

Le détritisme néogène du bassin du Roussillon (Pyrénées - orientales , France)

Georges Clauzon

▶ **To cite this version:**

Georges Clauzon. Le détritisme néogène du bassin du Roussillon (Pyrénées - orientales , France). 1987, pp.427-441. insu-00512531

HAL Id: insu-00512531
https://insu.hal.science/insu-00512531

Submitted on 30 Aug 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

LE DETRITISME NEOGENE DU BASSIN DU ROUSSILLON (PVRENEES-ORIENTALES, FRANCE)

Georges CLAUZON*

RESUME. Le détritisme néogène du Roussillon est à la fois grossier (forte présence des apports proximaux) et siliceux (l'essentiel du matériel provient de la zone axiale pyrénéenne). Il se subdivise en deux unités stratigraphiques l'une miocène, l'autre pliocène qui s'opposent par tous leurs caractères sédimentaires.

La série miocène correspond au remplissage synsédimentaire d'un fossé néotectonique. Le matériel est d'origine proche et le transit s'effectue selon une direction méridienne. La subsidence tectonique est compensée par l'accrétion sédimentaire.

La série pliocène résulte du comblement longitudinal d'une ria, disposée selon l'axe du fossé. Les apports sont allochtones et les taux de sédimentation sont très supérieurs à ceux enregistrés au cours du Miocène.

Une double rupture géodynamique est à l'origine de cette dualité sédimentaire. Il s'agit, d'une part, au Miocène supérieur, de la surrection des reliefs de l'Est pyrénéen; il s'agit, d'autre part, au Messinien, de l'épisode de ravinement, synchrone de la crise de salinité en Méditerranée.

ABSTRACT. - The Roussillon Neogene detritism is both coarse (strong predominance of proximal deposits) and siliceous (the main part of the material cornes from the Pyrenean axial zone). It is eornposed of two stratigraphie units Miocene and Plioeene whose sedimentary eharacteristics are totally different.

The Miocene sequence tallies with the sedimentary filliog up of a neotectonic graben. The material is local and the transit follows a meridian direction. The neotectonic subsidence i5 counterbalanced by the sedimeotary aecretion.

The Pliocene sequence is the outcome of the 1engthwise fi11ing up of a ria, following the axis of the graben. The material is a11ochtonous and the sedimentation rates are higher than those recorded during the Miocene.

This sedimentary duality results from a double geodynamic change : on one hand, an upheaval of the Eastern Pyrenean relief, during the Upper Miocene and, on the other hand, the gullying episode, synchronous with the Mediterranean salinity crisis.

* RCP 826 CNRS et Institut de Géographie, Université d'Aix-Marseille II, 29 avenue Robert-Schuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex.

INTRODUCTION.

Le bassin néogène du Roussillon est implanté sur deux unités structurales antithétiques et diachrones, constituées : à l'Ouest, par l'orogène pyrénéen, d'âge éocène (Casteras, 1974) et, à l'Est, par la marge du bassin de Méditerranée Occidentale d'âge miocène (Burrus, 1984 ; Réhault *et al.*, 1984). Il s'intègre dans la chaîne des Pyrénées comme un graben néotectonique à orientation sub-longitudinale tandis que, vis à vis du bassin Liguro-provençal, il a valeur de fossé satellite, orthogonal à la marge du Golfe du Lion. A l'exception du court épisode messinien, sa disposition géographique actuelle - mi-émergée, mi-submergée - fut un trait permanent de son histoire. Elle découle de sa double appartenance structurale. Cette position charnière de bassin intra-montagnard ouvert sur la Méditerranée le prédisposait à devenir le réceptacle du détritisme pyrénéen.

Ce bassin couvre une superficie (pour s'en tenir à sa partie exondée) d'environ 1100 km^2. En octroyant à son remplissage sédimentaire une épaisseur moyenne de 1 km - épaisseur compatible avec les données du sous-sol (Gottis, 1958 ; Marchal, 1976 ; Magné, 1978 ; Cravatte *et al.*, 1984) quoique fortement minorée - le détritisme du Roussillon représente un cubage égal ou supérieur à 1100 km^3.

Ce remplissage possède trois caractères permanents, au cours du Néogène :

1/ Il s'agit, pratiquement à 100 %, d'une série détritique (les roches carbonatées et carbonées n'intervenant que de manière symbolique) et, dans une moindre proportion, il est vrai, d'une série siliceuse. Le détritisme grossier (mégablocs, cailloutis, arkoses) prédomine largement sur le détritisme fin (silts phylliteux).

2/ Ce matériel s'organise en séquences sédimentaires qui sont de deux types : torrentielles, proximales et méridiennes au Miocène, fluviatiles, deltaïques et longitudinales (de sens W-E), au Pliocène.

3/ En dehors de l'épisode messinien, déjà évoqué, le bassin a toujours fonctionné en régime amphibie. Toutefois, alors qu'au Miocène, les faciès marins sont contigus aux faciès continentaux, au Pliocène, ils leur sont sous-jacents.

Même au travers de ces caractères permanents et unitaires, on voit se dessiner l'opposition Miocène/Pliocène qui est celle - dans le même espace - de deux détritismes successifs.

I. STRATIGRAPHIE DU DETRITISME NEOGENE DU BASSIN DU ROUSSILLON.

La même dualité se retrouve en matière de stratigraphie : le Néogène du Roussillon se subdivise en deux séries - l'une miocène, l'autre pliocène - séparées par une discordance de ravinement intermédiaire, la "surface d'érosion messinienne" (Cita et Ryan, 1978).

1. La série miocène : une série résiduelle, isochrone à la base, tronquée au sommet.

Deux discordances : l'une au mur, l'autre au toit, délimitent cette série miocène. La discordance basale marque la superposition des premiers niveaux de remblaiement sur le socle paléozoïque de la zone axiale. Du point de vue géométrique, il s'agit d'une discordance planaire puisqu'on a à faire au prolongement effondré et enfoui de la surface d'aplanissement

des Corbières (Clauzon, 1986, 1987). Du point de vue chronologique, il s'agit d'un mur isochrone dans la mesure où - aux deux extrémités du fossé - son âge aquitanien est attesté paléontologiquement. Il l'est, à l'Ouest, par le gisement de mammifères d'Espira-du-Conflent (Baudelot et Crouzel, 1974), une fois prise en compte (Clauzon, 1986) l'épaisseur du remblaiement sédimentaire sous-jacent (Bandet, 1975). Il l'est, à l'Est, par le témoignage des microfaunes marines à Miogypsines et Lépidocyclines des sondages *off shore* Tramontane et Rascasse (Cravatte *et al.*, 1974).

