

Première découverte de mammifères oligocènes et burdigaliens dans les bassins de Paziols - Tautavel - Estagel (Aude et Pyrénées-Orientales) Implications géodynamiques

*New Oligocene and Burdigalian mammals from
the Paziols, Tautavel and Estagel basins
(Aude and Pyrénées-Orientales départements)
Geodynamic implications*

Marc CALVET ⁽¹⁾, Jean-Pierre AGUILAR ⁽²⁾, Jean-Yves CROCHET ⁽²⁾,
Michel DUBAR ⁽³⁾ et Jacques MICHAUX ⁽⁴⁾

Mots-clés : Faune mammifère, Biostratigraphie, Oligocène, Miocène, Extension tectonique, Compression tectonique.
Aude, Pyrénées-Orientales, Corbières.

Résumé

Les auteurs présentent une description géologique régionale détaillée à l'occasion de la première découverte de restes de mammifères dans les bassins de Paziols-Tuchan et d'Estagel (Aude et Pyrénées-Orientales). Les gisements du Boulazé et de La Caune indiquent un âge oligocène pour le premier bassin, le gisement d'Estagel, un âge burdigalien, pour le second. Ces datations, qui vieillissent considérablement des dépôts continentaux jusque-là rapportés au Pliocène ou au Plio-Quaternaire, permettent de donner une vue nouvelle de l'évolution géodynamique de ce secteur des Corbières orientales. La surface d'érosion des Corbières est achevée au Miocène moyen. Le fonctionnement distensif du secteur jusqu'au Miocène, est confirmé. Un système compressif-décrochant est constaté, il résulterait d'une phase pyrénéenne tardive ou d'une compression postérieure au Néogène inférieur.

Abstract

A detailed regional geological description was made as a result of the discovery of fossil mammal remains in the Paziols-Tuchan and Estagel basins. The Le Boulazé and La Caune fossil-bearing localities indicate an Oligocene age for the first basin, and the Estagel locality a Burdigalian age for the second basin. These datings give a far older age to the continental deposits, which had been ascribed to the Pliocene or Plio-Pleistocene, and enable a new interpretation of the dynamic evolution for this part of the eastern Corbières: (1) the Corbières erosion surface was completed by the Middle Miocene; (2) the distensive regime of the area up to the Miocene is confirmed; (3) a compressive strike-slip regime is indicated which could have resulted from a late Pyrenean phase or from a post-Lower Neogene compression.

Dans les Corbières orientales, un ensemble de dépôts continentaux jusque-là mal ou non datés, mais à cachet néogène, occupent un chapelet de petits bassins subsidents annexes du fossé du Roussillon : cuvette d'Estagel, bassin de Tautavel-La Devèze, bassin de Paziols-Tuchan. Ces formations principalement conglomératiques étaient rapportées traditionnellement au Pliocène par comparaison avec le bassin du Roussillon (Depéret et Doncieux, 1907 ; Goguel, 1962, 1967).

C. Cornet (1981) reprend cette attribution et précise, sans arguments décisifs, Pliocène inférieur ou infra-Pliocène. Plus récemment, J.-J. Lagasque (1987) admet même un âge pliocène à villafranchien pour certains de ces dépôts, en raison d'analogies avec l'évolution du piémont nord des Pyrénées. Dans le cadre d'un travail de géomorphologie consacré aux Pyrénées-Orientales, l'un d'entre nous (M. Calvet) a repris l'étude stratigraphique, faciologique et structurale de cet ensemble de

* Manuscrit reçu le 13 février 1991, accepté le 7 juin 1991.

(1) Laboratoire de Géographie, Université de Perpignan, Faculté des Sciences humaines et sociales, chemin de la Passio Vella, 66860 Perpignan Cedex et Laboratoire de Géographie physique Pierre-Birot, U.A. 141, 92195 Meudon, Cedex.

(2) U.A. 327, Institut des Sciences de l'Évolution. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5.

(3) U.A. 184, C.R.A. du C.N.R.S., Sophia-Antipolis, 06565 Valbonne Cedex, France et Université de Provence, Centre Saint-Charles, place Victor-Hugo, 13331 Marseille Cedex 3.

(4) Laboratoire de Paléontologie des Vertébrés de l'E.P.H.E. et U.A. 327, Institut des Sciences de l'Évolution, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5.

dépôts. Parallèlement, les levés réalisés pour la feuille géologique de Tuchan (M. Dubar) avaient permis de repérer quelques sites sédimentaires potentiellement intéressants. Ces prospections systématiques commencent à livrer des données paléontologiques qui remettent radicalement en question les anciennes attributions stratigraphiques et renouvellent dans une large mesure l'interprétation géodynamique régionale.

Les faciès continentaux

On peut distinguer quatre, voire cinq grands groupes de faciès dans l'ensemble de ces bassins (fig. 1) : des tufs carbonatés, des brèches calcaires, des cailloutis fluviaux à éléments siliceux, des cailloutis à éléments carbonatés et enfin des cailloutis à matrice rutilante. Certains faciès sont ponctuels et très localisés, d'autres largement étalés ; ils ne sont jamais représentés ensemble mais généralement associés à deux ou trois dans chacune des sous-unités structurales. Ces divers faciès passent latéralement ou verticalement de l'un à l'autre sans que jamais on ait pu mettre en évidence de véritables discordances ou des dispositifs franchement ravinants.

1. Les tufs de Fouradade

Ils affleurent dans un secteur très limité du bassin de Tautavel et semblent associés à des venues hydrothermales comme le suggère la source à température élevée et constante qui marque encore actuellement le site. Ce sont des tufs carbonatés massifs, épais d'une dizaine de mètres et riches en empreintes de figes et de feuilles. Ils reposent sur les marnes albo-aptiennes par l'intermédiaire de 2 m de poudingue à gros galets. Les tufs passent latéralement et verticalement à la série conglomératique à galets de Mésozoïque, dans laquelle ils sont, à l'évidence, interstratifiés. On les sépare nettement des autres tufs anciens des Fenouillèdes, généralement moins massifs et clairement associés à des paléotopographies de hauts niveaux plio-quadernaires (pieds de versant, glacis...) (Lagasquie, 1988).

La paléotopographie dans laquelle se logent les tufs et les conglomérats du bassin de Tautavel peut être assez aisément reconstituée : le contact basal, ravinant, moule des systèmes de chenaux et vallons inscrits dans l'Albo-aptien et localement ces marnes sont jaunies et altérées sur plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur (extrémité sud du Sarrat de la Poubille par exemple).

2. Les brèches calcaires

Elles sont, en général, monogéniques et faites d'éclats et de blocs anguleux très hétérométriques de Crétacé inférieur et de Jurassique, souvent de taille métrique, dans une matrice argilo-carbonatée rose. Il existe même de véritables rochers plurimétriques de dolomie noire jurassique à l'extrémité sud de la butte de Montrodon, dans le bassin de Tautavel. Ces faciès sont assimilables à des brèches d'écroulement sismo-tectonique, adossées directement à des paléoreliefs de faille. Les affleurements sont surtout sur les marges nord et sud du bassin de Tautavel et ils passent latéralement aux cailloutis roulés fluviaux. Dans la sous-unité de l'Argentina, on peut leur assimiler quelques rochers

calcaires emballés dans les faciès siliceux, immédiatement au contact de la bordure urgonienne. Dans le bassin de Tuchan, on peut leur rapporter les conglomérats mal roulés qui affleurent ponctuellement vers le château d'Aguilar (ravin de Fontmarty) ; mais il s'agit plutôt ici de cônes torrentiels proximaux, à méga-blocs usés voire assez bien roulés (secteur de la Bergerie de Chagrin).

