Le Détritisme dans le Sud-Est de la France : colloque - Chambéry, 10-11 décembre 1987

- Association Des Géologues Du Sud-Est - Agse

▶ **To cite this version:**

- Association Des Géologues Du Sud-Est - Agse. Le Détritisme dans le Sud-Est de la France : colloque - Chambéry, 10-11 décembre 1987. Laboratoire de Géologie de l'Université Joseph Fourier - Grenoble1, 305 p, 1988. insu-00966026

HAL Id: insu-00966026

https://insu.hal.science/insu-00966026

Submitted on 28 Mar 2014

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.

ISSN 0367-3685

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S.)

MEMOIRE H.S. N° 14

LE DETRITISME DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

COLLOQUE ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-EST
CHAMBERY, 10 et 11 DECEMBRE 1987

1988

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
(Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S.)

MEMOIRE h.s. n°14

LE DETRITISME DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

COLLOQUE ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-EST
CHAMBERY 10 ET 11 DECEMBRE 1987

1988

GÉOLOGIE ALPINE

TABLE DES MATIERES

THEME 1 - EVOLUTION DYNAMIQUE DES BASSINS. LES CYCLES ET LEUR ENREGISTREMENT DETRITIQUE

1/ Cycle hercynien

A.M. BASSO et M. GUIOMAR - Les bassins carbonifères de Provence: données sédimentologiques et implications paléogéographiques 3

L. CORTESOGNO, G. DALLAGIOVANNA et M. VANOSSI - Paléogéographie du Briançonnais ligure d'après les lithoclastes des formations permo-carbonifères 9

N. TOUTIN-MORIN, J. DELFAUD et R. MAROCCO - Dynamique des bassins permiens du Sud-Est de la France. Sédimentation, volcanisme, tectonique 29

J. FABRE et J. SCHADE - Le "Permotrias" de la zone houillère briançonnaise. Implications tectoniques..... 39

N. TOUTIN-MORIN - Séquelles du cycle hercynien et prémices du cycle alpin dans la sédimentation du Sud-Est Méditerranéen 49

V. MERMET, J. PERRIAUX et N. TOUTIN-MORIN - Le détritisme tardi et post-hercynien des bassins carbonifères, permiens et triasiques du Sud-Est de la France 55

2/ Cycle alpin

M. DURAND - Le Trias détritique du "Bassin du Sud-Est" - Paléogéographie et environnements de dépôt 69

Y. DESMAISON et B. BEAUDOIN - Subsidence et détritisme entre la Durance et le Var au Jurassique-Crétacé inférieur..... 79

G. GUIEU et C. REDONDO - Les causes des déformations du socle sud-provençal et de sa couverture percues à travers l'histoire des flux détritiques (Crétacé moyen - Oligocène supérieur) 87

M. DELAMETTE - Les faciès silicoclastiques du Crétacé moyen entre Bauges (Savoie) et Morcles (Valais). Implications paléogéographiques 103

M. THOME et J.L. PAIRIS - Le détritisme des calcaires nummulitiques dans les synclinaux du Moyen Verdon 111

J. MEDUS et J.L. PAIRIS - Palynostratigraphie du Paléogène marin des Déserts (Savoie, France) - Une phase détritique à l'Oligocène basal 123

J.L. PAIRIS et C. KERCKHOVE - Le détritisme et la dynamique du bassin paléogène du Sud-Est de la France 129

J. DEBELMAS et C. KERCKHOVE - Le détritisme paléogène en tant que marqueur de l'orogenèse méso-alpine dans les Alpes internes françaises et leurs confins italo-suisses 143

J. L. PAIRIS et C. KERCKHOVE - La "Cordillère" du Lac d'Allos 155

P. KINDLER - Les wildflyschs du secteur entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France) 163

G. ROYANT - Le détritisme de la série piémontaise d'Arnasco-Castelbianco, révélateur possible de directions latitudinales du rifting dans les ALpes maritimes italiennes 169

L. CORTESOGNO, A. DI GIULIO B. GALBIATI, R. VANUCCI - Volcanic rocks into western ligurian flysch: petrographic-geochemical data and paleogeographic significance 179

3/ Néogène - Quaternaire

H. MERCIER - Le bassin durancien à l'aval de Sisteron au Néogène et au Quaternaire: différenciation de six épisodes dans la reconstitution tectono-sédimentaire et de trois stades d'épandages de sédiments détritiques..... 197

G. CLAUZON - Evolution géodynamique pliocène du Bassin de Cucuron/basse Durance (Provence, France): une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne... 215

P. AMBERT - L'érosion éolienne périglaciaire dans le Sud-Est de la France..... 227

M. DUBAR - Niveaux marins étagés des Alpes Maritimes: Détritisme, tectonique et eustatisme sur le littoral méditerranéen au Pliocène supérieur et au Quaternaire 235

M. JORDA - Du pléniglaciaire supérieur au postglaciaire: le concept de tardiglaciaire européen et son évolution récente 241

M. JORDA - L'évolution des versants sud-alpins de moyenne altitude au cours du Quaternaire supérieur - Vallées du Haut-Verdon et la Moyenne Durance ... 251

THEME 2 - DIAGENESE ET ALTERATION

V.T. NGUYEN, J. PERRIAUX et J.P. USELLE - Origine des couleurs grise et rouge de la "Molasse Rouge" Oligocène de Barles (chaînes subalpines méridionales)..... 261

P. FABRE, A. LAMI, C. MOSSER, J.L. PAIRIS et M. BONHOMME - Minéralogie, géochimie et datations K.Ar. des fractions fines dans le bassin nummulitique au Sud et à l'Est du Pelvoux (Alpes externes méridionales, France)..... 265

J.C. TOURAY, N. GUILHAUMOU - L'évolution thermique du domaine subalpin méridional (Drôme, Alpes de Haute-Provence): apports des études d'inclusions fluides 273

D. GIOT, G. FARJANEL, G. GONZALEZ, J.C. BARFETY et J. APRAHAMIAN - Evolution thermique enregistrée par les sédiments voisinant les massifs cristallins externes (Alpes, Savoie-Isère, France) - Interprétations paléogéographiques et structurales 281

THEME 3 - GEOLOGIE APPLIQUEE

G. NICOUD et G. MAILLET-GUY - Hydrogéologie des dispositifs détritiques quarternaires graveleux de l'avant-pays alpin 291

G. MAILLET-GUY et G. NICOUD - Contrôle de l'hydrogéologie des vallées glaciaires par le détritisme quaternaire: exemple du bassin chambérien..... 299

-=-=-=-=-

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

LES BASSINS CARBONIFERES DE PROVENCE : DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ET IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Par Anne-Marie BASSO et Myette GUIOMAR *

RESUME. - Le Carbonifère de Provence (basse-Provence et chaînes subalpines méridionales) est représenté dans 2 secteurs, distants d'une centaine de km. Au Nord, la série de Barles montre des faciès distaux de bassin limnique ; celle de Nibles pourrait appartenir au même bassin. Au Sud, les bassin limniques intramontagneux du Reyran et du Plan de la Tour, montrent une accumulation importante de détritique grossier, dans un contexte fluvio-lacustre à palustre. Le Carbonifère est daté du Stéphanien moyen dans le Nord. Au Sud, seuls ont été reconnus le Westphalien supérieur et le Stéphanien inférieur ; le passage Carbonifère-Permien y est probablement représenté. Des discordances et une activité volcanique essentiellement dans le secteur méridional suggèrent des mouvements tardi-hercyniens. La fin du Stéphanien est marquée par un changement dans l'orientation des accidents, (de NNE-SSW à EW).

ABSTRACT. - The Provence and Southern Subalpine chains Carboniferous outcrops in two areas. The Northern Barles formation shows a distal limnic basin sedimentation. The Nibles formation may be associated with the Barles one, in the same basin. The Southern intra-mountainous Reyran and Plan de la Tour limnic basins are characterized by a large accumulation of clastic sediments, in a fluvio-lacustrine and paludal environment. Only Middle Stephanian has been discovered in the North. Late Wesphalian and Lower Stephanian have been observed in the South ; Carboniferous-Permian transition might be represented. Unconformities and volcanics mainly in the Southern area indicate late Hercynian tectonic movments on active edges. The NNE-SSW slip-faults orientation turns to E-W during the Upper Stephanian.

INTRODUCTION

Des études récentes sur la structure et la sédimentologie des bassins carbonifères, ont été menées conjointement, d'une part en basse-Provence (BASSO, 1985, 1987), d'autre part dans les chaînes subalpines méridionales (GUIOMAR, 1982). Elles tendent à une reconstitution régionale, permettant d'envisager le prolongement du Carbonifère sous la couverture, ce qui intéresse, notamment, la recherche pétrolière.

Le Carbonifère de Provence est conservé dans des bassins et affleurements localisés dans le socle cristallophyllien ou apparaît à la faveur de l'érosion de la couverture mésozoïque. Il est en relation étroite avec des accidents de socle. Seuls les affleurements les plus caractéristiques sont pris en compte.

Du Nord au Sud, la succession s'établit comme suit (fig.1) :
- affleurements de Barles et de Nibles, en zone subalpine méridionale,
- bassin du Reyran dans le massif du Tanneron,
- bassin du Plan de la Tour et dépression de Collobrières dans le massif des Maures ; pointement des Playes dans la région toulonnaise.

* Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Case 28,
UNIVERSITE DE PROVENCE,3, place Victor Hugo, 13331 Marseille cedex3

I - PRESENTATION DU CARBONIFERE DE PROVENCE

La stratigraphie des bassins houillers, édifiée sur les bases d'une étude floristique déjà ancienne, a été précisée par de nouvelles récoltes de macroflore et de microflore.

1) Westphalien supérieur

Dans le bassin du Reyran, la série gréso-pélitique de Boson (200 m) renferme à sa partie supérieure un faisceau productif contenant un niveau de boghead à Pila. Sur la base des restes végétaux et des spores observés, la série de Boson se situe à la limite du Westphalien D terminal - base du Stéphanien A (BASSO, 1985).

2) Stéphanien inférieur

Reposant en discordance sur la série de Boson, la série gréso-conglomératique d'Auriasque (800m), admettant quelques couches de charbon, peut être rapportée au Stéphanien inférieur (BASSO, 1985).

Dans le bassin du Plan de la Tour, la série (400m), où dominent les niveaux conglomératiques et gréso-conglomératiques assez grossiers, serait d'âge Stéphanien inférieur (macroflore mal conservée).

Dans la dépression de Collobrières, la base de la série carbonifère, reconnue par sondages et travaux miniers, est attribuée au Stéphanien inférieur grâce à son cortège palynologique (détermination DOUBINGER in BASSO 1985).

3) Stéphanien moyen

Il est daté par la macroflore des affleurements de Barles et de Nibles (ORGEVAL et ZIMMERMANN, 1957) et du sondage à Barles (370m)(GREBER, 1954 ; LIENHARDT et RICOUR, 1954). A Barles, les sédiments essentiellement silto-gréseux admettent des niveaux de charbon de faible épaisseur presque toujours associés à un mur à Stigmaria.

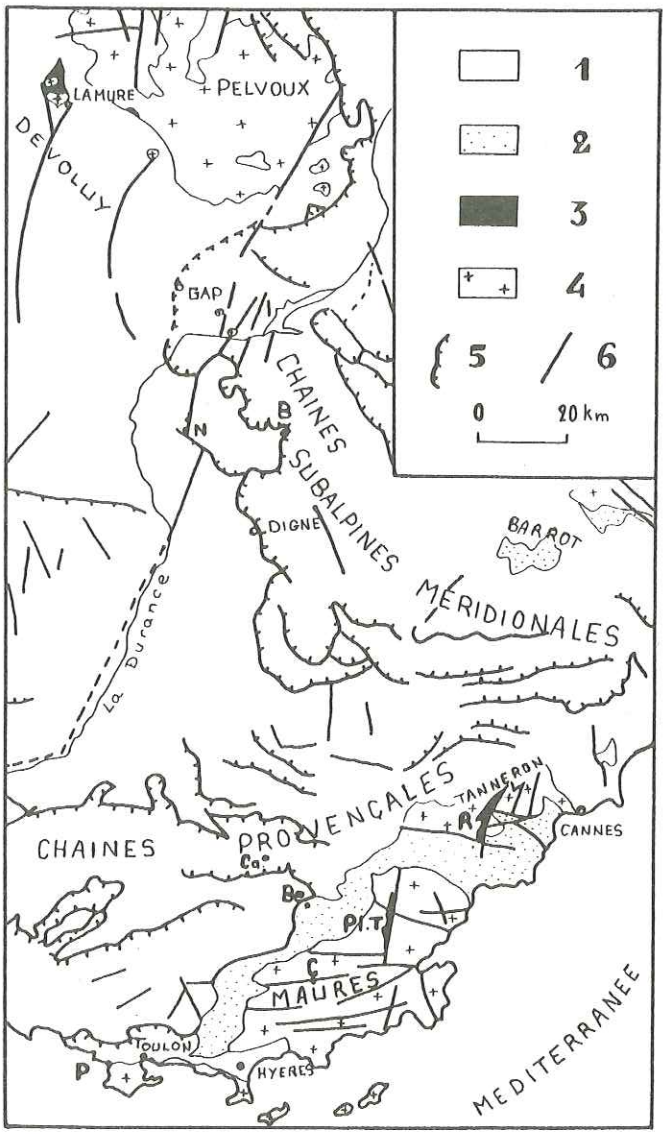


Fig.1 - Localisation géographique des bassins carbonifères de Provence. 1.Cénozoïque et Mésozoïque;2.Permien; 3.Carbonifère;4.Socle;5.Chevauchement; 6.Faille;B.Barles;Be.Bertrands; C.Collobrières;Ca.Carcès;N.Nibles; P.Les Playes;Pl.T.Plan de la Tour; R.Reyran

Fig.1 - Geographical distribution of Provence Carboniferous basins.

La formation détritique de Nibles (40m) (GUIOMAR, 1982) est marquée par la prédominance des grès grossiers et des micro-conglomérats. Les niveaux conglomératiques sont plus fréquents qu'à Barles : les éléments en sont toujours de taille réduite (maximum 2 cm). L'affleurement est très tectonisé et le charbon y est le plus souvent broyé et pulvérulent.

4) Passage Carbonifère-Permien

Dans le secteur de Collobrières-Hyères, le passage du Carbonifère au Permien pourrait se réaliser au sein d'une série essentiellement pélitique, à flore d'affinités "permo-carbonifères" (PARENT, 1932). Aucun argument nouveau n'a pu être apporté.

Mentionnons l'existence de séries mal datées :
- le sondage de Carcès (1974) aurait recoupé 96 m de série gréso-argileuse noire (Carbonifère ou base du Permien ?),
- le sondage des Bertrands (1984) a traversé 89 m de Carbonifère et atteint le socle à 866 m de profondeur,
- aux Playes, à l'Ouest de Toulon, auraient été reconnus des dépôts d'âge stéphanien inférieur ou supérieur (GOUVERNET, 1963).

II - TYPES DE SEQUENCES OBSERVEES ET PALEOGEOGRAPHIE

1) Présentation du tableau

Le tableau (fig.2) fait apparaître les différentes séquences observées dans le Carbonifère provençal.

2) Interprétation des séquences et implications paléogéographiques

L'analyse lithostratigraphique des formations du bassin du Reyran montre la compétition permanente entre sédimentation détritique et phytogène, dans un environnement fluviatile méandrisant, évoluant vers un milieu à cachet palo-lacustre. La présence de boghead et de sols à radicelles connus en sondages (ARMANET et PRUVOST, 1942) plaide en faveur d'une accumulation de charbon in situ. A Collobrières, le cortège palynologique suggère l'autochtonie du charbon.

L'organisation en séquences granodécroissantes dans la série du bassin du Plan de la Tour traduit un remplissage rapide à pouvoir érosif élevé dans des zones de chenaux ou un dépôt de cône alluvial. Le matériel détritique immature et assez grossier a une origine locale prépondérante.

Au Nord, le Stéphanien de Barles présente essentiellement des séquences positives de rivière à méandres (avec faciès de point-bar), parfois des séquences négatives (-) de débordements de levées qui inondent le marécage houiller. De nombreuses pélites à radicelles et traces de pédogenèse surmontées par des niveaux à Syringodendron en position de vie signent des émersions fréquentes. Le sondage a révélé plusieurs niveaux à écailles de poissons, certains associés à des schistes bitumineux. Ils attestent un milieu franchement lacustre.

Cette brève présentation du détritisme provençal souligne certaines différences entre Sud et Nord dans un même milieu fluviatile méandrisant. Le Sud montre des formations grossières torrentielles, alors qu'au Nord, les éléments sont toujours fins. Cet affinement de la sédimentation suggère une comparaison avec les faciès de La Mure. Barles constituerait un intermédiaire entre un pôle grossier au Sud et un pôle très fin de fond de lac au Nord. Les conglomérats de La Mure soulignent des "crises" très localisées dans le fonctionnement du bassin.

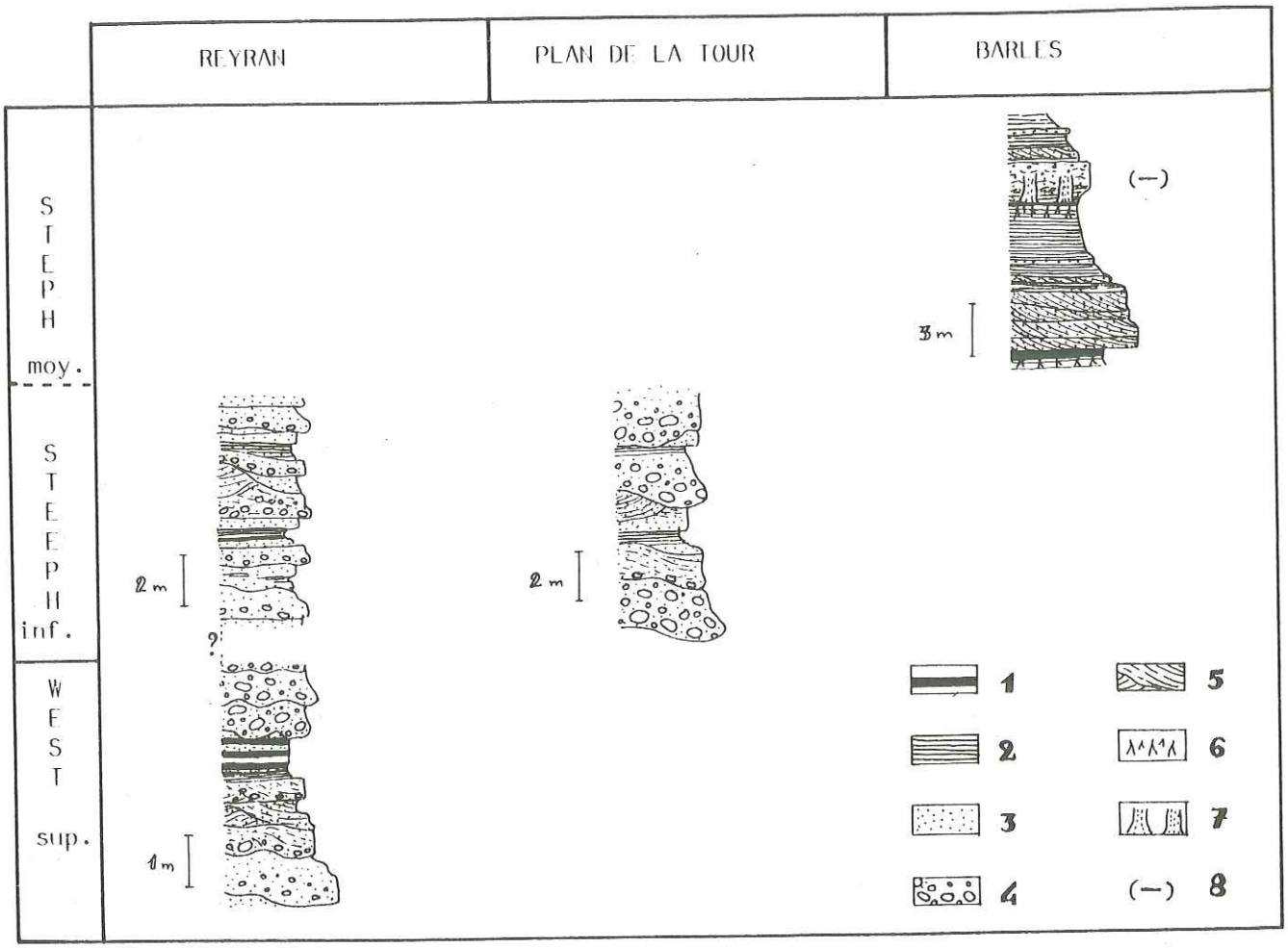


Fig.2 - Principales séquences des bassins carbonifères de Provence (à l'affleurement). 1. Charbon ; 2. Pélites ; 3. Grès ; 4. Conglomérats ; 5. Stratification oblique ; 6. Sol à radicelles ; 7. Troncs ; 8. Séquence négative .
Fig. 2 - Main sequences in the Provence Carboniferous basins (outcrops).

Du point de vue climatique, l'analyse des argiles et des cortèges sporo-polliniques ne montre pas d'originalité. Le climat régnant en Provence au Carbonifère devait être comparable à celui du Massif Central.

III - EVOLUTION DES BASSINS ET FIN DU CYCLE HERCYNIEN

La base du Carbonifère n'est généralement pas connue (Barles, Nibles, Reyran, Plan de la Tour). A Collobrières, la base de la série (Stéphanien inférieur), atteinte par sondages, est discordante sur le socle.

Au Sud, la structuration anté-carbonifère du socle provençal a permis l'installation de bassins limniques intramontagneux le long d'accidents NNE-SSW, en période distensive. Le fonctionnement différentiel des marges est très marqué: il conduit à un comblement rapide des bassins méridionaux (grande épaisseur de sédiments pour une faible surface) où les variations de faciès et d'épaisseur, l'importance du détritisme suggèrent un cadre morphostructural très actif.

Les rejeux successifs des accidents sont à l'origine de discordances internes au Carbonifère. Dans le bassin du Reyran, outre la discordance de base entre le socle et la série de Boson, il existe une discordance angulaire entre la série de Boson (Westphalien supérieur) et celle d'Auriasque (Stéphanien inférieur). Cette dernière discordance n'est pas sans rappeler celle des séries de la Mure (Westphalien? - Stéphanien A)(HAUDOUR et SARROT-REYNAUD, 1958).

Les reprises d'activité successives des bassins s'accompagnent de la structuration de leur contenu détritique et d'évènements magmatiques. Les cinérites, signalées pour la première fois dans le bassin du Reyran, apparaissent comme contemporaines de la mise en place du complexe anatectique du Plan de la Tour-Rouet (BASSO, 1985). Notons aussi la présence de cinérites à Nibles.

Le régime de distension E-W, lié à l'histoire du socle provençal, se modifie au cours du Stéphanien supérieur, ce qui se traduit par un changement important dans la géométrie des bassins houillers. La direction des bassins, NNE-SSW à NE-SW au Carbonifère, devient E-W au Permien (TOUTIN, 1980).

Les fossés du secteur Hyères-Collobrières s'individualisent avec passage progressif entre Carbonifère et Permien. Ailleurs, le carbonifère est scellé en discordance par le Permien. L'extension N-S et l'activité volcanique vont s'accentuer au Permien, parallèlement à une active sédimentation détritique dans une aire mobile (BORDET, 1951 ; BOUCARUT, 1971).

Au Nord, seule la discordance entre Stéphanien moyen et base du Trias a été mis en évidence. Aucun argument ne permet de dater le basculement.

CONCLUSION

Le Carbonifère de Provence est marqué par des différences, tant paléogéographiques que stratigraphiques.

- Au Sud, la sédimentation détritique grossière est directement influencée par des mouvements tardi-hercyniens: les bordures des bassins sont instables et l'activité magmatique et volcanique y est importante. Au Nord, au contraire, la sédimentation fine de bassin distal n'enregistre pas de telles manifestations.
- Au Nord, seul le Stéphanien moyen est représenté, alors qu'au Sud, c'est précisément ce niveau qui n'a pas été mis en évidence.

De nouvelles études stratigraphiques et paléontologiques seraient nécessaires pour étayer cette comparaison et tenter d'envisager une évolution spatio-temporelle des bassins carbonifères de Provence.

REFERENCES

ARMANET J. et PRUVOST P. (1942). - Rapport sur les mines de Boson (Visite du 30 mai 1942). Rapport inédit, 6p.

BASSO A.M. (1985).- Le Carbonifère de Basse-Provence (Sud-Est de la France). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse spéc., Marseille I.

BASSO A.M. (1987).- Les formations carbonifères de la Provence orientale (S.E. de la France). Géologie Alpine, Grenoble, Mém.h.s., 13, p. 19-24.

BORDET P. (1951).- Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. Mém.Serv.Carte Géol.France, Paris, 207 p.

BOUCARUT M. (1971).- Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse Doctorat d'Etat, Nice, 2 vol.

GOUVERNET C. (1963).- Structure de la région toulonnaise. Mém.Serv.Carte Géol.France, Paris, 244 p.

GREBER C. (1954).- Flore du sondage de Barles (Basses Alpes). Rapport B.R.G.M. A 174 (inédit).

GUIOMAR M. (1982).- Les affleurements carbonifères de Saint-Geniez et de Nibles, dans leur cadre structural (Alpes de Haute Provence, France). D.E.A. de Géologie, Marseille, 78 p.

HAUDOUR J. et SARROT- REYNAUD J. (1958).- Rapports du Westphalien supérieur et du Stéphanien dans les massifs cristallins des Alpes occidentales. C.R.4° Congr.Av.Et.Strati.Géol.Carbonifère, Heerlen, p. 263-276, 5 fig.

LIENHARDT O. et RICOUR J. (1958).- Barles: rapport de fin de sondage (Basses Alpes). Rapport B.R.G.M. A-714 (inédit).

ORGEVAL M. et ZIMMERMANN M. (1957).- Possibilités pétrolières de la zone subalpine, bassin méridional. Rev.I.F.P., Paris, t 12, p. 515-542.

PARENT H. (1932).- Le terrain houiller à Collobrières et aux environs d'Hyères. C.R.Som.Soc.Géol.Fr., p. 159-161.

TOUTIN N. (1980).- Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Doct. d'Etat, Nice, 2 vol., 594 p.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

PALEOGEOGRAPHIE DU BRIANCONNAIS LIGURE D'APRES LES LITHOCLASTES DES FORMATIONS PERMO-CARBONIFERES

par L. CORTESOGNO(*), G. DALLAGIOVANNA(**) et M. VANOSSI (**)

RESUME: En Briançonnais ligure le Houiller productif ("Formation de Ollano", du Westphalien supérieur-Stéphanien) est constitué par des séquences détritiques fluvio-lacustres à conglomérats, grès et pelites, avec intercalations d'épaisseur variable de rhyolites ignimbritiques et de brèches volcaniques calco-alcalines, qui ont fréquemment subi une érosion péné-contemporaine de leur mise en place, pour être incorporées sous forme d'éléments détritiques dans les sédiments du Carbonifère supérieur.

Les brèches volcaniques et leurs produits de remaniement contiennent, à côté d'éléments volcaniques (le plus souvent rhyolites et rhyodacites; parfois dacites; exceptionnellement quartzo-latites et andésites), des xénolites, qui renseignent sur la nature du soubassement du Houiller, autrement inconnaissable, parce que caché presque toujours en profondeur et/ou érodé au cours du Carbonifère supérieur; il s'agit de plutonites dépourvues du métamorphisme hercynien, donc tardi-orogéniques (post-sudètes) et néanmoins relativement précoces (aplites, granites leucocrates, granodiorites), des métasédiments (pélites, parfois graphitiques, siltites et grès fins, jaspes) et, en un cas, de méta-rhyolites, tous possédant une seule phase de métamorphisme (faciès des schistes verts) anté-alpin: ils pourraient représenter ce qui reste d'une ancienne couverture d'âge compris entre l'Ordovicien et le Carbonifère inférieur.

Dans les conglomérats houillers les éléments ci-dessus sont rares et le plus souvent confinés dans quelques niveaux. Les galets ubiquistes, beaucoup plus nombreux, sont formés essentiellement par du quartz polycristallin, probablement issus d'anciennes veines, et, beaucoup en sous-ordre, par des paraschistes à évolution anté-alpine polymétamorphique, dont la dernière phase s'est déroulée dans des conditions intermédiaires entre celles du faciès des schistes verts qui ont affecté la susdite série paléozoïque inférieure et celles du faciès des amphibolites, atteintes par le sôcle briançonnais affleurant actuellement.

Par conséquent, on envisage que l'aire-source (située, d'après de différents indices, dans les zones actuellement internes) de la majorité des éléments détritiques des dépôts houillers était constituée -pour l'essentiel- par un ensemble de paradérivés, comportant la partie supérieure du vieux sôcle polymétamorphique et sa couverture monométamorphique, injecté de veines de quartz, dans lequel existaient des corps intrusifs post-sudètes.

Cette aire-source serait actuellement à rechercher (outre que en profondeur, où elle aurait pu être amenée en partie par les subductions ensialiques alpines) dans les sec-

(*) Istituto di Petrografia. Corso Europa - 16132 GENOVA
(**) Dipartimento di Scienze della Terra. Strada Nuova, 65 - 27100 PAVIA

teurs internes (à cheval entre les domaines briançonnais et piémontais), où le sôcle ancien est recouvert par un Permien plus ou moins réduit, ou directement par le Trias.

A son tour, le Houiller productif aurait représenté la source principale du Verrucano, dont les galets de quartz, très abondants, sont identiques à ceux contenus dans la Formation de Ollano. La source supplémentaire du détritisme du Verrucano est représentée par les rhyolites à affinité sub-alcaline potassique qui couronnent l'activité volcanique essentiellement calco-alcaline du Permien inférieur; les produits de cette dernière manquent, à l'encontre, presque complètement dans le Verrucano.

L'ensemble de ces faits amène à envisager, au Permien supérieur, une paléogéographie et une paléotectonique particulières.

ABSTRACT: In the ligurian Briançonnais the "Houiller productif" ("Ollano Fm.", upper Westphalian-Stephanian) is represented by conglomeratic-sandy-pelitic fluvial-lacustrine sequences; they contain intercalations of calc-alkaline ignimbritic rhyolites and volcanic breccias, varying in thickness, which often have been pene-contemporaneously eroded, supplying detrital elements to upper carboniferous sedimentation.

The volcanic breccias and their reworked products contain, besides volcanic elements (most frequently rhyolites and rhyodacites; sometimes dacites; very seldom quartz-latites and andesites), also xenoliths, which give information on Houiller basement, otherwise unknowable, because deeply buried and/or eroded during upper carboniferous times; they consist of: a) plutonites (aplites, leucogranites, granodiorites) lacking variscan metamorphism and therefore late-orogenic (post-sudetian), though relatively early; b) metasediments (pelites, sometimes graphitic, siltites and fine sandstones, cherts) and metarhyolites (one discovery only), all affected by a single prealpine metamorphic phase (Greenschists facies): these might represent remnants of an ancient cover ranging in age between ordovician and lower carboniferous times.

In the Houiller conglomerates the above mentioned clastic elements are rare and very often confined to a few levels. Much more abundant ubiquitous pebbles are instead essentially made of polycrystalline quartz, probably from older veins, and -very subordinately- of paraschists showing a prealpine polymetamorphic evolution, wich last, sudetian, phase took place under conditions between Greenschists facies (affecting the above mentioned lower palaeozoic cover) and Amphibolite facies (reached by that part of Briançonnais basement presently outcropping at surface).

Therefore, it may be assumed that the source area (sited, after some evidences, in presently internal sectors) of most clastic elements of Houiller deposits was essentially composed by a metasedimentary sequence, consisting of the upper part of the old polymetamorphic basement and of its monometamorphic cover, both injected with quartz veins and intruded by post-sudetian acidic bodies.

Presently, this source area should be found (besides into depth, where it might have been carried by alpine ensialic subductions) in internal sectors; between Briançonnais and Piemontais domains, where the old basement is covered either by a more or less reduced permian sequence or directly by triassic series.

In turn, Houiller deposits should have represented the principal source rocks for Verrucano conglomerates, which very abundant quartz pebbles are quite like Houiller ones. An additional source was supplied by potassic sub-alkaline rhyolites, ending the mostly calc-alkaline lower permian volcanic activity, which detrital fragments are, on the contrary, nearly completely lacking in Verrucano beds.

A peculiar palaeogeographic and palaeotectonic picture seems to be needed to account such a composition for.

1. INTRODUCTION

Dans le Briançonnais des Alpes ligures, entre le sôcle hercynisé pendant la phase sudète et la couverture mésozoïque et tertiaire s'intercale le tégument permo-carbonifère, constitué par un certain nombre de formations sédimentaires et volcaniques qui se sont mises en place en milieu continental, en comblant des Graben et des demi-Graben bordés par deux systèmes de failles actives, à direction environ N 30° et N 110° (CORTESOGNO et al., 1988, à paraître).

Le tableau synthétique de la lithostratigraphie et des âges est présenté dans les figures 1 et 2. Il s'agit d'une reconstitution probable, qui néanmoins -du fait que l'orogénèse alpine a amené d'importants transports tectoniques accompagnés de déformations et métamorphisme polyphasés- ne peut pas être considérée comme définitive. Dans la mesure où elle est correcte, on peut en déduire, avant tout: 1) que les sédiments sont constitués par plusieurs formations pendant le Carbonifère supérieur; 2) qu'ils manquent presque complètement au Permien inférieur et 3) que le seul Verrucano, discordant, les représente au Permien supérieur. Par contre, l'activité volcanique se déroule pendant trois épisodes principaux entre le Westphalien et le Permien inférieur.

Parmi les sédiments, seuls la Formation de Ollano et le Verrucano comportent des faciès conglomératiques assez développés pour être convenables à une étude des galets. But de cette note est de focaliser l'attention sur la lithologie de ces derniers et d'en tirer des indications paléogéographiques, en rassemblant les résultats en grande partie déjà publiés, mais non systématiquement, sur la Formation de Ollano (CERRO et al.,

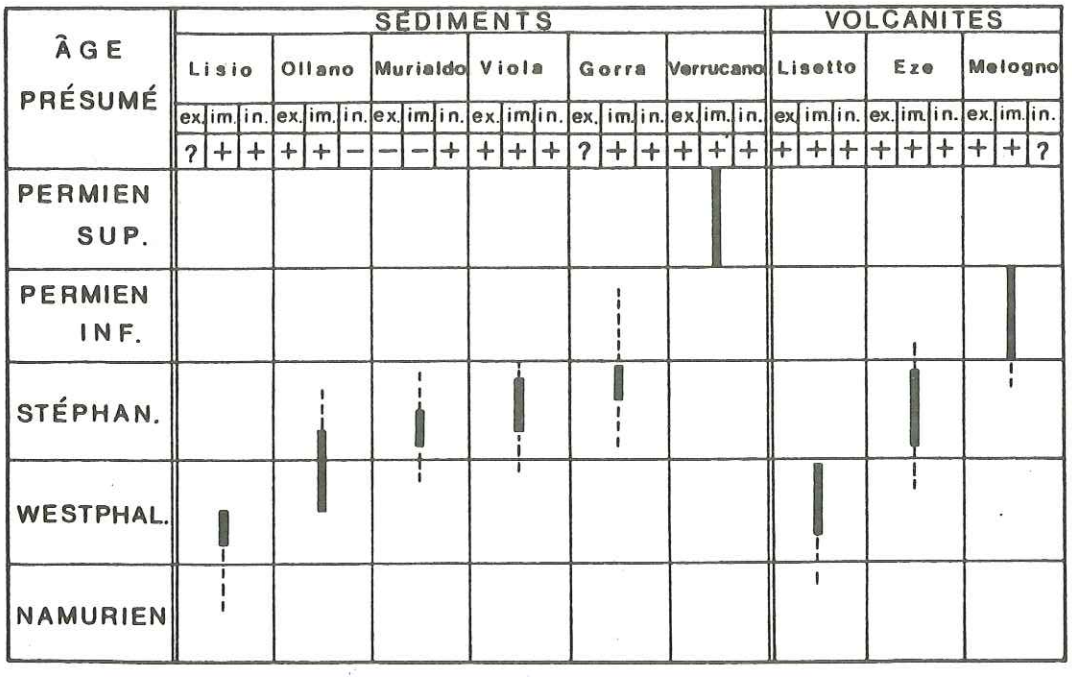


FIG. 1 - Age présumé des différentes formations du Permo-Carbonifère du Briançonnais ligure. La présence (+) ou l'absence (-) originaires probables de chaque formation dans les secteurs externe (ex), intermédiaire (im), interne (in) sont aussi précisées (d'après CORTESOGNO et al., 1988, simplifié).

1970; VANOSSI, 1970; CORTESOGNO et al., 1982, 1984; VANOSSI et al., 1986; CABELLA et al., 1988, sous presse) et en présentant un rapport des recherches, inédit, sur le Verrucano.

2. APERCU D'ENSEMBLE SUR LE TEGUMENT

L'âge des différentes unités lithologiques indiqué dans la fig.1 n'est documenté que pour la Formation de Ollano, datée au Westphalien supérieur-Stéphanien (BLOCH, 1966) par moyen des flores; pour les autres formations il a été déduit d'après leur position et sur la base de corrélations régionales; de ce point de vue, les trois différents épisodes volcaniques paraissent représenter un appui considérable (CABELLA et al., 1988). La fig.1 indique aussi, pour chaque formation, sa distribution originaire probable au sein du Briançonnais ligure, reparti en trois secteurs: externe, intermédiaire et interne.

Pour ce qui concerne la lithologie, en négligeant le métamorphisme alpin, les formations permo-carbonifères montrent les caractères primaires synthétisés ci-dessous (pour les détails, voir: CORTESOGNO et al;, 1982, 1983, 1984a, 1984b; VANOSSI et al., 1986; CABELLA et al., 1988).

Formation de Lisio: sédiments continentaux arkosiques à quartzitiques, vraisemblablement issus de l'érosion des orthogneiss du sôcle (Barbassiria, Nucetto), sur lesquels ils reposent.

Formation de Ollano: épaisse série fluvio-lacustre, à séquences conglomérats-grès--pélites, localement avec du graphitoïde; elle correspond au "Houiller productif" du Briançonnais classique.

Méta-rhyolites de Case Lisetto: volcanites s'intercalant dans les deux formations précédentes, constituées par des ignimbrites rhyolitiques et, vers le haut, par des agglomérats pyroclastiques ("Tufs du Bric Crose", fig.2).

Formation de Murialdo: phyllades graphiteuses noires dominantes; épaisseur modeste (200 à 400 m.?).

Schistes de Viola: métasédiments (gréso-)pélitiques clairs, souvent à chloritoïde, avec intercalations de phyllades noires; épaisseur de quelques centaines de mètres.

Schistes de Gorra: série épaisse de plusieurs centaines de mètres, formée par des roches claires, fines, ayant plusieurs origines: sédiments quartzo-micacés; tuffites et/ou produits de remaniements de volcanites acides; pyroclastites.

Formation de Eze: laves et pyroclastites, de fines à très grossières, à composition essentiellement andésitique, intercalées aux trois formations précédentes (Murialdo, Viola, Gorra); épaisseur globalement modeste.

Porphyroïdes du Melogno: ignimbrites dominantes, essentiellement rhyolitiques à rhyodacitiques. On y a distingué (CORTESOGNO et al., 1988, cum bibl.) plusieurs lithozones et membres, en partie vraisemblablement hétéropiques; l'épaisseur, variable, mais toujours considérable, peut dépasser les 1.000 m.

Verrucano: discordante à l'échelle régionale, cette formation essentiellement conglomératique, continentale, est postérieure aux dernières phases volcaniques, dont elle remanie les produits; l'épaisseur varie entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres.

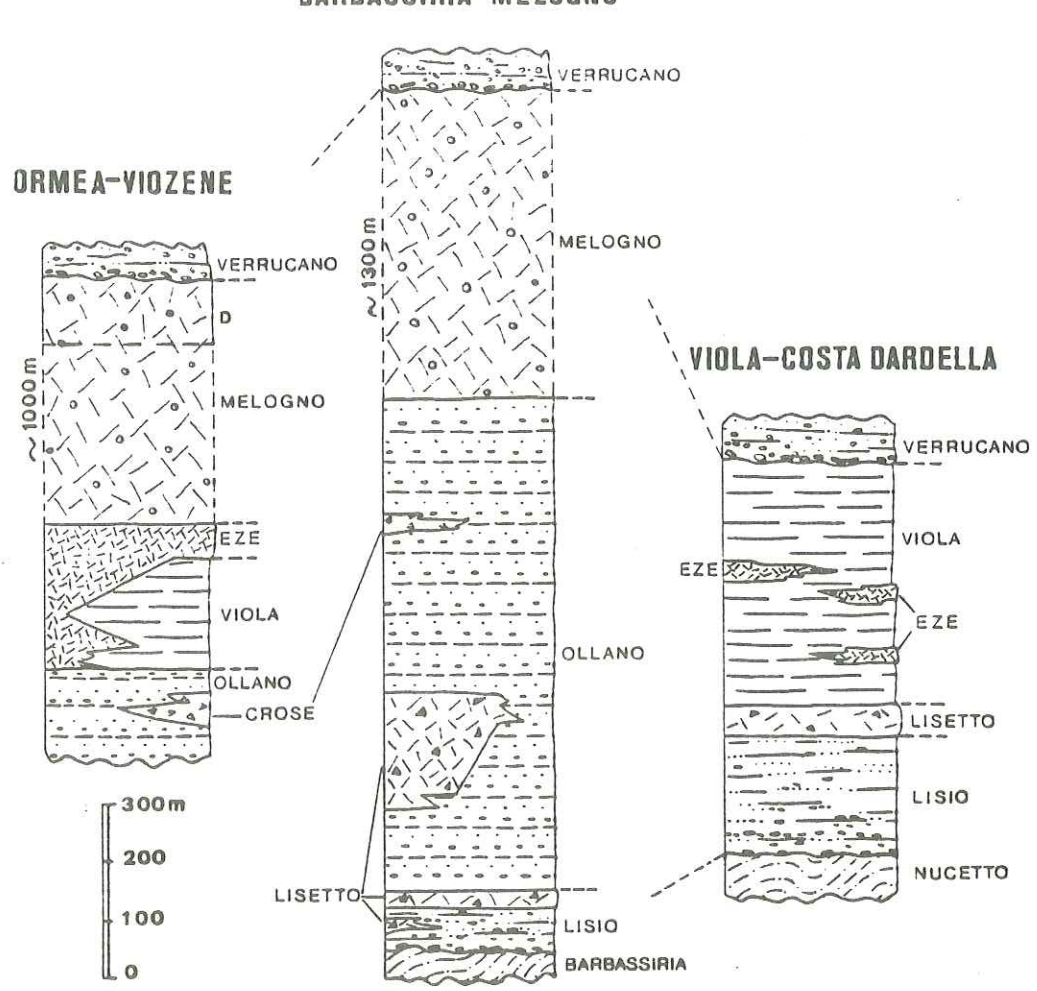


FIG. 2 - Lithostratigraphie schématisée et idéalisée des formations permo-carbonifères du Briançonnais ligure interne, intermédiaire et externe (de droite à gauche). La description des unités lithologiques se trouve dans le texte. Les différentes lithozones des Porphyroïdes du Melogno n'ont pas été distinguées, à l'exception de la Lithozone D (secteur externe), caractérisée par des rhyolites sub-alcalines potassiques rouges. Les épaisseurs indiquées correspondent environ à la moyenne des valeurs maxima (d'après CORTESOGNO et al., 1988, simplifié).

3. LA FORMATION DE OLLANO

Cet équivalent du Houiller productif forme trois grands affleurements (chacun d'ampleur entre 10 et 20 km^2), peut-être plus ou moins corréspondant à d'anciens bassins d'effondrement isolés, au sein de l'ensemble permo-carbonifère, qui constitue la partie centrale, allongée d'E en W, du Briançonnais ligure. Ils sont situés dans les régions de Ollano, de Bertolotti et d'Osiglia-Riofreddo-Calizzano, environ entre la Bormida de Mallare et la Bormida de Millesimo. D'autres affleurements isolés, beaucoup moins étendus, existent soit un peu plus au SE, entre Mallare et Rialto, soit bien plus au SW, dans la région de Viozene. Les rapports, réputés stratigraphiques, avec le soubassement s'observent localement dans les environs de Riofreddo, où au-dessous du Houiller vient la Formation de Lisio, à son tour superposée aux orthogneiss de Barbassiria.

3.1. RAPPEL DES DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Malgré les déformations alpines, la Formation de Ollano a fait l'objet d'une étude sédimentologique (VANOSSI, 1970) dont les résultats -à considérer avec prudence- portent soit sur les modalités du transport et le milieu de dépôt, soit sur la situation relative et sur la composition lithologique de l'aire-source.

D'après cette étude, la Formation de Ollano est constituée par la superposition de groupes relativement homogènes de séquences granulométriquement ordonnées. La séquence-type a une épaisseur moyenne de 1-2 m; sa partie inférieure (intervalle A) est formée par une rudite fine sableuse, faiblement granoclassée, dans laquelle se trouvent dispersés des galets de taille centimétrique à décimétrique ("galets G"); la partie supérieure de la séquence (intervalle B) est formée par une arénite, arénite silteuse et pé-

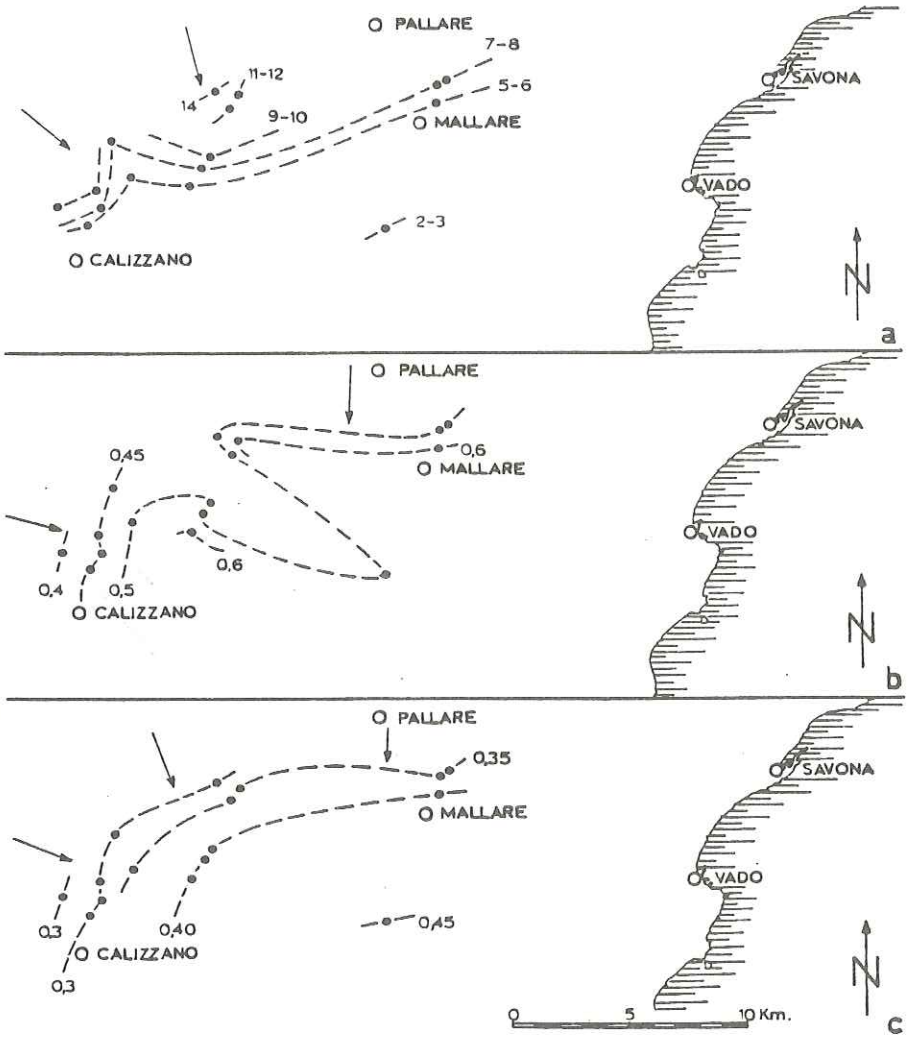


FIG. 3 - Relations possibles entre directions de transport (flèches) et taille et arrondi des clastes de la Formation de Ollano. Les lignes en tiretés unissent les affleurements où: a) la taille (en cm) des galets les plus grands a la même valeur moyenne; l'arrondi des grains de quartz polycristallin de taille comprise entre 10 et 2 mm (b) ou entre 2 et 0,5 mm (c) a la même valeur moyenne. Les directions de transport sont supposées, en moyenne, perpendiculaires aux lignes susdites (d'après VANOSSI, 1970).

lite, avec un granoclassement normalement bien marqué. L'intervalle A a, en général, épaisseur plus grande que l'intervalle B; dans le premier, davantage que dans le deuxième, se réalisent des variations granulométriques latérales rapides.

L'ensemble des caractères paraît indiquer que le transport a été fluviatile, soit en suspension que par traction sur le fond, et que le dépôt s'est réalisé essentiellement dans des bassins limniques, en eaux calmes et peu profondes, localement et temporairement transformés en marécages. L'épaisseur du dépôt, dont les caractères demeurent globalement constants, a été expliquée par la subsidence des bassins, vraisemblablement bordés par des failles.

Quelques indications sur la longueur du transport (qui a été considérée "variable, en général assez grande") ont pu être tirées des différences des valeurs d'arrondi, de sphericité et de forme entre les clastes de même composition mais de taille différente. De même, la taille et la morphométrie des galets ont été utilisées pour essayer de situer l'aire-source par rapport aux lieux de dépôt: le transport se serait fait globalement du N (et/ou NW) au Sud, soit à peu près des secteurs internes aux externes (fig.3).

3.2. LA LITHOLOGIE DES GALETS

Les données qui suivent s'appliquent surtout aux galets de taille centimétrique à décimétrique ("galets G"), les seuls sur lesquels on a pu faire directement sur le terrain des observations et des mesures à caractère statistique. La composition a été établie sur lames minces de clastes isolés. D'autres renseignements pétrographiques ont été tirés de l'analyse au microscope des faciès microconglomératiques.

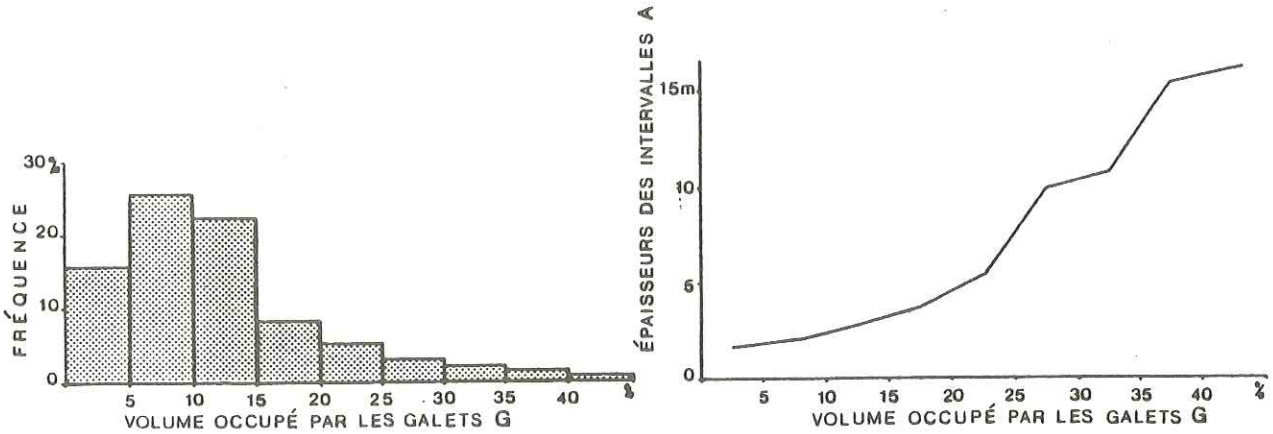


FIG. 4 - Formation de Ollano. A gauche: fréquences des pourcentages des grains de taille supérieure à 1 cm ("galets G") dispersés dans les intervalles A des séquences; dans le 70% des cas le volume des galets ne dépasse pas le 15% du volume total de l'intervalle. A droite: relations entre le pourcentage de galets G dans un intervalle A et l'épaisseur de celui-ci (valeurs moyennes). (d'après VANOSSI, 1970).

Les galets G, qui normalement ne représentent, en volume, que le 10-15% des conglomérats (fig.4), peuvent avant tout être subdivisés en deux catégories, dont on verra plus loin la signification possible: celle des clastes qui s'observent pratiquement dans tous les affleurements et celle des clastes qui ont été retrouvés dans quelques rares endroits seulement.

3.2.1. Clastes ubiquistes -

Ils peuvent à leur tour être séparés en deux groups: quartz polycristallins et paraschistes.

Quartz polycristallins - Ils sont de loins les plus fréquents, formant d'habitude, à eux seuls, plus que le 90% des galets G. Sur le terrain on peut les distinguer aisement, d'après la couleur, en "clairs" et "sombres".

Les premiers, dont la teinte varie entre blanche, grise claire et bleu claire, sont beaucoup plus communs que les seconds (à teinte grise très sombre-noirâtre); leur sphericité est moindre, alors que l'arrondi moyen est pratiquement égal (entre 0,6 et 0,7). De même, les deux types ont la même taille maxima (environ 17 cm) et la même classe modale (environ 40% du total), comprise entre 4 et 6 cm.

Au microscope, aucune différence essentielle n'apparaît entre les clastes clairs et sombres, sauf une imprégnation des microfissures anciennes de ces derniers par un pigment opaque. Les galets des deux types sont presque toujours formés par plusieurs individus de grande taille (cm), à contacts irreguliers, parfois associés à de rares mica blancs anté-alpins; à l'époque alpine ils ont été intéressés par une subgranulation jusqu'à une néoformation de quartz granoblastique le long des zones déformées.

Paraschistes - Ils représentent, en général, environ le 5% des galets G, bien que, exceptionellement, ils puissent atteindre le 20%. Il s'agit d'un groupe assez homogène, constitué uniquement par des paradérivés, à métamorphisme anté-alpin polyphasé, accompagné d'au moins deux phases syn-schisteuses.

Les types reconnus (en ordre de fréquence décroissante) sont les suivants: a) quartzo-micaschistes et micaschistes à muscovite, parfois à grenat et, plus rarement, à clinozoïsite; b) quartzo-micaschistes à biotite et muscovite; c) paragneiss.

Les fréquences des différents lithotypes, vraisemblablement provenant des mêmes formations, s'expliquent probablement par la selection opérée par l'altération (qui a dû être très poussée) et le transport: en fait, beaucoup de ces galets sont particulièrement riches en quartz.

Les caractères observés du métamorphisme anté-alpin sont cohérents avec ceux connus dans le sôcle ("massifs" de Calizzano, Savone etc.: CORTESOGNO, 1986), bien que les paragénèses caractéristiques des conditions de haute temperature à sillimanite, cyanite, staurotide, almandin soient rarement identifiables.

3.2.2. Clastes à diffusion limitée

On a ainsi qualifié les galets G qu'on a retrouvé, associés aux clastes ubiquistes (fig.5), en quelques endroits seulement, presque toujours concentrés en niveaux particuliers, et qui appartiennent aux groupes suivants: a) volcanites et b) plutonites dépourvues de métamorphisme anté-alpin; c) métasédiments et métavolcanites avec une seule phase synschisteuse de métamorphisme anté-alpin, dans le faciès des schistes verts ($T \leq 400°C$ environ).

a) Vulcanites - Il s'agit essentiellement de rhyolites et de rhyodacites, fréquemment à phénocristaux, de rares à abondants (PI entre 10% et 80%), avec taille variable entre 0,1 et 10 mm, le plus souvent de quartz, K-feldspath, plagioclase, biotite. Zir-

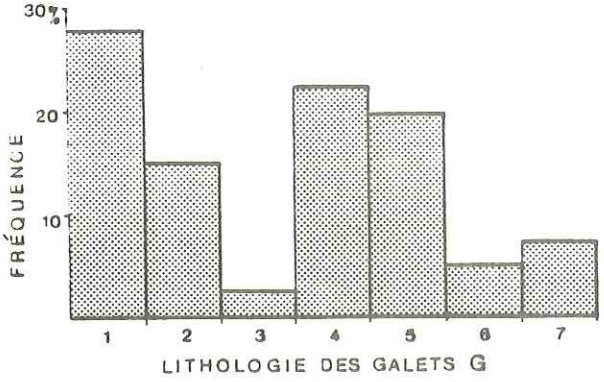


FIG. 5 - Formation de Ollano. Fréquence des différents lithotypes de galets G dans un affleurement (mine de Riofreddo) où les galets ubiquistes (n° 1 à 3) et à diffusion limitée (n° 4 à 7) coexistent; ces derniers sont ici considérés comme provenant du remaniement d'un niveau pyroclastique intraformationnel. 1= quartz polycristallin; 2= quartzo-micaschistes; 3= micaschistes; 4= rhyolites; 5= aplites, leuco-granites, granodiorites; 6= métasédiments fins; 7= autres (dacites, andésites, méta-jaspes, méta-rhyodacites). (d'après VANOSSI, 1970).

con et apatite sont toujours fréquents.