A l'inverse, la discordance sommitale est une discordance de ravinement (Clauzon *et al.*, 1982 ; Clauzon, 1985, 1986, 1987 ; Clauzon *et al.*, 1987 a, 19687 b), synchrone de la crise de salinité en Méditerranée (Hsü *et al.*, 1973). L'ampleur de l'ablation réalisée dans ce court laps de temps (Cita, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1987 b) est considérable. A l'aplomb du littoral actuel, c'est une tranche de sédiments équivalente au tiers de la série miocène (700 m sur 2000) qui a été érodée (Clauzon, 1986). En termes stratigraphiques, c'est l'intégralité du Miocène supérieur pré-évaporitique qui fait défaut puisque les niveaux les plus récents de la série tronquée - tant à terre qu'en mer - ne livrent que des microfaunes du Miocène moyen (Cravatte *et al.*, 1974 ; Clauzon et Cravatte, 1985).

La série miocène du Roussillon constitue donc une série résiduelle, amputée au toit du Miocène supérieur et réduite de la sorte au Miocène inférieur et moyen.

Cette série comporte également une discontinuité interne qui juxtapose les faciès continentaux de sa partie occidentale et les faciès marins de sa partie orientale. Entre les cotes NGF -500 et -1200, les sondages pétroliers d'Elne et Canet (sondages alignés sur le même méridien) ont recoupé à plusieurs reprises la transition marin/continental (Gottis, 1958 ; Clauzon et Cravatte, 1985). On en déduit que cette transition occupe, dans l'espace, une position sub-verticale, sensiblement alignée sur le méridien du lieu, les deux puits étant distants de 12 km.

Cette disposition implique à son tour une pérennité paléogéographique : celle de la ligne de rivage au Miocène inférieur et moyen qui avait déjà, semble-t-il, sa configuration actuelle.

2. La discordance de ravinement messinienne : chronologie de la lacune, ampleur de la troncature, incidences rétroactives et futures de l'épisode.

Cette discordance affleure en continu (Clauzon, 1988) sur toute la périphérie occidentale du bassin (fig. 1). En mer, grâce à la sismique, elle a fait l'objet d'une restitution cartographique (Lefebvre, 1980). Dans l'espace intermédiaire - correspondant au sous-sol du Roussillon - elle a été rencontrée par les sondages profonds du littoral : Canet et Elne. Sa continuité spatiale est ainsi manifeste depuis les premiers contreforts du Canigou jusqu'aux évaporites des plaines abyssales (Clauzon, 1985, 1986, 1987).

Le toit de cette discordance se confond avec la base de la série pliocène, base qui a été reconnue isochrone et d'âge zancléen basal, sur toute la longueur du bassin (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b). Dans le puits Canet, ce toit est immédiatement en contact avec un mur qui a livré *Globigerinoides sicanus* (Clauzon et Cravatte, 1985). Le diastème concrétise donc une lacune de 10 Ma tandis que la troncature représente, on l'a vu, une ablation de 700 mètres de sédiments : d'où l'inéluctable conclusion que cette tranche de sédiments érodés correspond au Miocène

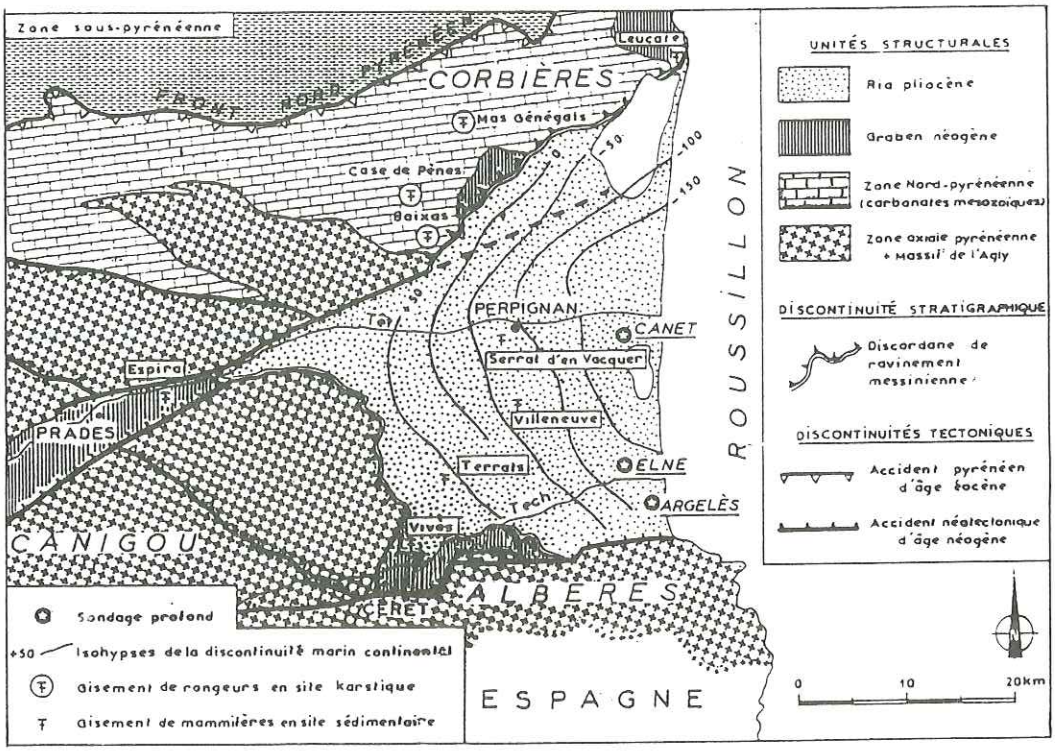


Fig. 1. Carte géologique simplifiée du bassin néogène du Roussillon dans son cadre structural.

supérieur pré-évaporitique.

