

Enregistrement des événements pyrénéo-provençaux dans les chaînes subalpines méridionales (Baronnies, France)

Sédimentation continentale et tectonique éocènes

Christian MONTENAT ^(1,*)

Pascal BARRIER ⁽¹⁾

Christian HIBSCH ⁽²⁾

Recording of "pyrenean-provençal" events in the southern subalpine domain (Baronnies, France). Eocene continental sedimentation and tectonism

Géologie de la France, Année 2005, pp. 23-73, 20 fig., 8 pl. photos

Mots clés : Alpes Françaises, Chaînes subalpines, Baronnies, Eocène, Sédimentation lacustre, Sédimentation palustre, Playa, Microcodium, Tectonique compression, Orogénie pyrénéenne, Tectonique synsédimentaire, Paléogéographie.

Key words: French Alps, Subalpine ranges, Baronnies, Eocene, Lacustrine sedimentation, Palustrine sedimentation, Playas, Microcodium, Compression tectonics, Pyrenean Orogeny, Synsedimentary tectonics, Paleogeography.

Résumé

Le bassin d'Eygayes est le plus important témoin de dépôts éocènes conservé dans les chaînes subalpines méridionales (Diois et Baronnies), au nord des crêtes du mont Ventoux et de la montagne de Lure. Les dépôts, entièrement continentaux, sont bien datés, échelonnés du Lutétien à l'Éocène supérieur (« Ludien »). Ces niveaux ont enregistré une grande diversité d'événements en relation avec l'évolution des milieux de dépôt, les mécanismes de la sédimentation et le développement largement étalé dans le temps de l'épisode tectonique « pyrénéo-provençal ».

Sédiments, paléomilieux et paléoclimats. Après les niveaux d'altération bio-pédologiques à Microcodium, la sédimentation lutétienne se développe de manière cyclique, montrant l'alternance de dépôts carbonatés lacustres et d'épandages terrigènes fins du type playa, siège de néogénèses alcalines. Il existe trois ou quatre alternances majeures lac/playa pour l'ensemble du Lutétien. Les carbonates lutétiens montrent une grande diversité de faciès entre le pôle franchement lacustre (éventuellement à foraminifères) et le pôle palustre/pédogénétique (sols à croûtes calcaires et pisolithes vadoses). La sédimentation lutétienne dans son ensemble traduit l'influence d'un climat tropical à saisons contrastées avec périodes sèches accentuées.

Au Bartonien le climat reste à saisons alternées, mais le cadre hydrographique est radicalement modifié. Au régime lacustre fait suite un drainage fluvial à l'Auvervien, tandis

que les cônes torrentiels se multiplient à la fin de l'Éocène, en relation avec l'activation de l'érosion.

Tectonique. La déformation en régime compressif/décrochant, contemporaine des dépôts lutétiens, a engendré des mégastructures, plis et failles, conférant au synclinal d'Eygayes une géométrie largement polyphasée. La déformation culmine au Bartonien supérieur (Ludien).

Ainsi, le bassin d'Eygayes a enregistré une déformation « pyrénéo-provençale » pratiquement ininterrompue durant dix à quinze millions d'années (entre -50/45 Ma et -35 Ma). Pendant toute cette durée, la déformation compressive est restée remarquablement constante, la direction de raccourcissement évoluant peu, entre NNE-SSW et NNW-SSE. Ces variations directionnelles limitées sont néanmoins suffisantes pour entraîner des modifications notables de la cinématique des accidents subméridiens (par exemple, la faille d'Eygayes) (**voir guide de visite du bassin en fin d'article**).

Abstract

The Eygalayes Basin contains the largest outcrop of Eocene deposits preserved within the southern subalpine range (Diois and Baronnies), lying to the north of the Ventoux-Lure ridges. These deposits, which are entirely continental, are accurately dated as ranging from Lutetian to Late Eocene (Ludian) in age. The deposits record a wide range of events related to changes in depositional environments and sedimentary processes, and to the development of the long-lasting Pyrenean-Provençal tectonic phase.

(1) Institut géologique Albert-de-Lapparent, Institut Polytechnique Saint-Louis, 13, bd de l'Hautail, 95092 Cergy-Pontoise Cedex, France, c.montenat@igal.fr
(*) FR32 CEPAGE CNRS

(2) Dynamique des Bassins sédimentaires et des Matières organiques, UMR 7566, Université Henri-Poincaré, Nancy I, BP 239, 54506 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France

Sediments, palaeoenvironments and palaeoclimates.

Following a biopedogenetic episode related to *Microcodium* proliferation, Lutetian sedimentation shows a cyclic trend represented by alternating lacustrine/palustrine carbonates and fine-grained terrigenous playa deposits, associated with alkaline neogenesis. Three or four major lake-playa alternations are recognized for the Lutetian. The carbonates show major facies variations ranging from purely lacustrine sediments (in places with foraminifera) to palustrine/pedogenetic deposits bearing caliche and vadose pisoliths. The Lutetian deposits generally reflect a tropical climate with contrasting seasons and prolonged dry periods.

The same general climate continued during the Bartonian, although the hydrographic context was radically different. The former lacustrine regime was succeeded by the establishment of a river network (Auversian), with numerous alluvial fans marking the end of the Eocene associated with tectonic-related erosion.

Tectonism. A compressional-wrench tectonic regime, contemporaneous with deposition of the Lutetian sediments, generated fold and fault megastructures that were responsible for the overall polyphase geometry of the Eygalayes Basin. Deformation peaked during the Late Eocene (Ludian). Pyrenean-Provençal deformation was thus recorded almost continuously in the Eygalayes Basin throughout a 10- to 15-million-year period (between 50/45 Ma and 35 Ma). During this time, compression was remarkably constant, with the shortening axis varying slightly between NNE-SSW and NNW-SSE. Nevertheless, these subtle changes in direction induced notable variations in the kinetics of sub-N-S faults (e.g. the Eygalayes Fault) (**see field trip guide in appendix**).

Introduction

Les chaînes subalpines méridionales qui s'étendent du Diois aux monts du Vaucluse appartiennent au domaine alpin externe autochtone, essentiellement constitué de terrains calcaires et marneux d'âges Jurassique et Crétacé. Les dépôts tertiaires paléogènes et miocènes, n'y montrent que des affleurements dispersés, peu étendus, toujours fortement impliqués dans les structures régionales (fig. 1). Le canevas structural est caractérisé par une succession de grands plis d'axe E-W. Les synclinaux sont souvent de larges cuvettes elliptiques, conservant de puissantes séries crétacées tandis que les anticlinaux à cœur jurassique (calcaires de faciès tithonique ou marnes callovo oxfordiennes) sont en général très pincés, fréquemment chevauchants, à vergence sud dominante.

Les plis sont affectés par un réseau complexe d'accidents transverses, surtout NE-SW ou subméridiens ; les failles NW-SE sont peu nombreuses et de moindres dimensions. Plis et failles sont les témoins d'une évolution polyphasée largement étalée dans le temps (Goguel, 1946). Des jeux de failles à forte composante normale sont enregistrés dans la seconde moitié du Crétacé inférieur (Barrémo Albien), principalement sur des directions subméridiennes (entre N160 et N030 environ ; Montenat et al., 1986 ; Hibschi et al., 1992). Il peut s'agir d'une remobilisation de fractures d'âge jurassique, actives lors du rifting téthysien. Ces failles seront à nouveau sollicitées par la tectonique tertiaire.

Les chaînes subalpines méridionales ont été marquées par les événements « Pyrénéo-provençaux » : la structuration éocène en plis d'axe E-W y est bien imprimée (de Lapparent, 1941) ; elle n'a pas été totalement oblitérée par les épisodes tectoniques ultérieurs dits « alpins »

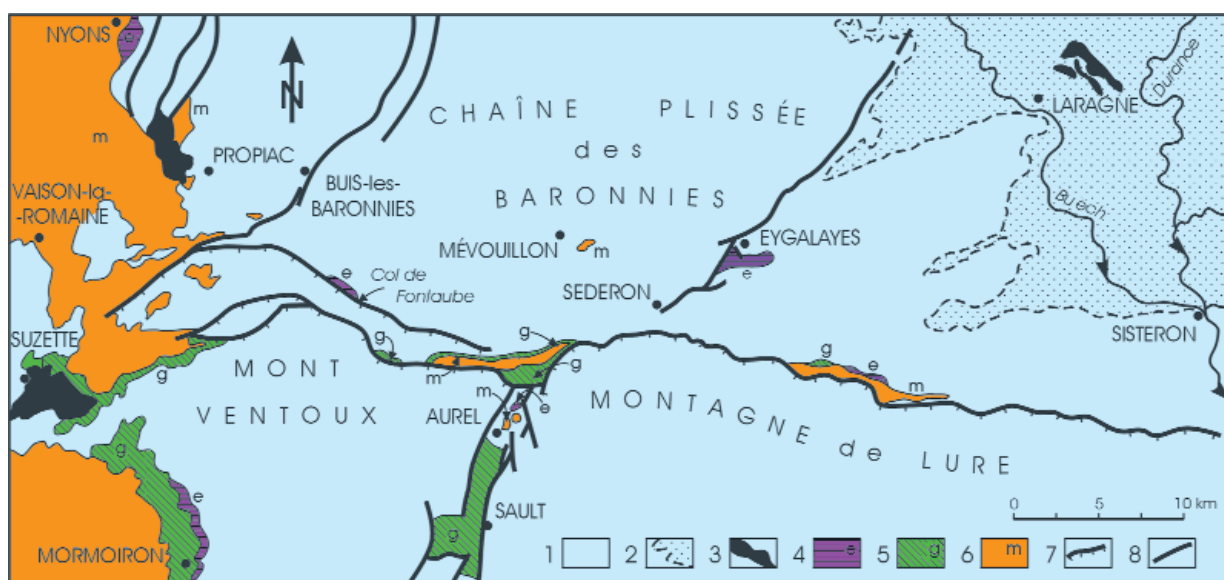


Fig. 1 - Localisation du domaine subalpin des Baronnies. Traits structuraux majeurs et affleurements des terrains tertiaires. 1. Jurassique et Crétacé, 2. « Terres noires » callovo-oxfordiennes de la Durance, 3. Diapir triasique, 4. Éocène (e) incluant les conglomérats de l'Éocène supérieur, 5. Oligocène (g) et dépôts à évaporites de l'Éocène supérieur (Mormoiron), 6. Miocène (m), 7. Chevauchement majeur, 8. Autre faille importante.

Fig. 1 - Location of the Baronnies subalpine domain. Main tectonic features and Tertiary outcrops. 1. Jurassic and Cretaceous, 2. Callovian-Oxfordian "Terres noires" of the Durance Basin, 3. Diapir (Triassic evaporites), 4. Eocene (e) including Late Eocene conglomerates, 5. Oligocene (g) and Late Eocene evaporites (Mormoiron), 6. Miocene (m), 7. Main thrust, 8. Major fault.

(Oligocène et Néogène) (Flandrin, 1966b). Le caractère pyrénéo provençal se reconnaît aussi dans la sédimentation et la paléogéographie de l'Eocène moyen/supérieur. Les chaînes subalpines méridionales étaient alors émergées, hors d'atteinte des transgressions de la mer nummulitique envahissant, plus à l'Est, le bassin flexural alpin. L'environnement continental est caractérisé par l'extension des dépôts lacustres calcaires au Lutétien et par la généralisation des apports détritiques souvent grossiers (conglomérats) au Bartonien, en réponse aux mouvements tectoniques importants qui se manifestent alors.

Au sein des chaînons subalpins méridionaux, les phases successives de déformation et d'érosion ont fait disparaître la quasi totalité des dépôts éocènes dont il ne subsiste que des vestiges ponctuels (Montenat, 1968) ; ceux d'Eygallayes (Drôme) sont les plus complets (fig. 1). Ils appartiennent au pays des Baronnies, partie sud du domaine subalpin méridional situé au nord des crêtes Ventoux Lure. Les terrains tertiaires sont conservés dans la terminaison périclinale est du vaste synclinal de la Méouge qui s'étend au nord de Séderon, sur une vingtaine de kilomètres, pour 2 à 3 km de large (fig. 2). Ce synclinal, l'une des « cuvettes elliptiques » évoquées plus haut, contient une puissante série crétacée : marnes et marnes sableuses sombres, grès et calcaires sableux gris bleuté, échelonnés du Gargasien au Cénomanien/ Turonien (± 700m, Flandrin, 1966a ; Le Goc, 1977). Le synclinal présente un profil transverse nettement coffré. Vers son extrémité ouest, aux environs de Mévouillon, le Crétacé supérieur subvertical est recouvert en forte discordance angulaire par des dépôts burdigaliens subhorizontaux (Montenat *et al.*, 2000). À l'extrémité est, le périclinal d'Eygallayes, armé par les grès et calcaires sableux turoniens, contient des dépôts éocènes

contemporains de la structuration du synclinal (fig. 2). Ces couches constituent l'archivage le plus précis et le plus complet des événements sédimentaires et tectoniques enregistrés dans le domaine subalpin méridional au cours de l'épisode « pyrénéo provençal ».

Stratigraphie

Les terrains éocènes affleurent sur environ 3 km² au sud du village d'Eygallayes, limités à l'est par le périclinal turonien de l'Ozeron et à l'ouest par la faille d'Eygallayes de direction NNE SSW qui met en contact les couches éocènes et cénomaniennes (fig. 2, 3, 4).

Le substratum crétacé

Le Lutétien repose sur une épaisse série (± 300 m) de calcaires grésio-glaucieux (packstone souvent très riche en spicules de spongiaires secondairement calcifiés, foraminifères et débris d'échinodermes) (pl. I, 1) et de grès glaucieux à ciment calcaire, incluant de grandes chailles stratoïdes grises ou blondes. Ces niveaux surmontant le Cénomaniens supérieur sont rapportés au Turonien par comparaison avec des dépôts de faciès similaires datés en d'autres secteurs proche (Flandrin, 1966a ; Flandrin *et al.*, 1975 ; Le Goc, 1977 ; Monier *et al.*, 1991 ; Porthault, 1974). À l'ouest, le long de la faille d'Eygallayes, le Lutétien repose en discordance érosive sur des marnes sableuses et des grès marneux glaucieux du Cénomaniens. Les couches turoniennes sont verticales, voire légèrement renversées (colline de Brémont), sur les deux flancs du synclinal. Le Lutétien est discordant sur le Turonien du flanc nord et en concordance apparente au sud (fig. 3, 4).

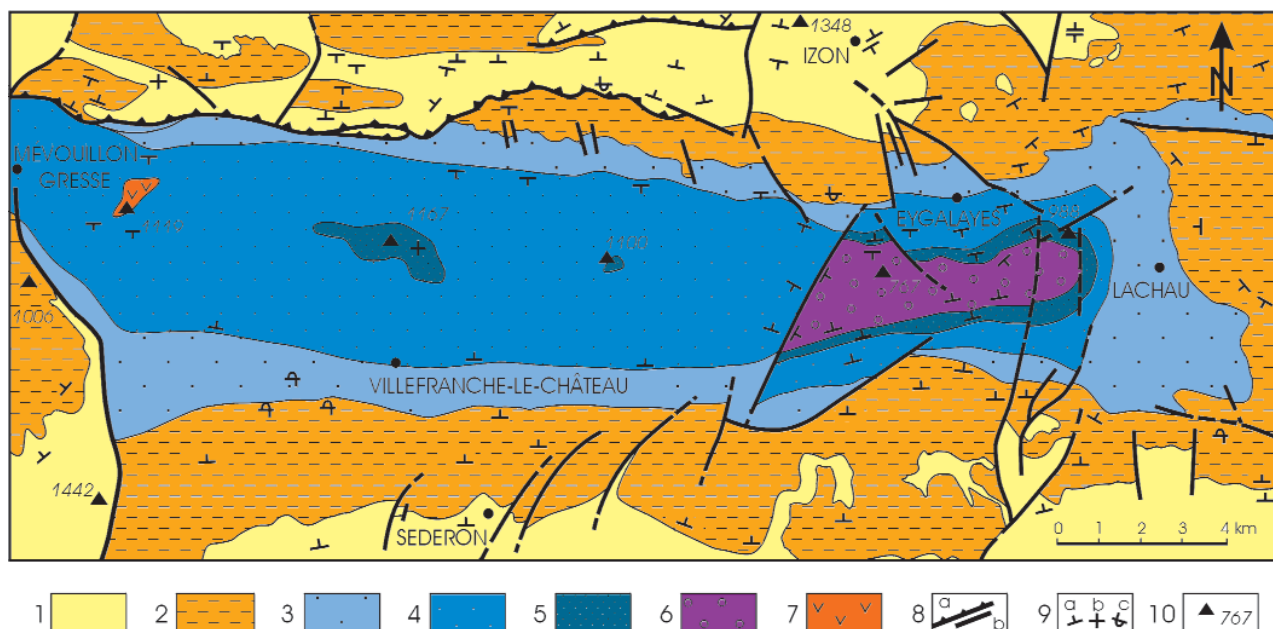


Fig. 2 - Esquisse géologique du synclinal de la Méouge. 1. Jurassique supérieur, 2. Crétacé inférieur, 3. Crétacé « moyen » (Gargasien-Albien), 4. Cénomaniens, 5. Turonien, 6. Eygalayes Eocene deposits, 7. Mevouillon Early Miocene deposits, 8. Faults : a. thrust, b. normal and strike-slip fault, 9. dip : a. normal, b. horizontal, c. reverse, 10. Spot height elevation.

Fig. 2 - Geological sketch map of the Méouge syncline. 1. Late Jurassic, 2. Early Cretaceous, 3. Middle Cretaceous (Gargasian-Albian), 4. Cenomanian, 5. Turonian, 6. Eygalayes Eocene deposits, 7. Mevouillon Early Miocene deposits, 8. Faults : a. thrust, b. normal and strike-slip fault, 9. dip : a. normal, b. horizontal, c. reverse, 10. Spot height elevation.

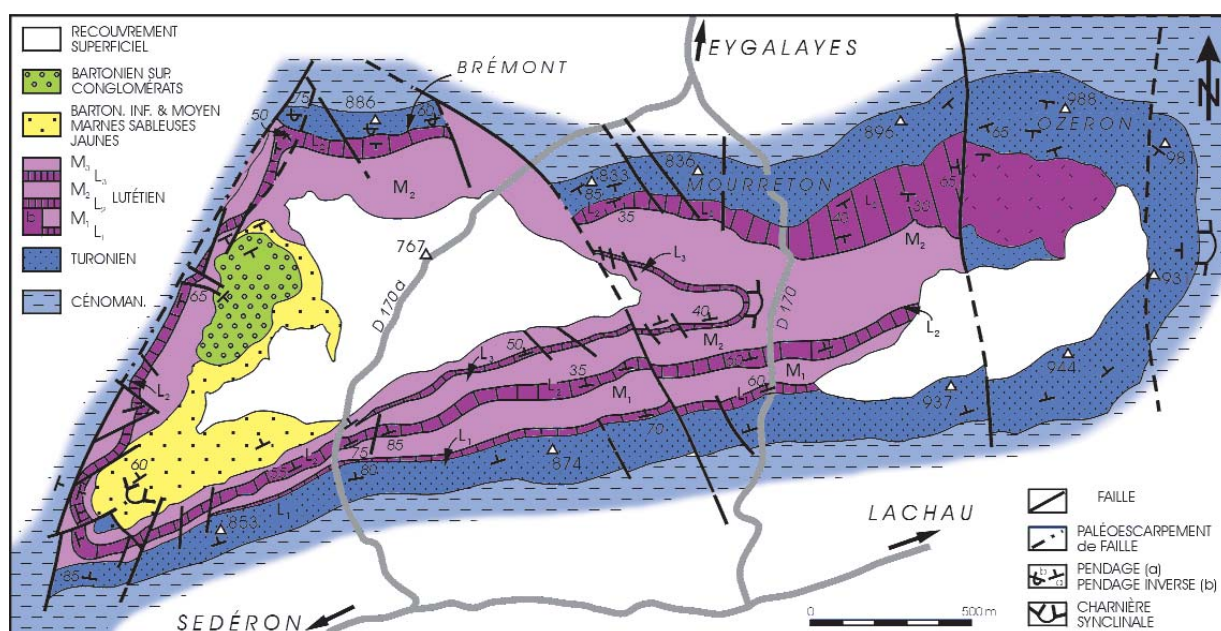


Fig. 3 - Carte géologique du synclinal d'Eygalayes.

Fig. 3 - Geological map of Eygalayes syncline.

Le Lutétien : calcaires lacustres blancs et marnes versicolores

Des calcaires micritiques blancs, à chailles stratoïdes, alternent avec des marnes versicolores, rouge violacé, vertes ou beiges. Les marnes ne sont pas fossilifères. Les calcaires présentent trois faisceaux principaux (L1, L2 et L3), alternant avec les épisodes marneux (M1, M2 et M3) (fig. 4 et 8).

Le niveau calcaire inférieur (L1) a une extension restreinte, limitée à la partie sud-est du synclinal (fig. 3) où il repose en concordance apparente sur le Turonien. Ce niveau a livré quelques traces de mollusques lacustres (*Limnea* sp. et *Planorbis* sp.). Son dépôt a été précédé par une altération du substrat crétacé à laquelle participe l'activité cariante des *Microcodium*. Dans le périclinal de l'Ozeron, ces calcaires cèdent la place à des brèches à éléments turoniens coupées d'épisodes carbonatés palustres (fig. 3, 4).

Le niveau calcaire L2, le plus largement répandu, succède en concordance aux dépôts sous-jacents (calcaires L1 et marnes M1) du flanc sud. Sur le flanc nord, il repose en discordance angulaire sur les calcaires turoniens profondément cariés au préalable par les *Microcodium* et, ponctuellement, sur des altérites jaspoïdes ocre-jaune (silcrète) (voir plus loin).

Ces calcaires à chailles (± 20 m), en bancs épais (0,2 à 0,5 m), renferment une malacofaune lacustre typiquement lutétienne (Montenat, 1963, déterm. A.F. de Lapparent) : *Planorbis pseudoammonius* Schloth., *P. pseudoammonius* var. *pseudorotundatus* Math., *Planorbis sebetinus* Lapp., *Limnea alpina* Lapp., *Limnea michelini* Desh., *Hydrobia* sp. et *Filholia subcylindrica* (Math.) (déterminations J.C. Plaziat). Le charophyte *Nitellopsis* (*Tectochara*) *thaleri*

thaleri du Lutétien supérieur (déterminations J. Riveline) est associé aux mollusques. Sur le flanc nord du synclinal, les calcaires L2 ont livré en outre une riche faune de vertébrés avec écailles de poissons, tortues, crocodiles et mammifères. La faune mammalienne est caractérisée par l'abondance relative du grand tapiridé *Lophiodon isselense* Cuv. indiquant le Lutétien supérieur (Montenat, 1963).

Le pulmoné stylommatophore *Filholia subcylindrica* comme le tapiridé *Lophiodon isselense* ne sont connus, jusqu'à présent, que dans des gisements plus méridionaux appartenant à un domaine biogéographique « pyrénéo-provençal » qui inclut donc aussi le bassin d'Eygalayes.

Certains niveaux des calcaires L2 contiennent de nombreux petits foraminifères dont des discorbidés proches des *Rosalina* décrits par Y. Le Calvez (1970) dans le Lutétien et le Bartonien du bassin de Paris où ils se sont adaptés à des milieux faiblement salés.

Le calcaire L3 (± 5 m) localisé au cœur du synclinal, contient des oogones de *Nitellopsis* (*Tectochara*) *thaleri*, associés à *Limnea alpina*, indiquant toujours le Lutétien supérieur (Riveline et al., 1996).

Le Bartonien (inférieur) - moyen : les marnes sableuses jaunes

Des marnes sableuses gris-jaune (± 100 m) localisées à l'extrémité occidentale du synclinal surmontent les marnes versicolores lutétiennes, sans discordance visible sur le flanc sud, ou par l'intermédiaire d'une discordance cartographique au voisinage de la faille d'Eygalayes (fig. 3). Ces marnes contiennent des gyrogonites (déterminations J. Riveline) : *Chara friteli*, *Tolypella* sp., *Tectochara mariani* Gramb. et *Rhabdochara stockmansii* Gramb. La première

espèce indique le Bartonien moyen (Marinésien), tandis que les deux dernières, surtout fréquentes au Bartonien supérieur (Ludien) sont néanmoins connues dès le Bartonien moyen (Riveline *et al.*, 1996). Des passées marneuses plus sombres, légèrement ligniteuses, ont livré des fragments de dents de mammifères : *Plagiolophus* sp. et *Palaeotherium* cf. *castrense* (déterminations L. Ginsburg), dont une molaire inférieure est très proche de celle du *P. castrense*, typique, d'âge bartonien moyen. Elle s'en distingue seulement par une taille légèrement plus faible. Les mêmes marnes sableuses jaunes ont livré en abondance de gros fragments de bois, *Cupressinoxylon* sp. (déterminations J.C. Koeniguer).

Le Bartonien supérieur (Ludien) : marnes caillouteuses et conglomérats sommitaux

Des marnes et conglomérats de teinte vert pâle (± 30 m), sont localisés à l'extrémité ouest du synclinal, où elles reposent en discordance cartographique sur les niveaux sous-jacents (marnes lutétiennes et marnes sableuses bartoniennes) (fig. 3). Les marnes contiennent des charophytes : *Chara friteli stricta*, *Chara* sp., *Gyrogonia wrighti* et des ossements de mammifères dont le paléothéridé *Plagiolophus minor* Cuv. Ces différents fossiles donnent des informations concordantes. L'association de gyrogonites indique un âge bartonien supérieur tandis que *Plagiolophus minor* est un représentant classique de la « faune de Montmartre » d'âge ludien supérieur (= Bartonien supérieur) (pour la terminologie de l'Eocène supérieur, voir Cavellier, 1984).

Comparaison avec les autres affleurements éocènes des Baronnies

Les rares témoins de terrains éocènes conservés dans les chaînons des Baronnies peuvent être reliés aisément à ceux d'Eygayes, plus complets et bien datés (fig. 1). Ces affleurements se répartissent en deux ensembles lithologiques principaux (Montenat, 1968).

Calcaires blancs à chailles et marnes versicolores d'âge lutétien

Ces calcaires lacustres ou palustres, sont souvent noduleux ou bréchiques, témoignant de remaniements précoces, consécutifs à des phases de dessiccation et/ou de déstabilisation d'origine tectonique. Ces dépôts, associés à des marnes versicolores, sont très peu fossilifères (rares limnées et planorbes). Ils reposent en général, sans discordance marquée, sur les couches du Cénomanién (Lange, dans la vallée du Jabron ; ravin de Chaussène et ferme de Bluye au sud-est d'Eygalières ; Pier lbert au nord de Savoillan) ou du Sénonien inférieur (sud de Nyons). Ils n'atteignent qu'exceptionnellement un substratum plus ancien (calcaires barrémo-bédouliens au col de Fontaube). Sur la bordure ouest des Baronnies, entre Montaulieu et Condorcet (est de Nyons), les marnes versicolores et calcaires blancs à chailles du Lutétien affleurent ponctuellement en discordance sur les couches

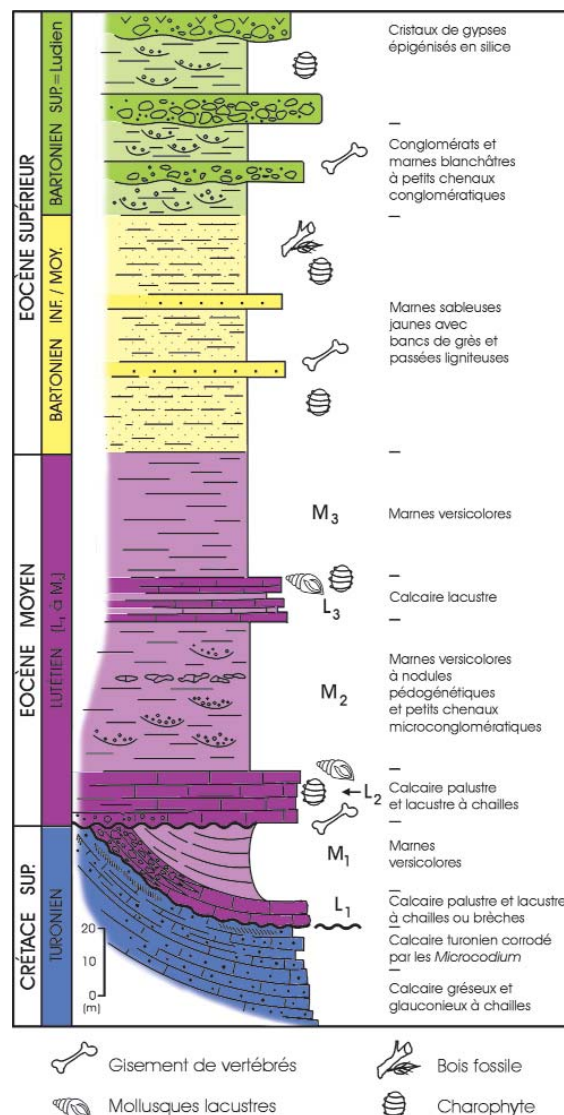


Fig. 4 - Coupe stratigraphique synthétique de l'Eocène d'Eygayes.

Fig. 4 - Schematic stratigraphic cross section through the Eocene Eygalayes deposits.

du Turonien-Sénonien inférieur, au sein d'une bande tectonique complexe à pointements diapiriques (Montenat, 1968 ; Flandrin *et al.*, 1975). En prélude à la sédimentation lacustro-palustre, se développe une altération bio-pédologique due à la prolifération des *Microcodium* cariant profondément le substratum (Fontaube ; vallée du Jabron).

L'intervalle compris entre le substratum cénomano-turonien et les sédiments lutétiens correspond à une importante lacune (au moins 40 Ma) incluant l'érosion des niveaux du Crétacé supérieur qui s'étaient déposés (Turonien *pro parte* et dépôts régressifs d'âge sénonien inférieur connus ponctuellement, à Nyons par exemple ; Flandrin *et al.*, 1975). Il n'y a pas d'indices avérés de dépôts tertiaires anté-lutétiens dans les Baronnies (Demarcq *et al.*, 1969). Les sables bariolés et altérites ferrugineuses rougeâtres connus sporadiquement entre le Cénomanién marin et le Paléogène lacustre (sud de Sault de Vaucluse ; Bedoin au versant sud du Ventoux ; ferme

de Bluye près du col de Fontaube), dont certains étaient jadis rapportés à l'Eocène inférieur, sans argument paléontologique, sont en fait, en tout ou partie, d'âge crétacé supérieur, déposés en contexte continental après une émergence plus ou moins précoce selon les régions considérées (Montenat, 1968 ; Guendon *et al.*, 1983). Seuls quelques affleurements de sables ferrugineux (Notre-Dame de Grosau près de Malaucène ; Bedoin) restent attribués hypothétiquement à l'Eocène inférieur indifférencié (Monier *et al.*, 1991).

Conglomérats et marnes sableuses bariolées de l'Eocène supérieur

Les « marnes sableuses jaunes » d'Eygalayes (Bartonien inférieur/moyen) se retrouvent ponctuellement, à l'extrémité nord du graben d'Aurel/Sault de Vaucluse (Saillard, 1990) ; ces dépôts ne sont pas datés.

Les conglomérats et marnes sableuses bariolées de l'Eocène supérieur calcaire remanient des calcaires crétacés, du Cénomanien-Turonien au Barrémien, voire localement jusqu'au Berriasien. Ils contiennent toujours une part notable de calcaires et de chailles remaniés du Lutétien : ces dépôts lutétiens, aujourd'hui ponctuels, ont été bien plus répandus dans les Baronnies avant la phase d'érosion fini-éocène. Les épandages conglomératiques sont antérieurs à l'installation de lacs anoxiques (calcaires en plaquettes, évaporites) sur les mêmes régions, de la fin de l'Eocène à l'Oligocène (« Stampien » ; Blancherie, 1963 ; Montenat, 1968 ; Saillard, 1990). L'attribution des conglomérats à l'Eocène supérieur est validée paléontologiquement à Eygalayes (Ludien, voir plus haut) et aussi sur le versant sud du Mont Ventoux (bassin de Mormoiron), où les « conglomérats de Crillon » sont datés du Ludien inférieur par la présence de *Plagiolophus annectens* Owen (Montenat, 1968 ; Monier *et al.*, 1991).

Faciès et environnements de dépôts éocènes

Les sédiments éocènes d'Eygalayes se rapportent à différents environnements de dépôts : lacustre, palustre, « playa » endoréique, cônes et plaine alluviale.

La description des faciès et la caractérisation des environnements de dépôts, puis l'analyse des déformations tectoniques synsédimentaires permettent dans une dernière partie, de retracer les principales étapes de l'évolution paléogéographique du bassin éocène d'Eygalayes.