Beaucoup plus rares sont les galets de dacites; exceptionnels ceux de quartzo-latites et d'andésites à grain fin et structure intersertale.

b) Plutonites - On a identifié trois types principaux: a) abondantes aplites leucocrates, à K-feldspath, plagioclase acide, quartz subordonné, en structures auto-xénomorphes; b) fréquents granites leucocrates à muscovite, avec rares biotite, zircon, apatite; le quartz, le K-feldspath et le plagioclase montrent des structures xénomorphes; c) relativement rares granodiorites biotitiques à grain moyen (environ 2 mm), avec oligoclase zoné, idiomorphe, quartz et microcline interstitiels, biotite abondante.

c) Métasédiments et métavolcanites - Les métasédiments sont représentés essentiellement par d'originaires pélites, parfois à pigment noir, de siltites et arénites fines et, très rarement, de jaspes. En un cas, un galet de phyllade, qui semble montrer des caractères termométamorphiques, a aussi été retrouvé.

Les métavolcanites, exceptionnellement observées en un seul endroit, sont constituées par des termes rhyodacitiques à phénocristaux de plagioclase et rare K-feldspath: la schistosité dans les galets est très bien marquée et nettement discordante par rapport à celle, à peine visible, qui affecte la matrice du conglomérat.

Dans quelques cas les niveaux contenant les clastes décrits ci-dessus passent plus ou moins transitionnellement aux agglomérats pyroclastiques du membre du Bric Crose, dans lesquels on retrouve la plus part de ces "galets" exceptionnels. Il est donc logique de considérer les niveaux en question comme le produit de remaniement, à peu près sur place, de matériaux volcaniques contemporains des sédiments de la Formation de Ollano; cette interprétation donne raison en même temps de la présence non seulement des clastes volcaniques, mais aussi des autres, qui pourraient être considérés comme des xénolites arrachés au soubassement et amenés en surface lors de l'éruption.

Les cas où le lien entre niveaux à clastes exceptionnels et pyroclastites n'est pas démontrable, car celles-ci manquent, peuvent être repartis en deux groupes, d'après la présence ou l'absence, parmi les galets G, de volcanites.

Lorsque ces dernières existent, la dérivation de l'ensemble des clastes exceptionnels de l'érosion complète de niveaux pyroclastiques nous paraît encore très probable, surtout à cause du fait que la concentration en quelques niveaux sporadiques d'une association de galets normalement absents dans les conglomérats n'est pas facile à justifier autrement.

Parmi les cas effectivement observés sur le terrain, les seuls pour lesquels on peut admettre que tous les galets aient été normalement transportés à partir d'une ai-

re-source sont ceux -très rares- qui correspondent à des niveaux conglomératiques dépourvus de clastes volcaniques mais contenant, à côté des galets ubiquistes, quelques clastes legèrement arrondis d'aplites et de leuco-granites et/ou des galets de métasédiments.

3.3.LA LITHOLOGIE DES GRES

En général, elle n'apporte guère d'informations supplémentaires, mais confirme la composition de l'aire-source déduite des galets ubiquistes. Les minéraux détritiques fondamentaux sont en effet le quartz et le mica blanc, dans une matrice quartzo-micacée recristallisée; en sous-ordre, on y observe en outre les produits de transformation de biotite et de feldspaths détritiques.

Il est en tout cas intéressant de souligner que les contrôles en lame mince ont mis en évidence que les niveaux pyroclastiques fins, à quartz volcanique, plus ou moins remaniés, sont beaucoup plus fréquents qu'on ne le croyait; ils paraissent toutefois limités aux affleurements occidentaux, une ligne hypothétique à direction à peu près méridienne les séparant des affleurements orientaux de Ollano-Mallare-M.Alto, qui semblent dépourvus d'apports volcaniques.

3.4. CONSIDERATIONS SUR L'AIRE-SOURCE

Si la distinction de l'origine entre galets à diffusion limitée et galets ubiquistes est correcte, les premiers donnent des renseignements sur le soubassement de la formation, alors que les caractères de son aire-source sont indiqués par les seconds.

Pour ce qui tient au substratum, d'interêt particulier sont les galets de granitoïdes (notamment ceux de granodiorites, observés uniquement comme xénolites dans les niveaux pyroclastiques), car ils témoignent de l'existence de plutonites tardi-hercyniennes, en gros contemporaines du début de l'activité volcanique, autrement inconnues -ou presque- à l'affleurement et, en même temps, en indiquent un âge carbonifère supérieur, un peu plus ancien que celui normalement retenu pour les intrusions tardi-varisques dans les Alpes.

Pour ce qui concerne l'aire-source, le fait à première vue le plus étonnant est représenté par son apparente monotonie (déduite des galets ubiquistes), si comparée aux lithotypes variés du sôcle briançonnais, tels qu'on les connait aujourd'hui dans les "massifs" cristallins de Savone, Calizzano, Pallare, Loano etc. (CORTESOGNO, 1986).

En effet, dans ces derniers on peut avant tout séparer deux ensembles, l'un à évolution anté-alpine polymétamorphique (ou bien polyphasée), l'autre montrant, à l'encontre, une seule phase métamorphique, logiquement sudète. Le premier groupe comporte surtout des paragneiss, avec quelques niveaux de micaschistes et de quartzo-schistes et, en sous-ordre, d'orthogneiss; ces paragneiss contiennent d'intercalations fréquentes, même très épaisses, d'ortho-amphibolites. Le deuxième groupe est formé essentiellement d'orthogneiss. Ceux-ci affleurent soit en massifs isolés (Nucetto, Barbassiria etc.), directement recouverts par la Formation de Lisio (CORTESOGNO et al., 1982), soit au sein des paragneiss, qui auraient représenté un sôcle déjà métamorphique au moment de leur intrusion (forcément anté-sudète) par les granitoïdes.

Sur les deux ensembles susdits le métamorphisme hercynien a atteint le faciès des amphibolites avant de subir une très faible rétromorphose en schistes verts; on en déduit: 1) qu'à l'époque sudète ce sôcle devait comporter une couverture (stratigraphique et/ou tectonique) assez épaisse, à métamorphisme progressivement plus faible; 2) que le sôcle a dû ensuite remonter et que, à peu près en même temps, cette couverture a dû ê-

tre enlevée (par érosion et/ou par transport tectonique).

En première approximation, c'est donc surtout dans cette couverture actuellement disparue (peut-être elle aussi plus ou moins largement injectée par les magmatites acides anté- et post-sudètes) qu'il faut probablement envisager la source qui a alimenté la Formation de Ollano. Inversément, les indications qu'on tire des clastes de cette dernière ne s'appliquent pas, génériquement, au "sôcle", mais, plus précisement, à la partie supérieure de celui-ci. La différence entre la lithologie du sôcle actuellement connu et celle des galets dans la Formation de Ollano cesse ainsi d'être étonnante. On peut au contraire l'utiliser pour retenir que la rareté des galets de paragneiss et le manque de ceux d'amphibolites indiquent que le niveau atteint par l'érosion pendant le Carbonifère supérieur n'a vraisemblablement pas été très profond: en d'autres termes, que les différences de relief crées à cette époque par isostasie et/ou par tectonique cassante ont été relativement modestes.

Quant à la composition de la "couverture-phantôme", les clastes de paraschistes ubiquistes à métamorphisme anté-alpin polyphasé pourraient bien en représenter la partie inférieure et ceux de métasédiments et métarhyodacites mono-métamorphiques celle supérieure.

En effet, d'après leurs paragénèses varisques précédemment indiquées, ces deux ensembles, supposés situés sur une même verticale, repondent à la double condition d'être moins métamorphiques que le sôcle et de présenter une évolution métamorphique décroissante vers le haut.

Dans ce cadre, alors que les paraschistes rentrent dans l'ensemble des terrains qui étaient déjà métamorphiques avant la phase sudète, et donc, au sens large, qu'ils font partie du sôcle plus ancien, les méta-sédiments -avec leur caractère détritique fin et leur jaspes (radiolarites?, lydiennes?), et sans carbonates- et les métavolcanites acides représentent les seuls témoins d'une couverture, discordante, anté-sudète, dont l'âge, inconnu, doit vraisemblablement être compris dans l'intervalle Caradocien-Dinantien.

Dans cet ensemble, des intrusions épiplutoniques acides (leucogranites, aplites), post-sudètes, mais anté-Houiller (donc namuriennes?), peuvent être envisagées.

Un des problèmes principaux est posé par les galets de quartz; les seuls lithoclastes ubiquistes auxquels ils sont associés dérivent, comme on l'a vu, de paraschistes variés, tandis que les éléments de roches magmatiques plus ou moins métamorphiques manquent. Il faut donc envisager que le quartz provient ou de dépôts conglomératiques du Paléozoïque inférieur, qui auraient été complètement détruits par l'érosion, ou de veines et filons traversant la "couverture-phantôme" dont on a parlé.

En principe, les deux solutions pourraient cohéxister. Mais, compte tenu du fait que les conglomérats à galets de quartz connus dans les séries du Paléozoïque inférieur de l'Europe sud-occidentale sont rares, essentiellement confinés -paraît-il- à l'Ordovicien supérieur (époque à laquelle ils sont signalés -LORENZ, 1980- dans les Pyrénées, en Provence et en Corse), ou à l'inférieur ("Puddinga" polygénique de la Sardeigne sud-occidentale: CARMIGNANI et al, 1982), bien difficilement leur apport à l'alimentation du Houiller peut avoir été important.

C'est donc surtout aux veines et aux filons susdits qu'il faut vraisemblablement s'appeler; cette conclusion est, du reste, en accord avec la structure microscopique des galets de quartz polycristallin.

Encore, on remarquera que aussi la composition moyenne des grès du Houiller vient à l'appui de (ou, du moins, ne se heurte pas avec) l'hypothèse d'une source formée essentiellement par des paraschistes polymétamorphiques, injectés de quartz, à sa partie inférieure et par des métasédiments et de métavolcanites monométamorphiques à sa partie

supérieure, l'ensemble comportant des intrusions acides post-métamorphiques.

La concentration dans les dépôts carbonifères des clastes quartzeux issus des veines s'ajoute aux indications tirées de la morphométrie des galets en suggérant non seulement que le transport du matériel détritique a dû être assez long, mais aussi que dans la "couverture-phantôme" les lithotypes résistants à la désagrégation étaient très rares.

Pour finir, il vaut la peine de souligner que, puisque le Houiller productif d'âge Westphalien supérieur-Stéphanien du Briançonnais ligure recouvre en discordance les orthogneiss du sôcle qui présentent un métamorphisme varisque dans le faciès des amphibolites (Barbassiria), il faut admettre que la couverture de ceux-ci ait été précédemment érodée et, par conséquent, que des dépôts post-sudètes plus anciens que le Westphalien supérieur aient été sédimentés quelque part. De plus, puisque la source du Houiller productif actuellement affleurant était vraisemblablement interne (v. plus loin), à l'échelle régionale l'érosion a dû avoir un caractère regressif, en rejoignant progressivement des secteurs de plus en plus internes.

4. LE VERRUCANO

Dans les Alpes ligures il est connu dans les domaines briançonnais et piémontais (VANOSSI et al., 1986); dans ce dernier il constitue parfois la base d'unités de couverture allochtones, tout en présentant des lithofaciès pratiquement indifférentiables de ceux briançonnais.

En domaine briançonnais cette formation paraît cartographiquement discordante, car elle repose, d'après les secteurs, soit sur les métasédiments fins (Murialdo, Viola, Gorra), soit sur de différentes lithozones des Porphyroïdes du Melogno, avec lesquels, en raison de sa situation géométrique, le contact est le plus souvent réputé stratigraphique, bien que les déformations alpines l'aient rendu presque toujours de lecture délicate sur le terrain. Localement, le Verrucano repose aussi directement sur le sôcle hercynien polymétamorphique, où, au contraire, faute d'affleurements résolutifs, le contact a été présumé tectonique (VANOSSI, 1965).

4.1. LES DIFFERENTS FACIES

A l'intérieur de la formation plusieurs niveaux peuvent être distingués, caractérisés avant tout par les variations d'épaisseur, qui souvent arrive à s'annuler, de sorte qu'il est très rare de les trouver tous superposés sur une même verticale (fig.6).

Une succession idéale complète comporterait, à partir de la base, les termes suivants (les épaisseurs indiquées pour chaque niveau sont les plus fréquentes; exceptionnellement, dans quelques niveaux elles peuvent atteindre et même dépasser le double).

1) Niveau basal (0-20 m), provenant directement du remaniement plus ou moins sur place des ignimbrites du Permien inférieur, desquelles les effets alpins l'ont le plus souvent rendu très mal différentiable.

Il est tout d'abord caractérisé par le grain fin (taille du sable) des clastes, normalement peu arrondis. Dans le détail, en rassemblant les données de différents endroits, on peut dire que toutes les variations existent depuis les rhyolites à peine arénisées, aux arkoses, aux quartzites faiblement feldspathiques à quartz volcanique, aux quartzites à quartz aussi bien volcanique que polycristallin. La matrice de ces grès est presqu'invariablement quartzo-micacée; très souvent elle comporte d'importantes concentrations hématitiques, que d'habitude peuvent être reconnues comme héritées

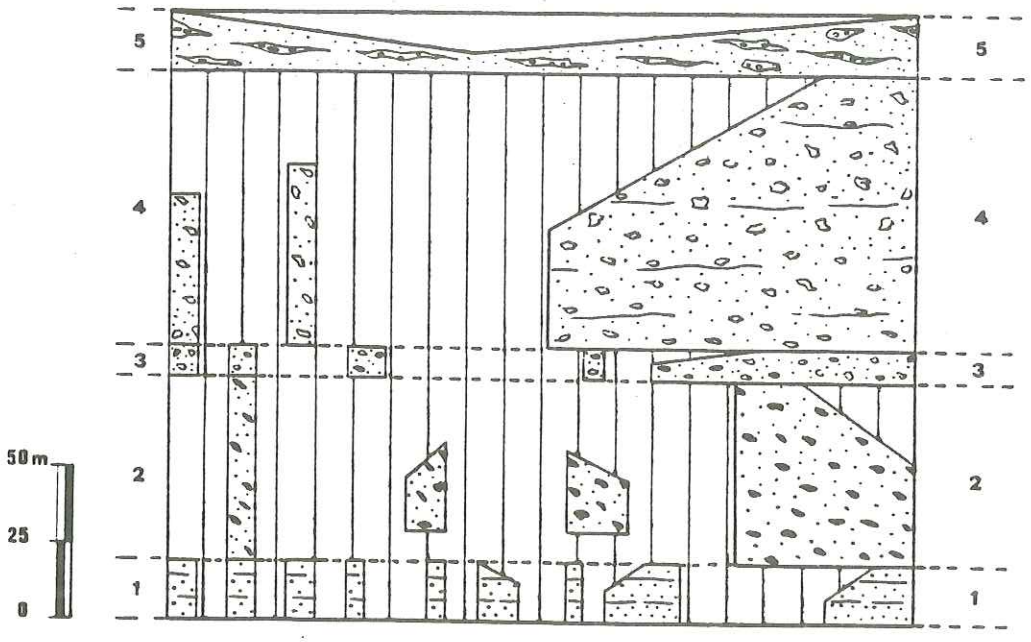


FIG. 6 - Schéma idéalisé déstiné à montrer comment les épaisseurs des cinq niveaux du Verrucano décrits dans le texte peuvent varier latéralement; aucun d'entre eux n'est continu, sauf le dernier, faisant transition aux quartzites du Trias inférieur, auxquels il peut aussi bien être rattaché formationnellement. Il s'ensuit que, sur de différentes verticales, le Verrucano peut être représenté par une succession plus ou moins épaisse et complète.

du soubassement arénisé et rubéfié. Parfois, l'hématite est aussi pseudomorphe sur des grains d'ankérite, qui proviennent vraisemblablement des niveaux à caliche qu'on retrouve (CABELLA et al., 1988) dans les rhyolites. Parmi les minéraux détritiques accessoires on a fréquemment le zircon et, plus rarement, tourmaline, rutile, ilménite, biotite.

2) Niveau conglomératique rouge (0-60 m), à clastes essentiellement volcaniques, hétérométriques (taille jusqu'à décimétrique). Le plus souvent le dépôt ne montre aucune selection granulométrique, même si parfois des alternances d'épaisseur variable de lits à granulométrie différente peuvent être reconnues.

Dans les endroits où l'encadrement lithostratigraphique n'est pas certain, ce niveau peut être confondu -surtout si le faciès est relativement fin- avec les niveaux pyroclastiques rouges présents à la partie haute des Porphyroïdes du Melogno ("Membre de Aimoni": cfr. CABELLA et al., 1988).

Les éléments clastiques de taille supérieure à 1 cm, dont l'arrondi est normalement discret, appartiennent presqu'uniquement aux rhyolites à affinité sub-alcaline potassique ("Lithozone D" de CORTESOGNO et al., 1984 et de CABELLA et al., 1988), formant le niveau le plus récent des Porphyroïdes du Melogno; parmi celles-ci, les faciès rouges ou roses que l'activité hydrothermale l.s. permienne a majeurement silicifié et hématitisé dominent nettement.

Les autres galets, plus rares, sont formés par des rhyolites banales ou du quartz polycristallin; ni les dacites constituant deux différentes lithozones dans les Porphyroïdes, ni les andésites de Eze ont été jusqu'à présent retrouvées en clastes.

La partie grossière de la matrice (taille du sable) est essentiellement formée par le quartz soit volcanique que polycristallin, ce dernier étant en moyenne le mieux arrondi; les feldspaths sont très rares. La matrice fine est, comme dans les grès sous-jacents, quartzo-micacée, toujours riche en hématite.

Des phosphates (florencite, apatite etc.) sont localement concentrés dans la matrice pélitique à hématite en poches centimétriques à decimétriques. On trouve même des phosphates (lazulite, goyazite etc.) recristallisés pendant le métamorphisme alpin (CORTESOGNO et al., 1987).

3) Niveau conglomératique transitionnel entre le précédent et le suivant (0-10 m). D'après les endroits, les galets peuvent être en majorité rhyolitiques (Lithozone D) ou quartzeux polycristallins. Ces derniers montrent souvent un teint rose dérivant de l'hématite qui a rempli leurs anciennes microfissures.

4) Niveau conglomératique analogue aux précédents pour ce qui concerne l'absence de selection granulométrique, mais formé par des galets presqu'uniquement de quartz polycristallin (0-80 m), de taille variable, exceptionellement jusqu'à décimétrique, en majorité blancs, tantôt gris foncés-noirâtres.

Les couleurs, l'arrondi et -lorsqu'elle est observable- la forme sont en tout point comparables à ceux des galets quartzeux polycristallins contenus dans la Formation de Ollano; cette identité est confirmé en lame mince, où, en plus, en quelques cas on peut reconnaître pour les clastes une indubitable origine d'anciennes veines.

Dans la matrice le quartz polycristallin domine, mais le quartz volcanique est aussi souvent présent, alors que les feldspaths n'apparaissent pratiquement jamais.

5) Niveau quartzitique, à lentilles (chenaux probables) conglomératiques (0-20 m), faisant transition aux quartzites du Trias inférieur; de rares structures sédimentaires (VANOSSI, 1972) indiqueraient pour ce niveau un milieu déjà litoral, alors que toute la partie inférieure est considérée encore comme continentale.

4.2. CONSIDERATIONS SUR L'AIRE-SOURCE

Du point de vue de l'alimentation, les niveaux rouges inférieurs du Verrucano ne posent aucun problème, car les éléments détritiques dérivent directement de la partie supérieure des Porphyroïdes.

L'abondance de concentrations, vraisemblablement détritiques, de hématite, parfois associées aux phosphates, la rareté globale des feldspaths détritiques, la nette prépondérance -parmi les galets- de ceux des faciès rhyolitiques moins dégradables, car silicifiés, indiquent que l'aire-source a été soumise à une altération importante en milieu oxydant, sous un climat chaud et, au moins périodiquement, humide, en absence de reliefs accentués.

A en juger de la taille même pluricentimétrique des galets, du manque de classement granulométrique et de l'arrondi seulement discret, en moyenne le transport ne doit pas avoir été trop long. Ceci, uni au fait que les faciès rouges à galets de rhyolites sub-alcalines potassiques apparaissent dans tous les secteurs briançonnais, aussi bien que dans le Piémontais, laisse envisager que ces ignimbrites terminales n'étaient pas concentrées dans une seule aire-source, mais étaient amplement distribuées, plus qu'on ne le puisse reconstruire d'après leurs affleurements actuels.

Pour les niveaux supérieurs du Verrucano, on peut d'abord remarquer que le quartz

polycristallin est toujours mieux arrondi que le volcanique. Les galets grossiers, en outre, ne peuvent pas dériver des volcanites sous-jacentes, qui sont dépourvues de veines; l'identité de ces clastes avec ceux du Houiller et l'absence dans le Verrucano de galets d'autres formations du tégument permo-carbonifère et du sôcle indiquent que seules les formations du type de celle de Ollano peuvent avoir fourni ces galets de quartz polycristallin.

Les colonnes stratigraphiques du Briançonnais intermédiaire et externe (fig.2) montrent que entre le Houiller productif (Ollano) et les rhyolites du sommet des Porphyroïdes ("Lithozone D") s'interposent au moins 1.000 m de volcanites, essentiellement sous forme d'ignimbrites acides et, eventuellement, de laves et pyroclastites intermédiaires (Eze). L'absence dans le Verrucano de lithoclastes de cet ensemble volcanique amène nécessairement à envisager que l'aire-source en était presque totalement dépourvue (fig.7), le tégument permo-carbonifère étant formé uniquement par le Houiller, suivi des rhyolites de la lithozone D. En effet, ce manque ne peut pas être attribué seulement à une altération des volcanites pendant le Permien moyen; la pédogénèse ne peut certainement pas avoir atteint l'énorme profondeur qu'il faudrait admettre, ce qui est

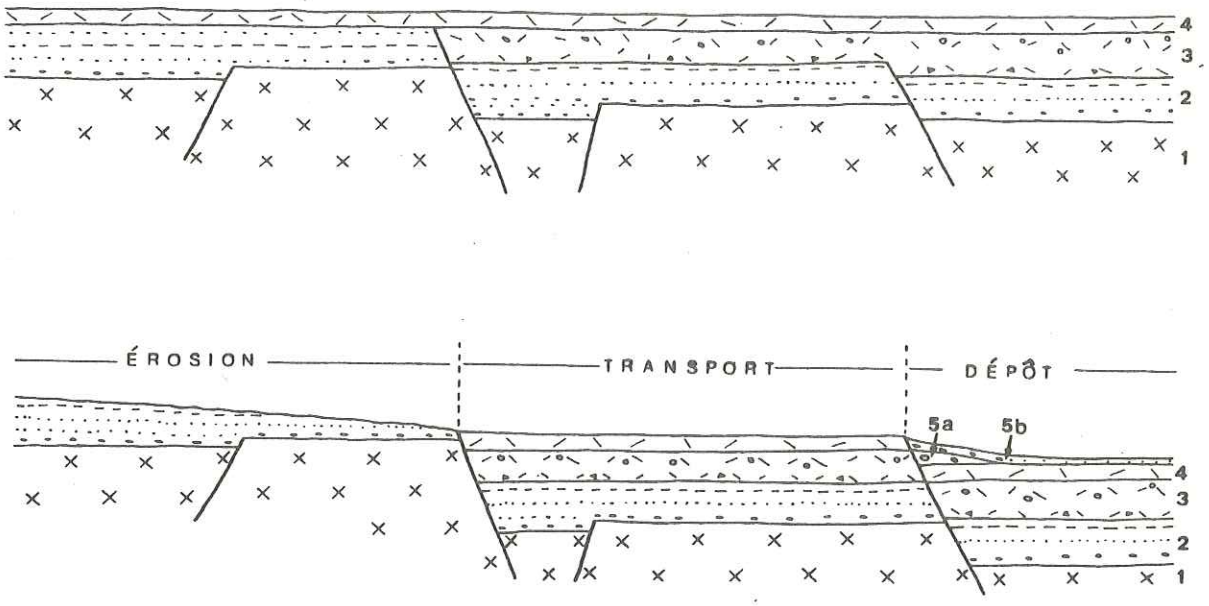


FIG. 7 - Schéma idéalisé déstiné à justifier la lithologie des clastes du Verrucano. <u>En haut</u> les conditions à la fin de l'activité volcanique du Permien inférieur sont montrées. Dans le sôcle hercynisé (1) des Graben ont été comblés par les sédiments détritiques grossiers du Houiller productif (2, Formation de Ollano). L'activité tectono-volcanique suivante a accumulé des épaisseurs variables de produits (Formation de Eze et Porphyroïdes du Melogno, 3), qui ne sont pas toujours arrivés à recouvrir le Houiller sous-jacent. Toute la région a néanmoins été homogènement recouverte par les ignimbrites rhyolitiques sub-alcalines potassiques de la Lithozone D (4). <u>En bas</u> on envisage une reactivation de vieilles failles, qui amorce des processus d'érosion, transport et dépôt. Le secteur en amont, plus élevé, est soumis à une érosion intense, qui atteint rapidement le Houiller, précédemment recouvert par les seules vulcanites de la Lithozone D. Dans le secteur intermédiaire dominent le transport le long des rivières et la pédogénèse sur les reliefs environnants. Dans le secteur en aval se déposent d'abord les cônes à galets de rhyolites rouges de la Lithozone D (5a), ensuite les sédiments à galets de quartz polycristallin, dérivés de 2 (5b). (d'après CABELLA <u>et al.</u>, 1988).

par ailleurs démontré par le fait qu'en Briançonnais intermédiaire et externe les volcanites ont bien été conservées.

De ces considérations découle que l'aire-source du Verrucano était forcément interne par rapport au Briançonnais externe et intermédiaire, où les volcanites permo-carbonifères existent.

Pour finir, on retiendra que l'absence dans le Verrucano de galets de sôcle indique que la composante verticale des rejets des failles responsables de la création du relief dans l'aire-source au Permien supérieur était relativement modeste.

5. CONCLUSIONS

A peu près à la fin du Carbonifère, des zones-sources X devaient exister, dépourvues de tégument et présentant à l'affleurement un sôcle ancien hercynisé, vraisemblablement assez profond, car démantelé par érosion de sa partie supérieure pour alimenter le Houiller. Ces zones auraient pu ensuite être recouvertes par les volcanites permiennes et/ou par le Verrucano et/ou par les sédiments triasiques (fig. 8b).

Pareillement, à peu près à la fin du Permien, d'autres zones-sources Y devaient exister, desquelles le Houiller productif avait été plus ou moins complètement enlevé par érosion, pour alimenter le Verrucano. Le soubassement de ces zones pouvait évidemment comporter soit le seul sôcle ancien, soit, au-dessus de celui-ci, aussi des séries d'âge paléozoïque anté-namurien (fig. 8c).

Les zones X et Y ne pouvaient donc pas coïncider; d'après les considérations développées précédemment elles devaient être situées dans les secteurs internes. A la suite de l'orogénèse alpine, ces zones peuvent avoir disparu plus ou moins largement en profondeur, sous une couverture (tectonique ou molassique) ou le long de plans de subduction; mais, à notre avis, elles sont aussi, au moins en partie, présentes en surface.

Dans les Alpes ligures les représentants de ce qui reste des zones X pourraient être identifiés dans les unités de sôcle ("unité Calizzano-Savone": VANOSSI et al., 1986, cum bibl.) à obédience briançonnaise très interne; dans le "massif" de Calizzano des coulées andésitiques attribuées au Stéphanien (CORTESOGNO et al., 1982) existent, en fait, superposées directement au sôcle ancien. Une possible confirmation indirecte de l'existence de zones X dans les Alpes ligures, à peu près à la limite entre domaine briançonnais et piémontais (ou dans la zone piémontaise externe) dériverait de la composition des galets des brèches liasiques pré-piémontaises ("Brèches du M.Galero, DALLAGIOVANNA et LUALDI, 1986): ceux-ci proviennent en effet du sôcle hercynisé, des volcanites permiennes ou du Verrucano, tandis que les sédiments du Carbonifère supérieur n'ont jamais été mis en évidence.

Toujours dans les Alpes ligures, une possible zone Y serait représentée par le "massif" de Arenzano, supposé briançonnais interne, où une série carbonatique triasique paraît stratigraphiquement superposée au sôcle ancien (CORTESOGNO et FORCELLA, 1978), par l'intermédiaire d'un mince niveau détritique basal, non daté, dont l'âge pourrait être permien terminal.

Plus en général, ces zones X et Y seraient à rechercher dans toutes les unités alpines présentant sur le vieux sôcle une couverture stratigraphique débutant avec le Permien (zones X) ou le Trias (zones Y). Ces conditions existeraient, par example, d'après la reconstitution paléogéographique présentée par HOMEWOOD et al. (1980), dans la partie centrale des Alpes occidentales, à peu près à la limite entre domaine briançonnais et piémontais, donc en situation interne; mais elles sont aussi connues soit dans les Alpes méridionales, où, d'après les secteurs, sur le sôcle restent les volcanites permiennes (Lombardie orientale et Trentin occidental: CASSINIS, 1985) ou le Verrucano

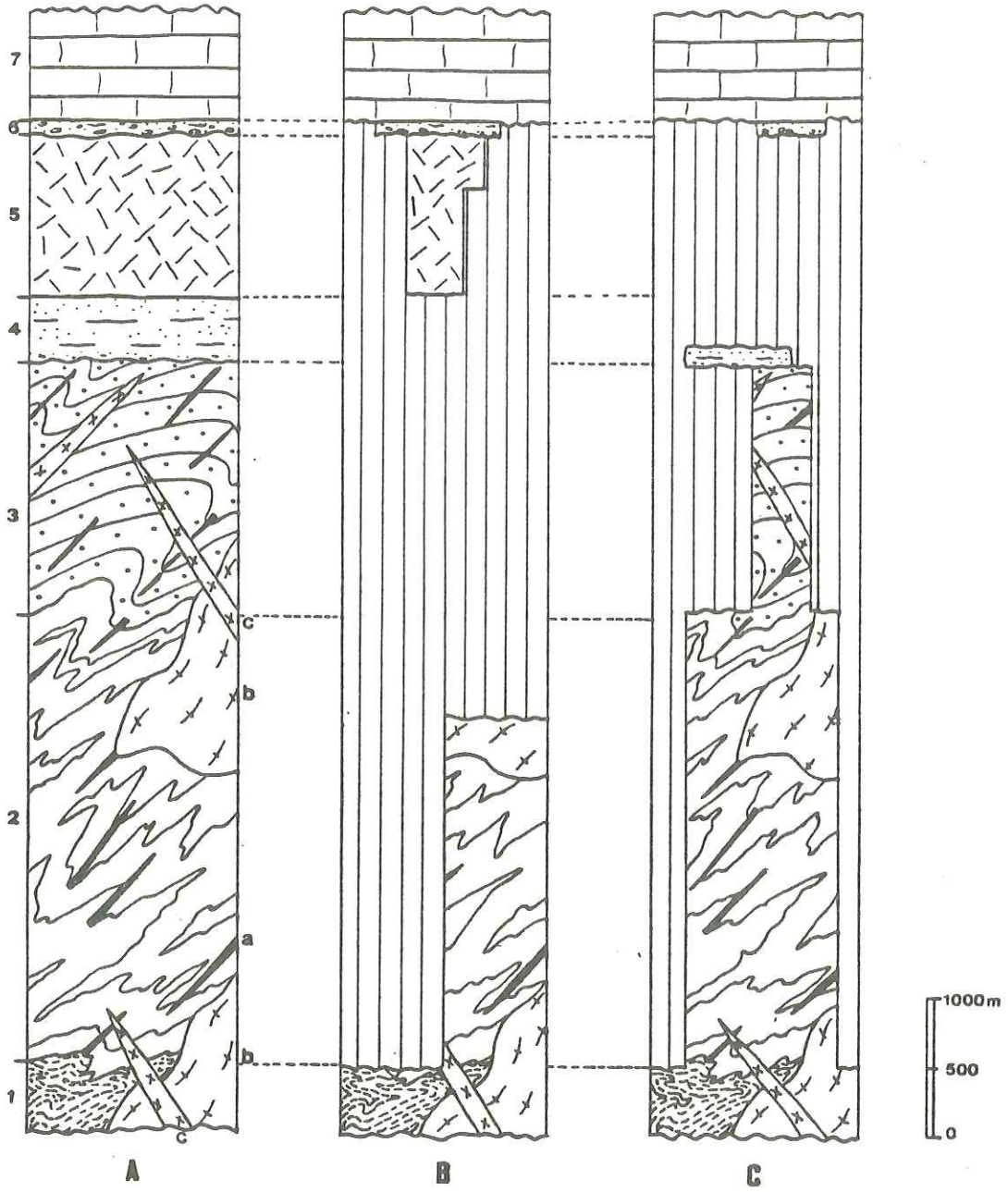


FIG. 8 - Schémas ipothétiques de la stratigraphie des aires-sources des dépôts permo-carbonifères. A) Colonne complète idéale, montrant les épaisseurs évaluées ou supposées des différentes formations. 1= sôcle polymétamorphique, à métamorphisme hercynien (présumé sudète) dans le faciès des amphibolites; 2= idem, dans le faciès des schistes verts; 3= série monométamorphique (des schistes verts à l'anchizone), d'âge présumé ordovicien-dinantien; 2+3= "couverture-phantôme"; a= veines de quartz; b= orthogneiss granitoïdes anté-sudètes; c= plutonites acides post-sudètes; 4= dépôts détritiques du Westphalien (supérieur ?)-Stéphanien (Houiller); 5= vulcanites du Permien inférieur; 6= Verrucano, du Permien supérieur; 7= sédiments du Trias. B) et C) Conditions possibles dans les aires-sources respectivement du Houiller (zones X) et du Verrucano (zones Y).

(Lombardie occidentale, région du lac de Côme: ASSERETO et CASATI, 1965), soit dans l'Austro-alpin, où (p. ex. dans la région du Brennero: GATTO et SCOLARI, 1973) le Trias inférieur repose sur le sôcle par l'intermédiaire de quelques mètres de Verrucano permo-triasique.

Au moins deux conséquences du tableau présenté, notamment pour les Alpes occidentales, méritent d'être évidenciées: 1) la diversification des domaines briançonnais et piémontais aurait des origines anciennes, car elle se placerait à peu près en correspondence d'une zone élevée (aires-sources) pendant le Permo-Carbonifère; 2) pour ces nappes alpines de sôcle qui sont actuellement dépourvues de tégument, il n'est pas toujours nécessaire d'expliquer l'absence de celui-ci par moyen de décollements, ou de sous-charriages, ou d'érosions (anté ou post-nappe), car il pourrait avoir manqué dès l'origine; dans ces cas, par conséquent, les nappes de sôcle ne seraient pas forcément issues de régions crustales relativement profondes.

Pour terminer, on peut remarquer que quelques données existent pour évaluer -bien que très grossièrement- l'ampleur des aires-sources X et Y et l'épaisseur de la portion enlevée par l'érosion.

Pour les Alpes ligures, compte tenu de ce qui est caché par les couvertures (tectoniques et post-nappes) et de ce qui pourrait avoir disparu le long de plans de subduction ensialiques (VANOSSI et al., 1986), on peut estimer que le domaine briançonnais occupait au Permo-Carbonifère une aire dans l'ordre de 10^4 km^2.

En admettant que le 25% de celle-ci ait pu être recouverte par le Verrucano, avec une épaisseur moyenne -pour les niveaux à gros galets de quartz polycristallin- de 100 m, et compte tenu du fait que les galets constituent environ le 60% du volume du dépôt, le volume total du quartz nécessaire monte à 150 km^3.

Si le quartz provient des galets grossiers ("galets G") du Houiller, où, comme on l'a dit, ils forment environ le 15% du sédiment, le volume de ce dernier qui a dû être érodé pour alimenter le Verrucano monte à 10^3 km^3. En prêtant au Houiller une épaisseur moyenne de 500 m, la superficie des aires-sources du Verrucano (zones Y) résulterait environ d'au moins 2.10^3 km^2.

Pour ce qui tient aux aires-sources du Houiller productif (zones X), en maintenant pour la superficie totale du domaine briançonnais la valeur de 10^4 km^2, la partie occupée par ces molasses tardi-hercyniennes avant l'érosion néo-permienne ne pouvait vraisemblablement pas être supérieure au 70%. En effet, en assignant au Houiller toujours l'épaisseur moyenne de 500 m, le volume total des galets de quartz polycristallin contenus dans le dépôt monterait à 525 km^3.

En faisant dériver ceux-ci de veines associées à la "couverture-phantôme" du sôcle et en admettant que les veines représentaient environ le 4% du volume des roches qu'elles traversaient, ce volume monterait à $1,3.10^4$ km^3.

Compte tenu du fait que le métamorphisme hercynien dans les galets du Houiller reste en dessous du faciès des amphibolites, et en admettant pour ce métamorphisme un gradient géothermique normal, l'épaisseur de la couche enlevée serait d'au moins 5 km et, par conséquent, la superficie des zones X monterait à presque 3.10^3 km^2.

Avec une vitesse moyenne d'érosion de 0,5 mm/an, dix m.a. (valeur inférieure à la durée du Westphalien supérieur + Stéphanien) auraient suffi pour enlever la "couverture-phantôme".

Remerciements - Ce travail a été accompli dans le cadre du projet "Modèles palynspastiques et crustaux du système Alpes-Apennins" (Unités de Gênes et de Pavie du "Gruppo Alpi" du C.N.R.), en utilisant en partie les fonds du M.P.I. (40%).

BIBLIOGRAPHIE (BIBLIOGRAPHY)

ASSERETO R. et CASATI P. (1965) : Il Verrucano nelle Prealpi Lombarde. *Atti Symposium Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat.*, p. 247-265.

BLOCH J.P. (1966) : Le Permien du domaine briançonnais ligure. Essai de chronologie des formations anté-triasiques. *Atti Symposium Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat.*, p. 99-115.

CABELLA R., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., VANNUCCI R. et VANOSSI M. (1988) : Vulcanismo, sedimentazione e tettonica nel Brianzonese ligure esterno durante il Permo-Carbonifero. *Atti Ticinensi Sc. Terra, Pavia,* **31** (en cours d'impression).

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. et PERTUSATI P.C. (1982) : Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis, *in* Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. *Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It.*, p. 65-77.

CASSINIS G. (1985) : Il Permiano nel Gruppo dell'Adamello, alla luce delle ricerche sui coevi terreni delle aree contermini. *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, p. 119-132.

CERRO A., GIANOTTI R. et VANOSSI M. (1970) : Sull'inizio dell'attività vulcanica acida nel tardo Paleozoico brianzonese ligure. *Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat.*, **48**, p. 456-461.

CORTESOGNO L. (1986) Metamorfismo e magmatismo prealpini nel basamento e nel tegumento delle Alpi liguri. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, p. 79-94.

CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., VANNUCCI R. et VANOSSI M. (1988) : Volcanisme, sédimentation et tectonique en Briançonnais ligure pendant le Permo-Carbonifère. (à paraître)

CORTESOGNO L. et FORCELLA F. (1978) : Il Massiccio Cristallino di Arenzano, frammento di crosta continentale brianzonese al margine meridionale del Gruppo di Voltri. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **34**, p. 307-350.

CORTESOGNO L., GAGGERO L. et LUCCHETTI G. (1987) : Phospate mineralizations in a permo-triassic sequence (Giogo di Toirano, Italy). N.Jb. Miner. Mh., **7**, p. 305-313.

CORTESOGNO L. , GIANOTTI R. , ODDONE M., VANNUCCI R. et VANOSSI M. (1984a) : Contributo alla conoscenza delle metavulcaniti tardo-erciniche del Brianzonese ligure (Alpi Marittime) : I) I "porfidi" di Osiglia ed i clasti di vulcaniti nella Formazione di Ollano. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **39**, p. 575-592.

CORTESOGNO L., GIANOTTI R., OXILIA M., VANNUCCI R. et VANOSSI M. (1982) : Genesi ed evoluzione dello zoccolo pre-mesozoico di alcuni settori del Brianzonese ligure interno. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **38**, p. 219-260.

CORTESOGNO L., GIANOTTI R., VANNUCCI R. et VANOSSI M. (1984b) : Le volcanisme permo-carbonifère du Briançonnais ligure (Alpes Maritimes) dans le cadre des phases tardives de l'orogénèse hercynienne. *Sci. Géol. Bull., Strasbourg,* **37**, p. 37-50.

CORTESOGNO L., ODDONE M., OXILIA M., VANNUCCI R. et VANOSSI M. (1983) : Le metavulcaniti a chimismo andesitico del Permo-Carbonifero brianzonese (Alpi Marittime): caratterizzazione petrografica e chimica e tentativo di interpretazione geodinamica. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **38**, p. 581-606;

DALLAGIOVANNA G. et LUALDI A. (1986) : Le Brecce di Monte Galero: nuovi dati e interpretazioni. *Mem. Soc. Geol. It.* **28**, p. 409-418.

GATTO G.O. et SCOLARI A. (1973) : Contributi alla geologia e petrologia dell'Alto Adige occidentale. Il "Verrucano" dell'alta Val Venosta. *St. Trent. Sci. Nat.*, **50**, p. 156-189.

HOMEWOOD P., GOSSO G., ESCHER A. et MILNES A. (1980) : Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (Western Alps). *Eclogae geol. Helv.*, **73**, 2, p. 635-649.

LORENZ C., éd. (1980) : Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg. Dunod, Paris, 606 p.

VANOSSI M. (1965) : Le unità stratigrafico-strutturali tra il Pizzo d'Ormea e il Monte Galero (Alpi Marittime). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia,* **16**, p. 114-184.

VANOSSI M. (1970) : Studio sedimentologico della Formazione di Ollano (Carbonifero medio-superiore della Liguria occidentale). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia,* **21**, p. 3-36;

VANOSSI M. (1972) : Rilevamento geologico ed analisi strutturale delle dorsali del M. Mongioie e del M. Cimone (Brianzonese ligure). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia,* **23**, p. 29-71

VANOSSI M., CORTESOGNO L., GALBIATI B., MESSIGA B., PICCARDO G. et VANNUCCI R. (1986) : Geologia delle Alpi liguri: dati, problemi, ipotesi. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, p. 5-75.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

DYNAMIQUE DES BASSINS PERMIENS DU SUD-EST DE LA FRANCE. SEDIMENTATION, VOLCANISME, TECTONIQUE

par Nadège TOUTIN-MORIN*, Jean DELFAUD** et René MAROCCO***

RESUME. - A la périphérie du grand bassin du SE de la France, de petits bassins permiens, à remplissage continental, ont enregistré le passage du cycle varisque au cycle alpin. La sédimentation, puissante, s'ordonne en 3 mégaséquences grano et stratodécroissantes. L'Autunien est surtout développé en Languedoc. Le volcanisme se décompose en 2 cycles, tour à tour calco-alcalin puis alcalin. Il est très puissant en Provence, en bordure de l'Axe Volcanique Corso-sarde. La tectonique fut tour à tour compressive, puis distensive, ordonnée selon les axes EW hérités de l'orogenèse hercynienne. Les mouvements furent successivements transpressifs dextres, puis extensifs, puis décrochants senestres. C'est là le moteur de l'évolution de la dynamique permienne, période de transition entre l'orogenèse hercynienne et l'ouverture alpine.

ABSTRACT.- At the periphery of the great basin of South Eastern France, the small permian basins, with continental filling, have recorded the passage from the variscan cycle to the alpine cycle. The strong sedimentation is ordered in three fining up and thining up megasequences. The Autunian is especially developed in Languedoc. The volcanism is composed of 2 cycles, alternatively calco-alkaline and alkaline. It is very abundant in the Provence, on the border of the "Corso-Sarde" volcanic axis. The tectonic was, alternatively compressive, then distensive, ordered following the E-W axis inherited from the hercynian orogeny. The movements were successively made up of dextral transpressive, extensive then sinistral strike-slip faults. These are the evolutionary characteristics of the permian dynamic, transitionary period between hercynian orogeny and alpine opening.

A la périphérie du bassin alpin du Sud-Est, affleurent de petits bassins permiens. Ils sont remplis de puissantes séries continentales, souvent entrecoupées de roches volcaniques. L'étude de ces bassins permet de reconstituer la dynamique des temps permiens, c'est-à-dire le passage du système varisque au cycle alpin. En terme de dynamique de bassins, il s'agit du remplacement des bassins syntectoniques carbonifères par les bassins tardi-orogéniques (= intramontagneux) permiens avant l'ouverture des fosses triasiques.

Dans ce travail, nous nous proposons de paralléliser les évolutions sédimentaire, magmatique et tectonique en comparant les bassins de la bordure active Sud-Est (Provence) à ceux de la bordure plus passive Nord-Ouest (Languedoc). Il est certain qu'une interprétation globale devrait également intégrer la sédimentation du secteur rhodanien, dans l'axe du bassin du Sud-Est. Mais, en raison de l'épaisseur du remplissage méso-cénozoïque, ces bassins restent encore inconnus en l'attente d'une exploration géophysique profonde.

* Université de Nice, Géologie-Géochimie, UA 725, 06034 NICE Cedex.
** Géodynamique des Bassins sédimentaires, C.U.R.S., Université de Pau.
*** ORSTOM, 213, Rue Lafayette , 75480 PARIS Cedex 10.

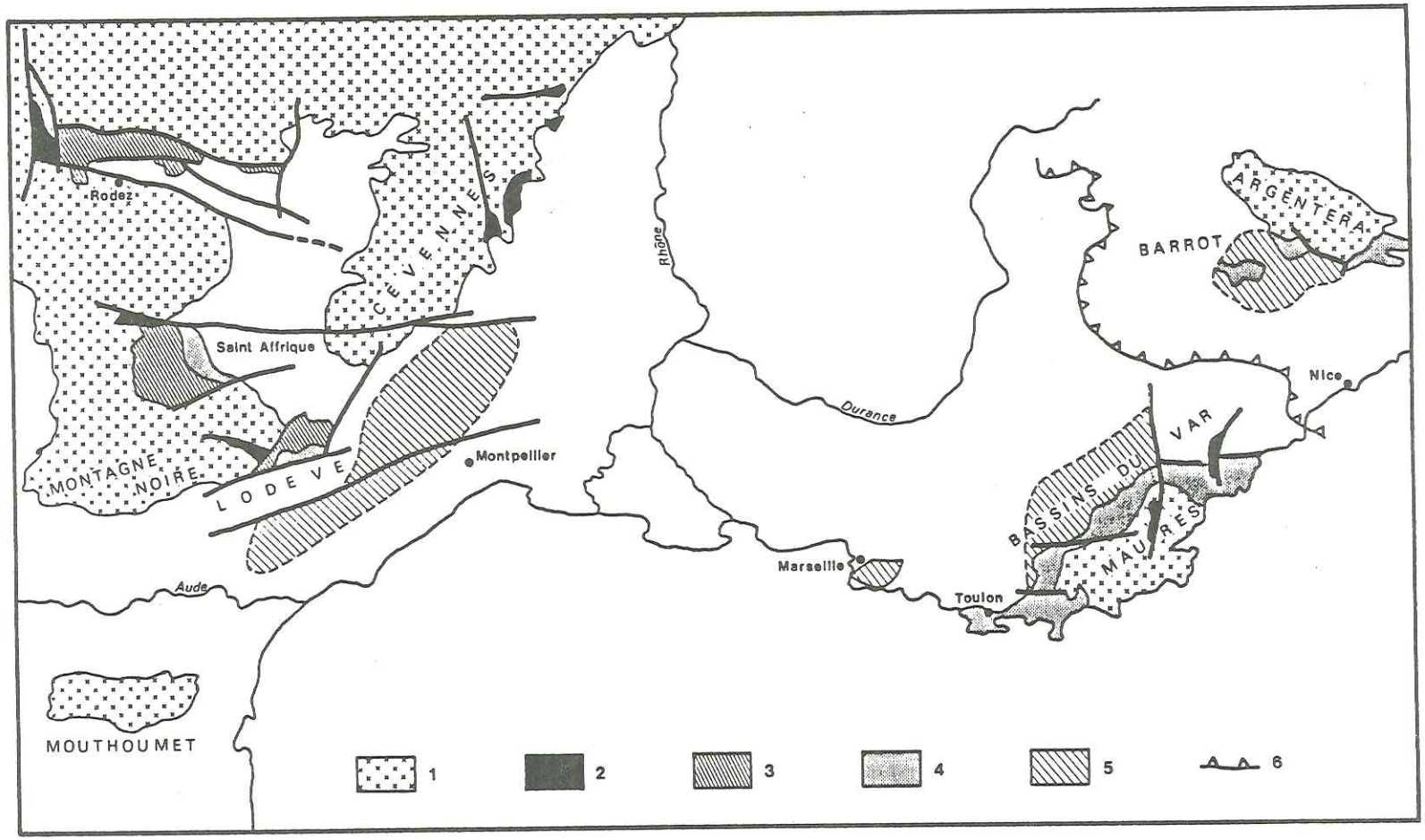


Fig. 1 – Localisation des bassins permiens dans le S-E (d'après JACOB et DEBEGLIA, 1984).

1 : Socle ; 2 : Carbonifère ; 3 : Autunien ; 4 : Saxono-Thuringien ; 5 : Bassin caché ; 6 : Chevauchement alpin.

I - ANATOMIE DES BASSINS - CHRONOLOGIE DU REMPLISSAGE

La figure 1, inspirée de celle établie par C. JACOB et N. DEBEGLIA pour la synthèse du Sud-Est (BRGM, édit., 1984) montre l'anatomie actuelle des bassins permiens affleurants (ou sub-affleurants) dans le Sud-Est de la France.

A - Géométrie des bassins

Ils se répartissent en 2 secteurs.

1. Le secteur provençal (au S-E)

C'est un domaine caractérisé par un volcanisme épais et un remplissage d'âge Saxono-Thuringien. Le chevauchement alpin de Castellane sépare deux ensembles :

- les bassins du Var, en avant du Paléozoïque des Maures. Ce sont des bassins rhomboédriques dont une partie du remplissage est caché par les dépôts jurassiques ;
- le Dôme du Barot et les petites cuvettes de bordure de l'Argentera.

2. Secteur languedocien (au NW)

Il se développe à la périphérie de la chaîne varisque du Massif Central. Ce sont les bassins de Lodève, de SaintAffrique et de Rodez, à remplissage essentiellement autunien pauvre en volcanisme. Les bassins sont allongés selon des directions EW. L'exploration de sub-surface a montré l'existence d'un autre bassin, caché, au Nord de Montpellier.

B - Chronologie du remplissage

Faute de datations paléontologiques précises, nous retiendrons un découpage mégaséquentiel.

1. La mégaséquence A

Elle est généralement rapportée à l'Autunien. Elle est surtout développée en Languedoc, où elle correspond à des séries fines (pélites et sables fins) rouges en surface et noires en profondeur. C'est l'essentiel du remplissage du Bassin de Lodève où la matière organique a fixé de l'Uranium. On le retrouve dans les bassins de Saint-Affrique et Rodez.

En Provence, cet intervalle est occupé par des assises volcano-sédimentaires peu épaisses (formation de l'Avellan).

2. Les mégaséquences B et C

C'est le complexe plus grossier du Saxono-Thuringien. Il s'est surtout déposé en Provence (Fig. 2). Dans le Dôme du Barot (C. VINCHON, 1984), il s'agit de 2 séquences de 4ème ordre, strato et granodécroissantes qui correspondent peut-être au Saxonien et au Thuringien. Dans les bassins du Var, étudiés par N. TOUTIN (1980), nous proposons de reconnaître ces 2 séquences, séparées par la grande coulée rhyolitique A7.

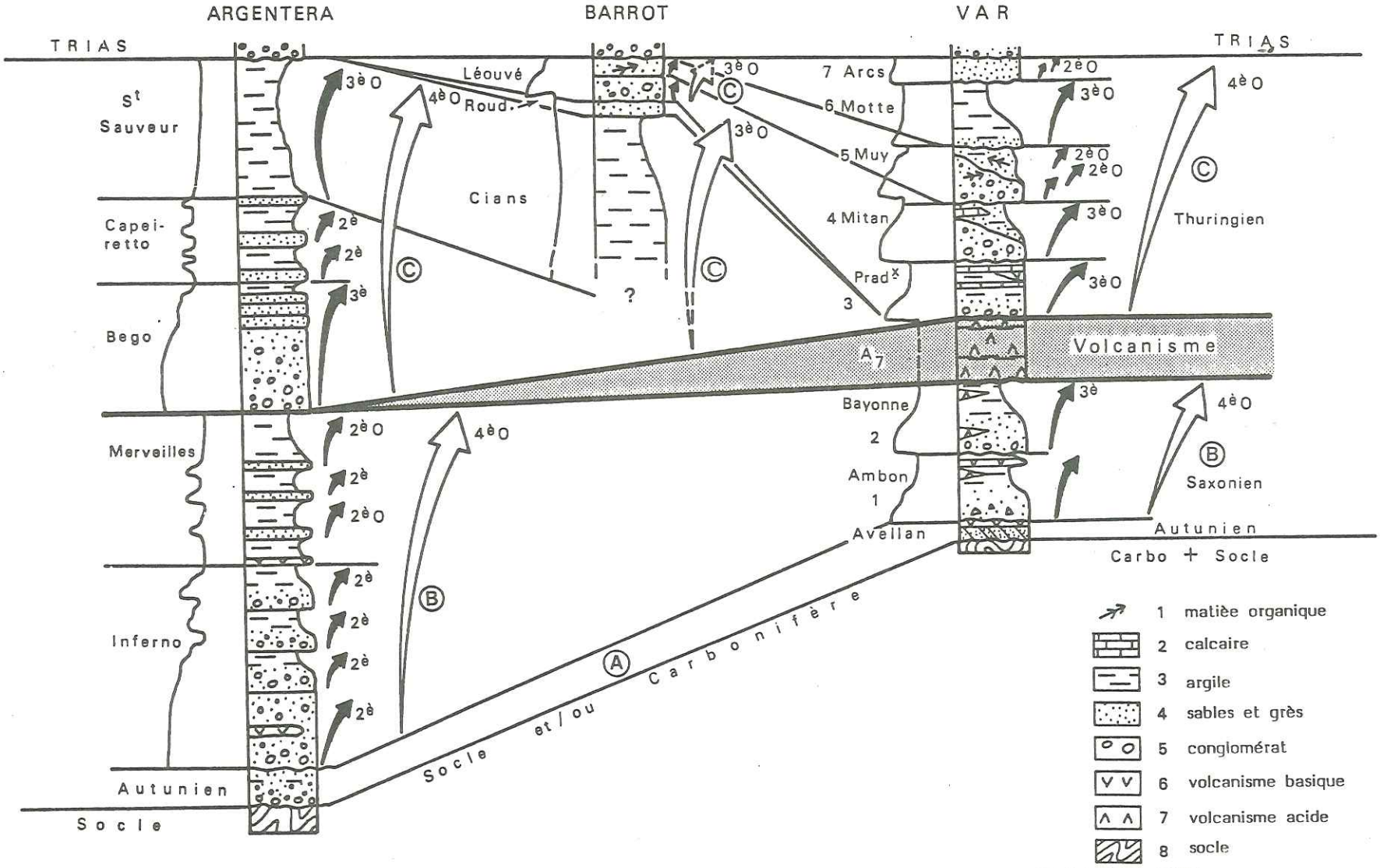


Fig. 2 - Parallélisme entre les séries du Var et de l'Argentera-Barrot (d'après VINCHON et TOUTIN-MORIN, 1984).

