



HAL
open science

Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paléogéographique, structural et géodynamique

Gérard Guieu, Jean Philip, Jean-Pierre Durand, Denise Nury, Claude
Redondo

► **To cite this version:**

Gérard Guieu, Jean Philip, Jean-Pierre Durand, Denise Nury, Claude Redondo. Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paléogéographique, structural et géodynamique. 1987, pp.247-271. insu-00514787

HAL Id: insu-00514787

<https://insu.hal.science/insu-00514787>

Submitted on 3 Sep 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 PROVENÇAL DU CRETACE MOYEN A L'OLIGOCENE
DANS SON CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE, STRUCTURAL ET GEODYNAMIQUE

Gérard GUIEU*, Jean PHILIP**, Jean-Pierre DURAND***,
Denise NURY****, Claude REDONDO*****,**.

RESUME.— La période considérée (90MA) couvre une grande partie de l'évolution orogénique du domaine provençal : paléodéformations crétacées, structuration majeure d'âge éocène ("pyrénéenne"), extension oligocène.

Le déclenchement de la sédimentation détritique a lieu à l'Aptien supérieur. Elle se poursuit sans interruption majeure jusqu'à l'Oligocène supérieur avec des épisodes paroxysmaux (Cénomaniens inférieur, Turonien supérieur, Santonien, Campanien inférieur, Maastrichtien, Stampien, Oligocène terminal). Jusqu'au Santonien inclus la sédimentation détritique est principalement marine. A partir du Campanien elle devient franchement continentale. Les milieux de dépôts correspondent à des appareils deltaïques progradant d'Est en Ouest dans le sillon sud-provençal au Crétacé supérieur, puis à un système fluvial, lacustre et palustre au Paléogène.

L'analyse sédimentologique permet de proposer une reconstitution paléogéographique des aires nourricières. Un bloc continental méridional (massif corso-sarde pro parte) de nature cristalline et cristallophyllienne paraît avoir joué un rôle déterminant comme source du matériel siliceux. L'évolution tectonique et climatique du domaine pourvoyeur est reconstituée grâce à l'analyse minéralogique et pétrographique. A certaines périodes un détritisme calcaire se surimpose au précédent et témoigne d'épisodes tectoniques locaux.

L'étude du détritisme provençal permet enfin d'étayer les hypothèses géodynamiques relatives à l'évolution du bassin nord-occidental de la Méditerranée. Le renouvellement des flux détritiques est présenté comme la conséquence du déplacement d'un "bombement crustal sud-provençal" qui rend compte de l'entretien de la déformation et de la permanence de l'érosion depuis le Crétacé moyen jusqu'à l'Oligocène terminal.

ABSTRACT.— The study of the detrital deposits of Southern Provence (France) displays the paleogeographic and geodynamic significance of the Middle Cretaceous to Upper Oligocene shortening events period of the Mesozoic and Paleogene cover, related to the tectonic evolution of the Alpine system.

The initiation of the detrital flows occurs in the Upper Aptian and continually extends to the Upper Oligocene, but there are evidence for paroxysmal periods of detrital sedimentation (Lower Cenomanian, Upper Turonian, Santonian, Lower Campanian, Maastrichtian, Stampian and upper Oligocene). Throughout the Santonian, the detrital flows reach the Provence

* Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Université
d'Aix-Marseille I, 13331 MARSEILLE CEDEX 3 et U.A. CNRS 132.

** Laboratoire de Stratigraphie et Paléoécologie, Université
d'Aix-Marseille I, 13331 MARSEILLE CEDEX 3 et U.A. CNRS 1208.

*** Laboratoire de Géologie Marine et Sédimentologie Appliquée, Université
d'Aix-Marseille II, 13288 MARSEILLE CEDEX 9

**** Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Université
d'Aix-Marseille I, 13331 MARSEILLE CEDEX 3.

carbonate platform. In the early Campanian, continental environments succeed to marine sedimentation, after the filling of the "sillon sud-provençal". The deposits environments consist of deltaic fans built by progradation from East to West in the "sillon sud-provençal" during the upper Cretaceous, and fluviatile, lacustrine and palustrine complexes during the Paleogene.

As shown by the sedimentological and petrographical analysis and by the geological and geophysical framework of the continental margin (Gofle du Lion, Liguro-Provençal basin), the detrital flows are clearly originated from a southern Paleozoic segment until then buried beneath the sedimentary cover during most of the Mesozoic. This crustal block was located between the present day mediterranean coast and the Corsica-Sardinia block restored in its ante-drifting position.

The nature of the detrital flows (metamorphics and calco-alcalines) enables to include this block in the provider domain. Nevertheless some coarse clastics originate from the carbonate Mesozoic and Paleogene cover. They can be related to local tectonic events and to the N-S to NNE-SSW trending on land compression from the Upper Cretaceous to the Early Miocene.

The sedimentological and petrographical studies may also account for the tectonic and climatic evolution of the provider domain.

INTRODUCTION.— Les séries détritiques de la région provençale se répartissent essentiellement dans un intervalle chronostratigraphique s'étendant de l'Apto-Albien à l'Oligocène supérieur. En bordure méridionale du bassin mésozoïque du Sud-Est de la France des minéraux d'origine continentale sont toutefois discrètement représentés pendant le Jurassique (ARNAUD et MONLEAU, 1979 ; MONLEAU, 1986), ainsi que pendant le Crétacé inférieur (MASSE, 1976), mais ils ne permettent pas de conclure à l'existence d'un socle émergé dans le voisinage immédiat de la plate-forme provençale.

Le déclenchement de la sédimentation détritique suit de peu l'individualisation du "bombement durancien" (ROUSSET, 1969 ; MASSE et PHILIP, 1976) qui constitue l'un des événements paléotectoniques majeurs du domaine provençal. La structuration en rides et bassins, ébauchée au cours de cette période, ne fera en effet que s'affirmer par la suite, les différentes phases de déformation d'intensité croissante jusqu'à l'Oligocène coïncidant avec des épisodes détritiques paroxysmaux.

La comparaison des caractéristiques sédimentologiques et de la composition minéralogique des dépôts détritiques permet en outre de constater l'existence d'une compétition, d'abord discrète puis manifeste, entre les apports locaux issus du remaniement de la couverture méso-cénozoïque après déformation de celle-ci et les apports lointains provenant de l'érosion d'un socle paléozoïque.

Ces événements sédimentaires sont sans doute le reflet des phénomènes tectoniques et géodynamiques plus généraux affectant le socle continental pourvoyeur du détritique, en prélude à l'ouverture du bassin nord-occidental de la Méditerranée à l'Oligocène supérieur.

1. REPARTITION DES DEPOTS DETRITIQUES DANS LE CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL (fig.1 et 2)

La répartition des dépôts détritiques de Provence et la structure de leurs receptacles résultent de l'interférence de plusieurs épisodes de déformation et d'érosion qui, dans une paléogéographie mouvante, se sont succédés depuis le Crétacé moyen.

Alors que le Crétacé supérieur marin est surtout représenté dans le Sud de la Provence (bassin du Beausset), le Crétacé supérieur continental et l'Eocène occupent essentiellement la région moyenne de la Provence occidentale. Cette distribution des dépôts soulève deux remarques :

- l'Eocène est effectivement absent des comblements les plus récents du bassin du Beausset ;

- le Crétacé supérieur marin participe par contre à la constitution du substratum du bassin de l'Arc (DUFURE et al., 1967) et apparaît sur sa bordure occidentale (étang de Berre).

Le déplacement des aires de subsidence, probablement lié à des paléodéformations, doit donc, a priori, être inscrit dans l'histoire des flux détritiques. De son côté, l'Oligocène qui semble occuper une situation quelconque, mais ubiquiste par rapport au Crétacé supérieur et à l'Eocène, se répartit dans des receptacles dont la localisation géographique et la structure, tout en étant plus ou moins influencées par l'histoire tectonique antérieure, dépendent surtout de l'apparition et du jeu de failles synsédimentaires en extension.

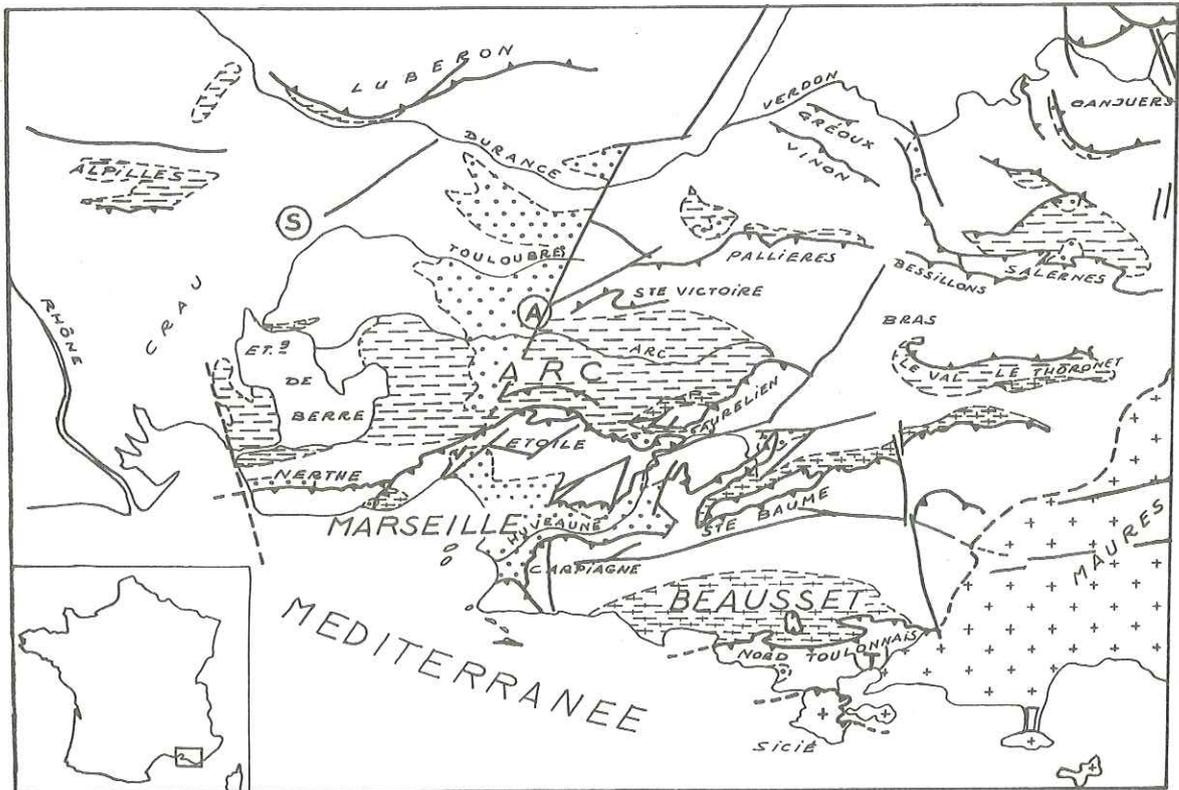
Jusqu'à l'Eocène supérieur (période des mouvements majeurs pyrénéo-provençaux) les aires de dépôt se situaient dans une position plus méridionale que celle qu'ils occupent dans la structure actuelle (GUIEU, 1968). On peut approximativement retrouver cette paléoposition en dépliant vers le Sud la couverture mésozoïque et paléocène (fig.10) (GUIEU et ROUSSET, 1978 ; GUIEU et al., 1985 ; GUIEU et ARLHAC, 1986 ; PHILIP et al., 1987). Cette démarche rétrotectonique se justifie dans la mesure où elle est nécessaire pour replacer les aires de dépôt dans leur contexte paléogéographique vrai, même si l'accord n'est pas définitivement réalisé concernant l'ampleur exacte des déplacements de la couverture (GUIEU et al., 1985).

