Poty, E., Marion, J.-M. & Mottequin, B., 2012 Lower and Middle Famennian (Upper Devonian) rugose corals from southern Belgium and northern France. In: Denayer, J., Aretz, M., & Poty, E., (Eds). Proceedings of the 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège 2011. *Geologica Belgica*, 15-4, pp. 273-283.
- Devuyst, F.-X., Hance, L. & Poty, E., 2006. Moliniacian. In: Dejonghe, L., (Ed.). Chronostratigraphic units named from Belgium. *Geologica Belgica*, 9-1/2, pp. 111-116.
- Dil, N., 1975. Etude micropaléontologique du Dinantien de Gökgöl et Kokaksu (Turquie). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 98, pp. 213-228.
- Dil, N., 1976. Assemblages caractéristiques de foraminifères du Dévonien supérieur et du Dinantien de Turquie (Bassin carbonifère de Zonguldak). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 99, pp. 373-400.
- Dil, N., 1979. Etude micropaléontologique du Dévono-Dinantien du Bassin de Zonguldak (Turquie). *Compte Rendu du Huitième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Moscow, 3, pp. 25-26.
- Dil, N. & Konyali, Y., 1978 Carboniferous of Zonguldak area. Field Excursion on the Carboniferous of Turkey Guidebook, IUGS Subcommission on Carboniferous Stratigraphy, pp. 5-25.
- Dil, N., Termier, G., Termier, H. & Vachard, D., 1976. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du Viséen supérieur et du Namurien inférieur du Bassin Houiller de Zonguldak (nord-ouest de la Turquie). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 99, pp. 401-449.
- Diplomatico, G., 1980. Recherches sur les Tétracoralliaires de la limite Dévonien-Carbonifère dans la partie orientale du Massif de la Vesdre. Mémoire de Licence, Université de Liège, 79 p.
- Dizer, A. & Meriç, E., 1983. Late Cretaceous-Paleocene stratigraphy in northwest Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 95-96, pp. 149-163.
- Dobroljubova, T.A., 1937. [Lower Carboniferous solitary corals from the Moscow Basin]. *Works of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of U.S.S.R.*, 6-3, pp. 1-192.
- Dobroljubova, T.A., 1958. [Lower Carboniferous colonial tetracorals from the Russian Platform]. *Works of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of U.S.S.R.*, 70, pp. 1-226.
- Dobroljubova, T.A., Kabakovitsh, N.V. & Sayutina, T.A., 1966. [Carboniferous corals from the Kuznetsk area]. *Trudy Academy of Sciences Ukraina USSR*, 6-3, pp. 1-92.

- Dubatolov, V.N. & Vassiljuk, N.P., 1980. Coral Paleozoogeography in the Devonian and Carboniferous of Eurasia. *Acta Palaeontologica Polonica*, 25-3/4, pp. 519-529.
- Dumont, J.F. & Lys, M., 1973 Description d'une série carbonifère située dans un contexte autochtone; Göller Bölgesi Egridir. In: Doyuran, S., (Ed.). Congress of Earth Sciences on the occasion of the 50th anniversary of the Turkish Republic (17-19 december 1973), pp. 198-209.
- Dun, W.S. & Benson, W.N., 1920. Palaeontology. In: Benson, W.N., Dun, W., Dun, W.S., & Browne, R., (Eds). The Geology, Palaeontology and Petrography of the Currabubula District, with notes on adjacent regions, 45 p.
- Easton, W.H., 1943. New Chester corals from Alabama and Tennessee. *Journal of Paleontology*, 17-3, pp. 276-280.
- Easton, W.H., 1944. Corals from the Chouteau and related formations of the Mississippi valley region. *Illinois State Geological Survey Reports*, 97, pp. 1-93.
- Easton, W.H., 1945. Kinkaid corals from Illinois. *Journal of Paleontology*, 19-4, pp. 383-389.
- Easton, W.H., 1962. Carboniferous Formations and Faunas of Central Montana. *Geological Survey Professional Paper*, 348, pp. 1-35.
- Easton, W.H., 1973. On the tetracorals *Acrocyathus* and *Lithostrotionella* and their septa morphology. *Journal of Palaeontology*, 47, pp. 121-137.
- Ekmek, I.E. & Kozur, H.W., 1999. Conodonts of Middle Moscovian Age from the Kongul Formation (Bolkardağ Unit), Northwest of Hadım, Central Taurides, Turkey. *Geologica Croatica*, 52-1, pp. 1-8.
- Enderle, J., 1901. Über eine Anthracolithische Fauna von Balia Maaden in Kleinasien. *Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns*, 8, pp. 49-109.
- Erdoğan, B., Altın, D., Güngör, T. & Özer, S., 1990. Stratigraphy of Karaburun Peninsula. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 11, pp. 1-20.
- Eren, Y., 1993. Stratigraphy of autochthonous and cover units of the Bolkardağları massif, NW of Konya. *Geological Bulletin of Turkey*, 36, pp. 7-23.
- Eren, Y., Kurt, H., Rosselet, F. & Stampfli, G., 2004. Palaeozoic deformation and magmatism in the northern area of the Anatolide block (Konya), witness of the Palaeotethys active margin. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, pp. 293-306.
- Erentöz, C., 1956. A general review of the geology of Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 48, pp. 40-58.
- Erentöz, C., 1966. Contribution à la stratigraphie de la Turquie. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 66-1, pp. 2-22.
- Ereran, E.N., 1947. Tectonique de la Turquie et relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie. Editions G. Thomas, 197 p.
- Erler, A. & Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat batholith, Northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geology Review*, 38-8, pp. 714-726.

- Eroğlu, G., 1998. Korucuk (Silfke-Mersin) yöresinde geç Devoniyen-Erken Karbonifer Brakiyopod tammssi. Abstract of the 51st Geological Congress of Turkey, Ankara, p. 78.
- Fan, Y., Yu, X., He, Y., Pan, Y., Li, X., Wang, F., Tang, D., Chen, S., Zhao, P. & Liu, J., 2003. The Late Palaeozoic rugose corals of Xizang (Tibet) and adjacent regions and their palaeobiogeography. Hunan science and technology press, 679 p.
- Fautin, D.G. & Lowenstein, J.M., 1993. Phylogenetic relationships among scleractinians, actinians, and corallimorpharians (Coelenterata: Anthozoa). Proceedings of the 7th International Coral Reef Symposium 2, pp. 665-670.
- Fautin, D.G., Romano, S.L. & Oliver, W.A.Jr., 2000. Zoantharia. Sea Anemones and Corals. The Tree of Life Web Project (<http://tolweb.org>, consulté en avril 2013).
- Fedorowski, J., 1968. Upper Viséan tetracoralla from some borings in the Lublin Coal Measures (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, 13-2, pp. 203-217.
- Fedorowski, J., 1971. Aulophyllidae (Tetracoralla) from the Upper Viséan of Sudetes and Holy Cross Mountains. *Palaeontologica Polonica*, 15-4, pp. 203-217.
- Fedorowski, J., 1973. Rugose corals Polycoelaceae and Tachylasmatina subord. nov. from Dalnia in the Holy Cross Mts. *Acta Palaeontologica Polonica*, 23-1, pp. 89-132.
- Fedorowski, J., 1975. On some Upper Carboniferous Coelenterata from Bjørnøya and Spitsbergen. *Acta Geologica Polonica*, 25-1, pp. 27-78.
- Fedorowski, J., 1977. Development and distribution of Carboniferous corals. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et minières (BRGM)*, 89, pp. 234-248.
- Fedorowski, J., 1981. Carboniferous corals: Distribution and Sequence. *Acta Palaeontologica Polonica*, 26-2, pp. 87-160.
- Fedorowski, J., 1986. Permian rugose corals from Timor (Remarks on Schouppé & Stacul's collection and publications from 1955 and 1959). *Palaeontographica*, 191, pp. 173-226.
- Fedorowski, J., 1987. Upper Palaeozoic Rugose corals from Southwestern Texas and adjacent areas: Gaptank Formation and Wolfcampian corals, part. 1. *Palaeontologica Polonica*, 48, pp. 1-271.
- Fedorowski, J., 2003. Anthozoa, Rugosa. In: Malinowska, L., (Eds). Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Dewon Editions, pp. 49-124.
- Fedorowski, J., 2004. Considerations on most Rugosa and the Dividocorallia from de Groot's (1963) collection. *Scripta Geologica*, 127, pp. 71-311.
- Fedorowski, J., 2008. Early Carboniferous Chinese and Australian "*Siphonodendron*" (Anthozoa, Rugosa): ecological and geographical influence on taxonomy. *Geologos*, 14-1, pp. 3-17.
- Fedorowski, J., 2009a. Early Bashkirian Rugosa (Anthozoa) from the Donets Basin, Ukraine. Part 1. Introductory considerations and the genus *Rotiphyllum* Hudson, 1942. *Acta Geologica Polonica*, 29-1, pp. 1-37.
- Fedorowski, J., 2009b. Morphogenesis and taxonomic value of the circumaxial skeleton in Rugosa (Anthozoa). *Lethaia*, 42, pp. 232-247.

- Fedorowski, J., 2009c. Revision of *Pentaphyllum* De Koninck, 1872 (Anthozoa, Rugosa). *Palaeontology*, 52-3, pp. 569-591.
- Fedorowski, J., 2010 Does similarity in rugosan characters and their functions indicate taxonomic relationship? In: Kossovaya, O. & Somerville, I., (Eds). Proceedings of the 10th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. *Palaeoworld*, 19-3/4, pp. 374-381.
- Fedorowski, F. & Bamber, E.W., 2001. Guadalupian (Middle Permian) solitary rugose corals from the Degerböls and Trol Fiord formations, Ellesmere and Melville islands, Canadian Arctic Archipelago. *Acta Geologica Polonica*, 51, pp. 31-79.
- Fedorowski, F. & Bamber, E.W., 2007. Remarks on lithostrotionid phylogeny in western North America and western Europe. In: Hubmann, G. & Piller, W.E., (Eds). Proceedings of the 9th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Oesterreichische Akademie der Wissenschaften*, 17, pp. 251-273.
- Fedorowski, F. & Vassiljuk, N.P., 2011. Early Bashkirian Rugosa (Anthozoa) from the Donets Basin, Ukraine. Part 3. On the genera *Cyathaxonia* Michelin 1847 and *Barytichisma* Moore and Jeffords 1945. *Acta Geologica Polonica*, 61-2, pp. 133-152.
- Flügel, H., 1955. Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. II. Middledevonfauna von Yahyalı (NO Aladağ, Taurus). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 101-2, pp. 267-280.
- Flügel, H., 1963. Korallen aus der oberen Visé-Stufe (*Kueichouphyllum*-zone) Nord-Irans. *Jahrbuch des Geologischen Bundesanstalt*, 106, pp. 365-404.
- Flügel, H., 1991. Rugosa aus dem Karbon der Ozbak-Kuh-Gruppe Ost-Iran. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 134-4, pp. 657-688.
- Flügel, H. & Hubmann, B., 1993. Paläontologie und Plattentektonik am Beispiel proto- und paläotethyder Korallenfaunen. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 136-1, pp. 27-37.
- Flügel, H. & Kiratlioğlu, E., 1956. Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums. VI. Visékorallen aus dem Antitaurus. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 11, pp. 512-520.
- Fomitchev, V.D., 1931. [New data on Lower Carboniferous corals of the Kuznetsk Basin]. *Transactions of the Geological and Prospecting Service of USSR*, 49, pp. 1-49
- Fomitchev, V.D., 1953. [Rugose corals and stratigraphy of the Middle and Upper Carboniferous and Permian deposits of the Donets Basin]. 622 p.
- Fontaine, H., Suteethorn, V. & Jongkanjanasoontorn, Y., 1991. Carboniferous corals of Thailand. *Committee for coordination of joint prospecting for mineral resources in Asian offshore areas*, 22, pp. 1-82.
- Fontaine, J.-M., 1981. La plate-forme arabe et sa marge passive au Mésozoïque: l'exemple d'Hazro (SE de la Turquie). Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud-Orsay, 270 p.
- Frech, F., 1885. Die Korallenfauna des Oberdevon in Deutschland. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 37-1, pp. 21-130.