Sur toute l'extension longitudinale du bassin, la topographie de ravinement messinienne évolue d'aval en amont. A l'aval, autant qu'on puisse en juger par la carte sismique (Lefebvre, 1980) et par les indications ponctuelles des sondages littoraux, les interfluves paraissent relativement émoussés. A l'échelle du bassin et des trois fleuves qui en assurent le drainage, il s'agit d'une morphologie aérée de *bad lands*. A l'amont, au débouché des canyons inscrits dans la matériel paléozoïque des épontes du bassin, les contrastes hypsométriques sont plus accusés et le profil des versants plus raide. De là procède l'emboîtement de la série pliocène au sein de la série miocène et le fait qu'elles affleurent en juxtaposition (Clauzon *et al.*, 1982, 1985 a, 1987 b) alors qu'à l'aval, le Miocène est systématiquement enfoui sous le Pliocène (Clauzon, 1987).

L'importance du creusement messinien est fondamentale dans la mesure où il a trois incidences : l'une passée, l'autre présente et la troisième à venir. L'incidence rétroactive concerne la troncature opérée au préjudice de la série miocène. L'incidence contemporaine se concrétise par le transfert aval - au niveau des plaines abyssales - des appareils détritiques messiniens (Clauzon *et al.*, 1987 b). L'incidence postérieure a

pour objet le physiographie du futur bassin pliocène : la ria ne devra son existence ainsi que les modalités de son fonctionnement qu'au surcreusement messinien et à lui seul (Clauzon, 1986).

3. La série pliocène : un biseau sédimentaire limité par deux surfaces isochrones.

En premier lieu, cette série pliocène présente une originalité géométrique (fig. 2) : sa forme en puissant biseau (Clauzon *et al.*, 1982, 1985 a, 1985 b, 1987 a, 1987 b). Epais de quelques mètres à peine au niveau des têtes de rias, ce biseau voit sa puissance augmenter régulièrement vers l'Est jusqu'à atteindre 900 m (épaisseur restituée tenant compte de l'ablation quaternaire), dans le sondage Canet (Clauzon et Cravatte, 1985), à proximité du littoral actuel (fig. 2).

L'isochronie de la surface inférieure de ce biseau vient d'être rappelée (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b). Son toit est également une surface isochrone puisqu'il s'agit d'une surface d'aggradation sédimentaire (Klein, 1959). Son âge enregistre une substitution de processus : celle qui est intervenue au moment où la dynamique d'accrétion sédimentaire qui fonctionnait depuis la mise en place de la ria (Clauzon, 1986) a été remplacée par la dynamique de creusement qui sera celle des temps plio-pléistocènes. Quel est donc l'âge de ce toit ?

Il est très proche - stratigraphiquement (Clauzon *et al.*, 1987 b) - du célèbre gisement du Serrat d'en Vacquer (Depéret, 1890). Compte tenu de cette proximité et compte tenu également des taux d'accrétion rapides enregistrés dans cette série (Clauzon, 1988), on peut, en première approximation, assimiler l'âge du toit à celui du gisement. Des révisions chronologiques récentes et concordantes (Aguilar et Michaux, 1984 ; Mein et Aymard, 1985 ; Michaux et Aguilar, 1985) estiment cet âge voisin de -4 Ma.

Etant donné l'incertitude de la résolution stratigraphique et celle de la résolution biochronologique de l'échelle des rongeurs (Aguilar et Michaux, 1984), on admettra que le biseau sédimentaire zancléen s'est édifié dans un laps de temps compris entre 1,3 et 1,5 Ma.

Ce biseau pliocène possède également une originalité interne : sur toute l'étendue du bassin, les faciès continentaux sont en recouvrement sur les faciès marins. On se souvient qu'il en allait tout autrement dans la série miocène où ils étaient juxtaposés. Si, par suite d'une subsidence de charge (Clauzon, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b), la discontinuité marin/continental se trouve aujourd'hui inclinée vers la mer (fig. 2)(Marchal, 1976), elle n'en était pas moins sub-horizontale, au moment de son fonctionnement, ce qui implique une progradation du corps sédimentaire à niveau eustatique constant (Haq *et al.*, 1987).

II. LE DETRITISME MIOCENE.

Dans la plus grande partie du Roussillon, la série miocène est sous-jacente à la série pliocène. Elle n'est alors connue qu'à travers les indications de sondages (Gottis, 1958 ; Clauzon et Cravatte, 1985). Cette série miocène ne parvient à l'affleurement que dans la partie occidentale du bassin mais encore ne s'agit-il que de surfaces restreintes et discontinues, déterminées par la disposition emboîtée des deux séries. C'est pourquoi l'étude du détritisme miocène ne peut être conduite de manière détaillée, mais seulement globale.

