

La stratigraphie du Néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques de bordure. Essai de mise au point*.

Marc Calvet

*Mots-clés : Néogène, Sédimentation déritique, Paléoclimat, Contrôle tectonique, Couche rouge
Pyrénées Orientales, Roussillon*

Résumé

La chronostratigraphie des dépôts néogènes du bassin du Roussillon (Pyrénées-Orientales) n'est bien assurée que dans les faciès fins, marins et lacustres, riches en gisements fossilifères pliocènes. Mais les corrélations restent souvent malaisées avec les faciès détritiques grossiers qui ourlent les bordures du bassin, et qui font l'objet de cette note. L'un des résultats les plus importants reste la mise en évidence dans le sud du bassin d'une puissante Série Rouge Inférieure épaisse de près de 2000 m et d'âge probable miocène inférieur. On propose enfin en conclusion quelques clés pour l'interprétation géodynamique de ces matériaux qui, s'ils enregistrent avant tout le jeu tectonique néogène des horsts et grabens, restent aussi révélateurs d'une évolution paléoclimatique

Abstract

The chronostratigraphy of Neogene deposits in the Roussillon basin (Eastern Pyrenees) is well established only in the fine continental and marine facies, presenting numerous fossiliferous pliocene beds. But it is often difficult to make correlations with the coarse clastic facies running along the boundaries of the basin, which this note is about. One of the most important results is assessing the existence, in the Southern part of the basin, of a Lower Red Series which is about 2000 meters thick, and probably dates back to the Lower Miocene. As a conclusion a few keys are suggested to achieve a geodynamic interpretation of those materials, which even though they record mainly tectonic Neogene movements of horsts and grabens, also reveal a paleoclimatic evolution.

Introduction

L'extrémité orientale de l'édifice pyrénéen a été découpée, en liaison avec l'ouverture de la Méditerranée occidentale, par tout un ensemble de fossés tectoniques qui renferment d'épaisses séries détritiques néogènes. Leur richesse en vestiges fossiles a très tôt attiré l'attention des naturalistes, et dès 1885 Charles Deperet pouvait proposer sa synthèse géologique du bassin du Roussillon, base fondamentale pour la connaissance géologique de la région, à laquelle ses successeurs n'ont souvent apporté que des correctifs minimes.

Toutefois, la chronostratigraphie du Néogène dans le Roussillon n'est bien assurée qu'au cœur de la dépression dans les faciès fins, marins, lacustres ou palustres, riches en gisements fossilifères de tous ordres généralement bien datés du Pliocène. Mais les

corrélations ne sont pas toujours aisées avec les dépôts grossiers qui ourlent les bordures. Ces faciès caillouteux, de types variés, souvent vivement colorés en rouge, ce qui leur a valu localement le nom de série rutilante, ont été rapportés au gré des auteurs à des époques aussi variées que le Pliocène inférieur, le Pliocène supérieur, le Messinien, le Miocène inférieur, le Villafranchien, voire même un Quaternaire parfois assez récent ; le meilleur exemple de ces avatars successifs est offert par la "moraine des Trompettes" des anciens auteurs (E. Trutat, 1874) près du Boulou, formation en réalité torrentielle attribuée par C. Deperet (1911) au Pliocène continental, par J. Bourcart (1945) à un Quaternaire récent et qui représente selon toutes vraisemblances un Miocène assez ancien.

Note présentée lors des Journées Charles Deperet, Perpignan, 24-26 octobre 1985. Manuscrit reçu le 26 novembre 1985, accepté le 4 mars 1986.

(1) Département de Géographie, Université de Perpignan. Avenue de Villeneuve. 66025 Perpignan cedex et Laboratoire de Géographie physique Pierre Birot UA 0141 CNRS

Une étude stratigraphique détaillée de ces formations s'imposait donc. Ce travail a été mené dans le cadre d'une thèse de géomorphologie (M. Calvet, 1982b et trav. en cours). Ces formations détritiques sont, en effet, les dépôts corrélatifs de l'histoire des reliefs dans ce tronçon oriental de la Chaîne pyrénéenne ; ils renseignent fort utilement sur le type et l'intensité des morphogénèses, sur l'évolution paléoclimatique, et enfin et surtout sur l'évolution morphotectonique

des horsts bordiers auxquels ils s'adosent, parfois par l'intermédiaire de grandes failles récentes.

Dans cet essai de mise au point, on se limitera au bassin du Roussillon *stricto sensu* (fig. 1), et on examinera successivement chacune de ses bordures qui offrent des situations extrêmement variables compte-tenu du cadre topographique, tectonique et lithologique.

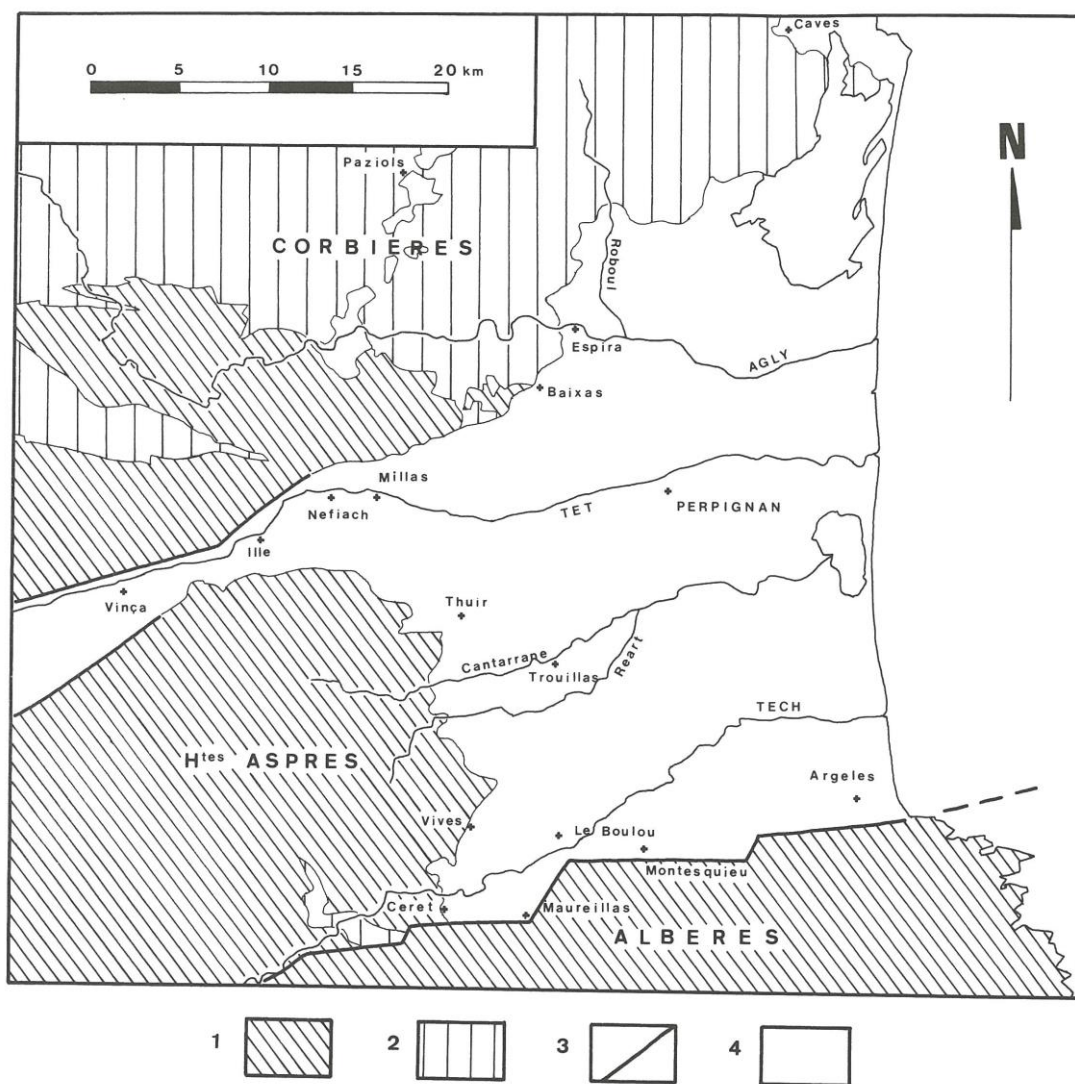


Fig. 1. - Le bassin du Roussillon. Schéma de localisation.

1 : Socle hercynien. 2 : Sédiments secondaires plissés. 3 : Failles bordières néogènes. 4 : Remblaiement néogène et quaternaire des fossés.

I. La marge méridionale du Roussillon

C'est le domaine le plus riche en données cohérentes sur l'évolution sédimentaire néogène. Ce secteur, où la subsidence fut maximale, est limité au sud par un grand escarpement de faille haut d'un millier de mètres, qui borde les horsts gneissiques des Albères, tandis qu'au nord-ouest le massif schisteux des Aspres plonge plus normalement sous le remplissage du bassin. On discerne dans ce dernier deux séries détritiques grossières d'importance inégale, l'une à la base, l'autre au sommet, séparées par une discordance majeure que surmontent les faciès transgressifs fins du Pliocène marin.

A. Une puissante série déritique infra-pliocène.

Décrite depuis longtemps, cette série rutilante était en fait fort mal connue, tant en ce qui concerne sa puissance réelle, que sa composition et ses rapports avec le Pliocène daté (M. Calvet, 1982 a et b).

1. Position stratigraphique (fig.2 et 3).

Dans le bassin de Céret, ces niveaux rouges forment partout la base du remplissage, et ils sont clairement recouverts en discordance par le Pliocène, marin en aval du Boulou, continental en amont. A l'échelle du bassin, la discordance angulaire est patente : la Série Rouge montre partout des pendages SE de 25° en moyenne, tandis que le Pliocène, à l'exclusion d'un étroit secteur déformé vers le Boulou, reste à peu près partout subhorizontal. La coupe de Mas Forcade (fig.2) permet d'ailleurs d'examiner la discordance

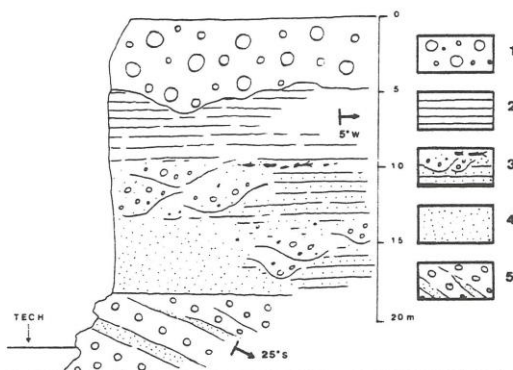


Fig.2.-Coupe de Mas Forcade (bassin de Céret, rive droite du Tech). 1 : Terrasse alluviale caillouteuse du Quaternaire récent. 2 : Argiles bleues litées du Pliocène. 3 : Chenaux de galets, graviers ocre lités, débris ligniteux. 4 : Sables fins bleutés, base du Pliocène. 5 : Série rouge inférieure miocène, faciès à bancs de galets roulés gneissiques.

entre les couches rouges et le Pliocène sablo-graveleux deltaïque bleuté ; dans le détail, le contact discordant est de style ravinant comme on peut l'observer à l'est du Boulou (fig.5) : le Pliocène a bien remblayé en ria, selon un dispositif classique, une paléotopographie de dissection.