- Frech, F., 1916. Geologie Kleinasien im Bereich der Bagdadbahn, Ergebnisse eigener Reisen, vergleichender Studien und paläontologischer Untersuchungen. *Sonder-Abdruck aus der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 68, pp. 1-322.
- Garwood, E.J., 1913. The lower Carboniferous succession in the North-West of England. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, 68, pp. 449-586.
- Gedik, I., 1975. Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei). *Palaeontographica*, 150, pp. 99-160.
- Gedik, I., 1987 A paleogeographic approach to the Devonian of Turkey. In: McMillian, N.J., Embry, A.F., & Glass, D.J., (Eds). International Symposium of the Devonian System. Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 557-265.
- Golonka, J., 2007. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Late Paleozoic. *Geologia*, 33-2, pp. 145-209.
- Gómez-Herguedas, A. & Rodríguez, S., 2005. Estudio de los corales rugosos con disepimentos del Serpujoviense (Mississippiense) de la sección de La Cornuda (Córdoba, España). Serpukhovian (Mississippian) rugose corals with dissepiments from the La Cornuda section (Córdoba, Spain). *Coloquios de Paleontología*, 55, pp. 51-101.
- Göncüoğlu, M.C., Boncheva, I. & Göncüoğlu, Y., 2004a. First discovery of Middle Tournaisian conodonts in the Griotte-type nodular pelagic limestones, Istanbul area, NW Turkey. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia*, 110-2, pp. 431-439.
- Göncüoğlu, M.C., Çapkinioğlu, Ş., Gürsu, S., Noble, P., Turhan, N., Tekin, U.K., Okuyucu, C. & Göncüoğlu, Y., 2007. The Mississippian in the Central and Eastern Taurides (Turkey): constraints on the tectonic setting of the Tauride-Anatolide Platform. *Geologica Carpathica*, 58-5, pp. 427-442.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. & Kozlu, H., 1997. Pre-alpine and alpine terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales géologiques des Pays Helleniques*, 37, pp. 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Göncüoğlu, Y., Kozur, H.W. & Kozlu, H., 2004b. Paleozoic stratigraphy of the Geyik Dağı Unit in the eastern Taurides (Turkey); new age data and implications for Gondwanan evolution. *Geologica Carpathica*, 55-6, pp. 433-447.
- Göncüoğlu, M.C. & Kozlu, H., 1998. Remarks on the pre-Variscan development in Turkey. In: Linnemann, U., Heuse, T., Fatka, O., Kraft, P., Brocke, R. & Erdtmann, B.-D., (Eds). Pre-variscan terrane analysis of "Gondwanan Europe". *Schriften des Staatlichen Musuem für Mineralogie und Geologie, Dresden*, pp. 137-138.
- Göncüoğlu, M.C. & Kozlu, H., 2000. Early Paleozoic evolution of the NW Gondwanaland: Data from Southern Turkey and surrounding regions. *Gondwana Research*, 3-3, pp. 315-324.
- Göncüoğlu, C.M. & Turhan, N., 1984 Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. In: Tekeli, O., & Göncüoğlu, M.C., (Eds). International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Mineral Research and Exploratory Institute - Geological Society of Turkey, pp. 237-244.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, I. & Yalınız, M.K., 2000. A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In:

- Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A., (Eds). Tectonics and magmatisms in Turkey and the surrounding area. *Geological Society, London, Special Publication*, 173, pp. 139-161.
- Gorsky, I., 1935. Some Coelenterata from the Lower Carboniferous beds of the Nowaya Zemlya. *Transactions of the Arctic Institute*, 28, pp. 6-122.
- Gorsky, I., 1938. [Carboniferous corals from Novaya Zemlya]. In: Nalivkin, D.V., (Eds). [Paleontology of the Soviet Arctic, part II]. Chief administration of the Northern Sea route Arctic Institute of the USSR, pp. 1-221.
- Gorsky, I., 1951. [Carboniferous and Permian corals from Novaya Zemlya]. *Trudy Nauchno-issledovatel'skogo instituta geologii arktiki*, 32, pp. 1-168.
- Gorsky, I., 1978. [Middle Carboniferous corals of the Western Slope of Urals]. Academy of Sciences of the USSR, 222 p.
- Gorsky, I., Degtyarev, D.D., Katchanov, E.I., Rakchtschn, P. & Stchakova, M.A., 1975. Tetracoralla (Rugosa). In: Stephanov, D.L., Krilova, A.K., Gorozpilova, L.P., Pozner, V.M. & Sultanaev, A.A., (Eds). [Palaeontological atlas of the Carboniferous deposit of the Urals]. Niedra, pp. 73-89.
- Görür, N., 1988. Timing of the opening of the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 147, pp. 247-262.
- Görür, N., Monod, O., Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., M., S. & Akkök, R., 1997. Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168-2, pp. 197-205.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. & Şengör, A.M.C., 1984. Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neotethyan closure In: Dixon, J.E. & Robertson, A., (Eds). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Blackwell Editions, pp. 467-482.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. & Yılmaz, I., 1983. Sedimentological data regarding the opening of the northern branch of the Neotethys in the Pontides. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Geological Bulletin of Turkey*, 26, pp. 11-20.
- Görür, N. & Tüysüz, O., 2001. Cretaceous to Miocene palaeogeographic evolution of Turkey: implications for hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology*, 24-2, pp. 119-146.
- Gourvenec, R. & Hoşgör, I., 2012. New record of a Middle Devonian brachiopod fauna from the Northern Arabian Plate, Zap Anticline, Çukurca-Hakkari, Southeastern Turkey. *Bulletin of Geosciences*, 87-2, pp. 347-358.
- Grabau, A.W., 1922. Palaeozoic Corals of China, part 1: Tetraceptata. *Palaeontologica Sinica*, 2-1, pp. 1-76.
- Graham, E.M., Baird, A.H. & Connoly, S.R., 2008. Survival dynamics of Scleractinian coral larvae and implications for dispersal. *Coral Reefs*, 27, pp. 529-539.
- Groves, J.R., Larghi, C., Nicora, A. & Rettori, R., 2003. Mississippian (Lower Carboniferous) microfossils from the Chios Mélange (Chios Island, Greece). *Geobios*, 36, pp. 379-389.
- Guo, S., 1990. Frasnian-Famennian extinction and Late Devonian Rugose Corals from Great Xing'an Ranges, NE China. *Acta Palaeontologica Sinica*, 10-4, pp. 431-445.

- Gürçay, B., 1998. Aydıncık (İçel) kuzeybatısının jeolojisi ve tektonik özellikleri. *Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, 89, pp. 1-10.
- Gutnic, M., Kelter, D. & Monod, O., 1968. Découverte de nappes de charriage dans le Nord du Taurus Occidental (Turquie méridionale). Thrust nappes in the northern part of the western Taurus, southern Turkey. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 266, pp. 988-991.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. & Dumont, J.-F., 1979. Géologie des Taurides occidentales (Turquie). *Mémoires de la Société géologique de France*, 137, pp. 1-112.
- Haas, W., 1968. Das Alt-Paläozoikum von Bithynien (Nordwest-Türkei). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Abhandlungen*, 131-2, pp. 178-242.
- Haikawa, T., 1986. Lower Carboniferous of the Okubo area in the Akiyoshi Limestone Plateau, Southwest Japan. *Bulletin of the Akiyoshi-dai Museum of Natural History*, 21, pp. 1-35.
- Hammer, O. & Harper, D., 2006. Paleontological data analysis. Blackwell Publishing, 351 p.
- Hance, L., Hou, H.-F. & Vachard, D., 2011. Upper Famennian to Viséan Foraminifers and some carbonate Microproblematica from South China. Geological Publishing House, 359 p.
- Hance, L., Poty, E. & Devuyst, F.-X., 2001. Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bulletin de la Société géologique de France*, 172-4, pp. 411-426.
- Harrison, P.L. & Wallace, C.C., 1990. Reproduction, dispersal and recruitment of scleractinian corals. In: Dubinsky, Z., (Ed.). Coral reefs. Elsevier Publishing Group, pp. 133-207.
- Hayasaka, I., 1936. On some North American species of *Lithostrotionella*. *Memoirs of the Faculty of Science and Agriculture Taihoku Imperial University*, 13-5, pp. 47-74.
- Hecker, M., 2001. Lower carboniferous (Dinantian and Serpukhovian) rugose coral zonation of the east european platform and Urals, and correlation with western Europe. *Bulletin of the Tohoku University and Museum*, 1, pp. 298-310.
- Hecker, M., 2012 *Dorlodotia* salée, 1920 (Rugosa), related and morphologically similar taxa in the Lower Carboniferous of Russia and Ukraine. In: Denayer, J., Aretz, M. & Poty, E., (Eds). Proceeding of the 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège 2011. *Geologica Belgica*, 15-4, pp. 297-303.
- Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 96, pp. 233-243.
- Heravi, M.A. & Khaksar, K., 1999. An assemblage of corals of Iran. *Geological Survey of Iran*, 357 p.
- Herbig, H.-G., 1986. Rugosa und Heterocorallia aus Obervisé-Geröllen der Marbella-Formation (Betische Kordilliere, Südsanien). *Paläontologische Zeitschrift*, 60, pp. 189-225.
- Herget, G. & Roth, W., 1968. Stratigraphie des Paläozoikums im Nordwest-Teil der Insel Chios (Ägäis). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Abhandlungen*, 131-1, pp. 46-71.

- Heritsch, F., 1934. Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nöcht im Gailtal (Kärnten). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 71-B, pp. 139-164.
- Heritsch, F., 1941. Unterkarbonische Korallen aus Anatolien. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung, Geologie und Paläontologie*, 6, pp. 188-190.
- Higgs, K.T., Finucane, D. & Turnbridge, I.P., 2002. Late Devonian and early Carboniferous microfloras from the Hakkari Province of Southeastern Turkey. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 118, pp. 141-156.
- Hill, D., 1934. The Lower Carboniferous corals from Australia. *Proceedings of the Royal Society of Queensland*, 45, pp. 63-115.
- Hill, D., 1941 (1938-1941). A monograph on the Carboniferous rugose corals of Scotland. *Palaeontographical Society*, 213 p.
- Hill, D., 1973. Lower Carboniferous Corals. In: Hallam, A., (Ed.). *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 133-142.
- Hill, D., 1981. Coelenterata; Supplement 1, Rugosa and Tabulata. In: Teichert, C., (Ed.). *Treatise on invertebrate paleontology*, Volume part F, volume 1-2, The Geological Society of America and the University of Kansas (Boulder, Colorado, Lawrence, Kansas), 762 p.
- Hill, D. & Jull, R.K., 1965. Note on *Campophyllum flexuosum* (Goldfuss). *Geological Magazine*, 10-3, pp. 206-212.
- Holdsworth, B.K., 1973. The radiolaria of the Baltalimani formation, Lower Carboniferous, Istanbul. In: Kaya, O., (Ed.). *Paleozoic of Istanbul. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar Serisi*, pp. 117-136.
- Hoşgör, I., Okan, Y. & Göncüoğlu, M.C., 2012. *Posidonia becheri* Bronn 1828 from the Tournaisian of SE Turkey: a palaeogeographic enigma. *Comptes Rendus Paleovol*, 11, pp. 13-20.
- Howell, E.J., 1938. Rugose corals from the mid-Avonian limestone of Glamorgan. *Annals and Magazine of Natural History*, 1, pp. 1-22.
- Hubmann, B., 1992. Die korallenfauna aus dem Devon von Fekke (Antitaurus, SE-Türkei), I. Tabulata. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 84, pp. 355-372.
- Hudson, R.G.S., 1928. On the Lower Carboniferous corals: The development of *Palaeosmilia fornix*, sp. nov. *Proceedings of the Leeds Philosophical Society*, 1-6, pp. 246-251.
- Hudson, R.G.S., 1944. Lower Carboniferous corals of the genera *Rotiphyllum* and *Permia*. *Journal of Palaeontology*, 18-4, pp. 355-362.
- Hudson, R.G.S., 1941. On the Carboniferous corals: *Zaphrentis carruthersi* sp. nov. from the Mirk Fell Beds and its relation to the *Z. delanouei* species-group. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 24, pp. 290-311.
- Hudson, R.G.S. & Fox, T., 1943. An Upper Visean Zaphrentoid fauna from the Yordale Beds of North-West Yorkshire. *Yorkshire Geological Society Bulletin*, 25, pp. 101-126.
- Işık, A., 1981. Nohutlu Tepe Alt Karbonifer istifinin foraminifer biostratigrafisi (Aladağ Bölgesi, Doğu Toroslar). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, pp. 79-84.