La paléoposition de cette première catégorie de receptacles est à différencier nettement de celle des receptacles oligocènes qui se situent dans un contexte paléogéographique préfigurant l'actuel et qui ne sera plus affecté par des mouvements tangentiels majeurs.

2. CHRONOLOGIE. MILIEUX DE DEPOT ET ORIGINE DES APPORTS DETRITIQUES

Succédant à la période de développement de la plate-forme urgonienne (Barrémien-Bédoulien), les premiers apports détritiques se manifestent à l'Aptien supérieur. Le Gargasien est caractérisé par des dépôts argileux de bassin qui témoignent d'un approfondissement du domaine provençal, sans modification paléogéographique notable des aires nourricières par rapport au Barrémo-Bédoulien. Mais les apports de sables quartzeux ou quartzo-glaucieux du Clansayésien et de l'Albien indiquent l'accentuation de phénomènes d'érosion qui, à cette époque, affectent le domaine pourvoyeur. Le domaine provençal subit des modifications structurales majeures (PHILIP et al., 1987). Les dépôts de l'Albien s'effectuent dans des gouttières étroites et profondes, d'orientation sensiblement E-W, séparées par des rides. Dans les gouttières, la

Fig. 1 - Répartition des dépôts détritiques dans leur contexte sédimentaire et tectonique.



-  Oligocène
 -  Eocène et Crétacé supérieur continental
 -  Crétacé supérieur marin
 -  Couverture mésozoïque et postérieure indifférenciée
 -  Terrains paléozoïques
- A. Aix-en-Provence
S. Salon de Provence
T. Toulon

sédimentation détritique a un caractère turbiditique dominant (MACHHOUR et PHILIP 1984) ; tandis que le sommet des rides est marqué par des lacunes.

2.1. LE CRÉTACE SUPÉRIEUR (fig.2 et 3)

2.1.1. CHRONOLOGIE DES APPORTS DÉTRITIQUES (fig.2)

Le Cénomaniens inférieur est un épisode détritique majeur. Des sables grossiers et des poudingues à éléments quartzeux de caractère littoral, voire continental, comblent la gouttière sud-provençale (PHILIP, 1970). Ces dépôts peuvent atteindre 200 m dans la région de Sainte Anne d'Evenos. Vers

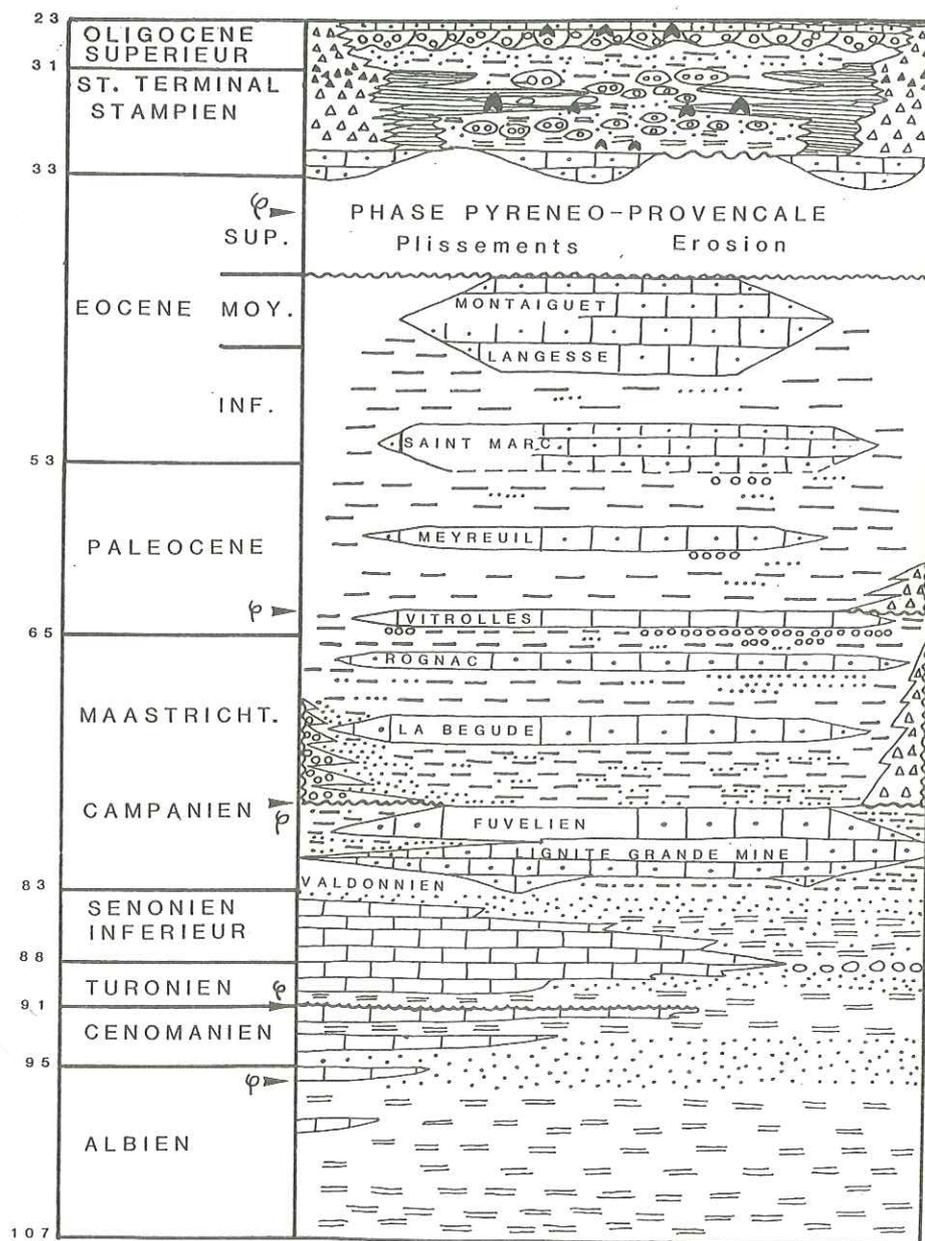


Fig. 2 - Répartition spatio-temporelle des faciès détritiques et des faciès carbonatés.

l'Ouest (Cassis), leur caractère marin s'accuse et ils renferment des ammonites. Cette sédimentation détritique est l'écho d'une phase d'érosion importante du domaine pourvoyeur (REDONDO, 1986). La zonation sédimentologique du corps détritique permet, pour la première fois, de situer l'emplacement de la source d'apports au SSE du domaine provençal. Le contrôle de la sédimentation détritique est assuré par la tectonique (soulèvement du socle pourvoyeur) et l'eustatisme (régression marine), peut être sous l'effet d'une déformation crustale précoce, comme cela a déjà été proposé (GUIEU et ARLHAC, 1986 ; GUIEU et ROUSSEL, 1986).

Au Cénomaniens moyen et supérieur on observe des dépôts détritiques plus fins (marnes, marnes sableuses, sables) indiquant un déplacement du dépôt-centre vers l'Ouest (Cassis) et un approfondissement des milieux de dépôt. Le domaine provençal présente une différenciation paléogéographique (PHILIP, 1970) : au Sud le sillon sud-provençal recueille désormais la sédimentation détritique ; au Nord, appuyée sur le bombement durancien, se développe une plate-forme carbonatée à rudistes. La diminution des apports détritiques au profit des carbonates au cours de cette période est attribuable à des conditions tectoniques stables et à une élévation progressive du niveau marin.

Au Turonien inférieur sous l'effet d'une subsidence tectonique et d'une brutale oscillation eustatique positive, le sillon sud-provençal s'approfondit. Deux dépôts-centres se créent : l'un à Cassis, l'autre au Mt Caumes (Nord de Toulon). D'abord argileuse, à caractère de bassin, la sédimentation détritique devient sableuse et se termine par des éventails ou des chenaux conglomératiques de caractère littoral (BLANC et al., 1980). L'ensemble de la série évoque la mise en place d'un système pérideltaïque progradant d'Est en Ouest. La dominance des conglomérats au Turonien supérieur indique une recrudescence, sans doute sous contrôle tectonique, de l'érosion du domaine pourvoyeur.

Au Coniacien et au Santonien inférieur, on constate à nouveau un approfondissement des milieux de dépôts (marnes et marnes sableuses à ammonites et foraminifères planctoniques) du sillon sud-provençal et un déplacement des axes de subsidence. L'approfondissement est lié à une élévation du niveau marin couplé à l'enfouissement de la plate-forme nord-provençale.

Au Santonien supérieur, se met en place dans la région de Mazaugues un complexe deltaïque dont la progradation va s'effectuer d'Est en Ouest. Sous l'effet d'un mouvement de régression généralisé la mer abandonne définitivement la Provence à la fin du Santonien.

En résumé, on constate à partir de l'Aptien supérieur et jusqu'au Santonien une pérennité de la sédimentation détritique. Le rythme, l'intensité et la nature des dépôts sont réglés à la fois par la tectonique affectant le socle pourvoyeur et par les oscillations eustatiques. La subsidence tectonique du bassin réceptacle contrôle le déplacement des zones de dépôts-centres au cours du temps et en dernier ressort l'épaisseur des dépôts détritiques. Cumulée, celle-ci est d'environ 2000 m.