C - Caractéristiques sédimentaires

La sédimentation appartient aux faciès de "red beds" (TURNER, 1980), c'est-à-dire à des séries essentiellement continentales à dominante argileuse ou argilo-sableuse.

1. Organisation séquentielle

A l'échelle mégaséquentielle (5ème ordre) c'est un ensemble qui s'affine granodécroissant, allant de termes conglomératiques à des dépôts fins, parfois calcaires.

Aux ordres inférieurs (4ème et 3ème), les séquences sont encore granodécroissantes, mais on doit noter des retours de termes grossiers en base de séquences. Cela est particulièrement net dans le Bassin du Var, en Provence où des cônes alluviaux s'installent (DELFAUD et TOUTIN, 1988). Ces reprises d'érosion sont déclenchées par des mouvements tectoniques.

2. Grandes conditions géochimiques

Le minéral argileux cardinal est l'illite comme dans les séries rouges de climat tropical à méditerranéen. Une aridification du climat est perceptible verticalement, perturbée par des tendances plus froides liées à l'édification de reliefs sur les bordures (conditions de piémont).

Le cortège d'oligo-éléments confirme un confinement qui ne va pas jusqu'au dépôt d'évaporites. Il s'y mêle des minéraux détritiques, arrachés au socle et des apports volcaniques variés.

Ces caractéristiques sont celles d'une molasse post-orogénique accumulée dans des bassins intramontagneux (TOUTIN et DELFAUD, 1987).

II - LE VOLCANISME SYNSEDIMENTAIRE

Des cinérites et tufs volcaniques sont partout présents. Mais ils se développent surtout dans les bassins de Provence à l'approche de l'axe volcanique corso-sarde.

A - Les deux cycles volcaniques

Le volcanisme de Provence occidentale et de la Corse a été étudié par GONDOLO et TOUTIN-MORIN (1988). Ils distinguent deux grands cycles :

1. Le premier cycle à dominante calco-alcalin, est particulièrement net en Corse. Il n'a que peu affecté la Provence. Il date de l'Autunien. En Corse, il correspond à une série relativement complète qui va des andésites aux rhyolites. En Provence, il ne s'agit que d'assises volcano-sédimentaires riches en zircons.

2. Le second cycle de caractère alcalin, se développe au Saxono-Thuringien et peut durer, localement, jusqu'au Trias.

En Corse, il s'agit de grands strato-volcans à caldeira qui ont émis des laves de composition bimodale rhyolite-basalte.

En Provence, il se traduit par des magmas alcalins acides et basiques. Ce sont des coulées ou filons couches basaltiques et des édifices pyromédiques et des coulées rhyolitiques, comme la grande coulée A7 datée de 270 Ma.

B - Signification géodynamique

1. Historiquement, ces deux cycles traduisent des changements dans le système des déformations. Le premier cycle est pétrographiquement lié à une période orogénique de subduction-collision qui clôture l'histoire de la chaîne varisque. Le second cycle, formé en régime distensif, accompagne l'ouverture des bassins post-orogéniques.

2. Géographiquement, on peut reconstituer un axe volcanique centré sur la Corse et la Sardaigne (VELLUTINI, 1977).

La figure 3 montre ainsi une zonation allant de cet arc vers un avant-pays varisque (le Massif Central). Cette disposition est donc antérieure à la rotation, alpine, de l'ensemble corso-sarde. On doit également effacer les effets du chevauchement de Castellane et ramener l'ensemble Argentera-Barrot dans une position plus méridionale.

Enfin, il serait intéressant d'étudier le devenir de cette zone volcanique permienne, vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'édifice pyrénéen.

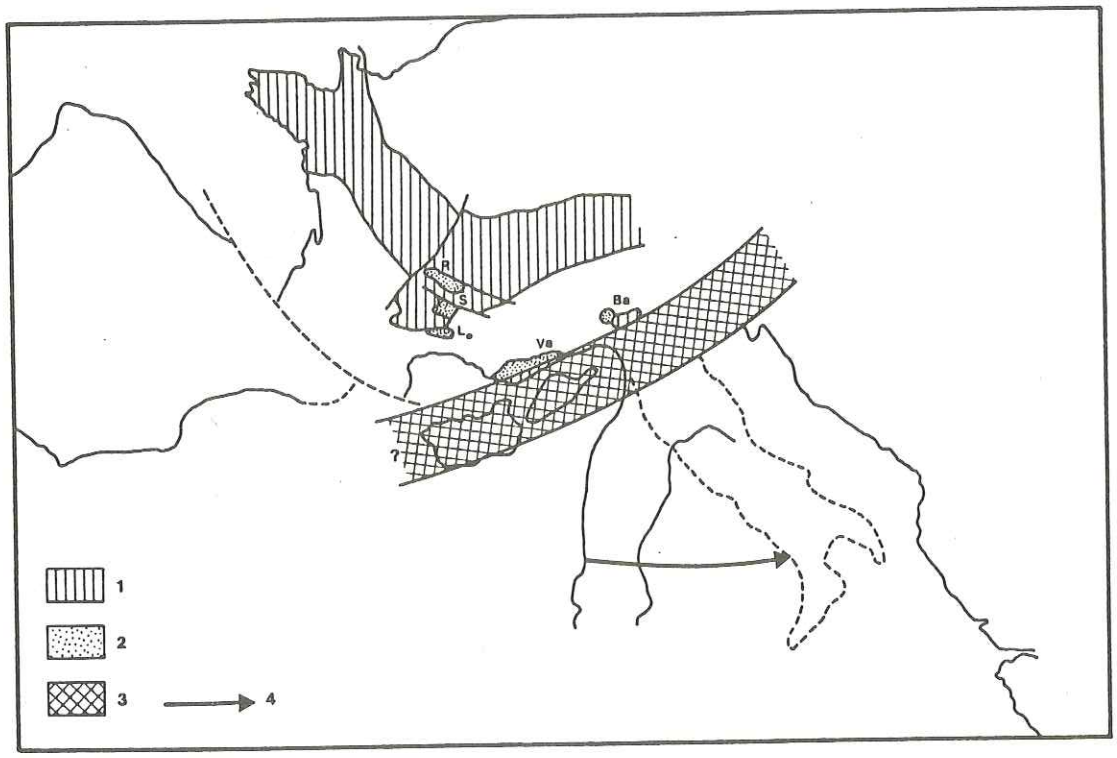


Fig. 3 - Organisation globale des bassins permiens du S-E avant les mouvements alpins. Arc volcanique d'après VELLUTINI, 1977.

1 - chaîne varisque
2 - Bassins Permiens : Ba Barrot, Lo Lodève, R Rodez, Va Var, S Saint Affrique
3 - Arc Volcanique Corso-sarde
4 - Déplacement alpin de l'Italie

III - TECTONIQUE ET FONCTIONNEMENT DES BASSINS

Trois phases peuvent être distinguées dans cette période qui assure la transition entre la chaîne varisque et le cycle alpin.

A - Les compressions Stéphanien - Autunien p.p.

Durant le Stéphanien, les bassins fonctionnent encore en compression, suivant des directions N/S (Bassins du Luc en Provence) ou EW (Bassin de Graissessac en Languedoc).

Dans le Var, l'étude de BAUDEMONT (1985) montre un régime de compression EW à NE-SW qui se traduit par des failles inverses décrochantes conjuguées qui succèdent à un plissement.

A Graissessac, ARTHAUD (1977) envisage un grand décrochement EW dextre perturbé par des accidents de deuxième ordre NW-SE.

Tout ceci est compatible avec une direction de raccourcissement orientée N 140 E.

B - La distension Autunien supérieur-Saxonien

Elle est particulièrement bien visible dans le demi-graben EW de Lodève guidé par une ancienne faille tardi-hercynienne EW (SEGURET, 1977). Dans le Var, ce sont des jeux normaux contemporains de la série tuffique. Cette extension se traduira également par le volcanisme du second cycle.

C - Les bassins sur décrochement du Saxono-Thuringien

Ce type est fourni par les bassins du Var que nous avons interprétés (TOUTIN et DELFAUD, 1984) comme des bassins rhombiques sur décrochement senestre EW.

L'étude de BAUDEMONT (1985) précise cette hypothèse en montrant un jeu normal senestre de failles motrices EW. Elles engendrent un effet de "pull-apart" avec le jeu normal senestre d'accidents d'ordre 1, orientés N 50 à N 70 et le jeu normal d'accidents d'ordre 2, orientées N 20.

La figure 4 schématise ces trois dispositions successives en montrant le rôle de l'héritage varisque, avec la remobilisation d'accidents EW dans un système de contraintes qui évolue.

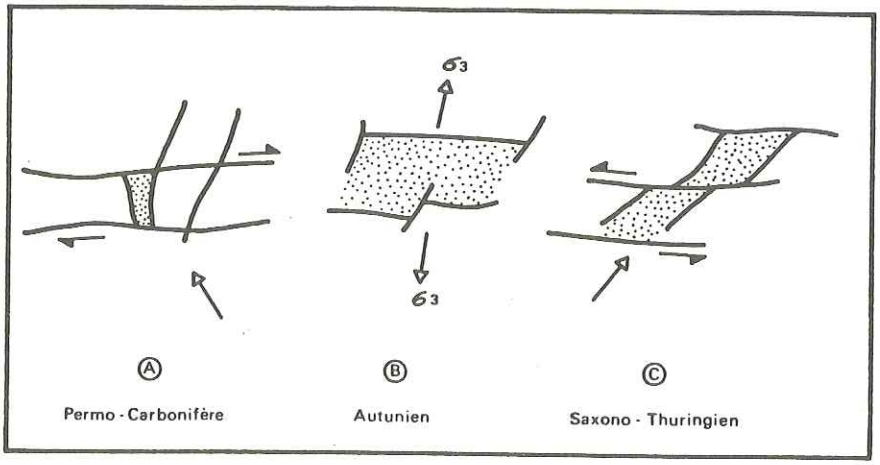


Fig. 4 - Modèles de formation des bassins Permo-carbonifères.

Ainsi, un modèle cohérent rend compte de la dynamique des petits bassins permiens situés dans le Sud-Est.

Magmatisme et resédimentation sont régis par un champ de contraintes qui évolue en fonction du déplacement vers l'Est de l'ensemble européen puis des premiers mouvements d'ouverture des bassins alpins.

L'héritage hercynien se compose d'accidents EW (bordures des bassins de Graissessac, du Var) et d'accidents subméridiens (tel la faille de Villefort). Il sera remobilisé à l'alpin tout en étant recoupé par les cassures SW-NE qui guideront l'ouverture, en grand, du bassin du Sud-Est.

BIBLIOGRAPHIE

AVRIL G. et DURAND M. (1986).- Confirmation de l'origine continentale du "Buntsandstein" du dôme de Barrot (Alpes Maritimes). 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, p. 6.

ARTHAUD F., MEGARD F. et SEGURET M. (1977).- Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, p. 147-188.

BAUDEMONT D. (1985).- Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectono-sédimentaire permienne du bassin du Luc (Var). Thèse Doc. de l'Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 204 p.

DELFAUD J., TOUTIN-MORIN N. et MORIN R. (1988).- Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux : la formation permienne du rocher de Roquebrune (Provence orientale). C.R. Acad. Sci. Paris (sous presse).

FAURE-MURET A. (1955).- Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. détaillée de la France, Paris, Impri. Nat., 3ème partie, les terrains sédimentaires primaires, p. 141-186.

GONDOLO A. et TOUTIN-MORIN N. (1988).- Le volcanisme de la Provence orientale et de la Corse. In Synthèse géologique du Permien français, B.R.G.M. Edit.

JACOB C. (1984).- Bassins des Causses. In Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. B.R.G.M., nº 125, p. 46-49, fig. 1-26.

JACOB C. et DEBEGLIA M. (1984).- Carte du Permien du SE in DEBRAND-PASSARD S., COUR-BOULEIX S. et LIENHARDT M.J., Synthèse géologique du SE, Mém. B.R.G.M., nº 125.

LOPEZ M. (1987).- Caractérisation de la sédimentation du faciès buntsandstein (formation inférieure) du Trias de Lodève, Sud de la France. Mém. hors série Géol. Alpine, nº 13, p. 91-101, 4 fig.

ODIN B. (1986).- Les formations permiennes, Autunien supérieur à Thuringien, du "bassin" de Lodève (Hérault, France) : stratigraphie, minéralogie, paléoenvironnements, corrélations. Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille, 392 p., 228 fig.

SERVAT E. (1963).- Observations sur le Trias de la bordure méridionale du Massif Central. In Coll. sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Mém. B.R.G.M., nº 15, p. 227-291, 4 fig.

TOUTIN N. (1980).- Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Doct. ès-Sciences, Univ. Nice, 2 t., 594 p., 104 fig.

TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J. (1984).- Un modèle de bassin continental intramontagneux tardi-orogénique : le Permien du Bas Argens (Var, France). 27º Congrès Géol. Int., Moscou, Sect. 01-03, Vol. I, p. 195-196

TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J. (1987).- Les facteurs régissant le détritisme permien dans le bassin du Bas Argens (Provence oriental) et leur expression dans la pétrographie des sédiments. Géologie Alpine, Mém. hors série, nº 13, p. 47-56.

TURNER P. (1980).- Continental red beds. Dev. in Sedimentol., 23, 562 p.

VELLUTINI P. (1977).- Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. ès-Sciences, Univ. Marseille, 317 p., 75 fig.

VINCHON Ch. (1984).- Sédimentogenèse et métallogenèse du Permien du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes, France). Document B.R.G.M. nº 70, 444 p.

VINCHON Ch. et TOUTIN-MORIN N. (1987).- Convergence des faciès et paléoenvironnements dans les bassins sédimentaires du Permien supérieur de l'Argentera-Barrot et de Provence orientale. Géologie Alpine, Mém. hors série nº 13, p. 57-67, 6 fig.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

LE "PERMOTRIAS" DE LA ZONE HOUILLERE BRIANCONNAISE IMPLICATIONS TECTONIQUES

par Jean Fabre* et Johannes Schade**

RESUME.- Dans la zone briançonnaise, on distingue, dans les couches de transition du Permien au Trias, le faciès "Verrucano" à l'Ouest, remaniant des volcanites acides, et le faciès "Permotrias" à l'Est, carbonaté et ne contenant à la base que des débris de socle ancien. Tous deux sont discordants sur leur substratum et représentent les dépôts corrélatifs d'une pénéplaine. L'étude des contacts Permotrias-gneiss du Sapey et Permotrias - Houiller à l'Ouest de Courchevel démontrerait l'âge alpin et non hercynien de la mise en place de la "nappe du Sapey".

ABSTRACT.- In the French Briançonnaise zone, the transition beds from Permian to Trias show two different facies : the western Verrucano facies, with quartz and rhyolitic pebbles, and the eastern "Permotrias facies" characterized by whitish and ankeritic sandstones and shales and reworked debris of the basement. Both facies lie unconformably on their basement : Permian volcanoclastics, upper carboniferous coaly shales and sandstones and crystalline schists. In the Central part of the zone houillère, the latter ("nappe du Sapey") lie unconformably on the Permocarboniferous and suggested a Variscan thrusting sealed by the "Permo-Trias". The study of the contact is in favour of an early Alpine thrusting of the internal margin of the zone Houillère upon the Central part.

La base des quartzites scythiens de la Zone Houillère briançonnaise est soulignée par le "Verrucano" (Cassinis et al., 1979) au Sud et le "Permotrias" au Nord. Des transitions existent entre ces faciès qui paraissent contemporains. Ils reposent tous deux sur différents termes du Permien, voire sur du Carbonifère ou des roches plus anciennes (Ruitor).

Afin de pouvoir discuter la signification géodynamique du "Verrucano-Permotrias", il est nécessaire de rappeler les termes stratigraphiques locaux utilisés pour les subdivisions du Permien.

Ellenberger (1958, p. 67), suivant en cela les idées de Gignoux & Moret (1948) sur l'existence de "deux Permiens", subdivisait le Permien de Vanoise en deux parts qu'il nommait "Néopermien" et "Stéphano-Permien". Il définissait le Néopermien comme les couches à faciès versicolore discordantes sur le Houiller ou le Stéphano-Permien. Fabre (1962, p. 90) distinguait le Stéphanien moyen sous le nom d'Assise de Courchevel et utilisait le terme "Eopermien" pour la partie inférieure du Permien. Ce terme exclut le Stéphanien mais ne traduit qu'une différence de lithologie, sans pour cela que ces couches soient datées par des fossiles. Le Néopermien a ensuite été subdivisé par Ellenberger (1966) en Néopermien supérieur, comprenant le "Permotrias" (et son équivalent "Verrucano" non mentionné par Ellenberger), et en Néopermien inférieur constitué par tout ce qui se trouve entre le Néopermien supérieur et la discordance médio-permienne sus-jacente à l'Eopermien.

* Institut Dolomieu, Unité Associée au CNRS (n°69), Université J. Fourier, Grenoble
** Département Géologie, Universiteit Stellenbosch, 7600 Stellenbosch, Afrique du Sud.

La présente étude est axée sur la signification sédimentologique et tectonique du "Permotrias" - "Verrucano" et sur la question de l'âge du charriage des gneiss du Sapey, attribué à l'Hercynien par Détraz (1984). Feys (1963) rapporte que le Verrucano fossilise des mouvements varisques dans la région de Briançon. La cartographie du massif de la Saulire (à l'Ouest de Courchevel) indique que le Permotrias y repose indifféremment sur les gneiss du Sapey et le Stéphanien. Il apparait donc que l'étude du "Permotrias" en général pourrait donner des indications sur la tectonique "tardivarisque" et que celle du Permotrias de la Saulire pourrait indiquer l'âge du charriage des gneiss du Sapey.

En même temps, on tentera de faire le point sur la sédimentologie du Permotrias briançonnais, treize ans après les synthèses du colloque sur le Verrucano tenu à Pise (1965).

1. LES DIFFERENTS FACIES

On se bornera à la description de quelques types en insistant sur ceux qui ont été revus récemment (Fig.1).

1.1. Le "Verrucano" de la région de Briançon

Dans cette région, le "Verrucano" représente seul le Permien et repose sur différents termes du Carbonifère. Il est bien reconnaissable à ses teintes vives qui tranchent sur le Houiller gris et noir et les quartzites blancs scythiens. Feys (1963) a montré qu'en dépit des variations d'épaisseur qu'il présente (quelques mètres à quelques dizaines de mètres, voire 50 à 100 m à l'Argentière), il constituait un manteau continu. En discordance cartographique sur les différents étages du Houiller, cette formation, où dominent les conglomérats, contient cependant peu de galets de son substratum mais surtout de quartz parfois rose, de jaspe rouge et de volcanites acides (autrefois nommées "liparites"). Tout se passe comme si l'on avait, par contraste avec le Houiller sous-jacent, un tri du matériel et une sélection des roches résistantes. Feys (1963) note une évolution vers un faciès plus fin au Nord (vallée de Névache) et un développement des oxydes de fer et des carbonates vers le Nord-Est (vallée Etroite), tous les deux annonçant le passage au faciès Permotrias.

1.2. "Verrucano" du massif des Sétaz

Sur la ligne de partage des eaux de la Durance et de l'Isère, à l'Est du col du Galibier, affleure un Permien composé de trois termes : Eopermien, Néopermien inférieur et Néopermien supérieur (Fabre, 1961 ; Fabre & Feys, 1966 ; Piantone, 1980, R. Fabre, 1982). L'Eopermien est d'origine détritique et chimique, formé de bancs de grès, de schistes et de carbonates. Le Néopermien inférieur, volcanique et détritique, montre, dans le vallon de la Ponsonnière, deux unités volcaniques séparées par des grès et des conglomérats à éléments de roches volcaniques. L'unité volcanique inférieure est de chimisme andésitique ; les dernières émissions, sous-jacentes au "Verrucano", sont des rhyolites ou ignimbrites potassiques qui paraissent être à l'origine des galets du Verrucano. Le Néopermien supérieur est de faciès "Verrucano".

1.3 "Permotrias" de Belleville

Dans la vallée des Belleville (Schade, 1983), on observe le passage du faciès "Verrucano", au Sud, au faciès "Permotrias", au Nord. Ce dernier est caractérisé par des grès conglomératiques clairs à quartz roses, cimentés par de la dolomie ankéritique. Comme le "Verrucano", il contient de nombreux galets de rhyolite, mais aussi des galets de granophyres clairs. Des schistes rouges, verts ou noirs s'intercalent entre ce "Permotrias" gréseux et les quartzites scythiens. La présence de grès noirs siliceux et de dolomie ankéritique à sulfures dans cette ambiance oxydante suggère l'existence, de temps à autre, de milieux de sédimentation réducteurs. Ce "Permotrias" surmonte un "Permien" comportant des schistes rouges et verts et des conglomérats à matériel volcanique. L'évolution du chimisme observée dans les volcanites du massif

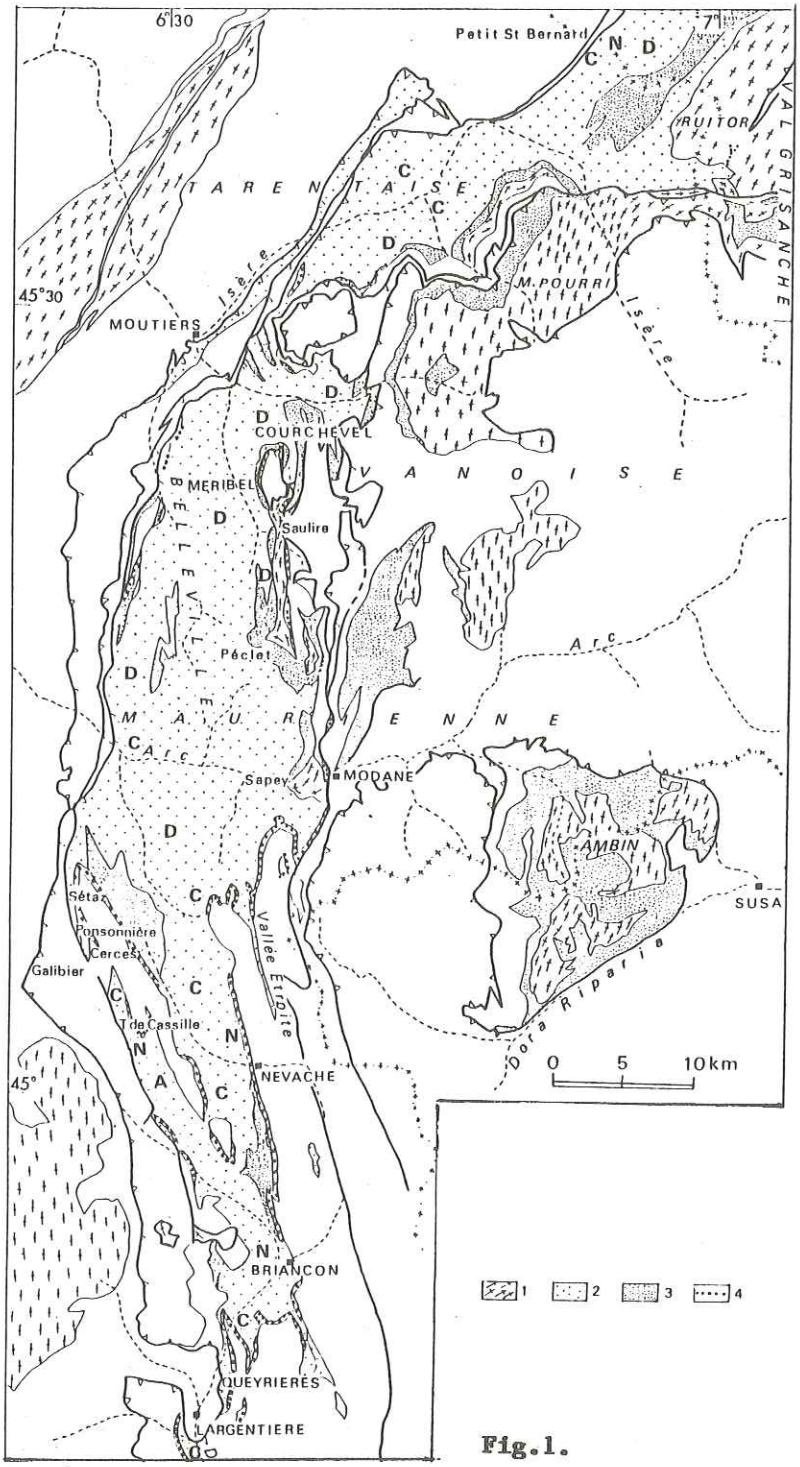
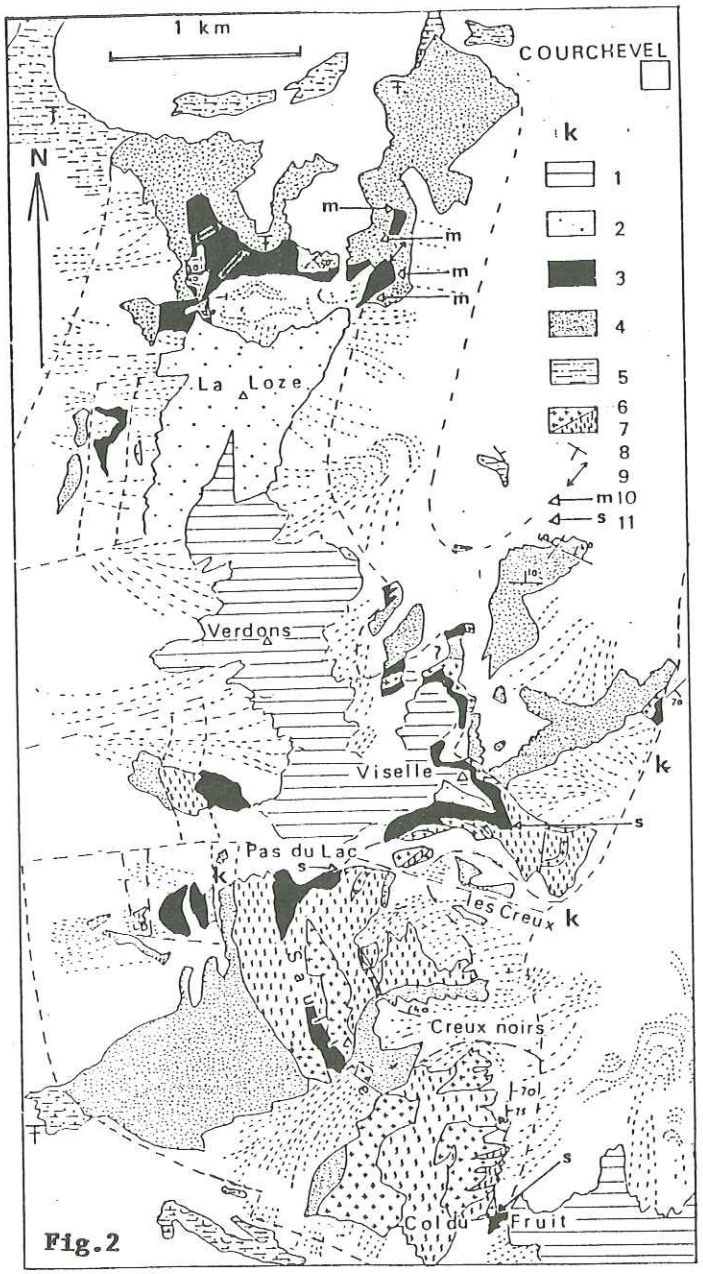


Fig.1.

Extension (schématique) du "Verrucano" et du "Permotrias" dans la partie française de la Zone Houillère briançonnaise.
1 : formations cristallophylliennes : massifs externes, unité Sapey et socle Ruitor de la Zone Houillère, unités de Vanoise septentrionale (Mont Pourri), Bellecôte, méridionale et Ambin.
2 : Houiller : N : Namurien ; A : Westphalien A ; C : Westphalien C ; D : Westphalien D et Stéphanien inférieur.
3 : Stéphanien moyen-supérieur grésoconglomératique et Permien volcano-détritique dans la Zone houillère, "Permien" indifférencié en Vanoise. 4 : Verrucano et Permotrias.



Permotrias et formations encaissantes dans le massif de la Saulire-la-Loze entre les vallées de Courchevel et de Méribel.
k : cargneules. 1 : couverture carbonatée. 2 : quartzites scythiens. 3 : Permotrias. 4 : formation grésoconglomératique de Courchevel, grise à la base (datée Stéphanien moyen) et versicolore au sommet. 5 : Houiller (Westphalien D daté). 6-7 : gneiss du Sapey (6. gneiss oeillés ; 7 : gneiss indifférenciés et micaschistes). 8 : pendages de la schistosité S1 (foliation). 9 : axes de plis de la dernière phase plicative (rétrocharriage). 10 : points où une mylonite a été observée à la base du Permotrias. 11 : points où le contact Permotrias/gneiss du Sapey paraît stratigraphique. NB : la plupart des affleurements des versants sont glissés. Toutefois les décalages que l'on observe sont dûs aussi à des failles verticales tardives bien visibles dans les calcaires des Verdons où elles sont minéralisées (Cu).

des Sétaz se retrouve dans ces sédiments : le Houiller et le "Permien" sont à plagioclase sodique tandis que le "Verrucano", le "Permotrias" et le Scythien contiennent des feldspaths potassiques.

1.4 "Permotrias" du bord oriental de la zone houillère

Dans cette région, le "Permotrias" affleure dans les massifs de Péclet (au Nord de Modane) et de la Saulire (entre les vallées de Courchevel et de Méribel). Dans le massif de Péclet, le "Permotrias" repose sur les gneiss du Sapey. Détraz & Loubat (1984) ont montré que les gneiss du Sapey y contiennent une paragenèse métamorphique anté-alpine semblable à celle du socle anté-Houiller du Ruitor. Détraz (1984), dans son étude du massif de Péclet, conclut à une allochtonie de ce socle ancien sur le Houiller et un âge hercynien tardif (phase saalienne médiopermienne) pour leur mise en place.

Dans le massif de la Saulire, le "Permotrias" tectonique repose au Sud sur les gneiss du Sapey et au Nord sur l'Assise de Courchevel (Stéphanien). En raison de son intérêt particulier, on se limitera dans ce qui suit à l'étude du "Permotrias" du massif de la Saulire (Fig.2).

1.4.1. Description lithologique et subdivisions

Le "Permotrias" du massif de la Saulire se compose, lorsqu'il est complet, de deux termes.

- un ensemble inférieur conglomératique,
- un ensemble supérieur gréseux, schisteux et carbonaté.

a) L'ensemble inférieur

Ce terme est constitué de quelques cm à quelques m de conglomérat polygénique clair où dominent les galets de gneiss, notamment des gneiss rubanés ou oeillés rappelant ceux du Sapey ou du Ruitor, des micaschistes, des quartzites fins, gris-verdâtre, des quartzites mylonitiques, des quartzites violacés et du quartz blanc. Les galets que l'on pourrait attribuer au Houiller (schistes noirs ou grès fins micacés) sont toujours très rares et douteux. La matrice est quartzeuse ou quartzofeldspathique avec une certaine proportion de dolomie. La calcite comme la séricite des joints parait secondaire. Les éléments sont hétérométriques (quelques mm à 20 cm, en général 1 à 4 cm) Les uns sont bien roulés (arrondis à subarrondis) ; les autres subanguleux, paraissent n'avoir subi qu'un transport limité. Quelques uns, à faces planes, suggèrent une érosion éolienne. On n'y reconnait nulle part de stratifications obliques ou de chenaux individualisés. Le conglomérat du Saint Bernard, près de Modane, considéré comme Néopermien inférieur par Ellenberger (1966), pourrait représenter une lentille épaissie de cet horizon.

b) L'ensemble supérieur

Ce terme, hétérogène, est constitué par 10 à 20 m (en moyenne) de grès grossiers clairs, à dragées de quartz blanc ou rose disséminées et lentilles ou noyaux carbonatés bruns. Il s'y intercale 3 ou 4 lits de grès fins schisteux ou de siltites blanc verdâtre, épais de quelques cm à 2 ou 3 dm et qui, dans un cas, suggèrent une méta-cinérite. Les carbonates ont été remobilisés secondairement mais la plus grande partie est bien primaire, sédimentaire, puisqu'on les trouve parfois remaniés dans le grès sus-jacent sous forme de petits blocs plus ou moins anguleux. Les éléments de gneiss ont disparu dès les premiers dcm. Les bancs, pluridécimétriques, montrent, en dépit des deux schistosités alpines, des reliques de stratification en gouttière ou de sens opposé et des surfaces à rides. Tout ceci suggère un milieu de type plutôt littoral, agité ou calme suivant les moments, oxydant et bien lessivé. Ce milieu est donc bien différent du précédent, car ici seules subsistent des dragées de quartz dont certaines ont gardé leur pigment hématitique dans les fissures du grain mais ont perdu leur patine externe. Cet ensemble supérieur est séparé des quartzites scythiens par quelques m à une dizaine de m de siltite ou de grès fin blanc-verdâtre et violets comportant des lentilles dolomitiques ou ankéritiques.

1.4.2. Nature du contact basal

Dans le massif de la Saulire, le contact du "Permotrias" sur les gneiss du Sapey semble bien stratigraphique, tant au Pas du Lac (Ellenberger, 1966) qu'au Col du Fruit, ou à la Viselle.

Au Col du Fruit,nous pensons reconnaître, en dépit de la déformation alpine, une zone de 2 à 3 m maximum constituée par une arène, entre les orthogneiss oeillés et les grès grossiers clairs à galets plus ou moins anguleux de quartz et de gneiss fins rubanés et lentilles carbonatées. Ellenberger (1966) signale un contact analogue au Sud de Modane. A l'Est de la Viselle, le "Permotrias", représenté par des grès grossiers à galets disséminés (dont quelques quartz roses) et lentilles de dolomie ferrifère, repose en discordance angulaire sur des gneiss fins gris par l'intermédiaire de 5 à 20 cm d'un grès schisteux à grains de quartz ronds et minces lentilles de carbonate à mouches de sulfures. Le substrat cristallophyllien est décoloré sur environ 30 cm. Cette zone altérée est parallèle au contact et à la stratification du "Permotrias". Elle est oblique sur les deux systèmes de schistosité alpine.

Au Nord du massif (la Loze), le "Permotrias" repose en discordance angulaire (Fabre 1961) sur les grès et conglomérats verts ou gris de l'Assise de Courchevel. Cependant le contact est ici souligné par un niveau mylonitique de quelques dcm à plusieurs m d'épaisseur. Ce niveau englobe des écailles de grès vert et ne montre pas de développement de carbonates. Les écailles de grès verts semblent représenter des débris des couches bigarrées présentes dans la partie supérieure de l'Assise de Courchevel au Nord du massif de la Saulire (Est des Verdons et Creux Noirs) et dans le massid de Péclet.

1.5. "Permotrias" du Ruitor interne

Lors d'une tournée commune, Caby nous a montré, au revers oriental du massif du Ruitor, un "Permotrias" directement plaqué sur le socle anté-Houiller. Cette petite formation (quelques m) quartzeuse et albitique, claire, avec ses niveaux à petits galets de quartz et ses zones ankéritiques très régulières de quelques cm d'épaisseur, espacées de quelques dcm, paraît bien comparable au "Permotrias" qui surmonte les gneiss du Sapey à Courchevel, ceci en dépit du degré de déformation et de métamorphisme alpin plus intenses. Comme à Courchevel, les quartz roses n'apparaitraient pas dès la base mais plusieurs mètres au-dessus du contact.

2. TECTONIQUE PRE-ALPINE ET ALPINE

Dans la région de Briançon, Feys (1963) a démontré la discordance stratigraphique du Verrucano sur un Houiller d'âge Westphalien inférieur et moyen : la discordance est cartographique sauf en quelques points (ravin de Queyrière, Tête de Cassille) où une discordance angulaire de 30° à 70° est localement visible. En Tarentaise, Fabre (1961) montre l'existence d'une discordance cartographique entre le Westphalien supérieur - Stéphanien inférieur (Assise de Tarentaise), d'une part, et le Stéphanien moyen daté de l'assise de Courchevel sus jacente, d'autre part. Cette discordance correspond à la fin de la sédimentation houillère dans la zone briançonnaise et traduit l'existence d'une phase "asturienne". Les arkoses et les conglomérats polygéniques riches en galets de gneiss témoignent d'une surrection du bord oriental du fossé carbonifère - une tendance positive qui va, on le verra, se perpétuer jusqu'à la fin du Permien au moins. Cette phase de mouvements verticaux amorce le volcanisme, d'abord calco-alcalin, puis alcalin caractéristique du Permien de la Zone Houillère.

Par contre, les discontinuités postérieures n'ont pu encore être bien caractérisées. La discordance "saalienne" (médio-permienne) admise jusqu'ici (Ellenberger 1966, Fabre et Feys 1966) est parfois contestée (Shade 1983). Au contraire des conglomérats qui se déposent à partir du Stéphanien moyen, ceux du "Néopermien inférieur" ne contiennent, tout au moins à la Ponsonnière, que des galets de volcanites semblables à celles de l'encaissant et seules les fortes différences

d'épaisseur et l'importance du magmatisme suggèrent une tectonique en distension, insuffisante cependant pour faire affleurer le socle. Quant à la phase "palatine", Ellenberger insiste (1966) sur son inexistence dans la zone briançonnaise, et à juste raison.

Reste donc le problème de la mise en place des gneiss du Sapey. On a vu que l'examen des contacts revèle que, si le "Permotrias" parait bien autochtone sur l'unité du Sapey, il ne paraît pas l'être sur l'assise de Courchevel. Le charriage des gneiss du Sapey doit donc être plus tardif et fait très probablement partie de l'orogenèse alpine au Tertiaire.

Par ailleurs les unités charriées sont affectées par la schistosité transverse liée aux premières déformations pénétratives de la phase méso-alpine, ainsi que par celle, plus grossière, liée à la classique phase de rétrocharriage. Le charriage des écailles du Sapey est donc très précoce et probablement contemporain de la première mise en place des nappes briançonnaises qui se fait sans apparition de schistosité, donc à un niveau structural élevé. Or le charriage envisagé se fait sur l'Assise de Courchevel, ce qui suggère que le bâti briançonnais était déjà fortement érodé.

Le matériel charrié comprend du Permo-Trias reposant directement sur le socle. Ce qui amène 2 remarques :

1. Cette disposition est caractéristique de la partie orientale de la zone houillère. On la retrouve jusqu'au Ruitor (Fabre 1961, Baudin 1987). C'est donc à l'Est de cette zone houillère qu'il faut enraciner la "nappe du Sapey".

2. Le charriage n'implique nulle part de formations plus récentes que le Permien, ce qui peut suggérer, s'il est vraiment alpin, un chevauchement très plat. Mais, curieusement, le contact gneiss du Sapey-Houiller n'est pas souligné par des mylonites analogues à celles découvertes à la Loze entre le Permo-Trias et l'assise de Courchevel.

Quel que soit son âge, le charriage est donc d'ampleur importante et l'unité chevauchante mérite le nom de "nappe du Sapey" (terme dû à H. Loubat, inédit). Le charriage appartient sans doute à une phase alpine relativement précoce, précédée d'autres phases de déformation sans doute aussi alpines.

3. CARACTERES COMMUNS AUX DIFFERENTS FACIES

Dans la zone houillère, le "Permotrias" n'est nulle part très épais : de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Il n'atteint jamais les puissances relevées dans le "Permien" sous-jacent : 300 à 600 mètres par exemple pour le "Néopermien inférieur" de la Ponsonnière dans le massif des Sétaz. On n'y trouve pratiquement pas de débris de Houiller, mais beaucoup de galets et de roches de socle, à l'Est, et uniquement dans les couches de base. Au-dessus, seules subsistent des dragées de quartz roses témoignant d'une rubéfaction antérieure.

Les faciès septentrionaux, de l'Ouest (Belleville) comme de l'Est, sont des grès grossiers siliceux, pauvres en argile et contenant des feldspaths potassiques et sodiques détritiques alors que les micas blancs détritiques, si communs au Houiller, manquent quasi complètement.

Ceci implique l'existence, juste avant le dépôt du "Permotrias", d'une part, d'un volcanisme acide qui serait très développé dans la zone houillère mais manquerait ou serait beaucoup moins développé à l'Est où affleurait le socle et, d'autre part, une pénéplanation très poussée.

Les mêmes couches de base sont caractérisées, en Maurienne et en Tarentaise, comme dans le Val Grisanche, par des lits carbonatés synsédimentaires et des nodules pédogénétiques retrouvés remaniés dans les couches immédiatement sus-jacentes. Ces dolomies ankéritiques, en particulier près du contact de base, peuvent contenir des sulfures (pyrite, chalcopyrite).

4. EVOLUTION DU MILIEU DE DEPOT

L'évolution de la sédimentation du "Permotrias", granodécroissante, suggère le schéma suivant :

- Tout d'abord, la rapide fossilisation de sols à nodules carbonatés, d'arènes et de cailloutis autochtones à peine remaniés et conservés dans des creux de la pénéplaine.
- Puis les grès, avec ou sans dragées, qui constituent la masse du "Permotrias", traduisent un lessivage et un tri sédimentaire poussés. Argiles et micas détritiques sont éliminés. Ceci est cohérent avec les stratifications obliques décimétriques opposées qui suggèrent un milieu littoral. Les lentilles carbonatées comme les intercalations silteuses correspondraient à des lieux de confinement temporaire. Ni franchement continentaux, ni franchement marins, ces niveaux évoquent ces zones intermédiaires ("lagunaires") qui peuvent être si vastes sur les cratons pénéplanés.
- Les quartzites scythiens, à rides de courant, représenteraient la resédimentation, dans un milieu analogue, des sables quartzofeldspathiques bien lessivés et vannés d'un système de dunes pénécontemporain.

CONCLUSION

"Verrucano" et "Permotrias" cachètent ainsi les déformations varisques. L'allure de la discordance basale montre, jusqu'à preuve du contraire, que les déformations subies pour le Carbonifère supérieur et le Permien sont alors limitées à des mouvements verticaux, des bombements. Ils apparaissent d'abord au Sud, au Westphalien, attestés par les écoulements (Mercier et Beaudoin, 1984), puis sur la marge orientale du sillon houiller lorsque le bassin est envahi, à la fin du Stéphanien inférieur, par des cailloutis venus de l'Est. Les quelques points où Feys (1963) a signalé une discordance angulaire nous semblent correspondre à des flexures localisées contre des failles.

Ainsi, au contraire d'autres bassins houillers français comme celui des Cévennes ou du Nord, où des phases tardi-varisques et/ou permiennes se manifestent par des plis et de vastes cisaillements (v. par ex. Raoult, 1986), la Zone houillère briançonnaise serait demeurée en marge de la chaîne, dans un domaine en distension pendant toute la fin de l'événement varisque. Ce résultat inattendu devrait être confirmé.

Dans l'évolution géodynamique régionale le "Permotrias" -"Verrucano" souligne aussi un moment exceptionnel. Il succède aux mouvements verticaux tardi-hercynien, puis à la distension et aux volcanismes du Permien. Mais loin de représenter, comme les formations précédentes, des accumulations tardi-à post-orogéniques, il traduit le début d'une transgression sur une pénéplaine qui parait s'être étendue bien au delà de la région étudiée.

Sans méconnaître de possibles enchaînements des distensions permiennes et de celles, pré-alpines, qui apparaîtront au Trias-Jurassique, on peut schématiquement considérer que le "Permotrias" dans la zone houillère briançonnaise, marquerait ainsi une pause et scellerait l'histoire sédimentaire et tectonique du Paléozoïque.

Quant à l'âge de cette formation, non datée directement, on peut remarquer qu'elle se situe dans une position comparable aux couches à Bellerophon des Alpes méridionales (Cassinis et al., 1984) qui, elles aussi, surmontent une série permienne comparable à notre "Néopermien inférieur", mais dénommée là "Verrucano". Ces couches à Bellerophon scellent aussi un cycle hercynien et amorcent une transgression marine qui atteindra le Briançonnais au plus tard au Scythien supérieur semble-t-il. L'âge permien terminal de ces couches pourrait être aussi celui de notre "Permotrias".

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BAUDIN, T. (1987). Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco)-italiennes) : évolution structurale d'un socle briançonnais. Thèse Univ. Grenoble, 1, 259 p.

CASSINIS, G., ELTER, G., RAU, A., TONGIORIGI, M. (1979). Verrucano : a tectofacies of the Alpine-Mediterranean Southern Europe. Mem.Soc.Géol.Ital., 20, (1979), 135-149.

CASSINIS, G., GIANOTTI, R., VANOSSI, M. (1986). Confronti nella successione tardo-ercinica delle Alpi Liguri e delle Alpi meridionale. Mem.Soc.Géol.Ital, 28 (1984), 331-352.

DETRAZ, G.(1984). Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3è cycle, Grenoble, 163 p.

DETRAZ, G. & LOUBAT,H. (1984). Faciès à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des gneiss du Sapey (Vanoise, Alpes françaises). Géol.Alp., 60, 5-11.

ELLENBERGER, F. (1958). Etude géologique du Pays de Vanoise. Mem.Serv.Carte Géol.Fr., 561 p.

ELLENBERGER, F. (1966). Le Permien du Pays de Vanoise. Atti. del Symp. sul Verrucano. Soc.Toscana Sc. Nat., Pisa 1965, 170-211.

FABRE, J. (1961). Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise. Mem.BRGM, n°2, 315 p.

FABRE, J. & FEYS, R. (1966). Les séries bariolées du massif de Rochachille, leurs rapports avec le "Verrucano" de Briançon et les "Permiens" de Maurienne et de Tarentaise. Atti. del Symposium sul Verrucano, Soc.Toscana Sc. Nat., Pisa 1965, 143-169.

FABRE, R. (1982). Le Paléozoïque briançonnais au Nord de Névache : analyse des déformations alpines d'un secteur de la zone "axiale" briançonnaise. Thèse 3è cycle, Grenoble, 318 p.

FABRE, R., GIDON, M. & TRICART, P. (1982). La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au Nord de Névache. Géol. Alpine, 58, 31-52.

FEYS, R. (1963). Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). Thèse Paris, 1957, Mém. B.R.G.M., n°6, (1963), 387 p.

GIGNOUX, M. & MORET, L. (1948). Le Permien des zones externes des Alpes françaises". C.R.Acad.Sci., Paris, 226, 853-856.

MERCIER, D. et BEAUDOIN, B. (1987). Révision du Carbonifère briançonnais : stratigraphie et évolution du bassin. Géologie Alpine, Mém. h.s., n°13, (1987), p. 25-31.

PIANTONE, P. (1980). Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie. Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 214 p.

RAOULT, J.F. (1986). Le front varisque du Nord de la France d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. Rev.Géol.dyn.Géogr., 27, 247-268.

SCHADE, J. (1983). Le synclinal de St Martin de Belleville et son Permien uranifère. Thèse 3è Cycle, Grenoble, 250 p.

SEQUELLES DU CYCLE HERCYNIEN ET PREMICES DU CYCLE ALPIN DANS LA SEDIMENTATION DU SUD-EST MEDITERRANEEN

Nadège TOUTIN-MORIN*

RESUME.- Dans le Sud-Est de la France (Provence orientale et Corse) et en Italie (Italie du Nord, Sardaigne), l'orogenèse hercynienne a édifié des reliefs vigoureux qui vont subir les effets de l'érosion jusqu'au début de l'ère secondaire.
Les premiers bassins sédimentaires correspondent au démantèlement de massifs jeunes, pendant le Carbonifère et le Permien inférieur. Des effondrements successifs, en rapport avec une tectonique nouvelle, réactivent ensuite l'érosion des reliefs bordiers et alimentent des cônes grossiers sur les marges des bassins, plus ou moins tôt au Permien moyen et supérieur, parfois jusqu'au début du Trias.
Le premier stade, intramontagneux, auquel est associé un magmatisme calco-alcalin, est hérité du cycle hercynien; le deuxième correspond à des grabens distensifs et s'accompagne d'un magmatisme alcalin: il annonce le cycle alpin.

ABSTRACT.- In the southern of France (eastern Provence, Corsica) and in Italia (North of Italia, Sardinia), hercynian orogeny builds vigorous reliefs which are eroded untill the beginning of the secondary area.
The first sedimentary basins result of the erosion of young mountains during the Carboniferous and the lower Permian. Extensional grabens, giving coarse cones on the margins, correspond with new tectonic during middle and upper Permian, eventually during lower Trias.
The first intermontane stade, with calc-alkaline magmatic rocks is inherited of hercynian cycle; the second stade correspond with extensional grabens and is accompagned by alkaline rocks: it is the announcement of alpidic cycle.

INTRODUCTION

Les régions méridionales du Sud Est de la France (Provence et Corse) et de l'Italie (Dolomites en Italie du Nord et Sardaigne) présentent une histoire commune jusqu'au début des temps mésozoïques. Le démantèlement des reliefs édifiés au cours de l'orogenèse hercynienne produit d'énormes masses détritiques: les molasses varisques. En même temps, ces régions sont soumises à un volcanisme intense qui s'imbrique dans la sédimentation. L'évolution de la nature de ce volcanisme et le rôle de la tectonique pendant le Permien annoncent un nouveau cycle orogénique, plus ou moins tôt selon les régions (fig.1).

I. LES SEQUELLES DU CYCLE HERCYNIEN.

A. Les étapes de l'orogenèse hercynienne

A la fin du Carbonifère inférieur , avec la phase sudète de l'orogenèse hercynienne s'édifie la branche sud de la cordillère de l'Europe moyenne. Des reliefs vigoureux prennent naissance: massif du Tanneron, massif des Maures et son prolongement de Six Fours-Le Pradet pour la Provence, massif corso-sarde, socle Sudalpin en Italie du Nord.

Au Carbonifère supérieur , les premiers bassins intramontagneux se forment dans ces massifs. Souvent de petite taille, ils s'installent le long de grands accidents produits par la phase asturienne: ce sont les fossés NNE-SSW du Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur du Reyran, du Stéphanien du Plan de la Tour-Pennafort (Bordet 1947) - tous deux datés par leur flore - et du Carbonifère du Luc, non visible à l'affleurement mais détecté par la prospection sismique (Baudemont 1985), en Provence orientale, et les grabens NE-SW dans les Dolomites italiennes (Wopfner

* Université de Nice, Géologie-Géochimie, UA 725, 06034 NICE Cedex.

1984). En Corse du NW, les niveaux charbonneux d'Osani ont livré une flore du Westphalien supérieur - Stéphanien tandis que les lambeaux plissés de la route d'Asco sont simplement attribués au Carbonifère supérieur (Durand-Delga 1978), mais la forme des bassins reste, pour l'instant, mal connue.

Dans certaines régions comme la Sardaigne (Fontana et al 1982), une légère phase de distension se fait sentir dès cette époque. Parfois, comme en Provence, une phase de compression post-stéphanienne, de direction EW à NE-SW, plisse ces bassins (Bordet 1947, Aubouin et al 1963): c'est une nouvelle manifestation locale de la phase asturienne.

Enfin, le rejeu de certains accidents anciens provoque le rajeunissement de horsts sensiblement N-S (Boucarut 1971) au Permien inférieur (Autunien); le démantèlement de ces nouveaux reliefs (paléoreliefs de Castel Diao ou du Reyran, par exemple) produit de fortes accumulations de matériel détritique grossier (cônes de piedmonts) sous forme de brèches qui marquent le début du Saxonien dans toute la Provence et soulignent la phase saalienne.

B. Le remplissage molassique permien

Les reliefs qui se sont édifiés au cours de l'orogenèse hercynienne vont subir les effets de l'érosion jusqu'à la fin du Primaire. Amorcée au Carbonifère, cette érosion provoque l'accumulation de masses considérables de produits dans des bassins intramontagneux où le matériel est transporté par des cours d'eau, parfois torrentiels, ou sous forme de coulées boueuses (Cassinis et al 1984, Wopfner 1984, Toutin-Morin et al 1986, Dalla 1987). L'abaissement progressif des reliefs conduit à un affinement général du matériel à la fin du Permien (Toutin 1980): les premiers dépôts sont des brèches grossières à blocs pouvant atteindre plusieurs mètres cube, les derniers correspondent à des argiles rouges de plaine d'inondation et/ou éoliennes. Dans la plupart des régions du SE méditerranéen, la cordillère hercynienne, enfouie sous des sédiments de faciès "grès rouges" qui se sont déposés sous un climat chaud, à périodes humides et sèches alternées, est alors une vaste pénéplaine, résultat direct du cycle hercynien.

C. Influences du magmatisme hercynien sur la sédimentation

Dès le Carbonifère, un magmatisme de caractère calco-alcalin se met en place dans toutes ces zones. Il se traduit partout par des intrusions plutoniques et par un volcanisme acide ou basique, puissant en Corse, en Sardaigne et dans les Dolomites, plus discret en Provence où, au contraire, le plutonisme est mieux représenté. Ce premier cycle magmatique se poursuit au début du Permien (Corse, Sardaigne) voire jusqu'au Permien moyen (Italie du Nord). Son chimisme correspond à une formation en régime compressif; cependant des indices de distension légère, favorable à sa montée en surface, apparaissent localement dans les bassins en Sardaigne (Fontana et al 1982) ou en Corse (Fumey-Humbert et al 1986) et dans les grabens subsidents (Dolomites). Son démantèlement alimente en abondance les conglomérats du Permien moyen et supérieur et, par endroits, on observe de véritables poudingues de rhyolites (comme au N du bassin du Bas-Argens ou dans les Dolomites, près de Passo san Pellegrino).

En Corse et dans certains secteurs de l'Italie du Nord, le développement du volcanisme est tel (2000m dans la région de Bolzano, dans les Dolomites) que les niveaux sédimentaires sont réduits (fig.1) ou fortement perturbés par les coulées: une reconstitution de l'histoire sédimentologique des bassins devient alors délicate.

En Provence, le début du Permien semble, de plus, marqué par une orientation différente des accidents, intermédiaire entre la direction N-S qui caractérisait le Carbonifère et la direction EW qui va apparaître par la suite et supplanter peu à peu la première: de petits fossés d'effondrement WNW-ESE sont conservés dans l'Estérel (graben de l'Avellan, par exemple), ils sont les seuls témoins de

l'Autunien dans cette région.

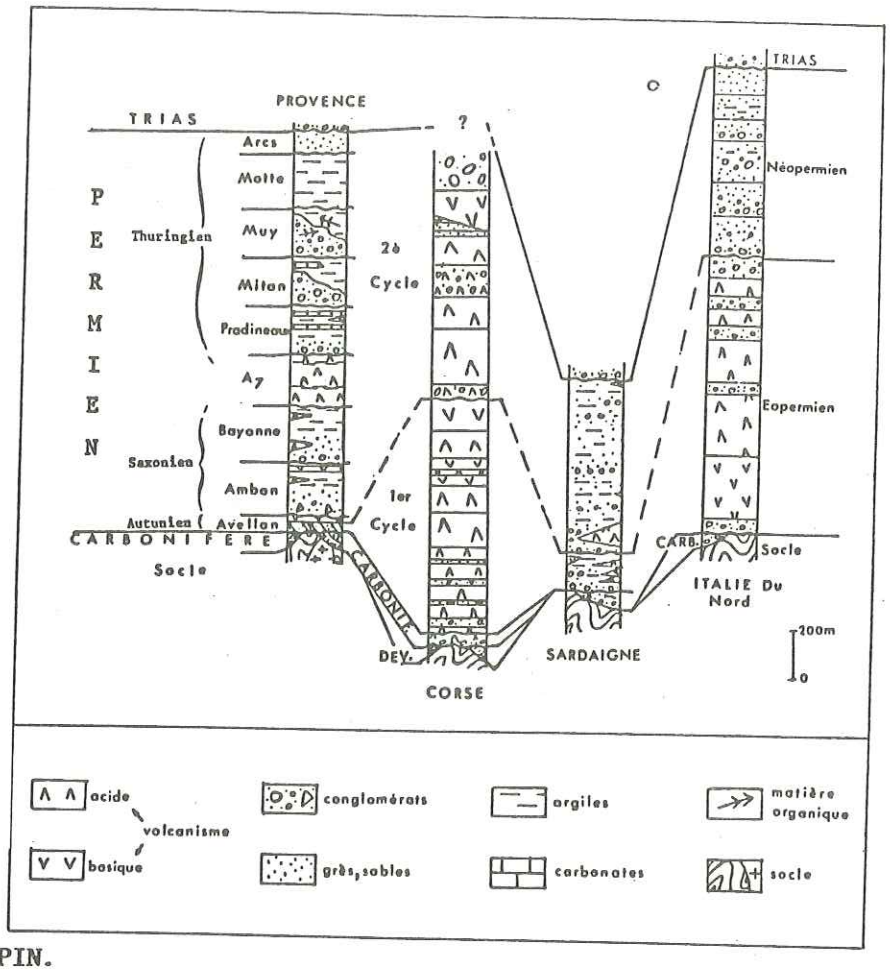


Fig. 1 :
Comparaison entre les colonnes stratigraphiques synthétiques du Sud-Est de la France et de l'Italie.