Les sédiments lutétiens

Ils montrent d'importantes variations latérales de puissance et de faciès. La reconstitution synthétique (fig. 5, 17A et B, 18) présente l'enchaînement des milieux de dépôts correspondant aux faciès et microfaciès rencontrés. Ceux-ci sont examinés depuis les environnements aériens et subaériens jusqu'aux dépôts sous-aquatiques. Chaque faciès est désigné par une lettre et un chiffre, de a1 à d7.

Les faciès aériens et subaériens (a)

• Calcaires bio-pédologiques à *Microcodium* (faciès a1)

Le contact entre le substratum turonien et les dépôts lutétiens peut être souligné par une altérite épaisse de plusieurs mètres, dans laquelle prolifèrent les colonies de *Microcodium*, principalement en palissades ou accessoirement en épis de maïs. Elles se développent aux dépens des calcaires sableux turoniens, corrodés sur leurs deux faces, réduits à des noyaux discontinus. Les *Microcodium* progressent à la faveur des fissures, diaclases et joints de bancs, jusqu'à pénétrer le substratum sur plus d'une dizaine de mètres de profondeur (voir fig. 5, 10, 18). Vers la surface où la biocorrosion a été la plus intense, le calcaire sableux turonien cède la place à une accumulation de produits résiduels (argiles verdâtres, sable quartzeux, glauconie, spicules siliceux, etc.), alternant avec des couches compactes de *Microcodium* en palissade (pl. I, 2). En profondeur, les bancs sont mieux préservés. Les colonies de *Microcodium* plus petites, disposées en nodules décimétriques et en lits discontinus dans le calcaire qu'elles carient, ont une structure en épis de maïs ou en palissade. Les colonies de l'un et l'autre types ont un faciès homogène. Les prismes calcitiques qui les composent sont d'une taille assez régulière, autour de 0,5 mm de long, ce qui les distingue des colonies rencontrées dans d'autres faciès, de dimension plus irrégulière (calcaires palustres et paléosols calcaires, voir plus loin) (fig. 5 et 18 ; pl. I, 3 à 6 ; III, 3).

Les *Microcodium* résultent de l'activité d'organismes non photosynthétiques (mycélium et/ou bactéries, incluant probablement des actinomycètes ; Lucas et Montenat, 1967 ; Bodergat, 1974 ; Triat et Truc, 1975 ; voir revue in Bignot, 1994). La prolifération de *Microcodium*, surtout notable à l'Eocène, est généralement liée à des environnements de sols sur substrat calcaire (Freytet et Plaziat, 1982). D'après Bignot (1994) : « les *Microcodium* se développent dans des environnements subaériens, calcaires, poreux, périodiquement inondés (ou au moins imbibés) d'eau douce : marais, bancs de graviers, sols alluviaux et plaines d'inondation (limons de crue, sol à encroûtements calcaires de type calcrète ou caliche). De là, les *Microcodium* contaminent en profondeur des substrats calcaires variés soumis à l'érosion karstique ». On note à Eygalayes un développement des *Microcodium* plus important sur les points hauts du substratum (Ozeron et flanc nord du synclinal) que dans les zones basses, plus tôt et/ou plus fréquemment noyées (flanc sud) (cf. fig. 5, 10, 18).

Les colonies de *Microcodium* sont facilement démembrées et leurs prismes éparpillés se retrouvent, dans des sédiments variés, paléosols, sédiments palustres, voire dépôts sous-aquatiques (pl. I, 6 et II, 7). On a déjà noté (Lucas et Montenat, 1967) que les chailles stratoïdes formées dans les calcaires palustres ont tendance à se développer préférentiellement à partir de colonies de *Microcodium* en palissades.

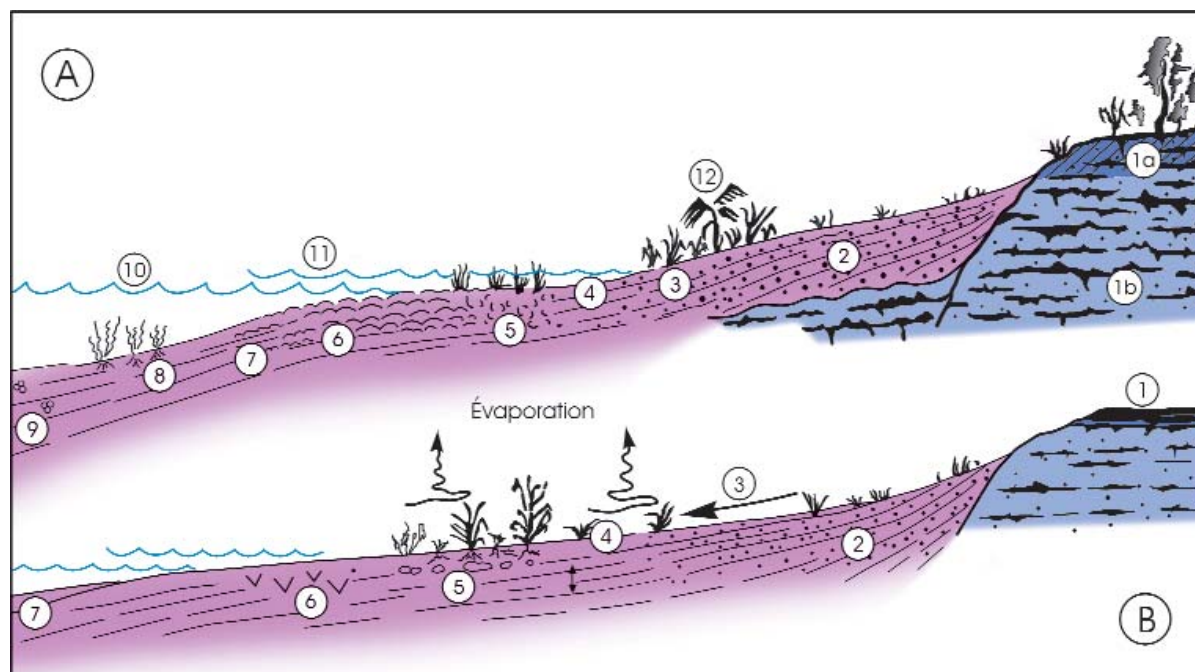


Fig. 5 - Enchaînement des principaux types de dépôt continentaux du bassin lutétien d'Eygalyes (les indices a à d renvoient à la description des faciès ; voir aussi fig. 18).

A. Épisodes lacustres (intervalles L1 à L3). 1. Altération bio-pédologique à *Microcodium* a_1 (1a), gagnant en profondeur les réseaux de fissures et de cavités karstiques (1b) ; 2. Cône alluvial (a_2) ; 3. Partie distale de cône alluvial : apports bréchiqes et sols à croûtes calcaires et pisolithes vadoses ; moulages de pontes d'insectes (c_1 et c_2). 4. Aire inondée par intermittence : boue carbonatée soumise à la dessiccation et à la pédogenèse (= dépôt palustre) sous couvert végétal réduit (sol à croûtes calcaires) ; 5. Dépôt carbonaté de faciès nodulo-bréchiqes dû à l'alternance de phases d'humectation et de dessiccation et à l'action des racines (c_4). 6. Vasière carbonatée à tapis stromatolithiques (c_3). 7. Carbonate sous-aquatique et constructions stromatolithiques sporadiques (d_1). 8. Dépôt calcaire lacustre permanent, prairies sous-aquatiques à charophytes (traces de petites racines) et mollusques limniques (d_2 et d_3) ; 9. Calcaire lacustre à ostracodes et petits foraminifères benthiques (d_5 et d_6) ; 10. Niveau moyen du plan d'eau ; 11. Niveau d'inondation. 12. Ceinture de végétation filtrant les apports détritiques.

B. Episode de « playa » (intervalles M1 à M3). 1. Altérites siliceuses (silcrètes) développées sur le substrat turonien (a_3) ; 2. Éventail détritique peu développé. 3. Petits chenaux microconglomératiques. 4. Dépôts terrigènes fins de playa et amplitude maximale de battement de la nappe phréatique (sols hydromorphes) (b_1 à b_3) ; 5. Horizons à nodules carbonatés pédogénétiques (b_2) ; 6. Néofonnations salines (sulfates). 7. Étendue lacustre résiduelle.

Fig. 5 - Main types of continental deposits in the Lutetian Eygalyes Basin (a to d refer to the facies descriptions in the text; see also Fig. 18).

A. Lacustrine (units L1 to L3). 1. *Microcodium*-bearing altered horizon (a_1) developed in soils (1a), penetrating the fractured and karstified substratum (1b); 2. Alluvial fan (proximal deposits) (a_2); 3. Alluvial fan (distal deposits): input of breccia, soils marked by caliche and vadose pisoliths, and insect-egg casts (c_1 and c_2); 4. Temporarily swamped area: carbonate mud subjected to dessiccation and pedogenesis (palustrine deposit) beneath a sparse vegetation cover (caliche); 5. Diagenetic carbonate breccia resulting from alternating wet and dry episodes and root activity (c_4); 6. Stromatolite-bearing carbonate mud flat (c_3); 7. Lacustrine carbonate with local algal mats (d_1); 8. Permanent lacustrine carbonate with root traces of aquatic plants (charophyte) and limnic molluscs (d_2 and d_3); 9. Lacustrine limestone with ostracods and small benthic foraminifera (d_5 and d_6); 10. Average lake level; 11. Flood level; 12. Vegetation belt filtering clastic input in the lake.

B. Playa (units M1 to M3). 1. Silcrete on the Turonian substratum (a_3); 2. Immature alluvial fan. 3. Small channels filled with microconglomerates; 4. Fine-grained playa terrigenous deposits and maximum fluctuation of the water table (hydromorphic soil) (b_1 to b_3); 5. Bed containing pedogenetic carbonate nodules and constructions (b_2); 6. Saline neoformations (sulphates). 7. Residual pond.

• Brèches de cônes alluviaux et paléosols à croûtes calcaires (faciès a_2)

Les affleurements sont localisés dans le périclinal, à l'est de la faille méridienne de l'Ozeron (fig. 3, 11). Ces brèches sont, pour l'essentiel, l'équivalent latéral du faisceau calcaire L1 développé plus à l'ouest (fig. 3, 4). Elles reposent sur le substrat turonien profondément carié par les *Microcodium*, ou en sont séparées par quelques mètres de dépôts calcaréo-détritiques, très enrichis en calcaire. Les brèches sont constituées d'une part prépondérante de lithoclastes anguleux centimétriques à décimétriques : calcaires gréseux turoniens, calcaires lutétiens palustres, colonies de *Microcodium* en palissades, etc., pris dans une matrice

calcaréo sableuse (grains de quartz, glauconie, graviers de calcaire turonien). Les lithoclastes, non classés, peu ou pas imbriqués ne montrent guère d'indices de transport dans la partie inférieure des brèches : il s'agit d'éboulis peu déplacés à la faveur de précipitations épisodiques. En montant dans la série, la matrice devient un peu plus importante et le dépôt prend l'allure d'une succession de coulées de débris toujours très immatures, à faible efficacité de transport, sans chenalisation marquée (épaisseur métrique à plurimétrique) alternant avec des passées de calcaires sableux indurés blanc-beige (≤ 1 m) à pisolithes vadoses, lits de croûtes zonaires (épaisseur mm à cm) et traces de racines. Il s'agit, dans la plupart des cas, d'épandages calcaréo-détritiques (limons sableux à graviers) alternant avec les brèches

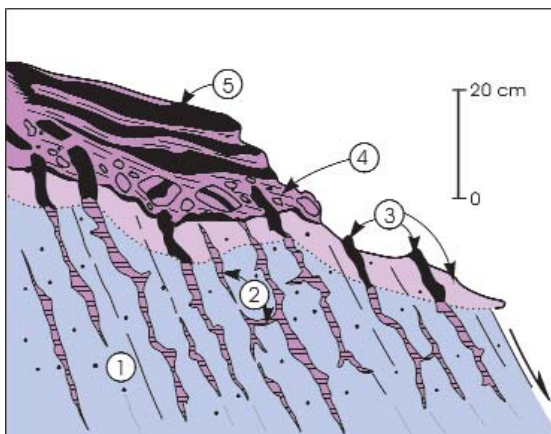


Fig. 6 - Silcrète : altérite siliceuse jaspoïde intra-lutétienne développée sur le substratum turonien. 1. Calcaire gréseux glauconieux à spicules de spongiaires, fortement penté ; 2. *Microcodium* en palissades variant le calcaire turonien ; 3. Silicification affectant le calcaire turonien et les colonies de *Microcodium* ; 4. Altérites : argiles jaunâtres incluant des fragments de calcaire turonien à *Microcodium* plus ou moins complètement silicifiés ; 5. Dalle discontinue de jaspe ocre (cf. Pl. VIII, 4).

Fig. 6 - Silcrete: Lutetian jaspoid siliceous crust developed on the Turonian substratum. 1. Steeply dipping sandy and glauconitic spicule-rich limestone; 2. Prismatic colonies of *Microcodium* in Turonian limestone; 3. Silicification of the Turonian limestone and the *Microcodium* colonies; 4. Alterites: yellowish clay including debris of partly silicified Turonian *Microcodium*-bearing limestone; 5. Discontinuous bed of ochre jasper (silcrete) (cf. Pl. VIII, 4).

(fig. 11). L'enrichissement secondaire en carbonate conduit à la formation de sols à profil calcaire différencié (sol à croûte calcaire). Quelquefois, le sédiment initial était lui-même franchement calcaire (micrite), pauvre en produits clastiques. L'empreinte de la pédogenèse se manifeste comme précédemment, par le développement des pisolithes vadoses et des feuillets de croûte zonaire plus ou moins denses. Ces attributs caractéristiques des sols à croûtes calcaires sont décrits plus loin, à propos du faciès palustre dans lequel ils sont très développés (faciès c1).

L'ensemble brèches et niveaux calcaires, épais d'une quarantaine de mètres, forme un cône alluvial proximal surbaissé, non chenalisé, fait de nappes successives d'éboulis peu remobilisés, alternant avec des épisodes plus fins limoneux au sein desquels se forment des accumulations carbonatées pédogénétiques (voir reconstitutions, fig. 17A et 18). Par endroits, entre les épandages détritiques, des boues carbonatées se déposent dans des « flaques » marécageuses intermittentes et subissent la même pédogenèse à croûtes calcaires. De tels cônes alluviaux peu nourris et peu évolués, ponctués d'épisodes pédogénétiques à sols calcaires différenciés, sont fréquents en climat semi-aride, peu propice au transit des produits clastiques (Sanz et al., 1995). Disposés de manière coalescente, ils forment les vastes glacis de piedmont classiques dans un tel contexte climatique. Des épisodes à croûtes calcaires pléistocènes (Espagne par exemple, voir plus loin) offrent des analogues récents de tels dépôts (pl. III, 1).

L'emprise des processus chimiques et diagénétiques précoces, face à la faiblesse relative de la sédimentation

détritique, se traduit aussi par la fréquence des silicifications précoces sous forme de chailles stratoïdes ou noduleuses dans les brèches et les croûtes calcaires (faciès a4).

• Silcrètes jaspoïdes (faciès a3)

Des témoins ponctuels d'altérites siliceuses sont visibles dans le périclinal, à l'ouest de la faille de l'Ozeron, sur le substratum turonien (fig. 6). Ce dernier a d'abord été corrodé par les *Microcodium* (cf. plus haut) au début de la sédimentation éocène, puis déformé, prenant un fort pendage vers le sud-ouest, recouvert enfin en discordance angulaire par les croûtes siliceuses subtabulaires (silcrètes). Les *Microcodium* sont antérieurs aux altérites : ils ont été érodés avant l'établissement de ces dernières et silicifiés au contact des silcrètes. Les altérites sont épaisses d'une trentaine de centimètres. C'est une dalle jaspoïde, jaune ou brune, d'épaisseur variable (± 15 cm), discontinue, sans structure interne particulière, parcourue de petites fentes de retrait ourlées de calcédoine blanche (pl. VIII, 4) associée à des argilites jaunâtres (produits de décalcification ?). La silicification peut s'insinuer en petits filons dans les joints et diaclases des bancs turoniens. Des fragments calcaires turoniens inclus dans la couche siliceuse sont eux-mêmes silicifiés. Au niveau du chemin qui suit la partie haute du périclinal, des filons subméridiens des mêmes silcrètes (épaisseur cm, longueur pluri dm) remplissent des diaclases affectant le calcaire turonien dans le compartiment haut de la faille de l'Ozeron (fig. 3) au voisinage immédiat de celle-ci (voir plus loin, Evolution tectono-sédimentaire). Ces jaspes ocrés, bien repérables, n'ont pas été observés au sein des brèches du cône alluvial (cf. supra ; intervalle L1), pourtant alimentées par un vigoureux décapage des calcaires turoniens et des niveaux à *Microcodium*. Les altérites jaspées sont donc postérieures aux brèches et aux déformations qui les affectent. Elles peuvent être contemporaines de l'intervalle M1 (voir plus loin étude tectono-sédimentaire de la faille de l'Ozeron).

• Les grandes chailles précoces (faciès a4)

Les grandes chailles calcédonieuses se substituant aux calcaires lutétiens sont très précoces (voir plus loin) et s'apparentent, du point de vue génétique, aux altérites siliceuses. Elles sont gris bleuté ou brun-rouge, stratoïdes ou noduleuses, incluent de petites géodes de quartz, et se substituent à différents faciès du Lutétien (L1 et L2) : calcaires lacustres ou palustres à pisolithes vadoses et traces de racines, colonies de *Microcodium* ou cône alluvial de l'Ozeron. De même, une silicification discrète affecte les marnes vert pâle à ossements de vertébrés intercalées dans le faisceau calcaire L2 du flanc nord (est de la ferme de Mourreton) où des os longs de mammifères (*Lophiodon*) ont été silicifiés.

D'une manière générale, on observe trois formes principales de fixation de la silice. Une silicification diffuse en opale (éteinte en lumière polarisée) se répand dans la porosité (notamment dans les calcaires à pisolithes

vadoses) de manière nuageuse, épargnant des lits et îlots carbonatés, sans donner d'accidents siliceux bien différenciés (pl. II, 3 et 4). Une silicification plus importante, en calcédoine/ microquartz, se substitue plus complètement aux calcaires formant les grands noyaux et lits de chailles (longueur métrique à plurimétrique ; épaisseur centimétrique à pluridécimétrique). Enfin, des chailles d'aspect cérébroïdes à patine blanchâtre (diamètre décimétrique) sont des excroissances développées sur les chailles stratoïdes.

La silicification est précoce : elle a pu entraver la compaction du sédiment et des coquilles qu'il contient. Les carbonates pédogénétiques du cône alluvial ont été particulièrement affectés par les silicifications. Des déformations précoces (glissements, tassements, fractures précoces) ont pu briser et émietter les chailles dont les fragments anguleux ont été resédimentés (pl. II, 1 et 2). Les chailles cérébroïdes semblent être, comme dans d'autres contextes (Rio, 1982), le produit d'une diagenèse tardive.

Ces différents accidents siliceux sont abondamment remaniés dans les conglomérats de l'Éocène supérieur, à Eygalayes comme en d'autres secteurs des Baronnies.

Sans aborder ici les processus de la silicification, on notera que les spicules de spongiaires turoniens (initialement en opale, secondairement calcitisés), extrêmement abondants, ont constitué une source quasi inépuisable de silice mobilisable (pl. I, 1). Les conditions climatiques tropicales à saisons contrastées favorisent autant la mobilisation de la silice que sa fixation après concentration des solutions (Meyer, 1984). L'importance des paramètres climatiques rapproche les chailles des altérites de type silcrète. La silicification préférentielle des niveaux palustres à pisolithes vadoses et des horizons à *Microcodium* en palissade, peut être liée à une porosité favorable et aussi à leur teneur initiale en matière organique créant des conditions de pH propices à la fixation de la silice (pl. I, 5).

Les faciès de « playa » (b)

Ils correspondent aux intervalles M1, M2, M3 dont les teintes sont variées : brun-noir, vert pâle, rouge violacé ou encore beige (fig. 4 et 8).

• Les marnes brun-noir (faciès b1)

L'intervalle M1 comprend des marnes brun-noir, visibles d'est en ouest dans toute l'étendue du bassin, dans lesquelles pullulent les colonies de *Microcodium* en épis de maïs. Ces dernières attestent le caractère pédologique du niveau. Il s'agit peut-être d'un sol humique périodiquement noyé. Le même niveau se retrouve dans d'autres affleurements lutétiens des Baronnies (ouest du col de Fontaube, par exemple).

• Les marnes versicolores à nodules pédogénétiques (faciès b2)

Il s'agit de marnes souvent silteuses ou un peu sableuses, dépourvues de *Microcodium* ou d'autres restes fossiles éocènes, mis à part de rares débris charbonneux.

La fraction silto-sableuse est empruntée au Crétacé (Albien-Turonien) largement développé sur les deux flancs du synclinal, en particulier au nord. La présence systématique de dinoflagellés remaniés du Crétacé confirme l'origine des apports terrigènes (détermination D. Michoux). Les marnes renferment, parfois en abondance, de minuscules quartz bipyramidés limpides (Grossetti, 1997) témoignant de néoformations siliceuses telles qu'il s'en produit dans les sols de plaines d'inondation et les lagunes de régions tropicales (Avias, 1949 ; Giresse, 1968 ; Baltzer et Le Ribault, 1971). Les marnes M2, les mieux exposées à l'affleurement, incluent de petits chenaux conglomératiques (largeur métrique, épaisseur pluridécimétrique) (fig. 8) à éléments centimétriques émoussés et aplatis de calcaires gréseux crétacés et rares débris de calcaire lutétien. Au flanc sud, immédiatement à l'ouest de la D170, les marnes renferment des horizons successifs à gros nodules carbonatés grisâtres, moulant des traces de racines, d'origine pédogénétique (pl. VIII, 3). D'après ces données, les marnes versicolores lutétiennes correspondent à un dépôt distal de plaine d'inondation à ruissellement pelliculaire intermittent et de faible énergie. Les sédiments, le plus souvent exposés à l'air libre, s'accumulent dans une dépression probablement endoréique du type « playa » (voir plus loin) (fig. 5B), sur laquelle circule un réseau de petits chenaux éphémères, significativement dépourvus d'éléments grossiers.

Les battements des nappes phréatiques imbibant en profondeur les marnes silto-sableuses, ont une amplitude notable (un à plusieurs mètres) en climat à saisons contrastées. Il en résulte la formation de sols hydromorphes minéraux montrant des variations de teinte caractéristiques (Freytet, 1971). On distingue schématiquement la zonation suivante :

- dans la zone phréatique profonde toujours noyée, le fer est à l'état réduit ; les sédiments, à texture relativement homogène, sont de teintes variées : noirâtre, bleuté, blanc-beige ou vert pâle ;
- les nappes superficielles, souvent pelliculaires se signalent par un horizon violacé généralement peu épais ;
- dans la zone superficielle vadoses périodiquement asséchée, le fer oxydé au contact de l'air qui envahit la porosité donne des pigmentations allant de l'orange au rouge vif. La contraction du sédiment argileux, engendre dans celui-ci des plans de friction et de glissement à surface lustrée, d'autant plus nombreux que la dessiccation a été sévère et prolongée ;
- les teintes jaunes signalent des apports sédimentaires plus importants qui tendent à limiter l'impact de l'assèchement.

L'intervalle M2, le mieux exposé, a un caractère hydromorphe tout à fait typique (teinte rouge, frictions internes dues à l'assèchement), plus affirmé sur le flanc nord (soumis à un mouvement constant de soulèvement) qu'au sud. De même, en ne considérant que le flanc nord, la teinte rouge s'atténue d'est en ouest, jusqu'à disparaître presque entièrement au voisinage de la faille d'Eygalayes sans doute

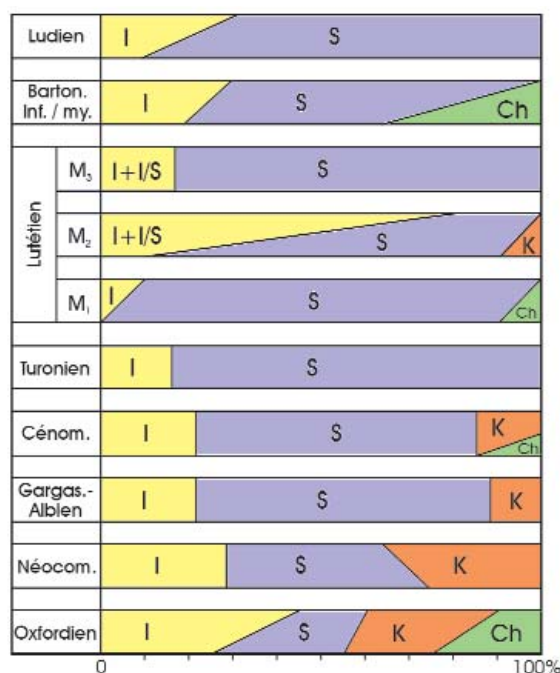


Fig. 7 - Les minéraux argileux des sédiments éocènes d'Eygallayes ; comparaison avec les argiles des terrains mésozoïques environnants. I : illite, S : smectite, I/S : interstratifiés illite/smectite, K : kaolinite, Ch : chlorite.

Fig. 7 - Clay minerals of the Eocene Eygalayes sediments; comparison with the surrounding Mesozoic clays. I: illite, S: smectite, I/S: interlayered illite/smectite, K: kaolinite, Ch: chlorite.

plus constamment noyée. L'intervalle M3 manifeste la même tendance.

Les horizons à gros nodules carbonatés mentionnés plus haut se développent au sud, là où la nappe phréatique suffisamment haute a permis la croissance d'une végétation à fortes racines (pl. VIII, 3). La remontée des sels minéraux en période de forte évaporation a entraîné, non seulement la précipitation de calcaire, recristallisé en sparite, mais aussi la formation plus ponctuelle de dolomie (moulages de rhomboèdres secondairement sparitisés) et de gypse (moulage de cristaux dissous). Les concrétions de célestine et le gypse signalés jadis dans les marnes (Anonyme, 1817 ; Gay *et al.*, 1966) ont probablement la même origine.

L'analyse des minéraux argileux montre la prédominance forte, voire exclusive, d'une smectite souvent très bien cristallisée, associée à des traces de kaolinite et d'illite engagée dans des interstratifiés illite/smectite. Ces minéraux sont hérités des marnes crétacées proches (Gargasien - Cénomaniens) qui ont une composition voisine assez homogène à smectite dominante, illite et kaolinite nettement subordonnées, chlorite ponctuelle. Toutefois, l'empreinte de la pédogenèse lutétienne s'est manifestée par (fig. 7) :

- une smectitisation des marnes crétacées, affectant l'illite et la chlorite, dans un contexte climatique à périodes sèches, favorable à l'élaboration de « sols à smectite » ; la proportion d'illite dans le sédiment lutétien s'en trouve ainsi nettement réduite ;

- l'agradation poussée, voire la néoformation de la smectite dans une dépression endoréique lutétienne susceptible de concentrer des solutions riches en magnésium, imbibant le sédiment (cf. battement de nappes évoqué plus haut). Il est à noter que les néoformations de quartz bipyramidé mentionnées plus haut ont aussi été observées ailleurs dans un tel contexte de néogenèse de smectite (Baltzer et Ribault, 1971).

On reviendra plus loin sur l'évocation des paysages correspondant à ces environnements de dépôt (voir Evolution paléogéographique).

• Les marnes beiges (faciès b3)

Elles se distinguent des précédentes par leur teinte claire, généralement crème, la fréquence des petits chenaux caillouteux et l'absence de critères d'hydromorphie (teintes d'oxydation, frictions internes). Elles sont surtout développées dans la partie occidentale du bassin (M2 et/ou M3) et correspondent à des dépôts moins exposés à l'assèchement.

Les faciès palustres carbonatés (c)

• Calcaires palustres à pisolithes vadoses et croûtes zonaires (faciès c1)

Il s'agit de calcaires blancs ou beiges, en bancs épais de plusieurs décimètres, contenant une proportion variable de grains de sable, mais non associés systématiquement à des apports bréchiqes. Ils forment la quasi-totalité de l'intervalle L1 à l'ouest de l'Ozeron, sur le flanc sud du synclinal et une part variable des intervalles L2 et L3, essentiellement sur le flanc nord (fig. 3, 4 et 8).

Le calcaire micritique ou microsparitique contient de nombreux granules calcaires de contours irréguliers, subsphériques ou ovoïdes, très hétérométriques (0,1 mm à plusieurs mm). Ceux-ci ont un cortex mince fait d'un petit nombre de lamines irrégulières finement ondulées, plus ou moins concentriques et un noyau micritique analogue au sédiment encaissant, mais de teinte plus soutenue, brune ou ocrée. Ils sont disséminés dans la matrice, accumulés en lits grossiers, en poches, ou bien encore à la périphérie de lithoclastes (pl. II, 4 ; III, 2 et 4). Ces grains appartiennent à la catégorie des pisolithes vadoses, terme d'abord utilisé dans un autre contexte (lié à l'exondation périodique de sédiments marins ; Dunham, 1973 ; Esteban, 1976) mais dont l'emploi s'est généralisé (Calvet et Julia, 1983). Le terme plus spécifique de « glaebule » eut été utile (voir Truc, 1975 a, b) mais il ne semble pas s'être imposé. C'est aussi à la catégorie des pisolithes vadoses que se rapporte le faciès « perlitique » décrit par J. de Lapparent (1922) d'après les calcaires palustres du Lutétien de Bouxwillers (Alsace).

Les pisolithes vadoses sont fréquemment entourés de craquelures courbes discontinues, remplies secondairement de sparites, qui résultent de la dessiccation du sédiment

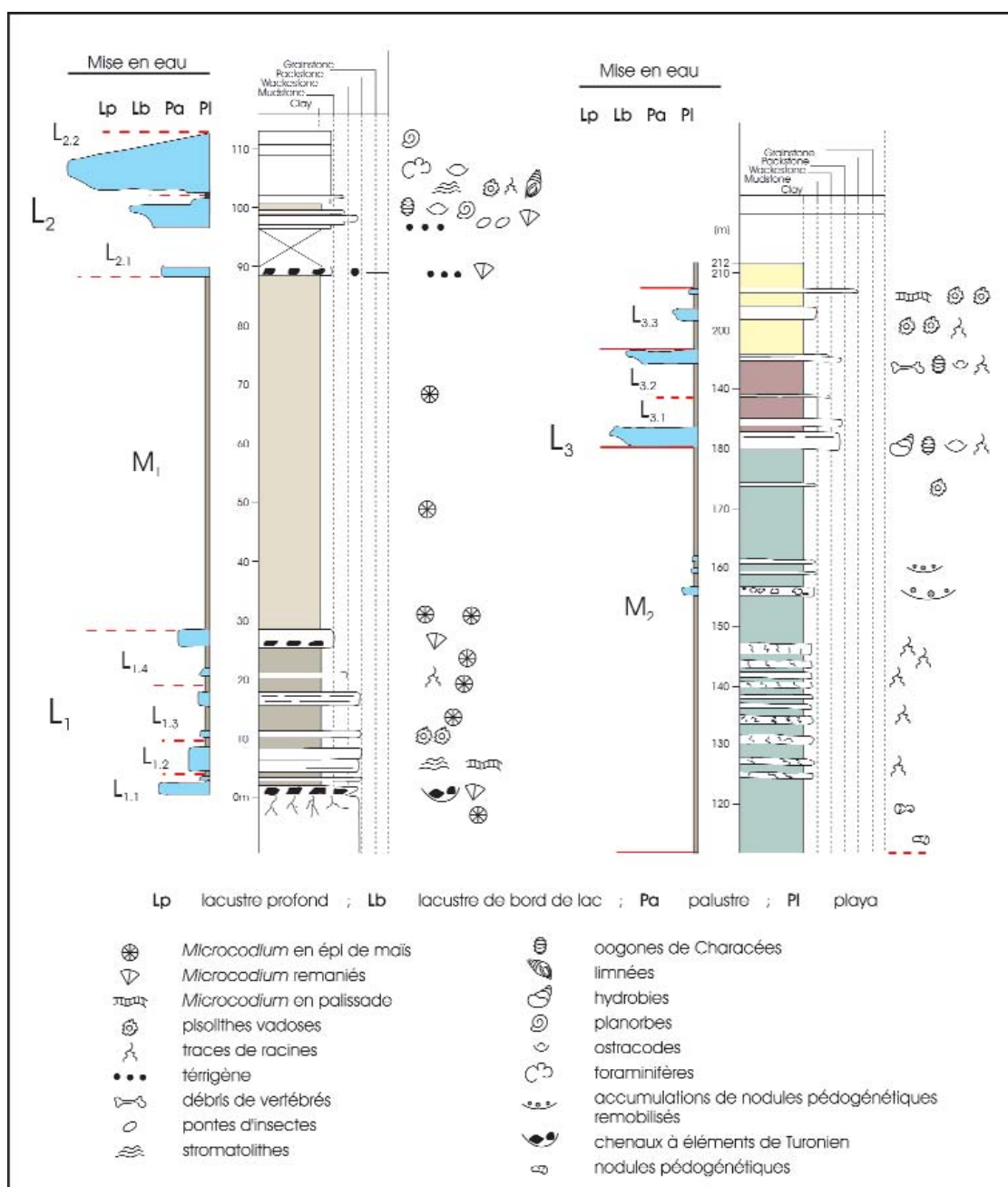


Fig. 8 - Séquences de dépôt du Lutétien d'Eygalayes, flanc sud, route D 170 (L1 à L3 ; M1 à M3 ; voir fig. 3 et 4).