- Ivanowski, A.B., 1967. [Study on Lower Carboniferous rugose corals]. *Works of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of U.S.S.R.*, 97 p.
- Ivanowski, A.B., 1987. [Rugose corals in the collection of A. A. Stukenberg (1888-1905)]. *Works of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of U.S.S.R.*, 45 p.
- Jablonski, D., 1993. The Tropics as a source of evolutionary novelty through geological time. *Nature*, 364, pp. 142-144.
- Javaux, E., 1994. Paleoecology of rugose corals in the Neffe Formation (Middle Viséan) of Belgium. *Courrier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172, pp. 127-139.
- Jell, J.S. & Hill, D., 1970. The Devonian coral fauna of the Point Hibbs Limestone, Tasmania. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 104, pp. 1-16.
- Jonard, F., 2007. Etude systématique et relation phylétiques des Lithostrotioninae du Tournaisien et du Viséen inférieur (Europe, Canada, Australie, Sibérie). Mémoire de Licence, Université de Liège, 50 p.
- Jones, P.J., Metcalfe, I., Engel, B.A., Playford, G., Rigby, J., Roberts, J., Turner, S. & Webb, G.E., 2000. Carboniferous palaeobiogeography of Australia. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 23, pp. 259-286.
- Jull, R.K., 1965. Corallum increase in *Lithostrotion*. *Palaeontology*, 8-2, pp. 204-225.
- Kalvoda, J., 2002. Late Devonian-Early Carboniferous Foraminiferal Fauna: Zonations, evolutionary trends, paleobiogeography and tectonic implications. Masaryk University Press, Brno, Czech Republic, 213 p.
- Kalvoda, J., 2003. Carboniferous foraminifera paleobiogeography in Turkey and its implications for plate tectonic reconstructions. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia*, 109-2, pp. 255-266.
- Kalvoda, J. & Bábek, O., 2009. The Margins of Laurussia in Central and Southeast Europe and Southwest Asia. *Gondwana Research*, 17-2/3, pp. 526-545.
- Kato, M., 1966. Note on some Carboniferous coral genera *Clisaxophyllum*, *Clisophyllum* (*Neoclisiophyllum*), *Zaphrentoides*, *Stylidophyllum* and *Actinocyathus*. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 37-2/4, pp. 93-104.
- Kato, M., 1979. Some Upper Palaeozoic Corals from Turkey. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, 19-1/2, pp. 137-148.
- Kato, M., 1990. Palaeozoic corals. In: Ichikawa, K.S., Mizutani, I., Hara, S.H. & Yao, A., (Eds). Pre-Cretaceous terranes of Japan, IGCP-224, pp. 307-311.
- Kaya, O., 1973. The Devonian and Lower Carboniferous stratigraphy of the Istinye, Bostancı and Büyükada subareas. In: Kaya, O., (Eds). Paleozoic of Istanbul. *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar*, pp. 1-36.
- Kaya, O., 1980. Carboniferous stratigraphy of Istanbul. *Newsletters on Stratigraphy*, 9-2, pp. 121-137.
- Kaya, O. & Birenheide, R., 1988. Contribution to the stratigraphy of the Middle Devonian in the surroundings of Adapazari, Northwest Turkey. *Mineral Reserach and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 108, pp. 57-63.

- Kaya, O. & Mamet, B., 1971. Biostratigraphy of the Visean Cebecikoy limestone near Istanbul, Turkey. *Journal of Foraminiferal Research*, 1, pp. 77-81.
- Keller, N.B., 1959. [New Lower Carboniferous corals from central Kazakhstan]. *Paeontoloji Zhurnal*, 4, pp. 90-99.
- Kerey, I.E., 1984. Facies and tectonic setting of the Upper Carboniferous rocks of Northwestern Turkey. In: Robertson, A.H.F. & Dixon, J.E., (Eds). The geological evolution of the eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publication*, 17-1, pp. 123-128.
- Kerey, I.E., Kelling, G. & Wagner, R.H., 1985. An outline stratigraphy and palaeobotanical records from the Middle Carboniferous rocks of northwestern Turkey. *Annales de la Société géologique du Nord*, 105, 203-216, pp.
- Ketin, I., 1966. Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 66-1, pp. 23-34.
- Keyserling, A., 1846. Geognostische Beobachtungen. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-land im Jahre 1843. pp. 149-406.
- Khaksar, K., 1996. New Subfamily, Genus and species of Lower Carboniferous Rugose corals from central Alborz (N Iran). *Journal of Science of Islamic Republic of Iran*, 7-2, pp. 97-112.
- Khoa, N.D., 1977. Carboniferous Rugosa and Heterocorallia from boreholes in the Lublin region (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, 22-4, pp. 301-404.
- Kobayashi, F. & Altiner, D., 2008. Late Carboniferous and Early Permian Fusulinoideans in the Central Taurides, Turkey: Biostratigraphy, faunal composition and comparison. *Journal of Foraminiferal Research*, 38-1, pp. 39-73.
- Koch, C.F., 1987. Prediction of sample size effects on the measured temporal and geographic distribution pattern of species. *Palaeobiology*, 13, pp. 100-107.
- Kora, M., 1989. Lower Carboniferous (Viséan) fauna from Wadi Budra, West-central Sinai, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 9, pp. 523-538.
- Kora, M., 1992. Carboniferous Macrofauna from Wadi Khaboba, West-Central Sinai (Egypt). *Geologica et Palaeontologica*, 26, pp. 13-27.
- Kora, M., 1995. Carboniferous macrofauna from Sinai, Egypt: biostratigraphy and palaeogeography. *Journal of African Earth Sciences*, 20-1, pp. 37-51.
- Kora, M. & Jux, U., 1986. On the early Carboniferous macrofauna from the Um Bogma Formation, Sinai. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 2, pp. 85-98.
- Kossovaya, O.L., 1998. Evolution trends in Middle Carboniferous Petalaxidae (Rugosa). In: Crasquin-Soleau, S., Izart, A., Vaslet, D. & De Wever, P., (Eds). Peri-Tethys: stratigraphic correlations II. pp. 663-685.
- Kossovaya, O., Novak, M. & Weyer, D., 2012. *Sloveniaxon*, a new genus of ahermatypic Rugosa (Anthozoa) from the basal Permian (Asselian) of Slovenia. In: Denayer, J., Aretz, M. & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. *Geologica Belgica*, 15-4, pp. 361-369.
- Kostič-Podgorska, V., 1957. Koralska fauna krinoidiskih krecnjaka u okolini Preče. *Zbornik redova Geologie Institute Jovan Zujovič*, 9, pp. 49-91.

- Kostič-Podgorska, V., 1958. La faune et biostratigraphie des couches paléozoïques des environs de Prača (Bosnie). *Geoloski Glasnik*, 4, pp. 121-220.
- Kosyreva, T.A., 1976. Pervaia nakhodka *Pseudodorlodotia* (Rugosa) iz bachkirkoskog iarousa srednego karbona. *Byultin Moskovskogo obscestva ispytatelej Prirody, Geologii*, 51-1, pp. 124-127.
- Kozur, H., 1998 The age of the siliciclastic series (Karereis Formation) of the western Karaburun Peninsula, western Turkey. In: Szaniawski, H., (Ed.). Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI). *Palaeontologia Polonica*, 58, pp. 171-189.
- Kozur, H., Aydin, M., Demir, O., Yakar, H., Göncüoğlu, M.C. & Kuru, F., 2000. New stratigraphic and palaeogeographic result from the palaeozoic and early mesozoic of the middle Pontides (Northern Turkey) in the Azdavay, Devrekani, Küre and Inebolu Areas: Implications fro the Carboniferous - Early Cretaceous geodynamic evolution and some related remarks to the Karakaya oceanic rift Basin. *Geologica Croatica*, 53-2, pp. 209-268.
- Kozur, H. & Göncüoğlu, C.M., 1998. Main features of the pre-Variscan development in Turkey. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, 42-3/4, pp. 459-464.
- Kozur, H. & Şenel, M., 1999 Carboniferous oceanic sequence in the Lycian Nappes of southern Turkey. XIV ICCP, International Congress on the Carboniferous-Permian, Calgary, Alberta, Canada, Abstracts, pp. 79.
- Kozur, H., Şenel, M. & Tekin, M., 1998. First evidence of Hercynian Lower Carboniferous Flyschoid deep-water sediments in the Lycian Nappes, Southwestern Turkey. *Geologica Croatica*, 51-1, pp. 15-22.
- Kullmann, J., 1965. Rugose Korallen der cephalopodenfazie und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabirichen Gebirges (Nordspanien). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-wissenschaftlichen Klasse*, 2, pp. 1-136.
- Kullmann, J., 1973. Goniatite-coral associations from the Devonian of Istanbul, Turkey. In: Kaya, O., (Eds). Paleozoic of Istanbul. *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar*, pp. 97-116
- Lecompte, M., 1955. Note introductrice à la révision du genre *Lophophyllum* Milne-Edwards et Haime. *Publication de l'Association d'Etudes Paléontologiques de Bruxelles*, 21-8, pp. 399-418.
- Leven, E.J.A. & Okay, A.I., 1996. Foraminifera from the exotic permo-carboniferous limestone blocks in the Karakaya Complex, Northwestern Turkey. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia*, 102-2, pp. 139-174.
- Lewis, H.P., 1929. On the avonian Coral *Caninophyllum* gen. nov. and *Caninophyllum archiaci* Edw. et H. *Annals and Magazine of Natural History*, serie 2, 3-17, pp. 546-468.
- Lewis, H.P., 1935. The Lower Carboniferous corals of Nova Scotia. *Annals and Magazine of Natural History*, 16, pp. 118-142.
- Liao, W.-H., 1990. The biogeographic affinities of East Asian corals. In: McKerrow, W.S. & Scotese, C.R., (Eds). Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. *Geological Society Memoir*, 81, pp. 175-179.
- Liao, W. & Cai, T., 1987. Sequence of Devonian Rugose coral assemblages from Northen Xinjiang. *Acta Palaeontologica Sinica*, 26-6, pp. 690-707.