II. LES PREMICES DU CYCLE ALPIN.

A. Le contexte tectonique

Au Saxono-Thuringien , une direction d'accidents nouvelle apparaît en Provence. De grandes failles E-W guident le fonctionnement des bassins qui évoluent en grabens distensifs . Le processus, d'abord modeste, s'accélère ensuite (Baudemont 1985), en particulier après l'émission des grandes coulées volcaniques acides qui montent jusqu'à la surface à la faveur de ces failles. Il en découle une sédimentation sous forme d'une succession de séquences sédimentaires positives. Des apports frais et grossiers de matériel apparaissent chaque fois que la tectonique intervient: en Provence, le Rocher de Roquebrune, sur la marge sud du bassin du Bas-Argens est ainsi constitué par quelques 200m de produits, principalement sous forme de coulées boueuses qui dévalaient du massif des Maures (Delfaud et al 1987); au Nord de l'Italie, le Verrucano Lombard, dans sa partie occidentale, représente de grands cônes de déjection (Bosellini et al 1980), faciès détritique de base de la sédimentation du cycle alpin (Cassinis et al 1979). Le remplissage des bassins se fait ainsi de façon irrégulière et saccadée dans des grabens subsidents et distensifs en Provence (Toutin 1980), en Corse (Gondolo et al 1986, Toutin-Morin 1987a), en Sardaigne (Fontana et al 1982) et en Italie du Nord (Cassinis et al 1984, Massari 1986). Cependant, peu à peu, les massifs bordiers s'usent et, globalement, les produits déposés s'affinent: après les conglomérats de début de séquence sédimentaire, les produits gréseux, principalement fluviatiles, s'installent; les

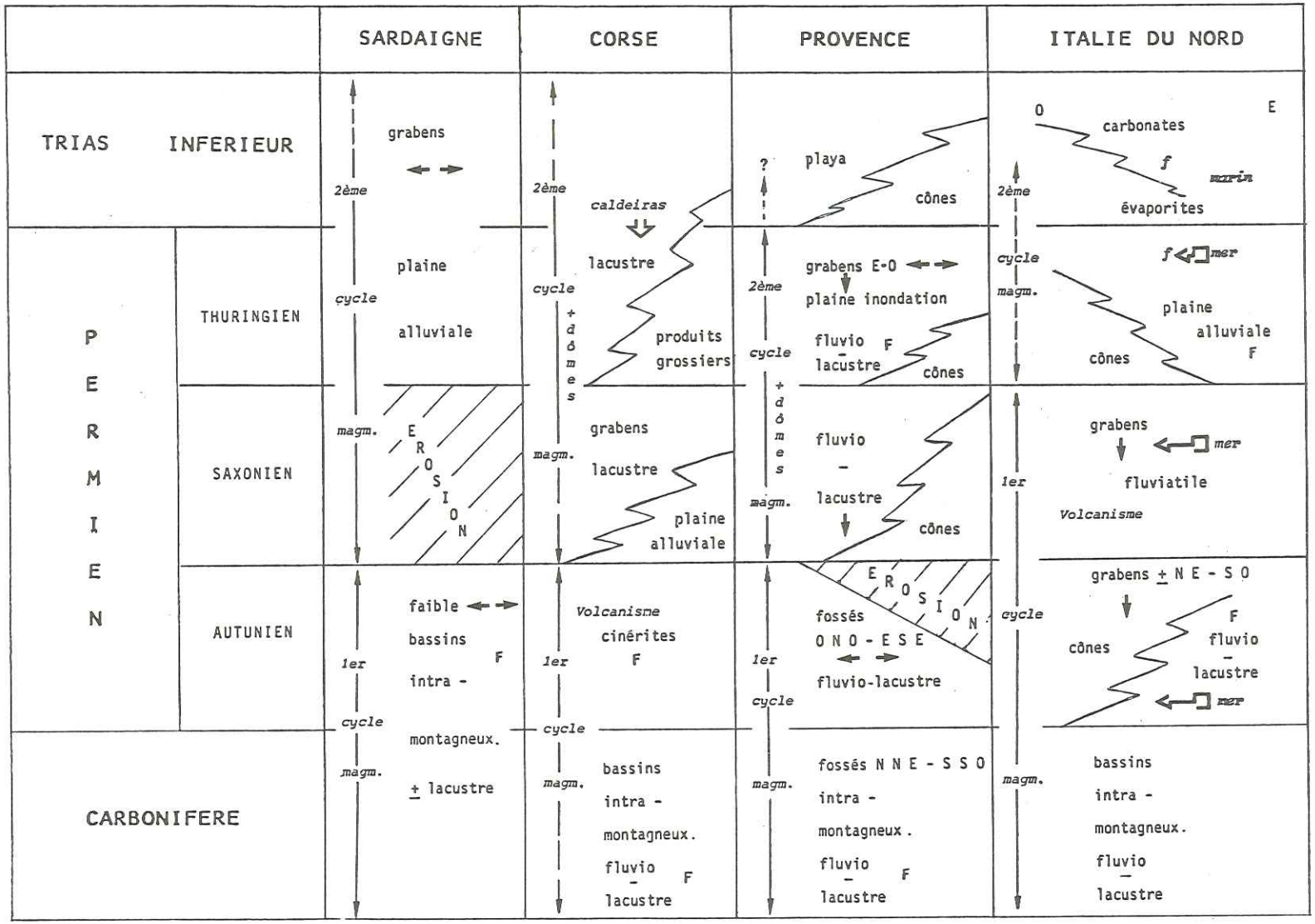


Fig. 2 : Tableau de corrélation entre le Sud-Est de la France et l'Italie.

argiles à illite dominante correspondent aux faciès de comblement, en fin de séquences sédimentaires positives (fig.1).

Dans les régions les plus orientales de l'Italie du Nord, les incursions de la mer modifient sporadiquement la sédimentation continentale durant tout le Permien. Dans les Dolomites, de minces bancs carbonatés à Nautiloïdés s'intercalent ainsi dans la série détritique vers le sommet du Permien (Wopfner 1984). Progressivement, le domaine marin va s'installer et s'étendre vers l'Ouest au cours du Trias; il atteindra la Provence au Trias moyen (Muschelkalk).

B. Les effets du 2è cycle magmatique

Dès le Permien moyen, un magmatisme de caractère alcalin s'installe en Provence et en Corse; en Sardaigne, une période d'érosion au début du Permien moyen masque le début des phénomènes. Ce 2è cycle magmatique est représenté par des intrusions plutoniques, nombreuses en Corse, et par des émissions volcaniques spectaculaires en Corse (Scandola, Cinto) et en Provence (Estérel). Lié à un régime distensif, il caractérise une phase nouvelle (Toutin-Morin 1987b). Il se poursuit pendant tout le Permien supérieur et, sans doute, jusqu'au début du Trias dans certaines régions (Corse, Sardaigne, Italie); il semble débuter assez tard (seulement au Permien supérieur) et être plus réduit en Italie (Wopfner 1984) où on le trouve surtout en galets dans les sédiments de la base du Trias.

Des effondrements locaux, en caldeiras (en Corse surtout avec Scandola et le Cinto, plus rares dans l'Estérel, avec Maurevielle principalement) et l'édification d'appareils volcaniques (dômes en Corse et dans l'Estérel) modifient l'évolution de la sédimentation. Des reliefs nouveaux se créent ainsi, qui vont alimenter les grès bigarrés du début du Trias, en Provence par exemple (Durand 1987): ainsi, tandis que la sédimentation s'affine dans les bassins occidentaux de la Dépression Permienne où le cycle sédimentaire est complet, ces reliefs empêchent le comblement des bassins provençaux orientaux (Estérel, Bas-Argens à l'Est du seuil du Muy). En Corse, le volcanisme alcalin reste prédominant et masque souvent la sédimentation, jusqu'au début du Trias.

Un tableau de corrélations (fig.2) résume ces principaux caractères.

CONCLUSIONS

Dans le Sud Est méditerranéen, deux cycles distincts s'individualisent à la fin de l'ère primaire et au début du Secondaire. Ils sont de durée inégale et ne sont pas synchrônes .

Au cours du 1er cycle , les massifs édifiés par l'orogenèse hercynienne sont peu à peu démantelés et pénéplanés. Cette érosion progressive mais définitive de la cordillère de l'Europe moyenne et son enfouissement sous une molasse de faciès "grès rouges" sont une conséquence directe du cycle hercynien. Au Carbonifère et au Permien inférieur (Autunien), la sédimentation s'effectue dans de petits bassins intramontagneux; un magmatisme de caractère calco-alcalin l'accompagne et vient la troubler en Corse, en Sardaigne et en Italie du Nord.

Au Permien moyen, l'apparition d'un contexte tectonique différent, avec un fonctionnement en grabens distensifs de la plupart des bassins annonce un cycle nouveau. Ce 2è cycle , amorcé dès la fin du premier dans certaines régions (Sardaigne, Provence) s'accompagne d'un magmatisme de type alcalin qui débute plus ou moins tôt selon les régions (Permien moyen ou supérieur) et semble se poursuivre jusqu'au début du Trias dans certains secteurs: à la fin du Permien, les régions méridionales du Sud Est de la France et de l'Italie subissent déjà les prémices du cycle alpin.

BIBLIOGRAPHIE

AUBOUIN J. et MENNESSIER G. - 1963 - Essai sur la structure de la Provence. In Livre à la mémoire du professeur P.Fallot (1960 à 1963). Soc. géol. Fr. , p.45-98.
BAUDEMONT D. - 1985 - Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectonosédimentaire permienne du Bassin du Luc (Var). Thèse Doct. de l'Un. L.Pasteur, Strasbourg, 204 p., 115 fig.
BORDET P. - 1947 - Sur les phases tectoniques de l'Estérel. C. R. Ac. Sc. Paris, 225, p.1345-1347.
BOUCARUT M. - 1971 - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse Doct. ès-Sc., Un. Nice, 2t., 487 p., 108 fig.
CASSINIS G., ELTER G., RAU A. et TONGIORGI M. - 1979 - Verrucano: a tectofacies of the Alpine-Mediterranean southern Europe. Mém. Soc. géol. Ital. , 20, p.135-140.
CASSINIS G., GIANOTTI R. et VANOSSI M. - 1984 - Confronti nella successione tardo-ercinica delle Alpi Liguri e delle Alpi Meridionali. Mém. Soc. géol. Ital. , 28, p.331-352, 10 fig.
DELFAUD J., TOUTIN-MORIN N. et MORIN R. - 1987 - Le cône alluvial permien du Rocher de Roquebrune (bordure sud du bassin du Bas-Argens dans le Var). 1er congrès français de Sédimentologie Paris, 19-20 nov., vol. des résumés p.142-143.
DURAND M. - 1987 - Le Trias détritique du "Bassin du Sud Est". Paléogéographie et environnements de dépôt. 2è colloque "Détritisme du Sud Est" , Chambéry, vol. des résumés p.26.
DURAND-DELGA M. - 1978 - Corse. Coll. Guides géologiques régionaux, Masson éd. Paris, 208p.
FONTANA D., GELMINI R. et LOMBARDI G. - 1982 - Le successioni sedimentarie e vulcaniche Carbonifere e Permo-Triassiche della Sardegna. Guide geologiche regionali, Soc. géol. Ital. , p.183-192, 2 fig.
FUMET-HUMBERT F., MENOT R.-P. et ORSINI J.-B. - 1986 - Mise en évidence d'un magmatisme filonien original, d'âge permien inférieur, en Balagne (Corse du Nord-Ouest). C.R.Ac.Sc. Paris, 303, II, 12, p.1105-1110.
MASSARI F. - 1986 - Hypothesis on the role of tectonics during Permian times. In Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys. Soc. géol. Ital. , Brescia, Italian IGCP 203, p.9.
TOUTIN N. - 1980 - Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Doct. ès-Sc., Un. Nice, 2t., 594p, 140 fig.
TOUTIN-MORIN N. - 1986 - Les rapports Corse-continent au Permien. 1er congrès Géol. corse , Ajaccio, vol. des résumés.
TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J. - 1986 - Les facteurs régissant le détritisme permien dans le bassin du Bas-Argens (Provence orientale). Leur expression dans la pétrographie des sédiments. Mém. Géol. Alpine , 13, p.47-56, 10 fig.
TOUTIN-MORIN N. - 1987a - Paléoenvironnements des bassins permiens continentaux de la Provence orientale (France). 8th I.A.S. Regional meeting of Sedimentology Tunis, vol. des résumés p.478-479.
TOUTIN-MORIN N. - 1987b - Les bassins permiens provençaux, témoins de l'orogenèse hercynienne et de l'ouverture de la Téthys dans le Sud Est de la France. Ann. Soc. géol. du Nord , Lille, CVI, p.183-187, 1 fig., 1 tabl.
VELLUTINI P. - 1977 - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Thèse Doct. ès-Sc., Un. Aix-Marseille, 317p.,75 fig.
WOPFNER H. - 1984 - Permian deposits of southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. Geol. Rundschau , 73, p.259-277.

LE DETRITISME TARDI ET POST HERCYNIEN DES BASSINS CARBONIFERES PERMIENS ET TRIASIQUES DU SUD-EST DE LA FRANCE

par

Vincent MERMET*, Jacques PERRIAUX*, Jean-louis TANE*, Nadège TOUTIN-MORIN**

*Université de Grenoble, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux-38031 Grenoble cédex
**Université de Nice, Géologie-Géochimie, UA 725-06034 Nice Cédex

RESUME: Les bassins détritiques tardi et post-hercyniens du Sud-Est de la France présentent entre eux des similitudes constantes marquées par un contexte géodynamique distensif, la triologie classique des dépôts détritiques (grossiers, moyens, fins), la même organisation séquentielle des dépots, un climat de type tropical, d'abord humide puis sec.
L'âge de ces dépôts est variable et un essai de corrélation entre les bassins est tenté. Cet ensemble de caractères est connu sur tout le pourtour occidental de la Méditerranée et jusqu'au Maroc où ,un volcanisme important annonce et éclaire l'ouverture de la Pangée.

ABSTRACT: The late, post-hercynian, detrital basins of the South-East of France show the same analogies characterized by a distensive geodynamical environment, the classical trilogy of the coarse, medium, fine, detrital deposits, the same sequential organization of deposits, a tropical climate which was first damp, then dry.
The age of these deposits is variable and a correlation between the basins is attempted. These main features can be found all around the occidental Mediterranean, even far to Morroco where the opening of Pangea is foreboded, especially by an important volcanism.

==========

Dans le Sud-Est de la France, le détritisme tardi et post-hercynien s'étendit sur 60 à 70 millions d'années au cours desquelles il nourrit plusieurs bassins de type "**Nouveaux Grès Rouges**" de dimensions variables mais qui présentent entre eux des similitudes constantes -nature et forme des bassins, type de sédimentation- dues à un même contexte gédynamique distensif général et à un même climat.

LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE DISTENSIF (Fig. 1)

Marqué par des jeux de failles, il est responsable du mode de fonctionnement et de la forme des bassins: intramontagneux, de type grabens. Greffée sur de grandes fractures ante-hercyniennes qui rejouent, cette tectonique en claveaux crée des grabens asymétriques plus ou moins isolés les uns des autres par des paléoreliefs de type horst.

Ce jeu de la subsidence différentielle, au sein d'un même bassin à ses divers âges d'une part, entre bassins plus ou moins voisins d'autre part, règle un type de sédimentation détritique marquée par de nombreuses et rapides variations latérales et verticales de faciès: les dépôts grossiers et locaux se font au pied des marges des grabens ou des horsts, dont les soubresauts et l'érosion par des réseaux torrentiels courts alimentent irrégulièrement les bassins; les dépôts fins sont plus distaux et se répandent sur de plus vastes surfaces. Associée à cette activité différentielle des marges, la dimension des bassins régit aussi la distribution des faciès et la vitessse du

comblement: les bassins de faibles dimensions (bassins permiens du Var) sont rapidement comblés par des sédiments grossiers; les bassins de grandes dimensions (bassin permien d'Argentera-Barrot) ne sont comblés que lentement et les faciès fins présentent une extension latérale et verticale plus importante (VINCHON & TOUTIN-MORIN, 1978).

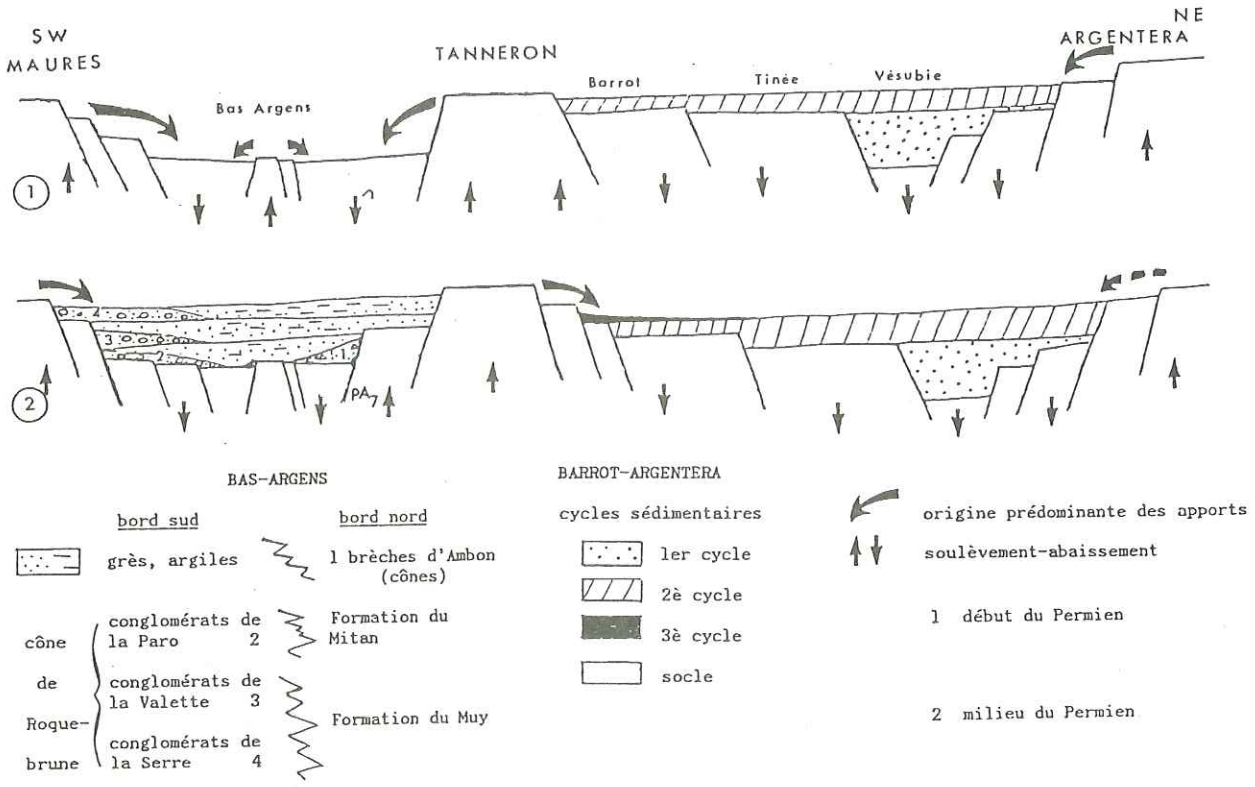


Fig.1: Tectonique distensive. Subsidence différentielle. Alimentation locale

En résumé, cette tectonique de fracturation du socle hercynien est syn-sédimentaire, très active au Carbonifère et au Permien, plus amortie au Trias. L'orientation des fractures est hercynienne, les mouvements se font en extension et en transtension avec des déplacements relatifs faibles mais continus; les bassins présentent, à toutes les échelles, des formes rhomboédriques. A la mobilité des bassins correspond une mobilité de la subsidence qui migre continuellement. Cette dépendance de la sédimentation à la tectonique se traduit par une trilogie des lithofaciès que l'on retrouve dans tous les bassins.

LA TRILOGIE CLASSIQUE DES DEPÔTS SUPERFICIELS CONTINENTAUX DE TYPE MOLASSE (Fig 2 et 3)

Les brèches et conglomérats sont bien développés à la base des séquences de 1er , 2ème et 3ème ordre. Ils sont issus du démantèlement d'une roche-mère peu éloignée du lieu de dépôt. Le transport est court et rapide, par coulées boueuses (debris flow) engendrées par des crues brutales de grande amplitude. Ils édifient aussi bien des cônes torrentiels localisés que de vastes dépôts de piedmont, épais et volumineux, toujours quasi instantanés à l'échelle des temps géologiques. Ce type de sédiments est granulométriquement immature et très mal classé.

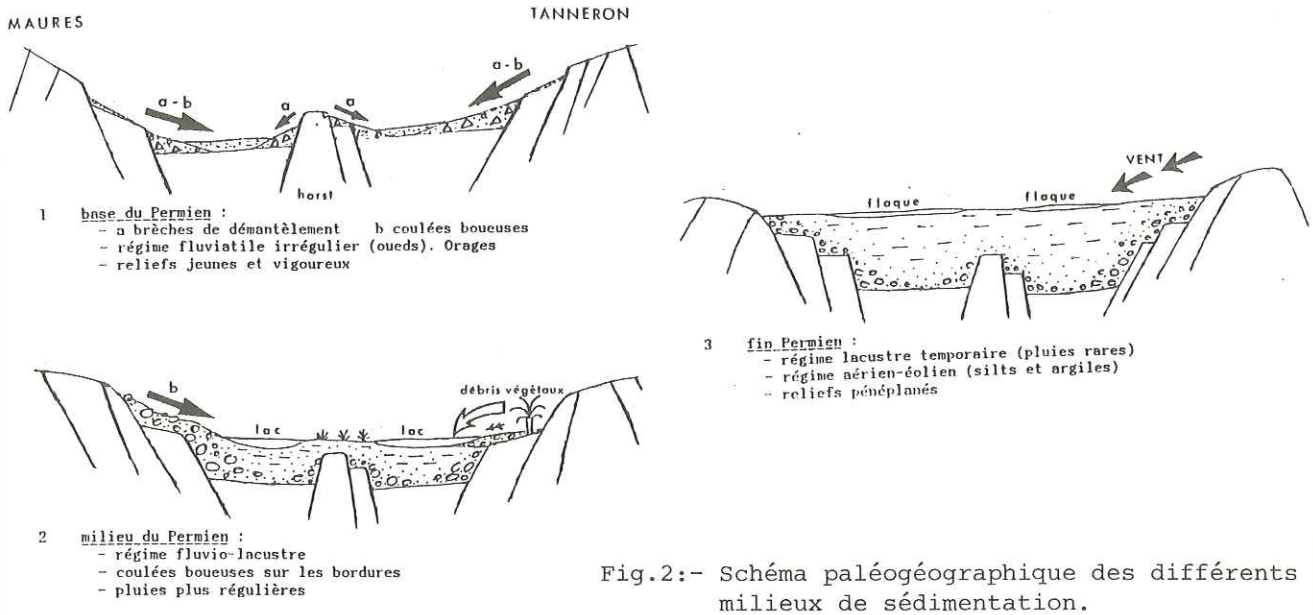


Fig.2:- Schéma paléogéographique des différents milieux de sédimentation.

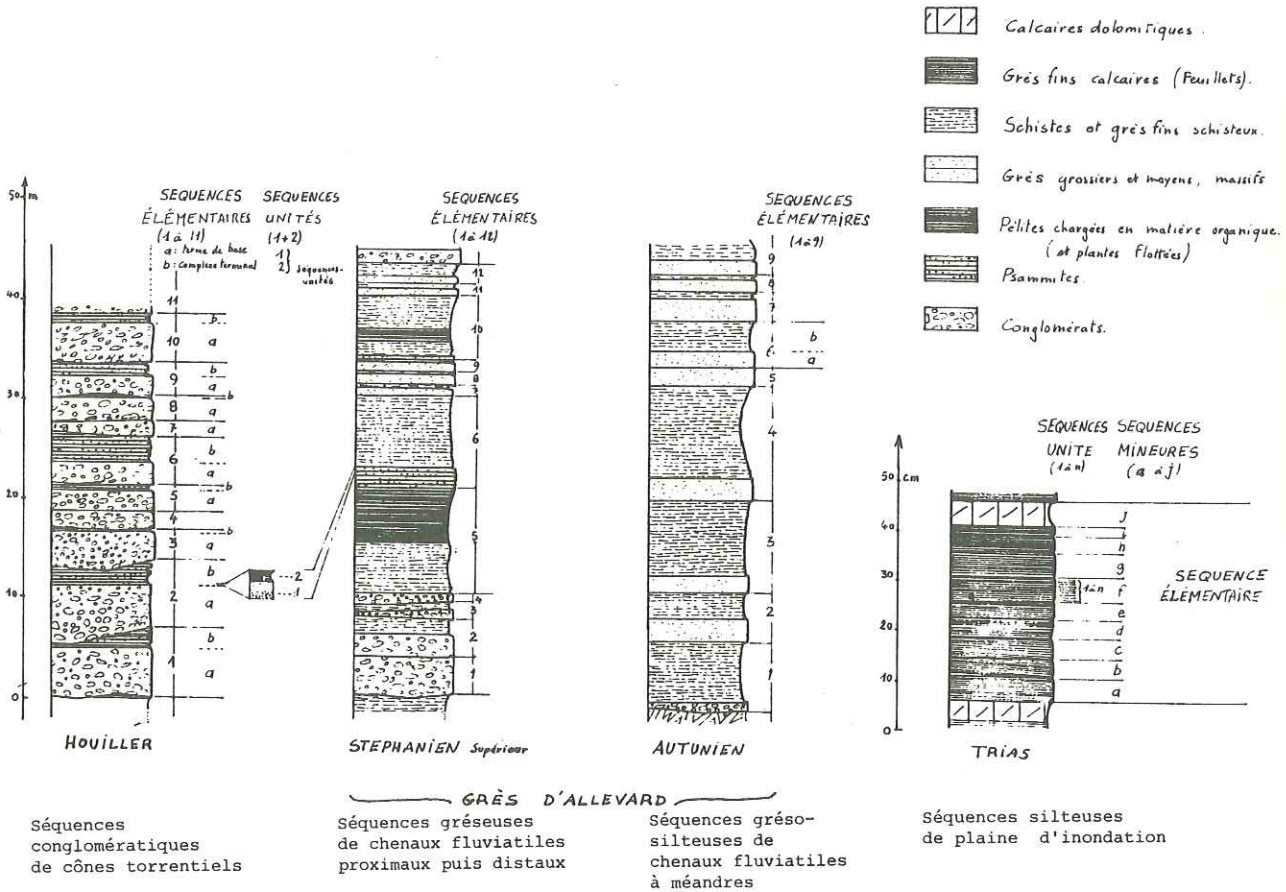


Fig.3:- Exemple d'organisation séquentielle dans les Grès d'Allevard d'après Ph. LIARD (1970)

Les grès dominent largement dans tous les bassins.Ils sont les témoins privilégiés des épandages fluviatiles, des plaines d'inondations, des playas et formations littorales: un réseau serré de chenaux anastomosés unidirectionnels est l'indicateur d'un environnement fluviatile très amont, un réseau plus lâche celui d'un environnement fluviatile plus aval; un réseau très lâche où prédominent les grès fins implique un dépôt de plaine d'innondation où de playa, tandis que les chenaux méandriformes caractérisent les plaines d'innondation trés distales. Une sédimentation gréseuse uniforme, à litage oblique plan est le fait des grands épandages deltaïques, tandis que l'environnement littoral qui, en certaines régions , apparaît au Trias, est marqué par les nombreux entrecroisements des chenaux de marée multidirectionnels.Tous ces sédiments de granulométrie moyenne présentent un classement qui varie en fonction de la longueur du transport et de la nature du dépôt.

Les silts et les argiles achèvent souvent les séquences de comblement, mais constituent aussi des séquences complètes, souvent très épaisses. On les rencontre dans trois types principaux de faciès:

. les dépots de plaines d'innondation.

. les dépôts éoliens, bien développés au Permien, à faciès silto-argileux astructuré, continental, poreux et peu consolidé, en séquences métriques de type "loess désertique";

. Les dépôts lacustres et palustres, toujours aussi fins mais à structure laminitique; ces milieux, calmes et réducteurs, sont favorables à la conservation de la matière organique; la couleur est grise ou verte pour le milieux lacustre, noire et associée à d'abondantes bioturbations pour le milieux palustre; les figures de dessication sont bien développées.

L'alternance régulière de ces deux faciès - éolien et lacustre - dans la formation du Cians du Dôme de Barrot et la formation de St-Sauveur dans l'Argentera au Permien, implique un dépôt dans un milieux aquatique temporaire (playa) mis en place en saison humide et rapidement asséché pendant la saison sèche (VINCHON & TOUTIN-MORIN, 1987).

A cette sédimentation silto-argileuse peuvent s'associer des évaporites, notamment lors de la transgression triasique.

Egalement associées à ce faciès silto-argileux, des croûtes de sols et de nappe phréatique ne sont pas rares dans les séries continentales, au sommet des séquences de 1er, 2ème ou 3ème ordre.

La répartition dans le temps et dans l'espace de cette triologie des faciès lithologiques se traduit à toutes les échelles par une organisation séquentielle des dépôts tout à fait caractéristique des formations molassiques. On la retrouve ici.

L'ORGANISATION SEQUENTIELLE DES DEPOTS

Les séquences élémentaires (Fig. 3) traduisent l'évolution de l'hydrodynamisme au cours des épisodes de dépôt au sein des appareils sédimentaires (séquences de 1er ordre) et permettent de définir le type et l'évolution de ces appareils (séquences de 2ème ordre): coulées boueuses, cônes torrentiels, systèmes de chenaux fluviatiles en tresses ou en méandres, playas ouvertes puis confinées avec flaques lacustres ou palustres, appareils deltaïques , systèmes de dépôts littoraux. La structure générale est lenticulaire, d'ordre déca-à hectométrique; l'épaisseur des séquences est métrique à décamétrique dans les dépôts grossiers de chenaux fluviatiles, centimétrique à décimétrique dans les dépôts fins de playas.

Les mésoséquences (ou séquences de 3ème ordre) correspondent aux "formations". Elle sont délimitées par des surfaces de ravinement, d'extension régionale. Elles peuvent être grano-

et strato— décroissantes et traduisent alors une phase de comblement: l'énergie décroît depuis un pôle détritique (coulées boueuses, cônes torrentiels, fleuves) jusqu'au dépôt, par décantation, de lutites. Elles peuvent aussi être strato-et granocroissantes et traduisent alors la progradation d'un système deltaïque.

Les mégaséquences (ou séquences de 4ème ordre).représentent 'l'ensemble d'une série comprise entre deux discordances; ainsi la série permienne est généralement comprise entre une discordance tectonique à la base et une discordance parfois tectonique plus souvent paléogéographique au sommet , avec l'arrivée du Trias généralement conglomératique (Fig . 4) .La série triasique forme aussi une mégaséquence qui débute par une sédimentation détritique d'abord grossière puis fine, se poursuit par une sédimentation carbonatée et s'achève par des évaporites. Cette évolution mégaséquentielle par granodécroissance verticale des séries traduit non seulement l'usure, péné et pédiplanation, des reliefs bordiers, mais aussi leur relaxation. Une même évolution mégaséquentielle granodécroissante, mais horizontale, au sein d'un bassin, esquisse une paléogéographie entre les bordures à matériel grossier, originaire du socle, et le centre du bassin à matériel fin.

Outre de révéler le type de sédimentation, l'analyse à toutes les échelles, de l'organisation séquentielle permet d'établir des corrélations entre les diverses parties -seuils et cuvettes- d'un bassin et entre bassins voisins et, de proche en proche, de tenter une chronologie des dépôts.

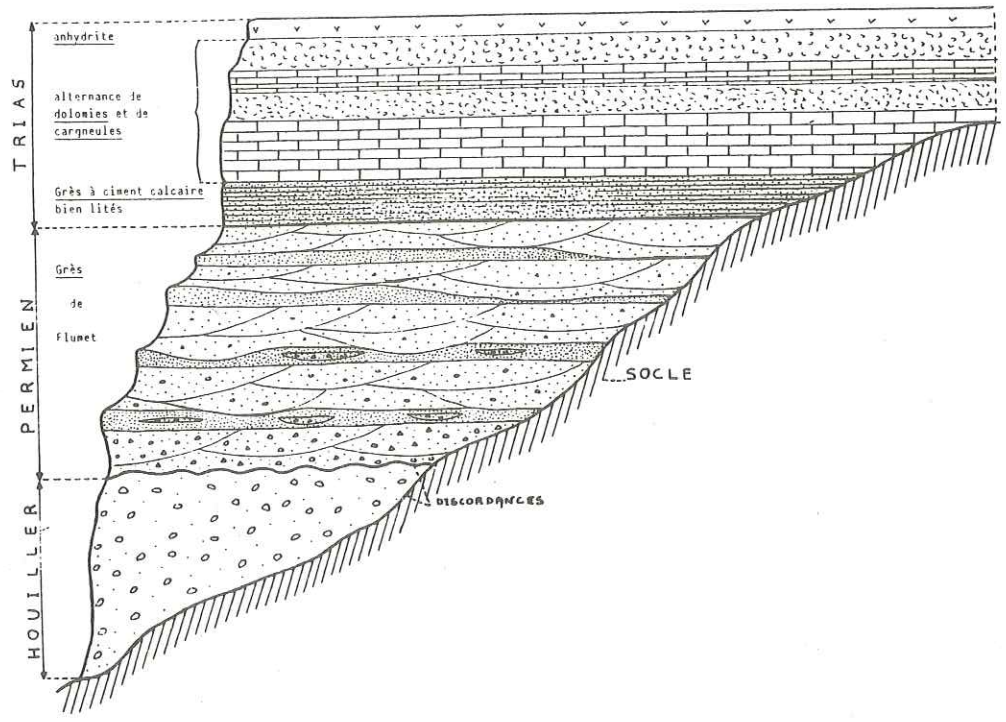


Fig.4:- Exemple d'organisation mégaséquentielle dans les Grès de Flumet d'après G. GAND (1973).

CORRELATION ENTRE BASSINS ET ESSAI DE CHRONOLOGIE (Fig . 5)

En raison de la pauvreté en faune ou en flore et du manque de signification stratigraphique des fossiles, l'âge des dépôts n'est souvent établi que de manière incertaine.

Une corrélation entre les bassins du Sud-Est méditerranéen -Italie du Nord, Sardaigne, Corse, Provence- a déjà été établie (TOUTIN-MORIN, 1988); de même entre Provence et Argentera-Barrot (VINCHON & TOUTIN-MORIN, 1987).

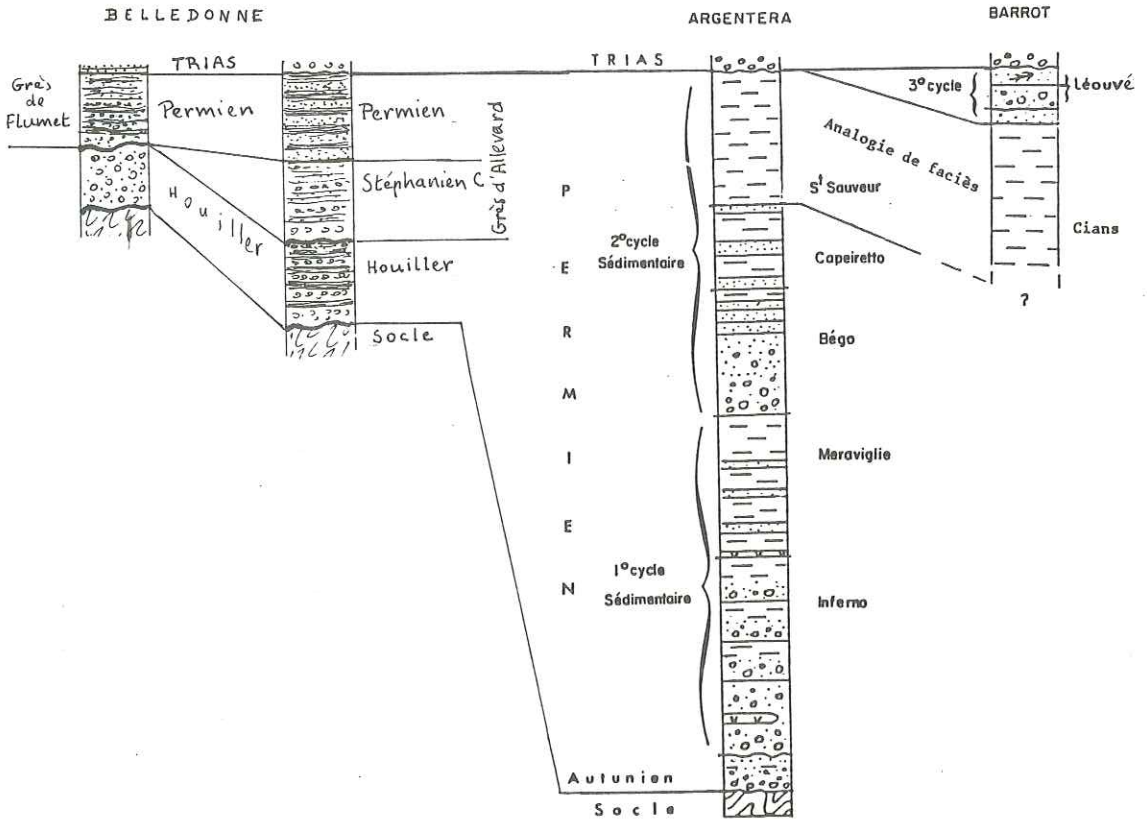


Fig.5:- Corrélation entre quelques ensembles sédimentaires permiens et triasiques du Sud-Est de la France d'après VINCHON et TOUTIN-MORIN (1987) complété

Dans les régions plus septentrionales , au-dessus du socle plissé et arasé, les premiers grands dépôts détritiques (conglomérats, grès, schistes avec ou sans charbon) sont datés du Carbonifère supérieur (Westphalien D et Stéphanien A): on y rattache les bassins du massif des Aiguilles Rouges et de la bordure occidentale du Massif de Belledonne (Arly, Lac de la Girotte, Grand Collet d'Allevard, vallons de Ste Agnès, St-Mury et Lancey) et le bassin de la Mure.

Datée par de rares flores, on rattache au Stéphanien C la série inférieure des Grès d'Allevard (située dans le graben Mont Mayen - Le Collet), massif de Belledonne (LIARD et al. , 1988); au " Stéphano-Autunien ", on attribue les grès et schistes rouges des Posettes et le "Verrucano" du Prarion (Massif des Aiguilles Rouges), les grès micacés rouges et les schistes pourpres du col de la Louze (massif du Beaufortin) (GIGNOUX & MORET, 1948).

A l'Autunien, on rattache l'extrême base de la série de l'Argentera et de la Provence orientale (graben de l'Avellan) et au " Saxono-thuringien " on rapporte l'essentiel des séries permiennes de la Provence, de l'Argentera et l'ensemble du Dôme du Barrot (VINCHON & TOUTIN-MORIN, 1987). Au Nord, la série supérieure des Grès d'Allevard qui détermine la vaste plateforme du Grand Rocher (LIARD & al., 1988) a livré une flore autunienne (P. GIDON, A.C. TOBI in LIARD 1970), mais la sédimentation de ces grès continentaux a pu se poursuivre durant tout le Permien. Par analogie de faciès avec les Grès d'Allevard, on attribue au Permien la partie inférieure des Grès de Flumet, à ciment siliceux (massif de Belledonne) (GAND & al., 1988), ainsi que les Grès de la bordure sud-ouest du Pelvoux: Grès des Rouchoux (APRAHAMIAN, 1968) et d'Entraigues en Valbonnais (SARROT-REYNAULD, 1961).

Sur les glacis ainsi constitués et, parfois plus largement et directement sur le socle plissé et pénéplané, la sédimentation détritique se poursuit durant le Trias sous forme de

conglomérats et de grès peu épais, à matrice parfois carbonatée. Ces sédiments se sont posés à la limite du domaine continental qui s'achève et du domaine marin qui hésite encore à s'affirmer: ce sont les derniers mètres des Grès d'Allevard (LIARD & al., 1988) et des Grès de Flumet (GAND et al., 1988), les Grès du Trias détritique de la Clue de Barles (DURAND , 1988), du Dôme du Barrot (AVRIL et al., 1987), de l'Argentera et de Provence.

De telles corrélations entre divers bassins sont rendues possibles parce qu'existaient une réelle uniformité de la sédimentation à une époque donnée et une variation verticale de cette sédimentation au cours des diverses époques, du Carbonifère au Trias. Le climat, facteur dominant de la sédimentation, est en partie responsable de ce phénomène; la couleur des sédiments en est souvent le révélateur.

LE CLIMAT ET LA COULEUR DES SEDIMENTS

Le climat était chaud; il évolua du tropical humide au Carbonifère, époque à végétation florissante, vers le tropical sec (soudano-sahélien) au Permien et surtout au Trias. Cette aridification progressive est marquée par l'apparition de traces d'éolisation sur les grains de quartz (bien visibles au M.E.B.) et de galets façonnés par le vent, ou dreikanter, sur les surfaces conservées de type reg. Ce climat chaud semi-aride, à périodes sèches et humides alternées, induit - nous l'avons vu - des faciès très contrastés au niveau des séquences élémentaires: coulées boueuses très grossières aussitôt suivies de sédiments fins, éoliens ou lacustres.

La couleur des sédiments est un bon indicateur climatique.

La couleur noire est liée à la matière organique et au charbon ; elle reste limitée au Carbonifère des milieux palustres sous climat tropical humide.

La couleur rouge, carctéristique des milieux oxydants, domine au Permien, un peu moins au Trias; elle est liée à la sédimentation continentale de type "red beds". L'origine de la couleur rouge peut être très diverse et n'est pas facile à déterminer; elle peut provenir:

- d'une altération du continent nourricier suivie d'un transport du sédiment rouge jusqu'au lieu de dépôt; les argiles (illite, kaolinite) sont héritées et leur réseau cristallin est baillant, ouvert, désorganisé.

- d'une altération, lors du dépôt en milieu continental , d'un sédiment venu gris depuis un continent nourricier soumis à un climat frais peu altérant dû à une altitude élevée; les argiles (illite, kaolinite) sont néoformées et leur réseau cristallin est serré, organisé en feuillets réguliers.

- d'une altération diagénétique: la couleur rouge ou rose est alors uniformément répartie dans la masse du grès.

- d'une altération épigénétique tardive; elle est irrégulièrement répartie, en tâches, trainées ou nodules dolomitisés et/ou silicifiés et la couleur est souvent bariolée en rouge, vert, violet ou gris.

La couleur gris-verdâtre est liée aux milieux sous-aquatiques réducteurs (lacs, marécages) souvent riches en flores. Elle est plus rare et plus étroitement localisée en lits ou en lentilles.

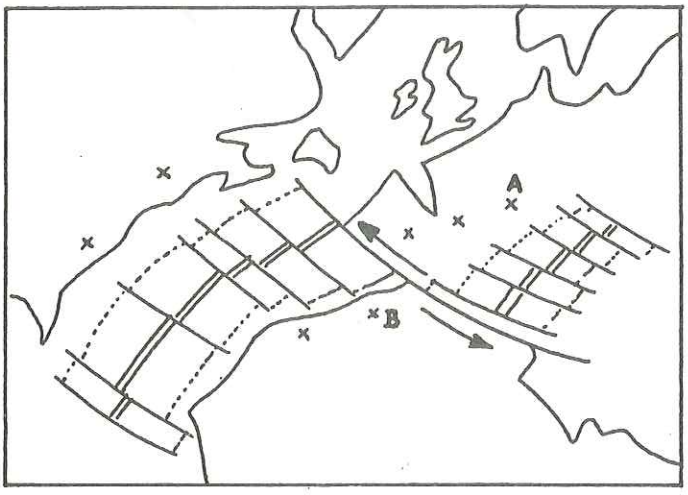
Les minéraux argileux constituent, eux aussi, de bons indicateurs climatiques et, là encore, on observe des constantes: sous climat tropical sec, moyennement hydrolysant, l'illite est le minéral dominant. Sous un climat plus humide, la kaolinite héritée provient d'une hydrolyse plus poussée des reliefs bordiers. La montmorillonite peut être héritée et elle provient alors de l'altération d'apports volcaniques, ou être néoformée et elle a pris naissance in situ dans des cuvettes confinées.

PLACE DES BASSINS DETRITIQUES TARDI ET POST HERCYNIENS DU SUD-EST DE LA FRANCE DANS LE CONTEXTE GENERAL DE L'OUVERTURE DELA PANGEE .

Ce type de détritisme, caractérisé par une sédimentation continentale ou marginolittorale à faciès molassique et établi dans un contexte géodynamique distensif, s'étend depuis les Iles britanniques jusqu'au Sahara en passant par les Vosges, les Alpes, la Provence, le bloc Corso-Sarde, l'Italie du nord, le Massif Central, l'Aquitaine, l'Espagne, le Bassin de l'Ebre le Maroc et l'Algérie et, au-delà de l'Atlantique, jusqu'en Amérique du Nord. Dans ce vaste ensemble très homogène apparaissent, localement, des volcanismes qui perturbent apparemment l'ordonnancement de la sédimentation mais qui nous éclairent sur les prémices de l'ouverture de la Pangée; c'est dans les Alpes françaises et au Maroc qu'ils sont les plus significatifs de ce point de vue; nous allons donc les présenter de manière comparative.

Les volcanismes permiens et triasiques des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) et de l'Atlas de Marrakech (Maroc)

La situation géodynamique de ces volcanismes et leurs relations avec le rift atlantique naissant et le domaine téthysien sont schématisées sur la figure 6 qui concerne l'époque jurassique. Mais au Permien et au Trias, ni l'Océan Atlantique ni la Téthys n'étaient encore ouverts. Chacun des deux volcanismes considérés apparait donc comme un signe précurseur de leurs ouvertures, étant entendu que le volcanisme des Ecrins-Pelvoux se situe sur la marge continentale européenne de la future Téthys et le volcanisme de l'Atlas de Marrakech sur la marge continentale africaine du futur Atlantique . L'ouverture de l'Atlantique n'a concerné longtemps que sa portion de latitude médiane qui se trouve comprise entre les repères actuels que constituent la ligne Terre-Neuve-Gibraltar au Nord et la ligne Caraïbes-Cameroun au Sud. Les axes d'ouverture de l'Atlantique et de la Té thys étaient nettement décalés, le second se trouvant en position beaucoup



(Les croix ont été ajoutées pour situer les principaux gisements de laves triasiques. Le point A correspond à la région Ecrins-Pelvoux et le point B à la région Aguergour-Ourika, Maroc)

Fig.6:- Ouverture de l'Atlantique et de la Téthys au Jurassique d'après LEMOINE et BERNOUILLI (1980)

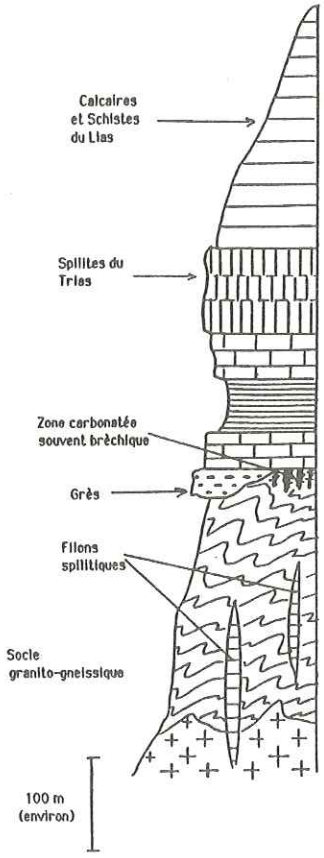


Fig.7:- Volcanisme triasique du massif Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) d'après P. BARON (1981).

plus orientale que le premier. En revanche, il est possible que ces deux axes d'ouverture aient été sensiblement parallèles entre eux le long d'une direction approximativement NE-SW.

Dans l'Atlas de Marrakech (BIRON, 1982) les niveaux volcaniques inférieurs inclus dans des conglomérats continentaux siliceux d'âge permien, présentent un faciès spilitique (paragenèse de basse température Albite + Chlorite +/- Calcite) largement développé. En revanche, les niveaux volcaniques supérieurs, inclus dans des siltites épicontinentales d'âge triasique supérieur, représentent une production magmatique infiniment plus importante et de type tholéïtique (DE PACHTERE, 1983). Des mesures radiochronologiques, encore inédites, viennent de confirmer ces datations: elles indiquent un âge de 248 +/-13 Ma pour les coulées inférieures (la mesure a été effectuée sur des échantillons peu ou pas spilitisés) et de 210 +/- 23 Ma pour des échantillons provenant de centres d'émission apparentés à la zone sommitale des coulées supérieures*.

Dans le Massif desEcrins-Pelvoux (fig.7), les coulées volcaniques sont principalement concentrées dans le Trias Supérieur (Buffet - 1984 - les situe dans une tranche d'âge de 195 +/- 5 Ma) et le faciès spilitique y est très couramment observé.

Comme dans l'Atlas de Marrakech, le contexte sédimentaire présente un caractère continental ou épicontinental, mais le rapport volumétrique carbonates/grès est beaucoup plus important: en règle générale, les coupes font apparaître une partie inférieure surtout gréseuse, une partie médiane surtout carbonatée et une partie supérieure surtout volcanique.

Dans chacun des deux sites (Alpes et Atlas), les séries sédimentaires montrent des variations d'épaisseurs entre coupes géographiquement très rapprochées et des variations du nombre des coulées de laves. Cette particularité , résultat de la tectonique en horsts et grabens, s'est manifestée tout au long de l'activité volcanique et annonçait le futur rifting. On peut noter cependant - et dans la région Ecrins Pelvoux plus spécialement - que les grandes failles listriques symptomatiques de l'extension et de la subsidence, donc du rifting proprement dit, sont postérieures à la phase volcanique paroxysmale (Dumont et Grand 1987).

Les particularités géochimiques et leur signification géodynamique sont particulièrement significatives : pour les laves d'âge triasique supérieur de l'Atlas Marocain, les principaux diagrammes géochimiques indiquent une nature nettement tholéïtique tandis que pour les laves permiennes et pour l'ensemble des laves de la coupe des Ecrins-Pelvoux ,il est plus difficile de tirer une conclusion à cause du caractère spilitique de beaucoup de ces laves. En effet, en l'état actuel des connaissances pétrogénétiques, on ne sait pas de façon définitive si le faciès spilitiqued'une lave est une acquisition d'origine primaire (auquel cas il doit être comptabilisé parmi les caractéristiques réelles de cette lave) ou une acquisition d'origine secondaire (auquel cas il convient d'en éliminer les effets si l'on veut ne retenir que les caractéristiques réelles de la lave).

A titre d'exemple, si on les reporte sur un diagramme de Harker (Na2 O + K2 O en fonction de SiO2), les laves spilitiques permiennes de l'Atlas de Marrakech se situent dans une lignée magmatique alcaline; mais si on les examine à travers les diagrammes de Floyd et Winchester 1975 ($P_2 O_5$ en fonction de Zr; Ti en fonction de Zr, Nb/Y en fonction de Zr/P) ou de Pearce et al 1973 (triangle Ti/100, Zr, Y x 3), ces laves sont des tholéïtes à tendance alcaline (conclusion principalement empruntée à DE PACHTERE , 1983).

Les laves de la région Ecrins-Pelvoux présentent le même type de problème mais une A . C . P .(Analyse en composantes principales,Buffet, 1984) a révélé de manière significative et fondamentale leur caractère magmatique alcalin. Cette conclusion semble assez cohérente avec le fait, déjà évoqué, que le volcanisme des Ecrins-Pelvoux est apparu dans un contexte de pré-rifting. Il en va de même pour les laves permiennes de l'Atlas de Marrakech où l'on peut noter que le passage, dans le temps, d'un volcanisme tholéïtique à tendance alcaline (Permien) à un volcanisme

* Nous adressons nos remerciements à Michel Bonhomme de l'Institut Dolomieu à Grenoble qui est l'auteur de ces datations et qui nous les a communiquées.

plus franchement tholéïtique (Trias) est assez conforme à ce que l'on sait aujourd'hui des symptomes magmatologiques qui sont révélateurs d'une ouverture océanique.

Le problème du volcanisme des régions intermédiaires :

Entre le secteur Ecrins-Pelvoux au Nord et celui de l'Atlas de Marrakech au Sud, plusieurs autres régions sont connues pour être également concernées par un volcanisme d'âge permien et/ou triasique. C'est le cas notamment de l'Estérel (BOUCARUT,1970), des Corbières (AZAMBRE et ROSSY ,1981) des Baléares (METAILLET et PECHOUX, 1978) de la chaine Ibéride en Espagne orientale (LAGO SAN JOSE et al .1987) et de la Meseta Marocaine (SAUVAGE et al ,1983). Si pour certains de ces volcanismes (Corbières par exemple) les particularités géochimiques des laves rappellent beaucoup celles de la région Ecrins-Pelvoux ou du permien de l'Atlas de Marrakech, le parallélisme est moins évident pour d'autres (Esterel par exemple) dans la mesure où la proportion des rhyolites peut y apparaître prépondérante.En fait ,dans le Sud-Est de la France(Provence, Corse),le volcanisme débute dès le Carbonifère et se poursuit à l'Autunien avec des caractères nettement calco-alcalins . Cependant, à la fin de l'Autunien , au " Saxono Thuringien", voire jusqu'au Trias, un volcanisme alcalin se développe dans ces régions (VELLUTINI , 1977 - GONDOLO et al,1986 - TOUTIN-MORIN , 1987).Il semble que l'accumulation des données géochimiques conduise aujourd'hui à un schéma d'ensemble où, après une étape magmatique largement calco-alcaline et anatectique au milieu de l'ère primaire (symptomes possibles de certains contextes de subduction), l'époque permienne marquerait dans l'ensemble du secteur géographique concerné, et même au-delà, une tendance assez générale à un volcanisme de type intraplaque même si localement il est surtout marqué par l'apparition de rhyolites.

En Europe, une trace significative de cette grande fissuration intraplaque est donnée par le fossé d'Oslo où le magmatisme permien a produit des syénites néphéliniques et même des carbonatites. Selon certains auteurs (H. et G.TERMIER, 1985), la prolongation de ce fossé permien vers le Sud passe par la Vallée du Rhin et les Alpes pour aboutir précisément à l'Estérel et peut-être même aller au-delà.

Remarques sur le caractère spilitique des laves triasiques des Ecrins-Pelvoux et des laves permiennes de l'Atlas de Marrakech.

Pour la plupart des auteurs qui ont étudié le volcanisme triasique de la région Ecrins-Pelvoux (TANE 1974, ADLINE 1982, BUFFET 1984), le faciès spilitique est une caractéristique intrinsèque des laves et non le résultat d'un métamorphisme, de fond océanique par exemple. Cette conclusion s'explique ici par le fait que le faciès spilitique affecte pratiquement toutes les coulées, même celles qui paraissent s'être épanchées à l'air libre, et qu'on l'observe aussi au niveau des cheminées spilitiques où l'influence du métamorphisme de fond océanique est difficile à envisager. Il en résulte en particulier que les classiques vacuoles de calcite (qui constituent la caractéristique la plus spectaculaire de beaucoup d'échantillons de spilites) sont interprétées par certains des auteurs précités comme ayant une origine magmatique au même titre que la matrice silicatée dans laquelle elles sont incorporées.