Fig. 8 - Lutetian depositional sequences of the Eygalayes Basin, southern limb, road D170 (L1 to L3; M1 to M3; see Fig. 3 and 4).

(Freytet et Plaziat, 1982). La matrice micritique brune, hétérogène, montre des plages de recristallisation (microsparite ou sparite) et contient de nombreux lithoclastes : quartz anguleux fins, débris de calcaire turonien, occasionnellement glauconie. Les bioclastes sont des prismes de *Microcodium* démembrés ou non, parfois très abondants (pl. I, 6) ; il n'y a pas de débris d'organismes aquatiques (ostracodes ou mollusques), mais, occasionnellement, de pulmonés terrestres. Les traces de paléoracines sont fréquentes, parfois élargies par dissolution donnant les figures de pseudo microkarst (Freytet et Plaziat, 1982), contenant des pisolithes vadoses.

Les prismes calcitiques de type *Microcodium* retiennent l'attention. Outre les grands prismes remaniés des colonies

prismatiques ou en épis de maïs, on rencontre bien plus souvent des prismes trapus beaucoup plus petits (0,1 à 0,05 mm, soit 5 à 10 fois plus petits), disposés en palissades ou en couronnes, autour d'un espace central (plus important que dans le cas des épis de maïs ; pl. I, 3 et 4) occupé par la micrite. Des constructions similaires (« *Microcodium elegans* forme b ») ont été observées dans des dépôts à croûtes calcaires ou « caliche » de l'Eocène inférieur catalan (Esteban Cerda, 1972, 1974). De telles productions calcitiques ont pu se développer autour et/ou au voisinage de radicelles et se dissocier *in situ*, en conséquence de mouvements divers intervenant dans le sédiment (voir plus loin) (pl. I, 3 à 6 ; III, 3). Les relations existant au niveau de sols entre la rhizosphère et les constructions de type *Microcodium* sont bien établies (Bodergat, 1974), même si

certaines interprétations (hypothèse des mycorhizes de Klappa, 1978) sont discutées (Freytet et Plaziat, 1982 ; Bignot, 1994).

Des lits de croûte zonaire (épaisseur millimétrique à décimétrique) sont inclus dans les calcaires à pisolithes vadoses, disposés de manière quelconque : souvent stratoïdes, mais aussi obliques sur la stratification, voire perpendiculaires à cette dernière, occupant alors la place de fentes et fissures. Ils se placent aussi au sommet des bancs, épousant la surface irrégulière de ces derniers (pl. III, 5). La zonation irrégulièrement ondulée est faite de lamines alternativement claires (beige) et sombres (brunâtre), très pauvres en éléments détritiques (quelques grains de quartz de la taille des silts), sans structures algaires (filaments) identifiables.

Ces calcaires à pisolithes vadoses et croûtes zonaires peuvent être comparés aux croûtes ou carapaces calcaires pédologiques largement répandues dans le Pléistocène périméditerranéen (Montenat, 1973 ; Esteban, 1974 ; Truc, 1975 a, b ; Freytet, 1984). L'étude pétrographique des croûtes pléistocènes (Rutte, 1958 ; Ruellan, 1970 ; Montenat, 1977, 1981 ; Valleron, 1981 ; Calvet et Julia, 1983 ; Vogt, 1984) fait apparaître des similitudes fortes avec les calcaires éocènes (pl. II, 5 à 7 ; III, 1). Les pisolithes vadoses ont des aspects identiques. Ceux des croûtes pléistocènes ont été interprétés (Montenat, 1981) comme résultant de la production de granules calcaires d'origine organique au niveau de la rhizosphère (rôle des cyanobactéries et des mycélium au voisinage des racines et radicules ; Adolphe, 1981). La diversité des microorganismes intervenant dans ces processus (cyanophytes, champignons saprophytes, bactéries) a été soulignée (Vogt, 1984), ainsi que la fréquence des résidus organiques amorphes présents dans le cortex des pisolithes vadoses (Montenat, 1973). Encroûtements et croûtes à pisolithes vadoses pléistocènes renferment aussi, dans un fond micritique, des groupements de petits prismes calcitiques, très comparables à ceux signalés plus haut dans l'Eocène (taille, allure, disposition en palissade ou en couronne) (pl. II, 7) et, comme eux, à rapprocher des *Microcodium* (Montenat, 1973, 1981 ; *Microcodium* forme « b » de Esteban Cerda, 1972). Comme dans l'Eocène, les constructions prismatiques ont pu être perturbées, voire éparpillées, à la suite de mouvements intervenant dans le sol, d'origine biologique (pressions exercées par les racines, bioturbation due aux organismes et microorganismes des sols) ou physico-chimique (variations de volumes dues à la succession de phases de dessiccation et d'imbibition ; cristallisations, etc.). Les prismes dilacérés ont alors valeur d'intraclastes. Ces mouvements sont aussi susceptibles d'occasionner une microfragmentation des grains de sable donnant des échardes de quartz, caractéristiques des sols.

Les croûtes zonaires des profils à croûtes pléistocènes ne se distinguent guère (aspect, puissance et disposition) de leurs équivalents éocènes (pl. III, 1 et 5). Les lamines ondulées des croûtes quaternaires peuvent montrer une microstructure organique constituée par l'accumulation de corps calcitiques subcylindriques (longueur ≈ 100 ?), micropismés, apparaissant comme des « modèles

réduits » de *Microcodium*, exerçant la même action cariante sur leur substrat carbonaté (Montenat et Echallier, 1977 ; les « coussinets calcitisés » de Vogt, 1984, semblent correspondre aux mêmes structures). Les lamines éocènes qui n'ont pas révélé de telles microstructures, peuvent être oblitérées par une diagenèse plus poussée.

Ainsi, les calcaires lutétiens à pisolithes vadoses et croûtes zonaires et les sols à profil calcaire différencié ont eu des conditions de formation similaires, faisant intervenir des actions biochimiques relevant de la microbiologie des sols. Les faciès lutétiens se distinguent par leurs lieux d'origine plus diversifiés :

- les paléosols à croûtes calcaires associés aux dépôts bréchiques de glaciaires alluviaux examinés plus haut (Ozeron), se sont constitués par enrichissement en carbonate, lequel s'accumule au sein d'un sédiment-hôte détritique (limon sableux) répandu à l'air libre. Les analogies avec les sols à profil calcaire différencié sont alors très étroites ;

- les dépôts palustres à pisolithes vadoses et croûtes zonaires, plus particulièrement concernés ici se sont formés à partir d'un sédiment initial déjà carbonaté. Il s'agit là de l'empreinte pédologique, essentiellement biochimique (formation de pisolithes vadoses, prolifération de *Microcodium*, développement de films de croûte zonaire), apposée sur une vase calcaire située à la périphérie de dépôts franchement lacustres et soumise à l'exondation.

Les conditions climatiques présidant à la formation des sols à croûtes calcaires sont diversement interprétées et sans doute assez variables dans le détail (voir revue in Van Zuidam, 1975). On s'accorde généralement sur des conditions climatiques subtropicales ou semi-arides à saisons très contrastées, avec des précipitations annuelles de l'ordre de 500 mm et de longues périodes de sécheresse.

• Calcaires à ovoïdes : *incertae sedis* et pontes d'insectes (faciès c2)

- **Ovoïdes *incertae sedis*.** Un faciès d'un type très particulier se rencontre dans le secteur de l'Ozeron, au sein des croûtes calcaires associées aux brèches L1 (voir plus haut). Il s'agit de corps subcylindriques d'aspect et de taille assez homogènes (3 à 4 mm de long pour 2 mm de diamètre) groupés en « nids », en poches ou en amas plus ou moins importants. Leur surface est toujours lisse, comme moulée par une enveloppe non conservée. On note souvent la trace d'une légère constriction en position équatoriale ; les extrémités sont bombées avec quelquefois une discrète dépression apicale (pl. IV, 1 à 3). L'aspect microscopique révèle une section circulaire régulière, l'absence de cortex à lamines irrégulières et ondulées et un remplissage de micrite à silt quartzueux sans microstructure particulière. Ces caractères, auxquels s'ajoute l'aspect général assez calibré et « moulé » les distinguent nettement des pisolithes vadoses (pl. IV, 4). Il pourrait s'agir du remplissage et du moulage par un sédiment fin de cellules de pontes : œufs, pupes chitineuses de diptères ou autres enveloppes

organiques, déposées dans le sol et ainsi fossilisées malgré la nature périssable des thèques. Les pupes de diptères (mouches) peuvent être très abondantes (Handshin, 1944) dans les sols au voisinage de zones humides. Aux ovoïdes d'une taille donnée, largement dominants sont toujours associés des exemplaires plus petits mais d'allure identique (pl. IV, 1 et 2). Ces différences peuvent évoquer une courbe de croissance mais ne facilitent aucune attribution organique, qui demeure indéterminée. Ces corps énigmatiques, assez souvent silicifiés, apparaissent en relief à la surface de la roche pl. IV, 1). On les reconnaît aussi au sein de chailles brunes ou rougeâtres, incluses dans des calcaires lutétiens ou remaniées dans les conglomérats de l'Eocène supérieur, en plusieurs affleurements des Baronnies. Quoi qu'il en soit, il s'agit donc d'une structure (bio) sédimentaire assez répandue qui peut être considérée comme une sorte de « fossile caractéristique » du Lutétien palustre (Montenat, 1968).

- **Cocons d'hyménoptères.** D'autres corps ovoïdes ou sub-cylindriques à extrémités arrondies ou tronqués, de dimension et de forme constantes (environ 2,5 cm de long pour 1,5 cm de diamètre) sont d'une interprétation plus sûre. Ils se rencontrent dispersés dans les calcaires palustres L2, constitués du même sédiment, ou exceptionnellement creux et silicifiés comme peuvent l'être aussi des moules de planorbes et de limnées. L'empreinte d'une enveloppe mince est parfois décelable, sous l'aspect d'une trace grillagée. Dans une minorité de cas, l'ovoïde a été tronqué (ouvert) à l'une de ses extrémités, voire écrasé (pl. IV, 5 à 9).

De tels objets ont été signalés de longue date dans les dépôts continentaux du Crétacé supérieur et du Tertiaire, et notamment dans l'Eocène (voir Ducreux *et al.*, 1988) ; les calcaires palustres lutétiens de La Bastide de Virac (Ardèche), par exemple, en sont pétris. Ces ovoïdes sont interprétés comme étant des cocons d'hyménoptères, construits par différents groupes d'abeilles et de guêpes solitaires, groupés dans le sédiment du sol, isolés au bout d'un conduit subvertical ou encore disposés en surface (pl. IV, 9). Leurs formes peuvent montrer, dans le détail, de nombreuses variétés (Genise, 2000). L'ichnogène *Celliforma*, l'un des plus répandus, dont le type provient de l'Eocène continental du Wyoming (Brown, 1935), est assez comparable, mais non identique, aux spécimens d'Eygelayes qui correspondent à plusieurs types différents. L'impression parfois visible en surface peut correspondre au moulage de la soie du cocon (pl. IV, 5 et 6). Les cocons d'Eygelayes dispersés dans le calcaire palustre L2 (Ozeron notamment), apparaissent aussi de manière significative dans les minces niveaux d'émersion qui clôturent les séquences régressives des calcaires L2 situés en position littorale (flanc sud, fig. 9b, voir plus loin). La fréquence des cocons non éclos peut résulter de facteurs environnementaux (cocons noyés *in situ* dans le sol ou entraînés vers des flaques d'eau par le ravinement, lors de fortes précipitations).

Pour conclure, ces ovoïdes de différents types sont des attributs originaux des faciès de type paléosol. Ils sont aussi

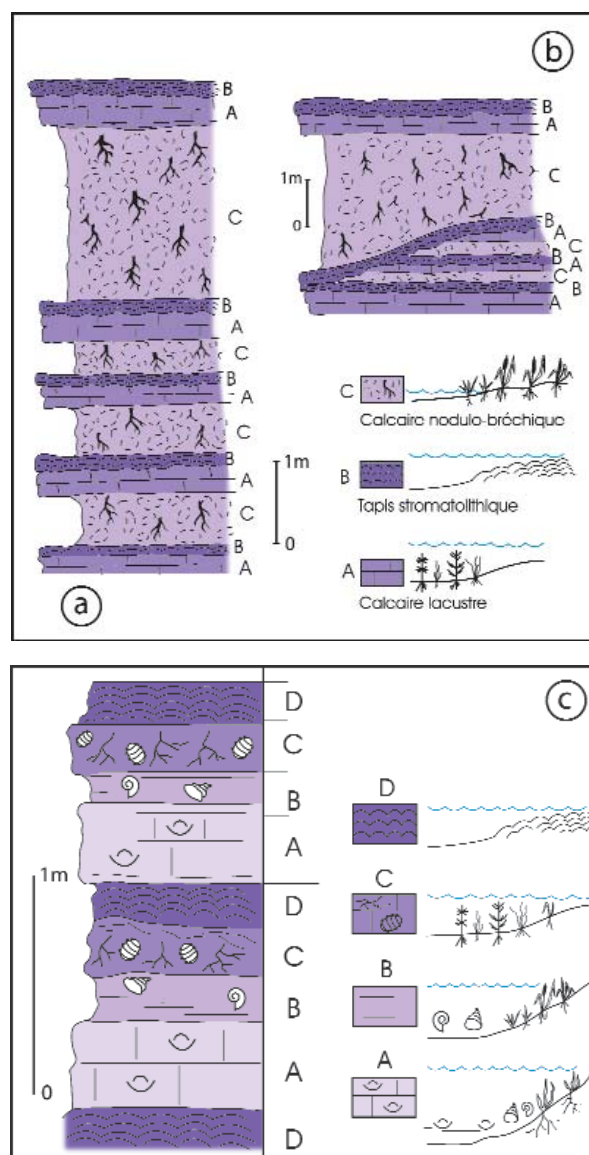


Fig. 9 - Séquences à tapis stromatolithiques ; calcaires L2, bord nord du périclinal de l'Ozeron : a. Succession des séquences ; b. Surface d'érosion cicatrisée par un tapis stromatolithique (A, B et C : différents termes des séquences) ; c. Séquence lacustre littorale (L2, flanc sud, route D170) (A à D différents termes des séquences) (description dans le texte).

Fig. 9 - Depositional sequences with algal mats. Limestone unit L2; northern side of the Ozeron pericline: a. succession of depositional sequences; b. erosion surface sealed by an algal mat (A, B and C: different sedimentary units); c. Littoral lacustrine sequence (L2, southern flank, road D170) (A to D, different sedimentary units) (see description in the text).

une illustration peu connue de l'activité biologique intense et variée régnant dans les sédiments des sols fossiles.

• Faciès à tapis stromatolithiques (faciès c3)

Des couches calcaires (épaisseur cm à dm ; extension horizontale variable, de moins d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres) présentent une lamination irrégulièrement ondulée, alternativement brune (micrite particulièrement ténue et dense, tachée d'argile et/ou de

matière organique) et beige (micrite partiellement microsparitisée) (fig. 5 A et 18). Les couches laminées sont à peu près planes, prennent l'allure de petits dômes et de colonnettes d'échelle centimétrique, ou encore de petites coupoles (10 à 30 cm de diamètre) (pl. V, 7 à 9). L'ensemble s'apparente à des mattes algaires cyanobactériennes avec différenciation de petits édifices stromatolithiques, moulant la surface irrégulière du substratum. L'examen microscopique ne montre pas de structures filamenteuses (pl. VI, 10). Le microfaciès ne se distingue pas clairement de celui des croûtes zonaires, dont la nature biogène a été indiquée plus haut. Par contre, la disposition en dôme et coupoles à convexité souvent bien marqués (non observée dans les croûtes calcaires pléistocènes) et l'angle aigu marquant la jonction d'une coupole à l'autre (pl. V, 7) indique un développement en milieu aquatique ou au moins humecté, exposé à la lumière (à la différence de *Microcodium* et structures apparentées non photosynthétiques). Ces tapis stromatolithiques sont un élément distinctif de séquences de dépôts lacustres littoraux des calcaires L2 (fig. 8 et 9).

Les faciès et microfaciès des « croûtes zonaires » généralement considérées comme des productions cyanobactériennes, apparemment peu variés, correspondent en fait à une grande diversité d'environnements (Menillet, 1980 ; Freytet, 1984). En milieu aquatique, ils s'apparentent à de véritables constructions stromatolithiques malgré l'absence des structures filamenteuses. Les croûtes zonaires des profils pédologiques (voir plus haut) se sont édifiées hors du plan d'eau, dans des dépressions, sur des versants plus ou moins humectés, dans des fissures obscures, voire au sein même du sol meuble. Les cas extrêmes concernent des croûtes cyanobactériennes développées à l'air libre sur support rocheux en milieu désertique (« désert stromatolithe » de Krumbein et Giele, 1979, ne bénéficiant que de très rares humectations au cours d'une année). Le faciès « zonal », symptomatique d'une activité bioconstructrice, ne peut donc désigner à lui seul un environnement particulier.

• Les calcaires noduleux (faciès c4)

Il s'agit d'un calcaire noduleux micritique, azoïque, à traces de racines, ponctuellement recristallisé (microsparite ou sparite) (ε 80 cm). Il s'est formé *in situ*, sur une frange palustre colonisée par la végétation (fig. 5 et 18) (pl. VII, 3 et 4). L'action des racines et l'alternance de phases de dessiccation et d'humectation ont favorisé la diagenèse précoce (dissolution et recristallisation) et un début de bréchification sans déplacement notable des éléments (pl. VII, 4 et 6). Un liséré argileux jaunâtre (altération/dissolution ?) (1 cm environ) sépare le calcaire noduleux des dépôts franchement lacustres qui les recouvre (fig. 8, 9 A et B).

Les faciès lacustres (d)

Tous les dépôts se rapportant à ces différents faciès ont en commun de contenir des restes d'organismes impliquant l'existence d'une nappe d'eau lacustre relativement pérenne (fig. 5 et 18).

• Calcaires à structures de plage lacustre (faciès d1)

Il s'agit de calcaires à bioclastes d'organismes lacustres, incluant : (1) des vacuoles plus ou moins alignées de type fenestrae, oblitérées par de la sparite (expulsion de gaz ?) ; (2) de petits « copeaux » de croûte zonaire, quelquefois disposés en boule autour d'un granule de micrite : il s'agit de pseudo-pisolithes formés *in situ*, dans la boue calcaire ou à sa surface, sans indice d'agitation des eaux ; (3) des micro-craquelures courbes ou quelconques tendant à esquisser un débit du sédiment en polyèdres ; ce sont des fentes de retrait dues à une dessiccation de la boue (pl. VII, 4). Ces différents attributs, pas nécessairement associés dans un même sédiment, signalent des dépôts proches du rivage. C'est dans le même type de dépôt que se rencontrent des traces de racines sous-aquatiques (pl. VII, 6). Plus localement on y trouve des corps ovoïdes interprétés comme des moulages d'œufs de crocodiliens (voir plus loin).

• Les calcaires à charophytes (faciès d2)

Les calcaires à charophytes sont représentés dans les calcaires L2 et L3 par le faciès à gyrogonites dispersés, considéré comme distal (Freytet, 1984) par rapport au faciès à débris de tiges, proche du lieu de vie des characées, moins fréquent ici. Les associations à gyrogonites et ostracodes, très largement répandues (intervalles L2 et L3) seraient les plus fréquentes dans les lacs peu profonds (pl. VII, 2). Au faciès à gyrogonites sont parfois associés (calcaire L2) de très nombreux microglobules calcitiques qui sont peut-être de nature algaire (*inserte sedis*, pl. VI, 9).

• Les calcaires à mollusques limniques (faciès d3)

Il s'agit de calcaires sublithographiques blancs ou beiges, divisés en gros bancs (20 à 40 cm), séparés par de minces lits argileux beiges ou vert pâle (calcaires L2 et L3). Le microfaciès est un mudstone/wackestone à rares grains de quartz. La plupart des grains sont des bioclastes : débris de mollusques, limnés et planorbes, gyrogonites, ostracodes brisés (pl. VII, 5). Des accumulations d'hydrobies sont présentes dans la partie sud-ouest du bassin.

• Les brèches intraformationnelles (faciès d4)

Des brèches intraformationnelles (éléments de contours irréguliers et de taille variable, pris dans une matrice de même nature), assez semblables aux précédentes (c4), s'en distinguent par l'absence de traces de racines, la présence de matrice plus importante et le faible développement de la sparitisation. Les éléments, mieux différenciés de la matrice, présentent parfois une ébauche de granoclassement positif. Ces brèches se sont mises en place sous forme de coulées gravitaires. Elles se rencontrent surtout au sein du calcaire L2, sur la bordure nord du synclinal, la plus mobile au cours de la sédimentation. Elles résultent de la déstabilisation d'un

sédiment carbonaté en cours de lithification (milieu palustre ou lacustre littoral). Les parties déjà cohérentes ont formé les éléments, irréguliers mais non anguleux, tandis que le sédiment liquéfié, peut-être un peu plus argileux, a fourni la matrice d'une coulée dense à forte viscosité, plus ou moins chenalisée (quelques décimètres d'épaisseur pour une largeur métrique à plurimétrique), répandue sur une faible distance (≈ 100 m) (fig.10 et 18).

• Les calcaires à ostracodes (faciès d5)

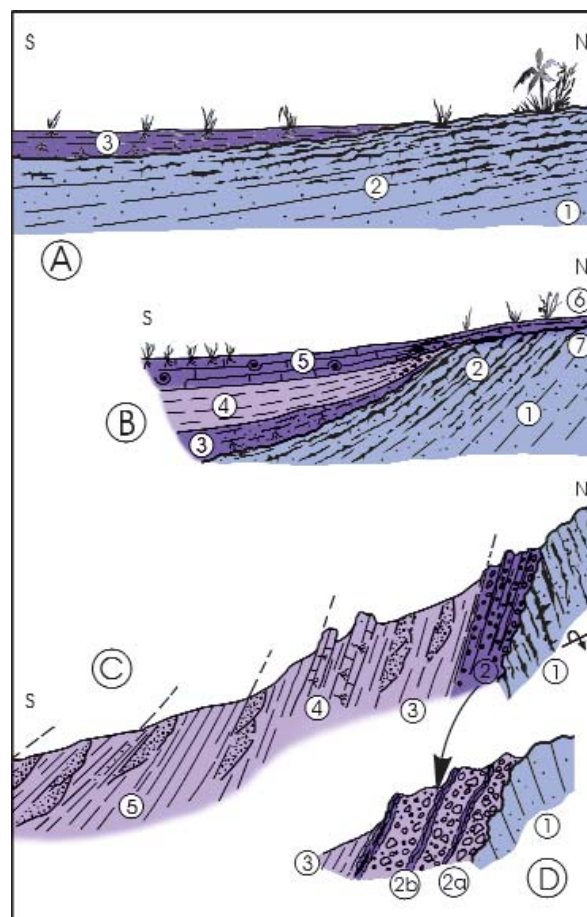
Les ostracodes sont très abondants mais le plus souvent réduits à l'état de menus bioclastes (calcaires L2 et L3) (pl.VII, 2 et 5). Les valves entières sont rares, exceptionnellement en connexion (pl. VII,1). Ces fins débris sont souvent le seul indice permettant de reconnaître le caractère lacustre originel d'un dépôt ayant reçu l'empreinte ultérieure de la pédogenèse (faciès palustre c1, cf. plus haut). La texture finement grumeleuse de la matrice micritique (boue calcaire) résulte de la bioturbation surtout due aux ostracodes.

• Les calcaires à foraminifères (faciès d6)

Il s'agit de mudstones à débris d'ostracodes et foraminifères benthiques *non remaniés* quelquefois abondants dans le faisceau L2. Ce sont de petits discorbidés à test hyalin du genre *Rosalina*, proches de ceux décrits par Le Calvez (1970), ainsi que de nombreux petits porcelanés miliolidés (pl. VI, 1 à 8, VII, 5). L'apparition des foraminifères semble correspondre à l'extension maximale de la nappe d'eau lacustre (L2 ; fig. 8).

• Les calcaires biolaminés (faciès d7)

Des lits calcaires en plaquette à lamination ondulée irrégulière, probablement d'origine algobactérienne, contiennent par ailleurs de nombreux organismes franchement lacustres : hydrobies, gyrogonites brisés et ostracodes à valves en connexion (L2 ; flanc sud du synclinal, D 140a) (pl. VII, 1). Cette curieuse association pourrait correspondre à des voiles algaires développées à la surface des eaux du lac et qui sombraient périodiquement, venant ainsi rejoindre la boue lacustre à organismes sous-aquatiques. Certaines couches laminées ont été fortement perturbées, chiffonnées ou brisées au moment de la sédimentation. De tels processus sont fréquents en climat tropical où l'activité des microorganismes aquatiques est



C. Bord nord du synclinal au niveau de la colline de Brémont. (1) Calcaire turonien carié par les *Microcodium*, à pendage inverse ; (2) à (5) Dépôts lutétiens correspondant aux intervalles L2 (2) et M2, avec marnes à petits chenaux conglomératiques (3 & 5) et intercalation de calcaire palustre (4). Les variations de pendage correspondent à une discordance progressive « en éventail ». La déformation progressive se traduit aussi par le remaniement de calcaires lutétiens, mêlés aux grès crétacés dans les chenaux.

D. Détail de la coupe précédente montrant les séquences de dépôt du niveau (2) : épandages bréchiques (grès turonien et calcaires lutétiens remaniés) (2a) et tapis stromatolithiques (2b).

Fig. 10 - Folding on the northern margin of the Eygalayes Basin.

A. Early stage of Lutetian sedimentation. 1. Turonian sandy limestone; 2. Microcodium bio-soil horizon in the karstified substratum, pinching out to the south in an early drowned low-lying area; 3. Palustrine limestone (L1).

B. The northern limb of the syncline at Mourreton farm during deposition of the L2 sedimentary unit. The Turonian limestone substratum (1) and the Microcodium horizon (2) were tilted southward some 40° during or after deposition of the L1 (3) and/or M1 (4) sedimentary units. The lacustrine limestone L2 (5) grades northward into thinner palustrine carbonates (6) lying unconformably on the folded Turonian (7).

C. The northern limb of the syncline at Bremont. (1) Overturned Turonian limestone and the Microcodium horizon. (2) to (5) Lutetian deposits corresponding to units L2 (2) and M1, including mottled marls cut by clastic channels (3 & 5) and palustrine limestone interbeds (4). Dip variations indicate a progressive fan-shaped unconformity. Progressive deformation is also reflected by reworking of Lutetian limestone, mixed with Cretaceous sandstone in the channel deposits.

D. Detail of the previous section showing the depositional sequence of unit L2 (2): debris-flow including reworked Turonian sandstone and Lutetian limestone (2a) and algal mats (2b).

Fig. 10 - Déformation plicative de la bordure nord du bassin d'Eygalayes.

A. Stade initial de la sédimentation lutétienne. 1. Calcaire gréseux turonien. 2. Altération bio-pédologique à *Microcodium*, se réduisant en direction des dépressions précocement noyées (vers le sud) ; 3. Dépôt calcaire palustre (intervalle L1).

B. Bord nord du synclinal lors du dépôt de l'intervalle L2 (observation au niveau de la ferme Mourreton). Le calcaire turonien intact (1) ou profondément carié par les *Microcodium* (2) a été basculé vers le sud (environ 40°), pendant ou après le dépôt des intervalles L1 (3) et M1 (4). Le calcaire lacustre L2 (5) passe latéralement vers le nord à un dépôt palustre moins épais (6), discordant sur le Turonien (7).

particulièrement intense. Néanmoins, il n'est pas exclu que certains niveaux laminés se soient développés *in situ* sur le fond lors de périodes de confinement.

Les séquences de dépôts lutétiennes

Plusieurs ordres de séquences de dépôts se distinguent sur la coupe de référence du flanc sud du synclinal d'Eygalayes (fig. 8) (Gollé, 2002). Les plus petites, métriques, peuvent être assimilées à des séquences élémentaires de dépôt dont l'origine est probablement climatique. Les suivantes (la dizaine de mètres d'épaisseur), sont essentiellement marquées dans les unités carbonatées L1, L2 et L3. Si des changements climatiques cycliques peuvent générer ces séquences, l'influence du contrôle tectonique n'est pas à écarter. Les séquences de plus grand ordre, à l'échelle des unités (L/M) seraient surtout liées aux déformations tectoniques de la cuvette lacustre.

Les séquences élémentaires de dépôt

Il apparaît deux types de séquences élémentaires, l'une montrant un empilement de faciès allant du milieu lacustre côtier au milieu palustre alors que l'autre se développe clairement à l'intérieur du milieu lacustre littoral. Ces séquences traduisent des variations d'amplitude modérée (quelques mètres) du plan d'eau lacustre.

Les séquences stromatolithiques palustres (fig. 9a ; pl. V, 7 à 9). Elles sont visibles au sein des calcaires L2, dans la partie nord du périclinal de l'Ozeron. Ces séquences métriques composées de trois termes peuvent se répéter quatre à cinq fois :

- le terme A est un calcaire micritique contenant quelques bioclastes et fossiles lacustres (40 cm) (faciès d1) ;

- le terme B correspond aux couches laminées stromatolithiques (< 5 cm) avec développement d'édifices en coupoles ;

- le terme C est un calcaire noduleux micritique, azoïque, à traces de racines (< 80 cm) (faciès c4) ; un liseré argileux jaunâtre de 1 cm environ sépare le calcaire noduleux du dépôt lacustre marquant le début de la nouvelle séquence.

Le terme B peut cicatriser une surface d'érosion recoupant plusieurs séquences (fig. 9b).

Les séquences lacustres (fig. 9c). Ces séquences métriques sont surtout visibles dans les dix premiers mètres des calcaires L2, sur le flanc sud du synclinal (fig. 8). Elles montrent la superposition de quatre termes distincts :

- le terme A est un calcaire micritique en banc massif de texture wackestone à faune lacustre de mollusques et ostracodes (< 40 cm) (faciès d3 et d5) ;

- le terme B est marneux jaunâtre, il contient essentiellement des moules internes de limnées et de rares planorbes (< 20 cm) (faciès assimilé au précédent) ;

- le terme C est un calcaire gris, tendre, à traces de racines et oogones de characées (< 10 cm) (faciès d2) ;

- le terme D est un calcaire gris à lamines stromatolithiques brunes (faciès c3 ; pl.VI, 10).

Les séquences d'ordre décamétrique

Plusieurs séquences de mise en eau/assèchement apparaissent le long de la coupe (fig. 8). Elles sont surtout bien marquées dans les unités calcaires L1, L2 puis dans les unités marno-calcaires de l'unité L3.

L'unité L1 comprend au moins quatre séquences (L1.1 à L1.4) de mise en eau temporaire dans un environnement qui demeure toutefois palustre. Pour chaque séquence, le cortège de mise en eau est composé de faciès calcaires algolaminés de type c1 et c3. Le cortège d'assèchement est lui plutôt marqué par les faciès a1 et b1.

L'unité L2 débute par une mise en eau du lac ; les variations conséquentes du plan d'eau se traduisent par le développement de deux séquences de grand ordre (L2.1 et L2.2).

La première (L2.1) montre une mise en eau brutale qui s'accompagne d'apports terrigènes jusque-là inexistantes. Les faciès du cortège de mise en eau, de texture mudstone-wackestone sont sableux, progressivement coquilliers. Le maximum d'approfondissement du lac est réalisé dans les faciès wackestone à mollusques (d3). Le cortège d'assèchement aboutit dans les faciès palustres c1 et c2.

Dans la seconde séquence (L2.2) l'inondation est encore plus brutale. Plusieurs faciès de milieu lacustre se succèdent rapidement portant la sédimentation au maximum de tranche d'eau du lac dans le faciès à foraminifères (d6) qui marque aussi le maximum d'inondation du lac lutétien. Le cortège d'assèchement est beaucoup plus long. Le retrait des eaux amène une succession de faciès de bord de lac (d3 puis d2) avant de s'achever dans les faciès b2 de playa.