2. Composition de la Série Rouge

Compte tenu des pendages constants que l'on observe à travers tout le bassin, l'épaisseur de la série apparaît considérable de l'ordre de plus de 2000 m.

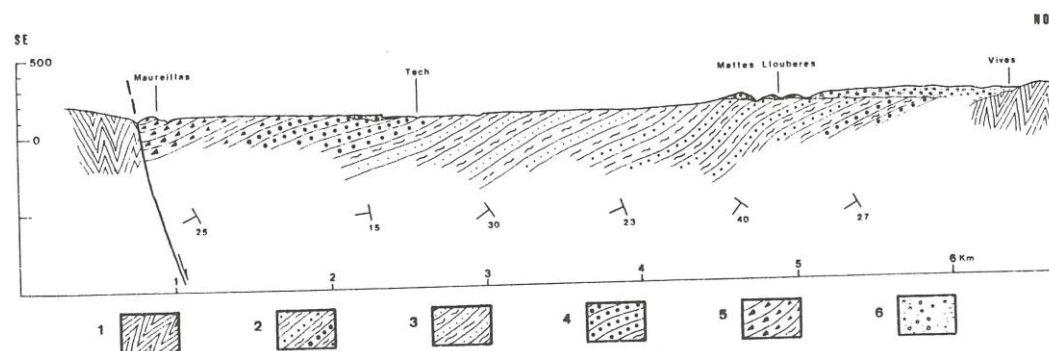


Fig. 3.- Coupe à travers le bassin de Céret.

1 : Paléozoïque schisteux.-Série rouge inférieure miocène. 2 : Niveaux de Vivès à bancs de galets et gros blocs à la base. 3 : Niveaux de Mas Marty à dominante sablo-argileuse. 4 : Niveaux de Lo Regatiu à gros galets gneissiques. 5 : Niveaux de Maureillas,

apports locaux grossiers issus des Albères. 6 : Série pliocène, argileuse à la base, très caillouteuse au sommet.

N.B. : La coupe est construite d'après les pendages mesurés sur le terrain

nulle part, on n'observe d'importante faille contraire qui pourrait justifier un redoublement tectonique de la série (fig. 3). Par ailleurs, il semble bien, au vu des descriptions, que cette même série, recoupée sur plus de 250 m au sondage de Ponteilla (J. Bourcart, 1945), l'ait été aussi sur 1700 m au forage d'Elne (M. Gottis, 1958 ; J. Magné, 1978). Ainsi, on est loin des 25 m d'épaisseur que lui attribuait C. Deperet, voire même des quelques hectomètres estimés par J. Bourcart.

Cet ensemble puissant est loin d'être homogène et au-delà de caractères généraux communs, on y distinguera plusieurs groupes de faciès. Dans l'ensemble, il s'agit d'une série fluvio-torrentielle régulièrement litée, où alternent des bancs grossiers à blocs et galets dans une matrice ocre rouge à brune, des niveaux sablo-graveleux gris-bleuté, et des bancs argilo-sableux rouge brique qui donnent sa tonalité d'ensemble à la série : des cimentations calcaires plus ou moins cohérentes, assez diffuses, affectent les bancs sableux en particulier, qui prennent alors une teinte blanchâtre. La présence de carbonate de calcium dans ces sédiments siliceux grossiers alors qu'il est inconnu dans les dépôts équivalents du Pliocène, est un trait distinctif essentiel de la Série rouge inférieure.

Les apports détritiques ne proviennent guère des Aspres schisteuses, qui, selon toute probabilité étaient elles-mêmes alors recouvertes en partie par cette sédimentation de piémont. Pour l'essentiel, il s'agit d'apports longitudinaux issus d'un paléo-Tech ; cette origine est signée par la présence de nombreux galets bien roulés de gneiss oeilés, de grès du Permian-Trias, voire de calcaire triasique d'Amélie ou des marbres cambriens imprégnés de fer de Batère. Granulométrie et pétrographie des galets permettent toutefois d'isoler trois groupes de faciès. Au nord, les niveaux de Vivès comportent à la base quelques gros blocs de granite, mais pour l'essentiel de nombreux bancs de galets roulés dont la médiane reste de l'ordre du décimètre et où prédominent granites et micaschistes. Au centre, les niveaux de Mas Marty, en rive gauche du Tech principalement, comportent surtout de puissantes assises d'argiles sableuses coupées de rares lits de petits galets non usés. Enfin, en rive droite du Tech, les niveaux de Lo Regatiu s'avèrent beaucoup plus grossiers et très riches en gros galets de gneiss oeilés : on les a à tort assimilés au Pliocène continental (G. Clauzon *et al.*, 1982), ce qui n'est guère possible si l'on veut bien considérer que ce sont les mêmes niveaux à galets de gneiss qui affleurent sous la discordance à Mas Forcade ; par ailleurs, les séquences régulièrement litées de galets-graviers-sables-argiles rouges, ainsi que la présence de calcaire dans la matrice, sont caractéristiques de la Série rouge inférieure. Vers le sud, ces faciès s'indentent ou sont surmontés par des apports locaux issus des Albères ; ces matériaux visibles de Céret jusqu'à Montesquieu sont formés surtout de grosses lentilles de galets peu usés qui, vers le haut, peuvent prendre l'aspect de brèche monumentale à blocs plurimétriques : ce sont les faciès de Mas Trompette à l'est du Boulou, où l'on retrouve bien le litage, l'aspect tricolore, les cimentations calcaires caractéristiques de la Série rouge ; par ailleurs, l'intense trituration tectonique et les forts pendages parfois renversés de cette formation (M. Calvet, 1982b) la distinguent clairement des alluvions quaternaires comme du

Pliocène continental du piémont des Albères, auxquels on avait voulu pourtant l'assimiler.

3. Problèmes de chronologie

L'âge de la Série rouge inférieure reste très controversé. Pour C. Deperet (1885), les niveaux rouges recoupés par le Tech faisaient partie intégrante de la série pliocène dont ils constituaient le terme de base. Plus tard, J. Bourcart (1938, 1945) l'assimilait au Miocène supérieur-"Pontien" ou "Rhodanien", et la séparait clairement du Pliocène. Puis J. Magné (1978), en référence aux dépôts comparables et bien datés du Conflent, proposait un âge Miocène inférieur, auquel nous nous étions ralliés, en raison d'arguments prenant en compte l'évolution géomorphologique régionale (M. Calvet, 1982 a et b). Mais récemment, la découverte d'un gisement de mammifères messiniens à Vivès attribué à la zone E d'Aguilar, remettait ces interprétations en question (G. Clauzon *et al.*, 1982).

La question pouvait sembler résolue. Pourtant, admettre l'âge messinien de la Série rouge inférieure posait de difficiles problèmes. Tout d'abord, la Série rouge témoigne d'un cadre paléogéographique sensiblement différent de celui du Plio-Quaternaire : dans les faciès d'apport longitudinal les gneiss oeilés n'apparaissent en nombre que vers le sommet de la série (niveaux de Lo Regatiu), or sur l'axe montagneux Canigou-Carença les hautes surfaces d'érosion tronquent principalement ces roches, ce qui laisse supposer que ces aplanissements n'existaient pas encore lorsque la Série rouge commençait à se déposer ; par ailleurs, au piémont des Albères, les faciès d'apport latéral ne renferment guère de migmatites et de gneiss, alors que le grand escarpement bordier du massif tronque presque exclusivement ces roches : là encore, la mise en place de cet élément majeur du relief apparaît postérieure à la Série rouge. Admettre un âge Messinien pour cette série reviendrait à rajeunir considérablement le relief des Pyrénées-Orientales, puisque les grands escarpements de faille, mais aussi les aplanissements sommitaux seraient post-miocènes, ce qui paraît peu raisonnable dans ce domaine de la Méditerranée occidentale, et en tout cas n'est guère en accord avec le caractère souvent démantelé et émoussé des escarpements de faille. D'autre part, l'inventeur du gisement de Vivès place celui-ci au sommet de la Série rouge inférieure, par l'artifice d'une coupe schématique (fig. 3, p. 290) où les pendages réels sont conservés, voire minorés, en dépit d'une considérable exagération de l'échelle des hauteurs, au détriment de toute cohérence géométrique ; or une coupe précise du bassin, où les pendages offrent une régularité remarquable vers le sud-est, montre que ce gisement se place en réalité vers le tiers inférieur de la Série rouge (fig. 3). Dans ces conditions, l'épaisseur du "Messinien" paraît quelque peu exagérée dans le cadre régional. Enfin, les études en cours sur le Pliocène du Roussillon montrent maintenant que l'on doit plutôt le rattacher au Tabianien (J.P. Aguilar, M. Calvet et J. Michaux, 1983 ; J.P. Aguilar et J. Michaux, 1984) : dans ces conditions, la fourchette chronologique entre le gisement de Vivès-biozone E- et la transgression pliocène-biozone F1- devient fort étroite, 1,5 à 2 M.A. au maximum, voire bien moins si l'on s'en rapporte aux indications du gisement Tabianien de Vivès 2 (J.P. Aguilar, comm. orale). Il

semble alors difficile d'introduire dans ce temps très court, la sédimentation postérieure au gisement messinien-au moins 1000m- puis la phase tectonique majeure qui déforme les dépôts, et enfin la puissante phase érosive qui les tronque avant l'ingression de la mer pliocène.

Au vu de ces difficultés, et devant l'impossibilité de récuser la précision des arguments paléontologiques, il s'avérât nécessaire de reprendre l'étude stratigraphique du gisement. Celui-ci est en fait situé dans une zone à couvert végétal dense où un chemin a ouvert de petites coupes discontinues, à l'écart et au dessus des affleurements indiscutables de la Série rouge. Les faciès sont très différents de ceux de la Série rouge : à la base, une masse de sables gris-bleuté plus ou moins argileux, à galets épars, coupés vers le haut par des niveaux d'argiles palustres grises, beige-rosé, voire noirâtres renfermant des nodules calcaires. Alors que dans toute la vallée de Vivès, la Série rouge montre en continu des pendages de 25 à 27° SE, voire localement 40°, le gisement est à peine déformé, le pendage s'établissant à 5° SW environ. Aussi la solution la plus simple (fig.4) consiste à imaginer que la formation qui contient le gisement messinien remblaie un chenal creusé dans la Série rouge préalablement déformée (M. Calvet, 1985).