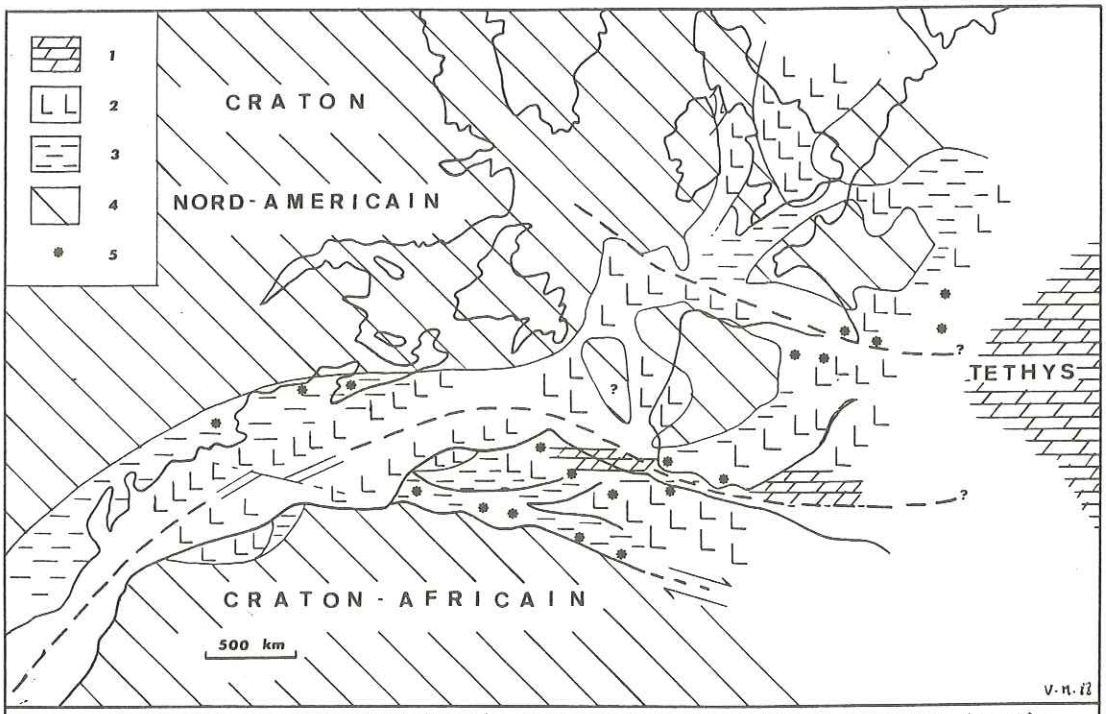
Leur juxtaposition est alors expliquée par un phénomène de démixtion et le problème se pose de savoir si la phase carbonatée ainsi produite est limitée volumétriquement à la fraction piégée sous forme de vacuoles dans les coulées de laves ou si une partie s'en est échappée pour aller apporter sa contribution à la sédimentation carbonatée. Ce dernier point de vue a été récemment envisagé par l'un de nous (TANE 1987) et fera l'objet d'un exposé plus détaillé dans une prochaine publication. Il est à noter aussi que les spilites des deux régions considérées ici sont riches en potassium et que deux hypothèses au moins peuvent expliquer cette particularité : une contamination crustale d'une part, une origine mantellique profonde d'autre part.

CONCLUSION

Ainsi, tout au long de cette histoire, on retrouve le contrôle plus ou moins direct d'un contexte géodynamique en distention.

Mais quelle est l'origine de ce contexte distensif (fig. 8)?

La correspondance entre le Maroc et la côte Nord des Etats-Unis d'une part, entre la Péninsule Ibérique et la marge Canadienne d'autre part, pourraient nous inciter à tout rapporter aux prémices de l'ouverture de l'Atlantique, considérant que le volcanisme de l'Atlas de Marrakech en est un signe précurseur. En effet, au Maroc, les bassins de la côte occidentale (Tarfaya, Essaouira, Doukkala) ont leurs symétriques le long de la côte Nord des Etats-Unis (MANSPEIZER W et al., 1978). Ces bassins représentent donc le premier épisode de l'expansion de l'Océan



LEGENDE : 1-Domaine marin profond (faciès carbonatés); 2-Domaine marin franc (faciès évaporitiques); 3-Mer épicontinentale (faciès silteux); 4-Domaine continental; 5-volcanisme: coulées et intrusions du Trias moyen à supérieur.

La position des continents est inspirée de BIRD & DEWEY, 1970. La position des principaux centres d'émission volcanique est reprise d'après la carte de LAUBSCHER & BERNOUILLI (1977) revue in BERNOUILLI & LEMOINE(1980). Elle est, par ailleurs, modifiée d'après ZIEGLER P.A. (1982) et complétée par V. MERMET au niveau du Maroc.

Fig.8:- Reconstituion paléogéographique du cadre atlantico-téthysien, in V. MERMET (1988), à la fin du Trias.

Atlantique naissant. Mais ,plus on se déplace vers l'Est et plus les relations sont à rechercher en direction de la Téthys (Région de la Haute-Moulouya, SCHMITT J.M, 1976). Ainsi il nous faut invoquer au Trias supérieur un golfe téthysien couvrant la zone des Hauts- Plateaux marocains et bordant la partie septentrionale du Haut-Atlas oriental.

Cependant, et nous l'avons vu largement au niveau du Sud-Est de la France, toute l'Europe occidentale est soumise au même contexte distensif (ZIEGLER P.A., 1982). Et c'est dans ce cadre, que le volcanisme des Ecrins-Pelvoux se situe sur la marge continentale occidentale de la future Téthys (marge continentale européenne).

Dans un tel schéma, on peut donc se demander quelles sont les relations entre l'Atlantique et la Téthys . Il est en effet à peu près certain qu'au Trias supérieur, les deux domaines étaient en relation puisque la transgression va rapidement et largement déborder sur l'ensemble de l'Europe et de l'Afrique du Nord. On peut cependant s'interroger sur le sens de ces échanges :

Soit l'Atlantique s'est ouvert comme une extension téthysienne vers l'Ouest (LANCELOT Y. , 1980)

Soit l'ouverture initiale de l'Atlantique se situe vers la plateforme des Bahamas (DIETZ R. S. et HOLDEN J. C. , 1970).

Dans la littérature , les données paléomagnétiques et géochronologiques suggèrent , sur tout le pourtour atlantique, un déplacement dans le temps de l'activité magmatique du Sud vers le Nord (DIETZ et al, 1970) . Par ailleurs, en replaçant les continents dans leur position initiale, les dykes doléritiques du pourtour de l'Atlantique Nord convergent vers la plateforme des Bahamas (Blake-Plateau, MAY P.R. , 1971).

Ainsi, l'empreinte du stade de "protorift" est à rechercher dès le Permien au Maroc et dans le Sud de la France. Le stade de rift apparaît dès le Trias supérieur au Maroc et au Lias dans le Sud-Est de la France.

BIBLIOGRAPHIE

ADLINE G.1982 . Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du Massif des Ecrins-Pelvoux.Thèse 3ème cycle Grenoble.

APRAHAMIAN J. (1968). - Etude géologique du Beaumont et de la Salette (Isère.) Secteur Sud-Ouest du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

AVRIL G., DURAND M., PERRIAUX J., TRAORE H. et USELLE J.P. (1987). - Sédimentologie du Permien et du Trias détritique du dôme de Barrot (Alpes Maritimes). Géologie Alpine, Mém.h.s. n° 13 p. 69-80.

AZAMBRE B.,ROSSY M.1981 . Mise en évidence du caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales. Bull. Soc. géol. Fr. (7) t. XXIII n° 3 p. 253-262.

BARON P. 1981 - LTrias et le Lias Inférieur de la bordure occidentale du Pelvoux (Alpes Occidentales) Stratigraphie et Tectonique Sédimentaire.
Thèse 3ème cycle Grenoble

BIRD J.M.et DEWEY J. F. 1982 Lithosphere plate continentala margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen.Bull.Geol.Soc. Amer.,81, p 1031-1060

BIRON P.E. 1982. Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech). Lithostratigraphie, Sédimentologie, Tectonique et Minéralisations.
Thèse 3ème cycle Grenoble

BOUCARUT M. 1970. Livret guide de l'excursion de l'Association des Géologues du Sud-Est dans l'Estérel.

BUFFET G 1984. Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du Massif des Ecrins-Pelvoux. Sciences de la Terre Nancy, série informatique géologique n°19.

DEBELMAS J. 1983. La formation des Alpes. La Recherche, n° 150 (Dec 1983) p. 1542-1552

DE PACHTERE P. 1983. Le volcanisme permien et fini triasique dans le Haut Atlas de Marrakech (Maroc). Approche Pétrologique et Géodynamique. Thèse 3ème cycle Grenoble

DIETZ R. S. et HOLDEN J.C. (1970).- Reconstruction of Pangea : break up and dispersion of continents, Permian to Present. J. Geophysical Res., 75 , p.4939-4956.

DUMONT T. et GRAND T 1987. Caractères communs entre l'évolution précoce d'une portion de marge passive fossile (marge européenne de la Tethys ligure, Alpes Occidentales) et celle du rift de Suez. C.R. Acad. Sci Paris, t. 305 série II p. 1369-1373

DURAND M. (1988). - Le Trias détritique du "Bassin du Sud-Est". Paléogéographie et environnement de dépôt. Géologie Alpine, Mém. h. s. n° 14

FLOYD P.A AND WINCHESTER J.A. 1975
Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth. Planet Sci Lett., 27. 211-218

GAND G. (1973). - Contribution à l'étude géologique des formations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne - de la Vallée de l'Arly au lac de la Girotte-Savoie. Thèse 3ème cycle, Grenoble

GAND G. et PERRIAUX J. (1988). - La formation post-hercinienne des Grès de Flumet (Massif de Belledonne, Alpes françaises). Géologie Alpine, t. 64.

GONDOLO A. GIRAUD J.D. et BONIN B. (1986). - Le volcanisme alcalin permo-triasique du Sud-Est de la France : comparaisons entre la Provence et la Corse. XIème R.S.T., Clermont Ferrand, p. 81.

GIGNOUX M. et MORET L. (1948). - Le permien des zones externes des Alpes françaises. C.R.Ac.Sc., t. 226, p. 853.

LANCELOT Y., (1980).- Environnements sédimentaires océaniques, développement de la paléo-océanographie. Mém. h.s. Soc. Géol. France., 10, p. 351-362.

LAGO SAN JOSE M. et POCOVI JUAN . A 1987
Le volcanisme calco-alcalin d'âge stephano permien dans la chaîne ibérique (Est de l'Espagne) séance spécialisée de la section de volcanologie de la S.G.F. Paris 9 et 10 février 1987, documentation BRGM.

LEMOINE M. et BERNOUILLI D. 1980. Coll. 5 du 26ème Congrès Géologique international, Paris Ed. BRGM.

LIARD Ph. (1970). - Contribution à l'étude de la couverture sédimentaire de Belledonne (Alpes françaises) : le massif d'Allevard (Isère). Thèse 3ème cycle, Paris.

LIARD Ph. et PERRIAUX J. (1988). - La formation tardi et post-hercinienne des grès d'Allevard (Massif de Belledonne, Alpes françaises). Géologie Alpine, t. 64.

MANSPEIZER W., PUFFER J.H et COUSMINER H. L. (1978).- Separation of Morocco and Eastern North America : a triassic-liassic stratigraphie record. Geol. Soc. America Bull., 89, p. 901-920.-

MAY P.R.(1971).- Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of prerift position of the continents. Geol. Soc. America Bull.,82,p. 1285-1292.

MERMET V. (1988).- Thèse Université de Grenoble . En préparation

METAILLET R. et PECHOUX J. 1978. Etude géologique de l'extrèmité orientale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne)Thèse 3ème cycle Grenoble.

PEARCE J. A. and CANN J.R. 1973. Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. Earth Planet. Sci. lett.19. 290-300.

SAUVAGE M., LE GUERN M. et SAUVAGE J.P. 1983. Caractères structurologiques du centre émissif volcanique permien du Bon-Achouch (Maroc Central). Colloque sur le Permien et le Trias du Maroc. Bulletin de la Faculté des Sciences de Marrakech. Numéro Spécial 1.

SARROT-REYNAULD J. (1961). - Etude géologique du dôme de La Mure(Isère) et des régions annexes. Mém. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble n° 2.

TANE J.L. 1974 - Quelques observations nouvelles relatives à la genèse des laves spilitiques - In spilites and spilitic rocks. Ed Amstutz.Intern. Union of Geological Sciences. Springer Verlag p. 349-358.

TANE J.L. 1987. Le volcanisme spilitique de prérifting a-t-il une influence sur la sédimentation carbonatée? Séance Spécialisée de la section de Volcanologie de la S.G.F. Paris 9 et 10 février 1987. documentation BRGM.

TERMIER H.et G.1985 . Permien. Encyclopaedia Universalis vol. 14 p. 235-240

TOUTIN-MORIN N. (1987). - Les bassins permiens provençaux, témoins de l'orogenèse hercynienne et de l'ouverture de la Téthys dans le Sud-Est de la France. Ann. Soc. Géol. Nord, T. 106, p. 183-187

TOUTIN-MORIN N. (1988). - Enregistrement du cycle hercynien et prémices du cycle alpin dans la sédimentation du Sud-Est méditerranéen. Géologie Alpine, Mém. h. s. n° 14.

VELLUTINI P. (1977). - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Est. Thèse Marseille, 317 p.

VINCHON Ch. et TOUTIN-MORIN N. (1987). - Convergeance du faciès et paléoenvironnements dans les bassins sédimentaires du Permien Supérieur de l'Argentera-Barrot et de Provence orientale. Géologie Alpine, Mém. h. s. n° 13, p. 57-67.

ZIEGLER P.A., (1982).- Faulting and graben formation in western and central Europe. In the evolution of sedimentary basins, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 305, p. 113-143.

LE TRIAS DETRITIQUE DU "BASSIN DU SUD-EST" PALEOGEOGRAPHIE ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOT

par Marc DURAND *

RESUME. - En l'absence d'affleurements et de sondages dans toute la partie centrale, le Trias détritique n'est connu, pour l'instant, qu'en périphérie du Bassin du Sud-Est. Une rapide synthèse des travaux sédimentologiques récemment publiés, et une première étude de la série provençale, permettent d'esquisser le cadre paléogéographique de trois systèmes sédimentaires ayant fonctionné indépendamment, de manières sensiblement différentes en fonction de l'importance relative des contrôles climatique, tectonique et eustatique. Elle apporte également quelques éléments de réflexion quant au cadre géodynamique relatif aux stades d'initiation du bassin.

ABSTRACT. - For lack of outcrops and boreholes in the central part of the French "Bassin du Sud-Est", Triassic terrigenous clastic series are only known in two peripheral areas. A short review of the recent sedimentological studies, with special emphasis on unpublished data collected in Provence, leads to characterize three, mostly non-marine, depositional systems evolving in quite different ways, according to climatic, tectonic or eustatic controls.

INTRODUCTION

L'individualisation, dès le Trias, d'un vaste Bassin du Sud-Est de la France a été mise en évidence, il y a une quinzaine d'années, par les travaux d'exploration pétrolière [Dubois et Umbach, 1974], et le schéma initial n'a guère été modifié par la synthèse la plus récente [Debrand-Passard, 1984]. Grossièrement triangulaire, il aurait été limité à l'Ouest par le faisceau de failles des Cévennes, au Sud par une hypothétique zone haute correspondant à l'actuel golfe du Lion et se prolongeant au large des Maures et de l'Estérel, et à l'Est par un seuil permettant des communications avec la mer alpine. Bien que la localisation de ce seuil varie quelque peu selon les auteurs : du dôme de La Mure au plateau de Valensole [Baudrimont et Dubois, 1977] ou du dôme de Remollon au Mercantour [Mégard-Galli et Baud, 1977], on admet généralement que la zone la plus subsidente était limitée à l'Est par le jeu précoce du linéament durancien [Debelmas, 1986].

En fait, ce bassin triasique est encore très mal connu ; on n'a en particulier, aucune information directe sur les dépôts de base de toute la partie centrale, depuis le dernier accident cité jusqu'au-delà du Rhône (Fig. 1). De part et d'autre de cette vaste zone aveugle, les principaux dépôts détritiques terrigènes se répartissent de manières très différentes :

- A l'Ouest, les affleurements de la bordure ardéchoise et cévenole montrent une série essentiellement constituée de détritiques (grès et argilites), dont l'âge s'étend de l'Anisien moyen au moins [Adloff et coll, *in* Debrand-Passard, 1984, p.68] jusqu'au Rhétien pour les termes les plus "transgressifs", et dont la puissance totale peut fréquemment dépasser 200 m. Les sondages proches indiquent que, très vite en direction du centre du bassin, ces faciès sont en grande partie remplacés par des dépôts évaporitiques ; les plus éloignés révèlent une série très épaisse (près de 1 000m) où la halite prend une place prépondérante.

- A l'Est en revanche, sur les principales zones affleurantes (Provence orientale et Barrot-Mercantour), les faciès détritiques sont localisés en base de série, sous forme d'une semelle continue et assez uniforme, dont la puissance n'atteint qu'exceptionnellement la centaine de mètres, et dont l'âge, traditionnellement réputé "werfénien", pourrait être en partie anisien (inférieur à moyen ?) d'après les datations palynologiques en cours [M.C. Adloff].

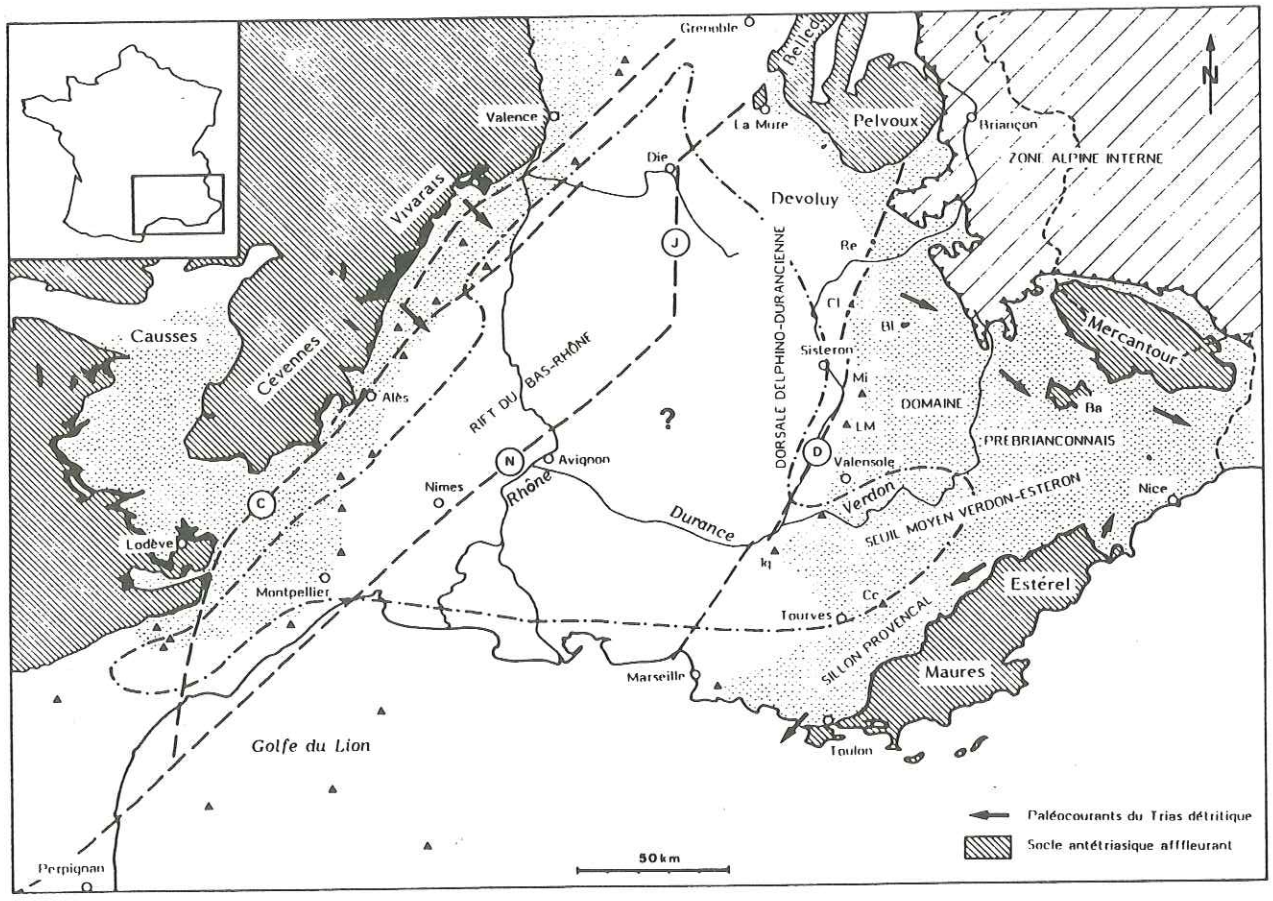
* Lab. Géol. Ensembles Sédimentaires, Univ. Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex

Cette région est aussi caractérisée par le développement d'au moins une plate-forme carbonatée, ladinienne, encadrée par des ensembles évaporitiques. A la faveur de ces derniers, la tectonique postérieure à systématiquement désolidarisé cette plate-forme de son substratum et de sa couverture. L'importance des déplacements tangentiels étant encore discutée, c'est l'étude de la série détritique, restée solidaire du socle au sein du "tégument", qui est le plus à même de permettre la compréhension du fonctionnement initial du bassin.

Les travaux en cours ont conduit à y reconnaître **deux aires de sédimentation** continentale nettement distinctes, dont l'individualité est surtout marquée par les directions de transport [Avril et coll., 1987a] :

- un domaine méridional, ou sillon **sud-provençal,** dominé par des écoulements vers le SW,
- un domaine septentrional, en contexte structural subalpin, mais qui, par ses caractères paléogéographiques peut cependant être qualifié de **"pré-briançonnais"** [Durand et coll., 1988] puisqu'il est caractérisé par des écoulements vers le SE en direction du bassin briançonnais ligure.

Cette note présente à la fois des résultats nouveaux, obtenus en Provence, et une rapide analyse des travaux sédimentologiques récents portant sur les deux autres aires de sédimentation, afin d'établir des comparaisons permettant de mieux cerner le contexte géodynamique, interne et externe, ayant présidé à l'initiation du bassin.



Isopaque 400 m probable du Trias total [d'après Debrand-Passard et coll., 1984].
Zone où la base du Trias est connue par interpolation entre affleurements et sondages.
Zone où les faciès de base du Trias sont totalement inconnus.
Affleurements du Trias détritique : Ba= Barrot, Bl= Barles, Cl= Clamensane, Re= Remollon.
Sondage au socle : Cc= Carcès, Cp= Carpiagne, Jq= Jouques, Mi= Mirabeau 2, LM= Les Mées.
Linéament cité : C= des Cévennes, D= de la Durance, J= de Die - La motte Chalançon, N= de Nimes.

Fig.1 - Cadre géologique du Bassin triasique du Sud-Est

I - LA BORDURE DU MASSIF CENTRAL

Les séries triasiques de la bordure vivaro-cévenole, objet de nombreux travaux, ont été longuement décrites dans la Synthèse du Sud-Est [Debrand-Passard, 1984]. Trois points essentiels méritent cependant d'être rappelés :

1 - La quasi-permanence des apports détritiques serait entretenue, au moins en partie, par des **déformations tectoniques.** La densité des accidents synsédimentaires semble croître du Nord vers le Sud, où ils ont commencé à fonctionner très tôt, en créant des minibassins marginaux, relativement isolés par des horsts étroits et peu élevés. La fin du Trias est marquée par la cicatrisation de certains accidents, suivie dès le début du Lias, par le passage à un style tectonique nouveau, avec formation d'une mosaïque de petits blocs basculés, qui caractérise la phase de rifting préparant l'ouverture téthysienne dans la majeure partie du Sud-Est de la France.

2 - Régionalement, le développement des grès permet de distinguer des **"faciès ardéchois"**, septentrionaux, caractérisés par l'importance des dépôts sableux, souvent grossiers ; ils passent vers le Sud, au niveau de la vallée du Chassezac, à des **"faciès gardois"** se distinguant par un plus grand développement des argiles et même des carbonates. Cette opposition traduit sans doute une plus grande altitude des reliefs bordiers dans le secteur nord.

3 - Il est presque partout possible de distinguer **deux ensembles superposés,** séparés par une "Barre carbonatée médiane", puissante de 9 m en moyenne, qui constitue un précieux repère de la base du Carnien. Le développement prépondérant de ce niveau carbonaté, par rapport à celui du Ladinien supérieur, constitue ici une originalité ; il n'apparaît ni en Espagne, ni dans le bassin germanique et ses annexes, où la pulsation eustatique fugace correspondante est cependant sensible (Dolomie-limite de la Lettenkhole). Il traduit un taux de subsidence relativement élevé, mais homogène, sur toute la marge occidentale du Bassin du Sud-Est à cette époque.

Les travaux sédimentologiques récents ont montré la part prédominante de la **dynamique fluviatile** dans la genèse des faciès gréseux, à tous les niveaux excepté le Rhétien. Ils apportent la reconstitution minutieuse d'un large spectre de paléoenvironnements, depuis des cônes alluviaux, d'extension limitée et affectés par une pédogenèse semi-aride, et des systèmes de chenaux en tresse, jusqu'à des systèmes distaux variés.

L'**ensemble inférieur,** plus particulièrement étudié, présente une évolution assez cohérente sur toute la bordure, dans la mesure où le détritisme marque deux paroxysmes : l'un, généralisé au début de la sédimentation, à l'Anisien moyen, et l'autre, plus restreint, au Ladinien supérieur.

En Ardèche [Cula et Courel, 1987], la corrélation du second épisode avec une phase climatique plus humide, connue par ailleurs, a été proposée ; pour chacun, les modalités de dégénérescence des systèmes fluviatiles sous l'influence de l'avancée, axiale et latérale, d'une nappe d'eau peu profonde, lagunaire à marine, ont été analysées. Dans le Gard [Perrissol, 1987] et l'Hérault [Lopez, 1987], seul un contrôle tectonique a été retenu pour expliquer l'évolution générale ; les faciès fins étant rapportés à des dépôts de cuvette endoréique *(playa).* Ces conclusions s'accordent cependant assez mal, d'une part avec l'arrivée très progressive du second épandage détritique, marquée par le développement d'un système de méandres dans le Lodévois [observations personnelles], et d'autre part avec la présence de Myophories dans les niveaux sous-jacents [Orzag-Sperber, 1966]. Le caractère endoréique du bassin est encore moins concevable si l'on envisage une éventuelle communication avec le NE de l'Espagne [Perrissol, 1987], où l'Anisien moyen est franchement marin [Marzo et Calvet, 1985].

Dans l'**ensemble supérieur,** le contrôle tectonique est en revanche indiscutable. Le développement, non seulement dans le domaine ardéchois, mais également plus au Nord, des grès fluviatiles grossiers, peu évolués, interrompus par des niveaux à dolocrètes, semble bien lié à la "crise carnienne" mise en évidence dans les Alpes occidentales.

II - LE SILLON SUD-PROVENCAL

Le Trias détritique affleure en périphérie des massifs paléozoïques provençaux, le long d'une bande très étroite mais relativement continue (fig. 2), depuis la région toulonnaise (Sanary) à l'Ouest, jusqu'au-delà de Cannes à l'Est. Sa puissance, qui peut atteindre 80 m près de Toulon, se réduit progressivement à quelques dizaines de mètres dans la même direction.

Sa base est conventionnellement placée au niveau d'une discordance cartographique qui tronque différentes formations permiennes, dont les plus récentes sont datées palynologiquement du Thuringien et dont les plus anciennes peuvent être localement basculées par des mouvements intra-permiens [Baudemont, 1985]. Elle finit par s'étendre sur le socle cristallin du Tanneron. Le façonnement de cette surface infra-triasique ne peut se concevoir que sur une période relativement longue, correspondant vraisemblablement à la majeure partir du Trias inférieur [Toutin-Morin et coll., 1987].

Dans cette série bariolée, comparée de longue date au Buntsandstein du NE de la France [Théobald, 1952], et dont l'origine continentale n'a jamais mise en doute, seules deux formations ont été antérieurement définies [Glintzboeckel et Durand, *in* Debrand-Passard, 1984, p. 99] : le Poudingue de Port-Issol et les Grès de Gonfaron. Il sera proposé ici d'en exclure les faciès sommitaux qui, par leurs caractères très originaux, peuvent être considérés comme représentant une troisième formation (Grès en plaquettes de Solliès).

Les principales directions d'écoulement, déduites des faisceaux à litage oblique de grande taille rencontrés dans les deux premières formations, se moulent assez fidèlement sur le contour actuel des massifs du Tanneron et des Maures. Une telle disposition évoque le flanc d'une vaste gouttière. La largeur de celle-ci peut être estimée à une quarantaine de kilomètres car les grès sont encore épais de 39 m au sondage de Carcès, où ils reposent sur le Permien, alors que près de Tourves, le Muschelkalk moyen semble remanier directement le socle métamorphique local [Caron, 1970].

A - LE POUDINGUE DE PORT-ISSOL

Il n'atteint guère que 8 m d'épaisseur dans la localité-type, près de Sanary, mais semble s'étendre dans l'axe du bassin sur une longueur de l'ordre de 90 km, en s'amenuisant très progressivement, jusqu'au seuil du Reyran représentant un paléorelief hérité du Permien [Toutin, 1980]. Son extension latérale est par contre réduite, car il manque sur les affleurements triasiques les plus proches des Maures (Gonfaron).

Les galets sont exclusivement siliceux (quartz et rares phtanites). La plupart sont bien roulés, mais un grand nombre a subi secondairement un long façonnement éolien (facettes de néoformation) avant un bref remaniement fluviatile. La fraction sableuse est généralement très mature. Les séquences conglomératiques, dont l'épaisseur est d'ordre décimétrique, montrent souvent un litage subhorizontal fruste, avec dérive verticale granocroissante, et peuvent passer latéralement à des *foresets* sablo-graveleux, séparés par de minces pavages de galets. Elles traduisent un dépôt sous forme de barres longitudinales, dans les chenaux en tresse, peu profonds, d'un large cours d'eau temporaire.

L'étude de la variation régionale de la taille moyenne des plus gros galets montre un accroissement très discret de cette valeur (de 11 à 12 cm) dans l'axe du bassin en direction de l'amont, mais une décroissance très rapide transversalement, à l'approche de la bordure du bassin. Ceci indique que l'essentiel des matériaux provenait, non pas du massif des Maures, mais plutôt des alentours du seuil du Reyran, dont la série stéphanienne est précisément riche en galets de quartz blancs, déjà très fortement émoussés.

Par tous ces caractères, le Poudingue de Port-Issol constitue un bon exemple de "conglomérat de zone intracratonique stable" [Durand, 1978], dont le modèle a été défini à partir de l'étude du Conglomérat principal des Vosges gréseuses. Cependant, la convergence de certains aspects pourrait n'être que fortuite ; en particulier, l'émoussé fluviale des galets, antérieur à la phase d'éolisation, serait plutôt hérité dans le premier cas et acquis au cours du transport triasique dans le second. Le poudingue provençal, resté plus "proximal", peut être encore considéré comme "résiduel" dans la mesure où il résulte d'une succession d'épandages détritiques dont l'essentiel de la fraction sableuse a dû être entraîné par les eaux, au Sud de la côte actuelle, et la fraction plus fine partiellement exportée par déflation.

Fig.2 - Esquisse géologique de la Provence permo-triasique.

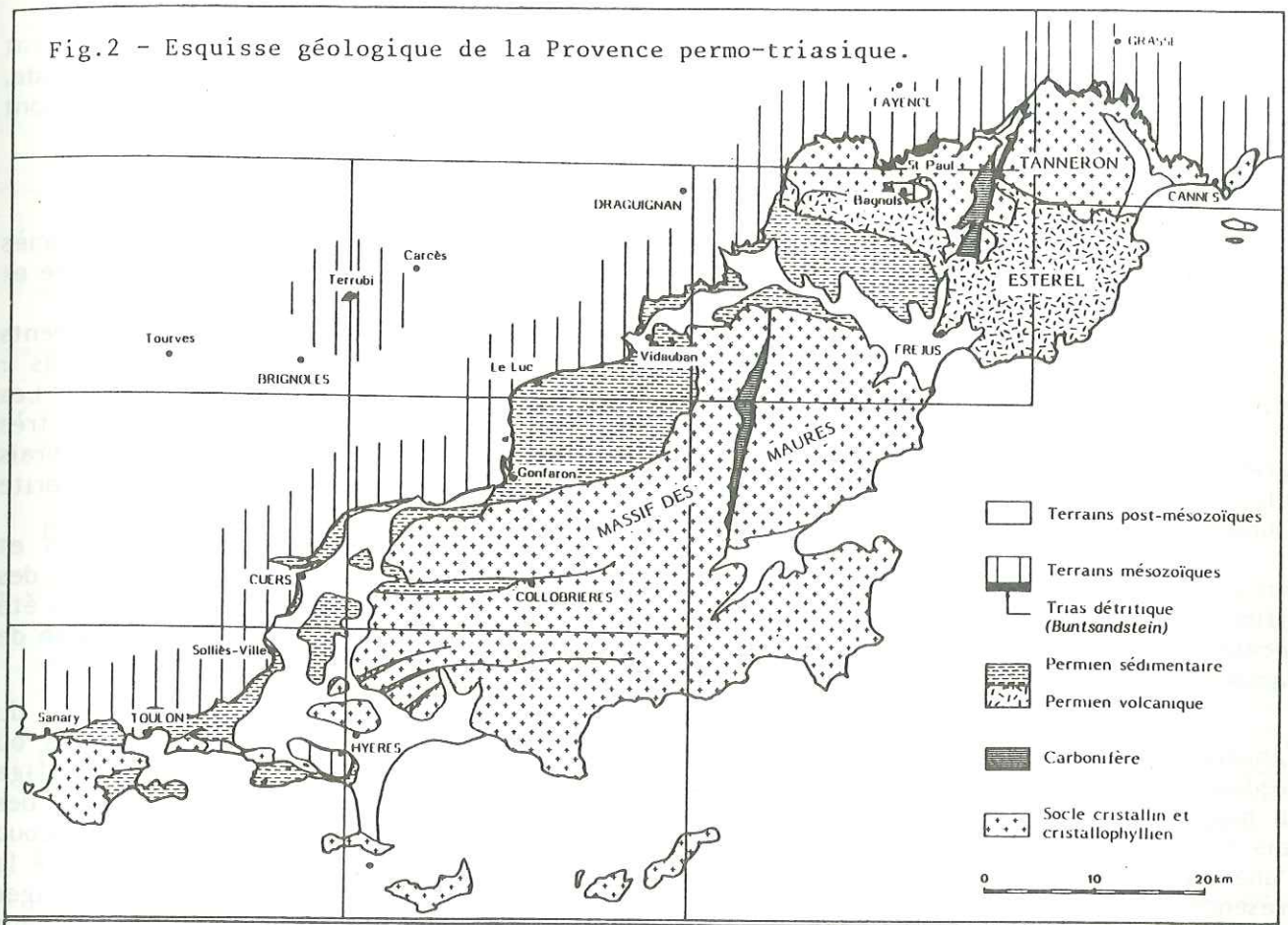
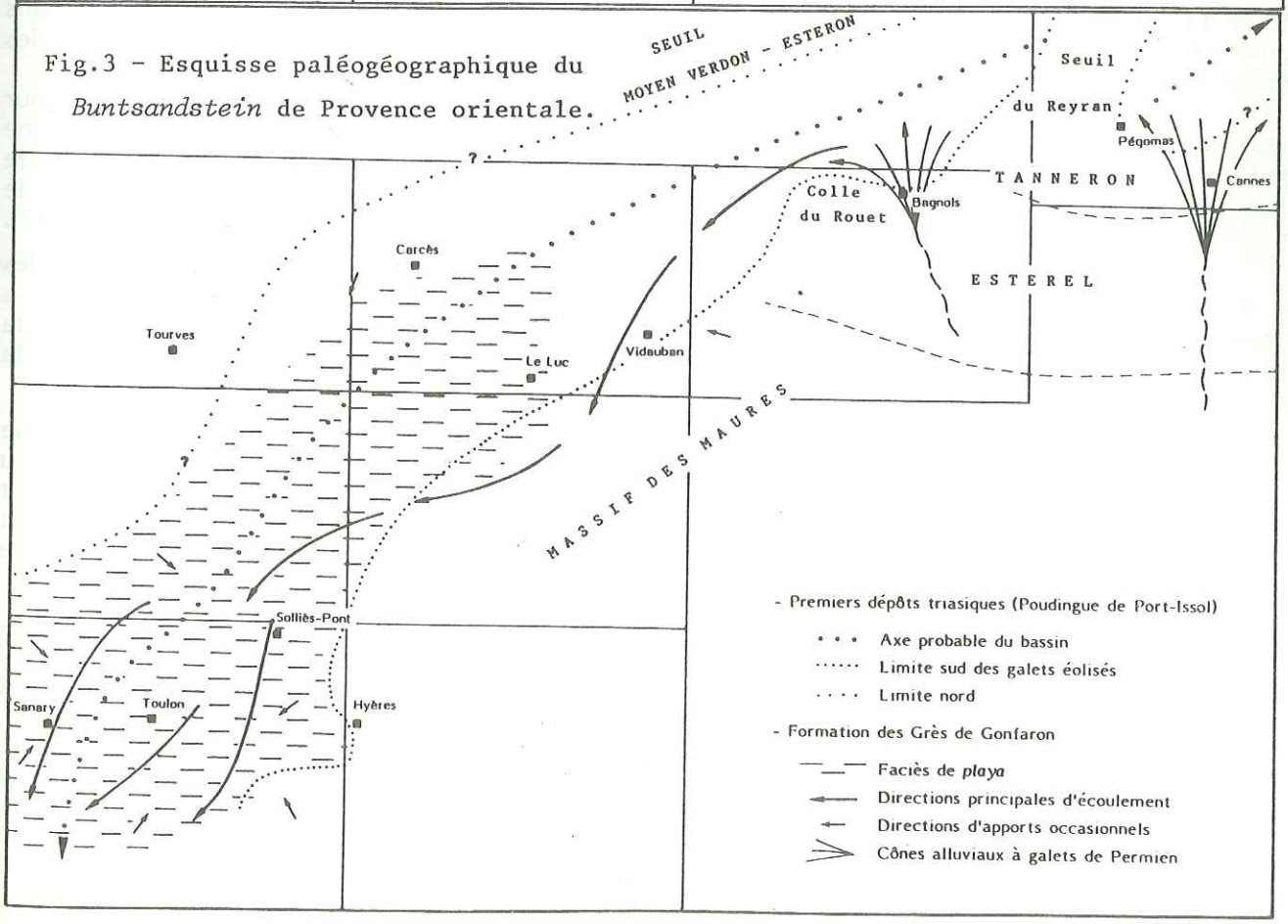


Fig.3 - Esquisse paléogéographique du *Buntsandstein* de Provence orientale.



En conclusion, il est très vraisemblable que la mise en place de ce mince conglomérat fluviatile se soit échelonnée sur toute la durée de la longue phase climatique franchement aride, dite du "Buntsandstein moyen" (Scythien inférieur ? à moyen), au cours de laquelle se sont accumulés, dans le NE de la France, plus de 300 m de dépôts détritiques.

B - LES GRES DE GONFARON

Cette formation, qui constitue l'essentiel de la série sud-provençale, présente des faciès beaucoup plus diversifiés. Leurs caractères communs résident dans l'immaturité minéralogique et texturale, et dans la présence de nombreux paléosols.

Bien qu'à la base prédomine, en particulier vers l'aval, le remaniement d'éléments éolisés antérieurement, très vite se manifestent des apports massifs de matériaux frais : feldspaths dans la fraction sableuse et, surtout autour du Tanneron, galets polycristallins. Les profils pédologiques affectent souvent déjà le sommet du Poudingue de Port-Issol ; ils sont très variés et les plus évolués montrent des encroûtements nodulaires à columnaires passant aux vrais dolocrètes, et souvent associés à des faciès silicifiés riches en traces de gypse et d'anhydrite [Durand et Meyer, 1982].

Les Grès de Gonfaron, reposant directement sur le Permien en plusieurs points et ennoyant définitivement le seuil du Reyran, ont dû s'étendre assez largement au-delà des affleurements actuels ; aucune variation appréciable de faciès ou de puissance n'a d'ailleurs été décelée transversalement au bassin. En revanche la formation montre une très nette évolution de l'amont vers l'aval.

1 - **Le secteur amont** correspond à un **cône alluvial** s'étalant sur le flanc nord du Tanneron occidental (fig. 3). Essentiellement sableux, mais riche en galets peu émoussés où prédominent les rhyolites permiennes, il ne comporte pratiquement pas de faciès type épandage en nappe ou coulée de débris. Par l'abondance des faisceaux de progradation, associés à des faisceaux arqués de grande taille inconnus dans le reste du bassin, il présente beaucoup d'analogie avec le modèle de *humid alluvial fan* décrit par McGrowen et Groat [1971], malgré la présence de nodules carbonatés et gypseux. Cette apparente contradiction conduit à envisager son installation au débouché de la vallée étroite d'un cours d'eau relativement important, sans doute venu du SE à travers l'Estérel. Les séquences plurimétriques sommitales, évoquant des dépôts de chenaux à forte sinuosité, plaident pour une telle interprétation.

Si un remaniement des sédiments permiens du Bas-Argens pourrait être invoqué pour expliquer la présence de zircons de type calco-alcalin au Nord du Tanneron [Pupin, 1987], il ne peut en être de même pour interpréter l'abondance des quartz rhyolitiques bipyramidés dans le Trias provençal, beaucoup plus grande que dans le Permien local [Prone et Rousset, 1981] ; le bassin versant aurait donc pu s'étendre jusque sur le bloc corso-sarde [Arnaud et Monleau, 1987].

2 - **Le secteur aval** est caractérisé par un **faciès de *playa***, séparant les grès fluviatiles en deux masses. Ce faciès rouge, silto-argileux, apparaît à partir de la région du Luc, où il a parfois été rapporté au Permien [Cournut, 1966], prend un développement prépondérant dans la région toulonnaise, et se poursuit jusqu'aux environs de Marseille (sondage de Carpiagne) où la formation atteint encore une épaisseur totale de 72 m.

+ Le sommet des **grès inférieurs**, et les intercalations gréseuses de la zone pélitique moyenne, présentent des chenaux très peu profonds, à remplissage généralement monophasé où abondent les brèches de remaniement des faciès pédogénétiques. Mais le motif dominant est celui d'une séquence mince (quelques décimètres) et très étendue, à base non érosive moulant des fentes de retrait, des pistes de Reptiles ou des paléosols complets. Elle comporte typiquement :

-- un terme inférieur grossier, où les litages obliques tabulaires basaux (bas régime d'écoulement) passent en continuité à des lits plans à linéation de délit (haut régime),
-- un terme médian, à grain fin, où dominent les structures de petites rides de courant chevauchantes *(Kappa cross-stratification)*,
-- un terme final, silto-argileux, de simple décantation.

Les dépôts de ce type, comme ceux qui ont été récemment décrits dans le "Muschelkalk moyen" de Catalogne [Castelltort et Marzo, 1987], caractérisent les *terminal fans* [Friend, 1978] des régions endoréiques semi-arides. La multiplicité des directions d'apport, sur une même coupe, évoque un bassin fermé de type *bolson* [Lützner, 1979].

+ Les grès supérieurs marquent une reprise du transit longitudinal. La région de Solliès est caractérisée par la présence de chenaux basaux relativement profonds (jusqu'à 4 m) et l'apparition, vers les sommet, de minces lentilles d'argiles grises à menus débris végétaux ; alors que vers Gonfaron n'existent que des faciès oxydés, à légère dérive granocroissante.

C - LES GRES EN PLAQUETTES DE SOLLIES

Ces grès fins, en minces lentilles extrêment étendues, séparées par des joints argileux, apparaissent brutalement au-dessus des faciès précédents, parfois par l'intermédiaire d'un niveau stromatolitique. Ils se présentent sous le même faciès depuis la coupe-type de Solliès-Ville [Caron, 1968], jusqu'au Nord du Tanneron (Saint-Paul-en-Forêt), mais souvent avec une puissance moindre qu'en ces deux localités (5-6 m). La prédominance des structures de rides d'oscillation et la présence de rares moulages de cubes de sel évoquent un milieu margino-littoral de type **lagunaire**, qui incite à placer cette formation à la base du Groupe du *Muschelkalk*. Quelques niveaux à convolutes, d'origine séismique probable [Sims, 1978], indiqueraient d'autre part une certaine instabilité du bassin.

III - LE DOMAINE PREBRIANCONNAIS

Dans la région de Cannes a été mis en évidence un dispositif sédimentaire symétrique de celui du Tanneron occidental (fig. 3). On y retrouve un mince cordon basal de galets éolisés, également quartzeux mais d'origine locale (Pégomas). Dans les grès surincombants, très comparables à ceux de la région de Bagnols, les galets de rhyolite, et très accessoirement de gneiss, sont plus abondants et pouvent former de véritables conglomérats ; ils pourraient provenir d'un prolongement oriental du massif de l'Estérel. Par contre, la présence de grandes orthoses maclées ne peut s'expliquer que par une origine encore plus méridionale. Les paléocourants montrent que ce système devait être tributaire d'un autre bassin et appartenir ainsi déjà au "domaine prébriançonnais" récemment défini [Durand et coll., 1988].

Ce domaine paléogéographique est jalonné, de l'aval vers l'amont, par les minuscules lambeaux tectoniques de la région de Nice, les vastes affleurements de la périphérie du dôme de Barrot et du Mercantour, puis du dôme de Barles, et ceux, beaucoup plus réduits, des environs de Remollon et Clamensane, ainsi que par la série détritique (46 m) traversée par le sondage de Mirabeau 2 (fig. 1). L'absence, au Barrot, de tout apport d'origine méridionale, en particulier de rhyolites permiennes, malgré une nette composante septentrionale des paléocourants sur le Nord-Tanneron, montre qu'il devait être séparé du sillon provençal par un relief peu élevé, jouant un simple rôle de barrière ; il pourrait déjà s'agir du "seuil Estéron-Moyen Verdon", dont l'activité s'est manifestée à maintes reprises au long de l'histoire post-triasique.

L'attribution de la plupart des dépôts rencontrés à des faciès de mer ouverte, proposée il y a quelques années, n'a pas été confirmée par les nouveaux travaux [Avril et coll. 1987 b ; Bock et coll., 1987], et les dernières observations présentées à l'appui de cette hypothèse [Richards, 1986] peuvent toutes être interprétées en terme de **dynamique fluviatile.** L'orientation homogène des paléocourants, et l'évolution des faciès, montrent que l'essentiel des matériaux provenait d'une zone située dans le prolongement méridional des massifs de Belledonne-Pelvoux en direction de Sisteron, ce qui confirme l'existence du tronçon dauphinois de la "dorsale delphino-durancienne" proposée par Baudrimont et Dubois [1977].

En Barrot-Mercantour le début de la sédimentation triasique est marqué par le remaniement d'éléments éolisés, témoignant d'une phase aride antérieure ; la série détritique locale pourrait donc être à peu près synchrone des Grès de Gonfaron. Ces deux séries sont pourtant assez différentes. Alors que la première constitue une mégaséquence globalement positive, où les paléosols sont localisés dans la partie médiane, la seconde, riche en paléosols sur toute sa hauteur, montre une tendance cyclique, finalement granocroissante. Une telle divergence d'évolution, entre régions soumises au même climat semi-aride, peut être attribuée d'une part aux conditions d'alimentation ; les écoulements étaient plus permanents, et au départ plus violents, dans le domaine prébriançonnais, ce qui implique une zone nourricière d'extension et d'altitude importantes. Elle peut être attribuée d'autre part aux conditions de drainage; le niveau de base étant contrôlé essentiellement par une certaine instabilité tectonique du domaine distal dans le cas du sillon provençal, et par une simple remontée eustatique dans l'autre cas.

CONCLUSIONS

Cette revue montre que le Bassin du Sud-Est ne peut plus, au moins au début de son histoire, être conçu comme un ensemble homogène "qui s'affaisse dans sa totalité" [Dubois et Umbach, 1974]. La sédimentation triasique a en effet commencé sur la marge orientale du bassin actuel : d'abord en Provence, très vraisemblablement dès le Scythien moyen, et un peu plus tard dans le domaine prébriançonnais, alors que dans la partie considérée comme centrale, on ne peut affirmer pour l'instant qu'elle ait débuté avant l'Anisien moyen. De plus, les premiers épandages détritiques, fluviatiles, ne présentent pas, bien au contraire, la polarité "centripète" à laquelle on aurait pu s'attendre.

Après la phase de pédiplanation post-hercynienne, essentiellement éotriasique, la reprise de la sédimentation dans l'aire étudiée est nécessairement liée à une nouvelle structuration, mais l'influence des facteurs eustatique et climatique ne doit pas être négligée pour autant. Ce problème mérite d'être traité indépendamment pour chaque domaine paléogéographique :

1 - Dans le cas du **sillon sud-provençal**, relativement restreint, l'apparition du seuil Estéron-Moyen Verdon au Nord, et les mouvements oscillants du domaine distal au Sud de Toulon, suggèrent un fonctionnement en régime de transtension, dans un système d'accidents décrochants senestres N80°E ; aucun argument microtectonique ne vient pourtant conforter cette hypothèse. En revanche, il est clair que ce sillon existait déjà avant la surrection de la principale zone nourricière, située au SE de l'Estérel. Les caractères très originaux du conglomérat de base évoquent plutôt un dépôt dans une dépression paléotopographique creusée, par érosion différentielle, uniquement dans les formations détritiques du Permien; des exemples comparables, de moindre ampleur, sont déjà connus dans le Nord-Est de la France [Durand, 1978]. La phase de creusement pourrait être ici liée aux périodes de très bas niveau marin marquant le passage Permien-Trias [Haq et coll., 1987] et au climat relativement humide caractérisant le début du Scythien [Battail, 1982].

D'autre part, les directions de paléocourants tendent à confirmer que l'absence du Trias sur la "zone haute méridionale" du Bassin du Sud-Est est bien due à une érosion ultérieure [Arthaud et coll., 1981]; des communications avec le NE de l'Espagne sont d'ailleurs prouvées paléontologiquement au Ladinien et au Lias [*in* Debrand-Passard, 1984].

2 - Le **domaine prébriançonnais** constituait, au début du Trias moyen, une plaine alluviale sur une plate-forme stable : la marge occidentale de la Paléotéthys. La principale zone nourricière se situait, essentiellement au droit du Dévoluy, sur le flanc oriental d'un bombement épeirogénique [Durand et coll., 1988], qui devait intéresser, au départ, toute la partie septentrionale de l'actuel Bassin du Sud-Est. Il est difficile de dater la phase d'initiation de ce dôme, mais le remaniement de paléoregs alluviaux, mis en évidence à la base de la série, permet de penser que, dès le Scythien moyen, le domaine prébriançonnais pouvait déjà être une zone de transit, participant ainsi à l'alimentation en matériel sableux de l'épaisse série quartzitique briançonnaise. Le déplacement ultérieur de l'aire de dépôt vers l'Ouest, et l'évolution séquentielle générale, seraient dus à la fois au recul des zones nourricières, sous l'effet de l'érosion, et à l'avancée de la transgression anisienne.

3 - La **marge vivaro-cévenole** peut être considérée, par la permanence du détritisme, comme la bordure d'un fossé d'effondrement : le **rift du Bas-Rhône**, qui se serait formé par distension à l'extrados du dôme précédemment invoqué. Il est particulièrement significatif à cet égard de constater que les premiers dépôts datés dans ce fossé sont sensiblement de même âge que ceux qui marquent la fin de la sédimentation détritique en périphérie du dôme, et qu'ils ne traduisent qu'une structuration encore faible, au moins pour les faciès ardéchois [Cula et Courel, *in* Giot, 1987]. La phase principale, carnienne, affectera d'ailleurs essentiellement le secteur nord, correspondant en gros à la culmination du dôme initial.

S'il est clair que le linéament durancien a joué un rôle majeur au Lias, sensiblement symétrique de celui du faisceau cévenol, il n'en est pas de même au début du Trias moyen [Durand et coll., 1988]. L'accident majeur limitant, vers l'Est, le fossé triasique du Bas-Rhône pourrait donc être , pour le secteur nord, la faille N-S de Die - La Motte Chalançon, dont on sait qu'elle affecte profondément le socle [Flandrin et Weber, 1966], et qui se prolongerait vers le Sud par la faille de Nîmes, sensiblement parallèle au faisceau cévenol.

4 - Il reste un domaine pour lequel la paléogéographie triasique demeure purement conjecturale, c'est celui situé au Sud de Sisteron, entre faille de la Durance et faille de Nîmes. Si le système de décrochements senestres envisagé à propos du sillon provençal a effectivement fonctionné, on pourrait s'attendre à l'existence d'un ou deux petits bassins disposés en échelons, parallèlement aux sillons languedocien et sud-provençal. C'est peut-être l'un d'eux qu'a atteint, au SW du paléorelief des Mées, le sondage de Jouques où la série triasique, très différente de celle de la région toulonnaise, commence par 50 m de grès.

Finalement, l'étude de la série détritique triasique du Bassin du Sud-Est a permis de reconstituer un cadre et une évolution paléogéographiques qui ne peuvent s'intégrer de manière satisfaisante, ni dans le dispositif tectono-sédimentaire permien, ni dans le contexte de l'ouverture mésozoïque de la Téthys ligure.

Références bibliographiques

ARNAUD M. et MONLEAU Cl. (1987). - Origine et évolution du détritique quartzeux durant le Jurassique inférieur et moyen en Provence et Sardaigne. Mém. h.s. Géol. Alpine, 13, pp. 121-129.

ARTHAUD F., OGIER M. et SEGURET M. (1981). - Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. Bull. BRGM, Orléans, (2), I, 3, pp. 175-193.

AVRIL G., DURAND M. et MEYER R. (1987a). - Le Trias détritique en Provence, sur le Dôme de Barrot et la bordure du Mercantour. Livret-guide excursion annuelle du Groupe français du Trias, Univ. Nancy I, 27 p., 20 fig.

AVRIL G., DURAND M., PERRIAUX J., TRAORE H. et USELLE J.P. (1987b). - Sédimentologie du Permien et du Trias détritique du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes). Mém. h.s. Géol. Alpine, 13, pp. 69-80.

BATTAIL J. (1982). - Faunes de Vertébrés terrestres et limite Permien-Trias. 9e Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 32. Dépôt Soc. Géol. France.

BAUDEMONT D. (1985). - Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectono-sédimentaire permienne du bassin du Luc (Var). Thèse, Strasbourg, 204 p., 115 fig., 8 tabl.

BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977). - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : Le Sud-Est de la France. Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, pp. 261-308.

BOCK H., MULLER A. et STRICH R. (1987). - Milieux sédimentaires des séries autochtones de la région de Barles (Alpes de Haute-Provence, France). 1er Congrès français de Sédimentologie, Paris, pp. 70-71.

CARON J.-P. (1968). - Mise en évidence du Muschelkalk inférieur dans la région toulonnaise (Var). C.R. Acad. Sci., Paris, (D), 266, pp. 1699-1701.

CARON J.-P. (1970). - Episodes volcaniques et volcano-détritiques dans le Trias moyen de la partie méridionale de l'Arc de Barjols (Var). C.R. Acad. Sci., Paris, (D), 270, pp. 1223-1226.

CASTELLTORT F.X. et MARZO M. (1987). - Facies analysis of a Middle Triassic terminal fan built by sand-bed ephemeral streams (Middle Muschelkalk; Catalonian Coastal Range, NE Spain). 8th IAS Region. Meet. Sedimentol., Tunis, abstr. pp. 139-140.

CORNUT A. (1966). - Contribution à l'étude sédimentologique et métallogénique du Grès bigarré de la région du Luc-en-Provence (Var). Thèse 3e cycle, Univ. Nancy, 88 p., 10 fig., 8 tabl., 5 pl. h.t.

CULA P. et COUREL L. (1987). - Les Grès inférieurs du Trias cévenol : systèmes sédimentaires fluviatiles et laguno-marins. Mém. h.s. Géol. Alpine, 13, pp. 103-111.

DEBELMAS J. (1986). - L'héritage hercynien à l'origine des grands bassins sédimentaires français. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 1, pp. 151-161.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. et LIENHARDT M.-J. Coord. (1984). - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Orléans, 125 et 126.

DUBOIS P. et UMBACH P. (1974). - A propos du Trias de deux bassins sédimentaires français : le Bassin de Paris et le Bassin du Sud-Est. Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), 16, pp. 696-707.

DURAND M. (1978). - Paléocourants et reconstitution paléogéographique : L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). Sci. Terre, Nancy, 22, 4, pp. 301-390.

DURAND M., AVRIL G. et MEYER R. (1988). - Paléogéographie des premiers dépôts triasiques dans les Alpes externes méridionales : importance de la dorsale delphino-durancienne. C.R. Acad. Sci., Paris, à paraître.