L'unité L3 montre trois séquences (L3.1 à L3.3) d'amplitude d'inondation modeste. Le cortège de mise en eau des deux premières séquences conduit à une sédimentation de faciès de bord de lac de type d2, une inondation que la troisième séquence n'atteint pas puisque les faciès restent palustres de type c1. Le cortège d'assèchement de ces trois séquences est marqué par le même faciès de playa (b2 et 3).

Les séquences de grand ordre

L'ensemble des dépôts du Lutétien d'Eygalayes s'organise en trois grandes séquences dont l'organisation des cortèges représente approximativement l'association des unités L et M. Ainsi L1 représente le cortège d'inondation de la première séquence et M1 le cortège

d'assèchement. Il en va de même pour L2 et M2. La troisième barre calcaire de L2 marque aussi le maximum d'inondation du lac lutétien. En ce qui concerne L3, le cortège de mise en eau est beaucoup plus court. Le maximum d'inondation lacustre est atteint dans la première barre calcaire de L3 alors que le cortège d'assèchement se développe dans le reste de L3 et dans M3.

Les sédiments clastiques bartoniens

De l'Éocène moyen à l'Éocène supérieur, le contexte hydrologique évolue depuis des milieux lacustres/palustres, ou de dépressions endoréiques alimentées en apports terrigènes fins, vers un régime fluvial, pour devenir finalement torrentiel, à matériel grossier immature (fig. 3, 4 et 17 C-D).

Les faciès de plaine alluviale : les grès et marnes sableuses jaunes (Bartonien inférieur moyen)

Chaque niveau de grès est épais de plusieurs décimètres. Le matériel sableux, assez peu cimenté, est grossièrement granoclassé avec à la base : graviers de quartz et de chailles, débris d'os et de bois, fragments d'oncolithes et petits galets mous marno-silteux jaunes. Les indicateurs courantologiques (laminas obliques et « flutes » de courant en base de banc) indiquent un écoulement en direction du secteur nord, dans un éventail ouvert du nord-ouest au nord-est. Les grès affleurant de façon discontinue, suggèrent une organisation en chenaux très plats au sein des marnes. Il s'agit probablement de dépôts de débordements de crues sur une plaine alluviale dont le cours principal, non conservé aujourd'hui, aurait été situé plus au sud, peut être suivant une direction E-W, tel une « paléo-Méouge ». Les graviers à la base des grès représenteraient la fraction la plus fine des matériaux détritiques véhiculés par le chenal principal.

Les marnes silto-sableuses marbrées de jaune et de gris, formant l'essentiel de la série, sont les dépôts de la plaine d'inondation. Trois ou quatre niveaux de marnes ligniteuses gris sombre signalent des flaques d'eau temporaires ayant collecté des débris végétaux fins et des produits humiques. Les marnes livrent des empreintes de feuilles d'arbres et d'arbustes à feuillage caduc, associées à des graines carbonisées. Il a été observé des accumulations de grands fragments de bois de *Cupressinoxylon* sp. (détermination J.C. Koeniger), troncs et branches probablement flottés et échoués à la suite d'une crue. Certains bois ont été perforés par les xylophages. Les phases d'émersion et d'assèchement de la plaine d'inondation sont indiquées par la marbrure grise et jaune du sédiment et par de petits nodules calcaires blanchâtres, correspondant à un début de marmorisation pédogénétique. Ces traces de pédogenèse sont discrètes ; il n'y a pas de paléosols bien individualisés. La fraction argileuse des marnes jaunes montre souvent une part notable (± 30 %) de chlorite, inexistante au Lutétien et pas davantage, en telle proportion, dans les terrains

crétacés avoisinants (fig. 7). L'origine possible de ce minéral est discutée plus loin (voir Evolution paléogéographique).

Les faciès de cône alluvial : les marnes caillouteuses et conglomérats du Bartonien supérieur (Ludien)

Ces dépôts, succédant sans transition aux précédents, reposent en discordance cartographique sur les marnes lutétiennes (M2 principalement) et bartoniennes. Ils scellent aussi des failles affectant les dépôts lutétiens (L2) au voisinage de la « faille d'Eygalayes » (fig. 3). Il s'agit de chenaux caillouteux imbriqués et de marnes à graviers blanchâtres ou vert pâle (plaine d'inondation en pied de cône alluvial), peu développées du fait de l'érosion engendrée par les chenaux (« cut and fill » structure). La plupart d'entre eux sont de petite dimension (un à quelques mètres de large, ± 1 m d'épaisseur ; galets ± 10 cm). Trois épisodes conglomératiques majeurs (environ 5 m d'épaisseur) à matériel plus grossier (galets atteignant plusieurs décimètres) s'intercalent dans la moitié supérieure (± 30 m de puissance). L'ensemble de la série marno-conglomératique a une disposition en éventail s'ouvrant vers l'est et le sud-est ; les intercalations marneuses (plaine d'inondation) sont aussi plus développées dans cette direction. Dans tous les cas, le matériel détritique est fait surtout de calcaires et de chailles lutétiens largement majoritaires, associés à un peu de matériel turonien. Les galets, très hétérométriques et anguleux, ainsi que la part importante de matrice (marnes à graviers) indiquent un transport de type « debris flow » réalisé sur une courte distance en régime torrentiel, vers le sud et le sud-est. L'édification du cône alluvial proximal, résulte d'une forte activation de l'érosion sur la bordure ouest et nord-ouest du bassin, en réponse à une flexuration intense le long de la faille d'Eygalayes. La fraction argileuse, dépourvue de chlorite, riche en smectite est essentiellement remaniée des marnes lutétiennes (fig. 7 et 8).

Au sommet de la série conglomératique, les marnes contiennent des cristallisations de gypse en « rose des sables », généralement épigénisées en silice. Elles indiquent un stade embryonnaire de sol à croûte gypseuse développé en climat à périodes sèches accentuées. La surface sommitale des conglomérats porte des galets de chaille facettés, à patine « grasse » éolienne (dreikanter) qui ont pu se former dans le même contexte climatique. Cette relative aridité fini éocène est attestée ailleurs par l'accumulation de gypse dans les cuvettes de Mazan Mormalon, au versant sud du Ventoux (Truc, 1978).

Évolution tectono-sédimentaire

Le synclinal éocène d'Eygalayes constitue une sorte de modèle réduit montrant des aspects variés de la structuration synsédimentaire pyrénéo-provençale. On examinera successivement les aspects géométriques et cinématiques de structures tectoniques exemplaires, ainsi que la réponse des sédiments à la création des morphostructures.

Le cadre structural

Le synclinal d'Eygalayes est flanqué au sud par le grand anticlinal de Séderon et au nord par l'anticlinorium complexe d'Izon la Bruisse/col Saint-Jean, vigoureusement structuré, fortement soulevé et déversé vers le sud (fig. 2).

Le pli synclinal d'Eygalayes

Les flancs du synclinal sont redressés, voire légèrement renversé s'agissant du flanc nord. Son axe orienté E-W dans sa moitié orientale, s'incurve à N75° à l'ouest ; il est subhorizontal dans la partie moyenne de son tracé, penté vers l'ouest à ses deux extrémités (axe penté à 30° W à son extrémité occidentale) (fig. 3 et 14). La terminaison périclinale est bien apparente dans la morphologie (montagne d'Ozeron) et sur les photographies aériennes anciennes mais le couvert forestier ne permet plus d'y effectuer d'observations précises.

Les failles

Les failles recoupant le synclinal se répartissent en trois familles directionnelles (fig. 2, 3, 14 et 17), chacune d'elles étant représentée au niveau de la petite fracturation et par un accident majeur, cartographiable, ayant connu une période d'activité synsédimentaire bien caractérisée.

La faille d'Eygalayes (N030) marque la limite occidentale des dépôts éocènes. Selon les périodes, elle a joué en décrochement sénestre et/ou avec une forte composante normale (compartiment abaissé à l'est). Le rejet vertical cumulé, résultant essentiellement des mouvements éocènes dépasse les 500 m (fig. 13). Des failles mineures de même direction affectent les dépôts cénomano-turonien et lutétiens vers l'extrémité occidentale du bassin. La faille d'Eygalayes se poursuit vers le sud-ouest par un faisceau de failles traversant l'anticlinal de Séderon (fig. 2). Elle se prolonge vers le nord-est par une suite de segments alignés, sur une vingtaine de kilomètres jusqu'à la vallée du Buëch au nord-ouest d'Eyguians (Flandrin, 1966b ; Goguel 1947). C'est un trait structural important des Baronnies, actif dès le Cénomanien (Porthault, 1974) et probablement avant.

La faille de l'Ozeron (N-S) coupe le périclinal dans la montagne de l'Ozeron. Elle a joué en faille normale et/ou avec une composante dextre (compartiment abaissé à l'ouest) pendant une partie de la sédimentation lutétienne. L'existence d'une faille parallèle à la précédente, située environ 500 m plus à l'est, est déduite d'indices morphologiques ; son tracé est marqué dans le Turonien du flanc sud (Est des falaises des Demesses). Cette faille probable à regard ouest a pu jouer un rôle important dans la formation du cône détritique au début de la sédimentation lutétienne (fig. 3, 11 et 17A).

La faille de Brémont (NW-SE) se manifeste par un décalage dextre affectant le flanc nord du synclinal (fig. 3 et 12). Des failles de même direction, de moindre importance, lui sont associées dans la partie médiane du bassin. La faille

de Brémont montre les traces explicites d'un jeu décrochant dextre intra-lutétien.

Structuration synsédimentaire éocène

Quatre exemples illustrent les relations existant entre la structuration et la sédimentation éocène : l'un concerne la déformation plicative, les autres la tectonique cassante. Plis et failles se développent concurremment. On présente d'abord le pli synclinal, trait majeur de la structuration.

Un plissement éocène diachrone

Le pli synclinal d'Eygalayes est le produit d'une structuration polyphasée qui se manifeste de manière distincte sur ses deux flancs.

Le flanc sud montre la succession lutétienne la plus épaisse et la plus complète (cf. supra). Le faciès sous aquatique des calcaires y est prédominant à partir de L2. Aucun indice particulier (biseau sédimentaire, développement de faciès de bordure, palustre ou bréchique) ne signale la proximité du rivage méridional, lequel devait donc se situer plus au sud. La flexuration du flanc sud a dû migrer progressivement vers le nord après le dépôt des marnes sableuses jaunes bartoniennes, pentées comme les dépôts lutétiens, et avant le dépôt des conglomérats ludiens, discordants sur les niveaux sous-jacents. L'épaisseur des marnes bartoniennes est maximale dans l'angle sud-ouest du synclinal et va s'amenuisant vers le nord (fig. 3). Ceci laisse deviner que le creux de la dépression recevant les dépôts fluviaux bartoniens était situé plus au sud, comme au Lutétien. Le flanc sud du synclinal actuel n'est donc qu'une *limite tectonique et d'érosion* qui ne coïncide pas avec une ligne paléogéographique, à la différence de la bordure nord.

Le flanc nord du synclinal, montre différents témoins d'une structuration contemporaine de la sédimentation lutétienne (fig. 10) :

- une forte discordance angulaire (d'environ 50° ; Mourreton et Brémont) sépare les couches turoniennes des calcaires lutétiens (L2) ;

- à la ferme Mourreton (bord de la route D170), les calcaires gréseux turoniens portés à la verticale sous la surface de discordance, ont été profondément cariés par les *Microcodium*. Cette altération bio-pédologique, largement développée ailleurs, sous les premiers dépôts lutétiens dans le périclinal d'Ozeron (voir plus haut), est *antérieure* au basculement de 40° des couches turoniennes (fig. 10B). En effet, le gradient d'altération (développement et densité des colonies laminaires de *Microcodium*) n'évoluent pas ici en croissant de bas en haut comme on l'observe normalement, mais horizontalement, du nord vers le sud, jusqu'à effacer presque entièrement la trace des bancs turoniens. L'activité cariante s'est développée initialement sur une vingtaine de mètres de profondeur, empruntant toutes les discontinuités disponibles (joints de bancs et diaclases) au sein du Turonien. Le paléosol à *Microcodium* a été surmonté par le faisceau calcaire L1, de

faciès palustre, à peine visible sous la discordance. Le basculement vers le sud du paléosol à *Microcodium* et du calcaire L1 est intervenu avant le dépôt des calcaires lacustres L2, lesquels ne contiennent pas de colonies de *Microcodium* (fig. 10B) ;

- on note aussi que le niveau à *Microcodium* est plus développé au flanc nord qu'au flanc sud du synclinal. Ceci peut être mis en relation avec la configuration paléotopographique initiale. On sait que les *Microcodium* se développent de préférence dans des sols et sous-sols calcaires non saturés en eau. Tel était le cas au flanc nord qui formait déjà une zone haute, tandis que le flanc sud était alors une dépression palustre dont le substratum était plus constamment noyé (fig. 5, 10A et 18) ;

- la discordance enregistrée entre L1 et L2 se rapporte à un événement tectonique intra-lutétien, ayant engendré une forte flexuration du flanc nord (de 40 à 50°). Celui-ci forme dès lors la marge septentrionale du bassin ;

- les silcrètes jaspoïdes décrits plus haut (faciès a3) se sont développés sur les calcaires turoniens et les niveaux à *Microcodium* du flanc nord, préalablement inclinés, fracturés et érodés ;

- la bordure nord est restée soumise à une déformation plus ou moins continue au Lutétien. Les calcaires L2 y montrent des faciès de bordure à croûtes stromatolithiques. Ils y sont peu épais et présentent souvent un faciès bréchique (cf. supra) dû à leur remaniement précoce (syndiagénétique) sur de courtes distances, à l'état de coulées boueuses (d4). Il s'y ajoute des débris anguleux du calcaire turonien également déstabilisé. La succession de phases de gauchissement sur la bordure nord du bassin fait apparaître au sein de l'ensemble L2 + M2 une discordance progressive en éventail s'ouvrant vers le sud, bien visible au sud de la colline de Brémont (fig. 10 C-D).

La faille de l'Ozeron et la sédimentation clastique lutétienne

À l'est de la faille de l'Ozeron (fig. 3), la sédimentation lutétienne se rapporte uniquement à l'intervalle L1 (brèches de cône alluvial, a2). Une faille méridienne située à l'est de celle de l'Ozeron a pu contribuer à l'édification de ce corps détritique : érosion active des calcaires turoniens et des niveaux à *Microcodium* sur son compartiment haut (à l'est), accumulation de produits clastiques coupés d'épisodes pédologiques carbonatés, formant un glacis alluvial en pied de faille (cf. fig. 17A).

La faille de l'Ozeron, joue avec une composante essentiellement normale (jeu normal dextre, fig. 11), entre les intervalles sédimentaires L1 et L2, le compartiment effondré étant à l'ouest.

L'escarpement qui tranche le glacis alluvial L1 conserve des parties du miroir de faille montrant les caractéristiques d'une déformation syndiagénétique (stries dites « molles » affectant un matériau non encore lithifié). Des blocs de brèche détachés de l'escarpement sont emballés dans les marnes M1, en pied de faille. Le jeu de l'accident peut être suivi dans le détail : (1) le compartiment haut a été

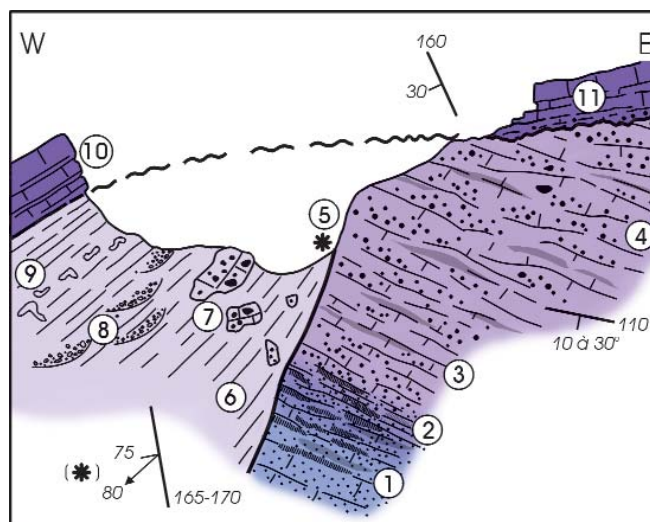


Fig. 11 - Représentation synthétique de la faille de l'Ozeron ; Substratum : 1. Calcaire gréseux du Turonien ; 2. Turonien profondément altéré par l'activité cariante des *Microcodium*. Intervalle L1 : 3. Calcaire détritique palustre à pisolithes vadoses et croûtes zonaires, partiellement silicifié (chailles stratoïdes) et passées bréchiques à débris de Turonien ; 4. Brèches et passées de calcaire détritique palustre ; indication d'un pendage moyen. Faille de l'Ozeron : 5. Paléoescarpement de faille et (*) mesure du plan de faille montrant des indices de déformation précoce (matériel affecté non lithifié). Intervalle M1 : 6. Marnes brun sombre à *Microcodium* ; 7. Marnes sableuses beiges incluant des blocs éboulés de l'escarpement (brèche et calcaire détritique palustre L1) ; 8. Marnes beiges à petits chenaux caillouteux (débris de Crétacé) ; 9. Marnes gris-beige à verdâtre à gros nodules calcaires pédogénétiques (avec moulage de racines). Calcaire L2 : 10. Calcaire lacustre en gros banc ; 11. Le même calcaire lacustre repose directement sur le L1 au-delà de la faille (schéma établi à partir de plusieurs affleurements, sans échelle précise ; hauteur environ 20 m).

Fig. 11 - Schematic reconstruction of the Ozeron Fault; Substratum: 1. Turonian sandy limestone, 2. Turonian limestone intensely altered by *Microcodium*. L1 sedimentary unit: 3. Detrital palustrine limestone with vadose pisoliths and caliche, partly silicified (stratobound chert) and breccia lenses with Turonian limestone debris; 4. Breccia with intervals of palustrine detrital limestone; indication of average dip. Ozeron Fault: 5. Paleo-fault scarp and fault plane measurement (*) with evidence of early deformation (unlithified sediment). M1 sedimentary unit: 6. Dark brownish *Microcodium*-bearing marls; 7. Beige sandy marls including blocks derived from the faultscarp (collapse breccia and palustrine detrital limestone L1); 8. Beige sandy marls cut by small pebbly channels (Cretaceous debris); 9. Grey-beige to greenish marls including a pedogenetic horizon with carbonate nodules and root casts. L2 limestone: 10. Thick-bedded lacustrine limestone; 11. The same limestone directly overlies L1 (detrital palustrine limestone and breccia) beyond the fault (schematic interpretation based on several outcrops, not to scale, some twenty metres high).

localement décapé de sa couverture de brèche au nord ; (2) les diaclases et petites fractures affectant son substrat turonien ont été colmatées par des filonnets subméridiens de silcrète ocre-jaune (voir ci-dessus) ; (3) lors du jeu majeur normal de la faille (anté-L2), les silcrètes étaient déjà en place ; elles sont affectées par le jeu de la faille libérant de petites esquilles dans les brèches de faille. Les calcaires L2 déposés dans le compartiment effondré à l'ouest sont d'emblée sous aquatiques (à la différence des brèches L1). Ils viennent finalement sceller l'escarpement de faille (fig. 11). Les jeux ultérieurs de la faille de l'Ozeron sont

insignifiants (petites fractures subméridiennes d'échelle métrique) à jeu normal dextre affectant les calcaires L2 non encore lithifiés.

Le décrochement synsédimentaire de Brémont

Le décalage en décrochement dextre du flanc nord du synclinal est bien visible dans le paysage aux environs de la ferme de Brémont (fig. 3). Le rejet horizontal des bancs turoniens fortement redressés est d'environ 500 m suivant une direction NW-SE. Ces couches font relief entre les marno-calcaires sableux cénomaniens et les marno-calcaires éocènes. Le calcaire L2 est ici peu épais, directement plaqué sur le Turonien. La déformation décrochante de Brémont est complexe. Le décrochement a affecté des couches turoniennes déjà fortement pentées (environ 40 à 50° sud) sur lesquelles se déposaient alors, en forte discordance angulaire, les calcaires L2 (fig. 10C) (cette discordance résulte de mouvements intervenus entre les dépôts L1 et L2, cf. Mourreton, fig. 10B). Le jeu de faille s'est d'abord manifesté par des fractures subméridiennes (N160 à N170) vraisemblablement disposées en échelon. Le mouvement final est un décrochement dextre sur une direction générale N140, antérieur à la flexuration du flanc sud du synclinal (et donc anté-bartonien supérieur). La formation de la structure peut être décomposée comme suit (fig. 12) :

- le secteur de Brémont est situé dans le prolongement sud de la faille sub méridienne d'Izon (N170) qui, au sud d'Izon-la-Bruisse, sectionne toute la série mésozoïque, de l'Oxfordien au Crétacé supérieur inclus (fig. 2). À l'extrémité est de la colline de Brémont, le Turonien est tranché suivant une direction générale N160 à N170 (fig. 3 et pl. VIII, 1) ;

- à l'extrémité est de Brémont comme à l'extrémité ouest de Mourreton, les tranches de bancs turoniens sectionnés sont drapées de brèche sédimentaire. Les éléments sont de gros blocs anguleux de calcaire turonien ($\approx$ 1 m) et des fragments ($\approx$ 0,2 m) de calcaires lutétiens démantelés à différents stades de lithification (principalement faciès palustre) (pl. VIII, 1 et 2). L'ensemble est pris dans une matrice de calcaire lutétien montrant des indices d'écoulement fluidal autour des blocs. Les sédiments calcaires L2 déjà déposés, partiellement indurés puis démantelés et la boue calcaire encore fluide se sont mêlés en « bavant » sur les escarpements, remplissant une ou des méga-fissures. La déformation responsable de la genèse des escarpements et des brèches, sur des directions N160-N170, est donc clairement intra L2 ;

- la formation de ces drapés de brèches, en contexte décrochant, pose problème. En effet, un jeu coulissant, même avec une légère composante normale, ne peut dégager suffisamment les escarpements turoniens et les mettre au jour dans les deux compartiments du décrochement. Seul le compartiment sud-est (ouest de Mourreton) pourrait dégager un escarpement libre (en raison du pendage sud anté-décrochement). Dans le compartiment nord-ouest (est de Brémont), les calcaires turoniens sectionnés seraient au contact des couches marno-gréseuses cénomaniennes. La mise en place d'un

drapé bréchique sur les deux compartiments de l'accident indique que la déformation, en relation avec le jeu décrochant, a débuté par la création d'une ou de plusieurs mégafentes ouvertes dans le matériau dur (calcaire turonien) (fig. 12A). Ces fentes, étroites et profondes (échelle décimétrique en longueur et profondeur ; plurimétrique en largeur), ont encore leurs épontes formées par les bancs turoniens lorsqu'elles sont remplies par les brèches à matrice carbonatée. Leur orientation sub méridienne, clairement oblique sur la direction générale NW-SE du décrochement, peut correspondre à différents motifs structuraux : soit un relais de fentes de tension en échelons dans un système de cisaillement simple ($\approx$ 1 subméridien), soit une mégafente initiale dans un système évoluant en pull apart ou conduisant à un dispositif en « flower structure » négative (fig. 12B). Les calcaires gréseux turoniens (en arrière de l'escarpement de Brémont) et les calcaires marno-gréseux cénomaniens (côté Mourreton) sont recoupés par des filons sédimentaires sub-verticaux, d'orientation générale sub-méridienne à NW-SE, remplis de calcaire micritique lutétien (longueur métrique à plurimétrique, largeur décimétrique à pluridécimétrique). Ils matérialisent le système de fentes ouvertes lors de la mise en tension du substratum dans la bande de décrochement, au stade initial du cisaillement, avant que celui-ci ne s'exprime par un décalage cartographique ;

- après quoi, le jeu décrochant dextre s'opérant, la mégafente se déchire, ses épontes se décalent, une part du remplissage bréchique reste solidaire de chaque compartiment. Finalement, l'érosion a déblayé les terrains meubles adjacents mettant au jour les paléoescarpements (fig. 12C, 14 ; pl. VIII, 1 et 2) ;

- des petites failles d'orientation NW-SE, parallèles à l'accident majeur, affectent les couches lutétiennes dans l'axe du synclinal (fig. 3), décalant le calcaire L3 non encore lithifié (failles syndiagénétiques) avec un faible rejet dextre (inframétrique), en fait essentiellement normal si l'on replace les couches affectées à l'horizontale. Ces failles pourraient être de nature gravitaire, induites par la présence en profondeur du couloir décrochant. Enfin, un jeu coulissant dextre limité (sans doute post-lutétien) est observable sur une direction N140, entre les marnes cénomaniennes et lutétiennes, immédiatement à l'ouest de la ferme Brémont.

En résumé, la faille de Brémont fournit un exemple peu commun d'accident décrochant dont on peut analyser la cinématique de manière intime, en relation avec la sédimentation. On retiendra les points suivants : (1) zone de fragilité préexistante facilitant la rupture (faille d'Izon) ; (2) stade initial de la déformation exprimé par la formation de fentes ouvertes dans les terrains turoniens et cénomaniens, remplies de brèches à matrice de sédiment lutétien (L2). Ce motif structural correspond à un dispositif de « fentes en échelons » dans un couloir de décrochement NW-SE, ou à un dispositif en « pullapart » ou « releasing bend » si on privilégie la mégafente décrite plus haut (à remplissage de brèche). Dans ce dernier cas, le relais sur décrochement peut être consécutif à l'interférence de la faille d'Izon sub-méridienne sur

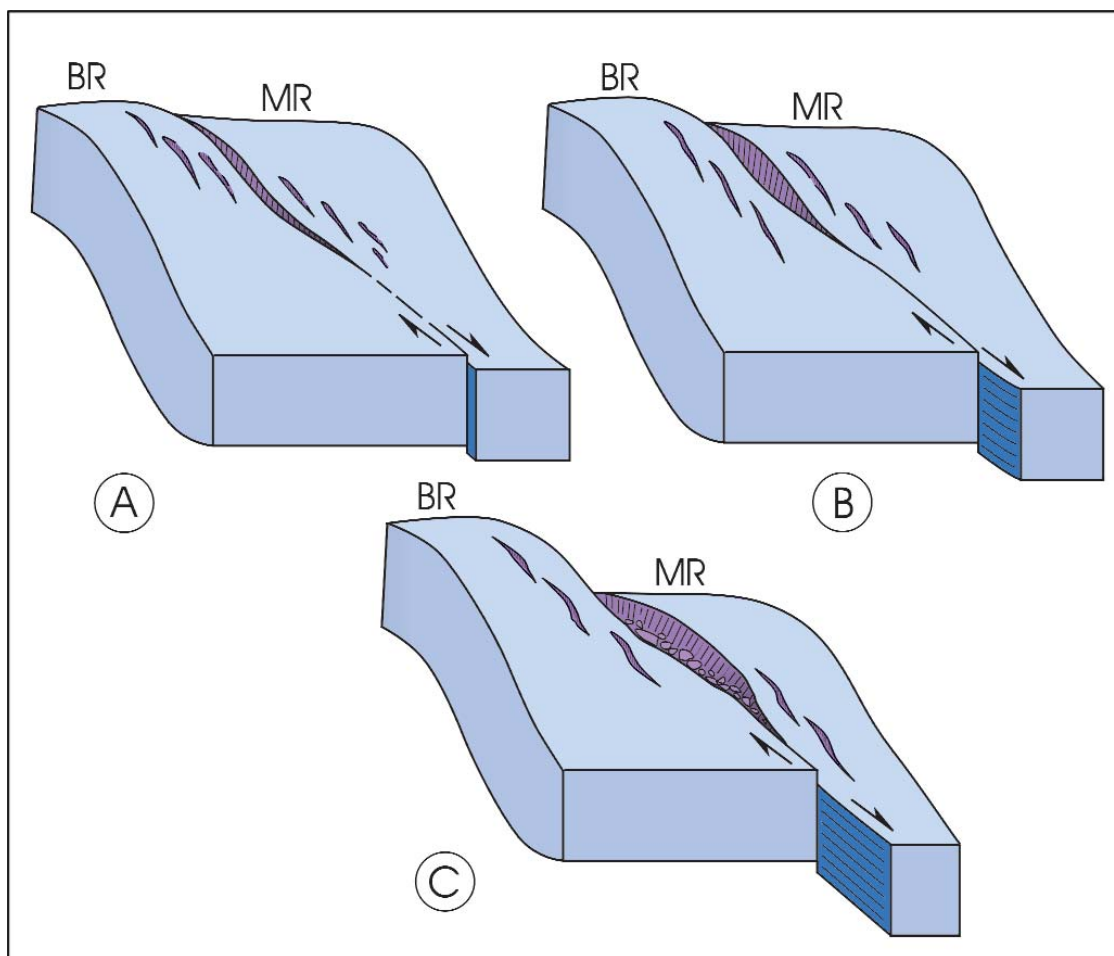


Fig. 12 - Représentation schématique du jeu décrochant lutétien de la faille de Brémont. A. Stade initial du décrochement affectant le flanc nord du synclinal déjà fortement pété (environ 40°) : fentes en échelon subméridiennes remplies de sédiment lutétien L2 ; B. Formation des brèches d'escarpement (blocs de Turonien + sédiment L2 à différents états de lithification) dans une fissure principale s'ouvrant en rhomb-graben ; C. Accentuation du jeu décrochant et individualisation des paléoescarpements bréchiqes : dépôts de marnes versicolores (M2) dans la dépression rhombique en cours d'ouverture ; BR et MR : collines de Brémont et de Mourreton.

Fig. 12 - Schematic reconstruction of the kinetics of the Bremond wrench fault during the Lutetian. A. Initial stage of wrenching that affected the steeply dipping (about 40°) northern fold limb: 'en-echelon' tension gashes (sub-N-S) filled with Lutetian carbonate (L2). B. Collapse breccia (blocks of Turonian limestone and unlithified Lutetian [L2] sediments) associated with the opening of a major rhombograbben gash. C. Increased wrench-faulting activity; individualization of paleo-scarps covered with breccia on both sides of the major gash; mottled marls (M2) in a rhomb-shaped depression. BR and MR: Brémont and Mourreton hills.

l'accident de Brémont NW-SE (fig. 3) ; (3) déformation en contexte de raccourcissement subméridien (s 1 à N165 - N170) ; (4) jeu décrochant de Brémont antérieur à la flexuration du flanc sud du synclinal, lequel ne montre pas de décalage horizontal comparable à celui du flanc nord (fig. 3, 14). Le décrochement est donc syn- à post- L2, certainement anté-bartonien supérieur. La dernière étape importante de la déformation, également anté-ludienne, est une forte accentuation de la flexuration des deux compartiments du décrochement (le Turonien est légèrement renversé à Brémont, cf. fig. 10C). La réactivation post-éocène du décrochement est insignifiante.

Les jeux éocènes de la faille d'Eygallayes

Cet accident situé à l'extrémité ouest du synclinal n'est pas une simple fracture linéaire mais une bande de déformation orientée NNE-SSW, large d'une centaine de

mètres et longue de 2 km. Cartographiquement, elle met en contact les couches lutétiennes et turoniennes, à l'est, avec l'épaisse série cénomaniennne à l'ouest (fig. 3, 13).