3. Les cailloutis à éléments siliceux

Ils reposent directement sur le substratum et affleurent dans la sous-unité de l'Argentina ainsi qu'à la base de la série qui remblaie le bassin de Paziols-Tuchan. Les meilleures coupes sont celles de la route D 611, qui traverse toute la série siliceuse puis la séquence carbonatée supérieure, depuis la Bergerie d'Alcide jusqu'à Paziols. Le faciès siliceux est fait de galets bien roulés de grès et quartzites gris sombre et beige, d'origine probablement paléozoïque pour l'essentiel. Les cailloux sont souvent blanchis en surface et affectés, dans toute la masse sédimentaire, par un fort cortex d'altération ocre-rouille. Le calibre, d'abord très grossier (blocs jusqu'à 30 à 50 cm de grand axe) décroît vers le sommet (L : 5 à 10 cm) dans la coupe de la D 611, probablement en raison de l'amorce de la subsidence dans le bassin de Tuchan, ce qui diminue les pentes de transport de l'organisme fluvial. Le dispositif sédimentaire forme de grandes lentilles d'épaisseur métrique à plurimétrique, très étalées et à base plane, à dispositif interne peu visible ; les galets sont emballés dans une matrice sablo-limoneuse ocre abondante. Les interbancs sont faits de limons sableux gris et beige, localement ocre rouge, avec des taches d'hydromorphie. Le tout suggère des épandages fluviaux de piémont, par des cours d'eau à chenaux divagants et anastomosés, à régime contrasté, mais assez bien alimentés pour assurer une usure avancée des éléments résistants. On doit aussi admettre un cadre montagneux encore peu marqué et un décapage d'altérites assez évoluées sur des reliefs émoussés qui pouvaient coïncider avec l'actuel massif de Moutthoumet. L'épaisseur de la série siliceuse est de l'ordre de 100 m dans la coupe de la D 611. Elle ennoie une paléotopographie différenciée : au sud de la Bergerie d'Alcide on la voit fossiliser une paléovallée NW-SE et de remarquables lapiaz façonnés dans le calcaire massif, qu'il faut se garder de confondre avec des « marmites de géant » fluviales. Entre le Tarrasac et le Verdouble, la série siliceuse est absente et les conglomérats carbonatés reposent directement sur le substrat. Plus à l'est, elle réapparaît en placage isolé sur la butte de Rouffac. Enfin vers l'ouest, la série siliceuse forme toutes les hautes collines adossées à la barre urgonienne de Galamus, et que l'on suit sur la feuille Rivesaltes : Mont Py, l'Argentina, Jasse en Biell... Le faciès est exclusivement siliceux dans la coupe de la D 611 au nord du Col ; partout ailleurs la formation renferme une proportion variable d'éléments calcaires de provenance locale et l'aspect siliceux est une illusion due à une puissante altération pédologique quaternaire, qui a éliminé les carbonates sur 2 à 3 m d'épaisseur.

4. Les cailloutis à éléments mésozoïques

Dans le bassin de Tuchan, ce faciès surmonte en continuité parfaite les couches siliceuses, au sommet de la coupe de la D 611. Compte tenu des pendages réguliers de l'ordre de 15 à 20° NW en moyenne,

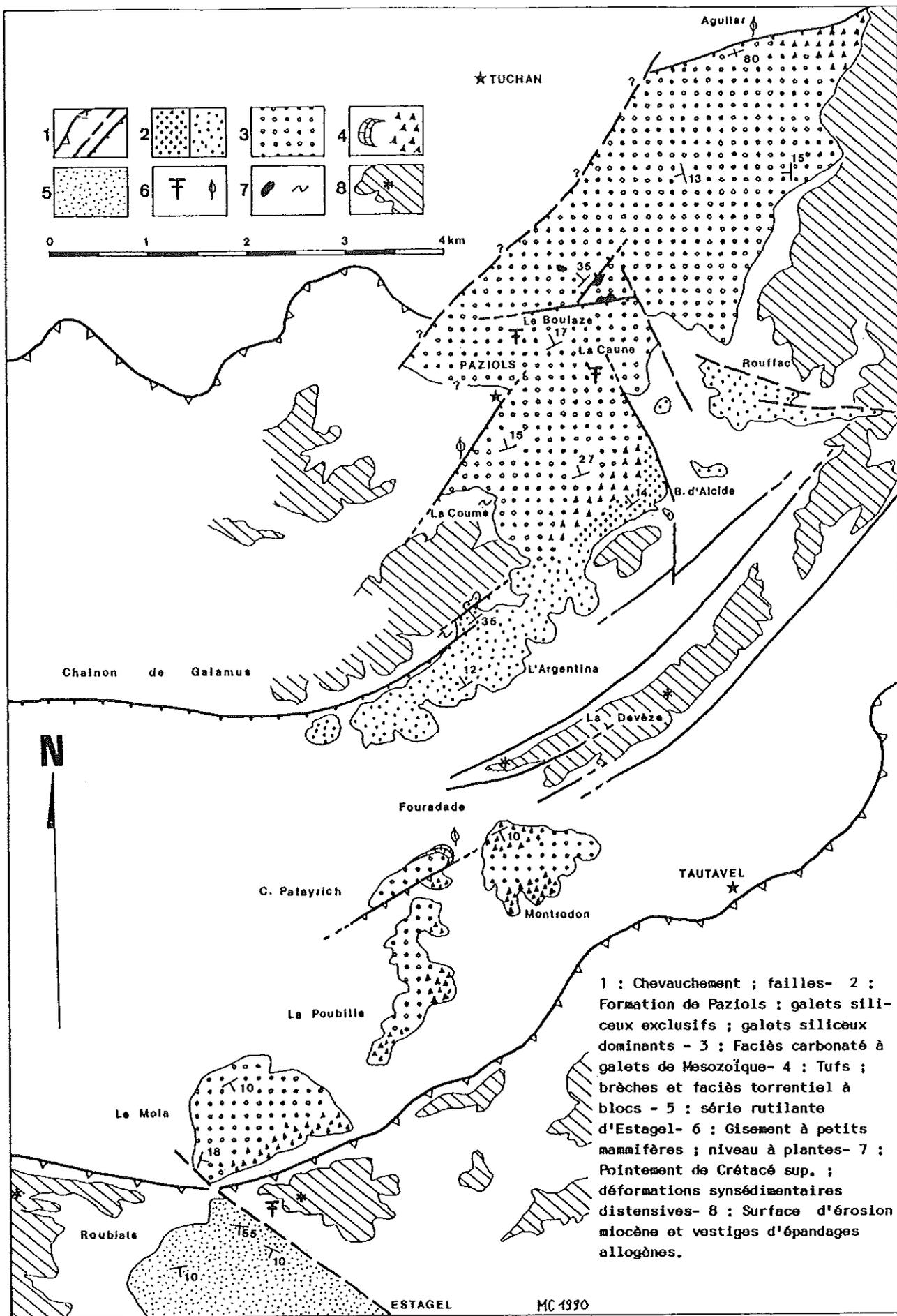


Fig. 1. - Esquisse structurale des bassins de Paziols, Tautavel, Estagel.
 Fig. 1. - Structural sketch map of the Paziols, Tautavel and Estagel basins.

l'épaisseur totale de la série est au minimum de 500 à 600 m pour ce bassin (fig. 2).

Le matériel, toujours assez bien roulé, est fait de calcaires massifs gris ou roux, de calcaires gréseux et de grès jaunâtres du Crétacé supérieur ou moyen, accessoirement on relève quelques éléments de quartzites et de « poudingue fleuri » de Cucugnan. La puissance de la formation et le calibre des blocs supposent l'apparition de reliefs énergiques et proches, dans le domaine mésozoïque plissé. Les lentilles basales sont de faciès très grossier avec blocs roulés métriques fréquents, et dispositif très désordonné (D 611 ; secteur d'Aguilar-Bergerie de Chagrin). Vers le haut, la série prend un caractère plus fluvial, avec galets décimétriques ou graviers, et d'épais interbanes de limons d'inondation gris et jaunâtres. Les lentilles sont toujours très plates et étalées, mais les stratifications internes obliques, faiblement inclinées, y sont souvent très nettes. La cimentation des bancs grossiers est très résistante, ce qui permet d'individualiser aisément les barres de poudingue, au nombre de 8 à 10 sur la coupe de la rive gauche du Verdoule (La Caune - Le Boulazé).

Ces poudingues carbonatés et leurs interbanes limoneux forment l'essentiel du remplissage de la cuvette de Tuchan. Ils affleurent seuls, au contact du substrat mésozoïque, depuis La Caune jusqu'à Aguilar. Dans le bassin de Tautavel, on les suit depuis Montrodon jusqu'à Mola au sud-ouest, et au pont du Maury ; mais dans tout ce domaine, les épaisseurs ne semblent guère dépasser une centaine de mètres.

5. La série rutilante

Elle a été individualisée par Puech (1986) et Lagasquie (1987) dans le bassin de Tautavel où elle affleure sous le faciès conglomératique carbonaté qui la déborde largement. Cette séquence fluviale colmate une paléovallée orientée NE-SW. Mais hormis ce dispositif et la nette différence de couleur on ne voit aucune raison de la séparer radicalement de la séquence supérieure qui lui succède en apparente concordance. Les faciès eux-mêmes sont peu différents, toujours fluviaux à lentilles de galets séparés par des bancs limono-argileux. Les blocs sont seulement moins bien roulés et il existe à côté d'éléments carbonatés très dominants quelques galets de Paléozoïque. Quant à l'intense rubéfaction, elle doit résulter du remaniement de sols et argiles de décarbonatation au début de la crise érosive : la formation rutilante aurait ainsi la même signification que les faciès siliceux de la D 611, dans un domaine lithologique différent.