DURAND M. et MEYER R. (1982) - Silicifications (silcretes) et évaporites dans la Zone-limite violette du Trias inférieur lorrain ; comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. Sci. Géol., Bull., Strasbourg, 35, 1/2, pp. 17-39.

FLANDRIN J. et WEBER Ch. (1966). - Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), 8, pp. 387-392.

FRIEND P. (1978). - Distinctive features of some ancient river systems. In : Miall A.D. Ed., Fluvial Sedimentology. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, pp. 531-542.

GIOT D. Coord. (1987). - Subsidence et diagenèse de la marge ardéchoise du Bassin du Sud-Est. Programme GPF 3, thème 11, Doc. du BRGM, Orléans, 123, 143 p., 37 fig.

HAQ B.V., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, pp. 1156-1167.

LOPEZ M. (1987). - Caractérisation de la sédimentation du faciès Buntsanstein (Formation inférieure) du Trias de Lodève, Sud de la France. Mém. h.s. Géol. Alpine, 13, pp. 91-101.

LÜTZNER H. (1979). - Transportanalyse der unterpermischen Sedimente im Thüringer Wald. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam, 43, 132 p., 44 fig.

MARZO M. et CALVET F. (1985). - Guia de la excursion al Triasico de los Catalanides. IIe Coll. Estrat. Paleogeogr. Permico y Triasico de España, La Seu d'Urgell, 175 p., 32 fig.

McGOWEN J.H. et GROAT C.G. (1971). - Van Horn Sanstone, West Texas : an alluvial fan model for mineral exploration. Report of Investig., Bur. of Econ. Geol., Texas Univ., Austin, 72, 57 p.

MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. BRGM, Orléans, (2), IV, 3, pp. 233-250.

ORSZAG-SPERBER F. (1966). - Stratigraphie et paléogéographie du Trias de Lodève (Hérault). Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), 8, pp. 667-671.

PERRISSOL M. (1987). - Sédimentation continentale et marine sous contrôle tectonique : Le Trias de la bordure cévenole (Gard, France). Modèle local et considérations à l'échelle du bassin du Sud-Est. C.R. Acad. Sci., Paris, 304, (2), 12, pp. 657-661.

PRONE A. et ROUSSET Cl. (1981). - Les quartz des rhyolites permiennes comme marqueurs de la rupture paléogéographique médio-crétacée dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), 23, pp. 487-492.

PUPIN J.P. (1987). - Origine des grès de la "dépression permienne" (Var, France) par la typologie des zircons ; conséquences paléogéographiques. Mém. h.s. Géol. Alpine, 13, pp. 81-90.

RICHARD M.T. (1986). - Tidal bed form migration in shallow marine environments : evidence from the Lower Triassic, Western Alps, France. In : Knight R.J. et McLean J.R. Eds., Shelf sands and sandstones. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem., 11, pp. 257-276.

SIMS J.D. (1978). - Annotated bibliography of penecontemporaneous deformational structures in sediments. U.S. Geol. Surv. Open-file Rep., Menlo-Park, 78-510, 78 p.

THEOBALD N. (1952). - Stratigraphie du Trias moyen dans le SW de l'Allemagne et le NE de la France. Publ. Univ. de la Sarre, Saarbrücken, 64 p., 14 fig., 2 pl.

TOUTIN N. (1980). - Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Sci., Nice, 2 vol., 594 p., 104 fig., 20 tabl., 81 photos.

TOUTIN-MORIN N., DURAND M., VINCHON Ch. et AVRIL G. (1987). - Importance de la discontinuité entre dépôts permiens et triasiques dans le Sud-Est de la France. 2e Journée thém. Ass. Géol. Permien, Paris, résumé p. 14.

SUBSIDENCE ET DETRITISME ENTRE LA DURANCE ET LE VAR AU JURASSIQUE-CRETACE INFERIEUR

Y. DESMAISON et B. BEAUDOIN *

RESUME : Une étude quantitative de la subsidence, appréhendée à partir de la restitution de la bathymétrie et des épaisseurs originelles de dépôt, avec la prise en compte de l'Isostasie, nous conduit à mettre en évidence des variations dans la structuration du bassin au cours du temps. Le calcul indépendant des flux sédimentaires à partir des épaisseurs développées montre une évolution parallèle. Cette méthode permet d'approcher la dynamique du bassin subalpin.

ABSTRACT : The subsidence of SE basin is quantitatively studied, based on lithostratigraphic data, (between Privas and Nice along a NW-SE profile) and using paleowater depths, compaction of sediments, and load of deposits and water (Isostasy). The rate of subsidence appears to increase during Liassic to Oxfordian time and to decrease during Tithonian to Valanginian. The Hauterivian rate of subsidence appears negatively. The sedimentation flux shows the same evolution. This will get up the dynamic of S.E basin.

INTRODUCTION

Les travaux de synthèse effectués sur le Mésozoique dans le bassin du SE de la France, ces dernières années, ont été entrepris sur la base de calages stratigraphiques fins [BEAUDOIN, 1977 ; COTILLON, 1971 ; FERRY, 1976 ; FRIES, 1986 ; JOSEPH et SEMPERE, 1977 ; LE DOEUFF, 1977 ; PORTHAULT, 1974]. Ils mettent en évidence d'importantes variations d'épaisseur tout au long de la série secondaire, en relation avec le jeu synsédimentaire d'accidents. Les directions d'accidents majeurs nous ont conduit à définir une bande W.NW-E.SE, où une série de coupes alignées entre Privas et Nice ont été sélectionnées (en tenant compte des déformations tardives qui affectent la série) de façon à obtenir des levers (stratigraphiquement) continus permettant de restituer l'organisation verticale des dépôts (fig. 1).

ARN	Arnayon
AU	Aubenas
Bl	Blégiers
CHB	Chabrière
CHF	Chateaufort
CHR	La Charce
CHU	La Chaudière
CINE	La cine E-W
CL	Clavoune
CLAP	La Clappe
CR	Crussol
DAL	Daluis
LT	Le Teil
M	Méouge
MC	Montclus
MG	Mt Gourdan
P	Pierlas
PG	Préguitard
RI	Rigaud
Ro	Rosans
S	Sisteron
T	Taulanne
W	Valavoire
V	Vergons
vdb	Villeneuve de Berg
val	Valvignières

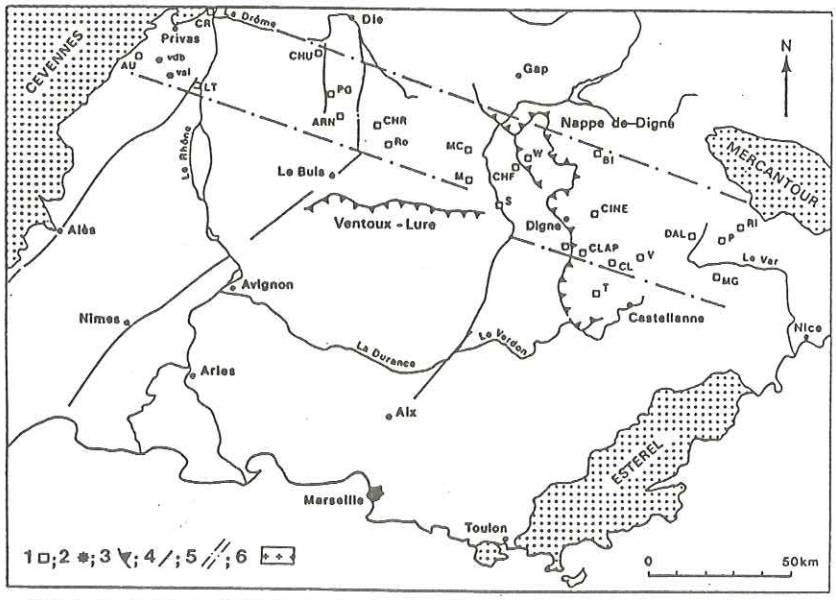


Fig. 1 - Localisation des coupes - *Section localization*
(1- coupes, 2- sondages, 3- chevauchements, 4- accidents principaux, 5- géotraverse, 6- massifs cristallins)
(1- sections, 2- cores, 3- thrust, 4- main fault line, 5- geoprofile, 6- basement)

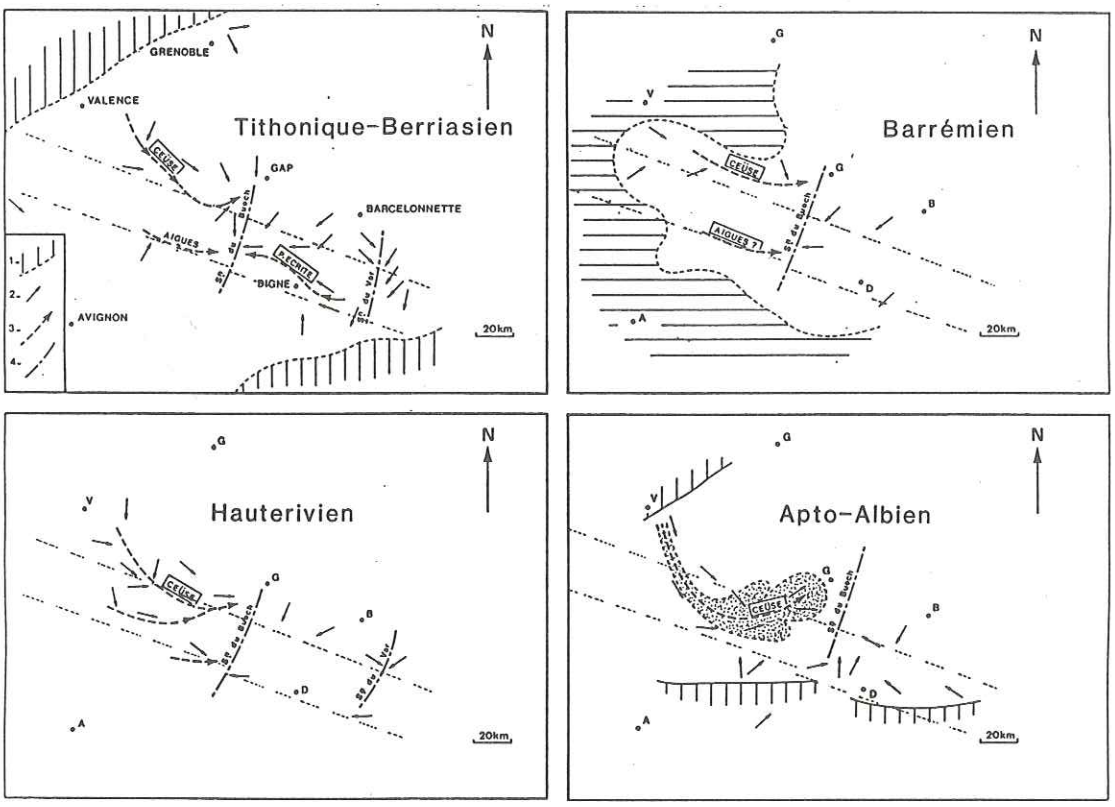
* Ecole des Mines de Paris - C.G.G.M. - Laboratoire de SEDIMENTOLOGIE-GS GENEBASS
35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex

A partir des différents faciès et de leur datation précise, et en s'efforçant de traiter d'intervalles chronologiques homogènes, l'analyse du paléoenfouissement puis celle quantifiée de la subsidence ont été abordées en s'appuyant sur les restitutions bathymétriques et en utilisant les procédures de décompaction. La confrontation du taux de subsidence au taux de sédimentation permet d'apprécier le remplissage du bassin.

PRINCIPES ET METHODES

1) Restitution de la profondeur du dépôt

La tranche d'eau a été estimée d'une part sur la base de la restitution des morphologies tirées directement des observations de terrain : au Crétacé inférieur (fig. 2) la pérennité des domaines de plate-forme et du bassin se dégage mais aussi celle des structures de transit sédimentaires (Canyon de Ceüse) ; leur migration spatio-temporelle vers l'Est indique la progression du domaine externe sur le domaine bassin. Ceci permet de mettre en place un profil de bathymétrie relative tout du long de la géotraverse qui est calé par une étude **semi-quantifiée** basée sur la microfaune des niveaux non resédimentés. Cette étude a été assurée par Mme BIZON et s'appuie sur les associations et leur écologie [WONDERS, 1980 ; CARON & HOMEWOOD, 1983], l'évolution de la taille maximale des organismes en comparaison avec celle des faunes actuelles, les variations p/p + b (plancton sur faune totale) comparée aux données actuelles [FRIES, 1986].



D'après G. FRIES 1986

Fig. 2 - Le bassin subalpin à quatre périodes. - *Paleomorphology of S.E. basin between Tithonian and Aptian-Albian*
(1- plate-forme, 2- sens du courant, 3- axe de canyon, 4- sillon)
(1- platform, 2- current directions, 3- canyon axis, 4- trench).

L'exemple de la coupe de SISTERON durant l'intervalle Aptien-Cénomanien illustre (fig. 3) l'évolution de ces variations des conditions de dépôts (en fonction de l'abondance des différentes formes dans les faciès marneux). A l'échelle de la coupe complète on assiste à une réduction générale de la tranche d'eau qui conduit entre l'Aptien et le Cénomanien de faciès marneux profond (800 m ?) à des grès de plate-forme (50-100 m ?) accompagnés de faciès à huîtres. Cette tendance s'observe aussi à plusieurs reprises au niveau séquentiel, avec des variations d'amplitude, pour l'Aptien (6 MA), l'Albien (15 MA), le Cénomanien (7 MA) où l'on observe une réduction de la bathymétrie entre les marnes à la base et les grès au sommet de chaque séquence.

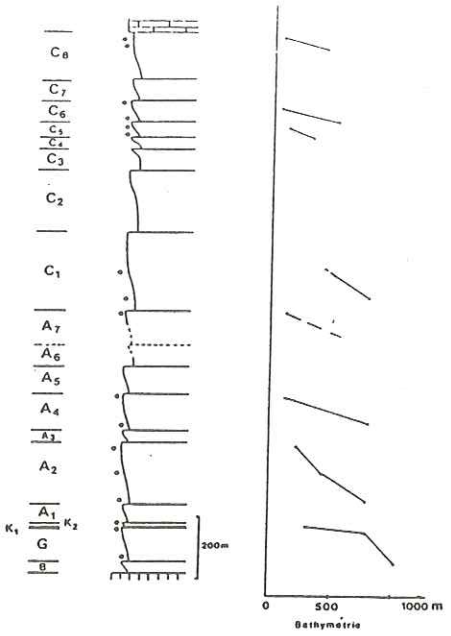


Fig. 3 - Bathymétrie de la coupe de Sisteron. *Depth water of Sisteron section.* (∘ Position des échantillons). *(∘ Samples localization).*

Ces deux approches combinées nous conduisent à fixer des hypothèses concernant la profondeur du dépôt pour chaque période. Elles seront utilisées pour le calcul de la subsidence.

2) <u>La décompaction</u>

Elle a été opérée suivant les procédures développées à l'Ecole des Mines [BEAUDOIN *et al.*, 1988]. Nous en rappellerons ici brièvement le principe. La compaction des sédiments, au cours de leur enfouissement progressif, consiste dans un premier temps en une réduction d'épaisseur par un processus mécanique. Elle est associée à une perte de porosité dûe à une expulsion de fluide [BEAUDOIN *et al.*, 1988].

L'évolution des taux de compaction $\tau = ho / h$ s'appuie sur 2 approches :
(ho : épaisseur initiale - h : épaisseur actuelle)

- l'une tirée directement des mesures de terrain (ex. : déformation des lamines autour des nodules ...) et donc diconstinue.
- L'autre obtenue à partir de l'évolution de la porosité ϕ avec la profondeur (fig. 4) sous l'hypothèse que le volume solide est resté constant. On peut en effet écrire :

$$\tau(z) = \frac{1 - \phi(z)}{1 - \phi_o}$$

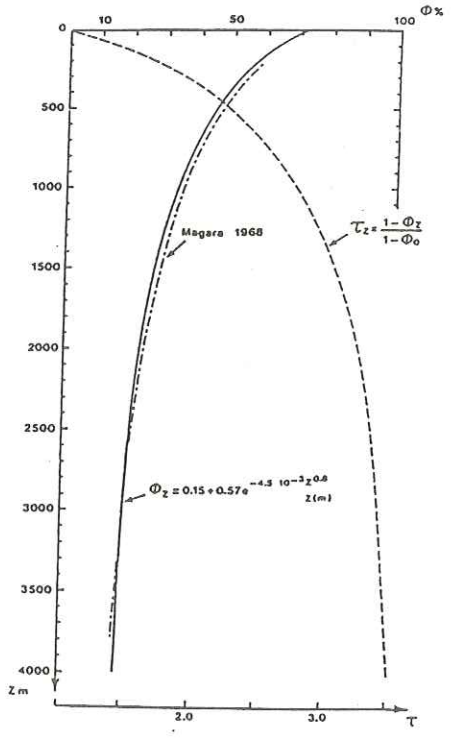


Fig. 4 - Lois d'évolution de la porosité de sédiments argileux et de leur taux de compaction en fonction de la profondeur.
Porosity and compaction law with depth (shales).

Au cours des opérations de décompaction [PINOTEAU, 1986], trois paramètres sont à prendre en considération : **la lithologie** bien entendu, et la série sera donc décomposée en tranches homogènes et à chaque faciès sera associée une loi de compaction [BEAUDOIN et al., 1985] ; **le paléorecouvrement,** qui sera estimé en tenant compte des ablations, des discordances, et mises à l'affleurement en fonction du contexte régional ; **l'épaisseur concernée,** car la compaction est un phénomène progressif : à la fin du dépôt d'une tranche de sédiment, sa partie inférieure est déjà partiellement compactée par rapport à la zone sommitale. Cette démarche d'intégration peut être visualisée sous forme d'abaques (fig. 5).

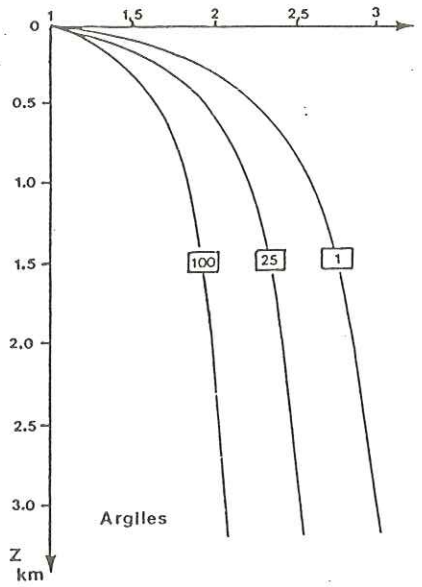


Fig. 5 - Courbes donnant le taux de compaction en fonction de l'épaisseur considérée (encadrés). *Compaction law depends on thickness.*

Les séries peuvent alors être décompactées et la colonne sédimentaire restituée au moment du dépôt.

Nombreuses sont les conséquences de cette démarche [BEAUDOIN et al., 1987] ; en particulier elle autorise les calculs de subsidence à partir de l'enfouissement et de l'appréciation de l'influence du poids de la tranche d'eau et de la colonne sédimentaire restituée, (compensation isostatique) ainsi que le calcul du taux de sédimentation).

C'est sur ces bases qu'ont donc été déterminés les enfouissements successifs et les gradients de subsidence thermiques et structuraux pour le bassin subalpin oriental.

LE BASSIN SUBALPIN ORIENTAL

1) Evolution du transect et paléoenfouissement

La restitution de la géotraverse au cours du temps permet (une fois les coupes remises dans leur configuration originelle) de souligner (fig. 6) :

- L'évolution morphologique : la différenciation se fait dès l' Aalénien-Bajocien où des pentes actives à regard W et N naissent : l'une dans la partie orientale, l'autre dans la partie méridionale assurant le raccord du bassin à la plate-forme. Cette configuration se modifie au Jurassique terminal où une nouvelle inflexion toujours à regard W se dessine encore plus à l'Ouest.
- Les épaisseurs varient de la même façon quel que soit l'âge. Elles présentent une augmentation au Nord des coupes méridionales ainsi qu'à l'Ouest du faisceau de la Cine [BEAUDOIN *et al.*, 1986 ; RENAUD, 1986]. Ces observations sont cependant à nuancer dans l'extrêmité occidentale du profil, à cause de l'importante tectonique synsédimentaire qui contribue à y maintenir de faibles épaisseurs de dépôt tout au long de la série [COADOU & BEAUDOIN, 1972 ; GLENAT, 1979].
- Le tréfonds (surface inférieure de référence, ici matérialisée par la base de l'Hettangien) ; se déforme sous l'effet d'une subsidence différentielle depuis le Lias.

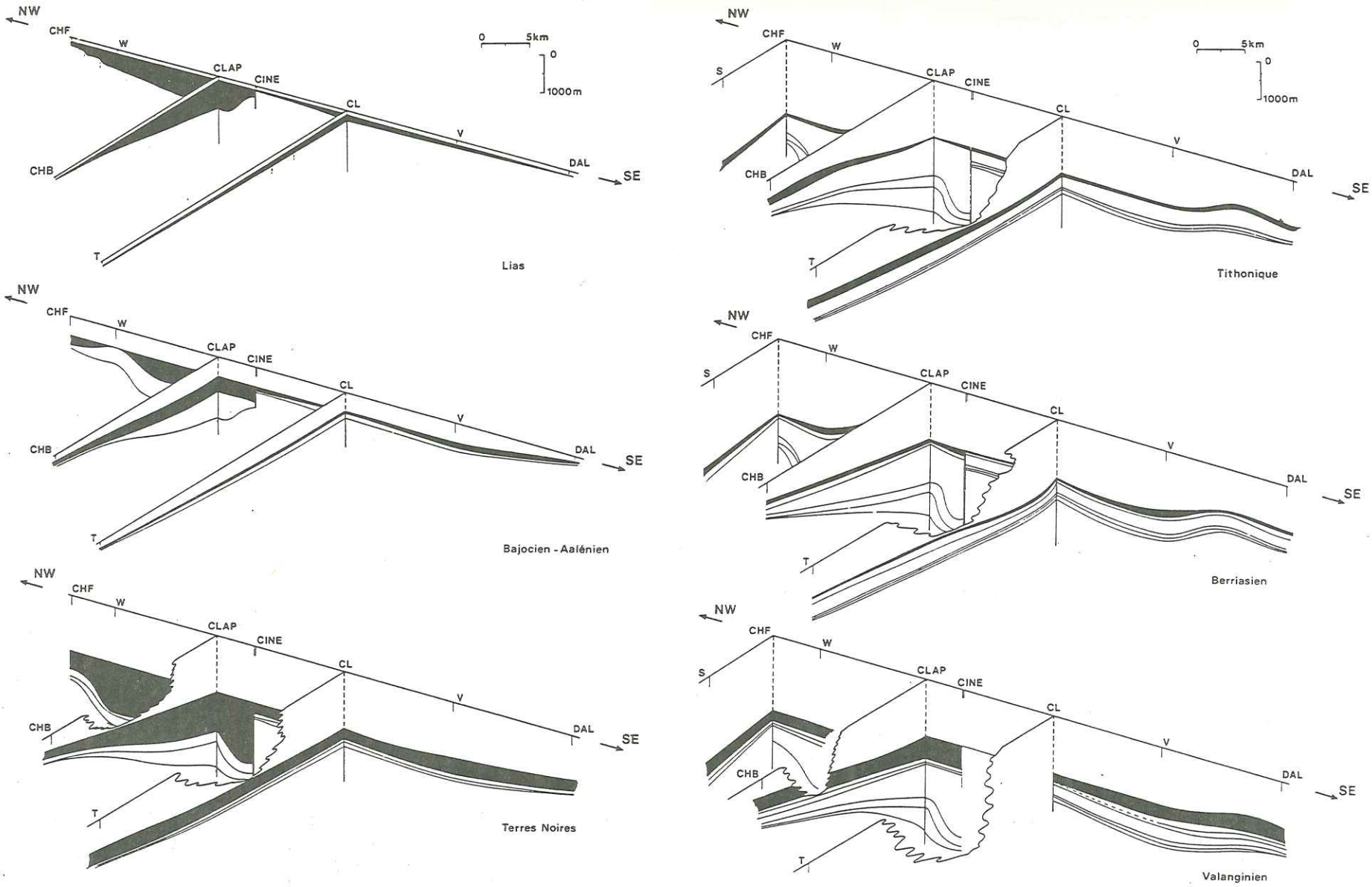


Fig. 6 - Evolution du bassin subalpin oriental du Lias au Valanginien. *SE basin evolution between Lias and Valanginian*

2) La subsidence

La colonne sédimentaire restituée, le calcul du poids des sédiments décompactés et de celui de la tranche d'eau (isostasie) permet d'appréhender la subsidence. Les résultats exprimés sous forme numérique dans le tableau I et schématisé par la fig. 7 font apparaître au long du Mésozoique :

Tableau I

CHB	T	S	CHF	W	CLAP	LA CINE W	LA CINE E	CL	V	DAL
7/36	/	1	-12	-50	-12	-7	/	-15	-50/-21	-30/-1
17	/	17		6			/		12	27
21	1	13	-3	7	3	4	0	0	11	32
13	12	/	36	35	-4	0	3	2	1	2
15	28	/	38	49	43	52	37	36	38	43
9	4	/	35	25	36	39	31	27	32	7
3	4	/	6	12	19	8	3	7	5	3

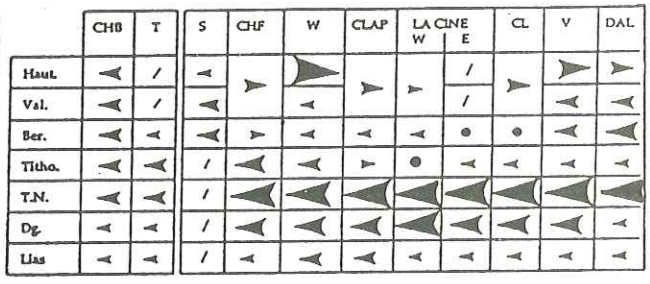


Fig. 7 - Quantification du taux de subsidence en m/MA. - *Subsidence rate in m/MY*

- une accélération forte et progressive de l'Hettangien à l'Oxfordien (de 5 à 50 m/ MA),
- un ralentissement au Tithonique-Valanginien (de 3 à 15 m/MA),
- une inversion à l'Hauterivien (de 1 à - 30 m/MA).

Ceci sur l'ensemble du profil, tout en conservant la spécificité de chacuns des secteurs (distribution des épaisseurs notamment). Les deux coupes situées juste de part et d'autre du faisceau du Col de la Cine présentent respectivement les caractéristiques des secteurs correspondants : elles montrent une évolution différentielle conforme à l'évolution générale. Leur comparaison, de part et d'autre de l'accident, permet d'éliminer les incertitudes sur la bathymétrie et celles sur les variations eustatiques (par soustraction) ; la quantification du mouvement différentiel au long du Mésozoique de cette déformation cassante fait apparaître le rôle majeur de cet accident dans la structuration du bassin [BEAUDOIN *et al.*, 1986].

3) Taux de sédimentation

Le taux de sédimentation calculé sur la base des épaisseurs développées (c'est-à-dire les épaisseurs cumulées des sédiments déposés [BEAUDOIN *et al.*, 1985] visualise les flux sédimentaires (tableau II, fig. 8) .

Tableau II

CHB	T	S	CHF	W	CLAP	LA CINE W	LA CINE E	CL	V	DAL
35	/	69	30	60	50	57	/	15	50	67
65	/	84		40			/		57	57
15	7	31	7	41	18	31	/	6	38	14
24	23	28	9	16	1	10	9		12	16
15	26	/	35	109	84	140	18	20	32	22
21	3	/	32	0	57	57	14	5	16	10
0	2	/	11	29	63	15	1	9	5	0

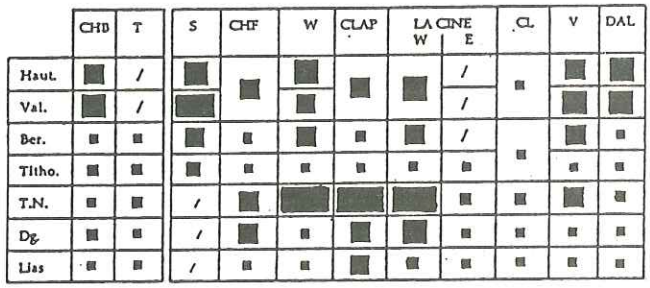


Fig. 8 - Taux de sédimentation en m/MA. - *Sedimentation rate in m/MY.*

L'intervalle Hettangien-Oxfordien, correspond à de forts taux tandis que le Jurassique terminal présente un ralentissement. A cette première tendance se superpose un contraste entre les domaines Ouest et Est ainsi qu'entre le bassin de sa bordure.

La comparaison de ces 2 taux montre qu'aux flux sédimentaires importants correspondent les fortes subsidences ou fortes tendance au soulèvement. En revanche les faibles taux de sédimentation vont corrélativement avec les périodes à resédiments abondants.

Une confrontation de ces taux (fig. 9) montre une organisation par secteurs. Ainsi la partie méridionale présente (excepté au Valanginien) un taux de subsidence égale aux apports (pente = 1). Dans

le bassin le flux sédimentaire domine nettement. Cependant chacun des secteurs E et W présente à un moment donné un déficit en sédiments : à l'Est durant le Bathonien-Oxfordien, à l'Ouest localement Bathonien-Oxfordien-Tithonique qui peut être dans de dernier cas, mis en relation avec une déformation cassante synsédimentaire indépendante de celle du bâti (CHF-W).

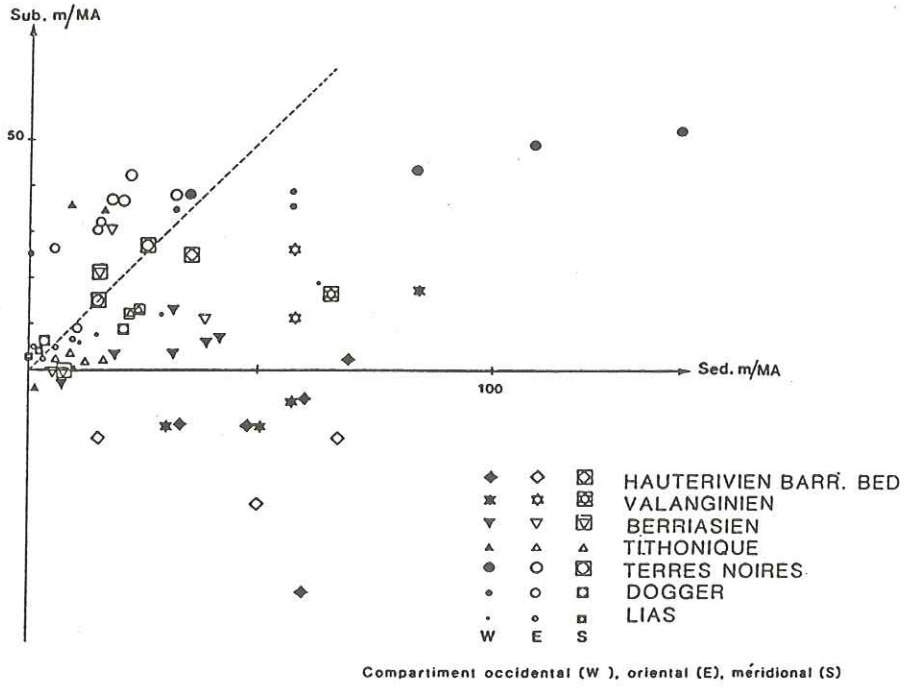


Fig. 9 - Taux de subsidence - taux de sédimentation. - *Subsidence rates and sedimentation rates.*

CONCLUSIONS

La restitution des paléoprofondeurs de dépôts, par l'analyse des paléomorphologies et celle de la microfaune, amène à caler une zone de fluctuation, du niveau marin. Un profil des profondeurs est ainsi défini situant les dépôts dans leur environnement dynamique (les différents domaines). La décompaction remet ces sédiments dans leur configuration originelle à chaque période. Les résultats obtenus sont validés par la comparaison de coupes situées de part et d'autre d'accidents synsédimentaires.

Cette approche permet d'accéder à l'évolution temporelle du bassin subalpin (morphologie, répartition des épaisseurs et déformation du niveau repère inférieur) ainsi qu'aux gradients de subsidence caractérisant les différents secteurs. La dynamique du bassin subalpin oriental ; sa structuration et son évolution, peuvent donc être saisies, non pas dans leur enregistrement actuel profondément oblitéré, mais dans leurs différents états successifs. Cette approche est en cours de généralisation à l'ensemble de ce bassin.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BEAUDOIN B., 1977 - Méthode d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin - le Jurassique Terminal. Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse. Doct. Caen, 339 p.

BEAUDOIN B. *et al.*, 1985 - Loi de décompaction et approche des évolutions du taux de sédimentation dans des forages pétroliers du SE de la France. GPF2, thème 11, (B.R.G.M. n° 95-11).

BEAUDOIN B. *et al.*, 1986 - Le jeu de l'Accident du Col de la Cine au Mésozoïque (SE France). CRAS Paris V, t. 303, n° 9, p. 857-862.

BEAUDOIN B. *et al.*, 1987 - Evaluation of compaction rates for decompaction processes. Am. Assoc. Pet. Geol. Annual Meeting, Los Angeles, Abstracts.

BEAUDOIN B. *et al.*, 1988 - Mesure directe de la compaction dans les sédiments. Notes et Mem., CFP, à paraître.

CARON M. & HOMEWOOD P., 1983 - Evolution of early planktonic foraminifers. Marine Micropal., 7, p. 453-462.

COADOU A. & BEAUDOIN B., 1972 - Manifestation tectonique du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. C.R. Somm. SGF, 6, p. 236-238.

COTILLON P., 1971 - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphique - sédimentologie. Thèse Doct. Lyon. Mém. BRGM n° 68, 313 p.

FERRY S., 1976 - Cônes d'épandages bioclastiques en eau profonde et glissements sous marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drôme. Implications paléostructurales. Thèse 3e cycle Lyon, 144 p.

FRIES G., 1986 - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien. Thèse Doct. Paris 6e, 370 p.

GLENAT P., 1979 - Etude du Lias-Dogger du Rocher de Hongrie et de Chateaufort (N.E, Sisteron). E.N.S.M.P., 23 p. rapport int.

JOSEPH P. & SEMPERE T., 1977 - Reconstitution paléomorphologique et dynamique du dépôt au Néocomien dans le Diois. Rapp int. E.N.S.M.P., 241 p.

LE DOEUFF D., 1977 - Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante - Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans le C.S.M. Thèse 3e cycle Orsay Paris Sud, 192 p.

PINOTEAU B., 1985 - Nouvelles méthodes d'analyse de données diagraphiques : étude sédimentologique d'un champ pétrolier. Thèse Doc., E.N.S.M.P., Paris, 306 p.

PORTHAULT B., 1974 - Le Crétacé supérieur de la fosse vocontienne et des régions limitrophes (France, Sud-Est). Micropaléontologie-Stratigraphie-Paléogéographie). Thèse Doct. Lyon, 342 p.

RENAUD P., 1986 - Le jeu de l'Accident de la Cine du Lias au Crétacé supérieur (SE, France). E.N.S.M.P. Rapport Interne.

WONDERS A., 1980 - Middle and late Cretaceous planktonic foraminifera of the western mediterranean area. Utrech Micropal. Bull., vol. 24, 158 p.

LES CAUSES DES DEFORMATIONS DU SOCLE SUD-PROVENCAL ET DE SA COUVERTURE PERCUES A TRAVERS L'HISTOIRE DES FLUX DETRITIQUES (CRETACE MOYEN-OLIGOCENE SUPERIEUR).

G.GUIEU (*) et C.REDONDO(**)

Résumé.- L'entretien des flux détritiques qui ont alimenté la plate-forme provençale entre l'Aptien Supérieur et l'Oligocène terminal est attribué à l'érosion d'un domaine de socle continental alors situé entre le rivage actuel de la Méditerranée et le bloc corso-sarde replacé dans sa position anté-dérive. Le très grand étalement dans le temps (90 MA) des flux détritiques issus de son érosion suppose l'entretien de déformations imputables au soulèvement d'un bombement crustal et un réajustement isostatique au droit des zones délestées.

Pendant le Crétacé supérieur, se produit un déplacement des réceptacles du détritique, tandis que la nature des dépôts et des éventails minéralogiques indique la diversité de sources du détritique. L'intensification progressive du détritisme, qui marque les différentes étapes d'une compression de plus en plus nette de l'avant-pays provençal, est mise en relation avec la migration, ou l'élargissement, du bombement vers le Nord.

A l'Eocène supérieur, la mise en place gravitaire des chevauchements de la couverture est liée à un étirement très prononcé du socle pourvoyeur en détritique tandis que jouent les fractures tardi-hercyniennes N 030 à N 040 du socle les mieux orientées par rapport à la direction N 170 à N 020 de la contrainte horizontale majeure. Le détritique calcaire syntectonique se superpose alors au détritique siliceux d'origine lointaine. Sa répartition obeit aux deux grandes directions de fracturation présentes dans un héritage structural réutilisé à l'Oligocène avec une généralisation des mécanismes distensifs synsédimentaires. Ces derniers apparaissent comme une réponse aux phénomènes de rifting qui affectent le domaine pourvoyeur.

Le détritisme dont l'histoire se confond avec celle des événements tectoniques et tectonosédimentaires apparaît en définitive comme le résultat de l'amincissement crustal progressif qui a préludé à l'ouverture du bassin liguro-provençal.

Abstract.- As shown by several data, the "sud-provençal" Paleozoïc basement was located between the present day Mediterranean coast and the Corsican-Sardinian block restored in its antedrift position. This crustal segment had induced the deformation of the cover since tthe upper Aptian to the lower Miocene and the supply of the detrital influx. The great chronological display (90 MY) of the latter reflects the persistence of erosion and deformation processes linked to the basement uplifts and to the isostatical adjustment of the unloaded areas.

During the late and upper Cretaceous a conspicuous rotation occurs in the location of the deposition areas, from the South-East to the South-South-East and at last to the North-North-East that implies the shifting of the drift sources. At the same time, the nature of deposits is to begin with calco-alkalines, then more clearly calco-alkalines and finally metamorphic. These contrasts support the idea of one after another renewed uplifts rather than the erosion of a continuous huge crustal arch.

(*) Laboratoire de Géologie structurale et appliquée - Université Aix-Marseille I et U.A. C.N.R.S. N°132
(**) Laboratoire de Géologie structurale et appliquée - Université Aix-Marseille I.

The isostatical adjustment linked to the northwards shift of the deformation, or to its widening, is synchronous with the increase of the compressive movements in the paleostress provençal field and with the setting of siliceous deposits supllies. The Pyrenean-Provence tectonic phase (upper Eocene) is responsible for the major overthrust of the region. The tardi-variscan weakness zones of the Paleozoïc basement, that belong to the Rhine-Rhone graben system, have been reactived as strike slip faults according to N 030-N 040 trending lines, under a compressive trend ranging from N 170 to N 020.

The siliceous sediments influx issued both from the back-land basement and from reworked components are henceforth underlain by coarse clastics that originate from the carbonate Mesozoïc and Paleogene cover whereas the location of the deposition areas is subordinate to the inherited structural trends reactived during the Oligocene. The contemporary widespread synsedimentary tectonics is believed to have acted in response to the rifting initiated from the back-land continental crust uplift. The last stages of the "bombement crustal sud-provençal" lead to start the thermal events insuing from the opening of the Ligurian-Provençal basin. Some arguments are at last carried out to account for the causes of the crustal stretching.

INTRODUCTION

Les résultats antérieurs concernant l'étude du détritisme méso-cénozoïque dans le bloc provençal montrent que les sources qui l'ont alimenté se situaient sur un bloc continental émergé à partir de l'Aptien supérieur et situé entre le rivage actuel de la Méditerranée et le bloc corso-sarde replacé dans sa position anté-dérive (Guieu et Arlhac, 1986 ; Redondo, 1986 ; Guieu et al., 1987). Des évènements aussi divers que les paléodéformations crétacées, le déplacement fini-éocène de la couverture et le développement à l'Oligocène d'une marge passive sur un emplacement jusqu'alors occupé par un domaine continental à matériel paléozoïque se sont traduits par une sédimentation détritique que nous allons d'abord évoquer.

I.- L'interprétation des données sédimentologiques dans le contexte structural : le cas du Crétacé supérieur marin

Les études sédimentologiques étant actuellement plus détaillées pour ce qui concerne le Crétacé supérieur marin, ce sont surtout les résultats le concernant (Redondo, 1986) qui seront exploités ici.

1) Granulométrie des sables et des grés.

La localisation des principales décharges détritiques, qui coïncide avec le minimum des courbes faisant intervenir les relations et les variations de la médiane et de l'écart type de tous les échantillons, fait apparaître une rotation du sens des apports depuis le Sud-Est au Cénomanien (grés de Ste-Anne), à l'extrême Sud-Est au Turonien (grés du Mt Caumes) jusqu'au N.N.E. au Santonien (grés de Mazaugues) (Fig. 1).

2) Exoscopie.

L'aspect de surface et la forme des grains de quartz montrent qu'ils ont d'abord évolué en milieu éolien, puis dans un environnement deltaïque, pour être enfin repris en milieu marin. L'abondance des dépôts et l'existence d'un milieu de transit deltaïque sont significatives d'une érosion intense du domaine pourvoyeur pendant le Crétacé supérieur marin.

3) Calcimétrie

Au Cénomanien les sables de Ste-Anne correspondent à un très puissant apport terrigène très pauvre en carbonates (Redondo, 1986) du fait de l'absence d'une

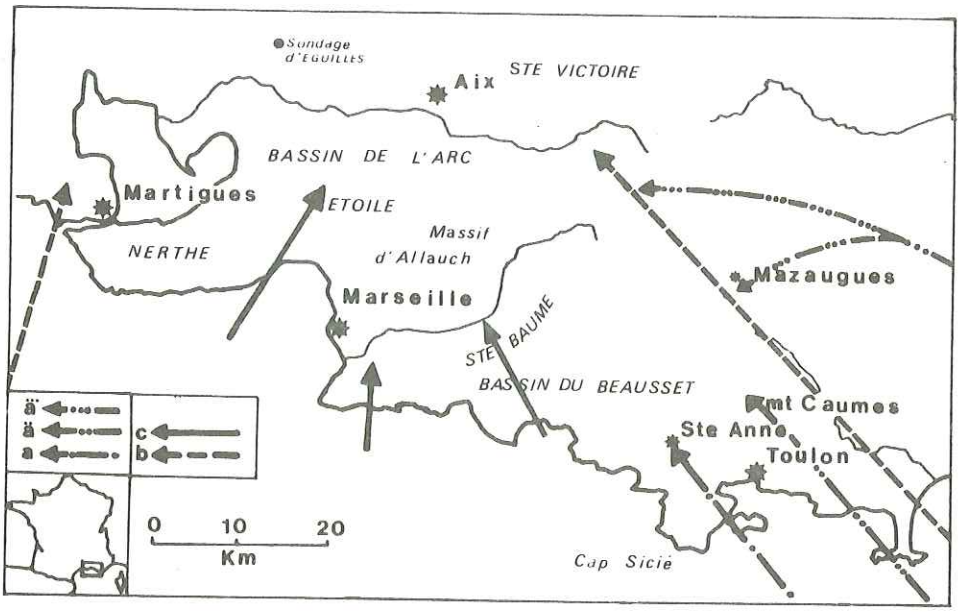


Fig. 1 - Sens des apports détritiques en Provence méridionale pendant : a) le Crétacé supérieur marin (a : Cénomanien ; ä : Turonien ; ä : Sénonien) ; b) le Crétacé supérieur continental et l'Eocène ; c) l'Oligocène. La structure actuelle n'est pas représentée car l'essentiel des apports s'est mis en place avant la translation de la couverture. Il aurait fallu de plus en plus tenir compte du dépliage des chevauchements et donc figurer une partie des aires de dépôts dans le domaine marin actuel. (Synthèse des données de Guieu et al., 1987).

plate-forme carbonatée dans le milieu de sédimentation. Au Turonien, la fosse sud-provençale s'enfonce par saccades et reçoit des sédiments pérideltaïques très épais provenant d'un domaine de socle situé à très peu de distance au Sud et mobilisé par la tectonique (Guieu et al., 1987). Il s'opère alors un étroit mélange entre les apports terrigènes et les débris bioclastiques issus d'une plate-forme carbonatée en position septentrionale en voie de démantèlement (Redondo 1986).

Au Santonien les apports terrigènes, appauvris en carbonates, viennent se sédimenter, après avoir comblé la fosse sud-provençale, en milieu de plate-forme interne (Redondo, 1986). Les données de la calcimétrie sont donc en accord avec l'évolution paléogéographique de la Provence au Crétacé supérieur (Philip, 1970 -1980) (fig. 2).

4) Répartition des minéraux argileux

Au Cénomanien, kaolinite et illite constituent l'essentiel des assemblages ; cette association permet de conclure à la mobilisation d'un socle soumis à l'érosion sous climat fortement hydrolysant. Au Turonien, la prédominance de la kaolinite et la présence de l'illite et des interstratifiés montrent l'existence d'une morphologie de moins en moins déclive, malgré la poursuite de mouvements d'une certaine ampleur (pas de formation de sols évolués). Au Sénonien, le dépôt de sédiments essentiellement kaolino-smectitiques, sans apporter d'information sur le plan tectonique, permet toutefois de penser que se modelait encore une morphologie déclive, mais tendant vers la pénéplanation. Les résultats obtenus nous ont ainsi permis d'envisager une distribution moyenne des minéraux argileux dans les profils d'altération du substrat pourvoyeur de la façon suivante :

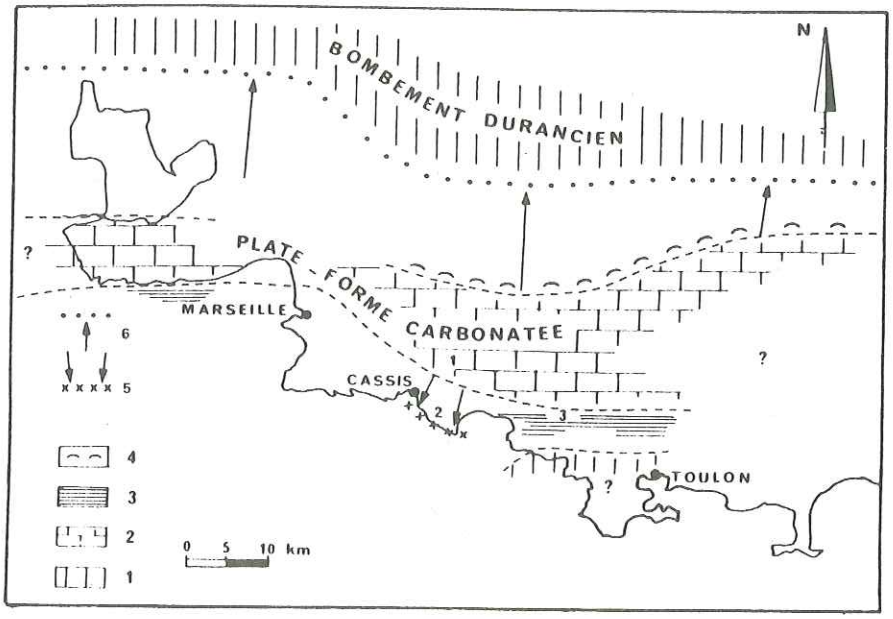


***Fig. 2** - Carte paléogéographique schématique de la Basse Provence au Crétacé supérieur* (d'après . *Philip 1980, modifié pour la légende).*
1.- Zones hautes (hauts-fonds sous-marins, rides, zones émergées).
2.- Extension des formations carbonatées à rudistes et coraux au Cénomanien. 3.- Faciès terrigènes de bassin ou prideltaïques.
4.- Faciès argilo-ligniteux de caractère margino-littoral.
5.- Sens du déplacement et limite méridionale atteinte par la plate-forme carbonatée. 6.- Idem au Coniacien.

- L'illite existe surtout en abondance dans les roches mères qui constituent les substrats anciens.

- Les smectites se forment principalement dans les sols des domaines mal drainés surtout situés à l'aval des bassins versants soumis à des conditions climatiques chaudes à humidité saisonnière constrastée.

- La formation de la kaolinite est favorisée à l'amont des reliefs continentaux en milieu bien drainé propice au lessivage des ions sous climat chaud et humide ;

- Les minéraux interstratifiés (mixed-layers) représentent la dégradation incomplète des minéraux argileux comme l'illite ou les smectites ; ils se développent particulièrement à la base des profils pédologiques ou dans un contexte d'instabilité tectonique défavorable à l'évolution des sols (fig. 3)

Ainsi, certains aspects de l'évolution morphotectonique du domaine pourvoyeur ont pu être déduits de l'étude des assemblages minéralogiques argileux (Redondo, 1986).

5) Composition minéralogique et pétrographique

Les assemblages lourds ont montré le caractère composite du substrat pourvoyeur : il s'agit d'un socle métamorphique constitué de micaschistes à minéraux accompagnés de gneiss plus ou moins migmatitiques, auxquels sont associés des intrusions calco-alcalines et leurs correspondants effusifs ; localement s'ajoutent des phyllades, phtanites et quartzites. Cette association correspond à un un mélange de migmatites de type Maures et de granites et rhyolites de faciès typiquement représentés dans le Nord-Ouest de la Corse. Le domaine paléozoïque ainsi caractérisé ne peut trouver sa place qu'au Sud de la région toulonnaise, dans une situation intermédiaire entre le bloc provençal et le domaine corso-sarde dans sa

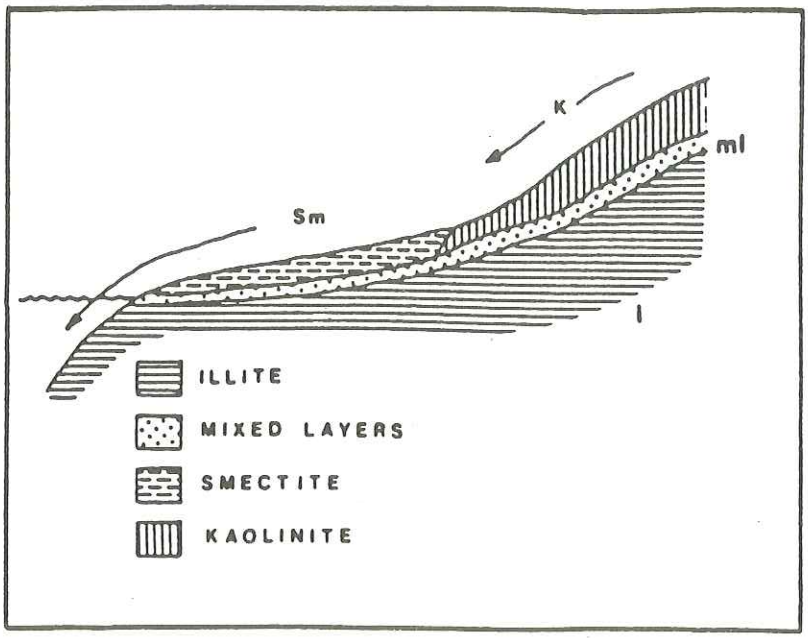


Fig. 3 - Les assemblages minéralogiques argileux, reflet de l'évolution morphotectonique du domaine pourvoyeur. Exemple type de profil d'altération : distribution moyenne des minéraux argileux dans les profils d'altération du substrat pourvoyeur.

position anté-dérive, comme le prouve l'existence dans les environs immédiats de Toulon, de grés permiens à galets rhyolitiques et rhyodacitiques (Santarelli, 1966 ; Pincemin, 1977 ; Redondo, 1986).

La composition des cortèges minéralogiques présents dans les flux détritiques apportent ainsi les preuves du soulèvement d'un socle au Sud de la Provence à partir de l'Aptien supérieur. L'étude sédimentologique permet entre autres :

- de définir les principaux sens d'apport, sans qu'il soit pour autant possible de préciser l'orientation des draînages au niveau du socle en amont de leur point de capture par le dispositif pyrénéo-provençal E-W ;
- de localiser la position ancienne du socle, ce qui conduit à en exclure certains massifs paléozoïques n'ayant pu participer à l'alimentation des flux détritiques du fait de leur composition comme par exemple le massif des Maures.
- d'envisager une certaine mobilité du substrat pourvoyeur comme le suggèrent la composition et la distribution dans le temps des assemblages minéralogiques argileux et le déplacement apparent des aires de dépôts, celui-ci pouvant être lui-même lié à un déplacement des sources du détritique. L'érosion aurait affecté des panneaux de Paléozoïque plus ou moins dénivelés par des failles (Guieu et Arlhac, 1986) plutôt que les enveloppes régulières d'un méga-anticlinal de structure simple.

On est d'autre part en droit de penser que les déformations du socle, responsable de la production et du grand étalement des flux détritiques dans le temps (90 MA), sont également à l'origine du déplacement du Sud vers le Nord des zones de subsidence et de l'étroite interdépendance tectonique-détritisme. L'étude de l'enchaînement des évènements tectono-sédimentaires et morphotectoniques nous permettra, dans une certaine mesure, de remonter du détritique à la déformation.

II.- L'interdépendance évolution structurale - détritisme

Pour suivre cette évolution, il faut situer les réceptacles du détritique par rapport aux directions de déformation reconnues en Provence méridionale pendant la période considérée (fig.4).

Le déplacement des aires de dépôt se combine avec la migration progressive de l'W vers l'E de la compression N.S entre l'Eocène inférieur et le Mio-Pliocène. Les structures tangentielles se mettent en place à l'Eocène inférieur dans le Languedoc (Arthaud et Séguret, 1981), à l'Eocène supérieur en Provence occidentale (Guieu, 1967). Au moment où s'ouvrent les fossés du Bas-Rhône et de Marseille, se développe au contraire une compression N 010 à N 030 en Provence orientale (Baudemont, 1985). Les déformations alpines, au sens large, dont les effets se superposent à ceux des phases antérieures dans tout l'avant-pays alpin, se manifestent avec une intensité croissante vers l'E, avec la mise en place de l'arc de Castellane au Miocène (Giannerini, 1981), puis de l'arc de Nice au Pliocène (Campredon et al., 1977). Le refoulement de ces dernières unités vers le S peut être dû, en partie au moins, à un effet de poinçon lié au déplacement concomitant du massif des Maures en sous-charriage vers le NE, ce qui l'exhume tardivement de sa couverture allochtone (Guieu et Arlhac, 1986).

On doit tenir compte, dans la reconstitution paléogéographique du domaine pourvoyeur, de cette surrection tardive du massif des Maures, déjà proposée par Aubouin et Mennessier (1963), puis argumentée sur des bases paléomagnétiques (Edel, 1980), et sédimentogénétiques (Jean et al., 1985 ; Redondo, 1986 ; Guieu et al., 1987).

1°) **Pendant le Crétacé moyen et supérieur marin,** la répartition du détritque souligne l'organisation et l'évolution paléogéographiques de la Provence méridionale et, en particulier, la succession du Sud vers le Nord d'un "sillon sud-provençal" et d'une plate-forme carbonatée dont les dépôts vont finalement recouvrir les vestiges d'un "bombement durancien" (Philip, 1980) (fig. 2). Les déformations ne sont pas toutefois clairement associées à des phénomènes compressifs ou distensifs, sauf peut-être dans la région toulonnaise où l'activité tectonique se traduit, à l'Albien supérieur-Vraconien, par une distension dans la direction NE-SW (Philip et al., 1987), l'extrême Sud de la Provence méridionale étant par ailleurs connu pour la précocité des évènements tectono-sédimentaires (Philip et al., 1985).

2°) **Pendant le Crétacé continental et l'Eocène,** les apports détritiques participent au comblement des synclinaux du haut-Var et de l'Arc (Durand et al., 1984 ; Guieu et al., 1987), tandis que l'érosion des plis qui les délimitent alimentent d'importants stocks de conglomérats syntectoniques à éléments locaux dont la composition reflète l'érosion de plus en plus profonde des structures plissées. Un cortège d'origine métamorphique, parfois dominant, en provenance du Sud ou du Sud-Est, leur est cependant associé. La distribution et la composition lithologique des épandages détritiques et le style des déformations dans lesquelles ils se trouvent impliqués permettent de reconstituer l'évolution morphotectonique de la fin du Crétacé et du Paléocène. Cette dernière a été nettement influencée par l'individualisation de grandes flexures d'axe EW à WNW-ESE, le flanc septentrional de l'une, fortement inclinée vers le Nord, dominant le versant méridional de la suivante, faiblement pentée au Sud (fig. 5).