Le long de la zone de faille, un niveau calcaréo-détritique blanchâtre (0,5 m) de faciès palustre, à fragments peu émoussés du Céno-manien sous-jacent, grains de quartz et de glauconie, repose en *contact normal* sur les marno-calcaires sableux céno-manien, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion. Au-dessus, des marnes brun-noir à *Microcodium* en « épis de maïs », caractéristiques de l'intervalle M1, sont suivies de marnes beiges ou jaunâtres (épaisseur totale, environ 10 à 20 m) (fig. 13a). Localement (extrémité NNE, près de Brémont), des brèches sédimentaires à blocs de Turonien sont intercalées entre le Céno-manien et les marnes éocènes précitées. À ces niveaux succèdent les calcaires lutétiens lacustres blancs à chailles L2 (ε 20 m) à *Limnea alpina*,

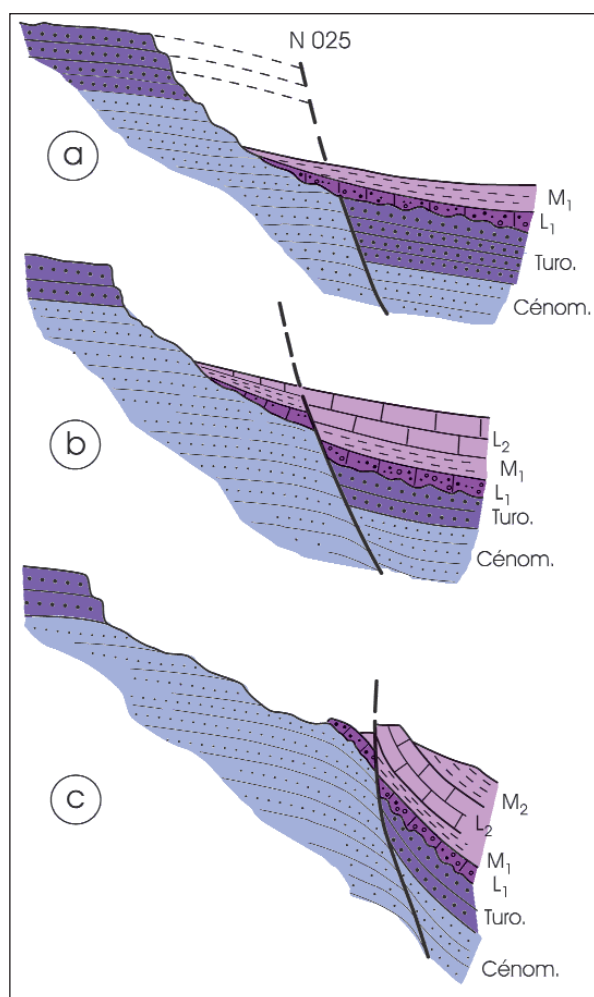


Fig. 13 - Différentes étapes du jeu de la faille d'Eygalayes.

a. Premier jeu vertical important antérieur au dépôt d'un calcaire palustre à débris de Crétacé (équivalent à L1), suivi de marnes sombres à *Microcodium* (L1), sur le compartiment ouest de la faille déjà fortement érodé.

b. Poursuite du jeu à composante verticale importante pendant le dépôt du calcaire lacustre L2.

c. Jeu post-Lutétien à composante sénestre probable ; forte flexuration et crochonnement des terrains situés le long de la faille, érodés et remaniés dans les conglomérats ludiens.

Fig. 13 - Successive stages of activity along the Eygalayes Fault.

a. Initial displacement with major vertical throw occurs prior to the deposition of a palustrine limestone containing Cretaceous clasts (equivalent to L1), and then dark brown *Microcodium*-rich marls (M1) on the already eroded western fault block.

b. Continued faulting with major vertical throw during deposition of the L2 lacustrine limestone.

c. Post-Lutetian faulting, probably with a sinistral component: strong flexure and drag in the rocks adjacent to the fault, eroded and reworked in the Ludian conglomerates.

Planorbis pseudoammonius, *Hydrobia* sp, fortement redressés tout le long de la zone de faille. Le contact avec les marnes M1 n'est pas visible ; il peut être étiré et froissé, en réponse au jeu de l'accident. Au-dessus des calcaires L2 viennent des marnes versicolores lutétiennes (M2 + M3) puis les marnes sableuses bartoniennes. Les calcaires de l'intervalle L3 ne sont pas visibles sur la bordure occidentale du bassin (fig. 3). Des fractures hectométriques, parallèles

à celle d'Eygalayes (N30), affectant à la fois les marnes lutétiennes et bartoniennes, sont scellées par les conglomérats ludiens peu pentés (fig. 3).

Ces données conduisent aux conclusions suivantes concernant le jeu éocène de la faille d'Eygalayes (fig. 13) : (1) en prenant pour repère le toit du Turonien, le rejet vertical total de la faille d'Eygalayes est d'au moins 400 m (à l'ouest de la faille, Turonien subtabulaire de Gonson à + 1 100 m et à + 700 m ou un peu plus bas à l'est, sous l'Eocène) ; (2) le plan de la faille cumulant un tel rejet vertical n'est évidemment plus visible, ayant subi une forte érosion dans les couches tendres cénomaniennes. Dans le compartiment haut, le Turonien subsiste à l'état de témoins réduits couronnant les reliefs de Gonson, du bois de Chassenaye et de Mévouillon. Les affleurements importants et continus du Turonien d'Eygalayes, doivent leur préservation au fait d'être situés dans le compartiment effondré à l'est de la faille. Le compartiment haut était déjà profondément affouilli jusqu'au Cénomanien lorsque se sont déposés les sédiments lutétiens (brèche de bases et marnes M1) (fig. 13a) ; (3) les calcaires lacustres L2 bien développés et franchement sous-aquatiques, indiquent qu'une dépression bien marquée était alors installée au pied de l'accident (fig. 13b, 17B) ; (4) la faille d'Eygalayes a été fortement réactivée après le dépôt des marnes sableuses bartoniennes, concordantes sur le Lutétien. Les calcaires lutétiens L2 furent alors vigoureusement redressés (pendages vers l'ESE $\pm 60^\circ$) et faillés (fig. 13c). Cette forte flexuration accompagne le redressement du flanc sud du synclinal, et l'accentuation du pendage au flanc nord (Brémont notamment). Il en résulte, au niveau du faisceau calcaire L2, une configuration en périclinal coiffé, bien mise en évidence par la cartographie (fig. 3), avec des pendages au nord, à l'ouest et au sud, fortement redressés (fig. 14) ; (5) au Bartonien supérieur, la déformation a occasionné une vive recrudescence de l'érosion qui alimente les coulées bréchiqes ludiennes (fig. 17D).

Les jeux ultérieurs de la faille d'Eygalayes (post éocène, voire post miocène inférieur d'après la position du Burdigalien de Mévouillon) (fig. 2), ne sont pas appréciés avec précision. Déformation cassante et plicative opérant simultanément, les failles subméridiennes (failles d'Ozeron et d'Eygalayes) jouent le rôle de rampes latérales accommodant le pli d'Eygalayes qui s'individualise ainsi par rapport à l'ensemble du synclinal de la Méouge.

Remarques microstructurales

L'étude des différentes déformations tectoniques synsédimentaires illustre bien le caractère polyphasé de la genèse du synclinal d'Eygalayes. L'activité de failles normales subméridiennes d'importance cartographique est attestée, dans le secteur de l'Ozeron, principalement pendant les intervalles L1-M1. La compilation de mesures dans le L2 et L3 incluant des failles à comportement hydroplastique de même direction montre le fonctionnement de paléofailles normales anté basculement indiquant une extension E-W. L'existence

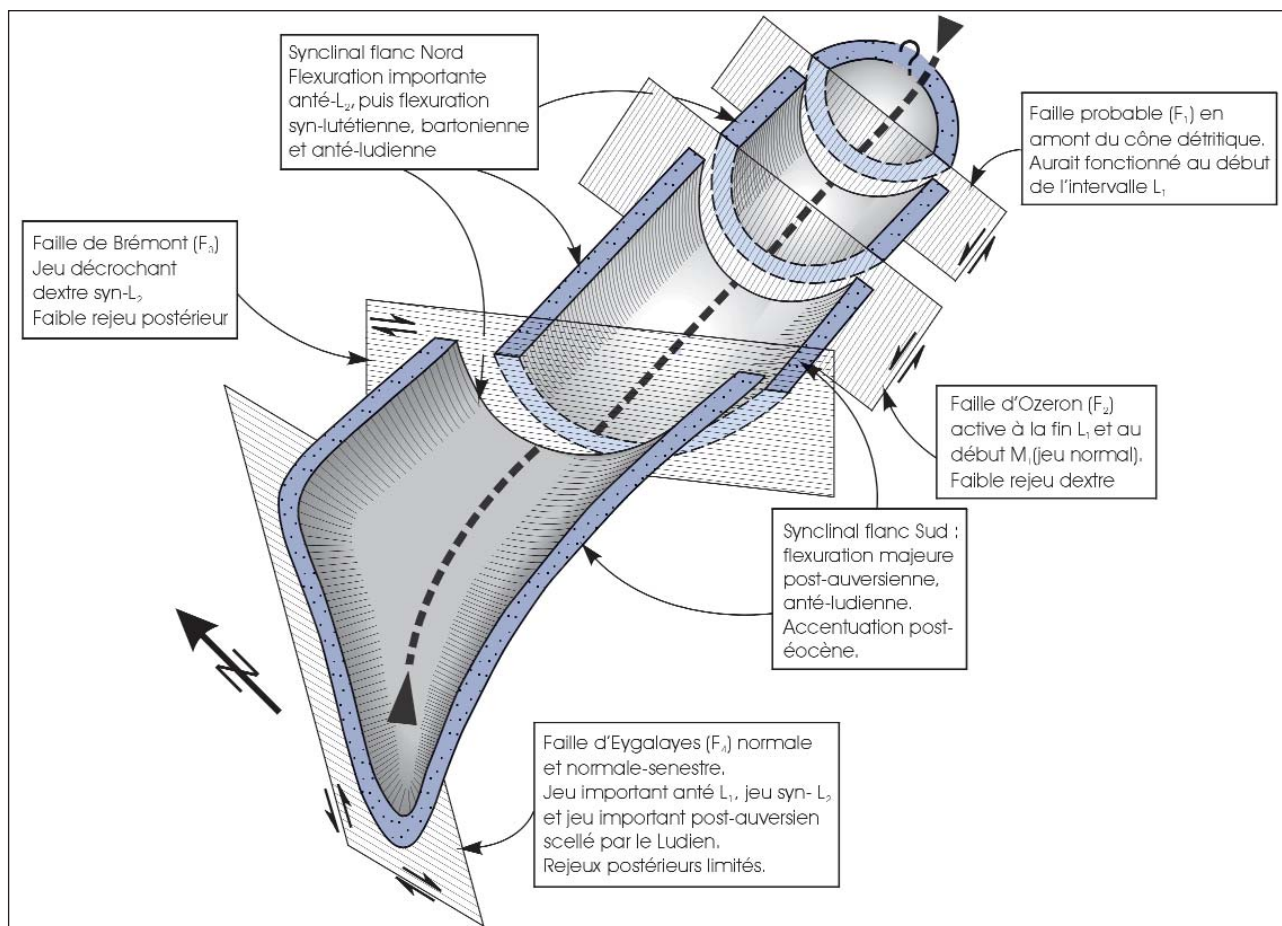


Fig. 14 - Représentation schématique des principales structures du bassin d'Egalayes, active à l'Eocène moyen-supérieur, avec indication des différents épisodes de déformation. Plissement et fracturation se sont manifestés simultanément ; les mouvements enregistrés le long des failles accompagnent le développement du pli synclinal.

Fig. 14 - Schematic diagram of the main structures of the Eygalayes Basin, active during Middle-Late Eocene times, with indication of the different deformation episodes. Faulting and folding acted simultaneously; the faults accommodated the development of synclinal folding.

d'un régime extensif bien individualisé au début de l'histoire du bassin est peu vraisemblable, d'autant que de telles déformations extensives hydroplastiques d'échelle métrique pourraient également correspondre à des mouvements gravitaires étirant les calcaires lutétiens suivant les paléopentes du bassin dirigées vers l'ouest. Il peut aussi refléter le fonctionnement du pull-apart de la colline Brémont et l'ouverture précoce des mégafentes ouvertes synsédimentaires contemporaines du L2 et M2. L'extension E-W s'inscrit vraisemblablement dans un régime général décrochant compressif subméridien induisant une extension orthogonale. Les données tectono-sédimentaires suggèrent l'existence d'un tel régime à partir de l'intervalle M1.

Des structures microtectoniques mesurées dans les calcaires du L1 au L3 indiquent deux paléorégimes décrochants compressifs pouvant expliquer la formation du synclinal (Javel, 2004). La compilation des sites indique un paléorégime en raccourcissement NNE-SSW anté-basculément attesté par des stylolithes et des failles (fig. 15). Ce régime tectonique pourrait expliquer la première étape de déformation du flanc nord du synclinal. À partir des mêmes sites de mesures, on définit également

un deuxième régime décrochant compressif NNW-SSW. Ce dernier est défini par deux faisceaux de failles conjugués compatibles à la fois avec des structures anté-basculément, syn-basculément (débasculément partiel) et post-basculément. Ceci suggère donc un paléorégime plus récent contemporain du plissement à la fois des flancs nord et sud du synclinal. Ce régime apparaît, de plus, parfaitement compatible avec le fonctionnement (L2) du décrochement dextre NW-SE de la colline Brémont et l'ouverture des mégafentes N 160° E (jeu postérieur à la forte discordance du L2 sur le Turonien du flanc nord).

La déformation éocène contemporaine de l'histoire sédimentaire du bassin d'Eygayes est donc essentiellement caractérisée par un raccourcissement subméridien, connu de longue date pour être la direction générale de la compression pyrénéo-provençale. Cette compression aurait oscillé entre NNE-SSW et NNW-SSE. Ces variations ont peu d'importance sur la structuration générale du pli synclinal sub-E-W. Par contre, les conséquences sont plus sensibles concernant le jeu de la faille NNE-SW d'Eygayes dont on a vu qu'elle est une des structures majeures du secteur oriental des Baronnies. La compression NNE-SSW a induit un jeu

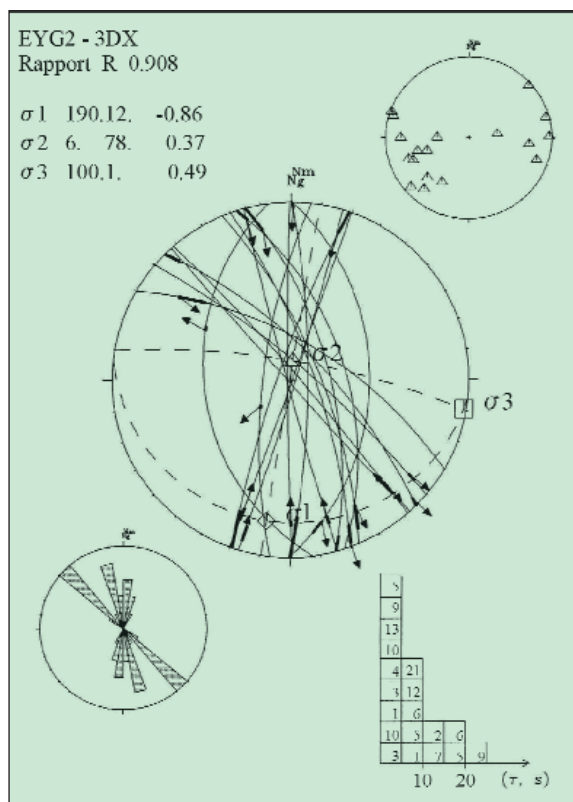


Fig. 15 - Stéréogramme illustrant un paléorégime tectonique intra-Lutétien (L2) ; calcul de tenseurs de paléocontraintes (méthode Carey) définissant la position et le rapport entre les trois axes de paléocontraintes.

Fig. 15 - Stereogram illustrating syn-Lutetian (L2) tectonism. Computing of paleostress tensors (Carey method) related to the situation and ratio of the three paleostress axes.

essentiellement normal, de forte amplitude, de la faille d'Eygalayes. La conservation du Turonien dans le compartiment effondré, la paléopente du bassin dirigée vers l'ouest (fig. 14), sont les conséquences durables de cet épisode. La compression NNW-SSE a engendré un jeu senestre de la même faille, sans doute responsable de la forte structuration et de l'érosion vigoureuse enregistrée à l'extrémité ouest du bassin à l'Eocène supérieur.

La permanence d'un régime compressif subméridien pendant une longue durée (Eocène moyen-supérieur, soit une quinzaine de millions d'années) est à souligner. Le régime de déformation en raccourcissement N-S se manifeste encore au Miocène (Villeger, 1984 ; Casagrande, 1985 ; Montenat *et al.*, 2000). Il existe aussi des indices d'un raccourcissement NE-SW mal situé dans le Néogène, voire le Plio-Quaternaire (Casagrande, 1985).

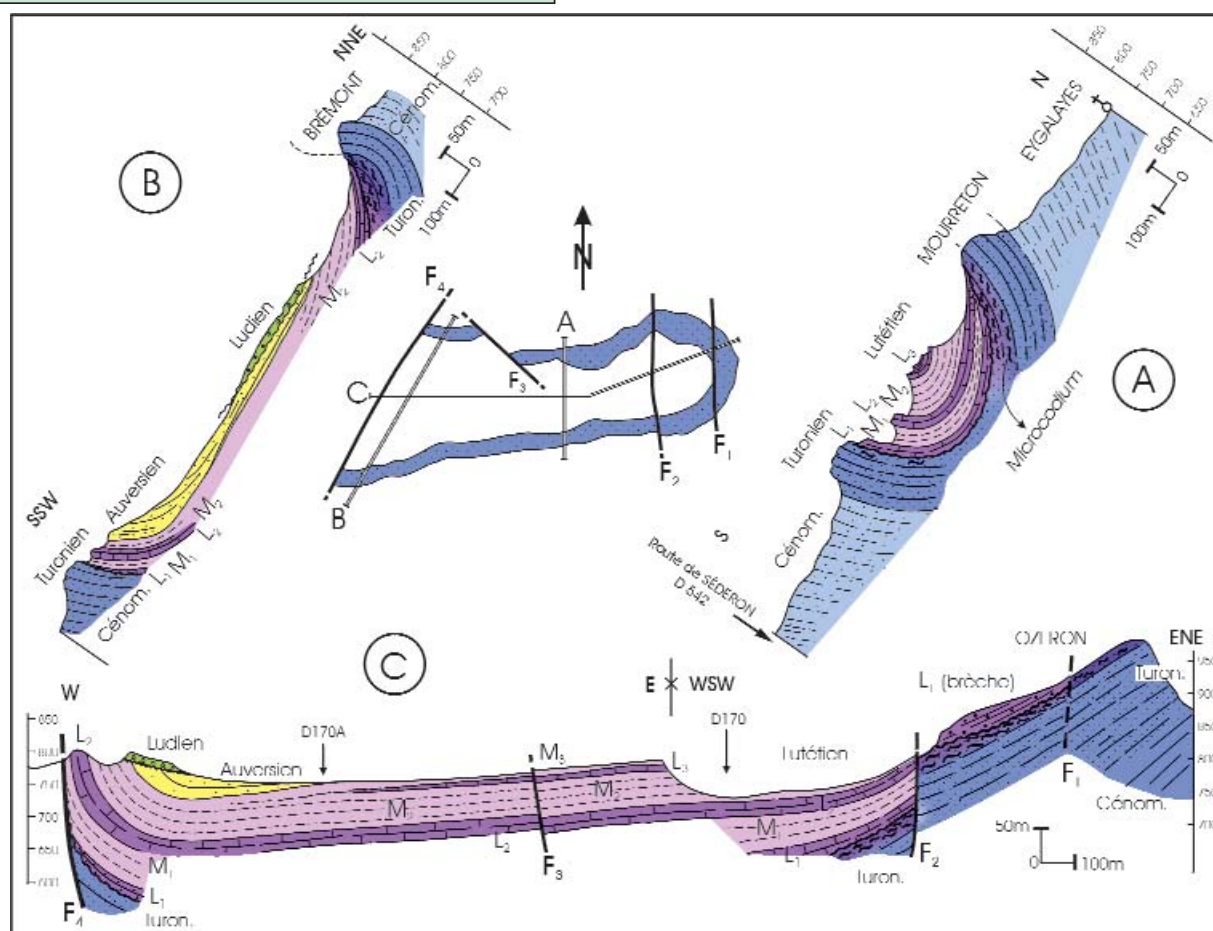


Fig. 16 - Coupes géologiques du bassin d'Eygalayes (A, B, C) et localisation des coupes. F1 faille orientale probable, F2 faille d'Ozeron, F3 faille de Brémont, F4 faille d'Eygalayes (voir fig. 3).

Fig. 16 - Geological cross-sections of the Eygalayes Basin (A, B, C) and location of the sections. F1 eastern fault (interpreted), F2 Ozeron Fault, F3 Brémont Fault, F4 Eygalayes Fault (see Fig. 3).

Évolution paléogéographique

Les données paléontologiques, stratigraphiques, sédimentologiques et paléotectoniques, permettent de tracer les grandes lignes du cadre paléogéographique éocène et de suivre son évolution au travers des chargements des environnements de dépôt.

Le paysage à l'aube de l'Éocène moyen

L'importante lacune, environ 40 millions d'années, séparant les dépôts turoniens des premiers sédiments lutétiens a dû comporter un ou plusieurs épisodes tectoniques compressifs fini-crétacés, se reliant peut-être à la phase « anté-sénonienne » du Dévoluy, plus probablement à celle dite « maastrichtienne », bien connue plus au sud, en Provence (Flandrin, 1966). On en décèle quelques manifestations dans des secteurs où une discordance sépare les premiers dépôts lutétiens de leur substrat crétacé supérieur : Dieulefit au nord, Nyons, Condorcet et col de Fontaube à l'ouest, bassin de Mormoiron au sud. La tectonique s'est donc alliée à l'érosion pendant cette période pour créer un paysage aux reliefs déjà contrastés à l'aube du Lutétien. Sous un climat chaud, à périodes alternativement humides et sèches, des sédiments détritiques ont commencé à se déposer dans les dépressions. Sur ces épandages et dans leur substrat calcaire se sont développés des horizons d'altération bio-pédologique à *Microcodium* (Triat et Truc, 1975) annonçant la sédimentation lacustre lutétienne. L'histoire du lac d'Eygallayes a commencé dans l'une de ces cuvettes déjà esquissée sur l'emplacement de ce qui deviendra le synclinal de la Méouge.

Fig. 17 - Illustration schématique de quatre étapes de l'évolution tectono-sédimentaire éocène du bassin d'Eygallayes.

A. Intervalle L1 : cône alluvial de l'Ozeron au pied de la faille orientale (F1) passant vers l'aval à des dépôts carbonatés palustres (blancs) et occasionnellement lacustres (bleus). Le bassin d'Eygallayes s'installe dans une dépression synforme préexistante. N.B. La bordure sud est supposée être, avant plissement, en position plus méridionale qu'actuellement.

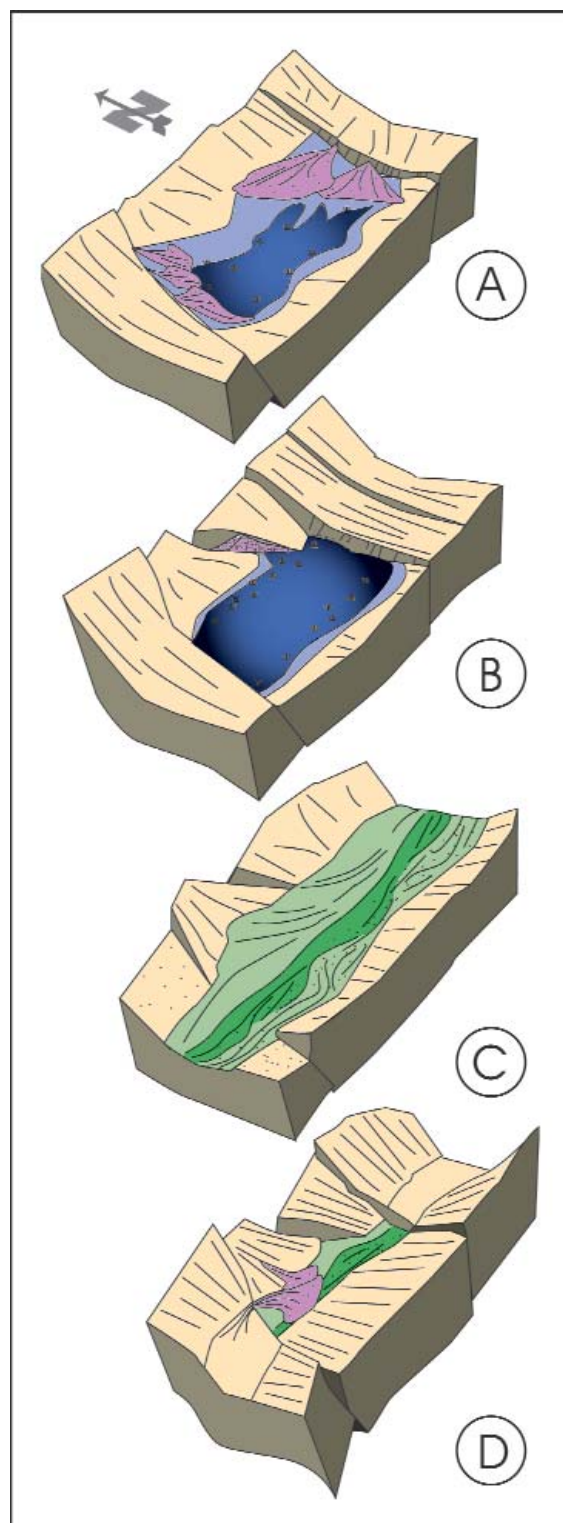
B. Intervalle L2 : la faille F1 n'est plus active ; la dépression lacustre est limitée par les failles de l'Ozeron (F2) à l'est et d'Eygallayes à l'ouest. Le flanc nord du synclinal est déjà bien marqué (environ 40°) et affecté par le jeu synsédimentaire du décrochement dextre de Brémont ; le lac a son extension maximale.

C. Episode fluviatile auversien. Erosion du compartiment haut de la faille d'Eygallayes (marnes gréseuses cénomaniennes) à l'ouest ; installation d'un réseau fluvial dans la gouttière synforme ; les marnes sableuses auversiennes correspondraient aux dépôts de débordement du cours d'eau sur sa plaine d'inondation.

D. Structuration majeure ludienne : forte érosion et mise en place de cônes torrentiels.

Fig. 17 - Schematic reconstruction of the four Eocene tectonic-sedimentary stages affecting the Eygallayes Basin.

A. L1 sedimentary unit: Ozeron alluvial fan on the downthrown side of the eastern fault (F1) grading downdip into palustrine (white) and locally lacustrine (blue) carbonate deposits. The Eygallayes Basin probably developed within a pre-existing synform depression. N.B. The southern margin, before folding, is assumed to have held a position farther south than at present.



B. L2 sedimentary unit. The F1 fault is no more active; the lacustrine basin is bounded by the Ozeron Fault (F2) to the east and the Eygallayes Fault to the west. The northern limb of the syncline dips steeply (about 40°) and is affected by synsedimentary wrench faulting (Bremont Fault F3); the lake reaches its widest extent.

C. Auversian fluvial episode. The upthrown side of the Eygallayes Fault (F4) is eroded (Cenomanian sandy marls) in the west. A drainage system runs along the synform depression. The Eygallayes yellowish sandy marls may be related to overflow deposits accumulated on the flood plain.

D. Major Late Eocene (Ludian) tectonic stage: deposition of alluvial fans related to intense erosion.

Paléogéographies lutétiennes

Lacs et playas au Lutétien : les rythmes sédimentaires

La sédimentation lutétienne est marquée par des rythmes d'amplitudes majeure et mineure.

Les cycles majeurs. Ils résultent de l'alternance de deux modes distincts dans la sédimentation (fig.18) :

- **la phase carbonatée lacustre** correspond à la production de boue calcaire déposée en milieux lacustre ou palustre (fig. 5A). La précipitation de micrite est due à des processus chimiques (augmentation périodique de la température des eaux) et/ou biochimiques (rôle des organismes photo synthétiques), les uns et les autres influant sur la pression de CO₂ dans les eaux. En milieu palustre, la décantation boueuse est relayée par les processus pédogénétiques donnant des profils à croûtes calcaires et pisolithes vadoses. Durant ces phases lacustro-palustres les apports terrigènes sont très réduits, limités à la frange du rivage ;

- **la phase « playa »** (fig. 5B) est surtout caractérisée par des dépôts terrigènes fins de plaine d'inondation (marnes silto-sableuses remaniées du Crétacé) associés à de petits chenaux microconglomératiques rares et éphémères, ayant fonctionné le temps d'une précipitation. Les épandages en nappes, non chenalisés sont nettement prédominants. Un apport notable de poussières éoliennes n'est pas exclu. Les sédiments ont été exposés durablement à l'air libre. L'eau séjourne peu en surface mais dans des nappes phréatiques peu profondes dont les battements, liés aux fluctuations de l'assèchement et de l'évaporation, ont donné naissance à des sols hydromorphes. Le piégeage des sédiments et de l'eau d'imbibition dans une dépression fermée soumise à une forte évaporation a entraîné une concentration des solutions favorable au développement de différents processus chimiques : façonnage de smectite très bien cristallisée, cristallisation diagénétique ponctuelle de sulfates (gypses, célestite), genèse *in situ* de minuscules quartz limpides bipyramidés, observés par ailleurs dans des sols tropicaux mal drainés à smectites (Baltzer et le Ribault, 1971), ou bien encore, formation de cordons de nodules carbonatés pédogénétiques (pl. VIII, 3). La dépression qui est le siège de ces phénomènes a les caractères d'une « playa », dépression continentale endoréique dans laquelle la sédimentation terrigène s'opère concurremment avec des processus diagénétiques évaporitiques.

Il existe trois phases lacustro-palustres principales (L1, L2, L3) et autant de type playa (M1, M2, M3), les dépôts terrigènes de playa représentant 70 à 75 % de l'épaisseur des sédiments lutétiens. L'absence remarquable des apports grossiers serait due, au moins pour partie, à la configuration de la cuvette endoréique, armée par les calcaires turoniens. Ceux-ci déterminent dans le paysage une cuesta périphérique tournée vers l'extérieur (comme aujourd'hui mais plus faiblement marquée), s'opposant au drainage d'alluvions conglomératiques vers la dépression.

Les causes de l'alternance de phases lacustres et de playa ne sont pas encore précisées. En effet, dans les

deux cas le climat est globalement du même type, tropical à saisons contrastées. La différence essentielle tiendrait aux variations du cadre hydrographique, les phases « playa » ne permettant pas le maintien d'une nappe d'eau permanente. Les données isotopiques (C et O) seraient susceptibles de pousser cette question plus avant.

Les cycles mineurs. Les dépôts lacustres montrent des variations cycliques à l'échelle des bancs, assimilables à la paraséquence. Les séquences les mieux marquées concernent l'intervalle L2 dans les secteurs proches des rivages du lac (fig. 9). Au flanc sud de Brémont, l'alternance de brèches calcaires (coulée boueuse) et de tapis stromatolithiques (fig. 10C) est sans doute sous contrôle tectonique, liée au gauchissement progressif de la bordure du bassin.

Tectonique et paléogéographie lutétienne

Les carbonates fournissent les meilleures informations permettant d'apprécier l'évolution tectono-sédimentaire du cadre paléogéographique (fig. 9A et 18).

Intervalle L1 (fig. 17A). La configuration paléogéographique est connue de manière partielle, les affleurements étant peu étendus et irrégulièrement distribués. Un cône alluvial occupe l'emplacement du périelinal actuel, probablement en contrebas d'un escarpement de faille submériidien entaillant les calcaires turoniens. Les épandages grossiers alternent avec des sols à profil calcaire différencié. En aval, les produits détritiques cèdent la place aux carbonates palustres du faisceau L1 qui, à leur tour, disparaissent vers l'ouest.

Intervalle L2 (fig. 17B). Il correspond à l'optimum du développement lacustre sur la partie du bassin actuellement visible. Ceci a été précédé de mouvements tectoniques importants (fin L1 et/ou intra M1) : (1) flexuration du flanc nord, (2) effondrement du compartiment ouest de la faille de l'Ozeron, (3) effondrement du compartiment est de la faille d'Eygayes. Le plancher lacustre est alors incliné d'est en ouest et du nord vers le sud : c'est au sud-ouest, au pied de la faille d'Eygayes, que les dépôts L2, entièrement sous-aquatiques, ont leur meilleur développement. Au contraire, la bordure nord du bassin (Brémont-Mourreton) instable, en voie de surrection constante, engendrait une résédimentation des carbonates à l'état de coulées boueuses (fig. 10C). Cette instabilité a culminé avec la manifestation synsédimentaire de la faille de Brémont ayant eu pour effet de « déchirer » en jeu dextre le flanc nord entre Brémont et Mourreton (fig.12). Ces mouvements accompagnent une sédimentation essentiellement carbonatée : les matériaux détritiques grossiers, produits de cette instabilité, sont rares ou étroitement localisés, à l'image de la méga-fente ouverte au stade initial du décrochement.

Les marnes de l'intervalle M2 (les mieux développées) ont enregistré, de manière atténuée, la même configuration de l'aire de dépôt : l'hydromorphie est mieux marquée sur le flanc nord, tandis qu'au sud et au sud-ouest la nappe phréatique subit des fluctuations de moindre ampleur ; le profil sédimentaire y est plus constamment et uniformément noyé.

Intervalle L3. Les dépôts à caractère franchement lacustre sont limités et les affleurements sont insuffisants pour être significatifs du point de vue paléogéographique. Le dernier niveau calcaire a subi une forte diagenèse dolomitique, illustrant, au niveau des carbonates, l'enrichissement en magnésium déjà évoqué à propos des argiles.