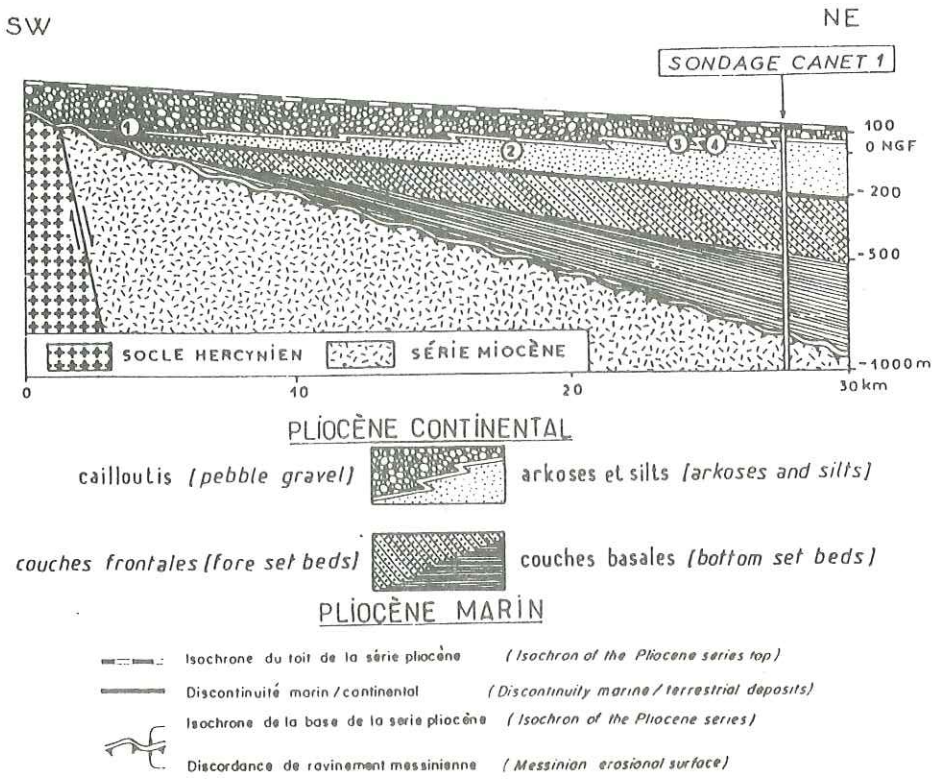


Fig. 2. Coupe longitudinale schématique du biseau sédimentaire pliocène.

1. Le couple subsidence/sédimentation au Miocène inférieur.

Deux failles majeures (fig. 1) : celle de Prades, au Nord et celle des Albères, au Sud, délimitent le fossé du Roussillon. Le horst méridional des Albères ne recèle pas trace de niveaux morphologiques repères mais, en revanche, celui des Corbières conserve un remarquable aplanissement, abondamment évoqué dans la littérature (Birot, 1937 ; Brunet, 1958 ; Mein et Cornet, 1973 ; Cornet, 1975 ; Cornet *et al.*, 1976 ; Clauzon, 1986, 1987). Mesuré sur le méridien du sondage Canet (fig. 1), il accuse une cote voisine de 200 m NGF. Implanté sur les carbonates mésozoïques de la nappe des Corbières (Bertrand, 1907), il en tronque les structures. Les formes de dissolution du karst superficiel ont livré de nombreux gisements de micromammifères (Mein et Cornet, 1973 ; Cornet *et al.*, 1976 ; Aguilar *et al.*, 1986) dont les âges se répartissent de l'Oligocène supérieur à la fin du Pliocène. Grâce à son spectre

chronologique couvrant l'intégralité du Néogène, cette séquence paléontologique sub-horizontale confère à l'aplanissement des Corbières un âge largement diachrone.

Deux implications découlent de cette conclusion :

- l'aplanissement est resté morphologiquement figé pendant toute la durée du Néogène ;

-il préexistait - au moins à l'état d'ébauche - au plus ancien des gisements de la séquence (Aguilar *et al.*, 1986).

Une immunité érosive aussi prolongée suppose - au cours du Néogène - une proximité de longue durée de cet aplanissement par rapport au niveau de base marin. A l'intérieur du géosystème karstique (Vaudour, 1986) et compte tenu de l'ambiance climatique nullement aride restituée par les spectres polliniques (Bessedik, 1985), c'est en effet la seule position qui ménage une réelle inhibition érosive. Cette déduction théorique se trouve confirmée par les arguments de terrain : la retombée orientale du promontoire des Corbières est jalonnée, en continuité, par des affleurements de Miocène marin à caractère de plate-forme littorale alternant avec des passées saumâtres voire dulçaquicoles (Doncieux, 1903 ; Aguilar et Magné, 1978 ; Berger et Michaux, 1982).

Ainsi, avec cet aplanissement, on dispose d'un précieux niveau de référence sur le horst des Corbières puisqu'il s'avère - simultanément - permanent dans le temps et stable dans l'espace. Par ailleurs, son individualisation anté-Néogène - donc préalable à celle du graben - permet de conclure que le mur de celui-ci, enseveli sous l'accumulation mio-pliocène, est un fragment effondré de cet aplanissement.

L'immobilité néogène du bloc des Corbières permet dont d'attribuer l'intégralité du rejet de la faille de Prades à la subsidence du fossé du Roussillon. Mesuré à la fin du Néogène, sur le méridien de référence du sondage Canet (méridien qui s'impose puisque ce sondage est le seul à fournir une coupe intégrale du remplissage), ce rejet s'établit à 2000 m (Clauzon, 1986). On sait également qu'à l'exception du basculement de la ria, produit par subsidence de charge et d'une ampleur de 200 m au droit du sondage Canet, le fossé n'a pas enregistré de subsidence tectonique au Pliocène. Par conséquent, la subsidence proprement miocène, au droit de ce méridien, est de l'ordre de 1800 m.

A l'intérieur de cette période, un second jalon - présent sur chacune des deux unités structurales créées par la faille - permet de définir la part de subsidence intervenue au Miocène inférieur. Ce jalon d'appoint présente la double caractéristique : d'avoir le même âge, de part et d'autre de la faille de Prades ainsi que la même bathymétrie. Dans ce graben, il est constitué par les microfaunes récupérées dans la carotte n° 2 du sondage Canet (Clauzon et Cravatte, 1985). Recueillies à -822 NGF, ces associations ont fourni conjointement : le marqueur planctonique du langhien *Globigerinoides sicanus* et des indicateurs benthiques (foraminifères et ostracodes) témoignant d'un environnement peu profond (Clauzon *et al.*, 1985 b). Sur le horst, le jalon est représenté par la microfaune de rongeurs du gisement de Leucate-Butte 1 (Aguilar et Magné, 1978). Extraite d'un lithofaciès marin sub-littoral, cette microfaune recèle *Megacricetodon crusafonti*, marqueur continental du Langhien.

Ce second repère permet d'affirmer qu'à la fin du Miocène inférieur, le fossé enregistrait déjà un effondrement de l'ordre de 1000 m (1800 - 822), ce qui représente, pour cette première période, un taux moyen de subsidence de 13-15 cm/1000 ans. Pendant ces 7-8 Ma, la

bathymétrie distale de la plate-forme n'ayant pas dépassé la centaine de mètres (Cravatte *et al.*, 1974), on en déduit que le taux d'accrétion sédimentaire a fidèlement compensé la vitesse de subsidence. De là résultent la stabilité bathymétrique du bassin et la pérennité de sa ligne de rivage.