Suivant cette solution, le gisement de Vivès ne date pas la Série rouge inférieure et il n'y a aucune raison de renoncer à une attribution de celle-ci au Miocène inférieur, voire même pour la base, à la fin de l'Oligocène. Cette interprétation, mieux en accord avec la puissance de la série, est aussi plus conforme à la logique de l'évolution géomorphologique. La comparaison avec le bassin du Conflent est tout à fait justifiée : on y retrouve les mêmes cimentations calcaires, les faciès arkosiques tricolores qui sont aussi très exactement ceux des arkoses aquitaniennes de Marquixanes, et les dépôts à blocs monumentaux de Trompette qui trouvent leur équivalent dans la formation burdigalienne d'Escarro. La Série rouge inférieure du bassin de Ceret serait donc corrélative

de la mise en place du système de horsts et grabens qui tronçonne l'est des Pyrénées et les chaînes catalanes au Miocène inférieur, en liaison avec l'ouverture de la Méditerranée occidentale ; l'intérêt de cette série est donc fondamental pour la connaissance de l'évolution géodynamique régionale.

B. Les faciès grossiers du Pliocène.

Ils posent beaucoup moins de problèmes d'interprétation, sauf au pied des Albères où il peut être délicat de les séparer des dépôts miocènes.

1. Cadre stratigraphique et chronologique

La séquence pliocène est un ensemble complexe où s'associent des faciès marins, lacustres ou palustres et enfin fluvio-torrentiels ; on oppose traditionnellement la sédimentation fine et tranquille du Pliocène marin aux dépôts continentaux, souvent très grossiers sur les bordures du bassin, qui le surmontent, et dans lesquels on voulait voir parfois un écho des crises villafranchiennes. La réalité est en fait bien différente, et justifie ici une brève mise au point valable pour l'ensemble du Pliocène du Roussillon. Tout d'abord, on a pu montrer que les faciès continentaux progradent la série marine, de telle sorte que des cailloutis fluviaux d'amont peuvent être les équivalents chronologiques de niveaux marins vers l'aval (J.P. Suc, 1976, 1980). La chronologie de cet ensemble sédimentaire doit également être révisée : il était clair depuis longtemps déjà que la sédimentation continentale ne montait pas dans le Villafranchien, puisque les faunes de Perpignan, qui au Serrat d'En Vaquer sont au toit de la série, sont sensiblement antérieures (J. Michaux, 1980) ; par ailleurs, les pendages légers mais constants à l'est, et la répartition des gisements de petits mammifères ne permettent pas de retenir l'hypothèse de P. Birot (1948) selon laquelle les faciès rouges grossiers perchés jusqu'à 280 m sur les bordures de la plaine seraient plus récents que les dépôts du cœur du bassin. Enfin, les études en cours

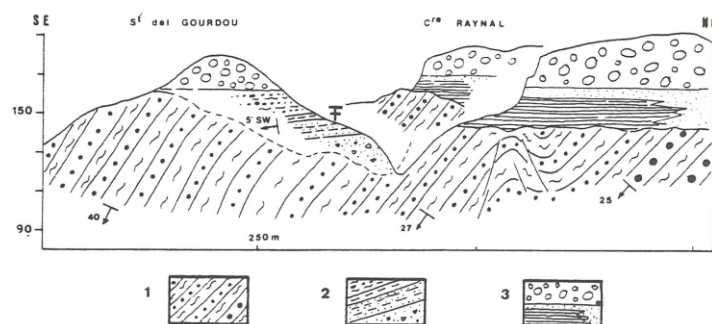


FIG 4

Fig.4- Coupe du Néogène à Mattes Llobères (Vivès).

1 : Série rouge inférieure, niveau à gros blocs à la base, bancs de galets au dessus. 2 : Série messinienne, sables à blocs et galets épars, alternance d'argiles et de sables à lits de graviers, argiles palustres, alternances de sables argileux et de lits de galets très mal roulés (ce dernier niveau appartient peut-être déjà à la série pliocène). 3 : Série pliocène, argiles bleutées, sables, formation torrentielle à blocs.

déjà évoquées et qui prennent en compte le nouveau gisement du Mont Hélène (J.P. Aguilar *et al.*, 1983 ; J.P. Aguilar J. Michaux, 1984) montrent que les faunes les plus récentes comme celle du Serrat d'En Vaquer, ne dépassent guère en fait le sommet du Tabianien.

2. Des apports détritiques grossiers constants.

Les apports caillouteux ont été permanents au cours du Pliocène, même si leur fréquence et leur calibre augmente vers le haut de la série. A la base, des faciès deltaïques à lits de galets associés à des sédiments ligniteux abondants remblaient toute la portion amont de la ria (fig.2) ; en rive droite du Tech, en aval du Boulou, on relève, surmontant les brèches rouges, des affleurements détritiques épais d'une centaine de mètres qui forment la base du Pliocène et plongent à l'aval sous les faciès argileux fossilifères classiques de Nidolères : il s'agit de niveaux argilo-sableux bleutés et jaunâtres assez riches en galets, voire en petits blocs, disposés soit en lentilles isolées, soit en lits réguliers ou encore épars en désordre ; les galets peu ou pas roulés en général, sont de provenance locale : il s'agit surtout de schistes et quartz arrachés à l'escarpement tout proche des Bains du Boulou.

Plus connus sont les apports torrentiels d'un paléo Tech qui, à Vivès, surmontent, par l'intermédiaire de quelques mètres à peine de sables et graviers lités, les argiles lacustres de la carrière Raynal (fig.4). Ces faciès très grossiers, épais ici de 50 m, renferment parfois des blocs métriques usés ; les galets roulés de

gneiss y prédominent, associés à des granites pourris à coeur, le tout disposé en désordre dans une matrice sablo-argileuse ocre vif à rouge, peu abondante ; ces faciès témoignent d'écoulements torrentiels de très haute énergie. Vers l'aval, le Pliocène continental s'épaissit progressivement et au nord du Boulou atteint une centaine de mètres. A Banyuls dels Aspres, il repose sur les sables marins avec lesquels il ne forme qu'une seule série sédimentaire : les sables fins se chargent en continu, sur 1 à 2 m, de lits de galets, puis viennent les lentilles ravinantes de style fluvio-torrentiel, assez bien triées, à gros galets et matrice sableuse ; mais vers le sommet, les faciès se différencient progressivement, la matrice devient très abondante, argilo-limoneuse, et les galets peu ou pas usés, de petite taille, s'étalent en lentilles plates de faible épaisseur correspondant à des faciès d'épandage indiquant des écoulements peu abondants et très chargés en boue. Dans ce Pliocène continental, la chute de la compétence vers l'aval est très rapide, et en aval de Banyuls dels Aspres les apports grossiers ne sont plus guère représentés que par quelques rares lits de graviers et de petits galets dans un ensemble monotone de limons à bancs calcaires coupés de lits d'argile et de chenaux sableux. Ces faciès fins ont été décrits en détail par C. Deperet puis par J. Bourcart : il est un peu vain d'y tenter une reconstitution stratigraphique au seul vu des faciès compte-tenu du caractère lenticulaire en grand de ces dépôts.

Un troisième groupe de dépôts grossiers est constitué par les formations à blocs du piémont des Albères. Elles affleurent surtout à l'ouest entre Montesquieu

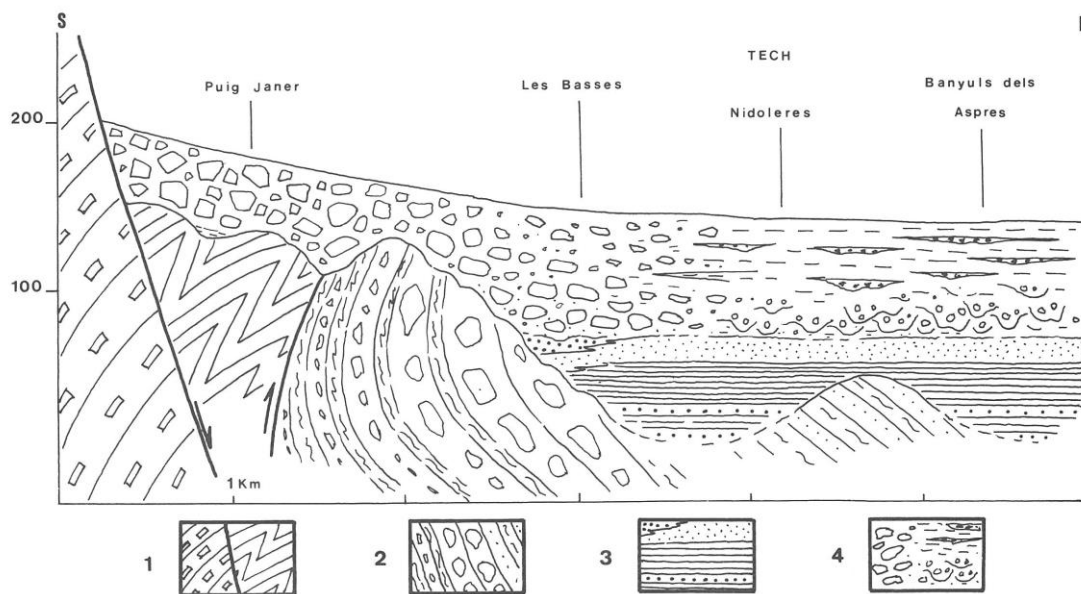


Fig. 5.-Schéma synthétique du Néogène du piémont des Albères.