Images d'un lac lutétien

L'intervalle lacustre L2, le mieux développé, est celui qui livre le plus d'informations permettant d'esquisser une reconstitution du lac lutétien sous ses aspects environnementaux et paléobiologiques.

Les vertébrés découverts à l'est de la ferme Mourreton (Montenat, 1963), dans un secteur proche de l'ancien rivage, comportent des formes terrestres et aquatiques. Les calcaires à ossements renferment aussi des lithoclastes turoniens non émoussés dispersés dans le sédiment. Il s'agit des résidus les plus grossiers (« lag deposit ») d'apports torrentiels sporadiques dont la fraction plus fine (sable, gravier) a été dispersée plus avant.

Un poisson du groupe archaïque des holostéens, représenté par de grosses écailles ganoïdes (0,5 à 1 cm), est un Polyptère ou plutôt un Lépisosté. Les représentants actuels de l'un et l'autre groupe sont des prédateurs de grande taille, souvent comparés au brochet d'où le nom de « brochet osseux ». Ils vivent dans les lacs et les fleuves, en Afrique tropicale pour les premiers, en Amérique subtropicale et en Asie pour les seconds. Les Lépidostées étaient répandus à l'Éocène en Europe (par exemple *Lepidosteus* des sables à *Unio* yprésiens du bassin de Paris). Le Lutétien lacustre de Messel (Allemagne) a livré de nombreux restes de l'un de ces « brochets osseux », *Atractosteus*, long d'une quarantaine de centimètres (Koenigswald et Storch, 1998). La forme d'Eygalayes peut être proche de celui-ci.

Les restes de tortues aquatiques sont assez fréquents. Il existe des formes du groupe *Palaeochelys* s.l. dont *Juvemys labarrieri* (Hervet, 2003), tortue d'eau douce carnivore. Des restes plus ponctuels se rapportent au genre *Trionyx* dont les représentants actuels, vivants dans les cours d'eau des régions tropicales et subtropicales, sont des prédateurs agressifs.

Un crocodile de taille moyenne (± 1,5 m) est connu par des dents et des plaques dermiques osseuses. Les dents coniques légèrement incurvées ressemblent à celles du saurien connu dans le Lutétien lacustre d'Argenton-sur-Creuse. Le petit crocodile cuirassé (environ 1 m) du lac de Messel à fortes plaques dermiques peut donner une image de l'espèce d'Eygalayes (Koenigswald et Storch, 1998). Il existe aussi dans les calcaires L2 des objets sédimentaires qui se relie à la biologie des crocodiliens :

- **des gastrolithes.** De petits cailloux siliceux noirâtres, brun-jaune, rougeâtres ou blanc laiteux, allongés, mesurant 1 à 2,5 cm, très émoussés, voire remarquablement polis et brillants, se rencontrent isolés au sein du calcaire L2 de faciès lacustre littoral ou palustre, sans autre trace d'éléments détritiques. Cette disposition et le poli très particulier de leur surface (alors que les lithoclastes turoniens

sont généralement anguleux) laissent supposer qu'il s'agit de pierres stomacales ou gastrolithes, bien connues chez les dinosauriens, et aussi chez les oiseaux (pl.V, 1 à 3). On sait que les crocodiliens ingurgitent couramment des pierres qui séjournent dans l'estomac, aident à triturer la nourriture et acquièrent à cette occasion leur poli particulier. Elles sont périodiquement régurgitées. Le squelette d'un petit crocodilien du Lutétien de Messel (*Diplocynodon*) montre à l'emplacement de l'estomac une accumulation de ces petits cailloux, à différents stades d'émoussé, certains étant parfaitement polis, comme ceux d'Eygalayes (Koenigswald et Storch, 1998).

- **les œufs.** Dans l'Ozeron, où se rencontrent les gastrolithes (calcaires L2), existent aussi des corps ovoïdes légèrement asymétriques, réniformes, de dimensions et de formes constantes (5 à 6 cm de long, 2,5 cm de diamètre), faits du même calcaire blanc que la roche encaissante (pl.V, 5 et 6). Ils sont surtout fréquents dans les dépôts palustres et lacustres à traces de racines. La surface de l'ovoïde, assez lisse, montre parfois l'empreinte d'une pellicule mince ou d'une membrane craquelée (pl. V, 6). La forme générale, les dimensions, l'empreinte d'une enveloppe membraneuse, suggèrent qu'il s'agit de moulages d'œufs de crocodiliens. À peu de distance à l'est du gisement de vertébrés, les calcaires lacustres à limnées et planorbes, parcourus de traces de racines de végétaux aquatiques contiennent nombre de ces ovoïdes (moulages externes et internes). Ce sont peut-être des œufs noyés accidentellement ou entraînés dans l'eau après éclosion, piégés dans les herbes aquatiques, près du rivage.

La faune mammalienne est dominée par le Lophiodontidé *Lophiodon isselense* s.l., gros herbivore d'allure tapiroïde qui vivait dans des zones humides boisées. Les restes osseux collectés appartiennent à des individus mâles et femelles, âgés, matures ou juvéniles (avec dentition de lait). Cette diversité de l'échantillon suggère que les *Lophiodon* vivaient près des rives du lac où ils se nourrissaient de végétaux ligneux coriaces (fig. 18). Un Lophiodontidé plus petit, *Chasmothereium*, cohabitait avec *Lophiodon* comme c'est souvent le cas dans les biotopes de l'Eocène moyen. Des équidés primitifs *Pachynolophus* et *Propalaeotherium* et d'autres formes (arthiodactyle et carnivore indéterminés) sont représentés de manière sporadique ; ils vivaient probablement davantage à l'écart du lac. On considère généralement que ces petits équidés primitifs occupaient un milieu humide assez couvert.

La malacofaune aquatique, limnées, planorbes et hydrobies est abondante par places (L2 et L3). Les hydrobies sont surtout concentrées dans les parties ouest et sud-ouest du bassin. À la différence des précédents, ces mollusques ont besoin, pour leur reproduction, de plantes aquatiques sur lesquelles se fixent les œufs. Les accumulations d'hydrobies dans les secteurs occidentaux où la tranche d'eau était la plus importante ne correspondent probablement pas à leur lieu de vie dans des herbiers (absence de traces de racines et de fragments de tiges de charophytes). Les coquilles ont pu être déplacées et accumulées *post mortem* à la faveur des courants et/ou des coups de vent. Les gastéropodes terrestres sont pratiquement inexistant malgré la fréquence des dépôts exondés (1 seul exemplaire de *Filholia*).

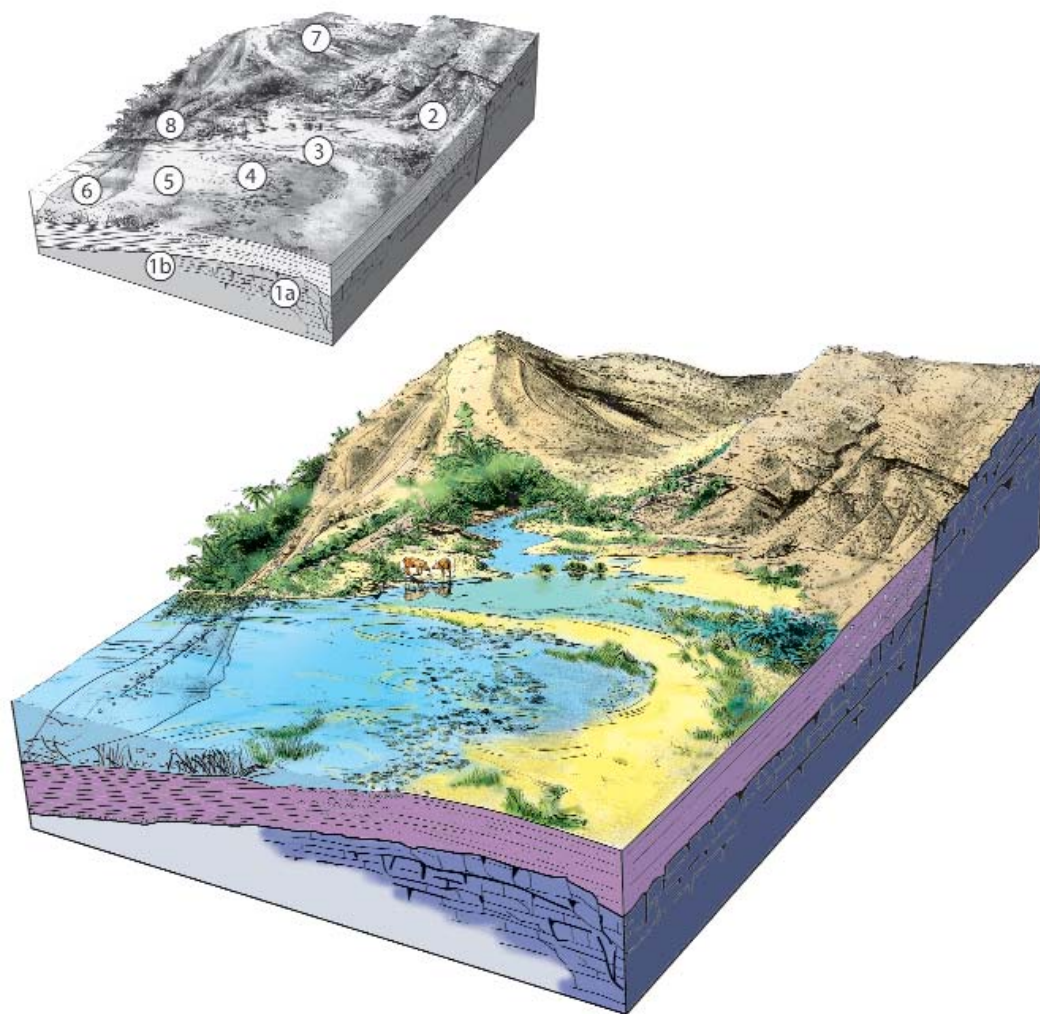


Fig. 18 - Reconstitution des principaux environnements de dépôts lacustres et péri-lacustres du bassin lutétien d'Eygalayes (N.B. le milieu de « playa », qui se substitue périodiquement à l'environnement proprement lacustre, n'est pas figuré). 1. Altération bio-pédologique à *Microcodium* : (1a) pénétrant les réseaux de fissures et de cavités karstiques, (1b) se réduisant en direction des dépressions noyées. 2. Cône alluvial à éléments peu déplacés et mares temporaires à dépôts calcaréo-détritiques et sols calcaires. 3. Aire inondée par intermittence : boue carbonatée soumise à la pédogenèse (sol à croûte calcaire) (= dépôt palustre) sous couvert végétal réduit. 4. Vasière à mottes stromatolitiques. 5. Aire lacustre permanente à dépôts carbonatés et prairies sous-aquatiques à charophytes. 6. Petite coulée boueuse (déstabilisation de sédiments palustres). 7. Altérites siliceuses (silcrète) développées sur des épaulements du substrat turonien. 8. Taillis littoraux de zone humide à *Lophiodon* (dessin G. Coppier).

Fig. 18 - Reconstruction of the main lacustrine and peri-lacustrine environments in the Lutetian Eygalayes Basin (N.B. The playa environment that periodically succeeded the lake is not represented). 1. Microcodium-bearing soil horizon (1a) in the fractured and karstified substratum, (1b) pinching out towards the saturated zone. 2. Alluvial fan with proximal supply and ephemeral pond with marl and clastic carbonate deposits. 3. Temporarily swamped area: palustrine carbonate mud subject to pedogenesis (caliche) under a sparse vegetation cover. 4. Mud flat with algal mat. 5. Strictly lacustrine deposits, locally with aquatic plants (Charophytes). 6. Small mud flow associated with the destabilization of palustrine sediments. 7. Silcrete developed on hihs of the Turonian substratum. 8. Littoral wetland copses with *Lophiodon* (drawing by G. Coppier).

Ostracodes et foraminifères benthiques. Les ostracodes, à test lisse et mince, sont abondants mais n'ont pu être déterminés. Leur fragmentation intense et quasi-systématique en très petits débris résulte d'une bioturbation intense exercée, pour l'essentiel, par les ostracodes eux-mêmes, et par les processus de compaction. À de rares exceptions (dépôts laminés, voir plus haut), le caractère quasi-systématique de la bioturbation indique une bonne oxygénation des fonds lacustres. Les foraminifères benthiques non remaniés, appartenant à deux ou trois taxons différents, dont les Rosalines, et les miliolidés sont abondants dans l'intervalle L2 (fig. 8 et pl. VI 1-8). Les foraminifères ne sont pas rares dans les lacs paléogènes

(Limagnes, fossé d'Alès, etc.) mais il s'agit, en général, de dépôts d'âge éocène supérieur oligocène (fossé de Sault-de-Vaucluse ; Saillard, 1990). Ce sont des communautés pauvres en espèces, voire monospécifiques, représentées par de nombreux individus. Ces organismes nécessitent une certaine salinité des eaux mais les données sur ce point sont imprécises ou contradictoires. Les foraminifères sont rarement cités dans les lacs lutétiens. Les Rosalines éocènes du Bassin de Paris (Le Calvez, 1970) vivaient dans des milieux de salinité très variable, depuis les eaux marines littorales jusqu'aux lagunes dessalées. Leur introduction dans le lac d'Eygalayes, comme en d'autres cas similaires, pose un problème biogéographique non résolu. On notera

qu'elle intervient ici lors de l'extension maximale de la nappe d'eau lacustre. Les rivages les plus proches de la mer lutétienne subalpine, étaient à plus d'une centaine de kilomètres à l'est. Pour expliquer l'ensemencement en foraminifères dans des secteurs dépourvus de connexions paléogéographiques avec le milieu marin, on invoque souvent le rôle d'oiseaux aquatiques migrateurs ou susceptibles d'effectuer de longs trajets, transportant les microorganismes, éventuellement sous forme de kystes résistants, fixés à leurs pattes ou aux plumes. Ces migrations passives ont pu s'opérer de proche en proche, d'un lac à l'autre, depuis des rivages marins éloignés. S'agissant du Lutétien, on ne connaît pas de jalons de cette dissémination.

L'ensemble des données paléobiologiques permet de restituer l'image d'un lac lutétien assez vaste et pérenne, aux eaux bien oxygénées, d'un volume suffisant pour abriter une faune diversifiée incluant des vertébrés prédateurs. Les données concernant les vertébrés orientent vers la reconnaissance d'un climat tropical/sub-tropical, ce qu'indiquent aussi les données sédimentologiques. La faune mammalienne, lophodontidés et dans une mesure moindre équidés primitifs, laisse deviner l'existence d'une végétation arbustive offrant la nourriture ligneuse coriace (feuilles, branchages) convenant à ces animaux. Quelle que soit sa nature, la végétation entourant le lac devait être assez fournie pour constituer une sorte de barrière ou de filtre naturel contrecarrant l'introduction du matériel terrigène dans le lac (fig. 18).

Paléogéographies bartoniennes

Les marnes sableuses bartoniennes inaugurent un nouveau régime sédimentaire : la décantation carbonatée lacustre, ou les épandages terrigènes de playa cèdent la place aux dépôts détritiques fluviaux. Ceci traduit une modification orographique importante : à la dépression lutétienne, succède l'incision d'une vallée bartonienne. L'affouillement des marnes cénomaniennes à l'extrémité ouest du bassin (ouest de la faille d'Eygallayes) a pu occasionner cette modification du paysage (fig. 17C). Les corps sableux bartoniens sont interprétés comme des faciès de débordement, en période de crue, associés à un chenal principal, situé alors plus au sud. La fraction argileuse de ces dépôts se distingue par une teneur notable en chlorite (fig. 7) (Grossetti, 1999). Ce minéral ne peut être hérité, ni des marnes crétacées (Néocomien à Turonien), ni des marnes lutétiennes qui n'en contiennent pratiquement pas. Sa néogénèse en milieu fluvial ou lors de l'enfouissement (insignifiant) n'est pas envisageable. La source la plus probable de chlorite est à rechercher dans le remaniement des niveaux d'âge jurassique supérieur et néocomien. Les marnes callovo-oxfordiennes (« Terres noires ») occupant les vallées de la Durance et du Buëch (nord de Sisteron) en contiennent une forte proportion, croissant vers l'est, jusqu'à 60 à 70 % de la fraction anguleuse à l'est de Digne (Barlier *et al.*, 1974 ; Levert, 1991). Levert indique aussi une forte teneur en chlorite (de 30 à 60 %) dans l'Oxfordien de l'anticlinal de Séderon (sud d'Eygallayes). À l'est du Buëch (nord de Sisteron) les marnes et calcaires du Kimméridgien

et du Valanginien montrent une évolution assez comparable à celle de l'Oxfordien. La teneur en chlorite croît aussi vers l'est ou le nord-est. Les teneurs significatives en chlorite concernent plus les bancs de calcaires argileux que les interbancs marneux (Levert, 1991). Si on admet que les marnes se prêtent mieux que les calcaires au remaniement par les eaux de ruissellement, une origine de la chlorite à partir des marnes oxfordiennes paraît être la plus plausible. Laissant de côté la question non tranchée de l'origine précise des chlorites remaniées (secteur de la Durance ou zone proche de Séderon), le point essentiel à retenir est l'enregistrement, le remaniement, dans la sédimentation fluviale bartonienne, de niveaux profondément enfouis jusque-là : les « Terres noires ». Cette percée de l'érosion prend place dans le déroulement de la phase tectonique pyrénéo-provençale. Les remaniements ont pu diffuser largement dans le flot des eaux boueuses en période de crue, comme on peut encore le voir aujourd'hui, et se mêler à des apports plus locaux.

Au Bartonien supérieur (Ludien), la sédimentation détritique devient brusquement beaucoup plus grossière (cônes alluviaux), alimentée localement par l'érosion torrentielle dilacérant des structures actives (zone de flexure le long de la faille d'Eygallayes par exemple) (fig. 17D). La fraction argileuse est dépourvue de chlorite.

Conclusion

Le synclinal éocène d'Eygallayes a montré un enregistrement exceptionnel des événements sédimentaires et tectoniques « pyrénéo-provençaux », couvrant l'intervalle Eocène moyen supérieur (fig. 19).

Sédiments, paléomilieus et paléoclimats. En prélude à la sédimentation éocène, des niveaux d'altération bio-pédologique à *Microcodium* se sont développés, en surface et dans des réseaux souterrains, sur des aires restées longtemps émergées, ici comme dans les régions plus méridionales (Triat et Truc, 1975).

La sédimentation lutétienne est à caractère cyclique : il existe trois ou quatre alternances majeures lac/playa pour l'ensemble du Lutétien. Les données paléobiologiques concernant l'intervalle L2, le mieux connu, indiquent l'existence d'une nappe d'eau permanente, suffisamment étendue et bien oxygénée pour abriter une faune de vertébrés bons nageurs et prédateurs actifs (poissons, chéloniens, crocodiliens). Autour du lac vivait une faune mammalienne dans laquelle prédominaient les herbivores de milieu couvert et relativement humide (lophodontidés et équidés primitifs). La barrière végétale péri-lacustre contribue sans doute à limiter l'introduction de matériel déritique dans le lac (fig. 18).

La sédimentation lutétienne, dans son ensemble, traduit l'influence d'un climat tropical à saisons contrastées, alternativement humides et sèches. Différentes études (Zubakov et Borzenkova, 1990 ; Dercourt *et al.*, 1995) conduisent à situer le bassin subalpin méridional au Lutétien entre 30° et 40° de paléolatitudes nord, tandis qu'à la même époque, la limite nord de la zone tropicale était

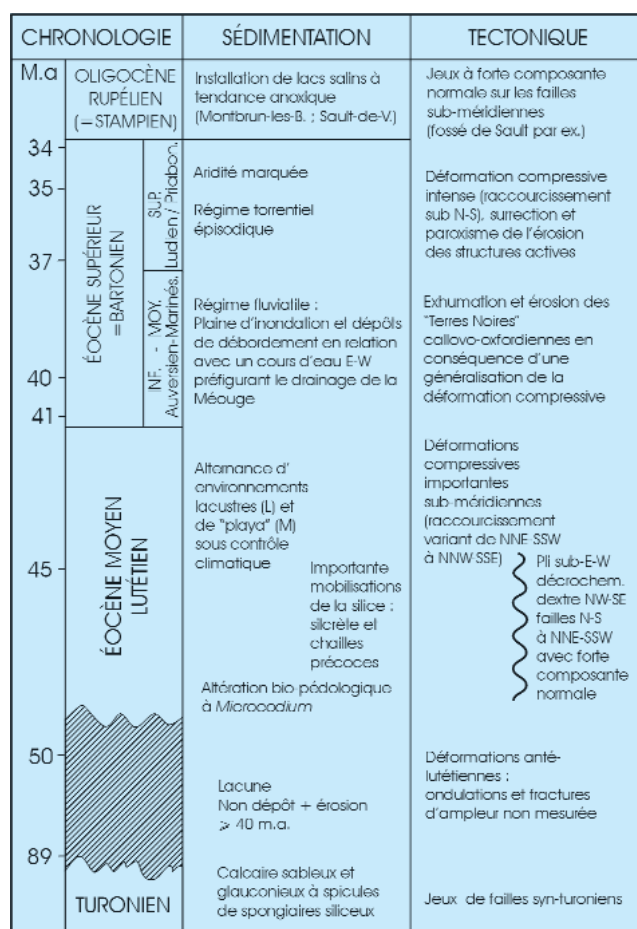


Fig. 19 - Chronodiagramme des principaux événements sédimentaires et tectoniques éocènes du bassin d'Eygales.

Fig. 19 - Chronodiagram of the main Eocene sedimentary and tectonic events recorded in the Eygalayes Basin.

repoussée d'une quinzaine de degrés de latitude vers le nord (Crowley et North, 1991). Notre région se situait donc alors dans la zone tropicale vers la limite, sans doute fluctuante dans le temps, entre les domaines de forêt et de savane (Zubakov et Borzenkova, 1990).

L'alternance de phases humides et sèches du climat lutétien a favorisé la mobilisation et la fixation de volumes considérables de silice : chailles précoces dans les carbonates lacustres/palustres et dans les dépôts calcaréo-détritiques de glaciis alluvial ; silcrète ; néoformations de quartz bipyramidés dans les sédiments de playa. Par ailleurs, l'environnement géochimique conduit à une smectitisation envahissante des sédiments argileux.

Au Bartonien inférieur-moyen le climat reste à saisons alternées avec périodes sèches marquées comme peut l'indiquer les cernes très contrastées des bois de *Cupressoxylon* (J.C. Koeniger, comm. pers.). La modification essentielle du cadre paléogéographique tient à l'instauration d'un régime fluvial et, corrélativement, à l'apparition d'apports terrigènes plus lointains. Il est possible que s'installe dès lors un drainage fluvial régional E-W au nord des crêtes du Ventoux-Lure déjà esquissées (de Lapparent, 1941). On en reconnaît d'autres indices au Stampien (apport de minéraux et de microfaunes remaniées d'origine orientale dans le lac oligocène de Montbrun-les-Bains, cf. fig. 1 ; Saillard, 1990), puis surtout au Miocène moyen (« paléo-Durance » ; Montenat *et al.*, 2000).

Évolution structurale. Le bassin éocène d'Eygales permet d'analyser dans le détail les manifestations de « la » phase tectonique pyrénéo-provençale dans les chaînes subalpines méridionales. La longue période de non-dépôt et d'érosion comprise entre le Turonien et le Lutétien a dû connaître un début de structuration compressive sur laquelle on est peu renseigné aujourd'hui. Un aspect original de la tectonique lutétienne, en régime compressif décrochant, est l'enregistrement synsédimentaire de déformations variées : plis, décrochements et failles normales. Il est à noter que cette structuration synsédimentaire n'engendre pas, sauf très localement, de produits clastiques importants. Elle n'altère pas davantage les rythmes sédimentaires majeurs carbonatés (lacustre/palustre) et terrigènes fins (playa). La tectonique influence néanmoins la sédimentation, en modifiant la configuration de l'aire de dépôt (jeux de failles et de flexures entraînant l'inclinaison du plancher du bassin).

Au Bartonien inférieur-moyen, un changement radical de l'orographie (installation d'un régime fluvial) et de certains paramètres sédimentologiques (argiles) peut être mis en relation avec la généralisation et l'accentuation de la déformation, certaines structures étant dès lors érodées jusqu'à un niveau profond, atteignant les marnes callovo-oxfordiennes. La déformation compressive culmine au Bartonien supérieur (conglomérats ludiens) qui correspond au paroxysme de la phase pyrénéo-provençale. L'épisode tectonique ludien met fin au fonctionnement des aires de sédimentation éocènes qui sont alors activement démantelées. Les bassins lacustres oligocènes sont distribués suivant un canevas paléogéographique renouvelé, dans un contexte tectonique différent.

ANNEXE

Guide de visite des principaux sites d'intérêt géologique
du synclinal d'Eygaldes (carte, fig 20)

La variété des sites d'intérêt pédagogique et scientifique, rassemblés sur la faible étendue du synclinal d'Eygaldes, incite à proposer un circuit de visite comportant une description succincte des sites accompagnée d'une carte de localisation (fig. 20). Pour plus de détails on se reportera au texte de l'article et aux figures qui l'accompagnent.

1. Niveaux d'altération bio-pédologiques à *Microcodium* au contact du Turonien et du Lutétien, bien exposés dans un ravin, juste au nord du flanc boisé méridional de l'Ozeron.

2. Faciès de cône alluvial et intercalations de calcaire palustre à croûtes calcaires et pisolithes vadoses (intervalle L1).

3. Bord du chemin parcourant le périclinal de l'Ozeron. Faciès détritique à ovoïdes *incertae sedis*, probablement moulés dans des gaines organiques (cf. pl. IV, 1 à 4).

4. Escarpement de la faille de l'Ozeron entaillant la brèche de cône alluvial (L1) ; miroir de faille normale avec indice de déformations à l'état plastique (fig. 11).

5. Séquences à mottes stromatolithiques dans les calcaires lacustres L2, bien exposées en bord d'un ravin N-S (cf. fig. 9A).

6. Site du gisement de vertébrés à *Lophiodon* et reptiles dans des calcaires du L2, au contact du Turonien, au bord sud d'un ravin E-W.

7. Calcaires L2 : dépôt lacustre proche du rivage, à traces de racines, contenant des ovoïdes interprétés comme des moulages d'œufs de crocodiles (voir texte).

8. Sous la ferme Mourretton (bord de route) : contact discordant entre le Turonien subvertical, corrodé par les *Microcodium*, et les calcaires du L2 (fig. 10B).

9. Faille listrique à jeu synsédimentaire et syndiagénétique dans le Turonien (en montant dans la colline immédiatement à l'ouest de la route) (direction NW-SE après débasculement).

10. Contact entre les calcaires du Turonien marin et du Lutétien palustre, sans discordance perceptible ; la corrosion par les *Microcodium* est plus discrète ici que sur le flanc nord. Le faciès lacustre sous-aquatique se développait peut-être plus au sud, dans un secteur érodé ultérieurement lors de la formation du pli synclinal.

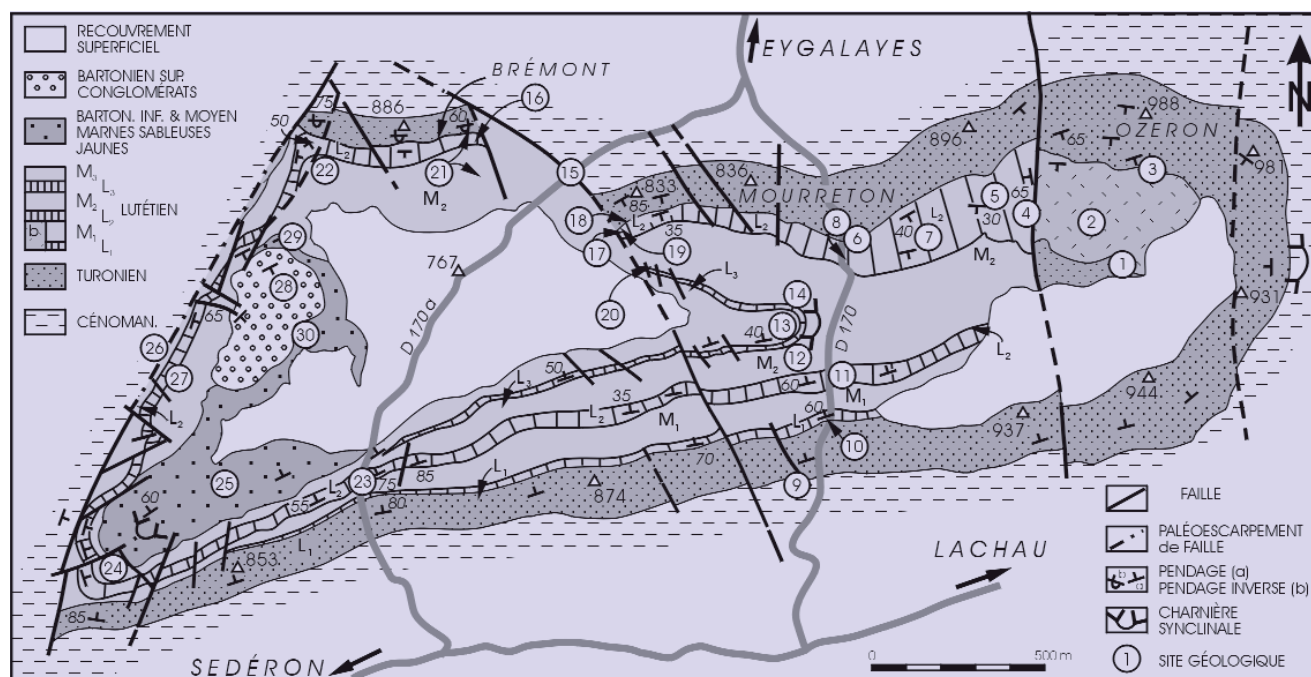


Fig. 20 - Visite des principaux sites d'intérêt géologique du synclinal d'Eygaldes (voir description en annexe).

Fig. 20 - Field guide of the Eygaldes syncline: main exposures of interest (see description in appendix).

11. Faciès des calcaires L2 montrent une alternance cyclique de dépôts lacustres et palustres incluant des épisodes stromatolithiques (fig. 8 et 9).

12. Faciès des marnes versicolores M2 alternant avec les calcaires lacustres L2 et L3. Niveau remarquable de gros nodules carbonatés pédogénétiques formés au niveau des racines et petits chenaux microconglomératiques à galets de Crétacé.

13. Les calcaires lacustres L3 (beau faciès à oogones de charophytes côté sud) alternant avec des marnes versicolores, marquent la charnière du pli synclinal d'Eygayes, dont l'axe est légèrement penté vers l'ouest.

14. Les marnes M2 sont moins épaisses et d'un faciès un peu différent au nord, en relation avec la structuration précoce du flanc nord du synclinal.

15. La déchirure en décrochement dextre du flanc nord suivant une direction générale NW-SE (faille de Bremont) est bien visible dans le paysage.

16. Paléoescarpement de faille entaillé dans les bancs du Turonien, drapé par une brèche à gros blocs (Turonien et calcaires lutétiens remaniés à différents états de lithification) pris dans une matrice carbonatée lutétienne (sédiment palustre remanié à l'état fluide) (pl.VIII, 1 et 2).

17. Paléoescarpement de dimension plus modeste (blocs et matrices analogues, plaqués sur la tranche des bancs turoniens sectionnés (genèse du décrochement, voir fig. 12).

18. Dans le même secteur, belles séquences détritiques chenalisées dans le Turonien.

19. Le calcaire L2 de faciès palustre moule des irrégularités du substrat turonien. Les dépôts sous-aquatiques sont développés plus au sud.

20. Petites failles syndiagénétiques (plans à stries « molles ») de direction NW-SE (jeux apparents dextres), probablement des failles normales ultérieurement basculées.

21. Flexuration synsédimentaire du flanc nord du synclinal à Bremont. Séquences à coulées boueuses

successives suivies d'épisodes à mattes stromatolithiques équivalents au L2 ; discordance progressive en éventail au sein des marnes M3 (voir fig. 10C).

22. Ravin en contre-bas de la colline de Bremont. Série lutétienne à dominance marneuse avec intercalations de calcaires palustres et nombreux chenaux remaniant des calcaires gréseux crétacés.

23. Séquence lutétienne : L1 presque absent, réduit à un liséré de carbonate détritique palustre ; M1 marnes brun-noir à *Microcodium* ; L2, dépôt entièrement sous-aquatique envahi par la silicification (chailles stratoïdes) ; M2 et L3 très réduits ; fracturation syndiagénétique, ultérieurement basculée dans le L3.

24. Calcaire L2 : faciès sous-aquatique le mieux développé. Virgation de la barre L2 (de N60° à N00°) indiquant que le calcaire n'a pas été sectionné par la faille d'Eygayes mais flexuré au voisinage de celle-ci (fig. 14).