Ce paysage structural s'inscrit logiquement dans une paléomorphologie déclive vers le Nord, modelée sur l'avant-pays du socle paléozoïque méridional. On peut expliquer ainsi l'aplanissement très prononcé de la paléomorphologie surlaquelle vont s'avancer les chevauchements au moment de la phase majeure fini-éocène, ainsi que la localisation des principales lignes de ruptures le long des zones les plus sévèrement attaquées par l'érosion (fig. 5).

Au prix de cette reconstitution morphotectonique inspirée de Lutaud (1957), le détritique apporte donc la preuve indirecte de poussées orientées N 170 à N 020, ce qui est en bon accord avec les données structurales (Guieu, 1967 ; Gaviglio et Gonzalez, 1987 ; Tempier, 1987). Sa répartition montre en outre que pendant le Crétacé supérieur et l'Eocène s'est produit un très lent décalage vers le Nord (80 à 90 km en 60 MA, compte tenu du dépliage

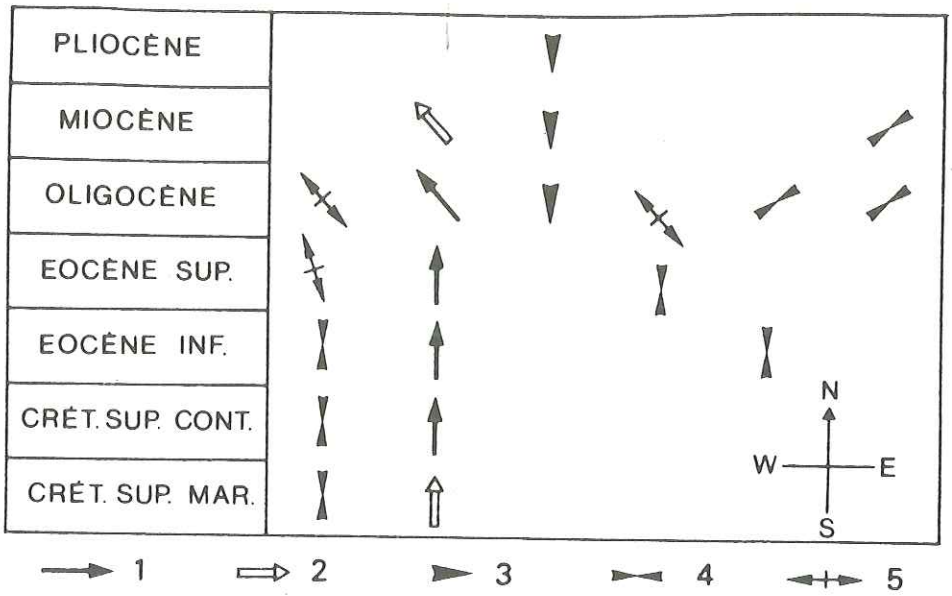


Fig. 4 - Les directions de déformation en Provence méridionale (Crétacé supérieur-Pliocène). 1) sens de déplacement des zones de subsidence continentale ; 2) sens de déplacement des zones de subsidence marines en Provence et 3) dans le bassin liguro-provençal ; 4) direction de compression ; 5) direction d'extension. On remarquera le diachronisme de l'Ouest vers l'Est de la compression N-S à NE-SW. (Les bases bibliographiques sont citées dans le texte).

des chevauchements) des principales aires de subsidence (fig.5). Le domaine provençal est en même temps soumis à une compression de plus en plus nette qui débute dans la région méridionale, soulevée la première, comme le prouvent l'absence de l'Eocène et la représentation très discrète du Crétacé terminal dans le synclinal du Beausset, et le caractère précoce des évènements tectono-sédimentaires dans la région toulonnaise.

3°) Pendant l'Oligocène, l'origine des apports reste la même alors que la logique des dépôts semble obéir à une dynamique sédimentaire purement distensive (Nury et Raynaud, 1986 ; Nury, 1987). Sur le plan structural nous distinguerons toutefois, indépendamment de cette logique mais sans la contredire, trois principaux types de réceptacles. Les uns correspondent à des gouttières localisées en avant du front des chevauchements et emplies entre le Stampien inférieur terminal et le Stampien supérieur récent (cas des synclinaux du haut-Var). D'autres s'ouvrent à l'arrière des chevauchements sur des zones de déchirure tectonique et ont fonctionné pendant tout le Stampien jusqu'à l'Oligocène terminal (cas des bassins de Marseille et de St-Zacharie). Le troisième type est représenté par le bassin d'Aix et ses dépendances : la répartition des dépôts à éléments exotiques et des brèches à éléments locaux y obéit à la mobilité synsédimentaire de la faille d'Aix à l'Oligocène supérieur terminal (Nury, 1987). Du fait de sa configuration linéaire et de son orientation NE-SW, ce bassin présente une parenté évidente avec les structures du fossé rhodanien.

Bien que le canevas tectonique antérieur soit recoupé comme à l'emporte-pièce par la tectonique distensive oligocène, la répartition du détritique reste pourtant étroitement liée aux structures pyrénéo-provençales ou à la mobilisation de certaines des grandes fractures de l'héritage tardi-hercynien, comme par exemple la faille d'Aix qui appartient au faisceau des

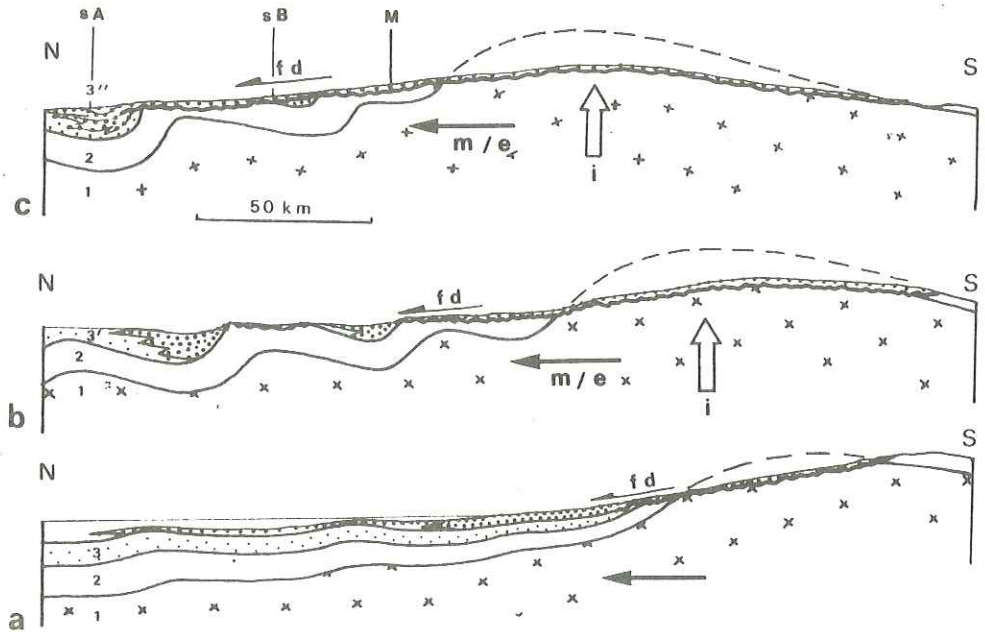


Fig. 5 - Le déplacement des aires de dépôts pendant le raccourcissement de la Provence méridionale : a) à la fin du Crétacé supérieur marin ; b) à la fin du Crétacé supérieur continental ; c) vers la fin de l'Eocène moyen. Les déformations sont contrôlées par l'élargissement progressif (e) d'un bombement de socle ou par sa migration (m) et par le déplacement corrélatif du réajustement isostatique (i).
1) socle paléozoïque ; 2) Trias, Jurassique et Crétacé inférieur ; 3) Crétacé supérieur marin ; 3') Crétacé supérieur marin et continental ; 3") Crétacé supérieur et Eocène. fd : flux détritique. sA : synclinal de l'Arc ; sB : synclinal du Beausset ; M : position approximative du rivage actuel de la Méditerranée.
Noter la dissymétrie des flexures se succédant dans une paléomorphiologie déclive vers le Nord. Au moment de la phase pyrénée-provençale, les lignes de rupture se situeront au droit des zones les plus sévèrement attaquées par l'érosion (cf. fig. 7).

accidents à direction "cevenole" et joue un rôle important dans le cadre linéamentaire du Sud-Est de la France (Rousset, 1986).

Il importe donc maintenant de préciser quelles ont pû être les modalités de mise en place des structures provencales, compte tenu des informations que nous fournit l'étude du détritique sur les mouvements du socle.

III.- Vers un modèle de mise en place des structures de la Provence mériodinale

Pour élaborer un modèle de mise en place des structures provençales, il faut essayer de reconstituer les conditions dans lesquelles s'est produit le découplage du socle et de la couverture. En l'état actuel des connaissances, il reste difficile, s'agissant des chevauchements de la couverture, de trancher entre une mise en place gravitaire et une mise en place parcompression arrière.

Dans ces chevauchements se trouvent en effet associées des structures compressives localisées sur leur front et des structures distensives localisées sur leurs arrières, leur région centrale restant peu déformée (Guieu, 1967). L'épaisseur initiale de la couverture mobilisée (⩽ 5 km), les caractéristiques internes de la déformation (régime de cisaillement simple) et l'amplitude des déplacements (5 à 25 km) conduisent à écarter l'hypothèse d'un étalement gravitaire ou celle d'une compression arrière, si l'on retient les critères définis par Merle (1984).

L'existence des rampes fortement redressées (souvent plus de 45°) visibles aux affleurements (massifs d'Allauch et de la Sainte-Baume ; fig. 1) ou reconnues en forages profonds (Eguilles ; fig. 1) introduit pourtant une impossibilité mécanique empêchant, à priori, d'envisager une mise en place gravitaire (Guieu et Arlhac, 1986), d'autant plus que les surfaces du chevauchement sont elles-mêmes très généralement inclinées vers le Sud ou subhorizontales. Des mouvements post-nappes ont pu toutefois localement communiquer à ces surfaces une inclinaison vers le Nord.

Or cet état actuel des structures ne doit pas faire oublier que des mouvements verticaux de grande amplitude sont intervenus dans le domaine provençal après la phase tangentielle dans le courant de l'Oligocène et du Miocène. L'ouverture du bassin liguro-provençal pendant l'intervalle 24-19 MA (Burrus, 1984 ; Biju-Duval, 1984 ; L. Rehault et al., 1984)), a en particulier fortement amplifié l'affaissement des réceptacles du détritique pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur.

Une partie des structures antérieures a pourtant échappé à ce basculement généralise vers le Sud. Elles constituent en l'état actuel, des zones hautes à valeur de horsts (unités centrales du massif d'Allauch et de la Sainte-Baume) encadrés par des fractures apparues pendant l'Oligocène, ou héritées de fractures préexistantes jouant alors comme zones de faiblesse. Dans ce dernier cas, et c'est précisément celui de la rampe des chevauchements, une augmentation des valeurs du rejet et de la pente des accidents a pu se produire.

Dans ces conditions, nous sommes amenés à nuancer certains aspects de l'hypothèse d'une solution mixte (compression + gravité) formulée par Guieu et Arlhac (1986) et à présenter le modèle suivant.

Ce modèle se fonde :

- sur la constatation de l'existence d'une compression qui s'est progressivement exercée dans le domaine provençal jusqu'au Paléogène au moins (fig. 4 et 5) et qui s'est traduite par le déplacement des aires de subsidence et par la phase plicative fini-crétacée ;
- sur l'entretien du détritisme pendant une période de 90 MA ;
- sur l'entretien, pendant cette période, des déformations dans le socle sud-provençal et de réajustements isostatiques au droit des zones délestées par l'érosion ;
- sur l'hypothèse d'un "bombement crustal golfe du Lion-Sud Provence" (Guieu et Arlhac, 1986) à l'origine de ces déformations.

Le modèle proposé fait largement appel à cette hypothèse. On rappelera seulement ici que de nombreuses signatures géophysiques significatives de la structure profonde du golfe du Lion et de la marge provençale présentent collectivement une évidente convexité de leur tracé vers le NW et vers le Nord, parallèlement à la configuration actuelle du littoral et au tracé de surface de la virgation languedocienne et de son prolongement dans le front des chevauchements provençaux.

L'élargissement progressif du bombement proposé ou - ce qui revient au même - son déplacement vers le Nord, peuvent être interprêtés comme le résultat du mouvement général de rapprochement de l'Afrique par rapport au bloc Europe + Asie, dirigé vers le Nord entre 54 et 35 MA (Bergerat, 1985).

Dans ces conditions on peut concevoir deux mécanismes pour rendre compte de la déformation induite dans la couverture par les mouvements du socle, au niveau de leur interface en particulier (fig. 6).

Dans le premier cas (fig. 6a) on admet l'existence de failles inverses sur la retombée du bombement car, au niveau de la zone d'inflexion de la courbure, sont réalisées les conditions

du régime compressif d'un intrados, alors qu'un régime distensif apparaît à l'extrados du bombement. On peut ainsi expliquer que dans le cas d'un bombement mobile, ces failles en compresion puissent rejouer en distension au moment où, "rattrapées" par le déplacement du bombement, elles se trouveront tour à tour placées à l'extrados de ce dernier.

Ce premier mécanisme retenu par Guieu et Arlhac (1986) explique la mise en compression graduelle du domaine provençal et la surélévation progressive de nouveaux domaines de socle dès lors soumis à l'érosion et donc à l'origine de l'entretien des flux détritiques. Il introduit en outre l'idée d'un écaillage du socle responsable du raccourcissement de la couverture mais il est incapable d'expliquer l'ouverture de déchirures par extension à l'arrière des chevauchements. Cette difficulté conduit donc à imaginer un deuxième mécanisme.

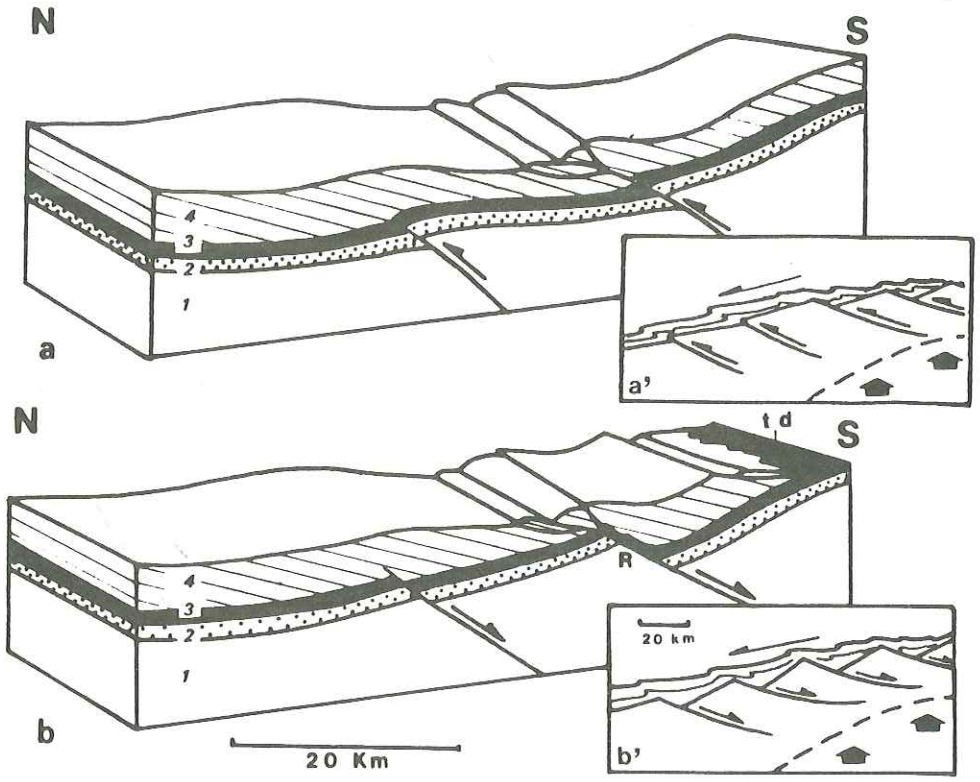


Fig. 6 - Hypothèses sur la mise en place des chevauchements en Provence méridionale : a) par compression arrière et liée à des failles inverses apparues sur la retombée d'un bombement (a') ; b) gravitaire et liée à un amincissement crustal généralisé à l'ensemble d'un bombement (b'). C'est cette deuxième hypothèse qui a été choisie et argumentée, car elle seule est capable de rendre compte de l'ouverture des déchirures à l'arrière des chevauchements.
1) socle paléozoïque. 2) tégument pernien. 3) Trias. 4) couverture jurassique, crétacée et éocène. td : Trias apparu dans les zones de déchirure. R : rampe de chevauchement.

Dans le deuxième cas (fig. 6b) on admet au contraire que l'essentiel de la déformation du socle est absorbée par des failles listriques dont la pente sera d'autant plus faible que le soulèvement du bombement sera plus important et donc que le taux d'étirement sera plus élevé. La vigueur et la durée de l'érosion qui a sévi sur le socle sud-provençal autorisent à penser que les surfaces qui lui ont été soumises étaient très étendues, ce qui revient à dire que le rejet des failles listriques initiales devait être important. A condition que la pente de ces failles soit faible et que l'inclinaison de la surface supérieure des blocs basculés soit comparativement plus forte, les conditions d'un glissement gravitaire de la couverture sur le Trias évaporitique se trouvent réunies. Segmentée par les failles listriques qui interrompent sa continuité sur l'avant aussi bien que sur l'arrière, la couverture peut alors glisser d'un bloc sur l'autre. La faille qui sépare deux blocs voisins peut alors servir de rampe susceptible d'être franchie par la couverture en mouvement, ou fonctionner comme structure d'arrêt, ou encore comme site de bourrage du Trias dysharmonique. Dans tous les cas, le glissement est d'autant plus facile que la pente de la faille listrique est plus faible et celle du sommet des blocs plus forte.

L'amplitude variable de la translation de la couverture (5 à 25 km) dépend en définitive de la dimension initiale des blocs de socle ; mais elle peut atteindre des valeurs suffisantes pour provoquer, dans les panneaux de couverture mobilisée, une compression frontale et une extension arrière.

L'ouverture de vides béants à l'arrière de certains chevauchements comme par exemple celui de l'Etoile au Nord de Marseille, pourra avoir, dans le courant de la tectogenèse ultérieure, une grande importance :

- sur le plan structural, d'abord, puisque la substitution plus ou moins prononcée de la couverture d'un bloc à celle du bloc voisin est alors possible ;
- sur le plan sédimentogénétique, ensuite, puisque se trouvent ainsi créés des sites d'accueil désormais disponibles pour l'accumulation des apports détritiques de l'Oligocène.

Cette accumulation sera contrôlée par une distension au terme de laquelle s'ouvrira le bassin liguro-provençal, pendant la détumescence progressive du "bombement crustal golfe du Lion-Sud Provence".

Cette dernière étape est capitale pour la compréhension du modèle puisqu'elle provoque simultanément :

- une remise à plat du sommet des blocs et de la surface des chevauchements,
-un très fort redressement des anciennes feuilles listiques, désormais transformées en rampes réputées infranchissables par les chevauchements gravitaires...

Mais on ne peut ignorer que les déformations de la couverture se sont accompagnées d'un écaillage du socle même s'il est seulement connu à Sicié (Gouvernet, 1963 ; Mattauer et Proust, 1963) ou supposé en Provence orientale dans la région de Carcès (Baudemont, 1985). Il nous semble peu raisonnable d'attribuer cet écaillage à un entrainement de parties superficielles du socle sous un chevauchement gravitaire; Par contre, la migration progressive de l'Ouest vers l'Est de la compression N-S (fig. 4) pourrait expliquer qu'en direction de la Provence orientale un raccourcissement du socle se soit manifesté dans le toulonnais alors que s'effectuait un glissement gravitaire de la couverture dans la région de Marseille. Cette hypothèse nous semble toutefois fragile et l'on doit admettre que le problème posé par l'écaillage du Paléozoïque de Sicié n'est pas encore résolu de façon satisfaisante.

Malgré ces restrictions, nous sommes maintenant en mesure de soumettre ce modèle aux contraintes qu' imposent les données fournies par l'histoire du détritisme.

IV.- Discussion et synthèse

Ce que l'on sait de l'évolution du détritisme dans le domaine considéré permet de penser que peu de changements sont intervenus pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène dans la composition et l'origine des flux issus du bloc Paléozoïque sur lequel la Provence s'appuyait au Sud. Bien qu'il soit situé dans le prolongement de la haute chaîne des Pyrénées, rien ne permet d'affirmer que ce bloc en présente l'équivalent structural, même si la Provence est souvent présentée comme l'homologue de l'avant pays plissé de cette chaîne.

L'hypothèse d'un "bombement crustal golfe du Lion-Sud Provence" fait apparaître, de façon encore schématique, les particularités qui confèrent au socle Sud-provençal une originalité qui permet de le différencier sur le plan structural de ceux de la zone axiale des Pyrénées, du bloc Corso-Sarde et du massif des Maures.

Il reste à connaître à quel moment les discontinuités à l'origine de l'amincissement crustal sont apparues dans le courant de la tectogenèse et quel a pu être leur rôle dans la production et la répartition du détritique.

La couverture est affectée par deux directions majeures de fractures : la direction N 090 à N 100, peu différente de celle des structures "pyrénéennes", et liée à une compression subméridienne ; la direction N 030 à N 040 qui est celle des fossés oligocènes ouest-européens généralement ouverts selon la direction N 110 à N 130 ($\sigma 3$: NW-SE, Bergerat, 1985). La direction NE-SW correspond à un système de fractures réalisant un prédécoupage présent dans l'héritage tardi-hercinien et plus ou moins "dormant" pendant une grande partie de l'évolution méso-cénozoïque.Certaines de ces fractures ont valeur de linéament, comme c'est le cas de la faille d'Aix qui atteint le front des zones alpines internes (Rousset, 1986). L'émiettement de la couverture en petites unités et le manque de continuité latérale de ces dernières résultent probablement du mouvement relatif de ces deux grandes familles de fractures (N 090 à N 100 ; N 030 à N 040) dont le jeu est chronologiquement bien marqué par le détritisme syntectonique.

Les données structurales laissent supposer que la mobilisation des panneaux du socle, responsable du déplacement de la couverture, s'est opérée en deux temps.

1°/ **A l'Eocène supérieur** se produisent : a) le découpage de blocs délimités par des fractures orientées N 090 à N 100 et par les fractures orientées N 030 à N 040 (fig. 7) ; b) le mouvement relatif de ces blocs qui est surtout sensible dans le cas des fractures N 090 à N 100 jouant en failles normales faiblement inclinées au Sud. Cette distension se manifeste au moment de l'expression la plus forte de la compression subméridienne qui fait rejouer en décrochements sénestres celles des failles du faisceau "cevenol" les mieux orientées par rapport à cette direction de compression.

L'amincissement crustal qui résulte de cette distension entraine le déséquilibre gravitaire et la translation de la couverture dans un contexte de blocs basculés limités par des failles listriques faiblement pentées vers le Sud ou vers le Sud-Est (fig. 7a).

Les culminations du tégument et du socle se situeraient ainsi toujours dans la partie méridionale arrière de tel ou tel bloc, et c'est à leur niveau qu'auraient pu apparaître dans la couverture les déchirures par extension qui, à l'Oligocène, auraient constitué des sites de choix pour une évolution en fossé et demi-grabens. Ce schéma explique la localisation des structures compressives sur le front de chevauchements liés à un déséquilibre gravitaire et dans les différentes parties de leur tranche inférieure successivement en contact avec la rampe au moment de son franchissement (fig. 6.b, 7a).

Ces accidents entraînent l'apparition de nouvelles formations détritiques dont les éléments, simultanément empruntés à la couverture et au socle, peuvent venir se superposer aux dépôts précédents après les avoir éventuellement remaniés.

2°/ **Oligocène**. La substitution de la couverture d'un bloc à celle d'un bloc voisin, achevée à la fin de l'Eocène, a libéré des espaces ouverts par déchirure désormais disponibles pour le comblement des dépressions (fig. 7.b). Dans l'aire marseillaise par exemple, les divers épisodes détritiques s'inscrivent dans un cycle qui comporte d'abord l'ouverture de fossés puis la migration progressive de la distension du SE vers le NW, aboutissant à ce que deux fossés voisins soient séparés par un horst orienté SW-NE (Nury, 1987). Cette dynamique, indiquée par la répartition des différents corps détritiques et par le jeu synsédimentaire des failles normales, est responsable, à partir du Stampien supérieur terminal, de la mise en place de successions répétitives et alternantes de mégabrêches à olistolites et de laminites calcaires (Nury et Raynaud, 1986).

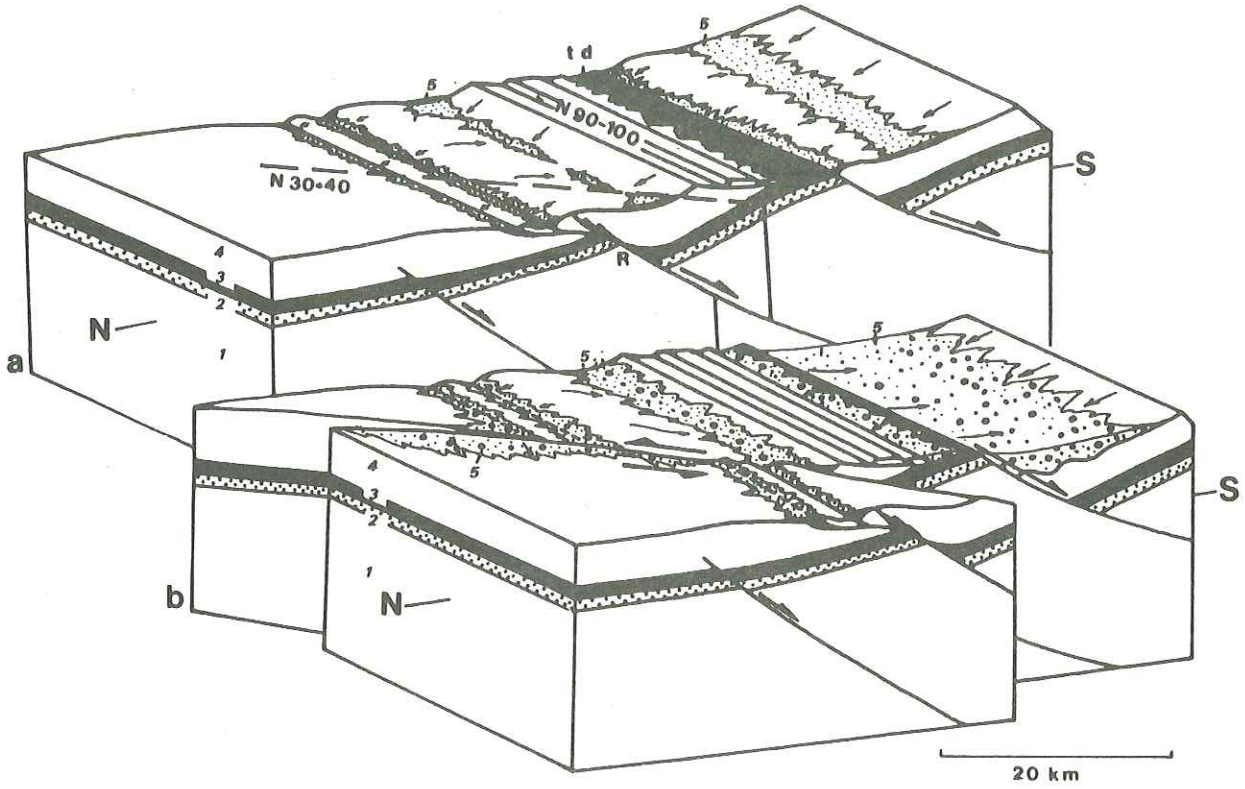


Fig. 7 - Exemple théorique de tectogenèse en Provence méridionale et jeu des principales directions de fractures dans un contexte de blocs basculés et de décrochements. Répartition du détritique associé : a) à l'Eocène supérieur ; b) pendant l'Oligocène ; 1 à 4 : même légende que fig. 6 ; 5 : dépôts détritiques.

Le caractère cyclique de la déformation et du détritisme qui la souligne, ainsi que le déplacement des zones de subsidence, font supposer que les structures distensives oligocènes de la Provence méridionale sont directement liées au rifting de la marge du bassin liguro-provençal et qu'elles en représentent le prolongement à terre. Dans ce contexte, et compte-tenu d'une atténuation manifeste de la distension NW-SE en direction de la Provence moyenne, le fossé de Marseille représente vraisemblablement la terminaison nord-orientale d'une structure en blocs basculés plus largement ouvertes et affaissée en direction du golfe du Lion. Ce fossé s'est ouvert sur une zone de faiblesse se situant sur l'emplacement d'une déchirure, à l'intersection de fractures N 090 à N 100 et de fractures N 030 à N 040. Sa localisation n'est donc pas fortuite.

Tout en obéissant à une logique largement commandée par l'héritage structural antérieur, la tectonique de blocs basculés proposée ici explique les modifications importantes apportées aux structures antérieures au moment de l'ouverture du bassin liguro-provençal.

Ces modifications se sont traduites par :

- une remise à plat, ou même par une inversion, de la pente des anciennes surfaces de chevauchement nécéssairement inclinées vers le Nord, pour les raisons invoquées plus haut, au moment de leur mise en place ;
- le redressement des rampes des chevauchements, souvent très fort comparativement à la valeur initialement faible des failles listriques dont elles représentent l'héritage.

La fin de l'Oligocène est marquée par une vigoureuse reprise du détritisme originaire du socle et de la couverture, contemporaine d'une dernière phase de rajeunissement des reliefs.

Le mécanisme proposé ici permet de s'affranchir des nécessités de sources relativement lointaines dès lors que le substrat pourvoyeur peut se situer, dans le proche voisinage, à l'apex de blocs plus ou moins profondément entamés par l'érosion à la suite de leur dénudation liée aux glissements gravitaires (fig. 7a et b).

V.- CONCLUSION

L'étroite interdépendance du détritisme et de la déformation dans la Provence méridionale est le reflet de l'intervention permanente du socle paléozoïque dans le double rôle de pourvoyeur en matériel sédimentaire et de moteur des déformations.

Les mouvements du socle peuvent être expliqués par l'évolution géodynamique d'un "bombement crustal du golde du Lion-Sud Provence" qui, soit du fait de son élargissement, soit du fait de sa migration vers le Nord, serait responsable de l'entretien du détritisme et des grandes périodes de déformation. Ces mouvements ont contrôlé les phénomènes compressifs enregistrés par la couverture jusqu'à l'Eocène supérieur ; ils ont déclenché les phénomènes gravitaires ensuite.

La mise en place des structures superficielles parait en particulier compatible avec une dynamique de blocs basculés qui rend compte des déplacements gravitaires de la couverture et de l'articulation de ses différentes unités.

Cette tectogenèse est l'expression d'un amincissement crustal progressif dont les différentes phases sont génétiquement bien marquées par la mobilisation des principales directions de fractures et par la mise en place des grands appareils détritiques. L'étude du détritisme du domaine provençal montre en définitive que l'érosion aérienne joue un rôle important dans l'amincissement crustal puisque ses effets s'ajoutent à ceux, purement mécaniques, de l'étirement.

Nous exprimons nos remerciements à Monsieur M. GIDON et au rapporteur anonyme qui ont bien voulu relire le texte. Leurs critiques nous ont permis d'apporter des modifications opportunes sur la forme et le fond.

BIBLIOGRAPHIE

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), t. XXIII, n°1, pp. 51-63.

AUBOUIN J. et MENNESSIER G. (1963).- Essai sur la structure de la Provence. In : Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, **Mém. h.s. Soc. Géol. France,** 2, pp. 49-98.

BAUDEMONT D. (1985).- Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectono-sédimentaire permienne du bassin du Luc (Var). **Th. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg,** 204 p.

BERGERAT F.(1985).- Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse Sci, **Mém. Sci. Terre 85-07,** Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 315 p.

BIJU-DUVAL B. (1984).- Les marges continentales françaises de la Méditerranée. in : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France - Masson, Paris, pp. 251-334.

BURRUS B. (1984).- Contribution to a geodynamic synthesis of the Provencal basin (North-Western Mediterranean). In : Morelli C., Ed., Geological and geodynamical aspects of the Mediterannean.- **Marine Geology,** Amsterdam, 55, 3/4, sp. issue, pp. 247-269.

CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., IRR F., LANTEAUME M., SPINI H. et TAPOUL J.F. (1977).- Les déformations pliocènes de l'Arc de Nice (chaînes subalpines méridionales). **C.R. Somm. Soc. Géol. France,** 3, pp 75-77.

DURAND J.P., GAVIGLIO P., GONZALES J.F. et MONTEAU R. (1984).- Sédiments fluvio-lacustres 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.

EDEL J. (1980).- Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. **Thèse Sci.,** Univ. Strasbourg, 310 p.

GAVIGLIO P. et GONZALES J.F. (1987).- Fracturation et histoire tectonique du bassin de Gardanne (Bouches du Rhône). **Bull. Soc. Géol. France,** (6), t.III, n°4, pp. 675-682.

GIANNERINI G. (1981).- Analyse structurale de la bordure méridionale de l'Arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire.- **Bull. Bur. Rech. Géol. min.,** Orléans, (2), 1, pp. 43-67.

GOUVERNET C. (1963).- Structure de la région toulonnaise. **Mém. Serv. Carte géol. France,** 244 p.

GUIEU G. (1967).- Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. **Bull. Soc. Géol. France,** 7, t.IX. pp. 610-630.

GUIEU G. et ARLHAC P. (1986).- Hypothèse d'un bombement crustal du 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., PHILIP J., DURAND J.P., NURY D. et REDONDO C. (1987).- Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paléogéographique, structural et géodynamique. **Géologie Alpine,** Mém. h.s. n°13, pp. 247-271.

JEAN S., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et RAVENNE C. (1985).- Un modèle paléogène de bassins à turbidités : les grès d'Annot du NW du massif de l'Argentera-Mercantpour **Géol. alpine,** Grenoble, 61, pp. 115-143.

LUTAUD L. (1957).- La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. Rev. Géogr. phys. **Géol. dyn.,** Paris, 1, pp. 103-112.

MATTAUER M. et PROUST F. (1963).- Sur le sens de déversement de la nappe du Cap Sicié près de Toulon (Var). - **C.R. somm. Soc. géol. France,** 7, 270 p.

MERLE O. (1984).- Déplacement et déformation des nappes superficielles. Rev. Géol. dyn. **Géogr.phys.,** Paris, vol. 25, fasc. 1, pp. 3-17.

NURY D. et RAYNAUD S. (1986).- Etude tectonosédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches du Rhône). Evolution postérieure. **Géologie de la France** (Publication B.R.G.M.), n°4, pp. 377-397.

NURY D. (1987).- L'Oligocène de Provence méridionale : stratigraphie - dynamique sédimentaire - reconstitutions paléogéographiques. **Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille I,** 378 p.

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. (1980).- Relations entre récifs à Rudistes, paléostructure et tectonique synsédimentaire dans le Crétacé supérieur de la région toulonnaise (Var). **8ème R.A.S.T.,** Marseille, 282 p.

PHILIP J., BERCOVICI C., MACHHOUR L. et MASSE P.J.L. (1985).- La tectonique crétacée de la région toulonnaise. in : "La Provence géologique". Réun. extr. Soc. Géol. France à Marseille, G. GUIEU coordonnateur. **Doc B.R.G.M.,** n°94, pp. 1-22.

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). ***Bull. Soc. Géol. France,*** (8), t. III, n°3, pp. 544-550.

PINCEMIN M. (1977).- Etude des minéraux accessoires de quelques roches permiennes de la région de Toulon (Var). **Dipl. Et. Ap.,** Fac. Sci. Nice.

REDONDO C. (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.I, 493 p., t. II, 233 fig., 16 tabl., 27 pl.

REHAULT J.P., BOILLOT G. et MAUFFRET A. (1984).- The western Mediterranean basin geological evolution. **Marine Geology,** 55, n°3-4, pp. 447-477.

ROUSSET C., 1986.- Le cadre linéamentaire du Sud-Est de la France, à partir d'observations nouvelles sur son rôle dans la sédimentation tardi et post-hercynienne. **Bull. Soc. géol. France,** (8), t. II, n°3, pp. 487-497.

SANTARELLI N. (1966).- Etude pétrographique de la série volcano-sédimentaire de la tranchée de Brégaillon près de la Seyne-sur-Mer (Var) **Dipl. Et. Sup., Fac. Sci. Marseille,** 88 p.

TEMPIER C. (1987).- Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. **Bull. Soc. Géol. France,** (8), t. III, n°3, pp. 533-540.

LES FACIES SILICOCLASTIQUES DU CRETACE MOYEN ENTRE BAUGES (SAVOIE) ET MORCLES (VALAIS) IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

M. DELAMETTE*

RESUME : Au Crétacé moyen, la distribution des faciès entre Bauges et Morcles permet la distinction de deux unités paléogéographiques : le domaine helvétique des Bornes à Morcles et le domaine dauphinois des Bauges aux Vercors. A l'Aptien supérieur dans le domaine dauphinois se développe une plate-forme carbonatée tandis que sur le domaine helvétique se met en place une plate-forme mixte, bio- et silicoclastique. Cette polarité indique une origine nord pour le matériel terrigène. Au Cénomanien et au Turonien la sédimentation silicoclastique se poursuit dans le domaine dauphinois tandis que le domaine helvétique accueille des biomicrites hémipélagiques. Le flux silicoclastique est alors probablement d'origine occidentale.

MOTS-CLES : détritisme silicoclastique, Aptien, Albien, Cénomanien, Turonien, Alpes occidentales, domaine helvétique, domaine dauphinois.

ABSTRACT : During the Mid-Cretaceous, between Bauges and Morcles massifs, facies distribution allow to identify two distinct palaeogeographic areas : the Helvetic domain extending from Bornes to Morcles massifs and the Dauphinois domain extending from Bauges to Vercors. These two domains show different Mid-Cretaceous depositional history. During the late Aptian in the Dauphinois domain, current-influenced (tidal origin ?) calcarenites were deposited while in the Helvetic domain a bio-and siliciclastic storm-influenced shelf was built up. This facies distribution gives evidence for a northern origin of the Helvetic siliciclastic material. During the Cenomanian - Turonian, siliciclastic shelf sedimentation persisted in the Dauphinois domain but hemipelagic biomicrites were deposited in the Helvetic domain. This suggests a western origin for the siliciclastic influx.

KEY-WORDS : siliciclastic sedimentation, Aptian, Albian, Cenomanian, Turonian, Western Alps, Helvetic domain, Dauphinois domain.

1. INTRODUCTION

Dans l'évolution de la Téthys occidentale, la période du Crétacé moyen est marquée par l'ubiquité des faciès silicoclastiques présents dans la plupart des environnements que ce soit dans les bassins ("épisodes des Black-shales") ou sur les plates-formes où la sédimentation carbonatée est interrompue par des apports sableux. Dans les parties externes des Alpes occidentales, ce sont ainsi les plates-formes urgoniennes qui disparaissent et sont enfouies sous des dépôts sableux et glauconieux de relative faible épaisseur (<100 m). L'étude de ces dépôts dans la région des Bauges à Morcles (DELAMETTE, 1986) permet de préciser certaines modalités de la "crise silicoclastique médio-crétacée" dans cette partie externe des Alpes.

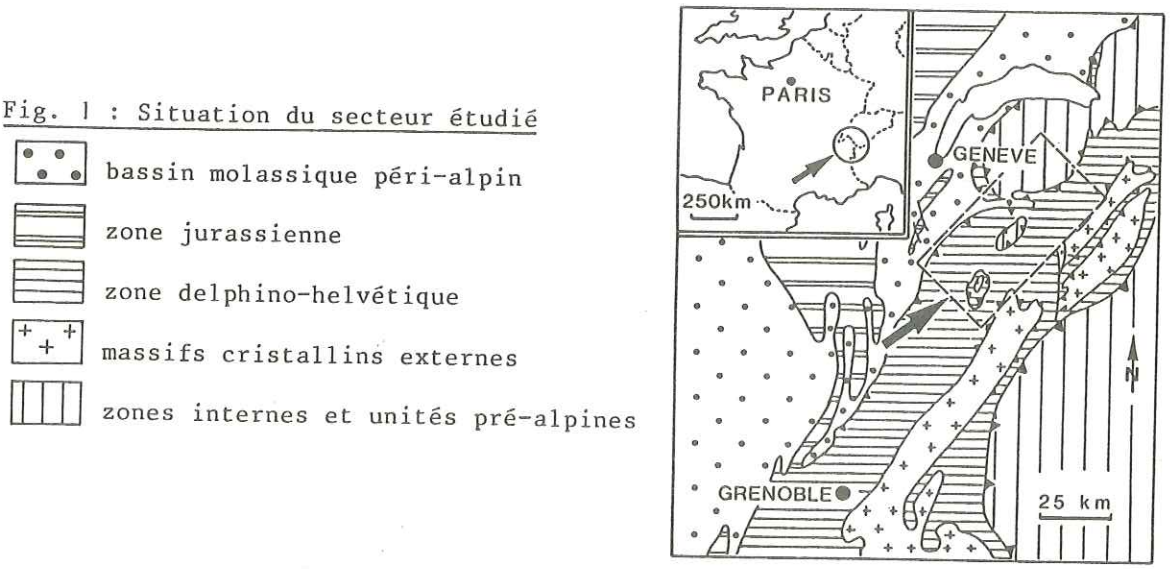


Fig. 1 : Situation du secteur étudié

* Institut de Géologie de l'Université, Pérolles, CH-1700 FRIBOURG

2. LES DEPOTS DU CRETACE MOYEN DE LA REGION BORNES-MORCLES

Les dépôts du Crétacé moyen compris entre les calcaires urgoniens et les calcaires pélagiques de Seewen (Crétacé supérieur) dans la région Bornes-Morcles ont été regroupés sous une unité nommée Formation des Aravis (DELAMETTE 1986)(fig.2). La modification la plus importante par rapport aux cadres stratigraphiques antérieurs concerne l'attribution à l'Aptien supérieur d'une grande partie de l'épaisseur des dépôts jusqu'alors rangés dans l'Albien inférieur et moyen à la suite de JAYET & BUTLER (1928).

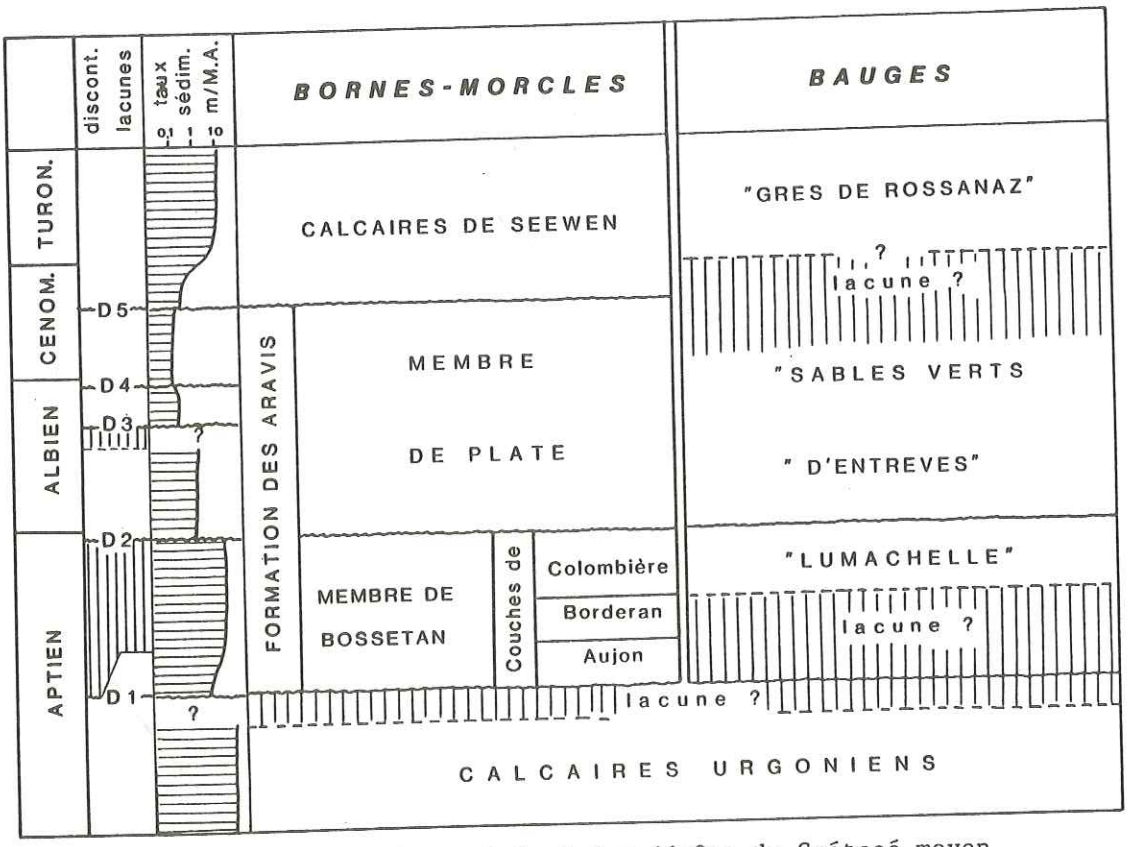


Fig. 2 : Cadre stratigraphique général des dépôts du Crétacé moyen entre Bauges et Morcles.

L'application des concepts de stratigraphie séquentielle (MITCHUM & al., 1977 ; VAIL & al., 1984) a permis de reconnaître un certain nombre de séquences de dépôt présentées par ailleurs (DELAMETTE, 1988). En ne retenant que les coupures majeures, trois grands ensembles silicoclastiques peuvent être identifiés.

2.1. LE DETRITISME SILICOCLASTIQUE A L'APTIEN SUPERIEUR

Bien que déposés durant un laps de temps relativement court (de 1 à 3 M.A.) les sédiments de l'Aptien (= Membre de Bossetan) représentent de 60 à 80 % du volume des dépôts silicoclastiques stocké au cours du Crétacé moyen. Ces dépôts s'agencent de la façon suivante.

Au-dessus d'une surface durcie et minéralisée en fer et phosphate marquant la fin de la sédimentation carbonatée urgonienne (discontinuité fini-urgonienne D1, fig.2) se déposent localement (de Platé aux Dents Blanches) des calcaires légèrement gréseux (< 10 % quartz) à spongiaires (DELAMETTE & TERMIER, 1986) et bryozoaires (DELAMETTE & WALTER, 1984).

Ces dépôts nommés Couches d'Aujon ont fourni de rares ammonites de l'Aptien supérieur précoce (zone à Martinioides sensu CASEY, 1961). Dans les dépôts sus-jacents, la sédimentation silicoclastique devient prépondérante et présente une évolution granocroissante : aux dépôts fins, argilo-silteux, bien classés des Couches de Borderan succèdent des dépôts "mixtes", gréseux et bioclastiques des Couches de la Colombière. Ces dernières sont organisées en alternance irrégulière de niveaux fins argilo-silteux bioturbés non fossilifères et de niveaux plus épais gréseux ou gréso-carbonatés à riche faune de bryozoaires (DELAMETTE & WALTER, 1984), ostréidés, brachiopodes et serpules. Localement s'intercalent des faciès à dominante bioclastique organisés en corps lenticulaires d'épaisseur décimétrique et d'extension plurimétrique présentant parfois un granoclassement et une orientation préférentielle des bioclastes subparallèlement à la stratification générale. Par analogie avec les faciès décrits par SPECHT & BRENNER (1979), ces corps sont interprétés comme des dépôts de tempêtes.

L'évolution verticale des dépôts de l'Aptien supérieur est interrompue par une discontinuité importante (discontinuité fini-aptienne : D2, fig.2) à laquelle sont associées des cuvettes d'érosion pouvant localement atteindre le toit durci des calcaires urgoniens. La morphologie de cette surface de discontinuité conditionne pour partie la répartition des faciès silicoclastiques ultérieurs du Membre de Platé (Aptien terminal à Cénomanien moyen).

1.2. LE DETRITISME SILICOCLASTIQUE A L'APTIEN TERMINAL-ALBIEN SUPERIEUR

Le détritisme silicoclastique de l'Aptien terminal-Albien supérieur diffère fortement de celui de l'Aptien supérieur par son caractère terrigène franc (absence de particules bioclastiques), sa richesse en matériel authigène (glauconie et surtout phosphorites) et des taux de sédimentation environ 20 fois plus faibles. Ce détritisme est représenté par des grès glauconieux ne renfermant aucune figure de dépôt hormis celles induites par la bioturbation. Ces faciès sont peu fossilifères en eux-mêmes (rares échinides et moules d'ammonites), la faune étant concentrée dans des horizons à phosphorites interstratifiés. Ces caractères indiquent des dépôts de plate-forme de moyenne profondeur (100 à 200 m). L'agencement des faciès est éminemment variable géographiquement. Cette diversité est due, d'une part à des discontinuités érodant par place les dépôts et d'autre part, à la dynamique même de la sédimentation faisant se succéder des zones d'accumulation à faciès silicoclastiques dominants et des zones de condensation et/ou de remaniement à faciès authigéniques dominants. Ces derniers sont composés pour l'essentiel par des conglomérats phosphatés très fossilifères présentant souvent des mélanges de marqueurs biostratigraphiques. Deux grands ensembles séparés par une discontinuité importante peuvent être identifiés.

L'ensemble inférieur daté de l'Aptien terminal-Albien moyen présente globalement une évolution verticale granodécroissante. Il débute par des grès moyens hétérométriques souvent riches en allochèmes phosphatés et à granules de quartz dispersés. Ces grès attribués à l'Aptien terminal-Albien basal sont surtout représentés dans la région de Platé-Morcles et plus particulièrement dans les parties centrales des cuvettes d'érosion associées à la discontinuité fini-aptienne. Latéralement dans la région des Bornes, ils sont réduits à des placages résiduels surmontant la discontinuité fini-aptienne. Très rapidement ces dépôts sont remplacés par des faciès beaucoup plus fins, bien classés mais toujours peu glauconieux. Dans la région Platé-Morcles ce sont des grès très fins argileux dont les faunes d'ammonites les plus jeunes indiquent la base de la zone à Lautus (partie supérieure de l'Albien moyen). Dans la partie centrale des Bornes, il s'agit d'argilites silteuses (antérieurement confondues avec les Couches

de Borderan de l'Aptien supérieur) dont la partie inférieure a fourni au Col du Freu des ammonites de l'Albien basal (zone à Tardefurcata) (JAYET & BUTLER, 1926).

Ce premier ensemble est tronqué par une importante discontinuité (D3 sur fig.2) marquée par un horizon bioturbé associé à une rupture granulométrique granocroissante et à une augmentation de la teneur en glauconie. Cette discontinuité D3 semble associée à une lacune générale couvrant la moitié supérieure de l'Albien moyen et la partie basale de l'Albien supérieur.

Le détritisme silicoclastique de ce second ensemble est difficile à caractériser par suite de la condensation quasi générale des dépôts réduits à des conglomérats phosphatés dans lesquels sont mélangées des faunes de la zone à Inflatum et d'une partie de la zone à Dispar. Seuls quelques affleurements de la région Haut-Giffre - Dents Blanches présentent des grès fins riches en glauconie. L'abondance relative ainsi que la taille importante de ce minéral indiqueraient des taux de sédimentation beaucoup plus faibles que ceux de la période Aptien terminal-Albien moyen.

1.3. LE DETRITISME SILICOCLASTIQUE A L'ALBIEN TERMINAL-CENOMANIEN MOYEN

A partir de la fin de l'Albien (soit au sein de la zone à Dispar), la sédimentation silicoclastique disparaît presque totalement, remplacée par une sédimentation carbonatée, biogène d'origine planctonique. Par suite des taux d'accumulation toujours très faibles ($\leq$ 0,2 m/M.A.), la formation de matériaux authigènes se poursuit en particulier pour la glauconie qui se présente sous la forme de gros grains ovoides très foncés, caractères soulignant leur longue évolution sur le fond marin (ODIN & LETOLLE, 1978).

Les sédiments résultant sont des biomicrites glauconieuses à ammonites et foraminifères planctoniques déposés dans un environnement de plateforme hémipélagique. Ces faciès comportent cependant un stock silicoclastique représenté par des grains de quartz dispersés dans la matrice micritique. Cette "hérésie granulométrique" aurait deux origines suivant les affleurements considérés. Dans la région de l'Ouest des Bornes et du Nord-Est des Bauges, il s'agirait d'un stock silicoclastique relique (sensu SWIFT & al. 1971) car la taille importante des particules (souvent $>$ 2 mm) montre qu'elles ne peuvent provenir des séries sous-jacentes. Par contre dans la région Morcles-Aravis, ce stock silicoclastique pourrait simplement correspondre à des particules résiduelles(sensu SWIFT & al., 1971) provenant d'un remaniement in situ du matériel terrigène albien sous-jacent.

3. LES DEPOTS DU CRETACE MOYEN DE LA REGION DES BAUGES

Dans les Bauges, l'agencement vertical des dépôts du Crétacé moyen ne peut être défini avec la même précision que dans la région Bornes-Morcles pour trois principales raisons qui sont :

- la concentration des marqueurs biostratigraphiques dans un unique conglomérat phosphaté fortement polyzonal ("béton phosphaté" des auteurs),
- le caractère presque azoïque des dépôts sableux,
- l'érosion des séries durant le Crétacé supérieur en particulier à la base des dépôts campaniens (GARDUNO-MONROY, 1981).

Schématiquement on peut identifier deux unités principales corrélables avec les deux unités reconnues dans la région Bornes-Morcles (fig.2). L'unité inférieure est représentée par quelques mètres de calcarénites légèrement gréseuses parfois à stratifications obliques. Ces dépôts carbonatés sont à rattacher à la "Lumachelle" connue dans le Vercors et la Chartreuse et dont l'âge serait Aptien terminal (THIEULOY & GIROD, 1965). L'unité supérieure est essentiellement silicoclastique et composée de sables et de grès très peu ou non glauconieux souvent micacés et de conglomérats phosphatés.

Deux ensembles superposés bien distincts peuvent être distingués :

- à la base des sables glauconieux et micacés, bioturbés à nodules et ammonites phosphatés d'âge Albien et éventuellement Cénomanien inférieur ("sables verts d'Entrèves"),
- au sommet des grès moyens à grossiers non glauconieux, à stratifications obliques qui au Grand-Colombier ravinent les "sables verts d'Entrèves". Ces faciès nommés "Grès de Rossanaz" témoignent d'un environnement de dépôt moins profond que les sables verts d'Entrèves. Leur attribution stratigraphique est délicate étant donné leur caractère azoïque mais ils sont provisoirement placés dans le Turonien par suite de leur passage vertical à des biomicrites gréseuses à Marginotruncana (GARDUNO-MONROY, 1981).

4. COMPARAISON ENTRE LES DEPOTS DU CRETACE MOYEN DES BAUGES ET CEUX DE LA REGION BORNES-MORCLES.- IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

L'évolution comparée des dépôts du Crétacé moyen entre la région Bornes-Morcles et la région des Bauges est simplifiée dans la figure 3 ci-dessous :

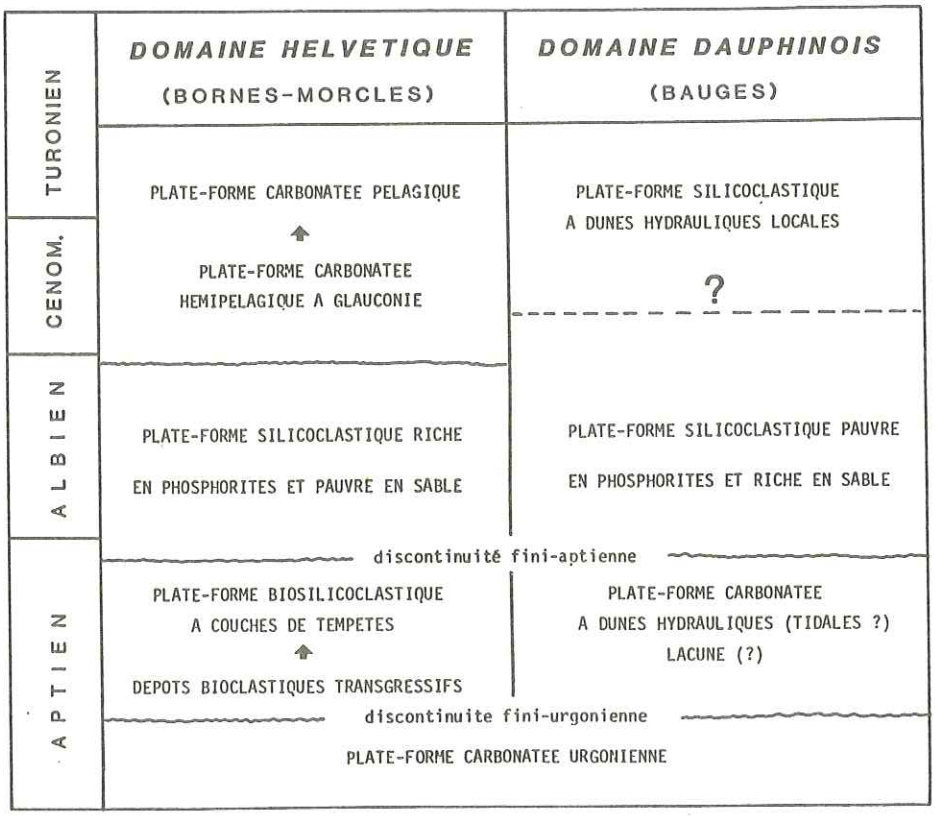


Fig. 3 : Evolutions schématiques comparées des environnements de dépôt du Crétacé moyen entre Bauges et Morcles.