Les affleurements rutilants du bassin d'Estagel sont sensiblement différents. On rappellera que c'est à leur base qu'auraient été signalés autrefois quelques fossiles marins, que l'on n'a pu retrouver (Goguel, 1967). Les teintes rouge orangé sont dues à d'épaisses masses argilo-gréseuses où s'interstratifient des bancs très cimentés à galets décimétriques bien roulés et graviers. Si les apports sont surtout faits de Mésozoïque carbonaté, il faut rajouter quelques quartzites bruns, piégés en particulier dans les fissures du substrat carbonaté sur lequel s'adosse la formation, ainsi que de plus rares éléments de gneiss et de granitoïdes. Ces derniers, comme l'abondance des sables quartziteux et arkosiques, impliquent des apports venant aussi du massif cristallin de l'Agly. A la différence du bassin de Tautavel, la série

rutilante est ici largement étalée et seule présente. Les niveaux à gros galets et blocs de Mésozoïque qui couronnent la colline de Roubials conservent, en dépit de leur cimentation locale, une matrice bariolée rougeâtre et ne peuvent être assimilés à la séquence conglomératique du bassin voisin.

L'analyse des faciès dans l'ensemble des bassins, ainsi que leur géométrie, semblent montrer un fonctionnement relativement différencié de chacune des unités structurales. Si les analogies sont grandes entre le bassin de Tuchan et celui de Tautavel, il semble que l'on puisse mettre à part celui d'Estagel. Par ailleurs on retiendra une ressemblance certaine avec les matériaux détritiques du bassin de Sigean-Narbonne. Enfin sur la marge nord-est du Roussillon, des séries tout à fait comparables à celles de Tuchan affleurent au fond des vallons du Rabaneil et du Roboul : faciès siliceux ocre et gris et faciès carbonatés y sont recouverts en discordance nette par d'autres séquences conglomératiques ou bréchiques rapportées au Néogène supérieur (Clauzon, 1974 ; Calvet, 1986 ; Lagasquie, 1987).

Les datations paléontologiques

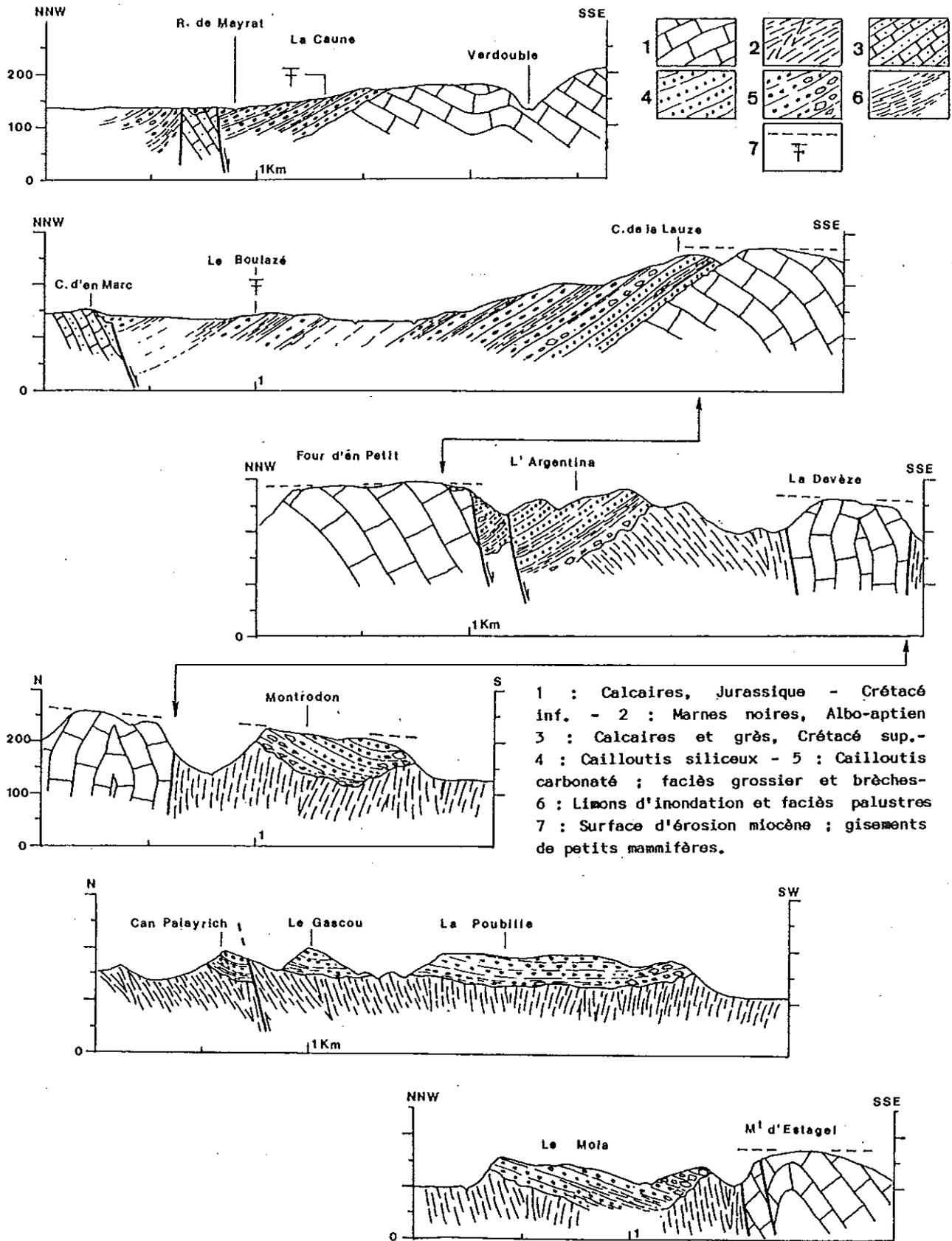
Trois gisements ont été découverts : le site du Boulazé, celui de La Caune et celui d'Estagel (fig. 1 et 2).

1. Gisement du Boulazé

La prospection des niveaux fins du cailloutis de Paziols a procuré quelques indications de la présence de fossiles en plus du site du Boulazé, mais les trouvailles paléontologiques restent très pauvres ou n'ont pu faire l'objet d'études précises. On signalera un niveau argileux à empreintes foliaires vers Paziols, qu'il serait intéressant de comparer avec la flore des tufs de Fouradade. Des niveaux coquilliers ont été repérés en plusieurs points, mais ils paraissent très pauvres en restes de rongeurs. En revanche, le site du Boulazé est le premier à avoir fourni un repère paléontologique précis. Le gisement est dans un talus de chemin mal exposé (coordonnées Lambert III, $x = 631,5$, $y = 3\,062,825$, $z = 140$), au nord de Paziols. Il se localise clairement vers le sommet de la série, compte tenu des pendages réguliers vers le nord-ouest, dans un niveau marneux.

500 kg de sédiments n'ont livré qu'une seule dent de rongeur. Cette M/1 (1,67 × 1,18) BLE n° 1, montre un antéroconide net avec un antérolophide labial qui n'atteint pas la base du métaconide et un antérolophide labial qui s'abaisse rapidement sans fermer l'antérosinuside. Le métaconide est plus en avant que le protoconide. L'antéroconide est relié au bras antérieur du protoconide et du métaconide par un antérolophulide. Le bras postérieur du protoconide rejoint la base de la partie postérieure du métaconide, créant un entonnoir assez large. Le mésolophide est de longueur moyenne, l'ectomésolophide apparaît sous forme de moulure. L'hypolophulide est transverse à légèrement proverse. Le bras postérieur de l'hypoconide est court et peu épais.

Cette molaire (Pl. 1, fig. 1) présente une morphologie voisine de celle d'*Eucrietodon atavus* des gisements



MC 1990

Fig. 2. - Coupes des bassins de Paziols, Tautavel.
 Fig. 2. - Sections across the Paziols and Tautavel basins.

de l'Oligocène moyen à supérieur du Quercy (Vianey-Liaud, 1972 ; Comte, 1985). Par ses dimensions on pourrait la rapprocher des populations d'Itardies ou de Pech Desse, mais dans la population d'Itardies, les tubercules sont moins alternes et le métaconide présente un bras postérieur sur lequel s'insère le bras postérieur du protoconide. Elle présente de grandes similitudes avec une M/1 de Pech Desse (PDS 941) mais cette dernière n'a pas de bras postérieur de l'hypoconide, structure variable dans les populations.

La morphologie et les dimensions de cette seule molaire d'*Eucrietodon atavus* ne nous permet pas de donner un âge précis. Toutefois ce gisement est compris entre le niveau repère d'Itardies (MP 23) et celui de Pech Desse (MP 28) (Brunet et Vianey-Liaud, 1987) soit, de l'Oligocène moyen au début de l'Oligocène supérieur (du Rupélien supérieur ancien au Chattien inférieur).