2. L'interruption de la subsidence au Miocène supérieur.

On ne dispose pas pour les 10 Ma qui séparent le repère langhien du début du creusement messinien de la même richesse d'information : l'investigation est rendue difficile par la troncature d'érosion messinienne. Le gain de subsidence au cours de ce laps de temps est de 800 m soit un rythme moyen (en le supposant constant) de 8 cm/1000 ans. Mais rien, à vrai dire, n'étaye cette supposition d'un rythme constant, différent du rythme antérieur et qui serait interrompu par le ravinement messinien... De surcroît, elle est incompatible avec les données tectoniques observables sur la marge méridionale du bassin. Il s'agit des "écailles du Boulou" (Clauzon, 1985) qui affectent conjointement le socle paléozoïque et le remplissage miocène et qui sont antérieures à l'épisode de ravinement messinien (Clauzon, 1987).

Ces structures révèlent qu'un changement radical du système de contraintes est intervenu au cours du laps de temps en investigation. En posant comme hypothèse une continuation de la subsidence - après le Langhien - selon le même rythme qu'auparavant, la modification du régime tectonique se serait produite vers -10 Ma.

3. Sédimentologie du détritisme miocène.

Seuls les apports autochtones proches ont nourri le détritisme miocène. En témoignent : le faible émoussé et la forte hétérométrie du matériel confirmés par les spectres pétrographiques exclusivement locaux. Les séquences sédimentaires - adossées, en tête de séquence, aux failles limites du fossé - redistribuent, suivant une trajectoire sub-méridienne et selon une granulométrie décroissante (méga-blocs/cailloutis/sables) le matériel arraché aux reliefs tectoniques dominants. Ainsi retrouve-t-on, sur le piémont des Albères, toute la gamme métamorphique et intrusive du Paléozoïque affleurant sur le horst érodé. Ainsi également, sur la bordure septentrionale du fossé, le granite de Millas a-t-il nourri les arkoses du Conflent et le Mésozoïque des Corbières est-il le composant essentiel de la brèche d'Espira-de-l'Agly, vraisemblablement plus ancienne qu'il n'a été proposé (Clauzon, 1974).

Ce dispositif sédimentaire, organisé d'une manière transversale prépondérante, s'oppose au futur agencement plio-quaternaire, disposé préférentiellement selon l'axe longitudinal du bassin.

L'exiguïté spatiale du périmètre des apports procède du compartimentage néotectonique des unités de relief. Ce compartimentage paraît avoir été tel qu'il a exclu tout apport allochtone, fût-il d'un éloignement relatif. C'est le cas des gneiss oeillés du Canigou - rarissimes dans les spectres pétrographiques miocènes - alors qu'ils constitueront l'essentiel du détritisme plio-quaternaire en Roussillon. Cette carence pétrographique a une implication paléogéographique : le Canigou n'avait pas d'existence topographique avant le Miocène supérieur. En sens opposé, ces mêmes spectres pétrographiques, sur le piémont des Albères, enregistrent la surrection du horst méridional par une redistribution classique, en sédimentation inverse, des faciès érodés.

III. LE DETRITISME PLIOCENE.

Sous quelque perspective qu'on envisage la comparaison (spectres pétrographiques, sens des apports, organisation des séquences sédimentaires, structure des unités détritiques, vitesses d'accrétion etc...), tout oppose le détritisme miocène et le détritisme pliocène. Cette opposition systématique révèle l'intervention intermédiaire d'une rupture paléogéographique.

1. La rupture pétrographique : un témoignage primordial sur les modifications paléogéographiques du bassin versant pourvoyeur.

La rupture n'est pas progressive mais brutale : dès l'extrême base du Pliocène (Clauzon *et al.*, 1985 a), elle est irréversiblement acquise. A l'extrémité sud-occidentale du Roussillon, dans le bassin de Céret, les gneiss oeillés du Canigou - jusque là occasionnels dans la série miocène - envahissent la série zancléenne sur toute sa hauteur (Clauzon *et al.*, 1982, 1985 a ; Clauzon, 1987). Ils submergent l'ensemble du fossé, refoulant les apports latéraux au pied des escarpements qui les alimentent.

Une pareille rupture implique automatiquement un bouleversement paléogéographique du bassin versant amont. Il s'est agi, en l'occurrence, de la mise en saillie d'une nouvelle unité structurale (le Canigou) qui relègue au deuxième plan le rôle de celles qui préexistaient dans le paysage. Cette surrection modifie radicalement les contrastes hypsométriques : ils s'agençaient auparavant de façon méridienne, ils s'organisent désormais dans le sens Ouest-Est.

Toutefois, par suite de l'épisode de ravinement messinien - consécutif à l'effondrement du niveau de base méditerranéen (Cita et Ryan, 1978) - l'enregistrement sédimentaire *in situ* du phénomène sera différé jusqu'à la remise en eau du bassin, au tout début du Pliocène (Cita, 1982) : d'où les fausses allures de révolution (Bourcart, 1962) prêtées à cette période, en domaine méditerranéen.

2. Substitution du transit longitudinal pliocène au transit méridien miocène.

Cette rupture pétrographique va de pair, également, avec une réorganisation du drainage, dans le bassin, qui - elle aussi - préexiste au Pliocène, dans la mesure où les canyons messiniens (Clauzon *et al.*, 1985 a) soulignent déjà cette ré-orientation. En effet, le drainage en place depuis le Miocène inférieur s'organisait perpendiculairement au tracé des failles bordières du graben. Il est substitué, à la fin du Miocène, par un drainage longitudinal - celui d'aujourd'hui - parallèle à ces mêmes failles.

Cette modification, au niveau sédimentaire, va se traduire par la substitution d'une séquence fluviatiles (à caractère montagnard) à une séquence torrentielle de pied de versant. Du point de vue des corps sédimentaires, le piémont miocène - constitué de cônes coalescents, adossés aux escarpements de faille bordiers - est remplacé par deux méga-cônes fluviatiles - celui de la Têt et celui du Tech (accessoirement celui de l'Agly) - qui progradent vers la mer en suivant l'axe longitudinal du bassin.