- Lin, B. & Rodríguez, S., 1993. Estudio de los corales rugosos del Carbonifero inferior de Mahai, Provincia de Qinghai, Noroeste de China. Study of Lower Carboniferous rugose corals from Mahai, Qinghai Province, NW China. *Bolletino del Real Sociedad Española de historia natural, section Geología*, 88-1/4, pp. 17-55.
- Lin, W., Wang, X., Poty, E. & Aretz, M., 2012 Late Viséan to Early Serpukhovian Rugose Corals from the Yashui Section, Guizhou, South China. *In: Denayer, J., Aretz, M. & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. Geologica Belgica*, 15-4, pp. 329-339.
- Lin, Y. & Zhang, L., 1986. Note on the genus *Kwangisphyllum* and its evolution. *Journal of the Changchun Geology College*, 1, pp. 5-11.
- Ludwig, R., 1862. Paleontologie des Ural's: Actinozoen und Bryozoen aus dem Carbon-Kalkstein im Gouvernement Perm. *Palaeontographica*, 10-3, pp. 179-226.
- Luo, J.D., 1984. Early Carboniferous Rugose coral assemblages and paleobiogeography of China. *Paleontographica Americana*, 54, pp. 427-432.
- Luo, J.D. & Zhao, J., 1962. [Lower Carboniferous tetracorals of Qilianshan region]. *Geologica Qilianshanica*, 4-3, pp. 111-119.
- Lys, M., 1986. Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien en Mésogée (Espagne, Afrique du Nord, Régions égéennes, Proche-Orient). Etude micropaléontologique (Foraminifères), paléobiogéographie. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud Orsay, 239 p.
- Mackintosh, P.W. & Robertson, A.H., 2009. Structural and sedimentary evidence from the northern margin of the Tauride platform in south central Turkey used to test alternative models of Tethys during Early Mesozoic time. *Tectonophysics*, 473, pp. 149-172.
- Mackintosh, P.W. & Robertson, A.H., 2012. Late Devonian-Late Triassic sedimentary development of the central Taurides, S. Turkey: implications for the northern margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 21, pp. 1089-1114.
- Mamet, B.L., 1973. Foraminiferal biostratigraphy of the Lower Carboniferous Trakya and Heybeliada Formations, Istanbul region, Istanbul. *In: Kaya, O., (Eds). Paleozoic of Istanbul. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar*, pp. 137-143.
- Mamet, B., 1974 Une zonation par Foraminifères du Carbonifère inférieur de la Téthys Occidentale. *Comptes rendus du Septième congrès international de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Krefeld, 3, pp. 391-407.
- Mansy, J.-L., Conil, R., Meilliez, F., Khatir, A., Delcambre, B., Groessens, E., Lys, M., Poty, E., Swennen, R., Trentesaux, A. & Weyant, M., 1989. Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien de l'Avesnois. *Annales de la Société géologique du Nord*, 108, pp. 125-142.
- Marcoux, J., 1987. Histoire et topologie de la Néo-Tethys. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 569 p.
- Masse, J.-P., M., F.-M. & Özer, S., 2002. late Aptian rudist faunas from the Zonguldak region, western Black Sea, Turkey (taxonomy, biostratigraphy, palaeoenvironment and palaeobiogeography). *Cretaceous Research*, 23, pp. 523-536.
- McCoy, E.D. & Heck, K.L., 1983. Center of origin revisited. *Palaeobiology*, 9, pp. 17-19.

- McCoy, F., 1849. On some new genera of Palaeozoic Corals and Foraminifera. *Annals and Magazine of Natural History*, serie 2, 3, pp. 1-20, pp. 119-136.
- Menchikoff, N. & Hsu, T.-H., 1935. Les polypiers carbonifères du Sahara occidental. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5-5, pp. 229-261.
- Metin, S., Ayhan, A. & Papak, I., 1986. Geology of the western part of Eastern Taurides (SSE Turkey). *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 107, pp. 1-12.
- Milne-Edwards, H. & Haime, J., 1851. Monographie des Polypiérites fossiles des terrains paléozoïques, précédée d'un tableau général de la classification des Polypes. Archives du Muséum d'Histoire naturelle de Paris, 502 p.
- Minato, M., 1955. Japanese Carboniferous and Permian corals. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series IV: Geology and Mineralogy*, 9-2, pp. 1-202.
- Minato, M. & Kato, M., 1975. Upper carboniferous corals from the Nagaiwa Series, Southern Kitakami Mountains, NE Japan. *Journal of the faculty of Sciences, Hokkaido University Series IV: geology and mineralogy*, 16-2/3, pp. 43-119.
- Minato, M. & Kato, M., 1977. Tethys sea corals in the Upper Palaeozoic. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et minières (BRGM)*, 89, pp. 228-233.
- Mitchell, W.I., 1989. Biostratigraphy of Viséan (Dinantian) rugose coral faunas of Britain. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 47, pp. 233-247.
- Mitchell, W.I. & Green, G.W., 1965. Appendix 1: The faunal succession in the Carboniferous Limestone of Burrington Combe. In: Green, G.W. & Welch, F.B.A., (Eds). *Geology of the Country along Wells and Cheddar. Memoirs of the geological Survey of Great Britain*, pp. 177-197.
- Mitchell, W.I. & Somerville, I., 1988. A new species of *Sychnoelasma* (Rugosa) from the Dinantian of the British Isles: its phylogeny and biostratigraphical significance. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 46-1, pp. 155-162.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H., Hochard, C., Rosselet, F. & Stampfli, G.M., 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451, pp. 7-39.
- Moix, P., Beccaletto, L., Masset, O., Kozur, H.W., Dumitrică, P., Vachard, D., Martini, R. & Stampfli, G., 2011. Geology and Correlation of the Mersin Mélanges, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 57-98.
- Monod, O., 1977. Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beysehir (Turquie). Thèse de doctorat, 442 p.
- Moore, R.C. & Jeffords, R.M., 1986. Description of Lower Pennsylvanian corals from Texas and adjacent states. *University of Texas Publications*, 4401, pp. 77-208.
- Mundy, D.J.C., 1994. Microbialite-sponge-bryozoan-coral framestones in Lower Carboniferous (Late Viséan) buildups of northern England (UK). In: Beauchamp, B., Emery, A.F. & Glass, D.J., (Eds). *Pangaea: global environments and resources. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 17, pp. 713-729.

- Nazik, A. & Groos-Uffenorde, H., 2011. First record of Late Devonian Entomozoacean Ostracods in North-Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 167-178.
- Neumayr, M., 1883. Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit. *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, 47, pp. 277-310.
- Niikawa, I., 1994. The palaeobiogeography of *Kueichouphyllum*. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172, pp. 43-50.
- Niikawa, I., 2012. The Upper Paleozoic coral fauna from Southern Turkey and adjacent area, and paleobiogeography of the rugose coral *Kueichouphyllum*. In: Yalçın, M.N., Çorbacıoğlu, H., Aksu, Ö. & Bozdoğan, N., (Eds). Paleozoic of Northern Gondwana and Its Petroleum Potential A Field Workshop, Kayseri, Turkey, *Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication*, 6, pp. 32-34.
- Noble, P.J., Tekin, U.K., Gedik, I. & Pehlivan, S., 2008. Middle to Upper Tournaisian Radiolaria of the Baltalimani Formation, Istanbul, Turkey. *Journal of Palaeontology*, 82-1, pp. 37-55.
- Norman, T.N., 1993. Remobilization of two mélanges in Central Anatolia. *Geological Journal*, 28, pp. 267-275.
- Normark, W.R., Piper, D.J. & Sliter, R., 2006. Sea-level and tectonics control of middle to late Pleistocene turbidite systems in Santa Monica Basin, offshore California. *Sedimentology*, 53, pp. 867-897.
- Nudds, J., 1975. The British Lithostrotionidae (Rugosa). Thèse de doctorat, University of Durham, United Kingdom, 278 p.
- Nudds, J., 1979. Coloniality in the Lithostrotionidae (Rugosa). *Biology and systematics of colonial organisms*. pp. 173-192.
- Nudds, J.R., 1993. *Siphonodendron* and *Dorlodotia*: pedomorphic evolution in Carboniferous rugose corals? *Courier Forschungsinstitut Seckenberg*, 164, pp. 127-130.
- Nudds, J.R., 1999. A new Carboniferous rugose coral genus from northern England. *Palaeontology*, 42-2, pp. 223-229.
- Nudds, J.R. & Somerville, I.D., 1987. Two new species of *Siphonodendron* (Rugosa) from the Viséan of the British Isles. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 46, pp. 293-300.
- Oekentorp, K. & Schröder, S., 2001 Korallen (Rugosa, Tabulata) aus dem Paläozoikum des SW Sultan Dağ, Türkei. Corals (Rugosa, Tabulata) from the Palaeozoic of SW Sultan Dağ, Turkey. In: Weiss, R. S. & Wopfner, H., (Eds). Contributions to Geology and Palaeontology of Gondwana in Honour of Helmut Wopfner, Cologne, 2001, pp. 369-381.
- Ogar, V., 2010 New data on the Carboniferous corals of the Donets Basin. In: Kossovaya, O. & Somerville, I., (Eds). Xth International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. *Palaeoworld*, 19, pp. 284-293.
- Okan, Y. & Hoşgör, I., 2005. Nohutluk Tepe (Aladağ Bölgesi, Doğu Toroslar) istifinde bulunan Başkiren (erken Geç Karbonifer) yaşlı Bivalvia türü *Astartella concentrica* (Conrad)'nın tanımı ve paleocoğrafik dağılımı. *Journal of the Earth Sciences Application and Research Center of Hacettepe University*, 26-3, pp. 13-23.
- Okan, Y. & Hoşgör, I., 2007. Late Visean-Early Namurian Bivalves from the Zonguldak Coal Basin, Northwestern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 225-240.

- Okay, A.I., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, Northern Turkey. *In: Şengör, A.M.C., (Eds). Tectonic evolution of the Tethyan region. Kluwer Academic Publishers, pp. 109-116.*
- Okay, A.I., 2008. Geology of Turkey: a synopsis. *Anschnitt, 21, pp. 19-42.*
- Okay, A.I. & Göncüoğlu, M.C., 2004. The Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences, 13, pp. 77-95.*
- Okay, A.I. & Mostler, H., 1994. Carboniferous and Permian Radiolarite Block from the Karakaya Complex in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 3, pp. 23-28.*
- Okay, A.I., Noble, P.J. & Tekin, U.K., 2011a. Devonian radiolarian ribbon cherts from the Karakaya Complex, Northwest Turkey: Implications for the Paleo-Tethyan evolution. *Comptes Rendus Paleovol, 10, pp. 1-10.*
- Okay, A.I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geological and geochronologic constraints. *In: Yin, A., & Harrison, T.M., (Eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press, pp. 420-441.*
- Okay, A.I., Satir, M. & Siebel, W., 2006. Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. *In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A., (Eds). European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32, pp. 389-405.*
- Okay, A.I., Satir, M., Tüysüz, O., Akyüz, H.S. & Chen, F., 2001. The tectonics of the Strandja Massif: variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences, 90, pp. 217-233.*
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. & Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology, 22, pp. 267-270.*
- Okay, A.I., Siyako, M. & Burkan, K.A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwestern Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul, 44, pp. 91-256.*
- Okay, A.I. & Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Seranne, M., (Eds). The Mediterranean Basins: tertiary extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publication, pp. 475-515.*
- Okay, N., Zack, T., Okay, A.I. & Barth, M., 2011b. Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: detrital zircon-rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides. *Geological Magazine, 148-3, pp. 380-403.*
- Okuyucu, C., 2008. Biostratigraphy and systematics of the Late Asselian-Early Sakmarian (Early Permian) fusulinids (Foraminifera) from southern Turkey. *Geological Magazine, 145-3, pp. 413-434.*
- Okuyucu, C. & Vachard, D., 2006. Late Visean foraminifers and algae from the Cataloturan Nappe, Aladag Mountains, eastern Taurides, southern Turkey. *Geobios, 4, pp. 554-535.*
- Okuyucu, C., Vachard, D. & Göncüoğlu, C.M., soumis. Refinements in biostratigraphy of the foraminiferal zone MFZ11 (middle Viséan, Mississippian) in the Cebeciköy Limestone (Istanbul Terrane, NW Turkey) and palaeogeographic implications. *Bulletin of Geosciences.*
- Oliver, W.A.Jr., 1992. Corals from the Turkey Creek Limestone (Lower Devonian), Southern Oklahoma. *Oklahoma Geological Survey Bulletin 145, pp. 137-159.*