2. Gisement de La Caune

Un deuxième niveau marneux, plus bas dans la série, a fourni un site fossilifère, La Caune (coordonnées Lambert III, $x = 632,125$, $y = 3\ 062,325$, $z = 150$). Ce site a livré quelques fragments d'incisives de rongeurs et quelques dents jugales d'un insectivore lipotyphlé de la famille des Nyctitheriidae : *Saturninia tobieni* Sigé, 1976. Le matériel (Pl. 1, fig. 12 à 15) est représenté par une P/4 sen. ($1,45 \times 0,80$) LAC n° 1, un fragment de M/1 ou M/2 sen. (environ $1,48 \times 1,15$) LAC n° 2 et un fragment de M1/ ou M2/ sen. (longueur minimale : 1,4) LAC n° 3.

Description

Les cuspidés de la P/4 sont relativement massives. Le paraconide est très bas et à peine formé ; le protoconide occupe la moitié de la surface du trigonide et le métaconide lui est légèrement postérieur. La crête oblique rejoint le sommet de cette dernière cuspide. L'entoconide est présent à l'angle postéro-lingual de la couronne et un hypoconulide faible le juxte labialement. L'hypoconide semble plus bas mais il est endommagé.

La molaire inférieure a été reconstituée à partir de trois fragments, mais la portion linguale du talonide est manquante. Le trigonide est très pincé avec une paracristide dont la partie distale est orientée presque perpendiculairement à l'axe de la rangée dentaire. La crête oblique rejoint le sommet du métaconide. Les deux murailles labiales du protoconide forment un angle très fermé et la face postérieure du métaconide est assez inclinée en vue linguale. Les cingulum antérieur, labial et postérieur sont bien marqués.

Seule la partie linguale de la molaire supérieure a été récoltée. Quelques caractères sont à noter : l'importance des conules (le paraconule forme un éperon en avant de la préprotocrête), une vallée nette située entre les bases des paracône et métacône (sa présence laisse supposer une tendance dilambdodonte), un hypocône assez développé posé sur un éperon qui se termine presque perpendiculairement à la postprotocrête et un très faible cingulum sous le protocône.

Détermination et comparaison

La tendance dilambdodonte, l'importance des conules, la présence d'une crête oblique ascendante et

l'état de l'hypocône permettent une attribution à l'espèce *Saturninia tobieni* Sigé, 1976. Le gisement-type de l'espèce est Neustadt près Marburg (Hesse) et le matériel provenant de ce site a été décrit initialement par H. Tobien (1971) sous le nom de *Saturninia gracilis*. En 1976, B. Sigé créait pour ce matériel l'espèce *S. tobieni* en y rattachant quelques spécimens des sites quercynois d'Escamps et de Coanac 1.

Les pièces de Paziols se rapprochent plus du matériel de Neustadt que de celui du Quercy par l'aspect plus allongé du talonide de la P/4, l'importance des conules et la morphologie de l'hypocône.

Age du gisement

Étant donné que la présence de *S. tobieni* n'est pas attestée dans les sites postérieurs à la « Grande Coupure » de Stehlin, le gisement de Paziols est antérieur à cet événement. Les rapports morphologiques plus étroits entre les spécimens de Paziols et de Neustadt (MP 20) qu'avec ceux d'Escamps et de Coanac 1 (MP 19) permettent, provisoirement au moins (les populations de *S. tobieni* des deux derniers sites cités sont représentées par un petit nombre d'individus), de proposer un âge du nouveau gisement à proximité du niveau repère de Saint-Capraise (gisement type du niveau MP 20, Legendre, 1987).

Les deux gisements, Le Boulazé et La Caune, sont séparés par plus d'une centaine de mètres de sédiments qui représenterait, en l'état actuel des corrélations proposées, une différence d'âge considérable de l'ordre de 10 Ma environ. La datation du gisement de La Caune, sous réserve de confirmation, impliquerait un début de tectonique distensive précoce pour la région où celle-ci est censée débiter à l'Oligocène moyen supérieur (bassin de Portel, Narbonne-Sigean et Montpellier). De nouvelles prospections permettront de préciser les hypothèses avancées. Dans l'état actuel des investigations paléontologiques, la formation de Paziols est rapportée à l'Oligocène *sensu lato*.

Ces données confirment l'âge assez ancien de ce remplissage détritique, qui s'intègre ainsi dans la série des bassins oligocènes en distension de la marge méditerranéenne, et dont le plus proche, aux faciès en partie comparables, est celui de Sigean qui a livré des faunes de rongeurs (Aguilar, 1977 ; Aguilar et Michaux, 1977).

3. Gisement d'Estagel

Si une grande similitude de faciès, en particulier avec les conglomérats calcaires du Mola, pourrait permettre d'étendre éventuellement cette datation au bassin de Tautavel, cela n'est absolument pas le cas pour les couches rutilantes du bassin d'Estagel. Ces niveaux s'adosent au niveau de la D 117 et de la voie ferrée au pied d'un versant calcaire qu'elles ont certainement fossilisé sur toute sa hauteur : on y repère en effet de nombreux galets allogènes résiduels, et toutes les coupes montrent des remplissages de fissures à sables quartzeux et à graviers ou galets de quartzites. Au pied du versant, au lieu-dit Le Pal, (coordonnées Lambert III : $x = 628,7$, $y = 3\ 053,75$, $z = 100$) des éléments de ces remplissages karstiques rutilants ont livré une riche faune de micromammifères parmi laquelle les rongeurs sont les plus abondants mais peu diversifiés.

Leur liste s'établit comme suit : *Pseudodryomys ibericus*, *Miodryomys biradiculus*, *Atlantoxerus* sp., pour les rongeurs (Pl. 1, fig. 2 à 11), *Galerix aurelianensis*, *Crociodorex thauensis* pour les insectivores.

Bien que peu diversifiée, l'association des rongeurs est reconnue dans les gisements de Serre de Vergès, Sainte Catherine 2. L'absence de Cricetidés pourrait indiquer un âge compris entre Serre de Vergès et Beaulieu, soit du Burdigalien inférieur, de - 18 à - 19 Ma environ (Aguilar *et al.*, 1986 ; Aguilar et Michaux, 1987). Les deux insectivores ne donnent pas d'informations contradictoires. Cependant, la présence de *C. thauensis* à Estagel allonge la distribution stratigraphique de ce taxon (Crochet, 1975 ; Ziegler, 1989).

On doit donc admettre qu'ici le remplissage du bassin d'Estagel est au mieux contemporain ou immédiatement postérieur au gisement fossilifère. On rapprochera donc ce petit bassin détritique de celui du Conflent qui a fonctionné lui aussi au Miocène inférieur (Bandet, 1975 ; Baudelot et Crouzel, 1974). Les fossiles marins signalés autrefois dans le secteur seraient à rapporter à la transgression de la mer miocène. Cette interprétation est beaucoup plus cohérente que celle qui consistait à y voir un témoin du littoral pliocène : le bassin est en effet totalement coupé de celui du Roussillon et le modelé de la vallée de l'Agly, avec ses méandres encaissés, ne suggère en rien une paléotopographie de ría.

Les petits bassins des Corbières semblent donc bien avoir connu, comme sur toute cette frange méditerranéenne, un fonctionnement étalé dans le temps, depuis l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène. Il reste à préciser le style de l'évolution et son cadre structural.

Évolution géodynamique

Les premières datations paléontologiques qui vieillissent considérablement les dépôts continentaux de ces petits bassins de l'Aude et des Pyrénées-Orientales permettent d'intégrer de nombreuses observations qui intéressent, les unes, la géomorphologie, les autres, le cadre structural régional.

1. Les données de la géomorphologie

L'ensemble des faciès et leur dispositif géométrique supposent un cadre paléotopographique très différent de l'actuel, qui peu ou prou est en place depuis la fin du Néogène. Les brèches à mégablocs du bassin de Tautavel ne pouvaient que s'adosser à d'importants versants raides, or elles se trouvent pratiquement de plain-pied avec les bas plateaux de La Devèze et des Monts d'Estagel. Un examen du rapport entre la morphologie des plateaux et les strates de cailloutis montre que celles-ci sont recoupées en biseau par la surface d'aplanissement généralisée qui tronque les structures des Corbières orientales : c'est le cas en arrière d'Aguilar, au sud de Paziols, à la butte de Montrodon et enfin au Camp de la Barte sur le Planal de La Coste (fig. 2).

Actuellement démantelée par l'enfoncement des vallées et préservée uniquement sur les assises carbonatées résistantes, cette plaine d'érosion est classiquement attribuée au Miocène (Cornet, 1968, 1975, 1981 ; Mein

et Cornet, 1973). Plus précisément elle se parachève à partir du Miocène moyen (Calvet, 1987), comme l'indiquent ses rapports avec la sédimentation marine miocène vers le littoral des Corbières, et avec les multiples gisements à rongeurs piégés au plateau karstique de Baixas (Aguilar *et al.*, 1986 ; Calvet, à paraître).