2.1.2. MILIEUX DE DEPOTS ET ORIGINE DES FACIES DETRITIQUES

2.1.2.1. Milieux de dépôts

Les dépôts détritiques du Cénomaniens au Santonien sont interprétés comme des formations de type deltaïque. Plusieurs arguments peuvent être invoqués en faveur de cette interprétation.

Géométrie des corps sédimentaires. Le Turonien (BLANC et al., 1980) et le Sénonien inférieur (PHILIP, 1970) montrent une zonation des dépôts détritiques : marnes de pro-delta, sables de front de delta, sédiments de plaine deltaïque (chenaux et interdistributaires). L'évolution mégaséquentielle est de type régressif.

La sédimentologie des sables (REDONDO, 1986) montre des stocks moyens à grossiers, très bien triés, bien classés, dont la taille moyenne est supérieure à 400 microns, typiques de plaine deltaïque (Cénomaniens inférieur du Val d'Aren, Turonien de Cassis, Sénonien inférieur de Mazaugues). L'exoscopie (REDONDO et PRONE, 1981 ; REDONDO, 1986) indique la prédominance des quartz dans lesquels les figures de néogenèse liées à un milieu de plaine deltaïque sont bien reconnaissables avant la reprise finale des grains en milieu marin.

Les associations biologiques sont typiques de zones interdistributaires (biohermes à huîtres, bancs à rudistes), de vases de pro-delta (lumachelles à turritelles) ou de marécages de plaine deltaïque (lumachelles à Cardium) (FABRE-TAXY et PHILIP, 1966 ; PHILIP, 1970 ; BABINOT, 1980 ; TRONCHETTI, 1981).

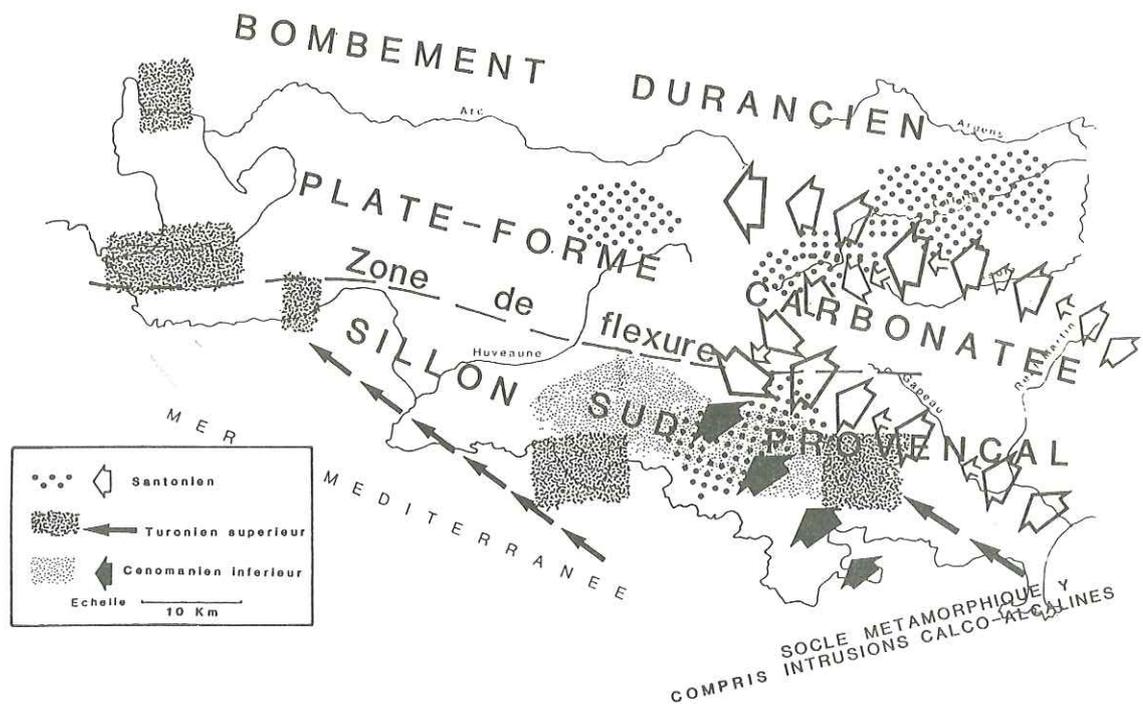


Fig. 3 - Répartition des apports détritiques du Cénomaniens au Santonian.

2.1.2.2. Origine des faciès détritiques

Au Cénomaniien, les dépôts sont caractérisés par un cortège de minéraux lourds issus d'un socle métamorphique mésozonal (REDONDO, 1986). L'étude typologique des zircons (d'après la méthode établie par PUPIN, 1976) permet de compléter l'information précédente et de préciser que dans la plupart des secteurs l'influence métamorphique s'accompagne d'apports de type calco-alcalin (REDONDO, 1980 ; REDONDO, 1986).

Au Turonien, comme au Cénomaniien, les dépôts sont caractérisés par un cortège de minéraux lourds issus d'un socle à métamorphisme moyen. Les sédiments riches en sillimanite de la région de Berre paraissent provenir d'une zone affectée par un métamorphisme plus fort (catazonal). L'étude des zircons apporte un sérieux complément d'information et permet d'évaluer l'importance des influences calco-alcalines. Ces résultats sont très proches de ceux du Cénomaniien et permettent de penser que pendant le Cénomaniien et le Turonien les massifs nourriciers ont fourni un matériel métamorphique et calco-alcalin presque identique (REDONDO, 1986).

Au Coniacien et au Santonien, le cortège des minéraux lourds est issu d'un socle métamorphique mésozonal. L'aire de distribution des zircons montre l'origine métamorphique dominante dans les secteurs de la Nerthe et de la région nord-provençale et la tendance calco-alcaline des secteurs du Beausset (REDONDO, 1986).

Le domaine pourvoyeur fournit donc :

- au Cénomaniien et au Turonien, un assemblage minéralogique à dominante calco-alcaline dans la partie occidentale de la Provence ;
- au Coniacien et au Santonien, un assemblage à dominante métamorphique dans la partie nord-orientale (REDONDO, 1986).

En conclusion : il semble que nous puissions envisager l'éventualité d'un substrat pourvoyeur hercynien de composition complexe où sont associées des intrusions calco-alcalines (granites, diorites) ou leurs équivalents effusifs, notamment rhyolites calco-alcalines (en émissions fissurales ou tabulaires : "flots" d'ignimbrites) dans ou sur un socle métamorphique composé de micaschistes à minéraux (disthène, staurotide ; éventuellement grenat, tourmaline) associés à des gneiss plus ou moins migmatitiques. Localement s'ajouteraient des roches peu transformées (phyllades, phtanites, quartzites) (fig.3) (REDONDO, 1986).

2.2. LE CRETACE SUPERIEUR ET L'EOCENE CONTINENTAUX (fig.2 et 4)

Du Campanien à l'Eocène, ont alterné des dépôts détritiques et des dépôts carbonatés. Les calcaires lacustres correspondent à des périodes de biostase et constituent les derniers termes de mégaséquences positives. Les formations détritiques (cailloux, sables, limons argileux de débordement) proviennent de rhexistasies d'origine climatique ou, dans certains cas, tectonique (BABINOT et DURAND, 1980).

2.2.1. PALEOGEOGRAPHIE DES APPORTS DETRITIQUES (fig.2)

Parmi les bassins synclinaux celui de l'Arc est le plus important et le mieux connu, surtout d'après les sondages profonds (BESSON et GLINTZBOECKEL, 1984). La tectogenèse y est responsable du déplacement progressif des zones de dépôt-centre. Par exemple, près de Rognac, c'est probablement le jeu de flexures près de la bordure du bassin qui a permis le dépôt très rapide de grès et d'argiles pénétrant en coin dans les

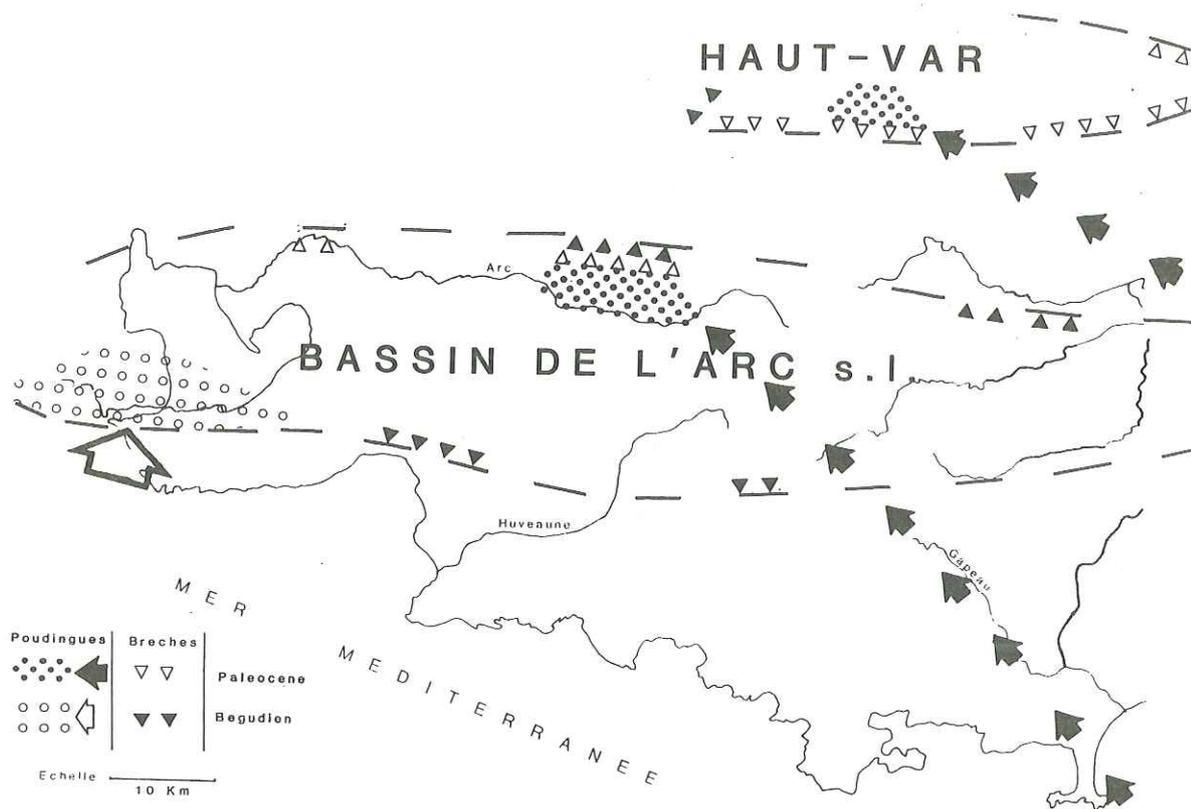


Fig. 4 - Répartition des apports détritiques continentaux du Campanien à l'Eocène.

calcaires à lignites fuvéliens ; ces sédiments détritiques, dont l'épaisseur atteint 100 m, proviennent pour une partie au moins de couches albiennes glauconieuses, remaniées et en partie altérées (DURAND, 1980). La série fuvélienne avoisine alors 450 m de puissance. C'est au Sud de Rognac près du chaînon de la Nerthe que les dépôts fluviolacustres se sont accumulés au Crétacé supérieur sur 1 600 m d'épaisseur, alors qu'au Paléocène et à l'Eocène plus de 500 m de sédiments détritiques ou carbonatés se sont superposés dans une gouttière étroite à l'Est d'Aix-en-Provence, au Sud de la Sainte Victoire (DURAND et al., 1984).