- Oliver, W.A.Jr., 1996. Origins and relationships of Paleozoic coral groups and the origin of the Scleractinia. *In: G.D.Jr., Stanley, (Ed.). Paleobiology and Biology of Corals. The Paleontological Society, Columbus, Ohio, pp. 107-134.*
- Omara, S. & Conil, R., 1965. Lower Carboniferous foraminifera from southwestern Sinai, Egypt. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 88, pp. 221-242.
- Onoprienko, Y., 1976. [Early Carboniferous colonial rugose corals from the North-East of USSR]. *In: Gramm, M.N., (Ed.). [Morphology and systematics of Soviet Far-East Fossil Invertebrates]. Institute of Biology and Pedology Far-East Science Centre, Academy of Sciences of the USSR, pp. 5-34.*
- Onoprienko, Y., 1979a. [Question about relationship between genera Endophyllum and Tabulophyllum (Rugosa)]. *In: Gramm, M.N., (Ed.). [Fossils from the Palaeozoic form Vostok area]. Akademiya Nauk CCCP, pp. 29-32.*
- Onoprienko, Y., 1979b. New Rugosa findings in the Devonian-Carboniferous transitional deposits of the Omolon Massif, Field excursions guidebook, tour 9: Khabarovsk. 16th Pacific Science Congress, Khabarovsk, 1979, pp. 5-73.
- Onoprienko, Y., 1979c. [Some Early Carboniferous solitary Rugosa from the Omolon Massif]. *In: Gramm, M.N., (Eds.). [Fossils from the Palaeozoic form Vostok area]. Works of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of U.S.S.R., pp. 3-28.*
- Özgül, N., 1971. Orta Torosların Kuzey Kesiminin Yapısal Gelişiminde Blok Hareketlerinin Önemi. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 19, pp. 65-78.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Bulletin of the geological society of Turkey*, 19, pp. 65-78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. *In: Tekeli, O. & Göncüoğlu, M.C., (Eds.). International Symposium: Geology of the Taurus Belt, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) - Geological Society of Turkey, pp. 77-90.*
- Özgül, N., 1997. Bozkır-Hadım-Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 119, pp. 60.
- Özgül, N., 2012. Stratigraphy and some structural features of the Istanbul Palaeozoic. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, pp. 817-866.
- Özgül, N. & Kozlu, H., 2002. Data on the stratigraphy and tectonics on the area between Kozan-Feke-Mansurlu. *Bulletin of the Turkish Association of Petroleum Geologists*, 14, pp. 1-36.
- Paeckelmann, W., 1938. Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. *Abhandlungen Preussisches Geologisches Landesamtes*, 186, pp. 202.
- Papoyan, A.S., 1969. [Early Carboniferous species of the genus *Kueichouphyllum* in Armenia]. *Paleontoloji Zhurnal*, 1, pp. 19-30.
- Parlak, O. & Robertson, A.H., 2004. The ophiolite-related Mersin Melange, southern Turkey: its role in the tectonic-sedimentary setting of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Magazine*, 141-3, pp. 257-286.

- Pashkov, B.R., 1979. The Sarezsk Series of the eastern part of the Central Pamir (Carboniferous-Upper Devonian). *International Geology Review*, 21-1, pp. 51-56.
- Perinçek, D., 1990. Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye. *Türkiye Petrol Jeoloji Derneği Bülteni*, 2, pp. 21-68.
- Perinçek, D., Duran, O., Bozdoğan, N. & Çoruh, T., 1991 Stratigraphy and paleogeographical evolution of the autochthonous sedimentary rocks in the SE Anatolia. In: Turgut, S., (Eds). Ozan Sungurlu Symposium, Ankara, pp. 274-305.
- Perret, M.-F., 1971. Les calcaires carbonifères d'Ardengost (Hautes-Pyrénées). Thèse de doctorat, Laboratoire de Géologie -Pétrologie de l'Université Paul-Sabatier, 159 p.
- Perret, M.-F. & Semenoff-Tian-Chansky, P., 1971. Coralliaires des calcaires carbonifères d'Ardengost (Hautes-Pyrénées). *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse*, 107-3/4, pp. 567-594.
- Pickett, J., 1966. Lower Carboniferous coral faunas from the New England District of New South Wales. *Memoirs of the Geological Survey of New South Wales, Palaeontology*, 15, pp. 1-38.
- Pickett, J., 1994. Tournaisian corals and conodonts from the Slaughterhouse Creek area, New South Wales, Australia. *Courier Forschungsinstitut Seckenberg*, 172, pp. 51-67.
- Pickett, J. & Wu, W.-S., 1990. The succession of Early Carboniferous coral faunas in eastern Australia and China. *Alcheringa*, 4, pp. 89-108.
- Pille, L., Vachard, D., Argyriadis, I. & Aretz, M., 2010. Revision of the late Viséan-Serpukhovian (Mississippian) calcareous algae, foraminifers and microproblematica from Balia-Maden (NW Turkey). *Geobios*, 43-5, pp. 531-546.
- Plint, A.G. & Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D. & Gawthorpe, R.L., (Eds). Sedimentary response to forced regression. *Geological Society, London, special Publication*, 172, pp. 1-17.
- Plusquellec, Y., 2006. Révision de *Hadrophyllum orbigny* Milne Edwards & Haime 1850 (Coelenterata, Rugosa) du Dévonien d'Amérique du Nord et discussion sur la systématique des Hadrophyllidae. *Geodiversitas*, 28-2, pp. 199-226.
- Poisson, A., 1977. Recherches géologique dans les Taurides occidentales (Turquie). Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud Orsay, 344 p.
- Poty, E., 1975a. Contribution à l'étude du genre *Dorlodotia* et sa répartition stratigraphique dans le Viséen du bord oriental du Bassin de Namur. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 98-1, pp. 91-110.
- Poty, E., 1975b. Contribution à l'étude des genres *Lithostrotion* et *Siphonodendron* du Viséen moyen belge. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 98-1, pp. 75-90.
- Poty, E., 1975c. Un nouveau Tétracoralliaire du Viséen moyen de la Belgique: *Corphalia mosae* Gen. et sp. nov. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 98 1, pp. 111-121.
- Poty, E., 1981. Recherches sur les Tétracoralliaires et les Hétérocortalliaires du Viséen de la Belgique. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 35-1, pp. 1-161.

- Poty, E., 1983. Distribution stratigraphique des Tétracoralliaires et des Hétérocoralliaires du Viséen de la Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 106, pp. 57-68.
- Poty, E., 1984a. An evolutionary pattern for the Western European Lithostrotionidae. *Palaeontographica Americana*, 54, pp. 465-469.
- Poty, E., 1984b. Rugose corals at the Devonian-Carboniferous boundary. *Courrier Forschungsinstitut Senckenberg*, 67, pp. 29-35.
- Poty, E., 1989. Distribution and palaeogeographic affinities of Belgian Tournaisian rugose corals. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 8, pp. 267-273.
- Poty, E., 1993. Heterochronic processes in some Lower Carboniferous rugose corals. *Courrier Forschungsinstitut Senckenberg*, 164, pp. 141-152.
- Poty, E., 1999. Famennian and Tournaisian recoveries of shallow water Rugosa following late Frasnian and late Strunian major crises, southern Belgium and surrounding areas, Hunan (South China) and the Omolon region (NE Siberia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154, pp. 11-26.
- Poty, E., 2001. Influence des variations eustatiques sur l'évolution et la distribution des coraux au Carbonifère inférieur. Paléobiodiversité Crise Paléoenvironnement, Séance spécialisée de la Société géologique de France, Paris, volume de résumé. pp. 71.
- Poty, E., 2002a. Stratigraphy and Paleobiogeography of Carboniferous rugose corals of Nova Scotia. In: Hills, L.V., Henderson, C.M. & Bamber, E.W., (Eds). Carboniferous and Permian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 19, pp. 580-587.
- Poty, E., 2002b. Interstitial tabellae: a new type of tabellae developed between highly thickened septa in Rugosa. *Coral Research Bulletin*, 7, pp. 167-173.
- Poty, E., 2007. The Avins event : a remarkable worldwide spread of corals at the end of the Tournaisian (Lower Carboniferous). In: Hubmann, B. & Piller, W., (Eds). Fossil corals and sponges, Proceedings of the 9th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Oesterreichische Akademie der Wissenschaften*, 17, pp. 231-249.
- Poty, E., 2010. Morphological limitation to the diversification of the rugose and tabulate corals. In: Kossovaya, O. & Somerville, I.D., (Eds). 10th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Saint-Petersburg, 2007, *Palaeoworld*, 19, pp. 389-400.
- Poty, E., Aretz, M. & Barchy, L., 2002. Stratigraphie et sédimentologie des "Calcaires à Productus" du Carbonifère inférieur de la Montagne Noire (Massif Central, France). *Comptes Rendus Géosciences*, 334, pp. 843-848.
- Poty, E., Aretz, M., Hance, L., 2013 (sous presse). Belgian substage as a basis for international chronostratigraphic division of the Tournaisian and Viséen. *Geological Journal*.
- Poty, E., Aretz, M. & Xu, S., 2011. A comparison of Mississippian colonial rugose corals from Western Europe and South China. In: Aretz, M., Delculée, S., Denayer, J. & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège, Belgium, Abstract volume. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 19, pp. 135-136.
- Poty, E., Berkowski, B., Chevalier, E. & Hance, L., 2003. Biostratigraphic and sequence stratigraphic correlations between the Dinantian deposits of Belgium and Southern Poland (Krakow area). In: Wong, T.E., (Eds).