1 : Socle hercynien, gneiss catazonaux, schistes épizonaux. 2 : Série rouge inférieure, faciès Trompette; petits éléments schisteux à la base, série à méga-blocs granitiques et schisteux, faciès arkosiques. 3 : Pliocène fluvio-marin ; graviers de base, argiles bleu marine et

sables fins jaunes et bleutés, graviers ocre à litages obliques. 4 : Pliocène continental fluvio-torrentiel ; faciès d'apport latéral à méga-blocs, faciès fluvio-torrentiel d'apport longitudinal, faciès d'épandages limoneux à lentilles plates de petits galets mal roulés

et Villelongue, où elles forment toute l'échine du Puig Janer, ce qui leur confère une épaisseur de l'ordre de 100 m ; on les retrouve aux collines de Laroque et enfin à l'est entre Argelès et Le Racou. Aux deux extrémités, les coupes sont assez nombreuses pour confirmer une attribution au Pliocène : à l'ouest (fig. 5), la coupe des Basses montre les sables bleutés, susjacentes aux argiles fossilifères de Nidolères, surmontés par quelques mètres de graviers lités ocre vif et par la formation torrentielle à blocs ; à l'est, les coupes de la voie rapide d'Argelès montrent que la formation à blocs vient prograder et surmonter des faciès fins sablo-argileux ocre au sommet, bleutés vers la base, qui ont été recoupés sur 400 m d'épaisseur au forage d'Argelès avec au moins 200 m de dépôts marins. Cette formation à blocs de piémont est excessivement grossière, surtout dans le secteur occidental : le module des blocs est métrique, et elle renferme des dalles cyclopéennes de 4 à 5 m de long. Cela pose le problème de sa mise en place : la taille des blocs suggérerait des coulées boueuses ou plutôt des laves torrentielles, ce que contredit la pauvreté en fines de la matrice, et la présence de nombreux galets et graviers, dont des quartz, parfaitement roulés ; il ne peut donc s'agir que d'écoulements fluvio-torrentiels classiques, d'une extraordinaire puissance toutefois lors des crues, mais capables de remanier assez fréquemment les galets pour leur conférer leur façonnement fluvial, entre les paroxysmes de charriage en vrac.

Ainsi il existe au piémont des Albères deux séries à méga-blocs, qu'il faut se garder de confondre. La série miocène se distingue par sa forte tectonisation, son litage souvent bien apparent, sa couleur rouge vif et ses cimentations calcaires. La série pliocène, restée subhorizontale, est beaucoup plus désordonnée, exclusivement caillouteuse et, à l'inverse du Miocène, très riche en blocs de gneiss et de migmatites, enfin sa teinte est plutôt ocre vif. Si la distinction des deux séries est aisée vers Montesquieu, elle devient plus difficile entre Maureillas et Céret où faute de coupes l'attribution au Pliocène des collines de cailloutis altérés, qui s'adosent à l'escarpement du Roc de France, reste hypothétique.

3. Eléments de conclusion

La série pliocène marque la reprise de la subsidence dans le bassin, et probablement un relèvement notable des horsts bordiers. Les séries détritiques très grossières que l'on a analysées démontrent une crise érosive excessivement vigoureuse, et au total assez brève, probablement déclenchée par des mouvements tectoniques et renforcée par d'importantes mutations climatiques (M. Calvet, 1982 b).

II.- Les marges occidentale et septentrionale du Roussillon.

Le dispositif morphostructural est ici très différent de celui de la marge sud : les sédiments néogènes, moins épais, s'adosent à des massifs peu élevés, tronqués par des aplanissements basculés vers le fossé. Les affleurements, souvent masqués par les terrasses quaternaires, sont discontinus et extrêmement

hétérogènes, ce qui rend difficile une approche synthétique.

A. La bordure des Aspres.

Le massif ancien schisteux, dominé par quelques pitons calcaires dévoniens, plonge progressivement par flexure sous une frange étroite de cailloutis grossiers aux couleurs rutilantes, où l'on peut distinguer deux faciès, de position stratigraphique différente.

1. Les séries à éléments schisteux.

Ces matériaux sont presque exclusivement formés d'éléments arrachés aux séries ordoviciennes, schistes, schistes gréseux, voire quartzites et quartz, dans une matrice fine rouge vif. Ils se disposent depuis Vivès jusqu'à la Cantarrane, en un croissant large au plus de 2 km. Ce sont parfois, par exemple vers Vivès, de véritables colluvions de pied de versant formées de petites plaquettes de schistes disposées à plat selon un litage régulier dont l'inclinaison pourrait être en partie d'origine sédimentaire et non tectonique. Dans la forêt de Tordères et surtout sur le Réart, ces matériaux deviennent plus grossiers et marquent le débouché dans le bassin de véritables organismes torrentiels : la coupe du Réart montre, sur près de 100 m d'épaisseur, un matériel très hétérométrique où une blocaille décimétrique mal roulée voisine avec des dalles parfois métriques, dans une matrice faite d'esquilles de schistes et d'un ciment sablo-argileux souvent compact. On y décèle un début d'organisation en bancs très caillouteux et bancs plus limoneux, et dans le détail un litage fin très régulier sauf dans les passées les plus grossières ; ce sont là plutôt des faciès d'épandages par des eaux très boueuses et au total peu abondantes, coupés de quelques niveaux de lave torrentielle de plus forte énergie, et mis en place probablement dans des conditions semi-arides.

L'attribution stratigraphique de ces faciès est sans ambiguïté. Vers l'amont, ils fossilisent des topographies de dissection raides assez profondément burinées dans le socle schisteux. Vers l'aval, le passage progressif aux faciès fins du Pliocène est évident : déjà visible dans la forêt de Tordères, il est parfaitement exposé dans la coupe du Réart (fig. 6) : en 2 km seulement, la décoloration est totale, et la compétence chute très rapidement, seuls de minces niveaux de graviers et petits galets viennent s'indenter dans une masse puissante de limons argileux ocre à jaune pâle, localement encroûtés de bancs calcaires. La coupe de la Cantarrane complète vers le bas la précédente et permet de préciser la stratigraphie du Pliocène continental. Contrairement aux interprétations antérieures (J. Bourcart, 1945 ; H. Salvayre et C. Sola, 1975 ; J. Magné, 1978), il n'existe pas de niveau bréchique rouge plongeant sous le Pliocène : les faciès rutilants qui s'adosent au socle vers Sainte Colombe surmontent des sables arkosiques blancs à lits de galets granito-gneissiques, qui eux-mêmes reposent directement sur le socle schisteux ; à cet égard, la coupe du torrent à son débouché de la montagne est sans ambiguïté. Ces niveaux arkosiques sont probablement pour partie au moins l'équivalent de ceux de Trouillas où l'on relève des structures deltaïques couronnées par des bancs de galets grossiers à éléments granitiques ; les sondages

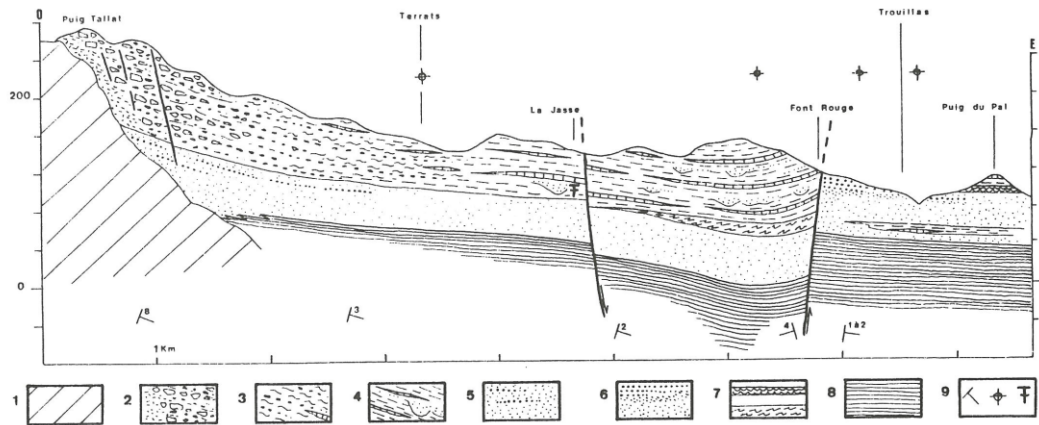


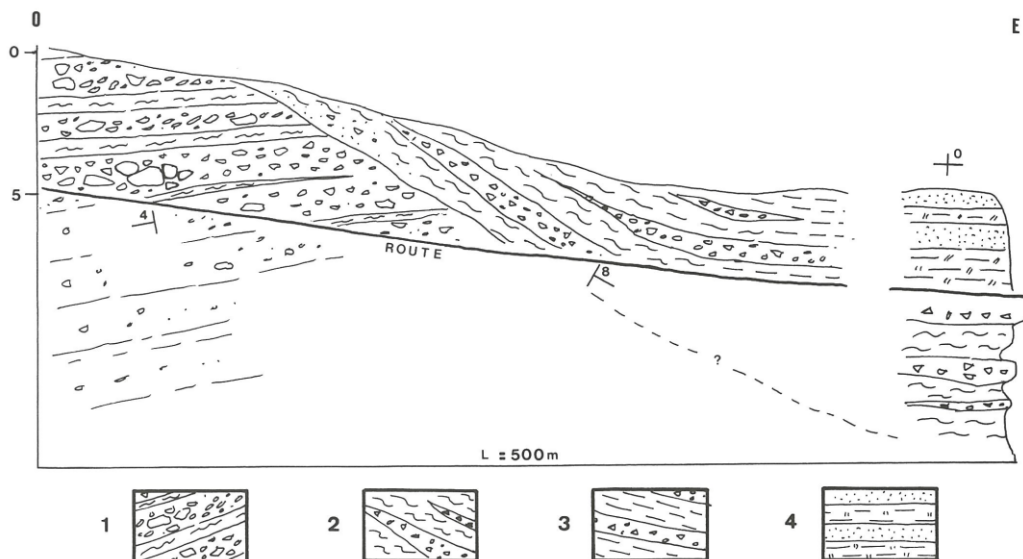
Fig. 6. - Stratigraphie du Pliocène au piémont des Aspres.

1 : Schistes paléozoïques. 2 : Formations détritiques rutilantes de bordure, faciès de colluvions de versant à petites plaquettes schisteuses, faciès torrentiel à blocs et galets. 3 : Faciès de transition, galets et graviers schisteux en bancs interstratifiés dans les limons argileux rouges et ocre. 4 : Argiles et limons palustres jaunâtres à bancs calcaires, coupés de niveaux ou de lentilles de graviers et de sables quartzeux. 5 : Sables arkosiques de la Haute-Cantarrane, à lits de galets granito-gneissiques et quartzeux. 6 : Sables arkosiques de Trouillas, bancs de galets granito-gneissiques, sables jaunes et graviers à litages obliques, sables fins bleutés. 7 : Niveau des vases à huîtres de Trouillas, et niveau des argiles bleu-noir du forage de Trouillas amont (corrélés par J. Magné, 1978). 8 : Argiles sableuses bleu marine, à débris de coquilles (reconnues en forage seulement dans ce secteur). 9 : Pendages mesurés ;

forages utilisés : gisement de micromammifères de Terrats - La Jasse. La coupe est établie d'après les observations de terrain, complétées par les forages ; les "sables sanguine" des auteurs n'ont pas été distingués, il s'agit en fait d'un faciès très local au sommet des sables arkosiques de la Haute-Cantarrane

Fig. 7. - La brèche de Thuir ; coupe de la route de Castelnuovo.