Dans le Haut-Var, en revanche, l'axe de subsidence maximale semble être resté proche de la bordure méridionale d'un bassin aujourd'hui morcelé, cette bordure étant marquée par des brèches pour la plupart paléocènes et par des chevauchements plus récents (Les Pallières, Les Bessillons, Salernes). Ainsi dans une dépression subsidente, mais à profil méridien asymétrique, les horizons successifs, principalement détritiques, s'étendirent généralement du Maastrichtien à l'Eocène de plus en plus loin vers le Nord.

2.2.2. MILIEUX DE DEPOTS NATURE ET ORIGINE DES FACIES DETRITIQUES

Les brèches sédimentaires résultent de dépôts torrentiels qui formaient un glacis à la base des paléoreliefs (fig.5) et se prolongeaient en chenaux, avec des éléments calcaires ou dolomitiques d'origine très proche et de taille très variable, assez anguleux à l'origine puis rapidement émoussés. La discordance angulaire de certains conglomérats sur leur substratum s'élève parfois, en bordure de bassin, à près de 90°. Les cailloux, dont la formation paraît due à des actions tectoniques et à des phénomènes karstiques, comportent des fragments calciteux de type "plancher de grotte" et des morceaux de croûtes zonaires. Lorsque le ciment des brèches d'argileux devient calcaire, cela résulte d'une épigénèse sous forme d'encroûtements et de croûtes zonaires carbonatées (BABINOT, DURAND et FREYTET, 1984). Sont donc intervenues des pédogénèses successives pendant la formation de brèches, dans lesquelles les "Microcodium", spécifiques de paléosols, sont souvent particulièrement abondants (DURAND, 1961).

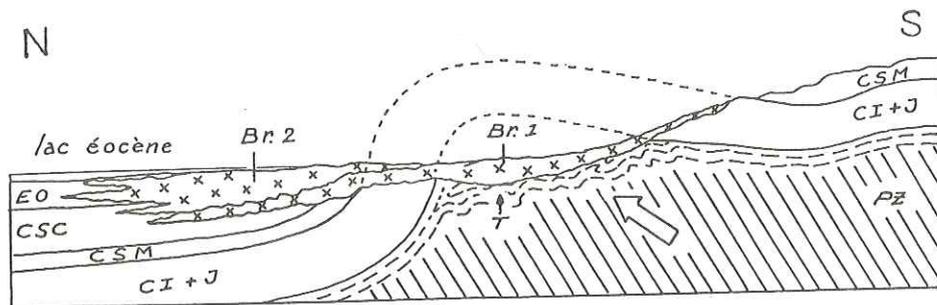


Fig. 5 - Contrôle de la sédimentation détritique par la tectonique au Crétacé supérieur continental et à l'Eocène.

Br1 : brèches maastrichtiennes ; Br2 : brèches paléocènes ;
 PZ : Paléozoïque ; T : Trias ; CI + J : Jurassique et Crétacé inférieur ; CSM : Crétacé supérieur marin ; CSC : Crétacé supérieur continental ; Eo : Eocène.

Les poudingues fluviales à ciment gréseux se présentent au sein des limons argileux sous forme de lentilles d'importance très variable, qui proviennent de la divagation de chenaux de haute énergie, avec transport de galets, souvent d'origine lointaine, atteignant parfois 50 cm de long. Ces décharges détritiques (FREYTET, 1970), fréquemment transverses à l'allongement des bassins, paraissent avoir nécessité des pentes considérables et de fortes précipitations.

Au Sud-Ouest de l'étang de Berre, de Fos à Martigues, dans un cône de déjection, qui atteint 600 m d'épaisseur et dans lequel s'associent poudingues, grès et limons, les galets, plus petits et plus rares vers le Nord, sont des quartzites et grès verts ou rouges, des quartz, des calcaires dont des calcarénites du Crétacé supérieur ainsi que des faciès sombres attribués à l'Urgo-Aptien du Languedoc par J.P. MASSE (1976). Cet ensemble détritique, discordant sur le Fuvélien le long de la bordure méridionale du synclinal de l'Arc, représente le Bégudien et passe peut être dans la base du Rognacien. Les minéraux lourds du ciment gréseux sont les silicates de métamorphisme de la zone des micaschistes (disthène,

grenat, staurotide, tourmaline) ainsi que des rutilés, zircons avec, ici en particulier, de l'andalousite.

On retrouve à l'Est de l'étang de Berre, en bordure de la chaîne de l'Etoile, des poudingues à ciment gréseux ou marneux, reposant localement sur des brèches prolongeant celles des Cadenaux, poudingues contenant des galets faits de ces brèches et surmontés par les calcaires lacustres du Bégudien supérieur. D'autres poudingues de même âge existent aussi dans la partie orientale du synclinal de l'Arc à l'Est de Trets ainsi qu'au Nord de la Sainte-Baume près de Nans. Sans aucun doute le Bégudien inférieur correspond au développement maximal des dépôts détritiques grossiers (brèches et poudingues) dans le synclinal de l'Arc.

A l'Est d'Aix, le poudingue de La Galante, datant du début du Paléocène, est le reste d'une nappe d'épandage ayant recouvert la moitié orientale du synclinal de l'Arc et dont l'érosion a laissé subsister 55 km², sur 2 à 5 m d'épaisseur, au Sud de la Sainte Victoire et sous le plateau du Cengle. D'après une étude granulométrique, les galets, venus du Sud-Est, sont des calcaires mésozoïques, des quartzites et grès rouges et verts, des quartz, des phtanites (DURAND, 1962).

Dans le bassin du Haut-Var à l'Est de Rians, le poudingue des Thouars (ANGELIER, 1971), probablement d'âge thanétien, est postérieur aux brèches paléocènes, bien que ravinant localement son substrat jusqu'aux calcaires rognaciens. Il contient des galets de calcaires mésozoïques, des quartzites et des grès rouges ou verts, du quartz, mais aussi des roches métamorphiques, phyllades et autres, des granites et des rhyolites.

Les décharges détritiques grossières, sous forme de poudingues à ciment gréseux intercalés dans des limons argileux, sont ainsi très importantes après le dépôt des brèches et liées à des épisodes de tectogenèse rajeunissant les plis anticlinaux en bordure des bassins mais aussi les reliefs d'un arrière pays plus méridional : c'est le cas des poudingues bégudiens proches de l'étang de Berre ou de celui des Thouars dans le Haut-Var. Pour le poudingue de La Galante, au début du Paléocène, la relation avec des événements tectoniques proches n'est pas établie. Peut être y-a-t-il eu reprise des éléments d'un conglomérat plus ancien démantelé par l'érosion.

Les grès matérialisent des chenaux ravinant les limons ; on y trouve des pisolithes à cyanophycées, des débris de charophytes et, au Maastrichtien, parfois des oeufs et quelques os roulés de dinosauriens. Les quartz sont souvent corrodés dans un ciment de calcite sparitique. Les feldspaths sont surtout fréquents dans le Valdonnien. Des galets de granites et de rhyolites sont présents dans les sables créacés au Nord et au Nord-Est de Brignoles (Le Val, le Thoronet). Les minéraux lourds des grès fluviatiles sont des silicates de métamorphisme, des zircons parfois très frais, dans le synclinal de l'Arc s.l. comme dans le bassin du Haut-Var où les sédiments détritiques sont prépondérants (autour des Alpilles l'apport venu du Massif Central est notable, avec ou sans relais dans les grès du Crétacé supérieur du Gard).

Limons et argiles, les "argiles bariolées" constituent l'essentiel de l'ensemble détritique ; ces limons de crues associés à des sables se sont accumulés dans des bassins subsidents, par exemple, au Sud de Rognac, sur 350 m de puissance au Bégudien inférieur, 350 m au Rognacien inférieur, pour plus de 200 m de Bégudien supérieur à dominante calcaire. Le minéral dominant dans des argiles toujours plus ou moins calcaires est en général la smectite, associée à de l'illite et de la kaolinite. Un cas particulier apparaît au Sparnacien dans le synclinal de l'Arc et le bassin du Haut-Var : l'illite est prépondérante dans des niveaux très micacés. Des traces de pédogenèse (marmorisation, nodules calcaires, ...) sont

localement visibles et permettent d'établir des cyclothèmes sédimento-pédogénétiques (FREYTET, 1970). La fréquence des crues et la vitesse de sédimentation des limons sont inconnues.

En résumé, la sédimentation détritique, au Crétacé supérieur, au Paléocène et à l'Eocène, dépend en Provence méridionale plus ou moins directement des premiers épisodes de l'orogénèse pyrénéo-provençale modifiant les reliefs et les réseaux hydrographiques. Le principal épisode, dont l'existence même fut niée par certains, est d'âge maastrichtien ou ante-maastrichtien (DENIZOT, 1935), et a fourni des plis obliques sur la direction E-O pyrénéo-provençale. La plus grande accumulation de sédiments détritiques grossiers en est la conséquence. Un autre épisode de plissement, d'âge paléocène, n'a fait que rajeunir des structures préexistantes, avant la phase majeure postérieure au début du Bartonien. La tectogénèse est responsable du déplacement des zones de subsidence maximale en contrebas des anticlinaux en cours de surrection. Les principaux poudingues fluviatiles, plus ou moins bien reliés aux épisodes tectoniques maastrichtien et paléocène, se sont déposés successivement de plus en plus loin vers le Nord mais aussi vers l'Est. Les sources de galets sont à rechercher au Sud et à l'Est de la Provence.