Le biseautage des strates de poulingue par l'aplanissement miocène n'avait pas été reconnu par P. Brunet (1967) ni par C. Cornet (1981) qui envisageait plutôt — un âge récent aidant — un débordement du remplissage détritique sur l'aplanissement. Le fait est pourtant indiscutable et il est donc clair que les remplissages détritiques en question sont au moins antérieurs au Miocène moyen.

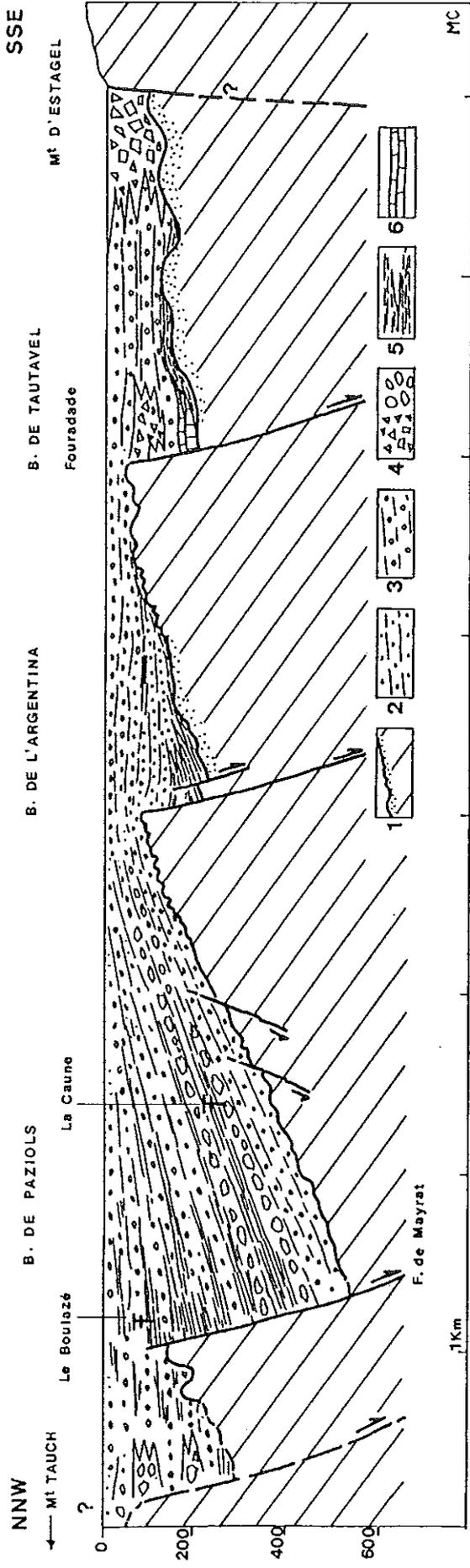
2. Géométrie des bassins et déformations tectoniques

La forme initiale des bassins et leurs limites sont difficiles à reconstituer. Ils se logent au creux de la virgation des Corbières, exactement au point où les lignes structurales E-W s'infléchissent en direction du NNE, dans un domaine où les dispositifs tectoniques pyrénéens sont particulièrement complexes. D'autre part, les affleurements du remplissage des bassins ont un dessin d'autant plus compliqué qu'ils ont été largement démantelés par l'érosion et affectés par plusieurs phases de déformation de style différent : la répartition des divers lambeaux de formations est loin de refléter la géométrie originelle des bassins. On ajoutera enfin que la signification des contacts avec le cadre mésozoïque est généralement ambiguë car associant des dispositifs discordants et ravinants, et d'incontestables accidents tectoniques, parfois sur la même coupe.

Un système de fossés distensifs

Dans le bassin de Tuchan (fig. 1), les fractures reconnues ou présumées ont des directions très variées : N 80 (faille d'Aguilar, accident du R. de Mayrat), N 30 à N 50 (accident de Paziols, failles de l'Argentina), N 150 (accidents de la Font des Aigues et du Tarrasac). Les pendages, remarquablement constants, varient progressivement du NW-NNW au sud du bassin, à W-WSW vers Aguilar. Ce basculement généralisé suppose un ou plusieurs accidents majeurs masqués sous le Quaternaire à la marge occidentale du bassin, avec une direction proche de NE-SW.

On reconstitue ainsi un système de demi-fossés en distension (fig. 3) calés sur des accidents obliques N 50 à N 30, et compartimentés par les fractures N 150 et N 80. Le jeu synsédimentaire des failles est évident en plusieurs points. Le cas le plus clair est celui du demi-fossé de l'Argentina, au sud de la barre urgonienne : les ravines en tête du ruisseau de la Boulière montrent la série siliceuse basculée au nord-ouest avec des pendages de plus en plus faibles vers le sommet, ainsi que de multiples fractures normales contraires (Pl. 2, fig. A) ; et la séquence détritique finit par fossiliser le sommet du bloc soulevé, vers la Bergerie de Marcot. A la décharge de Paziols, on note de multiples fentes de distension (fig. 4) intraformationnelles remblayées par les lentilles susjacentes, avec redressement généralisé des galets. Enfin, au Ruisseau de Mayrat le substrat crétacé supérieur réapparaît brusquement, sous forme



- 1 : Substrat mésozoïque ; altérites infra-oligocène - 2 : Cailloutis siliceux - 3 : Cailloutis carbonaté à éléments de Mésozoïque - 4 : Brèches ; faciès torrentiel à blocs - 5 : Limons d'inondation, hydromorphes - 6 : Tufs carbonatés.

Fig. 3. - Essai de reconstitution des bassins de Paziols, Tautavel à l'oligocène final.
 Fig. 3. - *Attempted end-Oligocene reconstruction of the Paziols and Tautavel basins.*

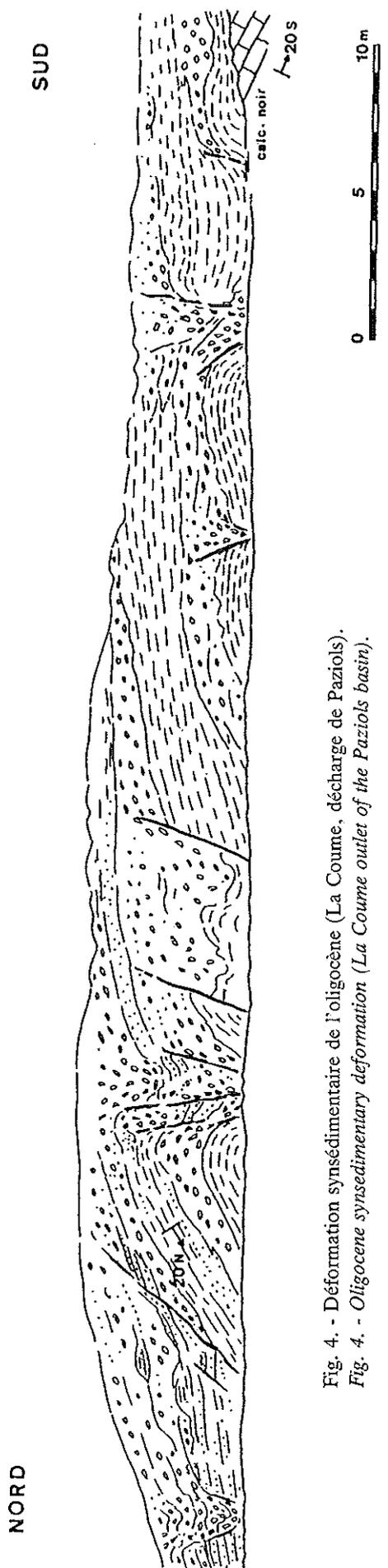


Fig. 4. - Déformation synsédimentaire de l'oligocène (La Coume, décharge de Paziols).
 Fig. 4. - *Oligocene syndimentary deformation (La Coume outlet of the Paziols basin).*

de têtes de rochers qui ont été clairement recouvertes par la suite de la séquence des poudingues carbonatés. L'existence de faciès palustres, tufs, limons gris ou noirs hydromorphes, au point les plus bas des demi-fossés est un autre indice de leur fonctionnement qui perturbait un drainage orienté vers le Roussillon.

Ce schéma géométrique semble se modifier dans les bassins de Tautavel et d'Estagel. A Tautavel dans les affleurements du Mola les cailloutis sont régulièrement basculés au sud-est ; l'accident tectonique majeur sur lequel se cale le fossé paraît être celui qui borde au sud le synclinal des Fenouillèdes et son rejeu contemporain de la sédimentation est attesté par les brèches à méga-blocs, sans que l'on puisse en préciser le style. Dans le bassin d'Estagel, des brèches très tectonisées paraissent jalonner, au contact du Néogène, un accident N 130 sur la bordure orientale du bassin. Mais le basculement généralisé des couches en direction du sud postule un accident majeur au sud du bassin, masqué sous le Quaternaire, puisque le socle paléozoïque réapparaît le long de la D 612 en direction de Montner.