1 : Brèche à gros bancs fortement cimentés, teinte rouge clair. 2 : Brèche à petits bancs et matrice argilo-limoneuse rutilante. 3 : Faciès de transition ocre, à forte cimentation blanchâtre. 4 : Pliocène continental, alternances de sables jaunes et d'argiles ocre bariolées de beige et de noir. Les brèches rutilantes qui affleurent sous ces faciès fins appartiennent peut-être déjà au Pliocène.



ont montré que les uns et les autres reposaient sur les argiles bleu marine : toutefois ces différents termes sédimentaires ne sont pas simplement superposés, mais il faut admettre aussi des passages latéraux si l'on reconnaît une valeur chrono-stratigraphique précise à la disparition des Taxodiacees mise en évidence par J.P. Suc (1976, 1980). Ainsi à des apports fluviaux lointains, sables arkosiques et galets granito-gneissiques ne pouvant provenir que des hauts bassins du Tech ou de la Têt, succèdent brusquement au pied des Aspres des décharges détritiques d'origine strictement locale. Ces différents niveaux du Pliocène montrent un dispositif transgressif sur la bordure du bassin - transgression par débordement comme l'indiquait J. Bourcart - en phase semble-t-il avec un déplacement de la subsidence vers le pied du massif au cours du dépôt du Pliocène continental, le panneau des Aspres poursuivant son mouvement de bascule vers l'est (M. Calvet, 1982b).

Dans ce cadre stratigraphique, l'âge précis des séries rutilantes de l'Aspre est donc aisé à déterminer : vers Terrats, la base des niveaux grossiers rouges prograde sur les limons lacustres qui renferment le gisement de micromammifères pliocènes de La Jasse.

2. La brèche calcaire de Thuir.

Cette formation ravine profondément le causse calcaire dévonien de Thuir, fossilisant une dépression triangulaire qui s'ouvrait vers l'est. A la base de la formation, les calcaires du socle sont taraudés par des poches karstiques remblayées par une argile ocre bariolée, à passées d'aspect charbonneux et nodules rouille, ainsi que rares lentilles de sables quartzeux allogènes. La brèche elle-même est assez semblable aux dépôts à éléments schisteux pliocènes déjà analysés, quoique franchement plus caillouteuse et grossière, moins rouge, et bien sûr très riche en blocs calcaires. Le terme de brèche est d'ailleurs impropre ; il s'agit en fait d'un matériel torrentiel à blocs et galets usés, voire bien roulés, issus de l'arrière-pays de l'Aspre à l'ouest du Causse de Thuir, comme le montre la présence de nombreux éléments schisteux ou quartzitiques. Les niveaux de galets, pris dans un ciment compact ocre rose calcifié, forment l'essentiel du sédiment, en gros bancs épais de plusieurs mètres et à base strictement plane, les lentilles ravinantes étant rares, ce qui suggère un mode de dépôt comparable à celui du Pliocène à éléments schisteux, par des écoulements très spasmodiques et chargés de boue ; les interlits pélitiques, ocre rouge et marbrés de brun ou de beige, d'épaisseur toujours inférieure au mètre, sont restés en général meubles. Les galets sont en moyenne décimétriques mais par places apparaissent des gros blocs de 0,5 à 1 m de grand axe, soit isolés, soit regroupés en trainées : ces blocs deviennent très abondants vers l'amont ainsi qu'au contact du socle calcaire où l'on note des pavés de plus de m3.

L'âge de cette formation reste hypothétique. Elle fut attribuée par C. Deperet au Pliocène, voire au Quaternaire ancien ; J. Bourcart l'assimilait aux autres "brèches rutilantes" qu'il rapportait en totalité au "Rhodanien" ; enfin, la 2ème édition de la feuille géologique Prades la note P1a, base du Pliocène. Un âge récent, Pliocène ou Quaternaire ancien, paraît peu probable ; en effet, cette formation témoigne

d'une paléogéographie totalement différente de l'actuel, puisque son bassin d'alimentation est maintenant drainé vers le nord par des vallées profondément incisées dans le socle, et dont l'installation est de ce fait certainement très ancienne, au moins pliocène ; par ailleurs, le Pliocène indubitable que l'on peut observer en arrière de Thuir ne renferme que de petits galets schisteux et ne peut donc en aucun cas être l'aval immédiat de la puissante formation torrentielle qu'est la brèche de Thuir. La coupe de la route de Castelnou (fig.7) fournit des éléments de réponse : la brèche de Thuir, de teinte plutôt rouge clair, et à pendage 4° W, est ravinée en discordance par une formation rouge vif inclinée à 8° E, très riche en sédiments fins et coupée de bancs de cailloux assez minces, à cimentation calcaire blanchâtre ; ces dépôts remanient manifestement la brèche ancienne ; on les voit se décolorer assez rapidement vers l'aval et passer à une formation horizontale où alternent bancs d'argile bariolée ocre à taches grises et noires et bancs de sables fins jaunâtres, faciès classiques du Pliocène continental, qui ont d'ailleurs fourni à proximité immédiate *Mastodon arvernensis* (in J. Bourcart, 1945).

L'âge de la brèche de Thuir est donc anté-pliocène mais sa datation précise reste hypothétique. On peut seulement envisager de façon probable qu'il s'agit d'un dépôt corrélatif du démantèlement du massif des Aspres consécutif à son soulèvement au Miocène supérieur, déformation parfaitement enregistrée par le basculement de la surface d'érosion qui tronque les calcaires du Causse de Thuir, et que l'on retrouve à l'ouest à plus de 700m sur les pitons du Mont Hélène et de Montner ; on sait maintenant que ces aplanissements bordiers du Roussillon se sont principalement développés au Miocène moyen (M. Calvet, trav. en cours) et ils fournissent donc un jalon chronologique fort utile.

B. La marge nord du Roussillon.

Rectiligne, orientée SW-NE, elle est formée par un accident tectonique majeur complexe, à la fois faille et flexure, qui recoupe obliquement des domaines structuraux variés depuis la Zone Axiale jusqu'aux plis calcaires de la Zone Nord Pyrénéenne. Les sédiments détritiques grossiers qui s'y adossent, voire la ravinent assez largement à partir de Baixas et vers l'est, sont extrêmement variés. Faciès comme dispositif stratigraphique et structural permettent d'individualiser deux secteurs.

1. La bordure du socle hercynien.

Problèmes des séries infra-pliocènes.

Les dépôts dits "infra-pliocènes" affleurent seulement sur d'étroits espaces en rive gauche de la Têt entre Nefiach et Millas. La coupe classique du ravin de la Julianne (fig.8) montre adossée au socle une série ocre à brune inclinée à 35° SSW et coupée de micro-failles ; elle est formée par des lits très réguliers de graviers et de galets usés, voire bien roulés, de petite taille (médiane vers 10 cm) constitués principalement de micascistes accompagnés de quartz et de rares granitoïdes - ce qui indique des apports locaux issus du Nord - emballés dans une matrice sablo-argileuse. Comme le notait déjà J. Bourcart, la série marine

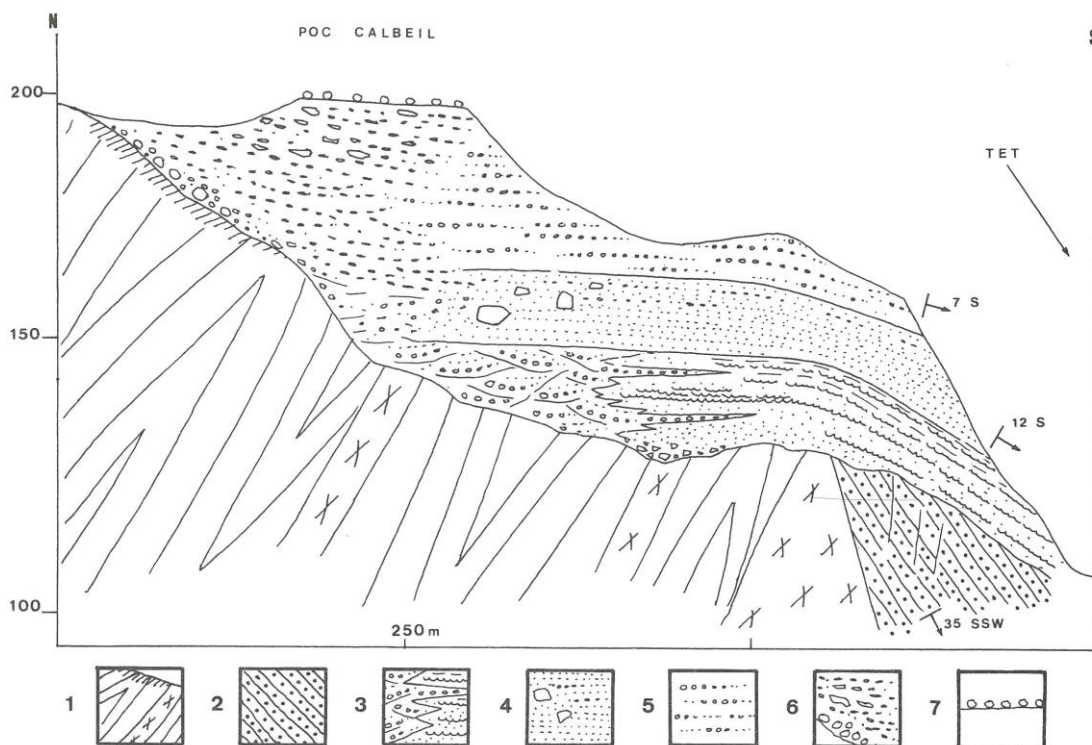


Fig.8. - Coupe du Néogène au ravin de La Juliane (Nefiach).

1 : Socle hercynien ; schistes , micaschistes, gneiss, pegmatites ; altération infra-pliocène. 2 : Série caillouteuse litée infra-pliocène. 3 : Pliocène marin ; sables fins et argiles à niveaux lumachelliques, passant latéralement à des matériaux fluviatiles à galets schisteux et lentilles sableuses. 4 : Sables fins à moyens, bleutés, en bancs

réguliers, niveaux de graviers au sommet, rares gros blocs gneissiques épars. 5 : Formation fluviatile ocre à lits de gravières et petits galets granito-gneissiques. 6 : Faciès d'apport latéral, gros galets roulés de base, formation rutilante à plaquettes schisteuses, plus riche en gros blocs vers le sommet. 7 : Terrasse alluviale à gros galets, du Quaternaire ancien

pliocène repose ici en discordance, et d'une manière qui semble fortement ravinante, sur ces matériaux ; l'interprétation est toutefois compliquée par le fait que le Pliocène subhorizontal, surmontant aussi bien le socle que la série ancienne, est flexuré à 10° S au niveau du talus qui borde la vallée, en relation avec un rejeu intra-pliocène de l'accident bordier.