2.3. L'OLIGOCENE (fig.2 et 6a,b,c,)

Une longue lacune de 7 MA (Lutétien terminal à Ludien supérieur) est due à la mise en place des structures provençales et à une phase de biostase au cours de laquelle débute l'altération des reliefs nouvellement créés. On ne connaît que très peu de dépôts datés de cette période : argiles marmorisées et calcaire noduleux ou à silex du Bartonien au N.E. des Alpilles, calcaires et marnes du Ludien de Saint-Cannat à l'Ouest de la Trévaresse (REY, 1974).

Les formations oligocènes sont discordantes indifféremment sur tous les termes de la série stratigraphique et débutent par des calcaires à striatelles peu abondants et discontinus.

2.3.1. CHRONOLOGIE DES APPORTS DETRITIQUES ET NATURE DES FACIES

Les auteurs anciens (DEPERET, 1889 ; VASSEUR, 1894 ; DENIZOT, 1931) avaient traité globalement les niveaux détritiques argilo conglomératiques. Il est actuellement possible de distinguer des formations successives (NURY, 1984). En effet, durant l'Oligocène ont lieu deux épisodes détritiques fluviatiles dont les éléments d'origine lointaine sont calcaires, siliceux et silico-alumineux : le premier se met en place entre le Stampien inférieur terminal et le Stampien supérieur récent, le second débute au Stampien terminal et dure pendant tout l'Oligocène supérieur (NURY, 1984).

Un détritisme calcaire mettant en place des brèches à éléments locaux souligne les bordures des aires sédimentaires. Il est lié au jeu synsédimentaire de failles normales (fig. 7).

Au cours de chaque épisode le matériel siliceux représenté d'abord par la fraction fine (argiles et sables) devient de plus en plus grossier. A la fin, les poudingues dominent. Les carbonates (laminites et petits bancs) caractérisent les bordures et se sédimentent entre les dépôts de brèches carbonatées et les dépôts siliceux. Leur importance est inversement proportionnelle à celle des apports détritiques. Ils envahissent plus ou moins les aires sédimentaires pendant les périodes de rémission des apports d'origine lointaine. Des dépôts évaporitiques peuvent alors se produire.

Du Stampien inférieur terminal au Stampien supérieur récent on peut distinguer deux catégories d'aires sédimentaires :

- des aires dont le comblement à galets calcaires est uniquement d'origine locale, (zone nord du fossé de Marseille, zone sud du bassin d'Aix, secteur de Nans les Pins (BARBAROUX et al., 1985), secteur de Saint Pierre la Martigues).

- des aires à comblement mixte d'origine locale et lointaine :

+ zone sud du fossé de Marseille, Aubagne, Saint-Zacharie : les apports détritiques proviennent du secteur est à sud, et sont d'abord de couleur jaune et grise puis rouge (NURY et RAYNAUD, 1986).

+ région du Nord-Varois : les "sables bleutés". L'âge de la formation dite des "sables bleutés varois" (AUBOUIN, 1973 ; ANGELIER et AUBOUIN, 1973 ; TOURAINE, 1976) fait actuellement encore, l'objet d'une controverse dans le détail de laquelle nous ne pouvons entrer ici.

L'une de nous (D. NURY) considère comme stampien, la partie des sables bleutés situés sans équivoque au-dessus des calcaires à bithynies et Potamides lamarcki (faciès Montmeyan). Nous y associons les sables du bassin de Rians, considérant que les vertébrés sparnaciens y sont remaniés, sans toutefois écarter la possibilité d'un épisode de sables bleutés éocènes.

+ le bassin du Bandol comblé principalement par des brèches calcaires à éléments locaux auxquelles s'adjoignent des apports silico-alumineux et siliceux (NURY, 1984).

Du Stampien supérieur terminal à l'Oligocène terminal le fossé de Saint-Pierre - Les Martigues présente un comblement détritique à galets calcaires d'origine locale (NURY, 1979a) ; les autres zones présentent un comblement mixte.

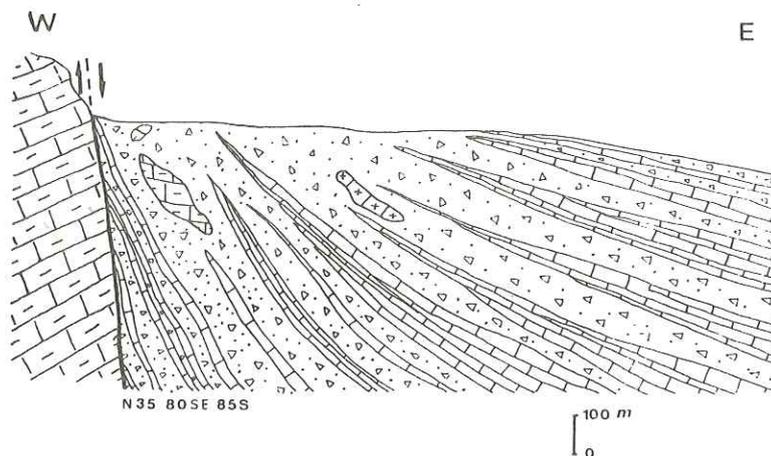
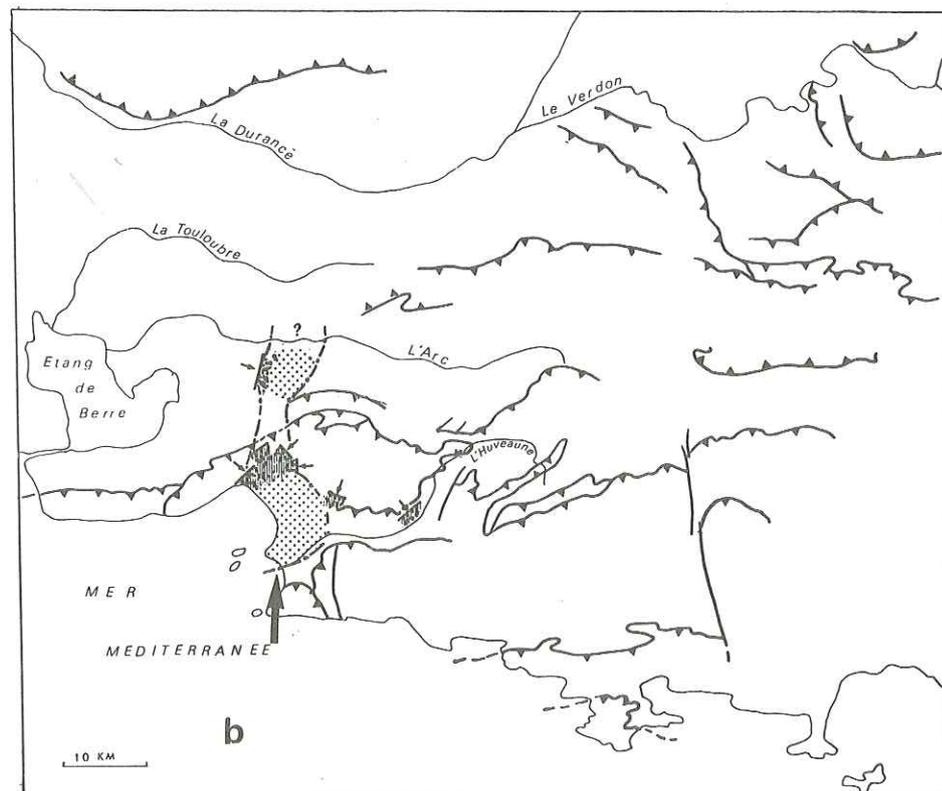
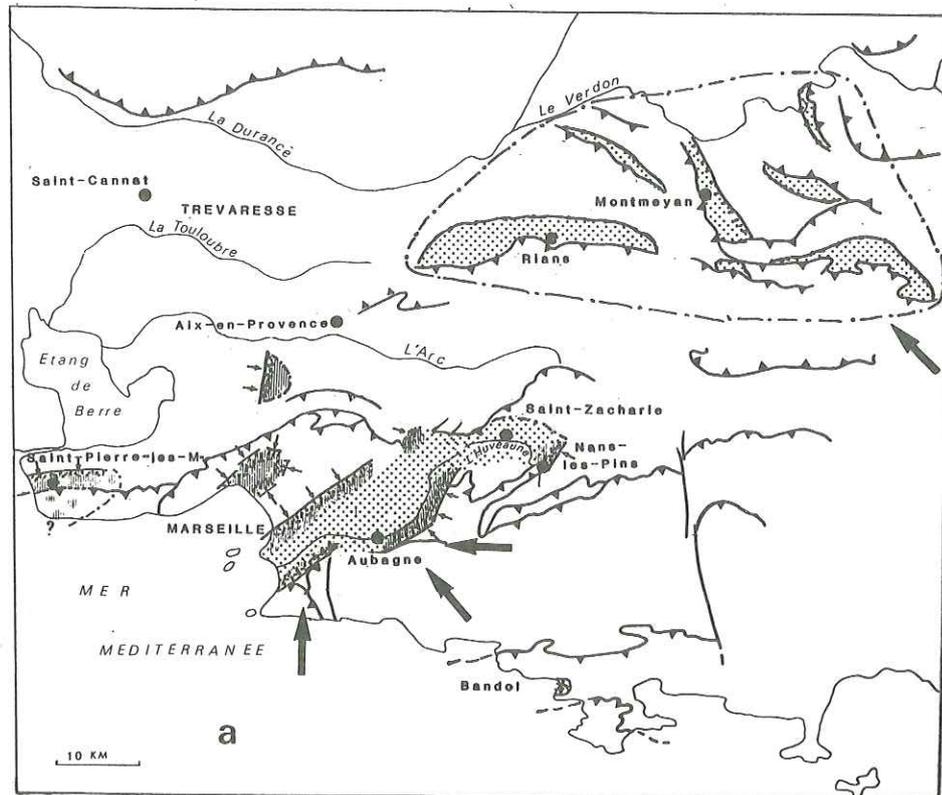


Fig. 7 - Jeu synsédimentaire d'une faille normale mettant en place une série répétitive de mégabrèches à olistolites et de laminites calcaires. (d'après D. Nury et S. Raynaud, 1986)

- | | |
|--|--|
| | Brèches |
| | Calcaires du Stampien supérieur terminal |
| | Calcaires à Striatelles |
| | Calcaires mésozoïques. |