- 15th International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, pp. 97-106.
- Poty, E. & Boland, K., 1994. Révision des Tétracoralliaires caninomorphes de l'Hastarien (Tournaisien) belge. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 117-1, pp. 201-225.
- Poty, E., Hance, L., Lees, A. & Hennebert, M., 2001. Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). In: Dejonghe, L., (Ed.). Chronostratigraphic units named from Belgium. *Geologica Belgica*, 4-1/2, pp. 69-94.
- Poty, E., Devuyst, F.-X. & Hance, L., 2006. Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143-6, pp. 829-857.
- Poty, E. & Hannay, D., 1994. Stratigraphy of rugose corals in the Dinantian of the Boulonnais (France). *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université Catholique de Louvain*, 35, pp. 51-82.
- Poty, E. & Hecker, M., 2003. Parallel evolution in European rugose corals of the genus *Lonsdaleia* McCoy, 1849 (Lower Carboniferous). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 73, pp. 109-135.
- Poty, E. & Onoprienko, Y., 1984. Rugose corals. In: Shilo, N.A., Bouckaert, J., Afanasieva, M.J.M., Bless, M.J.M., Conil, R., Erlanger, O.A., Gagiev, M.H., Lazarev, S.S., Onoprienko, Y., Poty, E., Razina, T.P., Simakov, K.V., Smirnova, L.V., Streel, M. & Swennen, R. Sedimentological and Palaeontological atlas of the Late Famennian and Tournaisian deposits in the Omolon Region (NE USSR). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 107, pp. 200-213.
- Poty, E. & Xu, S., 1996. Rugosa from the Devonian-Carboniferous transition in Hunan, China. *Mémoires de l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain*, 36, pp. 89-139.
- Radelli, L., 1970. La nappe de Balya. La zone des plis égéens et l'extension de la zone du Vadar en Turquie occidentale. *Géologie Alpine*, 46, pp. 169-175.
- Ralli, G., 1895. Le Bassin Houiller d'Héraclée. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 23, pp. 151-267.
- Raymond, L.A., 1984. Melanges, their nature, origin and significance. *Geological Society of America, Special Paper*, 198, pp. 1-170.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. & Marcoux, J., 1975. L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 17-6, pp. 1024-1043.
- Robertson, A.H., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a South Tethysian oceanic basin and its margins in Southern Turkey. In: Bozkurt, E., Piper, J.D.A. & Winchester, J.A., (Eds). Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding area. *Geological Society, London, Special Publication*, 173, pp. 97-138.
- Robertson, A.H., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A.S., Morris, A., Pickett, E.A., Sharp, I. & Ustaömer, T., 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of the tethys on the Eastern Mediterranean region. In: Morris, A. & Tarling, D.H., (Eds). Palaeomagnetism and Tectonics of the Eastern Mediterranean region. *Geological Society of London, Special Publication*, 105, pp. 239-263.

- Robertson, A.H. & Pickett, E.A., 2000. Palaeozoic-Early Tertiary Tethyan evolution of mélanges, rift and passive margin units in Karaburun Peninsula (Western Turkey) and Chios Island (Greece). *In: Bozkurt, E., Piper, J.D.A. & Winchester, J.A., (Eds). Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding area. Geological Society, London, Special Publication, 173, pp. 43-82.*
- Robertson, A.H. & Ustaömer, T., 2004. Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. *Tectonophysics, 281, pp. 175-209.*
- Robertson, A.H. & Ustaömer, T., 2009a. Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction-accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics, 473-1, pp. 113-148.*
- Robertson, A.H. & Ustaömer, T., 2009b. Upper Palaeozoic subduction/accretion processes in the closure of Palaeotethys: evidence from the Chios Mélange (Greece), the Karaburun Mélange (W Turkey) and the Teke Dere Unit (SW Turkey). *Sedimentary Geology, 220, pp. 29-59.*
- Robertson, A.H. & Ustaömer, T., 2011. Role of tectonic-sedimentary melange and Permian-Triassic cover units, central southern Turkey in tethyan continental margin evolution. *Journal of Asian Earth Sciences, 40, pp. 98-120.*
- Rodríguez, S., 1984. Corales Rugosos del Carbonífero del Este de Asturias. Tèse de doctorat, Universidad Complutense de Madrid, 528 p.
- Rodríguez, S. & Falces, S., 1992. Corales Rugosos. *In: Rodríguez, S., Arribas, M.E., Comas-Rengifo, M., de la Peña, J., Falces, S., Kullmann, J., Gegundez, P., Legrand-Blain, M., Martínez-Chacon, M.L., Moreno-Eiris, Y.E., Perejon, A., Sanchez, J.L., Sanchez-Chico, F. & Sarmiento, G., (Eds). Análisis paleontológico y sedimentológico de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Bajadoz). Coloquios de Paleontología, 44, pp. 49-90.*
- Rodríguez, S. & Falces, S., 1994. Coral distribution patterns in the Los Santos de Maimona Lower Carboniferous Basin (Badajoz, SW Spain). *Courrier Forschungsinstitut Seckenberg, 172, pp. 193-202.*
- Rodríguez, S., Falces, S., Arribas, M.E., de la Peña, J.A., Comas-Rengifo, M.J. & Moreno-Eiris, E., 1992. Description litoestratigráfica y aspectos sedimentológicos de las unidades. Lithostratigraphic description and sedimentological aspect of the unit. *In: Rodríguez, S., Arribas, M.E., Comas-Rengifo, M.J., De La Peña, J.A., Falces, S., Kullmann, J., Gegundez, P., Legrand-Blain, M., Martínez-Chacon, M.L., Moreno-Eiris, E., Perejon, A., Sanchez, J.L., Sanchez-Chico, F. & Sarmiento, G., (Eds). Análisis paleontológico y sedimentológico de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Bajadoz). Palaeontological and sedimentological analysis of the Los Santos de Maimona Carboniferous Basin (Badajoz). Coloquios de Paleontología, 44, pp. 49-90.*
- Rodríguez, S. & Hernando, J.M., 2005. Description of *Espielia columellata* gen. and sp. nov. (Rugosa) from the Sierra del Castillo Unit (upper Viséan, Cordoba, SW Spain). *Geobios, 38, pp. 553-561.*
- Rodríguez, S., Hernando, J.M. & Said, I., 2001. Estudio de los corales con aulos del Viséense (Carbonífero) de la unidad de la Sierra del Castillo (area del Guadiato, SO de España). Study on the Viséan aulate corals from the Sierra del Castillo Unit (Carboniferous, Guadiato Área, SW Spain). *Coloquios de Paleontología, 52, pp. 85-94.*
- Rodríguez, S., Hernando, J.M. & Rodríguez-Curt, L., 2002. Estudio de los corales lithostrotionidos del Viséense (Misisipiense) de la Unidad de la Sierra del Castillo (Cordoba, España). Study on the Viséan (Mississippian) lithostrotionid corals from the Sierra del Castillo Unit (Cordoba, Spain). *Revista Espanola de Paleontología, 17, pp. 13-36.*

- Rodríguez, S., Hernando, J. M. & Rodríguez-Curt, L., 2004. Estudio de los corales cyathopsidos (Rugosa) del Viséense superior de la Unidad de la Sierra del Castillo (Cordoba, España). Study on the Upper Viséan cyathopsids (Rugosa) from the Sierra del Castillo Unit (Cordoba, Spain). *Coloquios de Paleontología*, 54, pp. 69-82.
- Rodríguez, S., Rodríguez-Curt, L. & Hernando, J.M., 2001. Estudio de los Aulophyllidae (Rugosa) del Sierra del Castillo Unit (Córdoba, Spain). *Coloquios de Paleontología*, 52, pp. 47-78.
- Rodríguez, S. & Said, I., 2009. Description de los corales rugosos del Viséense superior de Pennaroya-Pueblonuevo (Cordoba) y El Casar (Badajoz). *Coloquios de Paleontología*, 59, pp. 7-27.
- Rodríguez, S. & Somerville, I.D., 2010 Appearance of fasciculate rugose corals in the Viséan and Serpukhovian: a review. In: Kossovaya, O. & Somerville, I.D. (Eds), 10th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, *Palaeoworld*, 19, pp. 306-315.
- Rosen, B.R., 1984. Reef coral biogeography and climate through the late Cainozoic: just island in the sun or a critical pattern of island? In: Brenchley, P., (Ed.). Fossils and Climate. *Geological Journal*, pp 201-262.
- Rosen, B.R., 1988. Progress, Problems and patterns in the biogeography of reef corals and other tropical marine organisms. *Helgoländer Meeresunters*, 42, pp. 296-301.
- Rosen, B.R., 1992. Empiricism and the biogeographical black box: concepts and methods in marine palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92, pp. 171-205.
- Rosselet, F., Stampfli, G. & Kock, S., 2003 Paleotectonic events in the Karaburun Peninsula : a review. Abstract of the 22nd I.A.S. meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, pp. 44.
- Rózkovska, M., 1969. Famennian Tetracoralloid and Heterocoralloid fauna from the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, 24 1, pp. 1-187.
- Said, I., Berkli, M. & Rodríguez, S., 2007. Preliminary data on the coral distribution in the Upper Viséan (Mississippian) succession from Adarouch area (NE Central Morocco). In: Hubmann, B. & Piller, W., (Eds). Fossil corals and sponges, Proceedings of the 9th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Oesterreichische Akademie der Wissenschaften*, 17, pp. 353-363.
- Said, I. & Rodríguez, S., 2007. A new genus of coral (Rugosa) from the Adarouch area (Brigantien, NE Central Morocco). *Coloquios de Paleontología*, 57, pp. 23-35.
- Said, I. & Rodríguez, S., 2008. Descripción de los corales aulophyllidos del Viséense y Serpujoviense del área de Adarouch (Marruecos). Description of the Viséan and Serpukhovian aulophyllid corals from the Adarouch area (Morocco). *Coloquios de Paleontología*, 58, pp. 13-40.
- Said, I., Somerville, I., Rodríguez, S. & Cozar, P., 2013. Mississippian coral assemblage from the Khenifra area, central Morocco: biostratigraphy, biofacies, palaeoecology and palaeobiogeography. *Gondwana Research*, 23, pp. 367-379.
- Salanci, A., 1975. An important Brachiopoda species from the Viséan of Turkey : *Whidbornella caperata* (Sow.). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA)*, 84, pp. 21-24.
- Salée, A., 1910. Contribution à l'étude des polypiers du Calcaire carbonifère de la Belgique, le genre *Caninia*. *Nouveaux Mémoires de la Société belge de Géologie*, 3, pp. 1-62.

- Salée, A., 1913. Contribution à l'étude des Polypiers du Calcaire Carbonifère de la Belgique, II, Le groupe des Clisiophyllides. *Mémoires de l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain*, 1, pp. 179-293.
- Salée, A., 1920. Sur un genre nouveau de Tétracoralliaire (*Dorlodotia*) et sur la valeur stratigraphique des *Lithostrotion*. *Annales de la Société scientifique de Bruxelles*, série B, 39-2, pp. 145-154.
- Sando, W.J., 1960. Corals from well cores of Madison Group, Williston Basin. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1071F, pp. 157-190.
- Sando, W.J., 1965. Revision of some Paleozoic corals species from the Western United States. *Geological Survey Professional Paper, contributions to paleontology*, 503-E, pp. 1-38.
- Sando, W.J., 1970. Corals. In: McKee, E.D. & Gutschick, R.C., (Eds). History of Redwall Limestone of Northern Arizona. *Geological Society of America Memoirs*, 114, pp. 257-343.
- Sando, W.J., 1976. Revision of the Carboniferous genus *Aulina* Smith (Coelenterata, Anthozoa). *Journal Research of the U.S. Geological Survey*, 4-4, pp. 421-435.
- Sando, W.J., 1977. Significance of coiled protocoralla in some Mississippian horn corals. *Palaeontology*, 20-1, pp. 47-58.
- Sando, W.J., 1983. Revision of *Lithostrotionella* (Coelenterata, Rugosa) from the Carboniferous and Permian. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1247, pp. 1-52.
- Sando, W.J., 1990. Global Mississippian coral zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 130, pp. 173-187.
- Sando, W.J. & Bamber, E.W., 1985. Coral zonation of the Mississippian system in the Western Interior Province of North America. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1334, pp. 1-61.
- Sautois, M., 2007. Modalité d'extinction des coraux à lors de l'évènement de Hangenberg (limite dévono-carbonifère. Mémoire de Licence, Université de Liège, 105 p.
- Sayutina, T.A., 1970. [On variability of some Clisiophyllid corals (Rugosa) from Sothern Urals]. *Paleontoloji Zhurnal*, 2, pp. 33-42.
- Sayutina, T.A., 1973. [Lower Carboniferous corals from the Northern Urals, suborder Acrophyllina]. *Transactions of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of the USSR*, 140, pp. 1-168.
- Sayutina, T.A., 1976. [On the genus *Sychnoelasma* form Lower Carboniferous deposits of Northen Urals]. *Byultin Moskovskogo obscestva ispytatelej Prirody*, 51, pp. 111-123.
- Schindewolf, O.H., 1928. Prinzipienfragen der biologischen Systematik. *Palaeontologische Zeitschrift*, 9, pp. 122-169.
- Schindewolf, O.H., 1937. Zur stratigraphie und paläontologie der Wocklumer schichten (Oberdevon). *Vertrieb bei der Preussischen geologischen landesanstalt*, 178 p.
- Scotese, C.R. & McKerrow, W.S., 1990. Revised World maps and introduction. In: McKerrow, W.S. & Scotese, C.R., (Eds). Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. *Geological Society Memoir*, 12, pp. 1-21.
- Scrutton, C.T., 1983. New offset-associated structures in some Carboniferous rugose corals. *Lethaia*, 16, pp. 129-144.