Les dépôts infra-pliocènes se retrouvent vers l'aval, en particulier face à Millas au ravin des Clairanes (fig.9). Le matériel est ici sensiblement plus fin, et s'il renferme encore des lits de galets décimétriques ainsi que quelques rares blocs de 20 à 30 cm de grand axe, les sables graveleux représentent l'essentiel de la masse ; le dispositif est de type fluviatile en grandes lentilles décamétriques à stratifications obliques très régulières. Mais en plus, la série renferme des passées minces -1 à 3 m - assez énigmatiques : vers le nord, il s'agit d'argiles bleutées, varvées en lits centimétriques coupés de minces lits sableux ocre ; dans la grande coupe en rive gauche du ravin, c'est un banc assez continu où des argiles grises sont surmontées par des argiles ocre vif à nombreuses croûtes gypseuses centimétriques ; ces faciès argileux

renferment des empreintes et des débris de coquilles qui pourraient être marines (J. Michaux, comm. orale). Dans ce secteur, les sédiments infra-pliocènes sont subhorizontaux et il n'y a plus discordance avec le Pliocène susjacent ; toutefois la coupure entre les deux formations est très nette et soulignée par un alignement discontinu de gros blocs roulés (40 à 60 cm de grand axe) de quartz à patine rousse et de schistes, posés sur un plan légèrement incliné au sud ; par dessus viennent les sables fins et argiles marines classiques du Pliocène. Les gros blocs ne peuvent dériver, par remaniement, des sédiments infra-pliocènes, beaucoup trop fins ; il s'agit plutôt de "galets" marins étalés sur la plate-forme d'abrasion de la transgression pliocène, ou encore d'un épandage alluvial déposé sur la série infra-pliocène, et lavé par la mer.

Ces observations ne clarifient guère la question de l'âge de la série infra-pliocène. Les différences sont grandes - texture, dispositif sédimentaire, couleur, absence de ciment calcaire...- avec la Série rouge du bassin de Céret, ou encore avec le Miocène du Conflent, auxquels il est difficile de l'assimiler. Par ailleurs, si la passée argileuse qu'elle renferme est

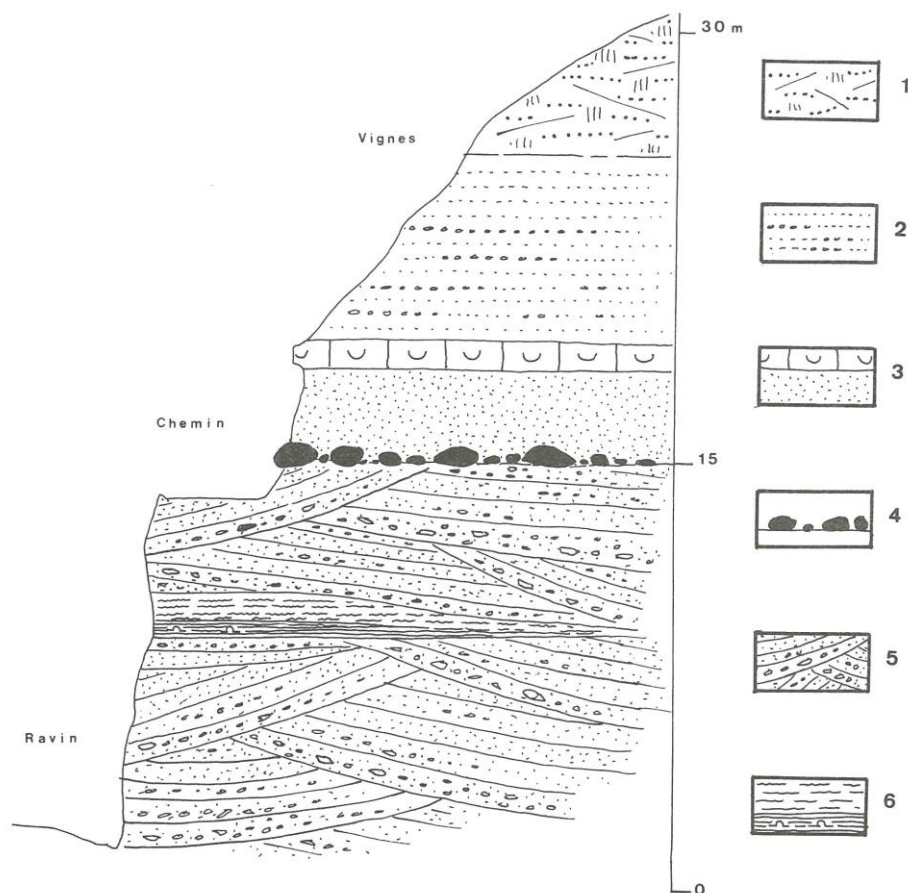


Fig.9.- Coupe du Néogène en rive gauche du ravin des Clairanes (Millas).

1 : Pliocène continental, sables grossiers argileux roux à passées grises et blanches. 2 : Sables fins lités gris et roux, à passées de graviers. 3 : Pliocène marin, sables fins gris et lumachelles. Ce

niveau s'épaissit immédiatement au sud, en liaison avec un jeu de flexure intra-pliocène. 4 : Pavage de gros blocs roulés. 5 : Série infra-pliocène sablo-caillouteuse. 6 : Niveau des argiles grises à empreintes de coquilles et argiles ocre à croûtes gypseuses.

bien marine, on ne peut plus retenir l'attribution classique au Miocène supérieur, la régression marine étant bien plus précoce dans les domaines avoisinants, Languedoc et Vallés-Penedés (J.P. Aguilar, 1981). Faut-il alors faire de ces niveaux un Miocène fluvio-marin contemporain des séries marines de Leucate, datées du Burdigalien supérieur-Langhien inférieur ? Reste enfin l'hypothèse d'un Pliocène tout à fait basal ou Messinien post-évaporitique de caractère lagunaire et saumâtre, précédant et annonçant la transgression marine proprement dite, qui se manifeste ici au cours du Tabianien inférieur (J.P. Aguilar *et al.* 1984).

La sédimentation grossière du Pliocène.

On distinguera trois groupes de faciès. Les apports longitudinaux, mis en place par une paléo-Têt,

forment un puissant ensemble deltaïque que l'on peut suivre jusqu'en Conflent dans le secteur de Vinça (M. Calvet, trav. en cours) où il remblait une paléo-vallée creusée dans les matériaux miocènes déformés, avec lesquels il faut se garder de le confondre (Y. Bandet, 1975). Ces cailloutis progradent en Conflent des faciès lacustres, et, à partir du seuil de Ternère, la série marine pliocène qui reste mince et n'affleure vraiment qu'entre Nefiach et Millas. Les "Orgues" d'Ille offrent de belles coupes dans ces matériaux : sur une soixantaine de mètres d'épaisseur alternent des bancs très épais de galets granito-gneissiques, de teinte ocre, et des niveaux plus minces de sables argileux blanchâtres ou d'argiles limoneuses bariolées de bandes rouille et grises ; la médiane des galets se tient vers 15-20 cm, quelques blocs atteignant 1 m, et l'ensemble est assez bien roulé ; les gros blocs de quartz portent toutefois de superbes marques de choc en forme de lunules de grande taille,

ce qui suppose un transport torrentiel excessivement violent puisque sur les blocs comparables du lit actuel de La Têt, on n'a noté rien de tel, et que sur les terrasses quaternaires ces façonnements sont rares et plus discrets. Vers l'aval, la chute de la compétence est, comme toujours, très rapide : dès Millas on ne relève plus guère que de minces lits de galets décimétriques et graviers dans une masse sableuse grise à la base et rousse vers le sommet.

Ces dépôts passent latéralement, comme on peut le noter dans les coupes d'Ille, à des sédiments issus d'apports latéraux locaux, principalement du massif granitique. A Ille, il s'agit de grandes masses de sables arkosiques gris bien lités, admettant des passées argileuses sombres à débris végétaux, et coupés surtout vers le haut par des bancs de galets granitiques bien roulés ; au contact du socle, les sables sont envahis localement par de gros blocs anguleux souvent métriques, voire bien plus gros, qui se sont éboulés de l'escarpement et remaniant des granites très broyés, ainsi que par des amas de grosses boules qui traduisent le décapage d'altérites sur le plateau de Montalba. Ces matériaux s'adosent à un paléo-versant très raide, par l'intermédiaire localement au moins et vers la base, d'un plan de faille ; des discordances progressives visibles d'Ille à Nefiach attestent le rejeu intra-pliocène de cette bordure et sa fossilisation finale par les apports détritiques qui finissent par surmonter et ravier le sommet même de l'escarpement.

Un troisième groupe de faciès est représenté au pied du massif de Força Réal par des brèches rutilantes tout à fait semblables à celles qui frangent les Aspres schisteuses. Toutefois, les matériaux sont moins grossiers compte tenu de l'absence de bassin versant important en arrière, et probablement aussi parce que la faille bordière n'a guère joué ici. Les plaquettes schisteuses non roulées, de taille réduite (5 - 10 cm au maximum, rarement plus) se disposent en lits réguliers coupés de bancs d'argile limoneuse presque lie de vin. Ces faciès surmontent jusqu'à proximité du contact avec le socle des sables gris bleuté à petits galets roulés issus de l'amont bassin de la Têt ; ainsi, ici comme au pied des Aspres, les apports locaux succèdent brusquement aux apports lointains, les massifs schisteux n'ayant contribué que tardivement à la sédimentation détritico-pliocène.

2. La bordure des Corbières

La sédimentation grossière y est représentée par des ensembles bréchiques rouges, qui ennoient sur plus de 2 km de large parfois, des topographies de dissection taillées dans les terrains mésozoïques plissés. La monotonie de ces brèches, l'absence de coupes suffisamment continues, rendent toute attribution stratigraphique incertaine.