On admettra donc un fonctionnement distensif se prolongeant jusqu'au Miocène, pour cet ensemble de petits bassins. Cela est conforme à ce que l'on sait des grands bassins côtiers ou intramontagnards, Roussillon (Calvet, 1985, 1986 ; Clauzon, 1986), Conflent (Bandet, 1975), Cerdagne (Gourinard, 1971 ; Roca, 1986 ; Cabrera *et al.*, 1988) et Valles-Penedés (Santanach *et al.*, 1980). On a pu montrer ainsi que ce régime de contraintes extensif avait conditionné la formation des fissures karstiques fossilifères dans le domaine, tout proche, du plateau de Baixas (Faillat *et al.*, 1990).

Des indices d'événements compressifs

Les pendages de ces dépôts oligo-miocènes sont, en général, assez tranquilles et réguliers ; mais on note aussi de brusques torsions locales des couches jusqu'à 55° à Estagel et 80° contre la faille d'Aguilar. Plus significatives sont les déformations enregistrées dans le bassin de Tautavel : les tufs de Fouradade offrent un ploiement anticlinal net, d'axe proche de N-S, et qui ne paraît pas d'origine sédimentaire ; on y repère aussi quelques microfractures stylolithiques. Immédiatement en arrière, à Can Palayrich, on a signalé une petite faille inverse à regard nord (fig. 1 et 2) mettant en contact les marnes crétacées et le conglomérat (Puech, 1986).

Les divers faciès conglomératiques, principalement dans les bassins de Tautavel et de Paziols, ont enregistré une déformation intime parfois intense et manifestement liée à un serrage vigoureux. Dans les faciès siliceux les galets de quartzites ont été très largement fracturés et tronçonnés. D. Puech (1986) signale le fait vers l'Argentina et Jasse d'En Biell. Dans les coupes de la D 611, on relève un décalage dextre pur sur des fractures verticales proches de NE-SW et passant à travers les galets. Les faciès carbonatés montrent partout des galets et des blocs à cupules, passant à des coups de gouge et à des stries (Pl. 2, fig. B), souvent horizontales ; les fragments de graviers siliceux sont profondément incrustés dans les blocs d'Urgonien ; blocs et galets calcaires peuvent aussi être tronçonnés et pas toujours recimentés.

Il n'est pas exclu qu'une partie au moins de ces manifestations de style compressif soient anciennes et

contemporaines du jeu des fossés, dont l'ouverture distensive aurait été momentanément interrompue par de brefs épisodes compressifs. Ce serait là l'écho des phases pyrénéennes tardives, fini à post-oligocène, bien connues plus à l'ouest et au sud, au front des Pré-Pyrénées catalanes et aragonaises (Séguret, 1970). Les brèches tectoniques monumentales du bassin de Tautavel s'accorderaient bien avec un rejeu du chevauchement de Vingrau et la faille inverse de Can Palayrich, que l'on ne retrouve pas dans la butte conglomératique de Montrodon, pourrait bien être synsédimentaire.

Pourtant un âge tardif pour les manifestations compressives-décrochantes serait aussi tout à fait conforme à ce que l'on sait de l'évolution néotectonique du domaine méditerranéen et plus précisément de ce secteur des Pyrénées-Orientales. On considère classiquement que la distension oligo-miocène y est relayée au Quaternaire par un régime compressif dans un contexte de collision généralisée (Philip, 1983, p. 93). La transition est certainement progressive ; le jeu des grandes failles normales est encore considérable au Miocène supérieur, par exemple dans le Valles ou en Cerdagne ; en Roussillon des épisodes distensifs marquent encore le Pliocène, voire le Quaternaire ancien (Calvet, 1985) ; et certains auteurs envisagent même un jeu de ces fractures jusqu'à l'actuel dans un contexte exclusivement distensif (Briais *et al.*, 1990). Mais on a pu isoler un vigoureux épisode compressif fini-miocène, scellé par le Pliocène marin, au front nord des Albères où fonctionnent alors la faille inverse de Montesquieu et les écaillages du Boulou (Calvet, 1984, 1985). En Cerdagne, de remarquables cisaillements en faille inverse affectent les conglomérats du Miocène supérieur-Turolien en arrière de Bellver, sous le Serrat de Nas (Cointre, 1987 ; Cointre *et al.*, 1988) ; Roca (1986) individualisait aussi un épisode compressif intra-vallésien dans ce même bassin. Des faits similaires ont été reconnus dans les fossés catalans, de l'Emporda au Penedés (Santanach *et al.*, 1980) ainsi que dans les Pré-Pyrénées plissées de Pedraforca (Durand-Delga *et al.*, 1989). Enfin les études sismo-tectoniques récentes tendent bien à confirmer l'existence d'un contexte compressif-décrochant actuel dans l'ensemble des Pyrénées (Olivera *et al.*, 1986).

Conclusions

Les dépôts continentaux des bassins de Paziols, de Tautavel et d'Estagel (Aude et Pyrénées-Orientales, France) sont pour la première fois, datés paléontologiquement. L'âge obtenu est ancien contrairement à ce qui était admis, sans arguments décisifs, jusqu'à présent. L'âge paléogène supérieur-néogène ancien pour cet ensemble de petits bassins des Corbières orientales permet de restituer l'histoire géologique suivante. Ce domaine a été d'abord fragmenté en régime distensif par un système de blocs et de fossés, conformément à l'évolution géodynamique classique de cette bordure méditerranéenne. Puis ces premiers reliefs ont été effacés par la réalisation d'un aplanissement généralisé que ne dominaient que quelques reliefs résiduels isolés, pendant le Miocène moyen et les débuts du Tortonien

(Calvet, 1987 ; Calvet, *à paraître*). Les volumes montagneux actuels résultent principalement, dans les Corbières au moins, de bombements d'ensemble et de gauchissements à moyen rayon de courbure, initiés à partir du Miocène supérieur, dans un contexte tectonique qui tend à devenir progressivement de style compressif-décrochant.