- Scrutton, C.T., 1997. The Palaeozoic corals, I: origins and relationships. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 51-3, 177-208.
- Scrutton, C.T., 1998. The Palaeozoic corals, II: structure, variation and palaeoecology. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 52-1, 1-57.
- Semenoff-Tian-Chansky, P., 1974. Recherches sur les Tétracoralliaires du Carbonifère du Sahara Occidental. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, série C: Sciences de la Terre*, 30, pp. 1-316.
- Semenoff-Tian-Chansky, P., 1985. Corals. In: Wagner, R.H., Winkler-Prins, C.F. & Granados, L.F., (Eds). *The Carboniferous of the world, II: Australia, Indian subcontinent, South Africa, South America and North Africa*. Instituto Geologico Y Minero de Espana Empresa nacional adaro de investigaciones mineras, pp. 374-381.
- Semenoff-Tian-Chansky, P., 1988. Corals from the Devonian-Carboniferous Boundary at La Serre (Montagne Noire, France). *Courrier Forschungsinstitut Seckenberg*, 100, pp. 129-138.
- Semenoff-Tian-Chansky, P. & Nudds, J., 1979. Revision de quelques espèces de *Lithostrotion* des îles britanniques décrites par Milne-Edwards & Haime (Tétracoralliaires carbonifères). *Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris, section C.*, 3, pp. 245-283.
- Şengör, A.M.C., 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, pp. 590-593.
- Şengör, A.M.C., 1984a. The Cimmeride Orogenic system and the tectonic of Eurasia. *Geological Society of America, Special Paper*, 195, pp. 82.
- Şengör, A.M.C., 1984b. Timing and tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: implication for tectonic evolution and evidence for Pan-african basement in Turkey. *Tectonics*, 3-7, pp. 693-707.
- Şengör, A.M.C., Yilmaz, I. & Ketin, I., 1980. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in the northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Palaeo-Tethys? *Bulletin of the Geological Society of America*, 91-1, pp. 599-609.
- Şengör, A.M.C. & Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, pp. 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yilmaz, I. & Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western terminaison of palaeo-Tethys. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H., (Eds). *The evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geological Society of London, Special Publication*, 7, pp. 119-181.
- Şengör, A.M.C., 1991. Late Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution in the Middle Eastern Tethysides: implication for the Paleozoic dynamics of the Tethyan Realm. *Mémoire de Géologie*, 10, pp. 111-149.
- Sherlock, S., Kelley, S.P., Inger, S., Harris, N. & Okay, A.I., 1999. Ar-Ar and Rb-Sr geochronology of high pressure metamorphism and exhumation history of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, pp. 46-58.
- Simpson, G.G., 1960. Notes on the measurement of faunal resemblance. *American Journal of Science*, 258-A, pp. 300-311.

- Smith, A.B., 1988. Late Palaeozoic biogeography of East Asia and palaeontological constraints on plate tectonic reconstructions. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, 326, pp. 189-227.
- Smith, S., 1910. The faunal succession of the Upper Bernician. *Transactions of the Natural History Society of Northumberland, Durham and Newcastle-Upon-Thyne*, 3, pp. 591-644.
- Smith, S., 1913. On the genus *Aulophyllum*. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 69, pp. 51-77.
- Smith, S., 1917. The genus *Lonsdaleia* and *Dibunophyllum rugosum* (McCoy). *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, 71, pp. 218-272.
- Smith, S., 1928. The Carboniferous coral *Nemistium edmondsi*, gen. et sp. nov. *Annals and Magazine of the Natural History Society*, 10 1, pp. 112-120.
- Smith, S., 1955. *Amplexocarinia cravenensis* sp. nov., a lower Carboniferous coral from the Clitheroe District, Lancashire. *Bulletin of the Geological Survey of Great Britain*, 7, pp. 85-88.
- Smith, S. & Lang, W.D., 1930. Descriptions of the type-specimens of some Carboniferous corals of the genera "*Diphyphyllum*", "*Stylastrea*", *Aulophyllum* and *Chaetetes*. *Magazine of Natural History*, 10-5, pp. 178-194.
- Smith, S. & Ryder, T.A., 1926. The genus *Corwenia*, gen. nov. *Annals and Magazine of the Natural History Society*, 15, pp. 145-157.
- Smith, S. & Thomas, H.D., 1963. On *Amplexus coralloides* Sowerby and some Ampleximorph corals from the English Devonian. *Annals and Magazine of Natural History*, 13 6, pp. 161-172.
- Somerville, I., 1997. Rugose corals from Upper Viséan (Asbian-Brigantian) buildups and adjacent platform limestones, Kingscourt, Ireland. *Bolletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, sección Geología*, 92, pp. 324-380.
- Somerville, I.D., 1994. Early Carboniferous rugose corals assemblages from the Dublin basin, Ireland: possible bathymetric and palaeoecologic indicators. *Courrier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172, pp. 223-229.
- Somerville, I. & Jones, G.L., 1985. The Courceyan stratigraphy of the Pallaskenry borehole, County Limerick, Ireland. *Geological Journal*, 20, pp. 377-400.
- Somerville, I., Strank, A.R.E. & Welsh, A., 1989. Chadian Faunas and Flora from Dyserth: depositional environments and palaeogeographic settings of Viséan strata in Northeast Wales. *Geological Journal*, 24, pp. 49-66.
- Somerville, I., Strogon, P. & Jones, G.L., 1992. Biostratigraphy of Dinantian limestone and associated volcanic rocks in the Limerick Syncline, Ireland. *Geological Journal*, 27, pp. 201-220.
- Somerville, I.D. & Rodríguez, S., 2010. A new genus and species of colonial rugose coral from the Late Tournaisian (Waulsortian mud-mounds in Ireland: its ecological associations and depositional setting. In: Kossovaya, O. & Somerville, I.D., (Eds). 10th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Saint-Petersbourg. *Palaeoworld*, 19, p. 414-425.
- Somerville, I.D., Rodríguez, S., Said, I. & Cozar, P., 2012. Mississippian coral assemblages from Tabainout mud-mound complex, Khenifra area, Central Morocco. In: Denayer, J., Aretz, M. & Poty, E., (Eds). 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège, Belgium. *Geologica Belgica*, 15-4, p. 308-316.

- Sorauf, J.E., 1992. Late Devonian (Famennian) rugose coral fauna of the Percha Shale of Southwestern New Mexico. *Journal of Palaeontology*, 66, pp. 730-749.
- Soshkina, E., 1928. Die unterpermischen Korallen von westlichen Abhang des nördlichen Uralgebirges. *Bulletin de la Société Naturaliste de Moscou, section Géologie*, 63, pp. 339-393.
- Sowerby, J., 1815. The mineral conchyology of Great Britain. London, 234 p.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan Oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., & Piper, J.D.A., (Eds). Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area. *Geological Society of London, Special Publication*, 173, pp. 1-23.
- Stampfli, G. & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic ocean isochrons. *Earth Planet Science Letters*, 169, pp. 17-33.
- Stampfli, G. & Borel, G.D., 2004. The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. & Ziegler, P.A., (Eds). The TRANSMED atlas: the Mediterranean Region from crust to mantle. Editions Springer-Verlag, pp. 53-80.
- Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C. & von Raumer, J., 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, pp. 1-19.
- Stampfli, G. & Kozur, H.W., 2006. Europe from the variscan to the alpine cycles. In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A., (Eds). European lithosphere dynamics. *Geological Society, London, Memoirs*, 32, pp. 57-82.
- Stampfli, G., Marcoux, J. & Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, pp. 373-410.
- Stampfli, G., Mosar, J., de Bono, A. & Vavasis, I., 1998. Late Paleozoic, Early Mesozoic Plate Tectonics of the Western Tethys. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 32-1, pp. 113-120.
- Stampfli, G., Vavasis, I., de Bono, A., Rosselet, F., Matti, B. & Bellini, M., 2003. Remnant of the Palaeotethys oceanic suture-zone in the western structural evolution on the Late Carboniferous to Triassic continental and marine successions in Tuscany (Italy): regional reports and general correlation. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, 122-2, pp. 1-24.
- Stampfli, G., Von Raumer, J.F. & Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. In: Martinez-Catalàn, J.R., Hatcher, D.R.J., Arenas, R. & Diaz-Garcia, F., (Eds). Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Late Paleozoic basement. *Geological Society of America, Special Paper*, 364, pp. 263-280.
- Stuckenber, A., 1895. Korallen und Bryozoen der Steinkohlen ablagerungen des Ural und des Timan. *Mémoires du Comité de Géologie de Saint-Petersbourg*, 10, pp. 1-244.
- Sutherland, P.K., 1954. New Genera of Carboniferous Tetracorals from Western Canada. *Geological Magazine*, 91 5, pp. 361-371.
- Tan, Z., Dong, Z., Jin, Y., Li, S., Yang, Y. & Jiang, S., 1987. The Late Devonian and Early Carboniferous strata and palaeobiocenosis of Hunan. Beijing, 200 p.

- Thomson, J., 1883. On the development and generic relation of the Corals of the Carboniferous System of Scotland. *Proceedings of the Royal Philosophical Society of Glasgow*, 19, pp. 296-520.
- Tokay, M., 1952. Contribution à l'étude géologique de la région comprise entre Ereğli, Alaplı, Kızıltepe et Alacağzı. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 42-43, pp. 37-78.
- Tokay, M., 1954. Géologie de la Région de Bartın (Zonguldak - Turquie du Nord). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 46-47, pp. 46-63.
- Tolmachev, I.P., 1931. Faune du Calcaire du Bassin du Kuznetsk. *Mémoires du Comité géologique de Leningrad, matériaux pour la géologie générale et appliquée*, 25, pp. 1-663.
- Tolun, N., 1951. Etude géologique du Bassin Nord-Est de Diyarbakir. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 41, pp. 65-72.
- Torsvik, T.H., VanderVoo, R., Preeden, U., MacNiocail, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., vanHinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.A.M, Cocks, R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, pp. 325-368.
- Turan, A., 1999. Hadım (Konya) Güneybatısında orta torosların tektonik özellikleri. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri*, 1, pp. 59-78.
- Turan, A., 2000. Karaköy-(Gümdoğan)-Hadım arasının toroslar'ın stratigrafisi. *Mühendislik Fakültesi fen ve Mühendislik Dergisi*, 2 1, pp. 61-89.
- Turan, A., 2001. Karaköy-(Gümdoğan-Antalya)-Taşkent-Hadım (Konya) arasının morfotektonik özellikleri. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri*, 18, pp. 113-122.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A. & Terzioğlu, N., 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey. *Tectonophysics*, 243, pp. 173-191.
- Uhlig, V., 1911. Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien*, 4, pp. 229-448.
- Ünsalaner, C., 1951. Some Upper Devonian Corals and Stromatoporoids from Southern Anatolia. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 3, pp. 131-146.
- Ünsalaner-Kiragli, C., 1958. Lower Carboniferous corals from Turkey. *Journal of the Palaeontological society of India*, 3, pp. 53-58.
- Ustaömer, T. & Robertson, A.H., 1993. A Late Palaeozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the central Pontides (Turkey and adjacent regions). *Geological Journal*, 28, pp. 219-238.
- Ustaömer, T. & Robertson, A.H., 1997. Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In: Robinson, A.G., (Eds). Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 68, pp. 255-290.
- Vachard, D. & Moix, P., 2011. Late Pennsylvanian to Middle Permian revised algal and foraminiferan biostratigraphy and palaeobiogeography of the Lycian Nappes (SW Turkey): Palaeogeographic implications. *Revue de Micropaléontologie*, 54, pp. 141-174.