3. Configuration spatiale et structure interne du détritisme pliocène.

Le façonnement de la ria (Guilcher, 1954) pliocène s'est opéré en

milieu sub-aérien et de manière anticipée à la faveur du ravinement messinien (Clauzon, 1986, 1987). Une coupe longitudinale du remblaiement de cette ria (fig. 2) met en évidence un biseau sédimentaire, limité, on l'a vu, par deux surfaces isochrones. L'isochronie de son mur (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b) révèle le caractère "fulgurant" de cette transgression produite par un réajustement du niveau de base estimé, selon les auteurs (et en se référant au zéro actuel) à : 1200 m (Bessis et Burrus, 1986), 1700 m (Clauzon, 1982) et 1900 m (Ryan, 1976). C'est cette extraordinaire remontée du niveau de base qui a induit tous les caractères spécifiques du remblaiement pliocène, tout comme le non moins extraordinaire abaissement qui l'avait précédé (Hsü *et al.*, 1973) fut à l'origine du creusement des futures rias du littoral méditerranéen français (Clauzon, 1978, 1979, 1982, 1986, 1987).

A ces données préalables ou initiales, s'ajoute l'eustatisme zancléen. Pendant la durée du remblaiement (1,5 Ma maximum), les courbes indiquent un niveau de base stabilisé à la cote +100 (Vail et Hardenbol, 1979 ; Haq *et al.*, 1987). De là procède la disposition originelle sub-horizontale de la transition marin/continental (Clauzon, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b), disposition en complète opposition avec ce qu'elle était au Miocène : sub-verticale.

4. Vitesse d'accrétion sédimentaire du détritisme pliocène.

On a vu que 7 Ma avaient été nécessaires pour déposer les 1000 m de Miocène traversés par le sondage Canet. Dans ce même puits, 1,5 Ma (temps maximum) auront suffi pour sédimenter les 900 m d'épaisseur (épaisseur restituée pour tenir compte de l'ablation quaternaire) de la série pliocène. Ces valeurs correspondent à des vitesses moyennes d'accrétion de 12 cm/1000 ans au Miocène inférieur et de 60-75 cm/1000 ans au Pliocène inférieur. Même si l'on tient compte du volume moindre du bassin pliocène (50 % du bassin miocène ?), les taux pliocènes excèdent toujours largement les taux miocènes.

Ce taux d'accrétion verticale élevée est couplé avec un taux d'accrétion latérale qui ne l'est pas moins. Grâce à une séquence de gisements de rongeurs favorablement disposés (Depéret, 1890 ; Michaux, 1976 ; Mein et Aymard, 1985 ; Michaux et Aguilar, 1985 ; Clauzon *et al.*, 1985 a), on a pu estimer cette vitesse à 20-25 cm/1000 ans (Clauzon *et al.*, 1987 b) soit une valeur supérieure à celle fournie par la molasse subalpine de Valensole, au Miocène : 16 cm/1000 ans (Clauzon *et al.*, 1987 c). Comment expliquer de tels taux ?

5. Géodynamique et paléogéographie sédimentaire du détritisme pliocène.

On a vu qu'au Miocène, la pérennité paléogéographique des paysages sédimentaires résultait de l'antagonisme des évolutions géodynamiques endogène (subsidence) et exogène (accrétion détritique). Il en va tout autrement au Pliocène, les combinaisons de paramètres à l'oeuvre étant fort différentes.

En premier lieu, interviennent les apports continentaux. Favorisés par l'énergie de relief acquise au Miocène supérieur et en dépit d'un couvert végétal réputé biostasique et filtrant, ils sont considérables, très supérieurs à ceux du Miocène.

En deuxième lieu, il faut prendre en compte la physiographie du bassin. Cette ria présente une bathymétrie inusitée : 600 à 700 m, à l'ouverture distale (Clauzon *et al.*, 1987 a, 1987 b). Cependant, si cette

bathymétrie est acquise d'emblée (héritage messinien), elle ira diminuant jusqu'à l'émersion, faute d'avoir été entretenue par une subsidence concomitante. En effet, la seule subsidence enregistrée au Zancléen consiste en un basculement longitudinal de la ria sous l'effet de la charge sédimentaire (Clauzon, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1987 a).

Le troisième facteur, s'il n'est pas le plus évident n'est certainement pas le moins efficace : la configuration - tant superficielle que profonde - de la ria fut une entrave à la redistribution du matériel vers les plaines abyssales. On a pour preuve de cette inhibition le contraste entre les taux de sédimentation indigents enregistrés dans les carottes des sondages pélagiques (Cita *et al.*, 1978) et ceux - pléthoriques - qu'accusent les rias au même moment (Clauzon, 1978, 1979, 1982, 1987).

Au total, la ria fonctionne comme un remarquable piège à sédiments mais - compte tenu de la stabilité tectonique du graben - ce dynamisme détritique induit une mobilité paléogéographique des paysages, exprimée, en particulier par les taux d'accrétion latérale.

La structure interne du biseau sédimentaire pliocène (fig. 2), avec sa superposition des faciès continentaux aux faciès marins, permet de décomposer les stades successifs de l'évolution de la ria. Dans un premier temps est intervenu le colmatage, c'est-à-dire le remblaiement sous -marin du bassin. Au niveau paléogéographique de surface, il s'exprime par la régularisation d'un littoral dont l'extraordinaire découpage initial avait intrigué les anciens auteurs (Fontannes, 1882). Dans un deuxième temps (étroitement enchaîné au précédent), les lagunes du colmatage sont progradées par les faciès continentaux qui édifient un piémont alluvial sur ces plaines littorales. Parvenu ainsi au stade de la réplétion, la vie de ce bassin s'achève - avant même la fin des temps néogènes - sans doute à l'occasion de la première baisse eustatique significative qui préfigure le Quaternaire (Haq *et al.*, 1987).