Références bibliographiques

- AGUILAR J.-P. (1977). - Données nouvelles sur l'âge des formations lacustres des bassins de Narbonne-Sigeon et de Leucate (Aude) à l'aide des micromammifères. *Géobios*, 10, 4, pp. 643-645.
- AGUILAR J.-P., CALVET M., MICHAUX J. (1986). - Découverte de faunes de micromammifères dans les Pyrénées-Orientales (France), de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur ; espèces nouvelles et réflexion sur l'étalement des échelles continentale et marine. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 303, 2, pp. 755-760.
- AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1977). - Remarques sur la stratigraphie des terrains tertiaires des bassins de Narbonne-Sigeon et de Leucate (Aude). *Géobios*, 10, 4, pp. 647-649.
- AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1987). - Essai d'estimation du pouvoir séparateur de la méthode biostratigraphique de lignées évolutives chez les rongeurs néogènes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 3, 6, pp. 1113-1124.
- BAKALOWICZ M., LAGASQUIE J.-J., MAGNIN F., VERNET J.-L. (1988). - Les travertins des Pyrénées-Orientales et des Corbières. Travaux n° XVII de l'U.A. 903, Lab. Géogr. Phys., Aix-en-Provence, pp. 137-148.
- BANDET Y. (1975). - Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon nord-occidental. Thèse Spéc., Univ. P. Sabatier, Toulouse, 56 p.
- BAUDELLOT S., CROUZEL F. (1974). - La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Hist. nat., Toulouse*, 110, 3-4, pp. 311-326.
- BRIAS A., ARMJO R., WINTER T., TAPONNIER P., HERBECQ A. (1990). - Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, 4, 1, pp. 19-42.
- BRUNET P. (1957). - Recherches morphologiques sur les Corbières. Mém. et Doc., Service de Doc. et Cart. géogr., C.N.R.S., 6, pp. 61-134.
- BRUNET M., VIANEY-LIAUD M. (1987). - Mammalian Reference Levels MP 21-30. In : Intern. Symp. on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene. Ed. N. Schmidt-Kittler, *Münchner Geowiss. Abh.*, A, 10, pp. 30-31.
- CABRERA L., ROCA E., SANTANACH P. (1988). - Basin formation at the end of a Strike-slip fault : the Cerdanya basin (Eastern Pyrenees). *J. Geol. Soc. London*, 145, pp. 261-268.
- CALVET M. (1984). - Un piémont néogène des Pyrénées-Orientales : le fossé sud-roussillonnais. In : Coll. « Montagnes - Piémonts » Toulouse, 1982. Travaux 1, *Rev. Géogr. Pyr. et S.O.*, pp. 206-224.
- CALVET M. (1985). - Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées ; l'exemple du horst des Albères. *Rev. Géol. Dyn. Géol. Phys.*, 26, 2, pp. 119-130.
- CALVET M. (1986). - La stratigraphie du Néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques des bordures. *Géologie de la France*, n° 2, pp. 205-220.
- CALVET M. (à paraître). - Aplanissements sur calcaire et gîtes fossilifères karstiques. L'exemple des Corbières. In : Symposium S 11, « Planation in limestones », 2th Intn. Cong. on geomorphology, Frankfurt, 1989.
- CALVET M. (1987). - Idées nouvelles sur une vieille énigme : les surfaces d'érosion des Pyrénées-Orientales. *Rev. Géol. Dyn.*, 36, 3, pp. 85-88.
- CLAUZON G. (1974). - La brèche d'Espira d'Agly. Une brèche synorogénique d'âge messinien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, pp. 273-279.
- CLAUZON G. (1986). - Neogene dynamic evolution of a peribalearc graben : the Roussillon basin (Eastern Pyrenees, France), VIIIth Congr. R.C.M.N.S., Budapest, pp. 146-148.
- COINTRE M. (1987). - Étude néotectonique des Pyrénées-Orientales. Mém. D.E.A., Univ. Montpellier.
- COINTRE M., GRELLET B., PHILIP H., BOUSQUET J.-C., TABOADA A. (1988). - Étude néotectonique des Pyrénées-Orientales. Géotectsis, rapport E.D.F.
- COMTE B. (1985). - Éléments nouveaux sur l'évolution des genres *Eucricetodon* et *Pseudocricetodon* (*Eucricetodontinae*, *Rodentia*, *Mammalia*) de l'Oligocène d'Europe occidentale. *Palaeovertebrata*, 15, 1, pp. 1-69.
- CORNET C. (1968). - Étude préliminaire de la surface d'arasion de Vingrau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 10, pp. 639-644.
- CORNET C. (1975). - Les surfaces d'arasion des Corbières. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, 1, pp. 7-8.
- CORNET C. (1981). - Le remplissage de Tuchan et l'évolution morphologique récente du chaînon de Galamus. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 479-480, pp. 257-262.
- CROCHET J.-Y. (1975). - Diversité des insectivores soricidés du Miocène inférieur de France. Coll. intn. C.N.R.S., n° 218, pp. 631-652.
- DEPÉRET C., DONCIEUX L. (1907). - Carte géologique Perpignan à 1/80 000, 1^{re} édition.
- DURAND DELGA M., MÉON H., MASRIÈRE A., ULLASTRE J. (1989). - Effets d'une phase tectonique compressive, affectant du Miocène supérieur, daté palynologiquement, dans la zone de la Pedraforca (Pyrénées catalanes, Espagne). *C.R. Acad. Sci.*, 308, (2), pp. 1091-1098.
- FAILLAT J.-P., AGUILAR J.-P., CALVET M., MICHAUX J. (1990). - Les fissures à remplissages fossilifères néogènes du Plateau de Baixas (Pyrénées-Orientales, France), témoins de la distention oligo-miocène. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 311, (2), pp. 205-212.
- GOGUEL J. (1962). - Carte géologique Toulouse à 1/320 000.
- GOGUEL J. (1967). - Carte géologique Quillan à 1/80 000, 3^e édition.
- GOURINARD Y. (1971). - Détermination cartographique et géophysique de la position des failles bordières du fossé néogène de Cerdagne. In : 96^e Congr. Nat. Soc. Sav., Toulouse, II, pp. 245-263.
- LAGASQUIE J.-J. (1987). - Signification géodynamique des formes et dépôts de piémont dans la moitié orientale des Pyrénées. *Rev. Géol. Dyn.*, 36, 3, pp. 85-86.
- LAGASQUIE J.-J. (1988). - Les travertins de Maury dans leur cadre géomorphologique. Travaux n° XVII de l'U.A. 903, Lab. Géogr. Phys., Aix-en-Provence, pp. 149-150.
- LEGENDRE S. (1987). - Mammalian Reference Levels MP 17-20. In : Intern. Symp. on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene. Ed. N. Schmidt-Kittler, *Münchner Geowiss. Abh.*, A, 10, pp. 28-29.
- MEIN P., CORNET C. (1973). - Les incidences de la découverte d'un remplissage karstique fossilifère sur l'interprétation morphologique de la surface d'arasion de Vingrau. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, pp. 54-55.
- OLIVERA C., GALLART J., GOULA X., BANDA E. (1986). - Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, pp. 367-380.
- PHILIP H. (1983). - La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. Thèse Doct. Sci., Univ. Montpellier, 240 p.
- PUECH D. (1986). - Les formations superficielles des bassins de La Devèze et d'Estagel, étude géomorphologique. Mém. Maîtr., Univ. Toulouse Le Mirail, 128 p.
- ROCA E. (1986). - Estudi geologic de la fossa de la Cerdanya. *Thesis, Univ. Barcelona*, 109 p.
- SANTANACH P.F., SANZ de GALDEANO C., BOUSQUET J. C. (1980). - Neotectonica de las regiones mediterraneas de España (Cataluna y Cordilleras Béticas). Livret guide excursion 209 A du 26^e Cong. géol. Intn., pp. 169-192.
- SÉGURET M. (1970). - Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Thèse Doct. Sci., Univ. Montpellier, 210 p.
- SIGÉ B. (1976). - Insectivores primitifs de l'Éocène supérieur et Oligocène inférieur d'Europe occidentale. Nyctithériidés. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, n.s., C, 34, 140 p.
- TOBIEN H. (1971). - Mikromammalier aus dem alttertiären Melanien-ton von Nord-hessen. Teil 1 : *Marsupialia, Insectivora, Primates*. Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch, 99, pp. 9-29.
- VIANEY-LIAUD M. (1972). - Contribution à l'étude des Cricétidés oligocènes d'Europe occidentale. *Palaeovertebrata*, 5, 1, pp. 1-44.
- ZIEGLER R. (1989). - Late Oligocene and Early Miocene Heterosoricidae and Soricidae (Insectivora, Mammalia) from Southern Germany. *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, B, 154, 73 p.