La brèche d'Espira de l'Agly

Etudiée de façon précise par G. Clauzon (1974), il s'agit d'un sédiment torrentiel à galets et blocs usés disposés en lentilles ravinantes épaisses de 1 à 2 m, fortement cimentées en un ensemble massif par une pâte ocre rouge clair, et séparées par de minces interlits limoneux roses ; ceux-ci peuvent localement s'épaissir et sont restés meubles. Dispositif des lentilles et orientation des galets indiquent un

transport depuis l'ouest, mais il s'agit d'apports exclusivement locaux : calcaires urgoniens et grès albiens - ce qui implique une paléogéographie différente de l'actuel, l'Agly n'ayant pas encore installé son cours comme le montre l'absence d'éléments fluviaux paléozoïques. Cette remarque plaide pour un âge ancien de ces matériaux ; en dépit du fait que les coupes des berges de l'Agly soient peu claires, il semble bien que la brèche d'Espira passe sous les sables pliocènes marins visibles à proximité. On s'en tiendra donc, au moins pour les affleurements situés au nord d'Espira, à un âge pré-pliocène ; plus de précision serait illusoire, et une attribution au Miocène supérieur (G. Clauzon, 1974) reste du domaine de l'hypothèse.

Les brèches de Baixas

Il existe dans le secteur de Baixas trois affleurements de brèches à Sainte-Catherine, Terre Rouge et sur la route de Calce, dont le faciès est sensiblement différent de celui de la brèche d'Espira. La coupe de Calce montre un dispositif en grandes lentilles plates d'épaisseur métrique à décimétrique, tantôt caillouteuses, tantôt argilo-limoneuses, et de teinte franchement rutilante ; les niveaux caillouteux ont des cimentations incomplètes et assez fragiles ; la médiane des blocs, toujours à peine usés, se tient vers 10 cm, quelques éléments épars atteignant 50 cm. A Sainte-Catherine, il existe même des blocs de plusieurs m³, mais il s'agit d'apports très locaux de dolomie noire jurassique qui ont glissé des versants immédiatement susjacentes. Dans ces affleurements, les brèches sont en rapport direct avec les calcaires mésozoïques, voire des écaillés de Paléozoïque, et isolées des sédiments pliocènes visibles à proximité. Toutefois le passage latéral au Pliocène est géométriquement très possible, compte-tenu de l'identité des faciès, des colorations, ainsi que de la position de ces brèches qui ravinent le substratum tout comme le fait à quelques hectomètres au sud le Pliocène indiscutable, à la colline des Ribes del Carné. Ajoutons que vers l'amont, les brèches de la route de Calce reposent clairement en discordance sur une autre unité bréchique d'aspect différent et préalablement karstifiée. Visible seulement sur quelques mètres et ne pouvant pas être confondu avec les brèches éocènes bien connues dans ce secteur, le matériel y est fortement consolidé en brèche rose massive, sans litages visibles, et riche en petits fragments anguleux.

Les brèches du Roboul.

Les brèches du secteur du Roboul posent des problèmes d'interprétation plus complexes. Notons d'abord que l'extension donnée vers le nord-est aux brèches d'Espira sur la carte publiée par G. Clauzon (1974) est en partie erronée : sont cartographiés en particulier comme messiniens les matériaux, bréchiques certes, d'un cône d'épandage torrentiel du Roboul d'âge quaternaire moyen à récent ; la forme topographique du cône est beaucoup trop belle pour qu'une confusion soit possible et par ailleurs le cailloutis bréchique ravine des limons argileux palustres dont l'attribution au Pliocène ne fait guère de doute puisqu'on les suit jusqu'à Espira où ils surmontent les faciès marins.

Reste que tout un ensemble de petites collines adossées aux Corbières sont taillées dans des matériaux indubitablement néogènes et aux faciès relativement variés. Les dépôts qui semblent les plus anciens affleurent au fond et en rive gauche du ravin du Rabaneil : il s'agit de grès tendres ou de sables limoneux roses à fines croûtes calcaires blanches, coupés de lits ou de lentilles peu épais de galets constitués exclusivement de grès albiens à peine usés, le tout plongeant de 25° vers l'ENE. Au nord-est, dans le chemin de la carrière de Mas Vespeill, ces matériaux semblent passer à une brèche rouge clair très massive, à éléments calcaires peu usés, présentant un pendage de 10° SSE et plusieurs fractures. Enfin, au niveau de la carrière, il existe un autre affleurement bréchique de faciès sensiblement différent, à ciment plutôt blanchâtre. Vers l'ouest, dominant dans le paysage les matériaux tectonisés, il existe enfin autour de Mas Romarin une puissante formation à blocs usés d'Urgonien, de taille parfois métrique, et qui semble modérément cimentée si l'on en juge à la relative facilité avec laquelle elle a été défoncée pour des plantations récentes de vignes ; l'absence de coupes ici ne permet pas toutefois de préciser davantage les relations mutuelles de ces divers ensembles sédimentaires ; le seul argument est la présence en surface de la formation de Mas Romarin de pisolithes et cristaux d'oxyde de fer identiques à ceux que l'on trouve sur la brèche d'Espira.

La coupe du Roboul à son débouché de la montagne est peut-être la plus claire (fig. 10). On retrouve une unité inférieure pendante à 10° S, reposant directement sur l'Urgonien du Mas de la Chique : il s'agit ici d'un cailloutis fluvial de galets

décimétriques en moyenne, assez bien roulés, de calcaires et de grès, coupés d'épaisses lentilles argilo-limoneuses rouge clair, le tout fortement cimenté. Un peu en aval, affleure une formation beaucoup plus rutilante, horizontale, formée de lentilles de galets mal roulés peu consolidées qui, quelques hectomètres au sud, viennent s'indenter dans les faciès limono-argileux du Pliocène continental, vite décolorés en ocre et gris. Enfin, toute l'échine du Mas de la Chique au Mas Saint Michel est taillée dans une formation caillouteuse sub-horizontale épaisse d'une cinquantaine de mètres, de teinte rutilante mais coupée de passées ocre jaune, et très incomplètement cimentée par un treillis de feuillet et nodules calcaires qui suivent fissures de rétraction et figures de sédimentation oblique ; à la base prédominent les bancs de galets coupés de niveaux limoneux, puis vient un horizon décimétrique très limoneux à rares galets isolés, et enfin au sommet de puissantes lentilles ravinantes de gros galets, comportant même des blocs métriques à la racine de ce paléo-cône torrentiel.

Il semble donc bien qu'il y ait au piémont des Corbières au moins deux générations de "brèches" calcaires. La première, en général fortement cimentée, massive, de teinte plutôt rose ou rouge clair, est déformée ; on ne la rapportera au Messinien qu'à titre d'hypothèse, sans oublier que des faciès identiques ou comparables existent à la base du Burdigalien marin de Caves un peu au nord, voire dans l'Oligo-Aquitainien de Sigean ainsi que dans les cailloutis de Paziols d'âge peut être comparable (M. Calvet, trav. en cours). La deuxième génération, aux cimentations incomplètes, à la teinte rutilante, et peu ou pas déformée, pourrait être attribuée au Pliocène

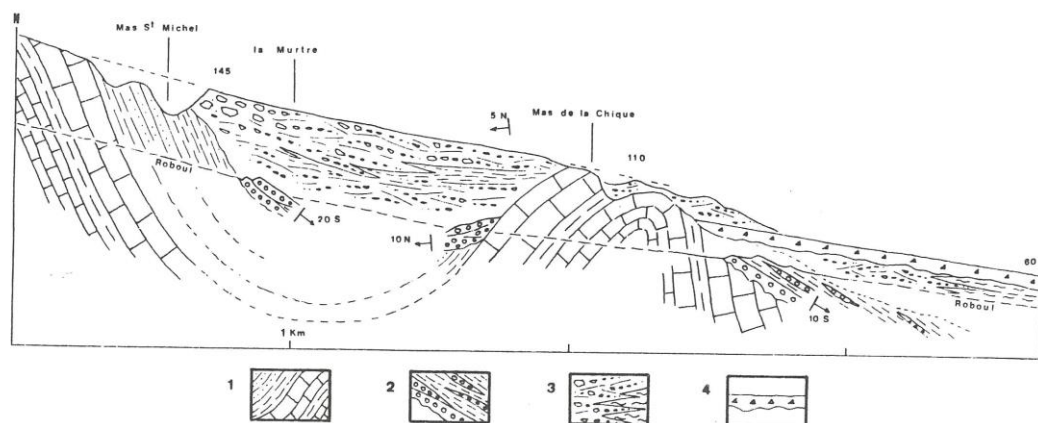


Fig. 10.- Le Néogène du Piémont des Corbières, coupe du Roboul.
1 : Mésozoïque plissé, calcaires urgoniens ; marnes et grès albiens. 2 : Série détritique néogène inférieure, limons et bancs de galets roulés fortement cimentés. 3 : Série détritique rutilante supérieure, cailloutis torrentiels mal cimentés remaniant des blocs de l'unité

inférieure, et passant vers l'aval aux limons palustres pliocènes. 4 : Epandage torrentiel bréchique du Quaternaire moyen-récent.
NB : Un léger pendage nord dans la série supérieure suggère un rejeu tardif de la structure plissée.

continental auquel elle semble passer, à Baixas comme sur le Roboul ; un âge récent s'accorderait d'ailleurs assez bien avec la bonne conservation de la topographie du paléo-cône torrentiel du Mas de la Chique. C'est une solution de ce type que semble suggérer la coupe publiée par J.J. Lagasque (1985), encore que l'unité "bréchique" inférieure apparaisse en réalité plus hétérogène qu'il ne l'indique.

III. Eléments de conclusion.

Signification des séries détritiques grossières.

Au terme de cette analyse, le caractère le plus évident de ces matériaux détritiques est leur grande hétérogénéité. On est fort loin de la vision univoque d'un J. Bourcart décrivant les "brèches rutilantes rhodaniennes" ; tant dans le domaine de la sédimentologie que de la stratigraphie c'est la variété qui est de règle.

Les dépôts détritiques continentaux des marges du Roussillon sont des formations largement diachroniques ; les apports grossiers ont été à peu près constants tout au long du Néogène, à l'exception très probable du Miocène moyen - fort mal documenté dans la région- qui a vu l'achèvement de surfaces d'aplanissement d'ampleur régionale à la périphérie des grabens. Il est même possible que certains affleurements bréchiques, ainsi que la base de la Série rouge du Tech représentent déjà un Oligocène comparable à celui des fossés languedociens, hypothèse logique dans la mesure où le Roussillon s'intègre à cette grande famille de grabens en distension. L'importance de chaque série déritique est toutefois fort variable, et à cet égard le fait nouveau a été la mise en évidence dans le sud du bassin d'une unité sédimentaire extrêmement épaisse - la Série rouge inférieure - ce que le forage profond d'Elne laissait au demeurant pressentir. Cette Série rouge inférieure est fondamentale pour l'interprétation géodynamique régionale.