La cohérence des données évoquées atteste bien que la seule tectonique enregistrée dans le bassin, au cours du Pliocène, est une tectonique de charge : conséquence et non cause de l'accumulation sédimentaire dans la ria. Sauf à vouloir (et tel paraît bien être le cas) - contre son évidence cartographique - occulter la réalité et la fonction du ravinement messinien, il n'est pas concevable d'interpréter les variations d'épaisseur du Pliocène du Roussillon par le jeu différentiel de la subsidence tectonique (Birot, 1937, p. 258 ; Dufaure, 1984, p. 67 ; Calvet, 1985, p. 125 ; Calvet, 1986, p. 217).

CONCLUSION.

Le détritisme néogène du Roussillon se partage en deux unités stratigraphiques et sédimentaires qui illustrent - successivement et dans le même espace - deux cas de figure antithétiques. En effet, alors que le bassin miocène avait fonctionné en autarcie sédimentaire, le bassin pliocène se transforme en un corridor de stockage de matériel allochtone.

Un tel changement n'est que l'expression sédimentaire d'une double intervention géodynamique : l'une à caractère endogène, l'autre à caractère exogène. Il s'agit, pour la première, de la surrection du Canigou et de la mise en place des unités de relief du paysage actuel. L'épisode se situe au Miocène supérieur ; il paraît avoir débuté vers -10 Ma. Il s'agit, pour le second, du ravinement messinien déclenché par

l'effondrement du niveau de base méditerranéen. Ce ravinement opère une sorte de surcreusement au sein du fossé miocène. Il façonne ainsi - par anticipation et en milieu sub-aérien - le futur bassin pliocène, doté d'une bathymétrie inusitée.

Ce second épisode a une importance cruciale dans la mesure où c'est lui - et lui seul - qui a prédéterminé l'existence de la ria pliocène (Clauzon, 1986). Contrairement à la formule de Bourcart (1962), le Pliocène ne correspond pas, en Méditerranée, à une révolution. Ce dont il s'agit n'est rien d'autre qu'une restauration dans la mesure où cette période marque un retour à la normale après un épisode exceptionnel, au cours duquel - et là réside la révolution - le niveau de base eustatique s'est effondré de près de 2000 m (Ryan, 1976 ; Clauzon, 1982).

Le détritisme pliocène du Roussillon et, d'une manière plus générale, celui des autres rias péri-méditerranéennes, n'est que l'enregistrement stratigraphique d'une révolution déjà révolue : celle du Messinien.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

AGUILAR J.-P. et MAGNE J. (1978). - Nouveaux gisements à Rongeurs dans les formations marines du Languedoc méditerranéen. *Bull. Soc.géol.France*, (7), XX, 6, p. 803-805.

AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1984). - Le gisement à micromammifères du Mont-Hélène (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux. Implications stratigraphiques pour le Pliocène du sud de la France. *Paléobiol.cont.*, XIV, 2, p. 19-31.

AGUILAR J.-P., CALVET M. et MICHAUX J. (1986). - Découverte de faunes de micromammifères dans les Pyrénées-Orientales (France) de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur ; espèces nouvelles et réflexions sur l'étalonnage des échelles continentale et marine. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 303, p. 755-760.

BANDET Y. (1975). - *Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon nord-occidental*. Thèse 3ème cycle, Univ.P.Sabatier, Toulouse, 56 p.

BAUDELOT S. et CROUZEL F. (1974). - La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 110, 3-4, p. 311-326.

BERGER G. et MICHAUX J.(1982). - Notice de la carte géologique au 1/50000ème Leucate, Bur.Rech.géol.min. édit., p. 17-20.

BERTRAND L. (1907). - Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull.Serv.Carte géol.France*, XVII, 118, p. 1-183.

BESSEDIK M. (1985). - *Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie.* Thèse Sc., Univ.Sc.Tech.Languedoc, Montpellier, 162 p.

BESSIS F. et BURRUS J. (1986). - Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). *Bull.Centres Rech.Explor.-Prod.Elf-Aquitaine*, 10, 1, p. 123-141.

BIROT P. (1937). - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles.* Baillière édit., Paris, 318 p.

BOURCART J. (1962). - La Méditerranée et la révolution du Pliocène. *In* "Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot", *Mém.Soc.géol.France*, h.sér., I, p. 103-116.

BRUNET P. (1958). - Recherches morphologiques sur les Corbières. *Mém.Docum.*, VI, p. 60-134.

BURRUS J. (1984). - Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). *Mar.Geol.*, 55, p. 247-269.

CALVET M. (1985). - Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'est des Pyrénées ; l'exemple du horst des Albères. *Rev.Géol.dynam.Géogr.phys.*, 26, 2, p. 119-130.

CALVET M. (1986). - La stratigraphie du Néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques de bordure. Essai de mise au point. *Géol.France*, 2, p. 205-220.

CASTERAS M. (1974). - Les Pyrénées. *In* : J. Debelmas "Géologie de la France", Doin édit., paris, 2, p. 296-345.

CITA M.B. (1982). - The Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean : a Review. *In* : H. Berckhemer et K.J. Hsü édit., Alpine Mediterranean Geodynamics, sér. 7, p. 113-140.

CITA M.B. et RYAN W.B.F. (édit.) (1978). - Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Mar.Geol.*, 27, 3-4, p. 193-365.

CITA M.B., RYAN W.B.F. ET KIDD R.B. (1978). - Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. *Init.Rep.Deep Sea Drill.Proj.*, Washington, XLII, 2, p. 991-1002.

CLAUZON G. (1974). - La brèche d'Espira-de-l'Agly (Pyrénées-Orientales) : une brèche synorogénique d'âge messinien. *Bull.Soc.géol.France*, (7), XVI, 3, p. 273-280.

CLAUZON G. (1978). - The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). paleogeographic implications. *Mar.Geol.*, 27, 3-4, p. 231-246.

CLAUZON G. (1979). - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessication. *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol.*, 29, p. 15-40.

CLAUZON G. (1982). - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull.Soc.géol.France*, (7), XXIV, 3, p.597-610.

CLAUZON G. (1985). - Neogene geodynamic evolution of a peribalearic graben : the Roussillon basin (Eastern Pyrenees, France). 8ème Congr.RCMNS, Budapest, résumés, p. 146-147.