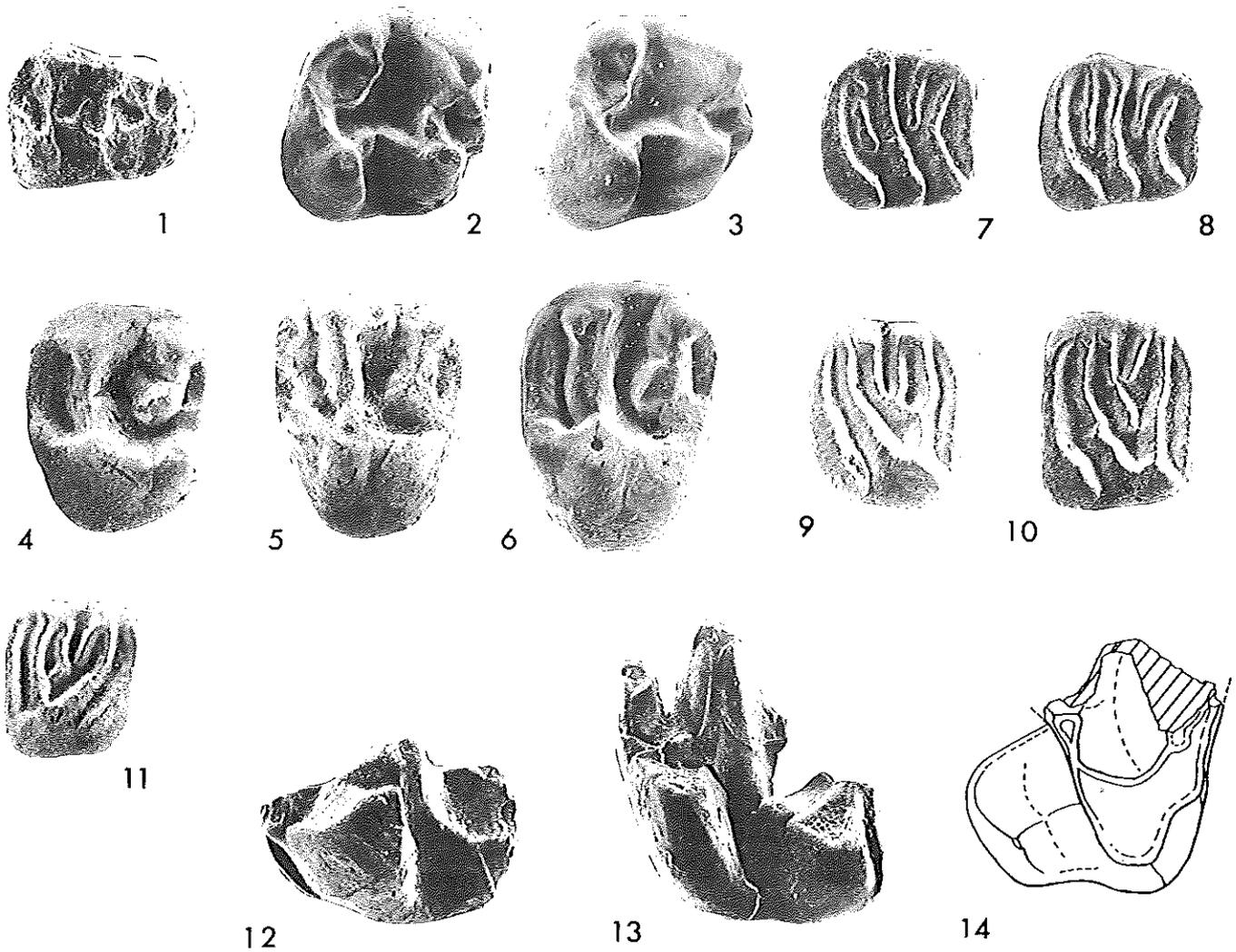


PLANCHE 1

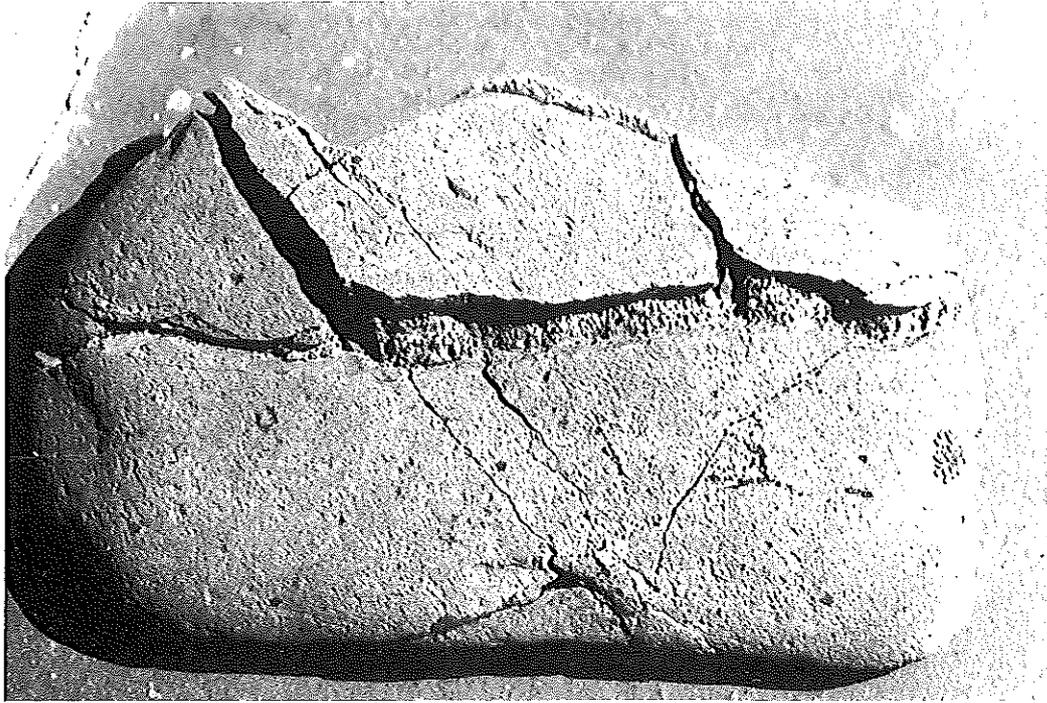
Eucrietodon cf. *atavus* du Boulazé : 1 - M/1 dext., BLE n° 1 *Atlantoxerus* sp. d'Estagel ; 2 - M/2 dext., EST n° 43 ; 3 - M/1 dext., EST n° 40 ; 4 - M/1-2 sen., EST n° 70 ; 5 - M/1 sen., EST n° 76 ; 6 - M/2 sen., EST n° 76. *Pseudodryomys ibericus* d'Estagel : 7 - M/2 dext., EST n° 109 ; 8 - M/1 dext., EST n° 101 ; 9 - M/1 sen., EST n° 93 ; 10 - M/2 sen., EST n° 96. *Miodyromys biradiculus* d'Estagel : 11 - M/1 dext., EST n° 118. *Saturninia tobieni* de La Caune : 12 - P/4 sen., LAC n° 1 ; 13 - M/1-2 sen. fragmentée LAC n° 2 ; 14 - M/1-2 sen. fragmentée LAC n° 3.

Les figures 1 à 11 sont × 15, les figures 12 à 14 sont × 23.

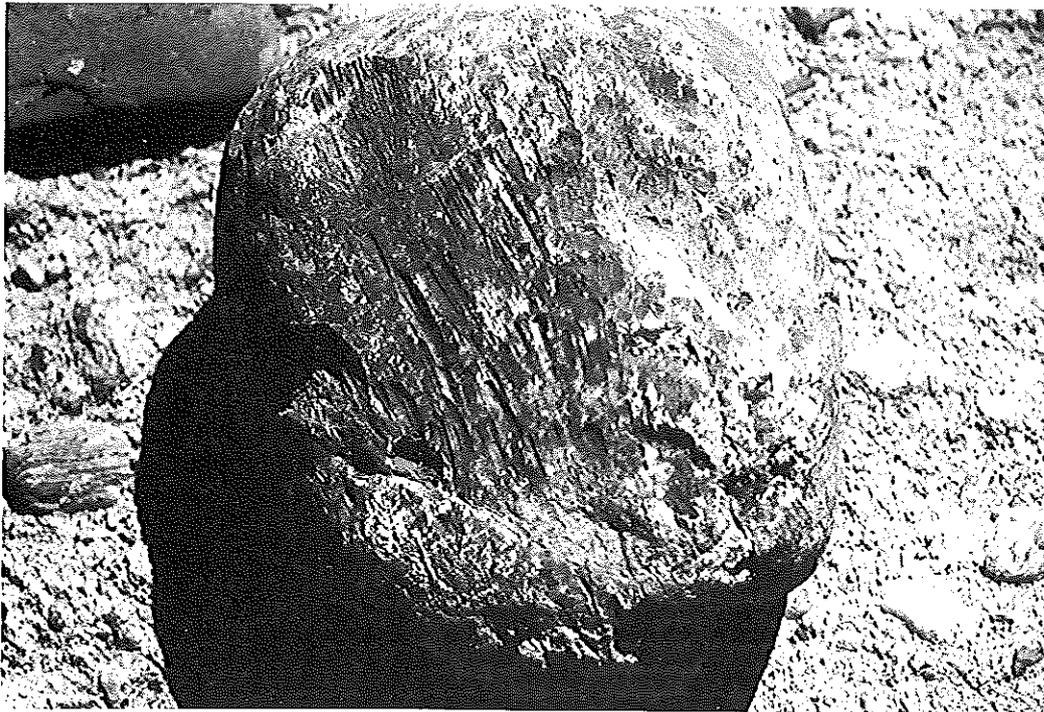
PLATE 1

Eucrietodon cf. *atavus* from le Boulazé: 1 - M/1 dext., BLE No 1. *Atlantoxerus* sp. from Estagel: 2 - M/2 dext., EST No 43; 3 - M/1 dext., EST No 40; 4 - M/1-2 sen., EST No 70; 5 - M/1 sen., EST No 76; 6 - M/2 sen., EST No 76. *Pseudodryomys ibericus* from Estagel: 7 - M/2 dext., EST No 109; 8 - M/1 dext., EST No 101; 9 - M/1 sen., EST No 93; 10 - M/2 sen., EST No 96. *Miodyromys biradiculus* from Estagel: 11 - M/1 dext., EST No 118. *Saturninia tobieni* from La Caune: 12 - P/4 sen., LAC No 1; 13 - M/1-2 sen. (fragmented), LAC No 2; 14 - M/1-2 sen. (fragmented), LAC No 3.

Figures 1 to 11 are × 15; figures 12 to 14 are × 23.



A



B

PLANCHE 2

Fig. A. - Galet de grès quartzite fracturé en extension, dans un crochon de faille normale (graben de l'Argentina).
Fig. B. - Galet de calcaire gris fortement strié et impressionné, récolté en surface sur le tracé de la faille d'Aguilar.

PLATE 2

Fig. A. - Pebble of quartz sandstone, with extension fractures, in a normal fault bend (Argentina graben).
Fig. B. - Pebble of grey limestone, heavily striated and marked, collected at the surface on the line of the Aguilar fault.