25. Faciès des marnes sableuses jaunes du Bartonien inférieur moyen.

26. Calcaire détritique (équivalent de L1) reposant sur le Cénomaniens qu'il remanie, suivi par les marnes brun-noir à *Microcodium* (M1) (voir fig. 13a).

27. Barre calcaire L2 de faciès sous-aquatique, fortement redressé à la faveur d'une forte flexuration d'âge éocène supérieur (fig.13b).

28. Faciès des coulées boueuses du cône alluvial d'âge ludien à *Plagiolophus minor*. Belle vue vers l'est sur le péclinal de l'Ozeron.

29. Marnes versicolores lutétiennes, marnes sableuses jaunes à passée ligniteuse du Bartonien inférieur moyen, d'épaisseur réduite ; fractures mineures parallèles à la faille d'Eygayes, scellées par les dépôts du cône alluvial ludien.

30. Partie sommitale des marnes sableuses jaunes bartoniennes ayant livré de nombreux bois fossiles et des empreintes de feuilles.

Références

- Adolphe J.-P. (1981) - Observations et expérimentations géomicrobiologiques et physico-chimiques des concrétionnements carbonatés continentaux actuels et anciens. Thèse Sciences, Université P. et M. Curie, 81-84, 339 p.
- Anonyme (1817) - Essai sur la statistique, l'histoire et les antiquités du département de la Drôme. 493 p.
- Avias S. (1949) - Note préliminaire sur quelques phénomènes actuels ou subactuels de pétrogenèse et autres, dans les marais côtiers de Moindou et de Canala (Nouvelle-Calédonie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **13**, p. 277-280.
- Baltzer F., Le Ribault L. (1971) - Néogenèse de quartz dans les bancs sédimentaires d'un delta tropical. Aspect des grains en microscopie électronique et optique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **273**, p. 1083-1086.
- Barlier J., Ragot J.-P., Tournay J.-C. (1974) - L'évolution des Terres Noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. *Bull. BRGM*, section II, 6, p. 533-548.
- Bignot G. (1994) - L'énigme des *Microcodium*. *Bull. Soc. Géol. Normandie et amis Musée du Havre*, **81**, 2, p. 25-47.
- Blancherie F. (1963) - Etude géologique détaillée de la région de Montbrun-les-Bains (Drôme). DES, Univ. Lyon, 72 p.
- Bodergat A.-M. (1974) - Les *Microcodium* - Milieux et modes de développement. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **62**, p. 137-235.
- Brown R.W. (1935) - Further notes on fossil larval chambers of mining bees. *Washington Acad. Sci.*, **25**, p. 526-528.

- Calvet F., Julia R. (1983) - Pisoids in the Caliche Profiles of Tarragona (NE Spain). In T.M. Peryt Ed. "Coated Grains", Springer-Verlag, p. 456-473.
- Casagrande-Foretti L. (1985) - Evolution tectono-sédimentaire post-éocène de la bordure ouest des Baronnies et du massif de Suzette (chaînes subalpines). Thèse Sci., Univ. Paris-Sud (Orsay), 164 p.
- Cavelier C. (1984) - Paléogène. In Debrand-Passard S. « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». Mém. BRGM, **125**, p. 389-468.
- Crowley T.J., North G.R. (1991) - Palaeoclimatology. *Oxford monographs on Geology and Geophysics*, **18**, 322 p.
- Demarcq G., Latreille G., Mein M., Porthault B., Truc G. (1969) - L'Eocène du domaine Rhodanien et des régions circum-voisines. *Mém. BRGM*, **69**, p. 397-408.
- Dercourt J., Ricou E., Vrielynck B. (1995) - Atlas Téthys Palaeocontinental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 p.
- Ducreux J.-L., Billaud Y., Truc G. (1988) - Traces fossiles d'insectes dans les paléosols rouges de l'Eocène supérieur du nord-est du Massif Central français : *Celliforma arvernensis* *ichnosp. nov.* *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 4, p. 167-178.
- Dunham R.-J. (1969) - Vadose Pisolite in the Capitan Reef (Permian) New Mexico and Texas Depositional Environments in Carbonate Rocks. *Soc. Econ. Pal. Miner., Sp. Publ.*, **14**, p. 182-191.
- Esteban Cerda M. (1972) - Una nueva forma de prismas de *Microcodium elegans* Glüch 1912 y su relación con la caliche del Eoceno Inferior, Marmellá, provincia de Tarragona (España). *Rev. Inst. Inv. Geol. Dept. Prov. Barcelona*, **27**, p. 65-81.
- Esteban Cerda M. (1974) - Caliche Texture and "*Microcodium*". *Bull. Soc. Geol. Ital.*, **92**, p. 105-125.
- Esteban Cerda M. (1976) - Vadose Pisolite and Caliche. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **60**, 11, p. 2048-2057.
- Flandrin J. (1966a) - Remarques stratigraphiques, paléontologiques et structurales sur la région de Séderon. *Bull. Serv. Carte. géol. Fr.*, **272**, p. 315-345.
- Flandrin J. (1966b) - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 8, p. 376-386.
- Flandrin J. (coord.) et coll. (1975) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Nyons (891). Notice explicative par Flandrin J. et coll., BRGM édit.
- Freytet P. (1971) - Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés aux dépôts fluviaux dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* **XIII**, 3, p. 245-258.
- Freytet P. (1984) - Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par érosion et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*, **8**, 1, p. 223-247.
- Freytet P., Plaziat J.-C. (1982) - Continental Carbonate sedimentation and Pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of Southern France. *Contrib. Sedim.*, **12**, 213 p.
- Gay M., Moullade M., Lorenchet de Montjamont M. (1966) - Feuille Le Buis au 1/80 000, 3^{ème} édition. Serv. Carte géol. France.
- Genise J.-F. (2000) - The ichnofamily Celliformidae for *Celliformia* and allied ichnogenera. *Ichnos*, **7**, p. 267-282.
- Giresse P. (1968) - Authigenèse actuelle de quartz pyramidés dans la lagune de Fernan-Vaz (Gabon). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **270**, p. 145-147.
- Goguel J. (1946-1947) - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **223**, 46 p.
- Golle C. (2002) - Sédimentologie du bassin d'Eygayes. *Mém. Apt. Géol. IGAL*, **275**, 94 p.
- Grossetti E. (1995) - Etude sédimentologique du bassin éocène d'Eygayes (Baronnies, France). *Mém. Apt. Géol. IGAL*, **125**, 85 p.
- Guendon J.-L., Parron C., Triat J.-M. (1983) - Incidences des altérations crétacées sur la notion de Sidérolithique dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 25, p. 41-50.
- Handshin E. (1944) - Insekten aus dem Phosphorit des Quercy. *Schweiz. Palaeont. Abhand.*, Bd. 64, p. 1-23.
- Hervet S. (2003) - Le groupe « *Palaeochelys sensu lato*-Mauremys » dans le contexte systématique des Testudinoidea aquatiques du Tertiaire d'Europe occidentale. Apports à la biostratigraphie et à la paléobiographie. Thèse Muséum Nat. Hist. Nat. Paris.
- Hibsch C., Kandel D., Montenat C., Ott d'Estevou P. (1992) - Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif du Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, Sud-Est de la France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **2**, 163, p. 147-158.
- Javel S. (2004) - Etude microstructurale dans les Baronnies. *Mém. Apt. Géol., IGAL*, **330**, 70 p.
- Klappa C.-F. (1978) - Biolithogenesis of *Microcodium*: Elucidation. *Sedimentology*, **24**, 4, p. 489-522.
- Koenigswald W. Von, Storch G. (1998) - Messel. La Mémoire de la nature. Le Seuil Edit., 151 p.
- Krumbein W.-E., Giele C. (1979) - Calcification in a coccoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites. *Sedimentology*, **26**, 4, p. 593-604.
- Lapparent A.F. de (1941) - Les phases de plissements tertiaires dans la région du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, 11, p. 75-86.
- Lapparent J. de (1922) - De quelques manières d'être des calcaires oolithiques. Congrès géol. Intern. Bruxelles, 1922. CR XIII^{ème} session, 3, p. 1303-1307.
- Le Calvez Y. (1970) - Contribution à l'étude des foraminifères paléogènes du bassin de Paris. *Cahiers de Paléontologie*.
- Le Goc B. (1977) - Contribution à l'étude géologique (stratigraphie et paléogéographie) du Gargasien au Sénonien de la région Ventoux-Lure (chaînes subalpines méridionales). DES, Univ. Claude-Bernard, Lyon I.

- Lever J. (1991) - Répartition géographique des minéraux argileux dans les sédiments mésozoïques du bassin subalpin : mise en évidence d'une diagenèse complexe. *Docum. Lab. géol. Lyon*, **114**, 175 p.
- Lucas G., Montenat C. (1967) - Observations nouvelles sur les structures internes et le mode de développement de *Microcodium*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 9, p. 909-918.
- Menillet F. (1980) - Les lithofaciès du calcaire de Beauce (Stampien supérieur et Aquitainien) du bassin de Paris (France). *Bull. BRGM*, IV, 1, p. 15-55.
- Meyer R. (1984). - Fixation de la silice dans les environnements continentaux. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **8**, 1, p. 195-207.
- Monier P., Cavelier C. (1991) - Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000^e), feuille Vaison-la-Romaine (915). Orléans, BRGM, 55 p. Carte géologique par Monier P., Flandrin J., Truc G. et coll., 1987.
- Montenat C. (1963) - Découverte de mammifères dans l'Eocène d'Eygalayes (Drôme). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **246**, p. 4942-4943.
- Montenat C. (1968) - Contribution à l'étude des formations tertiaires continentales des Baronnies (Chaînes subalpines méridionales). *Bull. BRGM*, section I, 2, p. 1-18.
- Montenat C. (1973) - Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (provinces d'Alicante et de Murcia). Thèse Sciences, Univ. Paris-Sud (Orsay), 1170 p.
- Montenat C. (1977) - Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Lyon*, **69**, 345 p.
- Montenat C. (1981) - Observations nouvelles sur les croûtes calcaires pléistocènes du Sud-Est de l'Espagne (Province d'Alicante et de Murcia). *Géologie Méditer.*, **VIII**, 3, p. 137-154.
- Montenat C., Echallier J.-C. (1977) - L'importance des structures organiques de type *Microcodium* dans la constitution des croûtes calcaires pléistocènes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 285, p. 3-6.
- Montenat C., Ott d'Estevou P., Saillard M. (1986) - Sur la tectonique anté-cénomaniennne du fossé de Sault-de-Vaucluse (Chaînes sub-alpines méridionales). *C.R. Acad. Sci., Paris*, **303**, 7, p. 609-612.
- Montenat C., Barrier P., Garnier L. (2000) - La sédimentation miocène au nord des massifs de Ventoux-Lure (Chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, **3**, p. 3-32.
- Porthault B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la « fosse vocontienne » et des régions limitrophes (France, Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. Thèse Sci., Univ. Lyon, 342 p.
- Rio M. (1982) - Les accidents siliceux dans le Crétacé du bassin vocontien (Sud-Est de la France). Contribution à l'étude de la silicification des formations calcaires. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, **84**, 178 p.
- Riveline J., Berger J.-P., Feist M., Martin-Closas C., Schudack M., Soulie-Märsche I. (1996) - European Mesozoic-Cenozoic Charophyte Biozonation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, 3, p. 453-468.
- Ruellan A. (1970) - Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya. Thèse Sci., Univ. Strasbourg, 482 p.
- Rutte E. (1958) - Kalkkrusten in Spanien. *Neues JB. Geol. Pal. Abh.*, **106**, p. 52-138.
- Saillard M. (1990) - Evolution tectono-sédimentaire du fossé de Sault et du bassin de Montbrun-les-Bains durant l'Oligocène (Vaucluse-Drôme). Thèse Univ. Provence (Aix-Marseille I), 286 p.
- Sanz M.-E., Alonso Zarga A.-M., Calvo J.-P. (1995) - Carbonate Pond Deposits Related to Semiarid Alluvial Systems; Examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, **42**, p. 437-452.
- Triat J.-M., Truc G. (1975) - La surface à *Microcodium* ; nature et origine de ces organismes. In Livret guide, excursion A2, Alpes-de-Haute-Provence et Vaucluse, IX^e Congrès Intern. Sédimentologie, Nice, 1975, p. 18-21.
- Truc G. (1975a) - Sols à profil calcaire différencié et pellicules rubanées dans le Paléogène du Sud-Est de la France. In Colloque « Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale », Strasbourg 1975, p. 101-113.
- Truc G. (1975b) - Les encroûtements carbonates liés à la pédogenèse. Rôle important des microorganismes : biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. In Livret guide, excursion A2 Alpes-de-Haute-Provence et Vaucluse, IX^e Congrès Intern. Sédimentologie, Nice, p. 47-55.
- Truc G. (1978) - Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludian (Paleocene) of Mormoiron Basin, southeastern France. In: Matter & Tucker M.E. (Eds.): Modern and Ancient Lake Sediments. Sp. Publ. I.A.S., **2**, p. 189-203.
- Valleron N.M. (1981) - Les faciès calcaires du Lutétien à *Planorbis pseudoammonius* dans le Bas-Languedoc. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Strasbourg, 108 p.
- Villegier M. (1984) - Evolution tectonique du panneau de couverture nord-provençal (Mont Ventoux, Lubéron, Moyenne Durance). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris-Sud (Orsay), 174 p.
- Vogt T. (1984) - Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **8**, p. 209-221.
- Zubakov V.A., Borzenkova I.-I. (1990) - Global palaeoclimate of the late Cenozoic. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **12**, 456 p.
- Zuidam R.-A. Van (1975) - Calcrete - A review of concepts and an attempt to a new genetic classification. In Colloque « Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale ». Univ. Strasbourg, p. 92-98.

PLANCHES / *PLATES*

PLANCHE I / PLATE I

1 - Microfaciès du calcaire Turonien sous-jacent au Lutétien. Packestone sableux à spicules de spongiaires calcifiés et grains de glauconie dispersés. Ces spicules représentent un volume considérable de silice mobilisable (chailles lutétiennes notamment).

1 - Microfacies of the Turonian limestone underlying the Lutetian deposits. Sandy packstone with calcified sponge spicules and local glauconite grains. The spicules represent a considerable amount of silica available for mobilization (particularly the Lutetian cherts).

2 - *Microcodium* palissadiques corrodant le substrat turonien (base de la série éocène) ; amas bruns entre les *Microcodium* formés par le résidu insoluble (argile, glauconie, mica, spicules en opale) issu de la dissolution des calcaires par les *Microcodium* (cf. Lucas et Montenat, 1967). Péricleinal de l'Ozeron.

2 - Palisadic *Microcodium* corroding the Turonian substratum (base of the Eocene succession). Brown accumulations between the *Microcodium* composed of insoluble residue (clay, glauconite, mica, opal spicules) resulting from limestone dissolution (corrosion) by *Microcodium* (cf. Lucas et Montenat, 1967). Ozeron pericline.

3 et 4 - Calcaire palustre lutétien (L_1 , péricleinal d'Ozeron). Carbonate micritique et microsparitique (teinte brun sombre) à nombreux grains de quartz anguleux hétérométriques. Empreinte pédologique marquée par le développement de *Microcodium* tubulaires dans le sédiment, peut-être autour de radicelles (axe sombre). Nombreux prismes dispersés de *Microcodium* (notamment fig. 4) issus de colonies antérieures éparpillées (mouvement *in situ* dans le sol). Un début de silicification (opale) se manifeste au voisinage des colonies de *Microcodium* (plages beige clair ; fig. 4).

3 and 4 - Lutetian palustrine limestone (L_1 , Ozeron pericline). Dark-brown carbonate (micrite and microspar) including numerous angular heterometric quartz grains. The pedogenetic influence is reflected by numerous tubular *Microcodium* developed within the sediment, possibly around rootlets (dark axis). Numerous scattered *Microcodium* prisms (especially on Fig. 4) resulting from the breakdown of pre-existing colonies due to intra-soil movements. The silicification (non-crystalline silica) began close to the *Microcodium* colonies (light beige area; Fig. 4).

5 - Calcaire palustre lutétien (L_1 , péricleinal d'Ozeron). Silicification préférentielle précoce des *Microcodium* tubulaires (silice microcristalline en gris) Lumière polarisée (LP).

5 - Lutetian palustrine limestone (L_1 , Ozeron pericline). Preferential and early silicification of tubular *Microcodium* (microcrystalline silica; grey area) Polarized light (PL).

6 - Calcaire détritique pédogénétique (L_1 , synclinal flanc sud, route D170). Fond micritique et microsparitique ; quelques ébauches de pisolithes vadoses (pv) ; les grains comportent une faible part de quartz anguleux (q) ; il s'agit pour l'essentiel de prismes de *Microcodium* éparpillés (comparer avec figure 4).

6 - Pedogenetic clastic limestone (L_1 , southern syncline limb, road D170). Micritic and microspar carbonate with local vadose pisoliths (pv); the grains show a small amount of angular quartz (q), essentially individual *Microcodium* prisms (compare with fig. 4).

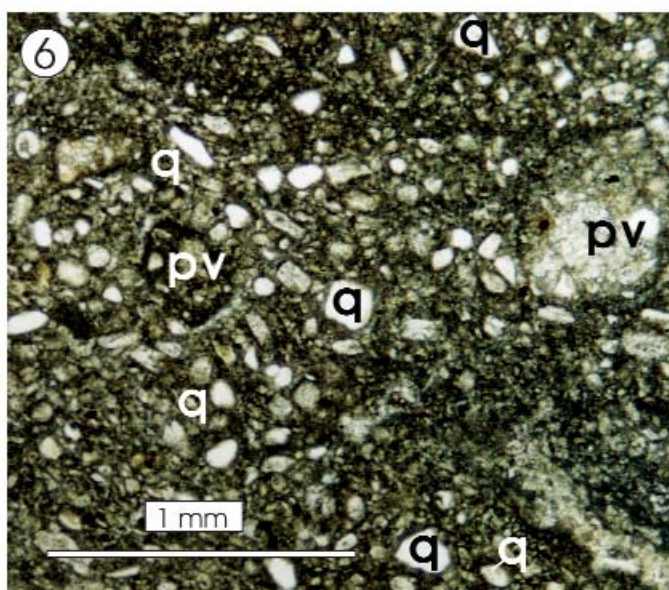
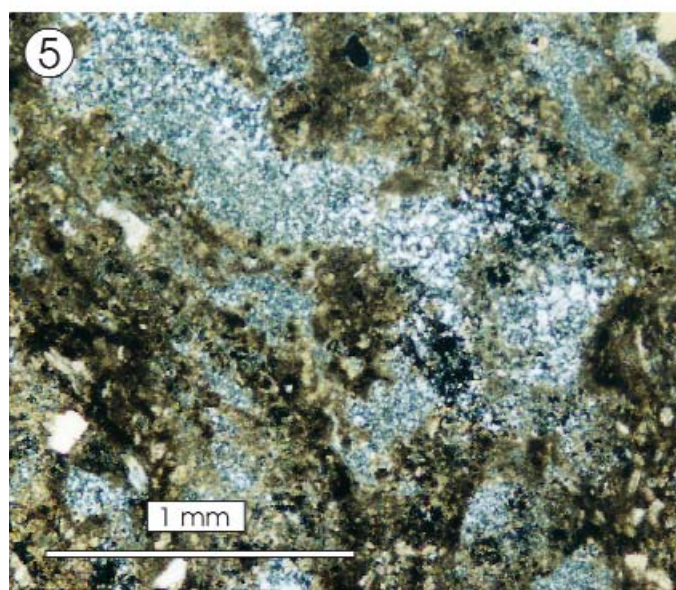
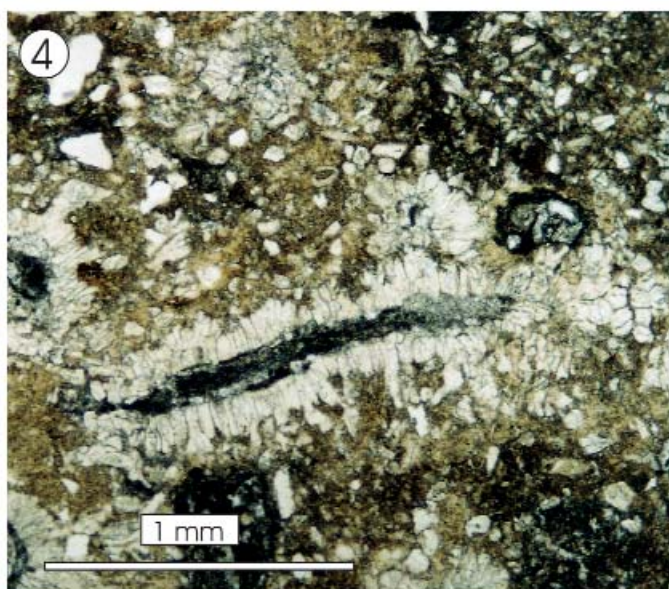
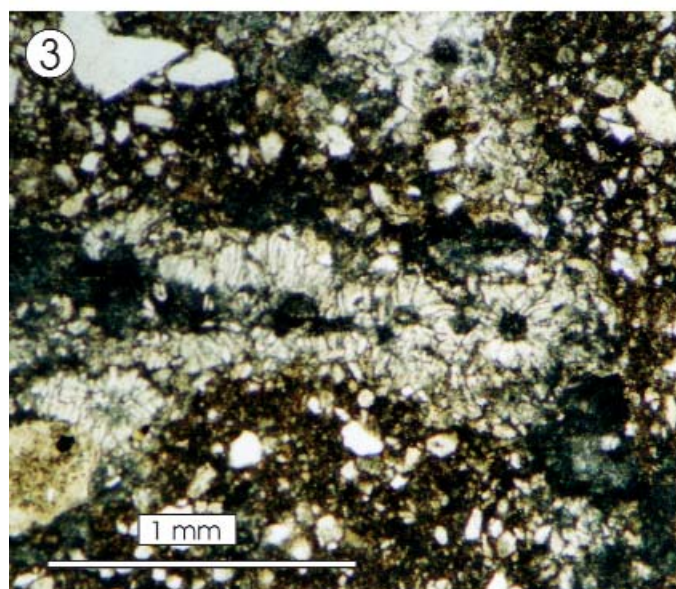
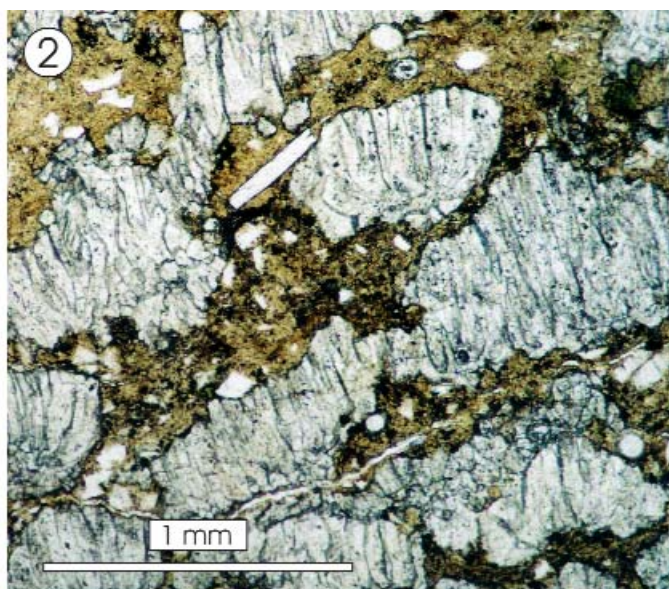
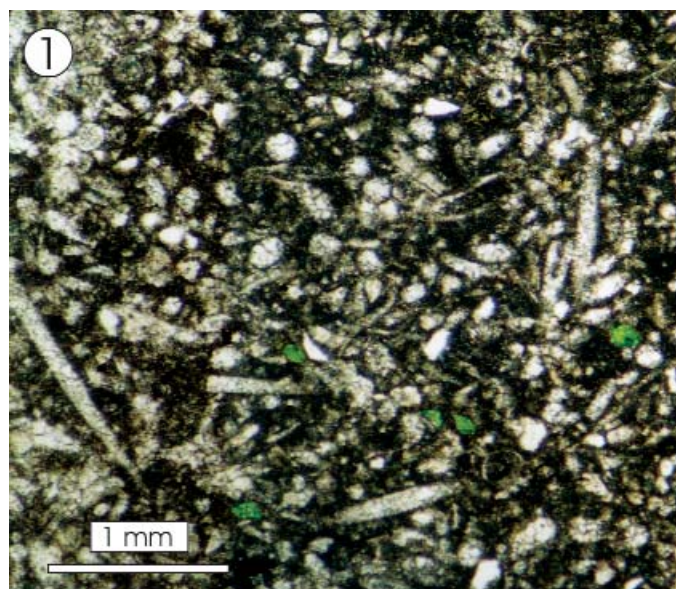


PLANCHE II / PLATE II

1 - Carbonate pédogénétique au sein des brèches de l'Ozeron (équivalent de L_1). Fragments anguleux de chailles formées aux dépens des sédiments carbonatés lutétiens, précocement remaniées dans les paléosols calcaires associés aux brèches. Une écharde de chaille a été brisée secondairement *in situ* (en bas).

1 - Pedogenetic clastic limestone associated with the Ozeron Breccia (equivalent to L_1). Angular fragments of chert derived from the early silicification of Lutetian sediments are reworked in the carbonate palaeosoils associated with the breccia. A chert splinter was secondarily broken *in situ* (lower part).

2 - Idem. détail de fragments de chaille (remaniement syn - L_1).

2 - Idem. detail of chert fragments (syn- L_1 reworking).

3 - Silicification stratoïde (silice microcristalline), affectant un calcaire palustre à pisolithes vadoses et croûtes zonaires (L_1 , flanc sud du synclinal). La silicification affecte préférentiellement les niveaux de croûte zonaire (LP).

3 - Stratabound silicification (microcrystalline silica) affecting a palustrine limestone with vadose pisoliths and caliche (L_1 , southern syncline limb). The silicification preferentially affected the zoned crust sheets (PL).

4 - Calcaire palustre à pisolithes vadoses (L_1 , périclinal de l'Ozeron) affecté par des phénomènes diagénétiques : (1) dissolution partielle de la matrice entre les pisolithes ; (2) silicification diffuse (silice microcristalline) des pisolithes et remplissage partiel par la silice des espaces issus de la dissolution (côté droit) (LP).

4 - Palustrine limestone with vadose pisoliths (L_1 , Ozeron pericline) affected by diagenesis: (1) partial dissolution of the matrix between the pisoliths; (2) diffuse silicification (microcrystalline silica) affecting the pisoliths and partial filling (silica) of the voids resulting from dissolution (right side) (PL).

5 à 7 - Microfaciès de croûtes calcaires pléistocènes de la région d'Alicante - Murcia (Sud-Est de l'Espagne) (pour comparaison) : 5. Faciès à pisolithes vadoses très hétérométriques dépourvu de fraction détritique. Pléistocène moyen - Cuevas de Llomarit (Alicante). 6. Faciès à pisolithes vadoses et feuillets de croûte zonaire. Noter l'abondance de la fraction détritique (quartz anguleux hétérométrique) dans le sédiment initial - Pléistocène moyen - Cabo de Las Huertas (Alicante). 7. Faciès à prismes calcaires éparpillés analogues aux *Microcodium*, de plus petite taille - Pléistocène ancien - Sucina (Murcia) (cf. pl. I, 6).

5 to 7 - Microfacies of Pleistocene pedogenetic calcareous crusts in the Alicante - Murcia area (SE Spain) for comparison with the Lutetian microfacies. 5. Facies with heterometric vadose pisoliths, devoid of clastic material - Middle Pleistocene - Cuevas de Llomarit (Alicante). 6. Facies with vadose pisoliths and zoned calcareous crusts. The original sediment comprised a notable portion of clastics (angular heterometric quartz grains) - Middle Pleistocene - Cabo de Las Huertas (Alicante). 7. Facies with calcitic prisms derived from the breakdown of colonies of smaller *Microcodium*. Early Pleistocene - Sucina (Murcia) (cf. pl. I, 6).

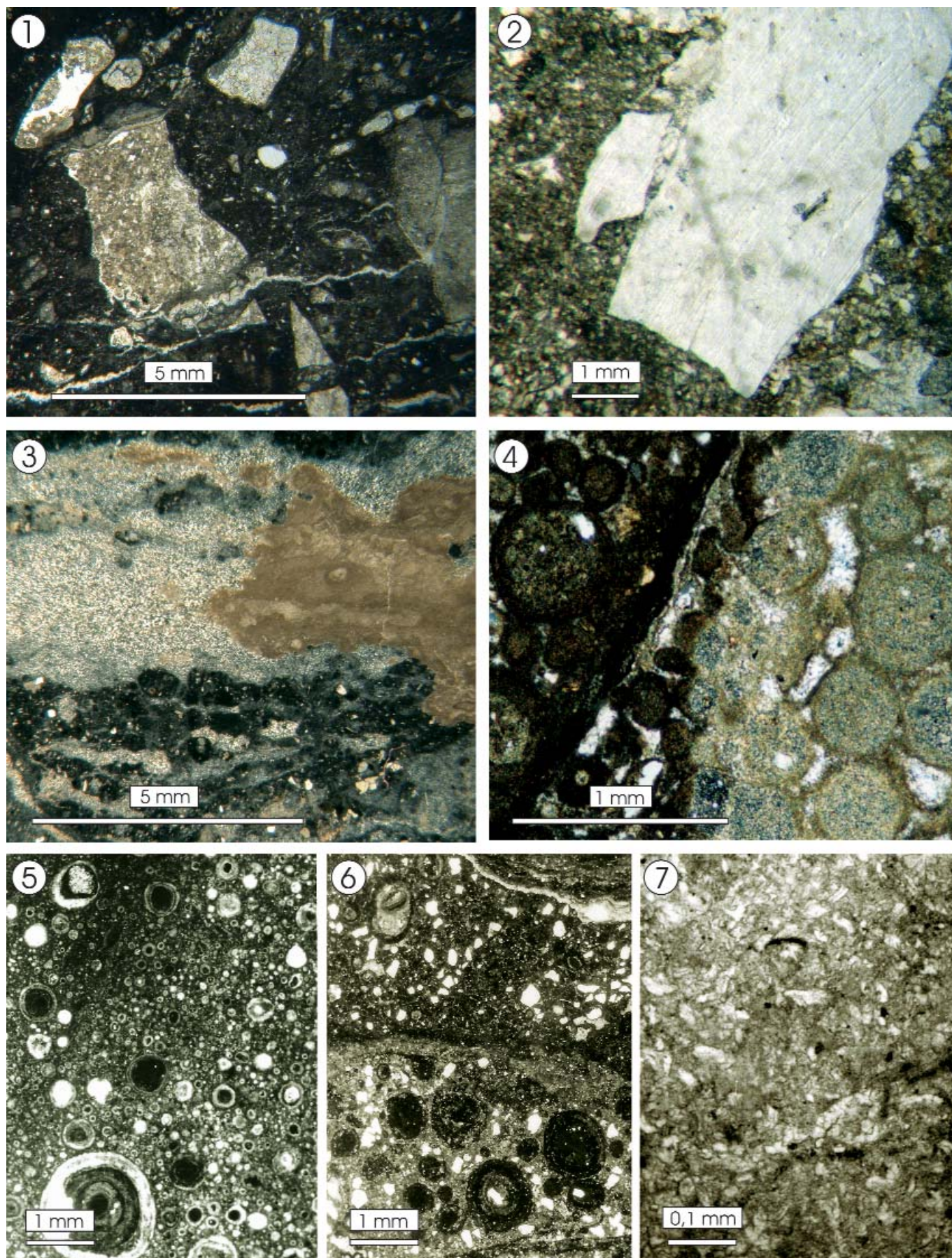


PLANCHE III / PLATE III

1 - Croûte calcaire, Pléistocène moyen. Guardamar del Segura (Alicante). Croûte zonaire développée sur une brèche encroûtée dont la matrice montre un développement local de pisolithes vadoses (comparer avec la Brèche de l'Ozeron).

1 - Middle Pleistocene pedogenetic calcareous crust. Guardamar del Segura (Alicante). Zoned crust on an encrusted breccia including vadose pisoliths in the matrix (for comparison with the Lutetian Ozeron Breccia).

2 - Microfacies de calcaire palustre à pisolithes vadoses (L_2 - Brémont).

2 - Microfacies of palustrine limestone with vadose pisoliths (L_2 - Brémont).

3 - Calcaire pédogénétique à lits successifs de *Microcodium* développés *in situ* (L_1 ; Ozeron).

3 - Pedogenetic limestone with successive beds of in situ Microcodium (L_1 ; Ozeron).