CLAUZON G. (1986). - Le bassin du Roussillon : évolution géodynamique néogène d'un fossé à cheval sur l'orogène pyrénéen et sur la marge du Golfe du Lion (France méridionale). Séance spéc.Soc.géol.France et Italie, Villefranche-sur-Mer, p. 29-30.

CLAUZON G. (1988). - Cartes géologiques au 1/50000ème, le Néogène des feuilles : Rivesaltes, Perpignan, Céret et Argelès-sur-Mer, Bur.Rech.géol.min. édit. (à paraître).

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1982). - Découverte de Rongeurs d'âge miocène supérieur dans le bassin tertiaire de Céret (Pyrénées-Orientales) : implications stratigraphiques, structurales et paléogéographiques. *Bull.Bur.Rech.géol.min.*, (2), 1, 4, p. 285-293.

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987 a). - Le bassin pliocène du Rousssillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne succédant à la crise de salinité messinienne. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 304, p. 585-590.

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987 b). - Investigation de la relation Temps/Sédimentation à l'aide d'exemples pris dans le Néogène méditerranéen français. *Bull.Soc.géol.France*, (7), (à paraître).

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987 c). - Mise en évidence du diachronisme du mur de la formation conglomératique de Valensole (Alpes de Haute-Provence, France) : implications géodynamiques. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 304, (sous presse).

CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J. et SUC J.-P. (1985 a). - Implications stratigraphiques, géodynamiques et paléogéographiques du nouveau gisement de Vivès 2 (Pyrénées-Orientales, France). Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 16.

CLAUZON G. et CRAVATTE J. (1985). - Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C.R.Acad.Sc.Paris*, II, 301, p. 1351-1354.

CLAUZON G., CRAVATTE J. et ROBERT C. (1985 b). - Révision micropaléontologique et analyse des associations de minéraux argileux de la série mio-pliocène rencontrée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales, France) : contribution à l'histoire néogène du bassin du Roussillon. Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 17.

CORNET C. (1975). - Les surfaces d'arasion des Corbières. *C.R.somm.Soc.géol.France*, 1, p. 7-8.

CORNET C., MICHAUX J. et PASQUIER L. (1976). - Le gisement à micromammifères du Mas Génégals (P-O) ; signification possible des remplissages karstiques pliocènes du Languedoc et du Roussillon. *C.R.somm.Soc.géol.France*, 5, p. 202-204.

CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. et ROUAIX S. (1974). - Les sondages du Golfe du Lion : stratigraphie et sédimentologie. *Notes Mém.Comp.fr.Pétroles*, 11, p. 209-274.

CRAVATTE J., MATIAS I. et SUC J.-P. (1984). - Nouvelles recherches biostratigraphiques sur le Pliocène du Roussillon. *Géol.France*, 1-2, p. 149-163.

DEPERET C. (1890). - Les animaux pliocènes du Roussillon. *Mém.Soc.géol.France*, (Paléontol.), 3, 198 p.

DONCIEUX L. (1903). - Note sur les terrains tertiaires et le Quaternaire marin du Sud-Est du département de l'Aude. *Bull.Soc.géol.France*, (4), III, p. 695-710.

DUFAURE J.-J. (1984). - L'instabilité mio-pliocène des rives méditerranéennes. *In* "La mobilité des paysages méditerranéens", J.-J. Dufaure *et al.* édit., *Trav.Rev.Géogr.Pr. S-O*, Roulouse, II, p. 66-72.

FONTANNES F. (1882). - Note sur l'extension et la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. *Bull.Soc.géol.France*, (3), XI, p. 103-141.

GOTTIS M. (1958). - L'apport des travaux de la Compagnie d'exploration pétrolière (C.E.P.) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull.Soc.géol.France*, (6), VIII, 8, p. 881-883.

GUILCHER A. (1954). - *Morphologie littorale et sous-marine*. P.U.F. édit., Paris, 210 p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), *Science*, 235, p. 1156-1167.

HSÜ K.J., CITA M.B. et RYAN W.B.F. (1973). - The origin of the Mediterranean Evaporites. *Init.Rep.Deep Sea Drill.Proj.*, Washington, XIII, 2, p. 1203-1231.

KLEIN C. (1959). - Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. *Ann.Géogr.*, LXVIII, 368, p. 292-317.

LEFEBVRE D. (1980). - *Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données.* Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 163 p.

MAGNE J. (1978). - *Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de Méditerranée nord-occidentale.* T. 1 : *Les bassins néogènes catalans.* Thèse Sc., Univ. P. Sabatier, Toulouse, C.N.R.S. édit., Paris, 259 p.

MARCHAL J.-P. (1976). - Carte hydrogéologique des plaines du Roussillon. B.R.G.M. édit.

MEIN P. et AYMARD J. (1985). - Découvertes récentes de mammifères dans le Pliocène du Roussillon. Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 25.

MEIN P. et 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.somm.Soc.géol.France*, 2, p. 54-55.

MICHAUX J. (1976). - Découverte d'une faune de petits mammifères dans le Pliocène continental de la vallée de la Canterrane (Roussillon) ; ses conséquences stratigraphiques. *Bull.Soc.géol.France*, (7), XVIII, 1, p. 165-170.

MICHAUX J. et AGUILAR J.-P. (1985). - Complément à la connaissance de la faune de mammifères pliocènes de la localité type du Serrat d'en Vacquer (Perpignan, Pyrénées-Orientales). Coll.Depéret, Perpignan, résumés, p. 26.

REHAULT J.-P., BOILLOT G. et MAUFFRET A. (1984). - The Western Mediterranean Basin : Geological Evolution. *Mar.Geol.*, 55, 3-4, p. 447-478.

RYAN W.B.F. (1976). - Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23, 6, p. 791-813.

VAIL P.R. et HARDENBOL J. (1979). - Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22, 3, p.71-79.

VAUDOUR J. (1986). - Les travertins de piémont : contribution à l'étude des géosystèmes karstiques méditerranéens. Coll.Montagnes et Piémonts, *Trav.Rev.Géogr.Pr. S-O*, Toulouse, I, p. 349-362.