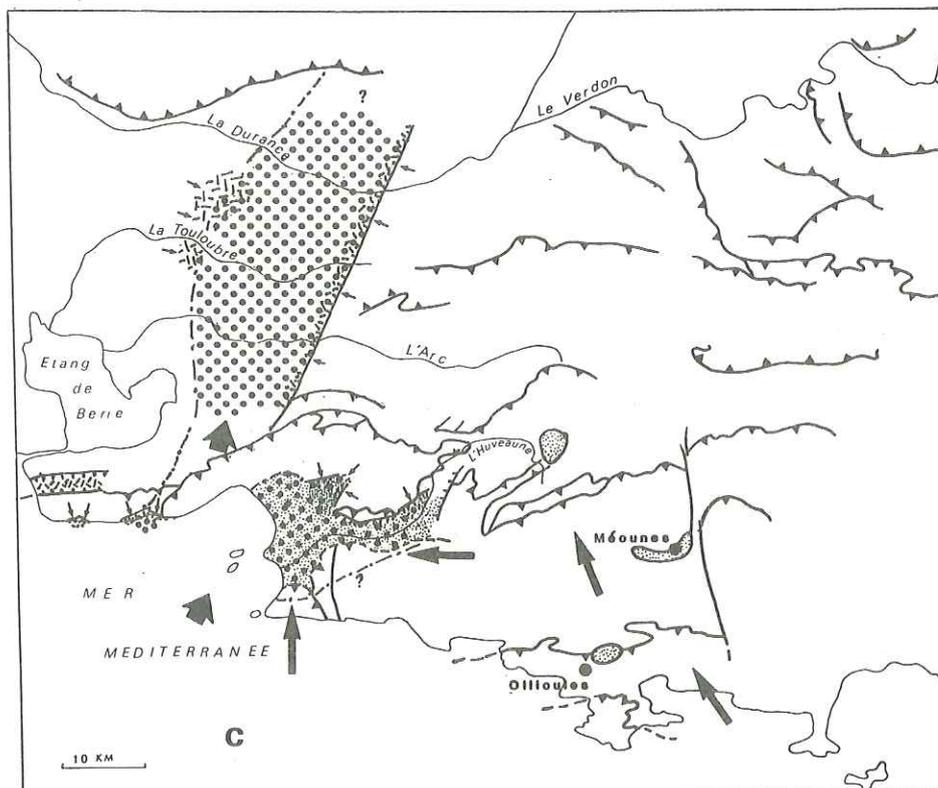


Fig. 6a, b, c - Répartition des apports détritiques à l'Oligocène.

- a : Du Stampien inférieur terminal au Stampien supérieur récent
 b : Du Stampien supérieur terminal à l'Oligocène supérieur récent
 c : A l'Oligocène supérieur terminal

- | | |
|---|---|
|  | Limite supposée des dépôts |
|  | Faille normale et brèche à éléments calcaires locaux |
|  | Dépôts carbonatés |
|  | Dépôts fluviatiles exotiques (du Stampien inférieur terminal à l'Oligocène supérieur récent). |
|  | Dépôts fluviatiles exotiques : Oligocène supérieur terminal - 1e phase |
|  | Dépôts fluviatiles exotiques : Oligocène supérieur terminal - 2e phase |
|  | Sens des écoulements locaux |
|  | Sens des écoulements d'origine lointaine du Stampien inférieur terminal à l'Oligocène terminal - 1e phase |
|  | Sens des écoulements d'origine lointaine à l'Oligocène terminal - 2e phase |

Les dessins successifs ne portent que sur les dépôts relatifs à la période considérée.

- Du Stampien supérieur terminal à l'Oligocène supérieur récent (fig.6b)

Dans la zone nord-marseillaise, le début du cycle coïncide avec la mise en place de mégabrèches à olistolithes et de sédiments siliceux et silico-alumineux fins qui deviennent progressivement plus grossier (NURY 1979b ; NURY et RAYNAUD, 1986). Dans le bassin d'Aix se déposent des argiles.

- A l'Oligocène supérieur terminal (fig.6c)

Un grand épandage fluviatile de marnes et sables jaunâtres ainsi que de poudingues gris envahit la région varoise, Ollioules, Méounes, Nans les Pins (BARBAROUX et al., 1985) et l'aire marseillaise dans son ensemble (NURY, 1984). Il provient du secteur est à sud et vient diluer les apports locaux. A la fin de la période les sédiments prennent progressivement une teinte rouge et proviennent alors du secteur sud à sud-ouest. Ils atteignent le bassin d'Aix qui entre dans sa phase de subsidence la plus active alors que le fossé de Marseille termine son comblement.

2.3.2. MILIEUX DE DEPOT ET ORIGINE DES APPORTS DETRITIQUES

L'ensemble des dépôts se fait sous faible tranche d'eau (de l'ordre du mètre), en milieu palustre, lacustre et fluviatile (chenaux, cônes d'accumulation) (NURY et RAYNAUD, 1986). Les galets de matériel paléozoïque sont constitués principalement de quartz, quartzites, grès quartzites rouges ou verts, phanites, et ceci dans tous les niveaux. Plus accessoirement, dans les régions de Marseille, Aubagne et Aix, on trouve des cipolins fétides d'âge indéterminé, de très rares rhyolites et obsidiennes, des schistes quartzeux et quartzophyllades. Dans le Nord-Varois, seules les rhyolites s'ajoutent au stock général. Le cortège des minéraux lourds contient : staurotide, disthène, grenat, tourmaline, épidote, zircon, rutile, et andalousite. Les figures sédimentaires (orientation des chenaux, orientation de l'inclinaison des galets, flute-cast...) permettent de situer à l'Est et Sud puis au Sud-Ouest l'aire d'origine des galets (ARLHAC et NURY, 1973 ; NURY, 1984).

En ce qui concerne l'ensemble des bassins, il semble que l'on puisse situer l'emplacement du socle cristallin pourvoyeur du matériel détritique riche en andalousite dans le domaine où devait se trouver la Sardaigne avant sa dérive (NURY, 1977).

Conclusion

L'ouverture des fossés oligocènes débute à la fin du Stampien inférieur et les phénomènes distensifs se poursuivent jusqu'à la fin de la période.

Deux épisodes tectoniques majeurs affectent le socle paléozoïque méridional et sont à l'origine de cycles sédimentaires successifs, les épandages les plus importants se produisant à la fin de l'Oligocène. Parallèlement, la tectonique distensive ouvre des fossés qui se déplacent globalement du Sud-Est vers le Nord-Ouest. A chaque époque, un fossé s'ouvre au Nord-Ouest. Il est maintenu à l'abri des contaminations fluviatiles d'origine méridionale qui comblent les fossés situés au Sud-Est, les deux aires sédimentaires étant alors isolées par un horst orienté SW-NE.

Dans la structure actuelle, quelques témoins de matériel siliceux oligocène épars montrent que les épandages recouvraient une surface débordant largement celle des séries piégées dans les fossés par la tectonique oligocène.

Aussi les représentations que nous proposons ne peuvent elles tenir compte de ces mouvements tectoniques intervenus pendant et même après le dépôt de l'Oligocène. Le cas le plus flagrant est celui des massifs de Carpiagne et de Marseilleveyre où l'on connaît des indices de chevauchement post-oligocène.

De larges zones échappaient néanmoins à la sédimentation. Les phénomènes biostasiques dont l'action avait débuté au Lutétien supérieur continuaient à désorganiser profondément un substratum fracturé par les mouvements compressifs éocènes, créant des pseudo-brèches in situ, matériel nourricier des brèches synsédimentaires (GUIEU, 1977b).

3. INTERPRETATIONS PALEOGEOGRAPHIQUE STRUCTURALE ET GEODYNAMIQUE

3.1. LES SOURCES DU DETRITIQUE

Les caractéristiques sédimentologiques et la composition pétrographique du détritique provençal montrent la diversité des sources qui l'ont alimenté. On peut distinguer : des sources lointaines, situées sur un socle paléozoïque aujourd'hui en majeure partie affaissé sous les eaux de la Méditerranée, des sources locales situées dans la couverture mésozoïque et paléogène, qui ont surtout fonctionné au moment et à la suite des principales phases de déformation, enfin des sources mixtes, plus difficiles à localiser dans l'espace et le temps, résultats de la reprise et du remaniement de dépôts constitués pendant les périodes antérieures.

Les deux premières catégories de sources sont à l'origine de dépôts qui sont assez facilement datables du fait de leur association à des terrains fossilifères. La troisième catégorie concerne par contre, dans la plupart des cas, de petites nappes conglomératiques isolées, discordantes sur des substratums tectonisés d'âges variés. C'est ainsi que l'attribution de certains conglomérats au Bégudien ou à l'Oligocène est particulièrement malaisée (GUIEU, 1977a).

Dans ce type de dépôts, la présence de tel ou tel stock issu, par exemple, de parties profondes du bâti métamorphique ne constitue pas un argument décisif de datation. Une telle association s'explique plus simplement par l'attaque de structures paléozoïques préalablement nivelées à la fin du cycle hercynien et progressivement dégagées par l'érosion de la couverture.

3.2. EVOLUTION DES FLUX DETRITIQUES (fig.8)

Les tendances générales du détritisme régional montrent un passage du fin au grossier et de minéraux silico-alumineux du socle à des éléments essentiellement carbonatés de la couverture (fig.8).

Jusqu'au Turonien, la relative rareté des éléments carbonatés peut s'expliquer par la dissolution d'une grande partie du matériel issu de la couverture avant ou pendant un transport qui devait s'effectuer à partir de sources alors relativement éloignées des réceptacles.

Au Turonien supérieur et au Maastrichtien, le mélange d'éléments carbonatés et siliceux grossiers atteste du soulèvement de nouvelles régions probablement situées à proximité immédiate des aires réceptrices et caractérisées par un fort relief.

L'abondance et la fréquence des apports ne feront qu'augmenter jusqu'à l'Aquitainien, l'Oligocène représentant la période charnière où se mélangent massivement des éléments tributaires des différentes sources.

	Si	Ca	fin	gross	provenance	
					proche	loint ^{ne}
MIOCENE		□		●	⊛	
OLIGOCENE	☆	□	●	●	⊛	○
EOCENE	☆		●			○
CRETACE SUP.	☆	□	●		⊛	○

Fig. 8 - Les tendances générales du détritisme dans le domaine provençal.
(d'après G. Guieu et J. Roussel, 1986).

3.3. LE DETRITISME REFLET DES DEFORMATIONS DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE (fig.9)

L'enchaînement des événements tectono-sédimentaires évoqués ci-dessus doit pouvoir nous éclairer sur les déformations du socle et sur le raccourcissement progressif de la couverture. L'inversion apparente dans l'ordre d'arrivée des éléments détritiques - les éléments silicatés du socle précèdent en effet les éléments carbonatés de la couverture (fig.8) - suggère que la déformation est partie de régions éloignées dont elle a provoqué la dénudation d'abord par érosion et dissolution, plus tard par déplacement du socle et, éventuellement, par glissement du matériel sédimentaire des chevauchements (fig.9).