- Vassiljuk, N.P., 1959. [New Tetracorals form the Lower Carboniferous of the Donets Basin]. *Works of the Palaeontological Institute, Academy of Sciences of U.S.S.R.*, 4, pp. 85-89.
- Vassiljuk, N.P., 1960. [Lower Carboniferous corals of the Donets Basin]. *Trudy Academy of Sciences Ukraina USSR, Stratigraphy and Palaeontology*, 13, pp. 179.
- Vassiljuk, N.P. & Kozyreva, T.A., 1974. [New genus of corals *Copia* (Rugosa) from the Lower Carboniferous of the Voronezhkoy Anticline]. *Palaeontologeskii Sbornik*, 11-1, pp. 31-34.
- Vassiljuk, N.P. & Zhizhina, M.S., 1978. New data on the Lower Carboniferous Rugosa Corals from the Donetz Basin (families Lonsdaleiidae and Clisiophilidae). *Palaeontologeskii Sbornik*, 15, pp. 27-32.
- Vaughan, A., 1906. The Carboniferous Limestone series (Avonian) of the Avon Gorges. *Proceedings of the Bristol Naturalists' Society*; 4th serie, 1-2, pp. 73-166.
- Vaughan, A., 1917. Correlation of Dinantian and Avonian. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 521, pp. 1-52.
- Vermeij, M.J.A., Fogarty, N.D. & Miller, M.W., 2006. Pelagic conditions affect larval behavior, survival, and settlement patterns in the Caribbean coral *Montastraea faveolata*. *Marine Ecology Progress Series*, 310, pp. 119-128.
- Volkova, M.S., 1941. [Corals from the Carboniferous of central Kazakhstan]. *Mater Geoloji Polez i iskop vost Kazakhsatana*, 11, pp. 1-119.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G. & Busy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents - The constituents of the Variscan and alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365, pp. 7-22.
- von Schouppé, A., 1970. Lower Carboniferous corals from Badakhshan (Northeast Afghanistan). *Scientific reports - IV Palaeontology and Palaeobotany*, 2, pp. 1-23.
- Vuillemin, C., 1990. Les Tétracoralliaires (Rugosa) du Carbonifère inférieur du Massif Armoricaïn (France). Editions du CNRS, 167 p.
- Wallace, A.R., 1876. The Geographical Distribution of Animals, With a study of the relations of living and extinct faunas as elucidating the past changes of the Earth's surface (part I). Macmillan, London, 530 p.
- Wang, X.-D., Shen, S.Z., Sugiyama, T. & West, R.R., 2003. Late Palaeozoic corals of Tibet (Xizang) and West Yunnan, Southwest China: successions and palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191, pp. 385-397.
- Wang, Z., 1980. Early Carboniferous rugose corals from the Dulan and the Naling Guole River areas of Quinghzi, Northwest China. *Acta Palaeontologica Sinica*, 19, pp. 493-499.
- Webb, G.E., 1990. Lower Carboniferous coral fauna of the Rockhampton Group, East-Central Queensland. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 10, pp. 1-167.
- Webb, G.E., 1994. Paralelism, non-biotic data and phylogeny reconstruction in paleobiology. *Lethaia*, 27, pp. 185-192.
- Webb, G.E., 2000. The palaeobiogeography of Eastern Australian Lower Carboniferous corals. *Historical Biology*, 15, pp. 91-119.

- Westermann, G.E., 2000. Biochore classification and nomenclature in paleobiogeography: an attempt at order. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158 1-2, pp. 1-13.
- Weyer, D., 1993. Korallen aus dem Obertournai und Untervisé des Inseln Hiddensee und Rügen. *Abhandlungen und Berichte für Naturkunde*, 16, pp. 31-69.
- Weyer, D., 2000. Korallen im Unterkarbon Deutschlands. *Abhandlungen und Berichte für Naturkunde*, 23, pp. 57-91.
- Weyer, D., 2001. *Muenstraia*, ein neues Rugosa-Genus (Anthozoa) aus dem Obersilur und Unterdevon. *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin, Geowissenschaftliche Reihe*, 4, pp. 71-82.
- Weyer, D., 2006. *Cyathoclisia* Dingwall 1926 (Anthozoa, Rugosa) im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges. *Abhandlungen und Berichte für Naturkunde*, 29, pp. 23-71.
- Wilhem, C., Windley, B.F. & Stampfli, G., 2012. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review. *Earth Science Reviews*, 113, pp. 304-341.
- Whitney, D.L. & Dilek, Y., 2001. Metamorphic and Tectonic Evolution of the Hirkadağ Block, Central Anatolian Crystalline Complex. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, pp. 1-15.
- Whitney, D.L. & Hamilton, M.A., 2004. Timing of the high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *Journal of the Geological Society, London*, 161, pp. 823-828.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Hamilton, M.A. & Heizler, M.J., 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: Timing of regional metamorphism and magmatism of the Niğde Massif, Turkey. *Tectonophysics*, 376, pp. 37-60.
- Wright, V.P. & Vanstone, S.D., 2001. Onset of Late Paleozoic glacio-eustasy and evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding. *Journal of the Geological Society*, 158, pp. 579-582.
- Wu, W.-S. & Zhao, J., 1989. Carboniferous and early Permian Rugosa from western Guizhou and eastern Yunnan, SW. China. *Palaeontologica Sinica*, 177-24, pp. 1-224.
- Wu, W.-S. & Zhang, Y.S., 1980. Carboniferous rugose corals from eastern Xizang and western Sichuan. 166 p.
- Wulff, R., 1922. Das Famennien des Aachener gegend. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin*, 43, pp. 1-70.
- Xu, S., 1996. Strunian and Dinantian Rugose Corals from Hunan and Guangxi (South China). Thèse de doctorat, Université de Liège, Belgique, 267 p.
- Xu, S. & Poty, E., 1997. Rugose corals near the Tournaisian-Viséan boundary in South China. *Bolletino del Real Sociedad Española de historia natural, section Geologia*, 92-1/4, pp. 349-363.
- Xu, S. & Yang, D., 1987. Characteristics of the Early Carboniferous biostratigraphy in south-central China. Special volum on the Chinese Carboniferous meeting of Guizhou, Geological Publishing House, Beijing, pp. 21-43.
- Xu, S. & Ye, G., 1993. Early Carboniferous Rugose Corals and Stratigraphy of Lianxian, Guangdong. *Professional Papers of Stratigraphy and Palaeontology*, 24, pp. 35-60.

- Yabe, H. & Hayasaka, I., 1915. Palaeozoic corals from Japan, Korea and China. *Journal of the Geological Society of Tokyo*, 22, pp. 55-70, pp. 79-109, pp. 127-142.
- Yalçın, H. & Yılmaz, I., 2010. Devonian in Turkey - a review. *Geologica Carpathica*, 6-3, pp. 235-253.
- Yalçınlar, I., 1951. Istanbul cirvarının Paleozoik arazisinde yeni müşahedeler. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Geological Bulletin of Turkey*, 3-1, pp. 125-130.
- Yalçınlar, I., 1954. Sur la présence de schistes carbonifères et de plantes fossiles à l'ouest d'Istanbul. *Comptes Rendus de la Société géologique de France*, 2, pp. 23-25.
- Yalçınlar, I., 1963. Le massif calédonien de Babadağ et ses couvertures anthracolithiques. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA bulletin)*, 60, pp. 14-21.
- Yanev, S., Göncüoğlu, M.C., Gedik, I., Lakova, I., Boncheva, I., Sachanski, V., Okuyucu, C., Özgül, N., Timur, E., Maliakov, Y. & Saydam, G., 2006. Stratigraphy, correlations and palaeogeography of Palaeozoic terranes of Bulgaria and NW Turkey: a review of recent data. In: Robertson, A.H. & Mountrakis, D., (Eds). Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. *Geological Society, London, Special Publication*, 260, pp. 51-67.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A. & Yılmaz, I., 1999. Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the Western Pontides and their global evolution. *Geological Journal*, 34, pp. 55-74.
- Yiğitbaş, E. & Yılmaz, I., 1996. New evidence and solution to the Maden Complex controversy of the Southeast Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geologische Rundschau*, 85, pp. 250-263.
- Yılmaz, I., 1981. Geology of the Antalya Complex, SW Turkey. Thèse de Doctorat, University of Kansas, 193 p.
- Yılmaz, I., 1990. Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surrounding regions. *Philosophical Transactions of the royal Society of London*, A331, pp. 611-624.
- Yılmaz, I., Gözübol, A.M. & Tüysüz, O., 1982. Geology of an area in and around the northern Anatolian transform Fault between Bolu and Akyazı. In: Işıkara, A. & Vogel, A., (Eds). Multidisciplinary approach to earthquake prediction. Vieweg & Sohn Editions, pp. 45-65.
- Yü, C.C., 1931. The correlation of the Fengninian System, the Lower Carboniferous as based on Corals zones. *Bulletin of the geological Society of China*, 10, pp. 1-4.
- Yü, C.C., 1933. Lower carboniferous Corals of China. *Palaeontologia Sinica*, 12 3, pp. 1-211.
- Yü, C.C., 1937. The Fengninian Corals of South China. *Memoirs of the National Research Institute of Geology*, 16, pp. 1-111.
- Yü, C.C., Lin, Y.-D. & Fan, Y.-N., 1962. Permo-Carboniferous rugose corals from the Qinghai and Xinjiang, China. Scientific articles for the commemoration of the 10th anniversary of the Changchun Geological College, pp. 13-35.
- Yurtsever, T.S., Gürçay, H. & Demirel, I.H., 2000. Aladağ birliği nin Üst Devoniyen-alt Triyas istifinin Çökeltme ortamları ve hidrokarbon kaynak kaya değerlendirmesi: Orta Toroslar, Türkiye. *Geological Bulletin of Turkey*, 43-1, pp. 33-57.

- Zanchi, A., Garzantin, E., Larghi, C. & Gaetani, M., 2003. The Variscan orogeny in Chios (Greece): Carboniferous accretion along the Palaeotethyan active margin. *Terra Nova*, 15, pp. 213-233.
- Zhao, Z., Han, J. & Wang, Z., 1984. The Carboniferous strata and its fauna from the Southwestern margin of Tarim Basin in Xinjiang. Geological Publishing House, 187 p.
- Zukalová, V., 1961. Spodnokarbonská korálà fauna z okolí Hranic a z valounu karbonických slepencu v okolí Brna. *Sbornik Ústřední ústav geologický (paleontologický)*, 26, pp. 317-356.
- Zukalová, V., 1965. Korálovà fauna uhelného vâpence z Osoblazska. *Sbornik Ústřední ústav geologický (paleontologický)*, 40, pp. 283-289.
- Zuo, Z., 1986. Discovery of *Kueichouphyllum* from Yanguan stage of Lower Carboniferous. *Acta Palaeontologica Sinica*, 25 3, pp. 296-300.