Dans le domaine sédimentologique, on se bornera à constater aussi la grande variété des faciès. Là encore le terme de brèche utilisé d'une manière très générale par les auteurs recouvre assez mal la réalité. Certes on a pu décrire de véritables brèches à éléments anguleux ou à peine usés ; mais la plupart des dépôts sont en fait constitués de sédiments d'origine torrentielle, très hétérométriques et mal roulés, disposés tantôt en vrac tantôt en lentilles ravinantes, voire issus d'épandages, en lentilles plates de style semi-aride. On constate également la présence de matériaux fluviaux - éventuellement deltaïques - ou fluvio-torrentiels, mieux triés et bien roulés, jusqu'y compris dans les unités "bréchiques" du piémont des Corbières.

L'ensemble des dépôts grossiers a une signification fondamentalement tectonique, ce qui est fort logique au demeurant dans un domaine d'orogénèse récente tel que la Chaîne Pyrénéenne. Les puissantes séries détritiques du Miocène inférieur et du Pliocène traduisent le jeu subsident du graben en distension ; ce fait nous paraît suffisamment avéré au Pliocène par tout un faisceau d'arguments (M. Calvet, 1982b ;

1985) pour ne pas retenir l'hypothèse exclusive d'un simple ennoïement de profondes paléo-topographies de dissection liées à l'eustatisme messinien. La production de grandes masses de blocs et de galets donne la mesure du relèvement des horsts bordiers ; elle résulte de la rapide dissection torrentielle qui s'exerce sur les panneaux de socle en cours de soulèvement, ainsi que de la facile déstabilisation des masses rocheuses sur les escarpements de failles vivants ; les faciès à méga-blocs décrits au pied des Albères dans le Miocène, mais aussi dans le Pliocène, comme ceux pliocènes encore de la région d'Ille, traduisent très directement la mise en place ou le rejeu des escarpements tectoniques : ce sont des brèches d'écroulement probablement d'origine sismique (Ille), souvent remaniées vers l'aval (Albères) par des processus torrentiels violents - qui eux répondent, il est vrai, à une autre logique d'ordre climatique. A l'inverse, l'apparition au cœur d'une série grossière comme la Série rouge inférieure, de puissantes assises plutôt fines, sablo-argileuses (les faciès de Mas Marty), suggère une atténuation des pentes sur le cadre montagneux en voie d'aplanissement, et partant une pause dans la surrection des horsts.

Le facteur tectonique interfère toutefois fréquemment avec le facteur climatique, et les décharges caillouteuses se mettent en place d'autant plus facilement qu'elles coïncident avec des périodes rhéostasiques de crise climatique. Certains faciès, tels ceux à méga-blocs, à galets à marques de choc, suggèrent des crises d'hypertormentialité avec des abats d'eau énormes très concentrés dans le temps, dont la crue de 1940 - exceptionnelle à bien des égards - peut donner une image approchée. On a signalé aussi à plusieurs reprises des faciès d'épandages de style semi-aride qui impliquent des crues brutales mais brèves succédant à de longues sécheresses, et des flots très boueux au total peu abondants, s'étalant et venant mourir à bouts de course sur les piémonts ; la brusque décroissance de la compétence que l'on a fréquemment indiquée va dans le même sens d'une ambiance sèche, mais elle est certainement accentuée au Pliocène, par exemple, par le caractère subsident des piémonts d'accumulation. De telles conditions semi-arides induisant l'ouverture du tapis végétal, ont régné pendant le dépôt de la Série rouge inférieure, au moins au cœur et à la fin de la période (Faciès de Mas Marty et de Maureillas) ; en témoignent non seulement les faciès d'épandages, mais encore la très faible évolution des sables arkosiques riches en feldspaths et biotites, souvent regroupés en grains polyminéraux, ainsi que les spectres argileux où les minéraux évolués comme la kaolinite sont très minoritaires et les smectites à peine plus abondantes ; la présence de cimentations calcaires dans les faciès caillouteux de piémont va dans le même sens en suggérant d'intenses évaporations saisonnières, la généralité des rubéfactiones impliquant toutefois la persistance d'une saison humide, au moins sur les reliefs (M. Calvet, 1982 b).

Les faciès d'épandages apparaissent aussi au Pliocène vers le sommet de la série, où ils sont postérieurs au gisement de Terrats : la corrélation est assez bonne avec les données de la palynologie (J.P. Suc, 1976, 1980) qui montrent alors l'apparition de rythmes climatiques méditerranéens et un

desserrement du manteau végétal ; assez bonne aussi avec les reconstitutions de l'environnement que permettent les rongeurs (J.P. Aguilar et J. Michaux, 1984) ; toutefois il faut bien constater que dans les deux cas si une certaine dégradation climatique se manifeste après le niveau de Terrats, la réduction importante du milieu forestier et l'apparition de conditions franchement steppiques sont nettement postérieures aux faciès d'épandages du Roussillon. Il n'y a donc pas accord véritable entre les données de la sédimentologie et celles des microfaunes ou des microflores ; cela tient, nous semble-t-il, à la difficulté que rencontrent ces disciplines paléontologiques à préciser exactement le faciès, et surtout le degré d'ouverture du tapis végétal, ce qui est fondamental pour apprécier les potentialités érosives. De fait, la rupture sédimentologique qui, au pied des Aspres ou de Força Real fait succéder aux apports sableux lointains une sédimentation locale d'épandages caillouteux rouges, est très précoce - fin du Tabianien- et paraît avoir surtout une signification climatique, les déformations tectoniques étant trop modérées dans ces secteurs, pour induire à elles seules une véritable déstabilisation des versants, d'autant que les altérites sont toujours assez minces sur ces schistes épizonaux peu altérables ; la mise en place de ces faciès pédochromes s'accorde mieux avec l'idée d'un desserrement du tapis végétal permettant au ruissellement un

décapage périodique des sols et des régolites. On retrouve les mêmes arguments pour certaines unités bréchiques présumées pliocènes, du piémont là aussi peu tectonisé des Corbières : ces faciès résultent du démantèlement de lapiez couverts élaborés lors des phases de biostasie antérieures ; en témoigne la masse des terra rossa remaniées et le caractère souvent irrégulier des blocs où les marques de dissolution antérieures au dépôt ne sont pas rares ; il s'agit là des dépôts corrélatifs d'aplanissements locaux de type pédiments qui se développent alors sur les bordures des bassins, regradant souvent simplement les vieilles surfaces miocènes ; de telles formes ne peuvent se comprendre que dans une ambiance semi-aride.

*
**

Ces quelques réflexions ne se veulent en rien exhaustives ; mais il fallait en guise de conclusion aller un peu au-delà de l'analyse stratigraphique, simple préalable en fait à toute interprétation géodynamique régionale. A cet égard, les faciès grossiers qui ourlent les marges du Roussillon se révèlent de par leur variété et leur richesse, des indicateurs de première importance, et ce, en dépit des incertitudes chronostratigraphiques qui les affectent encore.

Références bibliographiques

- AGUILAR J.P. (1981).- Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale. Thèse Sciences. 203 p., 7 pl., Université de Montpellier.
- AGUILAR J.P., CALVET M., MICHAUX J. (1983).- Les rongeurs pliocènes du Mont-Hélène, nouveau jalon entre les faunes d'Hautimagne et de Sète ; implications sur les environnements continentaux dans le sud de la France R.C.M.N.S. Interim - Colloquium, Montpellier, avril 1983, 4 p.
- AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1984).- Le gisement à micro-mammifères du Mont-Hélène : apport à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux ; implications stratigraphiques pour le Pliocène du sud de la France. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, n°2, pp. 19-31.
- BANDET Y. (1975).- Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon nord occidental. Thèse spec. Géol. Toulouse. 56 p.
- BIROT P. (1948).- Sur les dépôts pliocènes du Roussillon. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n°4, pp. 71-73.
- BOURCART J. (1938) . - Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 40, n° 199, pp.163-168.
- BOURCART J. (1945).- Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 40, n° 218, pp.1-82.
- CALVET M. (1982 a).- Un piémont néogène des Pyrénées-Orientales, le fossé sud roussillonnais. Colloque Montagnes - Piémonts, Toulouse, 12-14 mai 1982.
- CALVET M. (1982 b) .- Etude géomorphologique des massifs des Albères-Roc de France et de leurs piémonts, (Pyrénées Orientales catalanes). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. de Paris I, 2t., 502 p., 75 pl.
- CALVET M. (1985).- Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'est des Pyrénées ; l'exemple du horst des Albères. *Rev. Géol. Dynam. Géol. phys.*, 26, 2, pp. 119-130.
- Carte géologique de la France (1911). Feuille Ceret à 1/80 000, 1 éd.
- Carte géologique de la France (1968). Feuille Prades à 1/80 000, 2 éd.
- CLAUZON G. (1974).- La feuille d'Espira de l'Agly : une brèche synorogénique d'âge Messinien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 16, n° 3, pp. 273-280.
- CLAUZON G., AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1982) .- Découverte de rongeurs d'âge Miocène supérieur dans le bassin tertiaire de Ceret (Pyrénées-Orientales). Implications stratigraphiques, structurales et paléogéographiques. *Bull. BRGM Fr.*, (2), Section I, n°4, 1982, pp. 285-293.
- DEPERET Ch. (1885).- Description du bassin tertiaire du Roussillon. Masson éd., Paris, 274 p.
- GOTTIS M. (1958).- L'apport des travaux de la CEP à la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), 8, n°8, pp.881-883.
- LAGASQUE J.J. (1985).- Les étapes de la géomorphogénèse quaternaire anté-würmienne dans la vallée de l'Agly (Pyrénées - Orientales). *Physio-Géo*, n° 14-15, pp. 25-32.
- MAGNE J. (1978).- Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. Les bassins néogènes catalans. CNRS éd. Paris, 259 p.
- MICHAUX J. (1980).- Rapport Languedoc-Roussillon, pp.314-316 ; in "Problèmes de stratigraphie quaternaire en France". Suppl. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*
- SALVAYRE H., SOLA C. (1975).- Observations sur la stratigraphie et la néotectonique du Pliocène de la Vallée de La Cantarrane. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 17, n°6, pp. 1121-1125.
- SUC J.P. (1976).- Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène du Roussillon (sud de la France). *Géobios*, n°9, fasc. 6, pp. 741-771.
- SUC J.P. (1980).- Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon et de la Catalogne. Thèse Sci. Université de Montpellier, 198 p.
- TRUTAT E. (1874).- Dépôts glaciaires de la vallée inférieure du Tech. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 10.