Le renouvellement des flux détritiques pourrait donc résulter de la lente migration d'une déformation crustale vers le Nord, tandis que sur ses arrières un réajustement isostatique progressif, mais nécessairement différé dans le temps, aurait assuré le renouvellement de l'érosion.

Migrant vers le Nord, la déformation aurait progressivement gagné des régions où l'épaississement de la couverture s'explique soit par les anciennes conditions de dépôt, soit par la mise en place des chevauchements (fig.9).

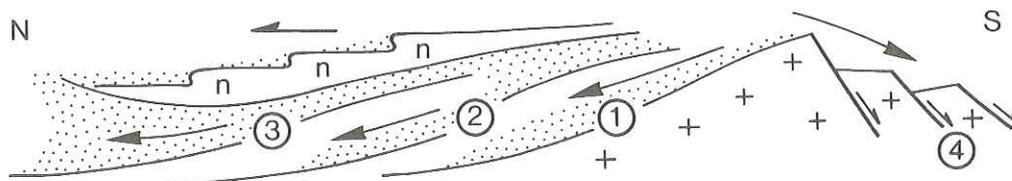


Fig. 9 - Détritisme et migration de la déformation.

(d'après G. Guieu et J. Roussel, 1986).

1. : Crétacé supérieur marin ; 2. : Crétacé supérieur continental ;
3. : Eocène avec mise en place des nappes (n) ; 4. : Extension Oligocène.

3.4. POSITION DU SOCLE POURVOYEUR (fig.10)

L'idée d'un socle anciennement situé au Sud de la Provence a été proposée et argumentée par M. BERTRAND (1892), puis par VASSEUR et FOURNIER (1896) et a été souvent reprise depuis. Elle postule en principe une liaison territoriale entre la zone axiale des Pyrénées et le massif des Maures. Les résultats des forages pétroliers réalisés dans le Golfe du Lion (CRAVATTE et al., 1974) semblent de leur côté conforter cette hypothèse ainsi que l'origine probable, dans la couverture de ce socle, du matériel sédimentaire des nappes provençales et languedociennes (ARTHAUD et SEGURET, 1981 ; GUIEU, 1984 ; GUIEU et ROUSSEL, 1986 ; GUIEU et ARLHAC, 1986). Or, la composition des stocks minéralogiques du détritique crétacé provençal montre que l'essentiel du domaine pourvoyeur devait se situer dans une position intermédiaire entre la Corse hercynienne replacée dans sa position ante-dérive et la côte provençale actuelle (REDONDO, 1986) (fig.10).

Le massif des Maures paraît donc devoir être exclu de ce domaine, ce qui est en accord avec les conclusions de JEAN (1985) et de JEAN et al., (1985) relatives à l'origine du détritique paléogène de l'Ouest Argentera. L'étude structurale et géophysique permet de parvenir aux mêmes conclusions (GUIEU et ARLHAC, 1986 ; GUIEU et ROUSSEL, 1986). Dans l'évolution paléogéographique du domaine provençal, le massif des Maures ne serait donc intervenu que tardivement comme l'avaient déjà suggéré AUBOUIN et MENNESSIER en 1963. Aucune des caractéristiques lithologiques et sédimentologiques de la couverture périphérique au massif des Maures ne permet en effet de penser qu'à un moment quelconque de l'histoire mésozoïque, ce massif ait pu servir de lignes de rivages aux mers provençales. La limite actuelle entre le Paléozoïque et le Mésozoïque est en fait une limite d'érosion SW-NE oblique aux structures E-W de la couverture ce qui suppose un relèvement tardif, postérieur à la phase pyrénéo-provençale, de cette partie du socle continental.

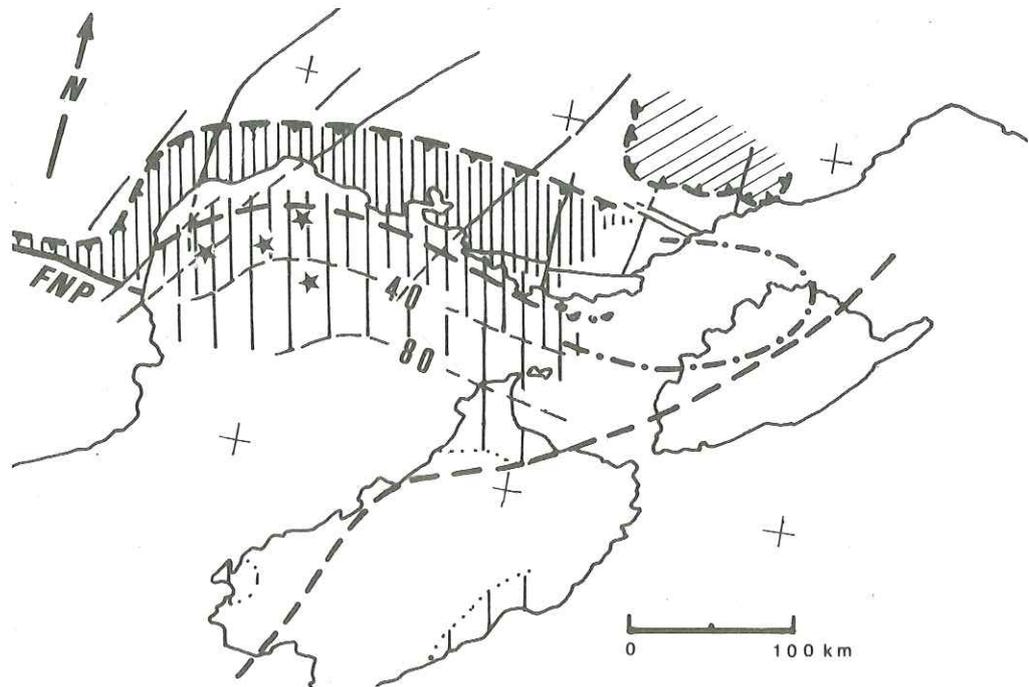
3.5. SIGNIFICATION DU DETRITISME DANS LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La sédimentation détritique a accompagné toutes les phases de la déformation avec un paroxysme à l'Oligocène (fig.8), c'est-à-dire au moment où s'ouvre le bassin liguro-provençal sur l'emplacement jusqu'alors en partie occupé par le socle pourvoyeur.

L'étalement des flux dans le temps et le déplacement synsédimentaire ou tectonique des aires de subsidence dénotent un très long mouvement positif du socle (près de 90 M.A.) et un déplacement progressif de la déformation. Ces deux phénomènes semblent s'articuler dans l'évolution d'un "bombement crustal sud-provençal" (REDONDO, 1986 ; GUIEU et ARLHAC, 1986). Mais les contraintes imposées par l'histoire géologique du domaine terrestre nous obligent à écarter l'idée d'un bombement statique, incapable de rendre compte des particularités géophysiques de la marge et du remplissage sédimentaire du bassin liguro-provençal. On a déjà proposé de substituer à cette idée celle de la migration d'un bombement qui serait à l'origine des flux détritiques, des différentes phases de déformation du domaine provençal, et qui serait également lié à l'ouverture du bassin liguro-provençal (GUIEU, 1984). Toute cette évolution résulterait donc d'un même mécanisme géodynamique qui aurait pour point de départ des événements crétacés.

L'étude du détritique, qui permet de renforcer l'hypothèse de la migration d'une déformation crustale, apporte en outre des informations de première importance sur la paléotopographie du domaine pourvoyeur. Dans le

Fig. 10 - Hypothèse sur la localisation du socle et de la couverture pourvoyeurs du détritique dans le contexte structural et géodynamique. (d'après C. Redondo, 1986 et G. Guieu et J. Roussel, 1986, modifié)



-  Contour supposé du socle pourvoyeur au Crétacé supérieur continental et au Paléogène
-  Contour supposé du socle pourvoyeur au Crétacé supérieur marin.
-  Forage pétrolier
-  Failles majeures (FNP = front nord-pyrénéen)
-  Nappes subalpines
-  Front nord des chevauchements provençaux et languedociens
-  Localisation des faciès de plate-forme à cachet provençal en Sardaigne
-  Etendue ancienne de la couverture dans l'hypothèse d'un recouvrement de 80 km
-  Etendue ancienne de la couverture dans l'hypothèse d'un recouvrement de 40 km
-  Chevauchements provençaux et languedociens

domaine sarde, la rareté du détritisme anté-oligocène ainsi que l'absence d'une compression comparable en ampleur à celle qui a provoqué la mise en place des structures provençales constituent autant d'indices d'une dissymétrie de la déformation crustale.

Ainsi, l'érosion n'a dû avoir qu'une faible prise sur le versant sarde faiblement penté du bombement, l'essentiel des événements tectono-sédimentaires et tectoniques s'étant au contraire inscrites sur la paléotopographie mouvante et déclinive vers le Nord du versant provençal.

EN CONCLUSION, cette étude met en lumière le rôle majeur de la tectonique dans la genèse et l'évolution des faciès détritiques du domaine provençal. Elle permet en outre d'étayer les hypothèses relatives à l'évolution géodynamique du socle pourvoyeur. Bien que le socle ancien ait été affecté par des mouvements globalement positifs, on sait que ses déformations ont été marquées par des périodes de crise et de rémission qui ont eu des répercussions sur la sédimentation détritique.

Enfin, si la tectonique a constamment contrôlé les événements sédimentaires, elle a aussi guidé la répartition, la géométrie et l'évolution des bassins réceptacles. On peut ainsi fondamentalement opposer les bassins compressifs crétacés et paléocènes aux bassins distensifs de l'Oligocène.

BIBLIOGRAPHIE

- ANGELIER J. (1971).- La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var). Thèse 3e cycle, Univ. Paris, 194 p.
- ANGELIER J. et AUBOUIN J. (1973).- Stratigraphie et structure du Paléocène nord-varois dans les entours septentrionaux de la bande de Barjols (Var). C.R. Somm. Soc. Géol. France, suppl. au T.XV, 1, p.19-20.
- ARLHAC P. et NURY D. (1973).- Données nouvelles sur l'origine et la mise en place de l'argile des Milles dans la région d'Aix-en-Provence (Bouches-du-Rhône). C.R. acad. Sc. Paris, t.276, série D, p.2143-2146.
- ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979).- Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien). Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I, Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., n°9, 1, 344p. ; 2, 381 p.
- ARTHAUD F. et SEGURET M. (1981).- Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). Bull. Soc. Géol. France, 7, 1, pp.51-63.
- AUBOUIN J. et MENNESSIER G. (1963).- Essai sur la structure de la Province. In : Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, Mém. h.s. Soc. Géol. France, 2, pp.49-98.
- AUBOUIN J. (1973).- Observations et réponses à la note de Cornet C. : "Le complexe des sables bleutés représente une seule nappe alluviale morcelée ultérieurement par la tectonique cassante à l'origine des fossés nord-varois". C.R. somm. Soc. Géol. France, suppl au T.XV., 1, p. 19-20.