4 - Microfaciès à pisolithes vadoses hétérométriques. Noter la présence de petits pisolithes englobés dans de plus grands (L_1 Ozeron).

4 - Microfacies with heterometric vadose pisoliths. Certain small pisoliths are included within larger ones (L_1 Ozeron).

5 - Accumulation de croûte zonaire (L_1 Ozeron).

5 - Accumulation of zoned crust (L_1 Ozeron).

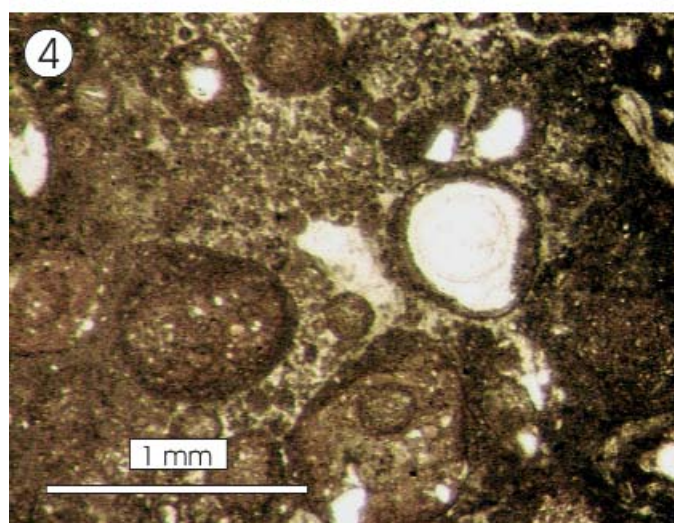
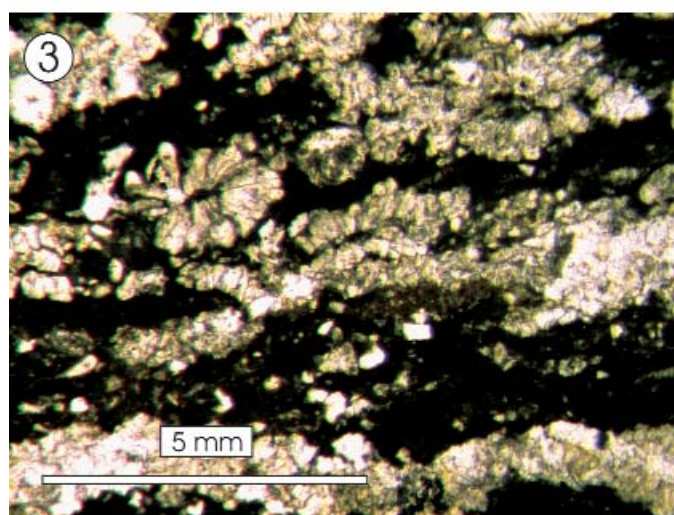
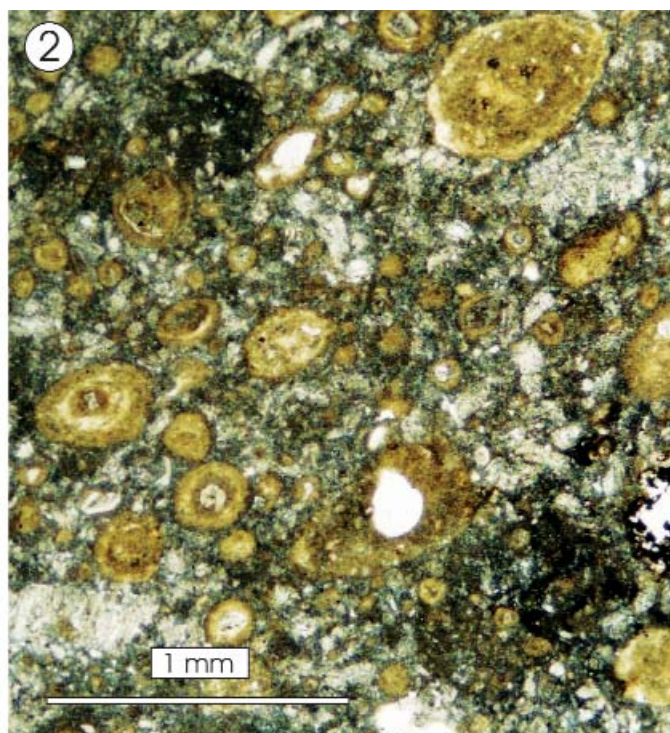


PLANCHE IV / PLATE IV

1 à 4 - Ovoïdes *incertae sedis* - Brèche de l'Ozeron et niveaux lutétiens associés (équivalent de L_1) : 1. Vue générale des ovoïdes mis en relief sur une surface naturelle. Témoins de silicification(s) développée aux dépens d'un niveau de croûte zonaire (g). 2 et 3. Détail des ovoïdes : 2. Noter l'existence d'ovoïdes de très petite dimension. 3. Allure « moulée » des ovoïdes montrant une légère constriction médiane. 4. Sections des ovoïdes vues au microscope. Les différences avec les pisolithes vadoses (pl. II, 4 à 6 ; pl. III, 2) apparaissent clairement.

1 to 4 - Ovoids incertae sedis. Ozeron Breccia and related Lutetian beds (equivalent to L_1). 1. General view of the ovoids exposed on a weathered surface. Remains of stratabound chert(s) corresponding to the silicification of a zoned crust (g). 2 and 3. Detail view of the ovoids : 2. Note the existence of numerous small ovoids; 3. "Moulded" aspect of the ovoids with a slight median constriction. 4. Microscopic sections of ovoids, clearly different from the sections of the vadose pisoliths (pl. II , 4 to 6; pl. III, 2).

5 à 9 - Moulages de cocons (hyménoptères). L_2 de l'Ozeron et flanc sud du synclinal : 5. Moulage silicifié de cocon non ouvert ; un discret quadrillage est visible en surface (côté gauche). 6. Le quadrillage superficiel, correspondant sans doute à l'empreinte du feutrage du cocon est bien visible (partie supérieure). 7. Forme plus étroite. 8. Moulage de cocon ouvert. 9. Cocon d'hyménoptère actuel édifié à la surface du sol (Ozeron).

5 to 9 - Cocoon casts (hymenoptera); Lutetian (L_2) Ozeron and southern limb of the syncline. 5. Silicified cast of an unopened cocoon. A slight lattice trace is visible (left side). 6. The conspicuous surficial lattice trace may correspond to the cast of the cocoon felt (upper part). 7. Narrow and elongated specimen. 8. Cast of an open (hatched) cocoon. 9. Present cocoon of hymenoptera formed on the ground (Ozeron).

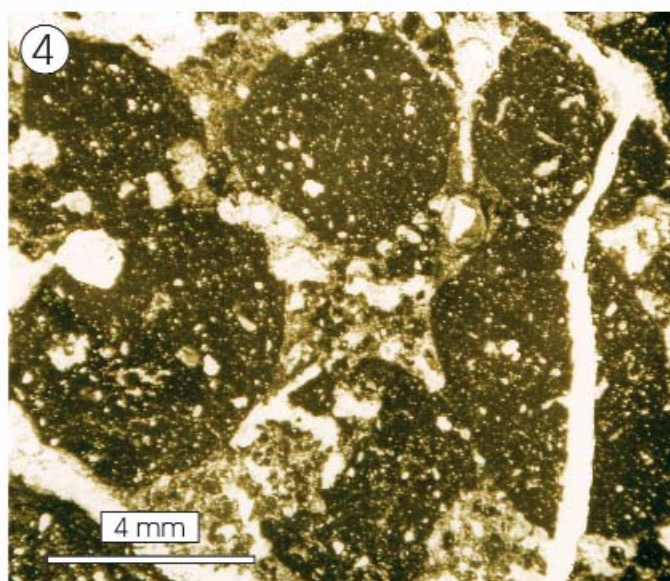
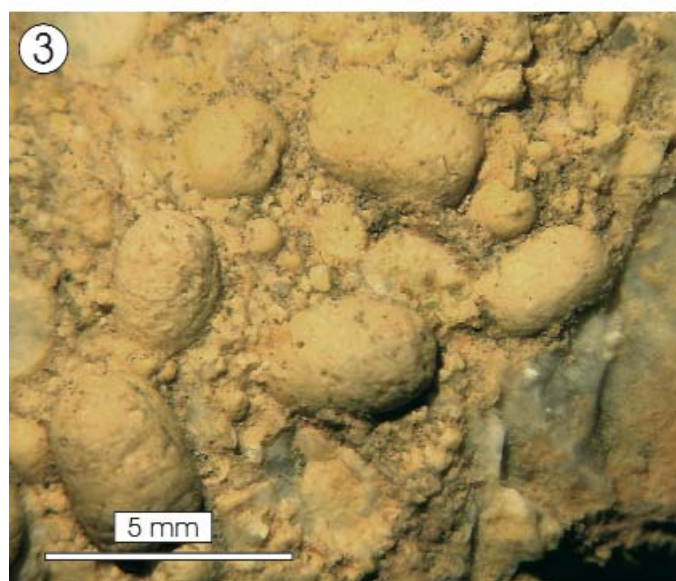
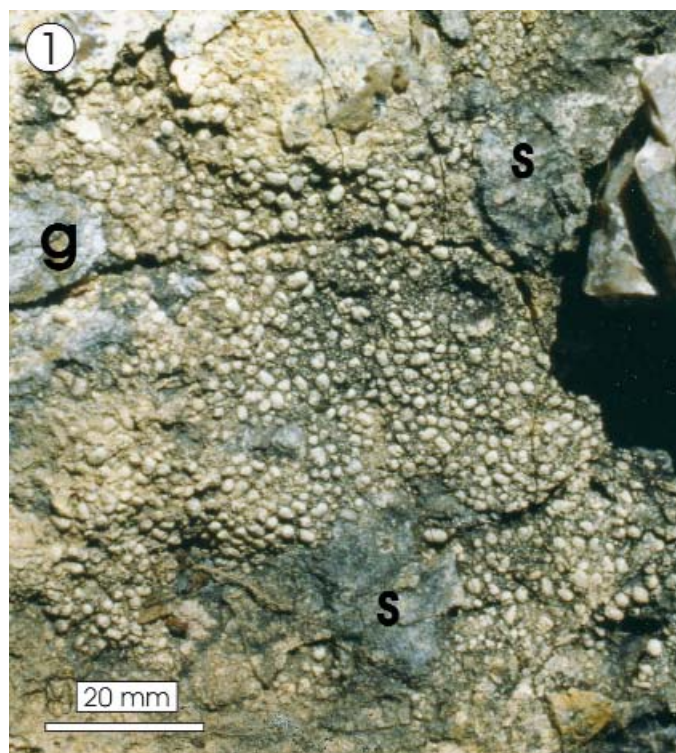


PLANCHE V / PLATE V

1 à 3 - Petits galets de chaille polis attribués à des gastrolithes de crocodiliens, récoltés *in situ* dans les calcaires lacustres lutétiens (L2). Partie est du synclinal et flanc nord de l'Ozeron.

1 to 3 - Small pebbles of polished chert interpreted as crocodile gastroliths, found in situ in the lacustrine Lutetian limestone (L2). Eastern part of the syncline and northern limb of the Ozeron pericline.

4 à 6 - Ovoïdes attribués à des moulages d'oeufs de crocodiles. Calcaire lacustre lutétien (L2). Flanc nord de l'Ozeron : 4. Moulage *in situ* montrant une légère asymétrie de l'ovoïde fréquemment observée. 5. Moulage constitué de carbonate palustre à pisolithes vadoses. 6. Empreinte de craquelures sur un moulage d'œuf.

4 to 6 - Large ovoids interpreted as casts of crocodile eggs. Lutetian lacustrine limestone (L2) northern limb of the Ozeron. 4. In-situ egg casts showing a slight asymetry of the ovoid, as is often the case. 5. Egg cast composed of palustrine limestone with vadose pisoliths. 6. Crack prints on an egg cast.

7 à 9 - Tapis stromatolithique ondulé - Lutétien (L2). Flanc nord de l'Ozeron (cf. fig. 9). 7. Vue générale des coupoles stromatolithiques. 8 et 9. Détail de la lamination stromatolithique (cf. croûte zonale pl. III, 5).

7 to 9 - Undulated algal mat - Lutetian (L2). Northern limb of the Ozeron pericline (cf. Fig. 9). 7. General view of the stromatolitic domes. 8 and 9. Detail of the stromatolitic lamination (for comparison with the zoned crust, pl. III. 5).

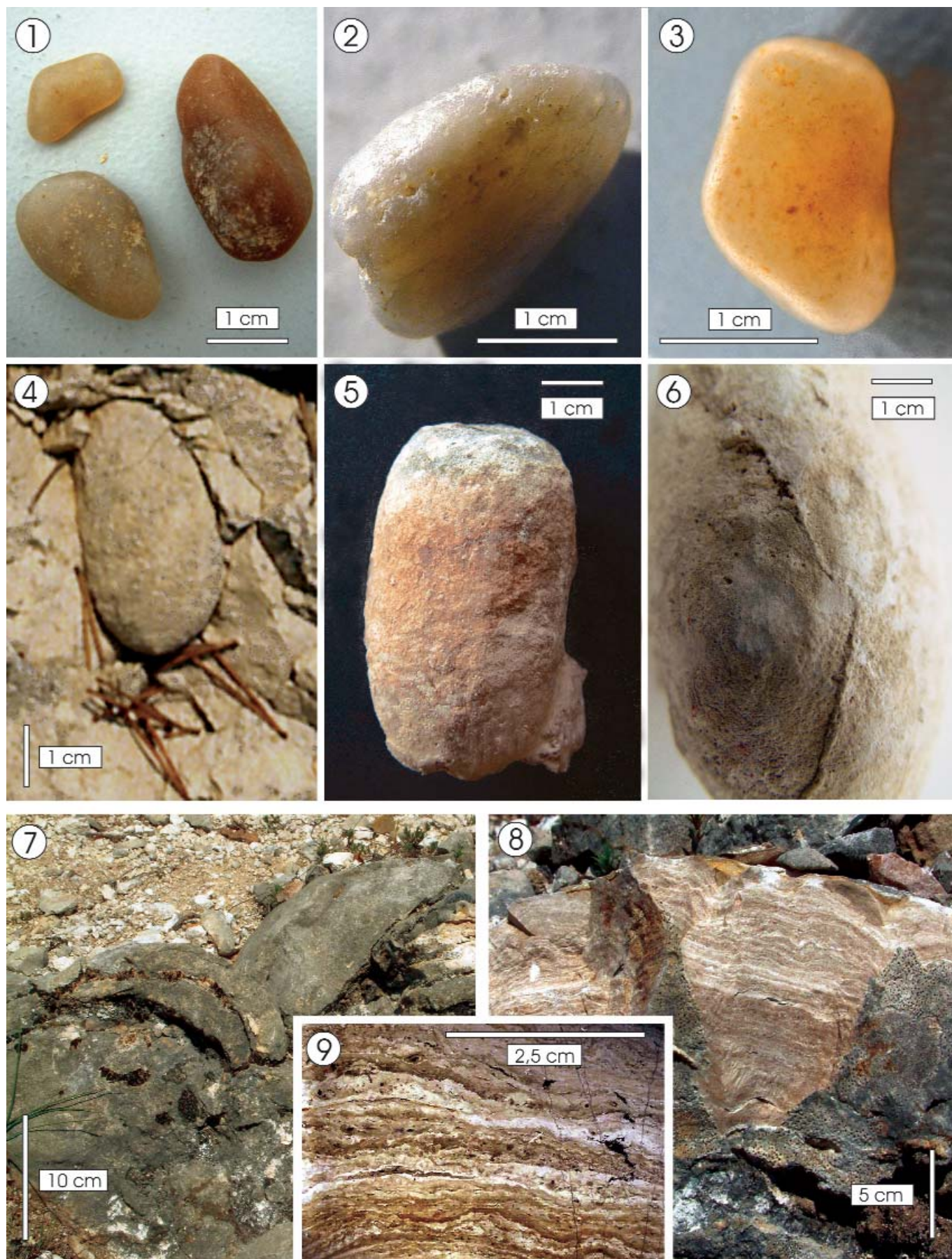


PLANCHE VI / PLATE VI

1 à 8 - Foraminifères non remaniés du calcaire lacustre lutétien (L2). Flanc sud du synclinal (cf. fig. 8). 1 à 4. Miliolidés ; 5 à 8. *Rosalina* sp. Les foraminifères sont accompagnés de nombreux et fins débris d'ostracodes.

1 to 8 - Non reworked foraminifera in the Lutetian lacustrine limestone (L2). Southern limb of the syncline (cf. Fig. 8). 1 to 4. Miliolids; 5 to 8 *Rosalina* sp. The foraminifera are associated with numerous small ostracod fragments.

9 - Microfaciès à organisme *incertae sedis* (algues unicellulaires ?) associés aux ostracodes et occasionnellement aux gyrogonites ; calcaire lacustre lutétien (L2, flanc sud du synclinal).

9 - Microfacies with *incertae sedis* organisms (unicellular algae?) associated with ostracods and locally with gyrogonites; Lutetian lacustrine limestone (L2 southern limb of the syncline).

10 - Microfaciès de stromatolithe. Séquence de dépôt des calcaires L2, flanc sud du synclinal, route D170 (cf. fig. 8 et 9 b). Lames de calcite fibreuse (partie supérieure) et lamination contournée à structures celluluses calcifiées (algues ?) dans la moitié inférieure.

10 - Stromatolite microfacies. Depositional sequence, L2 limestone, southern limb of the syncline, road D170 (cf. Figs. 8 and 9 b). Fibrous calcite laminae (upper part) and convolute lamination (lower half) with calcitic cellular structures (algae?).

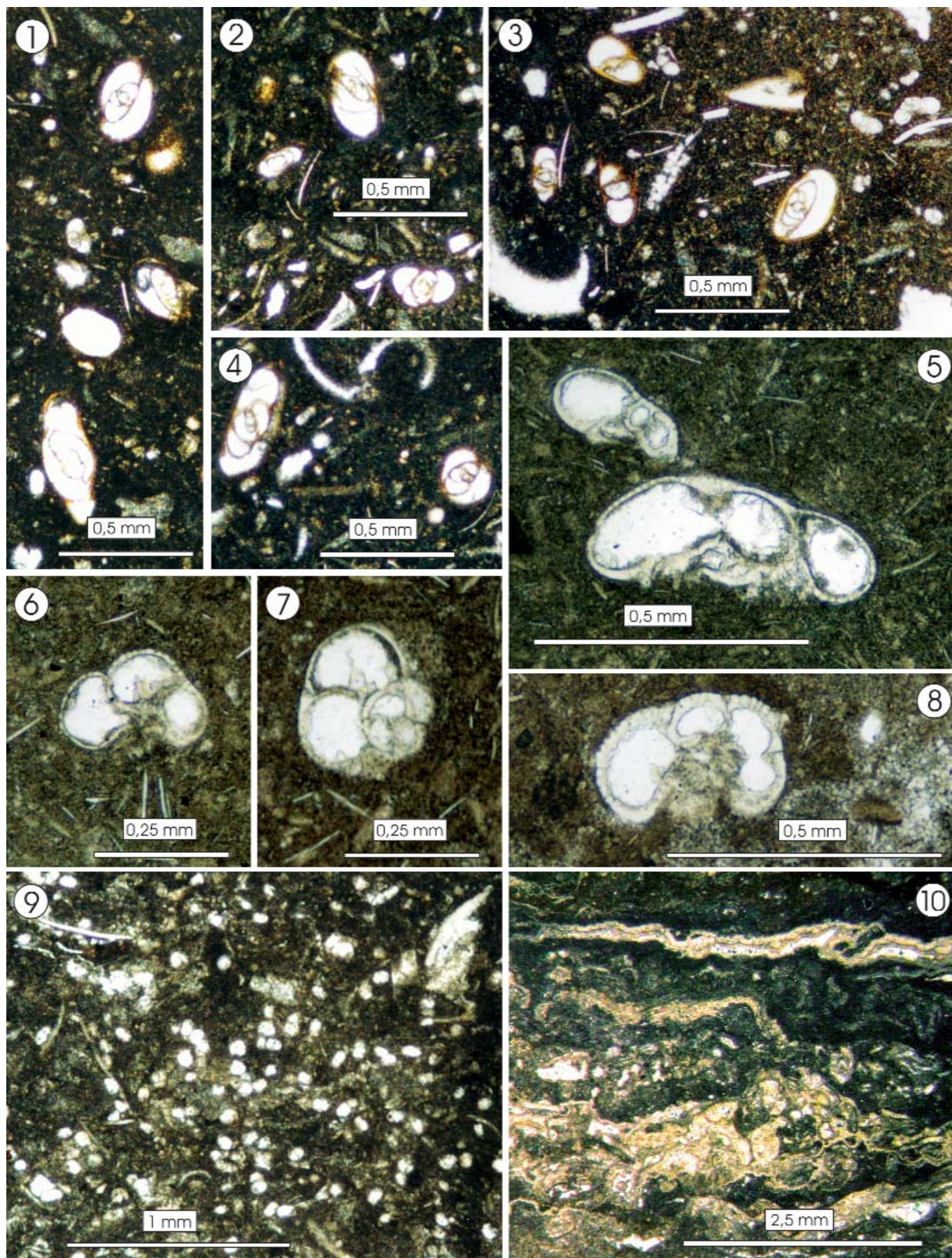


PLANCHE VII / PLATE VII

1 - Calcaire en plaquettes d'aspect laminé à hydrobies et voiles algaires ; Lutétien L2, flanc sud du synclinal, partie est (route D170 a).

1 - Platy lacustrine limestone with hydrobia and algal films; Lutetian L2, southern syncline limb, eastern part (road D170 a).

2 - Calcaire lutétien à nombreux fragments de charophytes (gyrogonites et fragments de tiges) et fins débris d'ostracodes. Lutétien L2, partie inférieure (même localisation que fig. 1).

2 - Lacustrine limestone containing broken organisms: charophyta (gyrogonites and stem fragments) and small ostracod debris. Lutetian - L2, lower part (same location as Fig. 1).

3 - Calcaire palustre noduleux bréchique (indices de dessiccation) à traces de végétaux aquatiques. L2 Ozeron, flanc nord - Séquence de dépôt à périodes d'émersion (cf. fig. 9a).

3 - Nodular and brecciated palustrine limestone (indication of dessiccation) with traces of aquatic plants. L2 - Ozeron, northern flank. Depositional sequence with emersion phases (cf. fig. 9a).

4 - Calcaire palustre à traces de racines et craquelures de dessiccation planes ou courbes - L2 (même localisation que 3).

4 - Palustrine limestone with rootlet traces and dessiccation cracks (sheet cracks and curved cracks). L2 (same location as 3).

5 - Calcaire lacustre, wackestone à nombreux foraminifères (miliolidés et Rosalines), débris d'ostracodes et de gastéropodes limniques. Lutétien L2, flanc sud, route D170 (cf. fig. 8).

5 - Lacustrine limestone, wackestone with foraminifera (miliolids and Rosalines), debris of ostracods and limnic gastropods. Lutetian L2, southern flank, road D170 section (cf. Fig. 8).

6 - Calcaire palustre à traces de racines partiellement remplies de sédiment interne (silt vadose). Lutétien L2, Ozeron flanc nord.

6 - Palustrine limestone with root traces partly filled with internal (vadose) sediment. Lutetian L2 - Ozeron, northern flank.

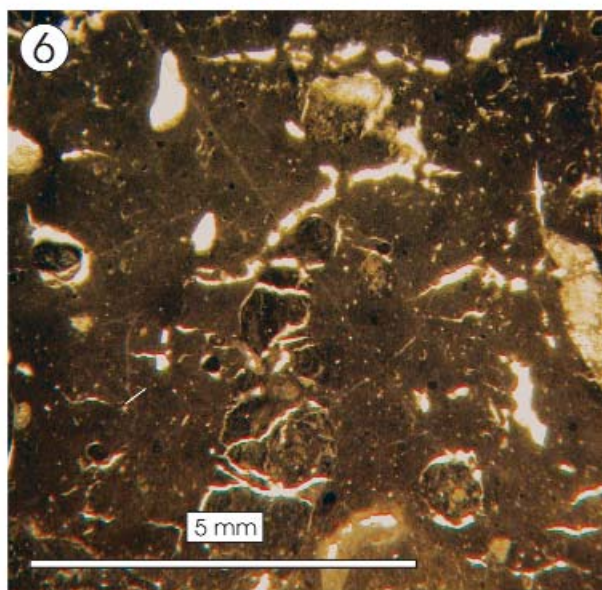
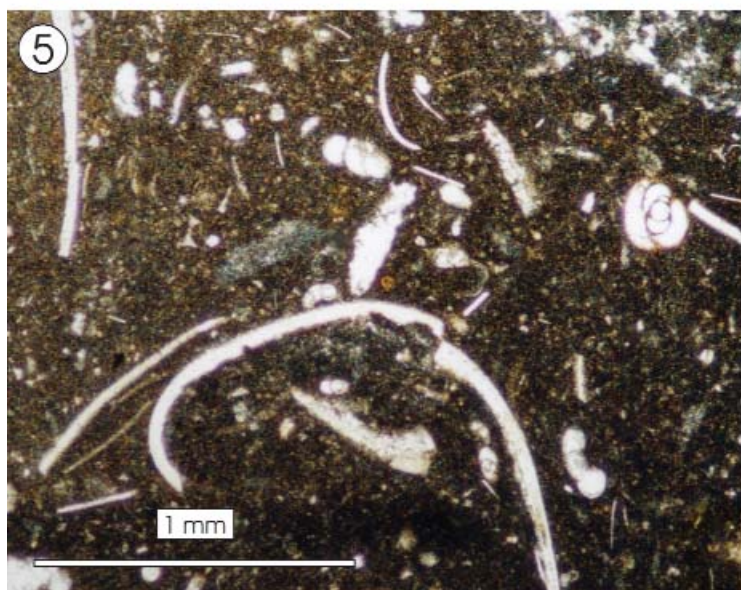
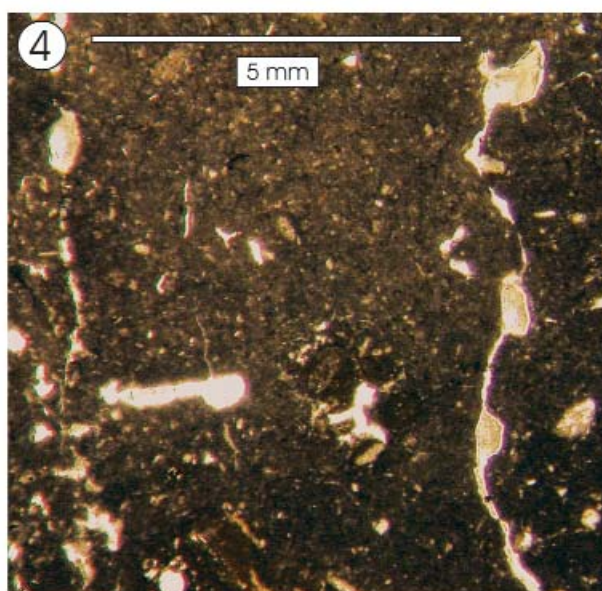
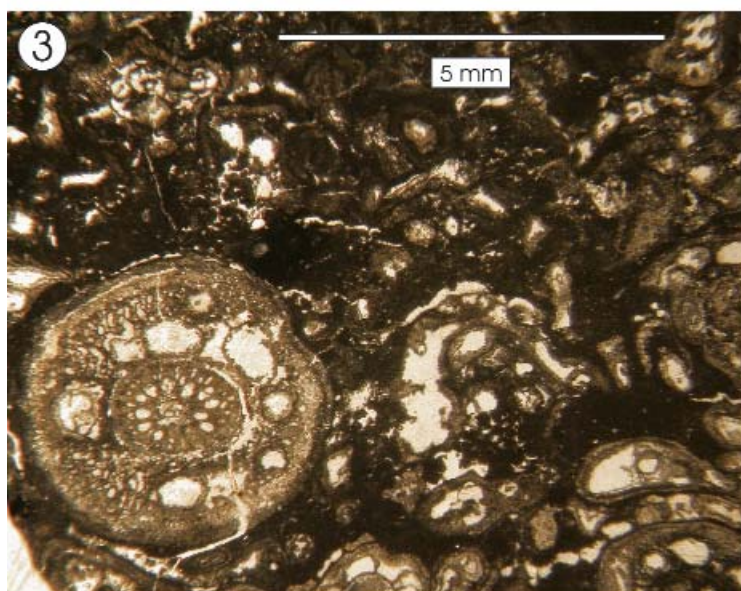
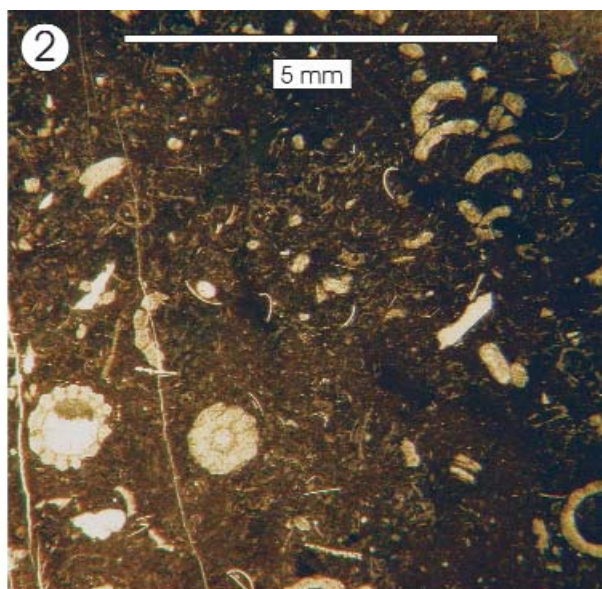
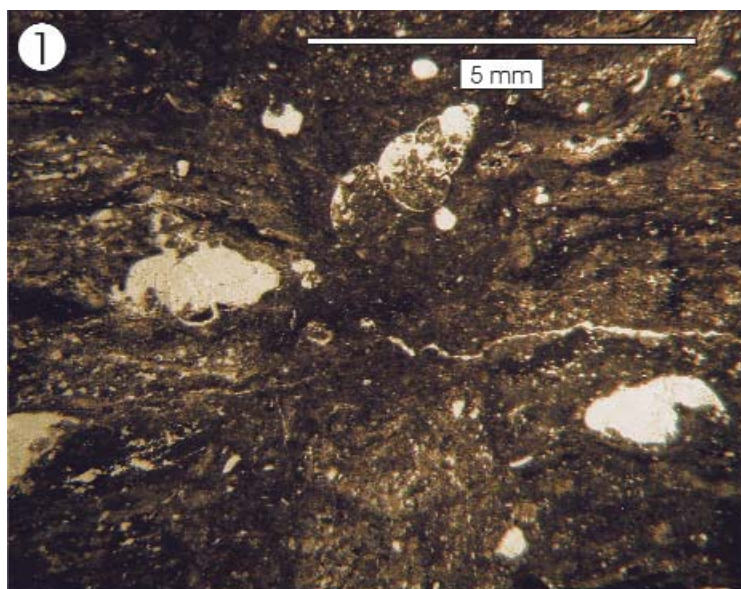


PLANCHE VIII / PLATE VIII

1. Paléoescarpement de faille lutétien de Brémont (cf. fig. 3 et 12). a. Cénomaniens marno-gréseux ; b. marnes versicolores lutétiennes ; c. Paléoescarpement de faille coupant les bancs turoniens, couvert de brèche sédimentaire à matrice de calcaire lutétien ; f . faille.

1. Lutetian paleo-fault scarps of Brémont (cf. Figs. 3 and 12). a. Cenomanian marly sandstones; b. Lutetian variegated marls; c. Paleo-fault scarp cutting the Turonian sandy limestones and covered with a sedimentary breccia (Lutetian carbonate matrix); f. Fault.

2. Détail de la brèche d'escarpement (fig. précédente). Les blocs de Turonien et de Lutétien (faciès palustre éventuellement à chailles) sont inclus dans une matrice calcaire blanche lutétienne.

2. Detail of the fault scarp breccia (cf. Fig. 1). The Turonian and Lutetian blocks (palustrine facies locally with chert) are included in a Lutetian white carbonate matrix.

3. Niveaux de nodules carbonatés pédogénétiques à traces de racines dans les marnes bariolées lutétiennes (M2, flanc sud).

3. Levels of pedogenetic carbonate nodules with root casts included in the Lutetian mottled marls (M2, southern limb).

4. Silcrète jaspoïde jaunâtre développée sur le substrat turonien (cf. fig. 7).

4. Yellowish jaspoid silcrete developed on the Turonian substratum (cf. Fig. 7).