- BABINOT J.F. (1980).- Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I, Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., 10, 3t. 687 p.
- BABINOT J.F. et DURAND J.P. (1980).- Le Valdonnien. Le Fuvélien. Le Bégudien. Le Rognacien. Le Vitrollien. in : Les étages français et leurs stratotypes. Mém. B.R.G.M. Fr., n°109, pp.171-188.
- BABINOT J.F., DURAND J.P. et FREYTET P. (1984).- Sédiments fluviolacustres du Sénonien supérieur de basse-Provence et du Languedoc. in : Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. B.R.G.M. Fr., n°125, pp.376-378.
- BARBAROUX L., GUIEU G., NURY D. et RAYNAUD S. (1985).- Oligocene sedimentation and tectonic in Nans-les-Pins area. Sainte Baume. France. I.A.S. 6th European meeting. Lleida. Lerida, Spain, 15-17 avril 1985.
- BERTRAND M. (1892).- Sur l'origine des poudingues de La Ciotat. C.R. somm. Soc. géol. France, 5, pp. 51-53.
- BESSON J.C. et GLINTZBOECKEL C. (1984).- Le gisement de charbon du bassin de l'Arc. Les ressources du nord-ouest du bassin. Résultats de la campagne de reconnaissance de l'extension du gisement de Gardanne (1982-1983). Industrie minière, 66, 8-9, pp.459-470.
- BLANC J.J. (1980).- Chenaux, canyon et talus sous-marins au delta turonien de La Ciotat (B.du.Rh.). 8e R.A.S.T., Marseille, p.45. Livre en dépôt à la Soc. Géol. France.
- BLANC J.J., BLANC F. et BECKER B. (1980).- Evolution d'une séquence détritico-carbonatée au Turonien (Cassis - La Ciotat). Application de l'analyse factorielle des correspondances. Téthys, 9, 4, pp.415-432.
- CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. et ROUAIX S. (1974).- Les sondages du golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie. Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mém., Paris, 11, pp. 209-274.
- DENIZOT G. (1931).- Révision des feuilles de Marseille et d'Aix au 80.000°. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., XXXV, p.125-128.
- DENIZOT G. (1935).- Les phases tectoniques successives aux environs de Marseille. C.R. Acad. Sci. Paris, 201, pp.90-92.
- DEPERET C. (1889).- Note stratigraphique sur le bassin tertiaire de Marseille. Bull. Serv. Carte Géol. France, I, s, p.1-19.
- DUFAURE P., LEGUILLETTE J. et VETTER P. (1967).- Coupes de deux sondages forés dans la région de Gardanne (Bouches-du-Rhône). Bull. Soc. Géol. France, 7, 9, pp.547-548.
- DURAND J.P. (1961).- Quelques particularités des brèches de Saint-Antonien, près d'Aix en Provence. C.R. somm. Soc. Géol. France, 3, pp.71-72.

- DURAND J. P. (1962).- Sur le poudingue de la Galante (région d'Aix-en-Provence). C.R. somm. Soc. Géol. France, 4, pp.109-110.
- DURAND J. P. (1980).- Les sédiments fuvéliens du synclinal de l'Arc (Provence). in : "Le gisement de charbon du bassin de l'Arc, Houillères de Provence" supplément au n° de Juin 1980 de l'industrie minière, pp.13-25.
- DURAND J. P., GAVIGLIO P., GONZALES J. F. et MONTEAU R. (1984).- Sédiments fluviolacustres du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène dans le synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence). 5e congrès europ. Sédimentologie I.A.S.-A.S.F., Marseille. Livret guide excursion n°9, 44 p.
- FABRE-TAXY S. et PHILIP J. (1966).- Biostratigraphie et paléoécologie des peuplements à huîtres et des formations saumâtres du Santonien provençal. Bull. Soc. Géol. France (7), VIII, pp.702-711.
- FREYTET P. (1970).- Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse Sci. Paris Orsay, 528 p.
- GUIEU G. (1968).- Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse univ. Aix-Marseille I, A.O. CNRS 2583, 604p.
- GUIEU G. (1977)a.- Phénomènes de remaniement et de resédimentation dans certains dépôts continentaux fini-crétacés et tertiaires en basse-Provence. 5e R.A.S.T., Rennes, p.261. Livre en dépôt à la Soc. Géol. France.
- GUIEU G. (1977)b.- La tectonique du bassin de Marseille à l'Oligocène. Géologie méditerranéenne, IV, 1, pp.9-24.
- GUIEU G. (1984).- Tectogenèse de la bordure méridionale du bassin du Sud-Est de la France et sphénochasme ligure. Trav. Lab. Stratigr. Paléoécol. Marseille, N.S., 3, 1984, pp.87-90.
- GUIEU G. et ROUSSET C. (1978).- Structures, paléostrutures, paléogéographie et genèse des bauxites en Provence. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, Fr., 3, pp.311-322.
- GUIEU G., BERCOVICI C., CARRIO-SCHAFFHAUSER E., GAVIGLIO P., GONZALES J. F., MACHHOUR L., MASSE P. J. L., NURY D., PHILIP J., RAYNAUD S. et TEMPIER C. (1985).- La Provence géologique. Excursions du centenaire de la découverte des nappes de charriage en Provence par Marcel Bertrand (Réun. extraordin. Soc. Géol. France. Marseille 2-7 Sept. 1985). Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, n°94, 110 p.
- GUIEU G. et ARLHAC P. (1986).- Hypothèse d'un bombement crustal golfe du Lion - Sud Provence entre le Crétacé supérieur et le Miocène. Mécanismes, conséquences. C.R. Acad. Sci., Paris, 303, II, pp. 1691-1696.

- GUIEU G. et J. ROUSSEL (1986).- The provencal basin and its relationship with the Languedoc-Provence belt ; arguments for uplift doming and propagating rift process. Séance spéc. Soc. Géol. France et Italie, Villefranche sur Mer, pp.54-55.
- JEAN S. (1985).- Les grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour (zone subalpine méridionale des Alpes occidentales françaises). Sédimentologie - Paléogéographie. Thèse Univ. Grenoble, 243 p.
- JEAN S., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et RAVENNE C. (1985).- Un modèle paléogène de bassins à turbidites : les grès d'Annot du NW du massif de l'Argentera-Mercantour. Géologie Alpine, Grenoble, 61, pp. 115-143.
- MACHHOUR L. et PHILIP J. (1984).- Faciès de type black-shales et laminites de l'Albien de la région de Toulon (S.E. France). Résumés 5e congr. Europ. Sédim., Marseille 9-11 avril, 1984.
- MASSE J.P. (1976).- Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien - Aptien inférieur. Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse Sci. Aix-Marseille II. A.O. CNRS 12390, 2 tomes, 445 p.
- MASSE J.P. et PHILIP J. (1976).- Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 18, pp. 49-66.
- MONLEAU C. (1986).- Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes-Maritimes : corrélations, essai de synthèse paléogéographique. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., Paris, vol.27, fasc.1, p.3-11.
- NURY D. (1977).- Le bassin oligocène de Marseille, stratigraphie, évolution paléogéographique. Géologie méditerranéenne, IV, 1, p.25-36.
- NURY D. (1979 a).- Description des terrains oligocènes. In : Notice explicative de la feuille Martigues - Marseille à 1/50.000, 2e éd. Carte géologique de la France à 1/50.000. Ed. Bur. Rech. Géol. Min., pp.21-24.
- NURY D. (1979 b).- Attribution au Stampien supérieur du calcaire de l'Estaque et au Stampien inférieur des argiles et conglomérats de Saint-Marcel (Bassin de Marseille et de l'Huveaune, Bouches-du-Rhône) : premières implications structurales. Bull. Soc. Géol. France, 7, 21, 2, pp.121-124.
- NURY D. (1984).- Paléogène - 2 - Descriptions régionales - Basse-Provence - Oligocène - In : Debrand-Passard S. et al. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 125, pp.429-483.
- NURY D. et RAYNAUD S. (1986).- Etude tectonosédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches-du-Rhône). Evolution postérieure. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2, 1, Géologie de la France, sous presse.

- PHILIP J. (1970).- Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Sci. Aix-Marseille I. A.O. CNRS 4691, 438 p.
- PHILIP J. et ALLEMANN J. (1982).- Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. Cretaceous Res., Londres, 3, pp.35-45.
- PHILIP J., MASSE P.J.L. et MACHHOUR L. (1987).- L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). Sous presse, Bull. Soc. géol. France, t.3.
- PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Sci. Nice, 394 p.
- REDONDO C. (1980).- Les formations détritiques du Crétacé supérieur provençal. Trav. Lab. Géol. Hist. Pal., R.C.P. 510 du CNRS, 11, p. 58.
- REDONDO C.P. (1986).- Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie, pétrographie, minéralogie. Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I, t.1, 493 p., t.2, 233 fig., 16 tabl. 27 pl.
- REDONDO C. et PRONE A. (1981).- Implications paléodynamiques et paléogéographiques fournies par les quartz des sédiments. Le cas du bassin du Beausset en basse-Provence (France). C.R. Acad. Sci. Paris, II, 292, pp.213-218.
- REY R. (1974).- Gastéropodes continentaux et hypohalins de l'Oligocène et du Miocène inférieur. Rev. Sci. Bourbonnais, pp.69-124.
- ROUSSET C. (1969).- Le bombement varois. Relations entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence, et l'évolution originale de la région en régime karstique. C.R. Ac. Sci., Paris, 268, D, pp.2331-2334.
- TOURAINÉ F. (1976).- L'Oligocène Nord-Varois : nouvelle mise au point. Géologie alpine. Grenoble, 52, p.115-133.
- TRONCHETTI G. (1981).- Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I. Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal., n°12, 3 t., 859 p.
- VASSEUR G. (1894).- Compte-rendu d'excursions géologiques à Martigues et à l'Estaque (Bouches-du-Rhône). Bull. Soc. Géol. France, 3, XXII, p.413-444.
- VASSEUR G. et FOURNIER E. (1896).- Preuves de l'extension sous-marine, au sud de Marseille, du massif ancien des Maures et de l'Estérel. C.R. Acad. Sci., Paris, 122, p.209-213.