Les caractères faciologiques et stratigraphiques de la Formation des Aravis définie entre Bornes et Morcles indiquent des affinités certaines avec les séries du Crétacé moyen des nappes helvétiques en particulier avec la Formation de Garschella définie récemment dans les nappes septentrionales (FOLLMI & OUWEHAND, 1987). En revanche, la Formation des Aravis diffère des dépôts de la région Vercors-Bauges. La région Bornes-Morcles apparaît ainsi au Crétacé moyen comme la terminaison méridionale de la

plate-forme helvétique tandis que les Bauges représentent la partie septentrionale de la plate-forme dauphinoise. Dans le détail, la limite entre ces deux domaines suit une bande courbe joignant l'Arclusaz au Sud-Est à la Montagne de Veyrier au Nord-Ouest.

5. CONCLUSIONS

Par leurs caractères sédimentologiques et leur contenu faunique, les dépôts du Crétacé moyen de la région Bornes-Morcles sont à placer dans une position bathymétrique plus profonde ou du moins dans une position plus distale que ceux de la région des Bauges. A l'Aptien supérieur, l'existence de dépôts silicoclastiques cantonnés dans le domaine helvétique suggère une origine nord pour le flux silicoclastique. Au Cénomanien-Turonien, le dispositif sédimentaire a changé. Aux dépôts dauphinois silicoclastiques et néritiques s'opposent les dépôts helvétiques carbonatés et hémipélagiques. Cette position traduit un bouleversement paléogégraphique avec un flux silicoclastique d'origine probablement occidentale. Ainsi à la base du Crétacé supérieur, l'évolution du domaine dauphinois s'intègre dans celle des domaines périvocontiens où des recrudescences terrigènes grossières se produisent au cours du Cénomanien et du Turonien (PORTHAULT, 1974). Par contre, le domaine helvétique connaîtra une évolution propre en accueillant dès le Cénomanien supérieur des biomicrites à foraminifères planctoniques qui amorcent l'instauration du régime de sédimentation de plate-forme pélagique des calcaires de Seewen. La transition entre cette plate-forme pélagique caractéristique du domaine helvétique et la plate-forme dauphinoise s'effectue précisément dans le Sud des Bornes et le Nord des Bauges où existent de multiples lacunes et remaniements à la base du Crétacé supérieur dont l'étude détaillée reste à effectuer.

Enfin, on notera, dans ces deux domaines, l'importance de la discontinuité fini-aptienne au-dessus de laquelle les taux de sédimentation chutent brutalement d'un facteur d'environ 20. Ce changement dans les accumulations a été mis en rapport avec une dynamique de dépôt particulière dominée par des courants océaniques semi-permanents (DELAMETTE, 1986, 1987, 1988).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BUTLER H. & JAYET A. 1928.- Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv., v. 21, p. 63-69.

CASEY R. 1961.- The stratigraphical Paleontology of the Lower Greensand. Palaeontology (London), v. 3, p. 487-621.

DELAMETTE M. 1985.- Phosphorites et paléocéanographie : l'exemple des phosphorites du Crétacé moyen delphino-helvétique. C.R. Acad.Sci. Paris, sér. II, t. 300, p. 1025-1028.

DELAMETTE M. 1986.- L'évolution de la partie sud du domaine helvétique de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océanographiques (Alpes occidentales franco-suisses). Thèse Univ. Genève n° 2237 (inédit) et Publ. Géol. Paléont. Univ. Genève, n°5, 1988, 318 p.

DELAMETTE M. 1987.- Relation between the condensed Albien deposits of the Helvetic domain and the oceanic current-influenced continental margin of the Northern Tethys. In GRACIANSKY P.C. de & LEMOINE M.,"Evolution of a passive continental margin : The Western Alps during Mesozoic times". Mém. Soc. géol. France (sous presse).

DELAMETTE M. 1988.- Les dépôts à phosphorites du Crétacé moyen de la plate-forme helvétique : rôles de l'eustatisme et des circulations océaniques. Géobios, mém. h.s. (sous presse).

DELAMETTE M. & TERMIER H. & G. 1986.- Les spongiaires de l'Aptien supérieur de Haute-Savoie (zone delphino-helvétique, Alpes occidentales françaises). Rev. Paléobiol. (Genève), v. 5, p. 311-324.

DELAMETTE M. & WALTER B. 1984.- Les faunes de bryozoaires de l'Aptien supérieur et de l'Albien en Haute-Savoie et dans l'Ain. Rev. Paléobiol. (Genève), v. 3, p. 27-51.

FOLLMI K.B. & OUWEHAND P.J. 1987.- Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian) : Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostscheweiz und des Vorarlbergs. Eclogae geol. Helv., v. 80, p.141-191 .

GARDUNO-MONROY V.H. 1981.- Contribution à l'étude géologique de la partie méridionale du massif des Bauges (Savoie, France). Thèse Univ. Pierre & Marie Curie, Paris (inédit).

JAYET A. & BUTLER H. 1926.- Sur la stratigraphie du Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, v. 43, p. 152-155.

MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S. 1977.- Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2 :The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. Mem. Americ. Ass. Petrol. Geol., n° 26,p.53-62.

ODIN G.S. & LETOLLE R. 1978.- Les glauconies et aspects voisins ou confondus ; signification sédimentologique. Bull. Soc. géol. France, sér. 7, t. 20, p. 553-558.

PORTHAULT B. 1974.- Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France SE). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. Thèse Doct. Sc. Nat. Univ. Lyon, n° 257, 312 p. (inédit).

SPECHT R.W. & BRENNER R.L. 1979.- Storm-wave genesis of bioclastic carbonate in Upper Jurassic epicontinental mudstones, East-central Wyoming. J. Sedim. Petrol., v. 49, p. 1307-1322.

SWIFT D.J.P., STANLEY D.J. & CURRAY J.R. 1971.- Relict sediments on continental shelves : a reconsideration. J. Geology, v. 79, p. 322-346.

THIEULOY J.P. & GIROD J.P. 1965.- Nouvelles données sur l'Albien de la Chartreuse et du Vercors. Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 41, p. 141-162.

VAIL P.R., HARDENBOL J. & TODD R.J. 1984 - Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy, and Sea-Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., n° 36, p. 129-144.

Cet article a été rédigé dans le cadre d'un projet de recherche du Fond National Suisse pour la Recherche Scientifique (subside n° 2.408.0-84), requérant M. CARON).

LE DETRITISME DES CALCAIRES NUMMULITIQUES DANS LES SYNCLINAUX DU MOYEN VERDON

Marianne THOMé * et Jean-Louis PAIRIS * **

Résumé:

Au nord de Saint-André-les-Alpes, dans la moyenne vallée du Verdon, le Paléogène marin, daté pratiquement en tous points du Priabonien, est représenté par la classique trilogie (calcaires, marnes et grès) du domaine alpin externe.

La sédimentation tertiaire, fortement influencée par la paléomorphologie du substratum crétacé, est compliquée par le rejeu synsédimentaire d'un réseau de failles conjuguées héritées. Les accidents N 170 sont les mieux exprimés et constituent le faisceau d'Allons. Parallèles à ceux du faisceau de Gévaudan, ils affectaient une région basse de la plate-forme littorale séparant le secteur très bordier de Barrême du bassin profond d'Annot.

Dans le soubassement de la montagne de Chalufy, les mouvements synsédimentaires se sont effectués le long d'accidents N 10-N 30 (rapidement scellés dans la sédimentation) et surtout N 110-N 140. Ces jeux ont provoqué l'effondrement de la lèvre orientale des fractures. Dans ce secteur interviennent donc des fractures héritées de la structuration paléocène ainsi que de la distension liasique.

Abstract:

North of Saint-André-les-Alpes (Southern Subalpine Ranges, France), in the middle part of the Verdon valley, the marine Priabonian is composed by the classical beds of the "Trilogie nummulitique" (limestones, marls, sandstones).

The Tertiary sedimentation was strongly influenced by the antenummulitic paleotopography set up on the upper Cretaceous limestones. Moreover it was disrupted by synsedimentary reactivated faults.

In the Eastern part of this area, the inherited N 170 faults make up the "Faisceau d'Allons", parallel to the "Faisceau de Gévaudan" which separate, during the terminal Priabonian, the Barrême platform from the deeper Annot basin.

In the Chalufy mountain, the reactivated faults are N 140 - 110 and N 10-30. The N 10-30 accidents are rapidly sealed by the Nummulitic limestones sedimentation. The N 140-110 faults are more important and are sealed only by the Marnes nummulitiques sedimentation.

In this area, the Paleocene inherited faults acted during the Eocene, as well as faults related to the Liassic Thethysian rifting.

---

* Université Joseph FOURIER, Institut Dolomieu,
15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex.
** Unité associée au C.N.R.S., U.A 69
Géologie Alpine, publication n° 746

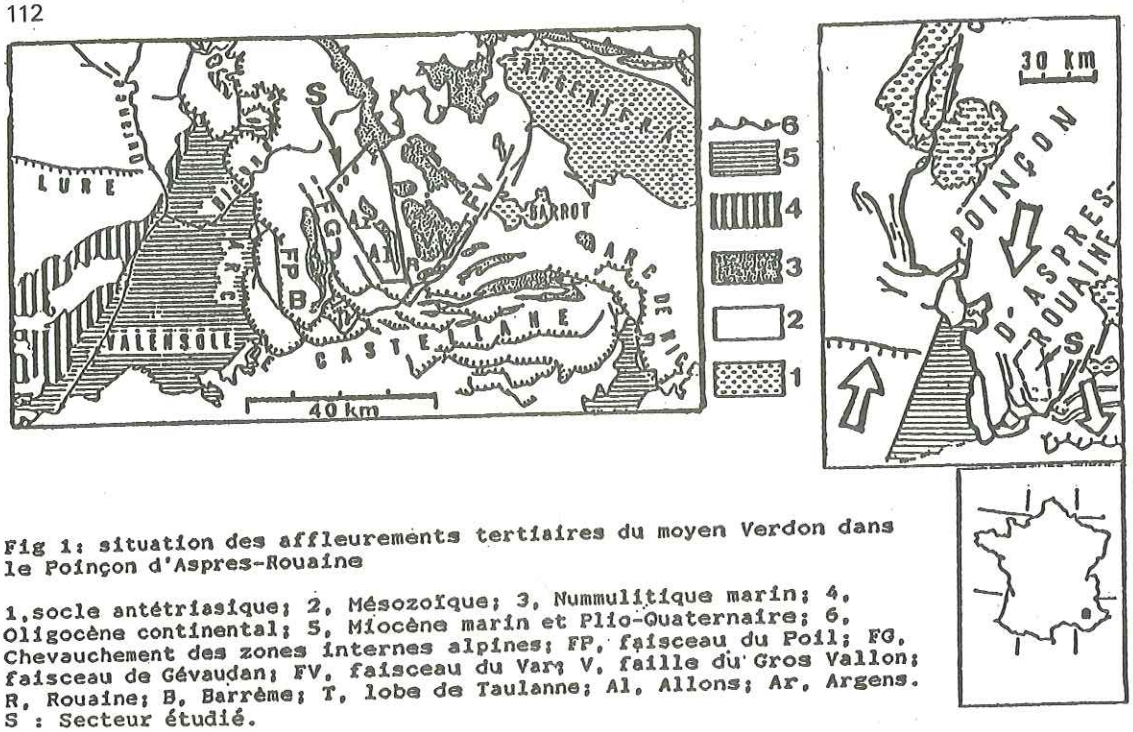


Fig 1: situation des affleurements tertiaires du moyen Verdon dans le Poinçon d'Aspres-Rouaine

1,socle antétriasique; 2, Mésozoïque; 3, Nummulitique marin; 4, Oligocène continental; 5, Miocène marin et Plio-Quaternaire; 6, Chevauchement des zones internes alpines; FP, faisceau du Poil; FG, faisceau de Gévaudan; FV, faisceau du Var; V, faille du Gros Vallon; R, Rouaine; B, Barrême; T, lobe de Taulanne; Al, Allons; Ar, Argens. S : Secteur étudié.

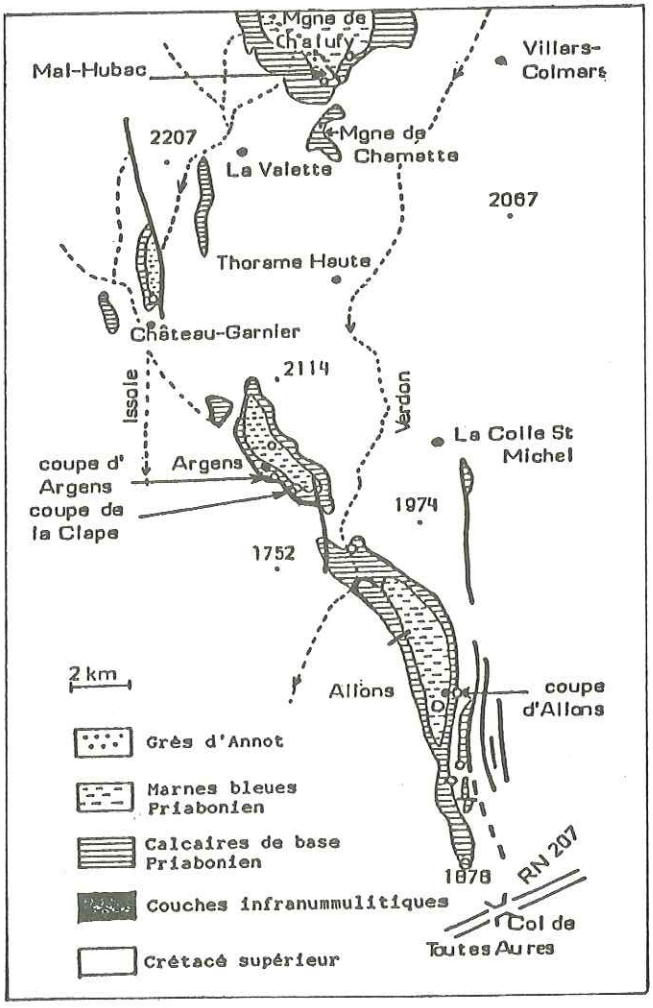


Fig 2: cadre géologique du secteur du moyen Verdon

o : coupes étudiées; la désignation nominale d'une coupe indique qu'elle est utilisée dans le texte

1- INTRODUCTION

Les synclinaux tertiaires du moyen Verdon se situent dans la partie méridionale du "Poinçon d'Aspres-Rouaine" (Pairis et al., 1986), sur la branche occidentale de l'arc de Castellane (fig 1). Le Nummulitique marin y apparaît conservé dans des structures synclinales (Allons, Argens, Mal-Hubac, Château-Garnier pour les principales) ou encore sous forme de lambeaux plaqués contre des fractures (fig 2).

Le Nummulitique est représenté par la série classique des zones externes : Calcaires nummulitiques à la base, devenant plus argileux au sommet (formation des Calcaires intermédiaires) marquant ainsi le passage progressif aux Marnes nummulitiques sus-jacentes, qui sont elles-mêmes couronnées par les Grès d'Annot.

Par ailleurs, une formation à caractère conglomératique et/ou marneux s'est déposée préalablement dans les zones déprimées antérieures à la transgression. Elle constitue les Couches infranummulitiques [alias "Poudingues d'Argens" (Gubler, 1958)] bien représentées dans le synclinal d'Argens et à l'extrémité NW du synclinal d'Allons. Elle est tout à fait comparable aux "formations à microcodiums" des Alpes Maritimes et des Basses Alpes décrites par J. Bodelle et R. Campredon (1968).

Sur le flanc E de la montagne de Chamatte, au nord du Verdon, ces couches continentales passent à leur sommet à des conglomérats marins à galets souvent cassés et perforés de trous de pholades. Ces derniers conglomérats sont caractérisés par une teinte verdâtre due à la présence de glauconie dans leur ciment et montrent des Nummulites millecaput (Gubler, 1967) indiquant un âge éocène moyen pour cette formation.

L'étude du Tertiaire de la vallée du moyen Verdon nous a amenés à différencier deux secteurs de dépôts différents, celui d'Allons-Argens au sud et celui de Mal Hubac au nord.

2) SECTEUR D'ALLONS-ARGENS

Ce secteur s'étend de part et d'autre du Verdon, entre le col de Toutes Aures (que franchit la RN 207) au SE et la montagne de Cordoeil au NW (fig 2). La série stratigraphique actuellement visible ne monte que jusqu'aux Marnes nummulitiques: les Grès d'Annot qui coiffaient les marnes ne sont conservés ici qu'en de rares paquets glissés, dans le synclinal d'Allons (près du lieu-dit le Gastellas).

2.1) Coupe du village d'Allons

A la sortie E du village d'Allons (flanc E du synclinal), la série tertiaire est affectée d'un pli qui redresse la stratification à la verticale. Les Calcaires nummulitiques (fig. 3) reposent directement sur les calcaires du Sénonien.

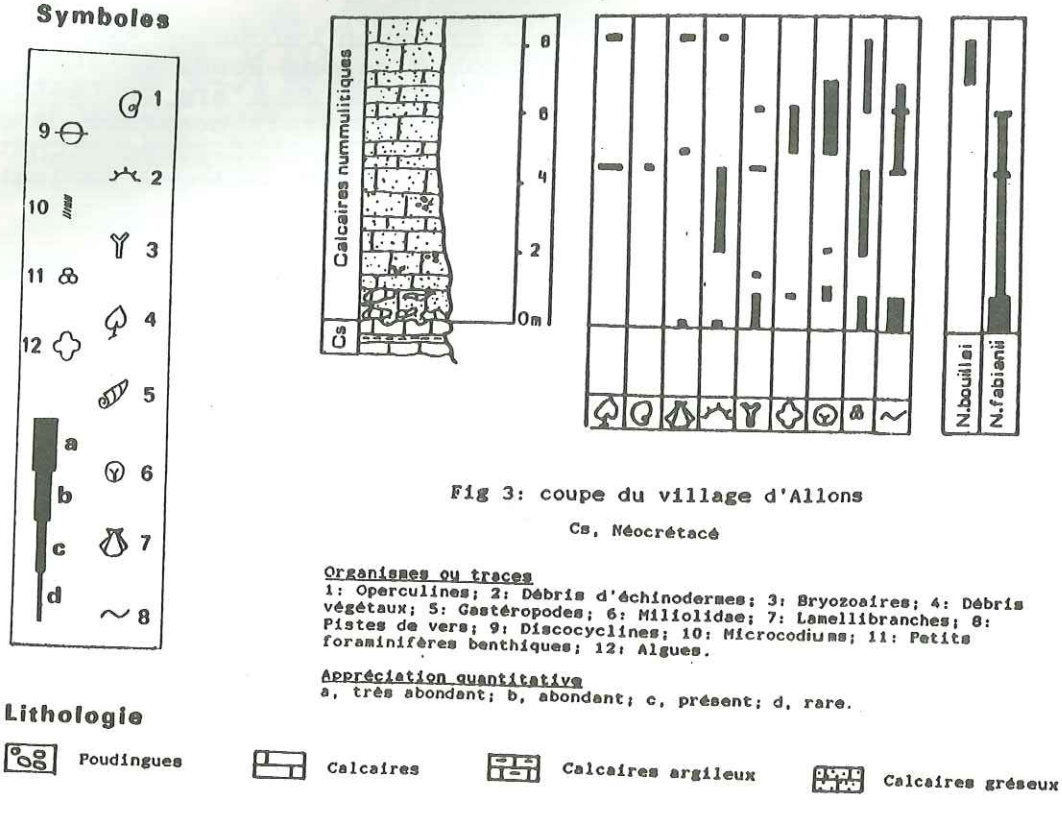


Fig 3: coupe du village d'Allons

Cs, Néocrétacé

Organismes ou traces
1: Operculines; 2: Débris d'échinodermes; 3: Bryozoaires; 4: Débris végétaux; 5: Gastéropodes; 6: Miliolidae; 7: Lamellibranches; 8: Pistes de vers; 9: Discocyclines; 10: Microcodiums; 11: Petits foraminifères benthiques; 12: Algues.

Appréciation quantitative
a, très abondant; b, abondant; c, présent; d, rare.

Ces derniers montrent de profondes fissures (pouvant atteindre deux mètres de profondeurs) remplies de sédiments tertiaires qui traduisent probablement l'installation d'un lapiaz sur la surface topographique du Crétacé supérieur soumis à l'érosion et à des phénomènes de dissolution.

La base des Calcaires nummulitiques héberge de nombreux blocs décimétriques à plurimétriques de calcaires sénoniens englobés dans les sédiments tertiaires. Ce détritisme grossier se dilue vers le haut de la formation mais, toutefois, les calcaires restent finement détritiques car ils montrent le plus souvent de fines et nombreuses gravelles de Crétacé supérieur.

Ces Calcaires nummulitiques (fig 3) sont riches en Nummulites fabianii, présentes dès la base, associées à des débris d'échinodermes, de lamellibranches, de bryozoaires ainsi qu'à de petits foraminifères benthiques (par exemple Eorupertia). La coupe se complète vers le haut par des Calcaires intermédiaires riches en discocyclines (qui sont localement chevauchés par les Calcaires nummulitiques immédiatement à l'E d'Allons) puis par des marnes qui remplissent le coeur de la structure.

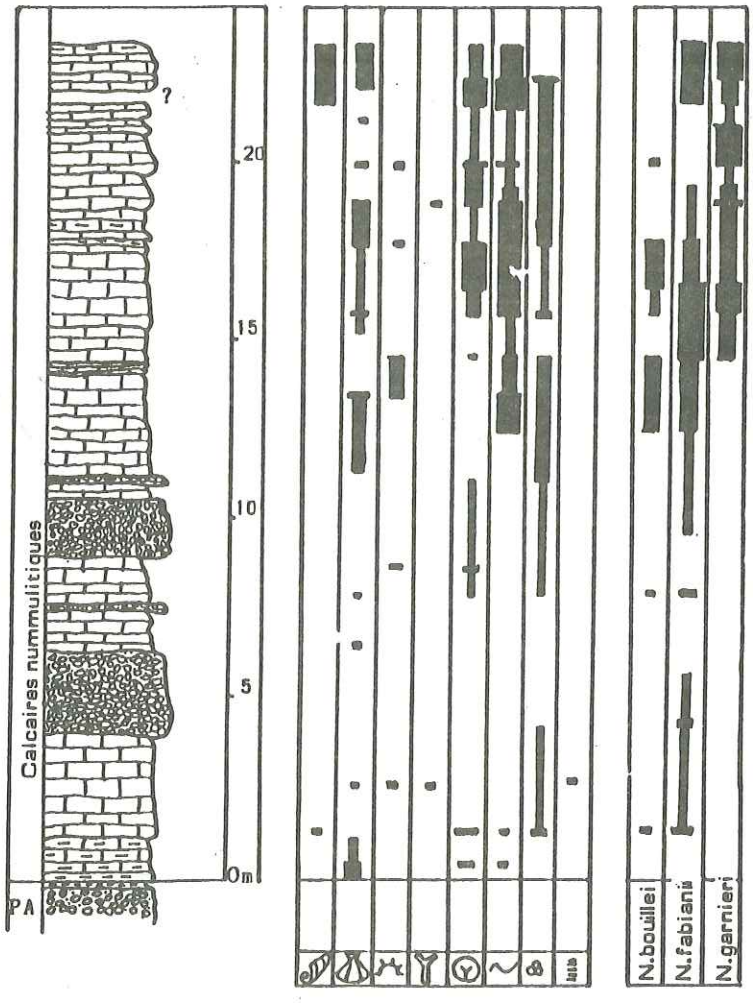
On note que, dans cette partie orientale du synclinal d'Allons, l'épaisseur des Calcaires nummulitiques atteint environ 10 m. Vers l'W, ces calcaires (qui reposent alors sur des couches infranummulitiques) atteignent une puissance d'une cinquantaine de mètres.

Ces couches infranummulitiques traduisent l'existence, avant la transgression marine, d'un paléocreux où se sont déposés les conglomérats continentaux.

L'augmentation d'épaisseur des Calcaires nummulitiques, d'un flanc à l'autre du synclinal, traduit l'existence d'une paléopente inclinée vers l'W ou le NW, en direction d'Argens.

La présense d'olistolites, et plus généralement de passées microbréchiques au sein des Calcaires nummulitiques, signifie que l'on se situe ici dans un secteur tectoniquement actif dès le début de la sédimentation marine. Par ailleurs, toutes les coupes levées sur le flanc oriental du synclinal d'Allons (fig. 2) (que nous ne détaillerons pas ici) révèlent le même phénomène.

Ces mouvements synsédimentaires jalonnent des accidents N 170 très bien marqués sur le flanc oriental du synclinal d'Allons et constituent le faisceau d'Allons.



PA, Poudingues d'Argens

Fig 4: coupe d'Argens

Voir légende figure 3

2.2) Coupe d'Argens

Cette coupe (fig. 2 et 4) est située dans le talus de la D.32, à 500 m au S d'Argens. Les Calcaires nummulitiques, épais de 25 m environ, reposent ici sur des Couches infranummulitiques (Poudingues d'Argens) et débutent par un niveau de 1 m environ, calcaréo-argileux un peu gréseux, à lamellibranches et milioles. Des calcaires finement gréseux viennent au-dessus, qui admettent des passées métriques de poudingues. Ces derniers sont constitués de galets sénoniens centimétriques perforés; leur épaisseur diminue à partir du point d'implantation de la coupe, à la fois vers le SE et vers le NW. Ils peuvent être interprétés comme des remplissages de chenaux dûs à des courants de marée remaniant les galets des Poudingues d'Argens ou à des arrivées deltaïques fluviatiles.

Les calcaires sont riches en foraminifères benthiques. Les nummulites apparaissent immédiatement au dessus de l'horizon basal un peu argileux, avec N. fabianii, et de rares N. bouillei (fig. 4). Cette dernière forme est plus répandue vers le haut de la barre calcaire, toujours aux côtés de N. fabianii, en même temps que N. garnieri s'ajoute au cortège. Des Chapmanina, Asterigerina, Gypsina, Lenticulina et milioles (qui se développent abondamment dans les dix derniers mètres de la coupe) complètent l'association dans laquelle apparaissent aussi des débris de lamellibranches, d'échinodermes et de bryozoaires. Le sommet de la coupe est marqué par une sédimentation plus argileuse montrant de nombreux gastéropodes (Turritella en particulier); on note alors des phénomènes de remaniement.

L'étude de la faune témoigne d'une sédimentation dans un milieu côtier (couches à Miliolidae) qui serait agité comme le suggèrent les faciès remaniés du sommet de la coupe. Ces phénomènes de remaniement se poursuivent jusqu'au sein des Marnes nummulitiques où l'on note d'importantes arrivées de nummulites, operculines et discocyclines dans les trente premiers mètres de la formation où elles participent à la constitution de bancs plus calcaires d'épaisseur décimétrique qui s'intercalent dans des niveaux plus argileux. Les grands foraminifères remaniés sont associés ici à de très nombreux débris de bryozoaires et d'ostracodes.

Ces phénomènes de remaniement peuvent être expliqués par l'existence d'un milieu infralittoral agité ou par celle de mouvements tectoniques qui auraient destabilisé les vases dans lesquelles vivait cette microfaune.

L'étude d'une seconde coupe (La Clape, fig. 2) levée plus au S dans la même structure, confirme le détritisme présent à Argens, mais montre, pour une puissance totale équivalente de dépôts calcaires (25 m environ), une diminution d'épaisseur et de fréquence des passées les plus grossières. Des passées marneuses minces et lenticulaires peuvent même s'intercaler dans la partie basse de la barre calcaire et ont livré quelques Globigerinita.

Les nummulites (N. fabianii) débutent ici à quelques décimètres de la base, au-dessus d'un horizon à bryozoaires, petits Rotalidae et/ou milioles.

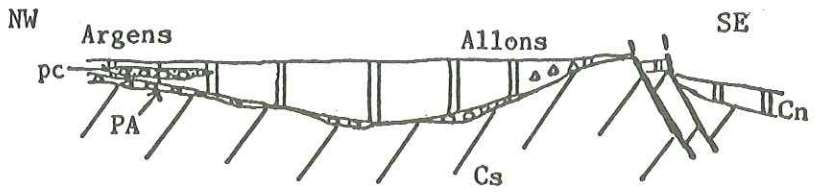


Fig 5: corrélation simplifiée entre les différentes coupes du secteur d'Allons-Argens

Cn, Calcaires nummulitiques; pc, passées conglomératiques; PA, Poudingues d'Argens; Cs, Crétacé supérieur

La diminution de l'importance du détritisme vers le SE, comme les quelques intercalations marneuses à foraminifères planctoniques, nous conduit à admettre l'existence d'une pente descendant dans cette direction, entre les deux extrémités du synclinal d'Argens.

En définitive, si l'on ajoute à ce panorama la distribution des sédiments marins du synclinal d'Allons, on voit se dégager, au moment du dépôt des Calcaires nummulitiques, entre Allons et Argens, une dépression (fig 5) en grande partie préfigurée et soulignée par la répartition des conglomérats continentaux. Cette dépression s'appuie au SE sur le faisceau d'Allons.

3) SECTEUR DE MAL-HUBAC

Ce secteur de moyenne montagne est situé entre les vallées du Verdon et de l'Issole, au SE du village de la Valette (fig 2). La série tertiaire n'est conservée, sous la surface d'érosion actuelle, que jusqu'aux Calcaires nummulitiques au SW; par contre, au NE, dans la montagne de Chalufy, la série présente la particularité d'être complète, montrant, au-dessus des Marnes nummulitiques (puissantes d'environ 200m), les classiques Grès d'Annot. Ces derniers dessinent alors des onlaps marqués vers le S attestant de l'existence d'une pente descendant en gros vers le NW, contre laquelle s'appuyaient ces dépôts.

Les Calcaires nummulitiques reposent ici soit sur des conglomérats marins à microfaune de l'Eocène moyen dans le SE du secteur (montagne de Chamatte), soit directement sur les calcaires sénoniens (montagne de Chalufy au NE). Les Calcaires nummulitiques de Chamatte, qui atteignent, sous la surface d'érosion actuelle, une quinzaine de mètres d'épaisseur, sont finement détritiques, gréseux, à gravelles de Néocrétacé, débris végétaux, avec parfois des grains de glauconie. Ils sont localement riches en milioles, auxquelles se joignent rapidement des nummulites (N. fabianii, N. garnieri). Ces calcaires présentent des faciès tout à fait comparables à ceux du secteur Allons-Argens.

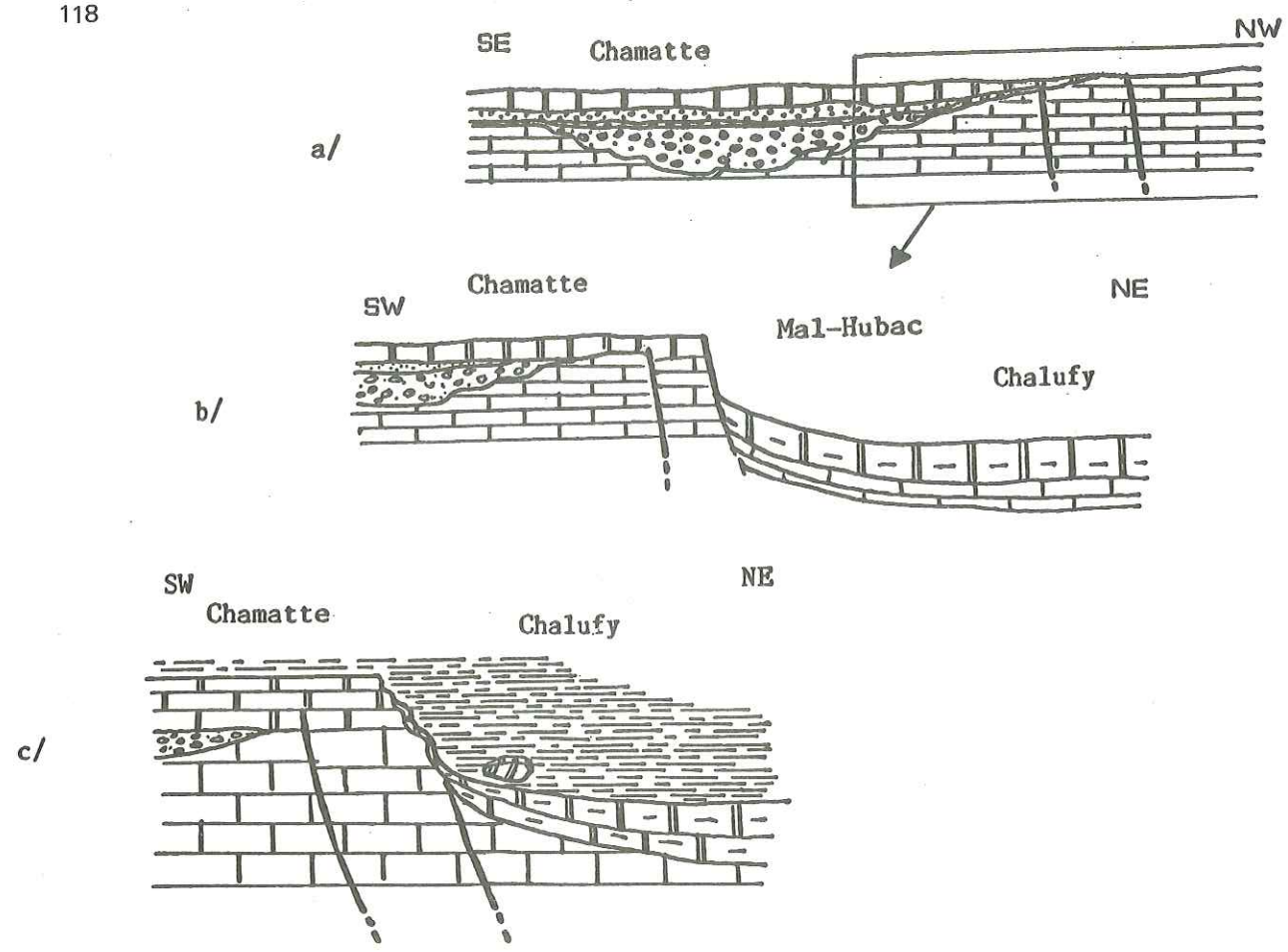


Fig 6: reconstitution paléogéographique du secteur de Mal-Hubac

Noter l'existence de fractures (d'orientation N 10 à N 30 et N 110 à N 140) qui contrôlent la sédimentation tertiaire. On peut résumer l'histoire des dépôts de la manière suivante:

a/ comblement de dépressions anténummulitiques par des conglomérats continentaux puis marins. La sédimentation des Calcaires nummulitiques (de type Chamatte) s'effectue aussi dans cette dépression dans la partie SW du secteur. Le substratum crétacé ne reçoit aucun dépôt au NE;

b/ le jeu d'un réseau de failles conjuguées (N 110 à N 140 et N 10 à N 30) provoque l'effondrement de la zone haute que représentait la partie NE. Dans les nouvelles dépressions ainsi créées, se déposent des Calcaires nummulitiques de type Chalufy;

c/ les failles subméridiennes sont scellées par un placage de Calcaires nummulitiques de type Chalufy. Les failles N 110 à N 140 continuent à fonctionner, au moins pendant le dépôt des Calcaires intermédiaires, puisque ces derniers montrent des olistolites de Calcaires nummulitiques de type Chamatte recouverts d'un mince enduit de calcaire de type Chalufy.

Les Calcaires nummulitiques de Chalufy sont de teinte plus pourpre que ceux de Chamatte et montrent une puissance totale d'une trentaine de mètres. Ils sont finement détritiques, plus gréseux et à petits débris de Crétacé supérieur dans leur partie basse. Leur base est riche en milioles qui cèdent le pas aux nummulites (N. fabianii, à laquelle se joint rapidement N. garnieri). Cette association se complète vers le haut avec des discocyclines très nombreuses.

Au-dessus viennent les Calcaires intermédiaires (25 m environ), dans lesquels les petits foraminifères benthiques représentent le fond continu de la population et s'accompagnent de formes planctoniques déjà bien représentées (Globigerina). Des lamellibranches se joignent temporairement à ce cortège, cependant que des bryozoaires, miliolidae et quelques polypiers isolés se localisent à la base de ces Calcaires intermédiaires.

Les caractères de ces calcaires de type Chalufy sont tout à fait comparables à ceux des mêmes niveaux que l'on rencontre à l'E d'Allons dans le synclinal d'Annot (Mougin, 1978 ; Besson, 1973) : ils y présentent la même évolution, dans laquelle on peut reconnaitre, si l'on s'inspire du schéma de Arni (1965) sur la répartition de la microfaune tertiaire, l'installation d'un "banc à nummulites" qui se trouve couronné, transgression oblige, par ses dépôts d'"avant-banc", avant d'être totalement submergé par la sédimentation marneuse.

Le raccord entre les deux types de faciès se fait dans les soubassements SW de la montagne de Chalufy : il est visible au lieu-dit Mal-Hubac où les calcaires de type Chamatte se terminent abruptement en direction de l'E par une surface irrégulière, souvent avec une découpe en marches d'escalier (fig. 6c). Sur cette dernière, viennent en discordance les calcaires de type Chalufy.

La reconstitution du bassin dans ce secteur nous montre (fig. 6) l'existence d'un réseau de failles synsédimentaires, respectivement N 10 à N 30 et N 110 à N 140, dont le jeu inverse la paléotopographie et amène l'effondrement de la partie NE du secteur. Les failles d'orientation N 10 sont scellées par les premiers dépôts apparus dans la dépression nouvellement créée, alors que les failles N 110 à N 140 continuent de fonctionner au moins pendant le dépôt des Calcaires intermédiaires.

Contrairement au secteur d'Allons-Argens, il semble que ce soit surtout des failles d'orientation N 140-110 qui aient guidé la paléogéographie tertiaire dans ce secteur. La similitude des niveaux gréseux de Chalufy et de ceux situés dans le nord du synclinal d'Annot nous permet de retenir l'idée qu'à l'E du secteur Allons-Argens s'ouvrait un bassin semblable à celui d'Annot.

4) CONCLUSION

La série nummulitique du moyen Verdon témoigne, dans sa partie basale, de l'arrivée d'un flux détritique important, de granularité fine à moyenne et plus grossière au NW. Les calcaires renferment des associations qui caractérisent la partie interne de la plate-forme littorale. Seuls les Calcaires nummulitiques de la montagne de Chalufy montrent une évolution qui peut être parallélisée avec celle que l'on connaît dans les mêmes niveaux, plus à l'E dans la région d'Annot.

La répartition des faciès des calcaires et l'existence d'olistolites dès la base de la série nummulitique, localisés au voisinage de fractures, indiquent le jeu synsédimentaire de ces accidents. Ces fractures qui sont, pour ce que l'on connaît actuellement des diverses étapes de structuration du domaine externe alpin, des éléments hérités des structurations antérieures se répartissent en deux réseaux :

-Le faisceau d'Allons, où prédominent des accidents N 170 [probablement hérités de la structuration paléocène (Pairis et al., 1986)]. Ces accidents sont parallèles à ceux du faisceau de Gévaudan, qui à la limite orientale de la plate-forme interne de Barrème ont joué un rôle majeur par leur activité tectonique synsédimentaire au Priabonien terminal-Oligocène et plus tard au cours des dépôts continentaux stampiens et chattiens (Pairis 1987; Pairis et al. 1986; Pairis et al., 1984 ; Pairis 1971). Les accidents du faisceau d'Allons jalonnent une bande qui depuis le flanc E du synclinal d'Allons court vers le NW au-delà de la vallée de l'Issole (fig 2). Ce faisceau d'Allons, comme celui de Gévaudan, s'appuie vers le S sur le faisceau du Var, rampe latérale senestre du poinçon d'Aspres-Rouaine.

- les fractures de Mal-Hubac, N110 à N 140 et N 10 à N 30 dont les directions sont probablement sous le dépendance de l'héritage de la structuration liasique.

C'est à partir de ces accidents N 170 et N 140 que se développe largement vers l'E le bassin profond dans lequel sont actuellement conservés les cônes détritiques des Grès d'Annot.

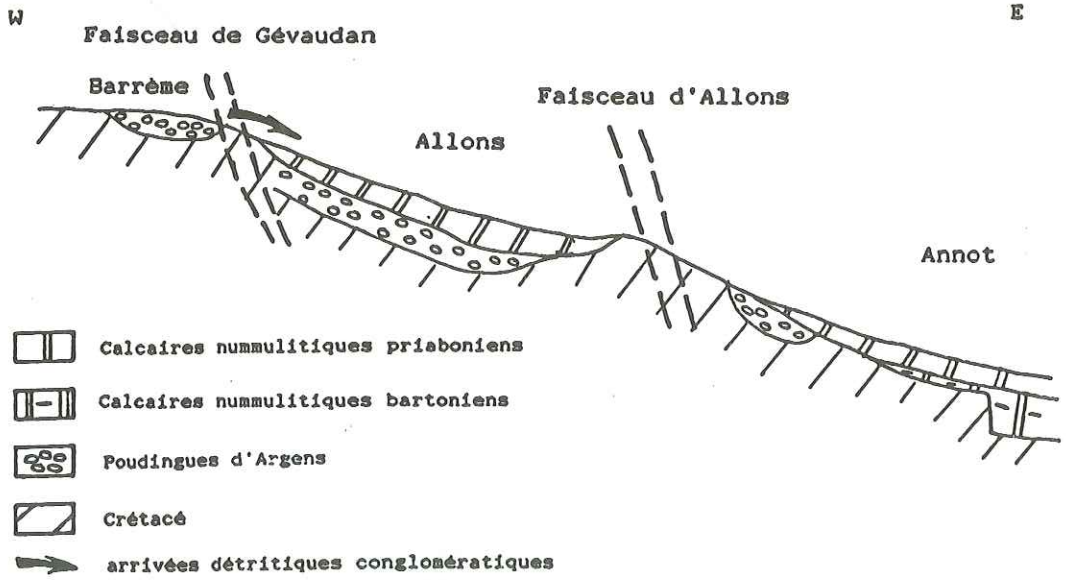


Fig 7: reconstitution paléogéographique très schématique à l'Eocène supérieur sur une transversale Barrème-Annot.

On peut donc reconstituer schématiquement la paléotopographie du fond du bassin tertiaire dans ce secteur, au moment du dépôt des premiers calcaires priaboniens (fig 7). La localisation des Poudingues d'Argens aux abords des zones fracturées indique l'ancienneté de la structuration mettant en oeuvre ces accidents. Le rejeu des fractures au moment de la transgression nummulitique a déformé l'ancienne topographie en abaissant systématiquement les compartiments orientaux ou sud-orientaux délimités par ces accidents, préfigurant l'emplacement des parties orientales dans le bassin marin profond où se mettent en place les arrivées détritiques sous forme de cônes sous-marins en eau profonde responsables du dépôt des Grès d'Annot.

BIBLIOGRAPHIE

ARNI P. (1965) - L'évolution des Nummulites en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. Intern. Micropal., Dakar, mai 1963. Mém. B.R.G.M. Fr., n° 32, pp. 7-21.

BESSON L. (1973) - Contributions à l'étude micropaléontologique et géochimique du Tertiaire du synclinal d'Annot. Thèse de 3° cycle, Grenoble, 119 p.

BODELLE J., CAMPREDON R. (1968) - Les formations à Microcodiums dans les Alpes Maritimes Franco-Italiennes et les Basses - Alpes. Leur importance paléogéographique. Mém. du B.R.G.M. Colloque sur l'Eocène, Paris, mai 1968, n° 58, pp. 453-471.

GUBLER Y. (1958) - Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud :formations détritiques de Barrème, Flych "Grès d'Annot". Ecl. Géol. Helv. , vol. n° 51, pp. 942-977 (V° congrès de sédimentologie).

GUBLER Y. (1967) - Carte ALLOS à 1/50.000, B.R.G.M. Fr., édit. Orléans.

MOUGIN F. (1978) - Contribution à l'étude des sédiments tertiaires de la partie orientale du synclinal d'Annot. Stratigraphie, micropaléontologie. Thèse 3° cycle Grenoble, 167 p.

PAIRIS J.L. (1971) - Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrème (Alpes de Haute-Provence). Géol. alpine, t. 47, pp. 203-214.

PAIRIS J.L. (1987) - Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. Géol. Alpine, Mém. h. s. n°13, pp. 283-298.

PAIRIS J.L., GIANNERINI G. et NURY D. (1984) - Tectonique et sédimentation dans les domaines alpin externe et périalpin, in Cavelier et al., Chapitre Palèogène. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., n°125, pp. 453-456.

PAIRIS J.L., GIDON M., FABRE P. et LAMI A. (1986) -Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, n° 1, pp. 87-92.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

PALYNOSTRATIGRAPHIE DU PALEOGENE MARIN DES DESERTS (SAVOIE, FRANCE)

UNE PHASE DETRITIQUE A L'OLIGOCENE BASAL

Jacques MEDUS* et Jean-Louis PAIRIS**

RESUME

L'analyse biostratigraphique des assemblages polliniques des niveaux du Paléogène marin du synclinal des Déserts (Savoie, France) permet 1) de déterminer la position des Marnes à Meletta, des Calcaires intermédiaires et des Grès de la Doria, des Sables de Plaimpalais et des Grès des Déserts; 2) de préciser l'âge (oligocène inférieur) du début de la phase détritique paléogène dans le domaine externe occidental des Alpes françaises.

ABSTRACT

The biostratigraphical analysis of the pollen assemblages of the various marine Paleogene horizons from the Déserts syncline, northern Subalpine Ranges, Savoy, France, allows 1) to determine the position of these Tertiary formations (i.e. the Grès de la Doria, the Calcaires intermédiaires, the Marnes à Meletta, the Sables de Plaimpalais and the Grès des Déserts); 2) to specify the age (Lower Oligocene) of the Paleogene detrital phase in the Western external realm of the French Alps.

INTRODUCTION

Cette étude porte sur les sédiments du Paléogène marin du secteur le plus occidental du domaine externe alpin des Alpes du Nord (fig. 1), ceux du synclinal des Déserts (fig. 2) dans les Bauges externes (Savoie). Les nouvelles données recueillies viennent compléter les informations déjà acquises lors de l'examen détaillé du Paléogène du massif des Bornes un peu plus au nord (Charollais et al., 1980) ainsi que de celui des chaînons subalpins du Gapençais occidental dans les Alpes du Sud (Fabre et al., 1986).

LE SYNCLINAL DES DESERTS

Situé à l'extrémité sud-ouest du massif subalpin des Bauges, au nord-est de Chambéry, le synclinal des Déserts (fig. 1 et 2) montre les affleurements les plus méridionaux du Paléogène marin des Alpes du Nord. Ces derniers sont constitués par : a) les Grès de la Doria (à ciment calcareux et niveaux calcaires, qui représentent les Calcaires nummulitiques) sous lesquels se trouvent localement des poudingues à Cyanophycées (Poudingues de la Doria), b) les Calcaires intermédiaires qui viennent au-dessus, c) les Marnes à Meletta suivies par les Grès des Déserts qui couronnent la série marine (fig. 3). A cette série succède vers le haut la Molasse rouge continentale oligocène.

---

*LABORATOIRE DE BOTANIQUE HISTORIQUE ET DE PALYNOLOGIE, UA C.N.R.S. 1152
FACULTE DES SCIENCES DE SAINT-JEROME, RUE HENRI-POINCARE, F-13397 MARSEILLE CEDEX.

**UNIVERSITE JOSEPH FOURIER, UNITE ASSOCIEE AU C.N.R.S. (UA 69), GEOLOGIE ALPINE.
INSTITUT DOLOMIEU, 15, RUE MAURICE-GIGNOUX, F-38031 GRENOBLE CEDEX.
PUBLICATION N°745.

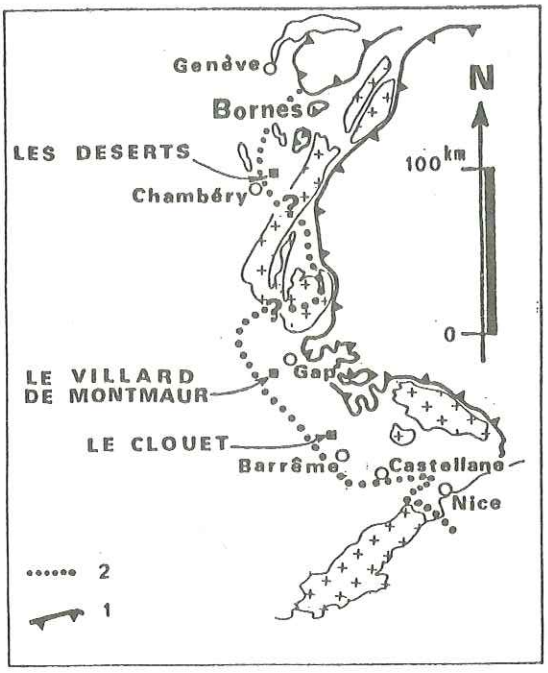


Fig. 1 -Localisation du secteur des Déserts
dans le domaine alpin externe occidental.

1. CHEVAUCHEMENT PENNIQUE;

2. AVANCEE MAXIMALE DE LA MER NUMMULITIQUE SUR LA ZONE EXTERNE ALPINE.

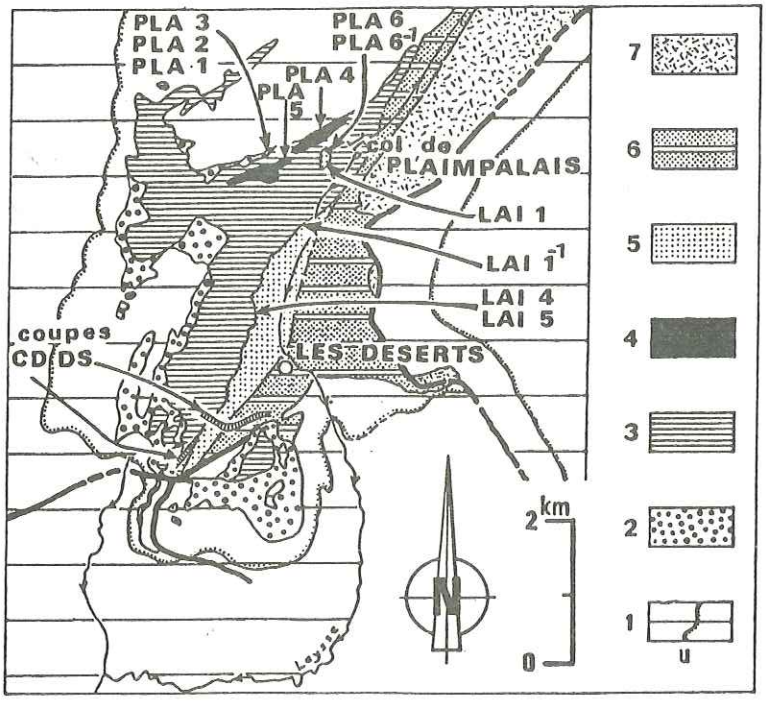


Fig. 2 -Localisation des coupes et des échantillons dans le synclinal des Déserts.
[Contours géologiques d'après la carte Chambéry à 1/50 000
(Gidon, Perrier et Doudoux (1963)]

1. MESOZOIQUE (u, BASE DE L'URGONIEN); 2. COUCHES INFRANUMMULITIQUES;
3. GRES DE LA DORIA; 4. SABLES DE PLAIMPALAIS; 5. CALCAIRES INTERMEDIAIRES ET
MARNES A MELETTA; 6. GRES DES DESERTS; 7. MOLASSE ROUGE.

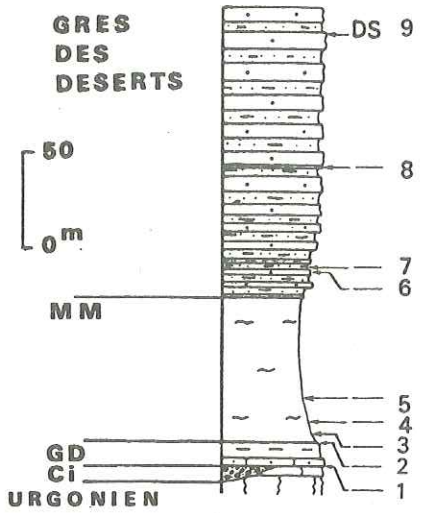


Fig. 3 -Colonne stratigraphique des Déserts.
Position des échantillons traités.

Ci, COUCHES INFRANUMMULITIQUES; GD, GRES DE LA DORIA ET CALCAIRES INTERMEDIAIRES; MM, MARNES A MELETTA.

Les Marnes à Meletta, les Calcaires intermédiaires, voire le sommet des Grès de la Doria, passent latéralement aux Sables de Plaimpalais[1]. La position stratigraphique des niveaux détritiques littoraux sous-jacents aux Marnes à Meletta est souvent difficile à préciser du fait de l'absence de faune caractéristique. Toutefois, des travaux récents sur le massif des Bornes (Charollais et al.,1980) ont montré que les "Schistes" à Meletta et au moins une partie des Marnes à foraminifères des chaînes subalpines septentrionales, dans le massif des Bornes plus au nord, sont oligocènes. Par simple corrélation, les Sables de Plaimpalais du synclinal des Déserts doivent l'être aussi. Cependant, plus à l'est, pas très loin des Déserts, dans les synclinaux d'Entrevernes et du Charbon, Herb et al. (1984) ont établi que les niveaux fluvio-lacustres et saumâtres subordonnés aux Calcaires nummulitiques sont d'âge ludien. Les calcaires eux-mêmes ne sont pas datés avec précision dans ce secteur. Quant aux Marnes nummulitiques qui les surmontent, elles ont été attribuées par ces auteurs à l'Oligocène, surtout par référence aux travaux sur les Bornes sus-cités, mais n'ont jamais livré que des restes d'organismes déjà présents ou restreints à l'Eocène. Leur âge n'est pas connu avec certitude d'autant plus que cette formation montre, en particulier dans le synclinal du Charbon, d'importants remaniements.

La question de l'âge exact d'un certain nombre des formations du Paléogène marin, dont on sait qu'elles sont plus ou moins fortement diachrones dans le domaine externe alpin, se posait donc toujours dans le synclinal des Déserts.

PALYNOSTRATIGRAPHIE

Les coupes étudiées et les prélèvements traités sont indiqués sur les figures 2 3 et 4. Les échantillons qui ont fourni des palynoflores ne sont pas nombreux; ce sont CD1, CD3, DS2, DS3, DS4, DS8, LAI1-1, PLA5 et PLA4. La répartition des principaux taxons est donnée sur la figure 5.

La présence de *Boehlensipollis hohli* Krutzsch dans les palynoflores de PLA5, LAI1-1 et DS2 (avec *Carya simplex simplex* Krutzsch dans celles de DS2 et PLA5) indique que ces niveaux, Calcaires intermédiaires, Sables de Plaimpalais et a *fortiori* la base des Marnes à Meletta, sont à attribuer à l'Oligocène. De plus si

---

1. Rappelons à ce propos que ces niveaux ont livré des restes de *Halitherium* (Douxami et Revil, 1898), de *Ronzotherium* aff. *filholi* Osborn et de *Antracotherium* de grande taille (Moret, 1936 et 1944) : c'est d'ailleurs sur ces fossiles que l'attribution à l'Oligocène de l'ensemble du Tertiaire marin des Déserts a longtemps été fondée.

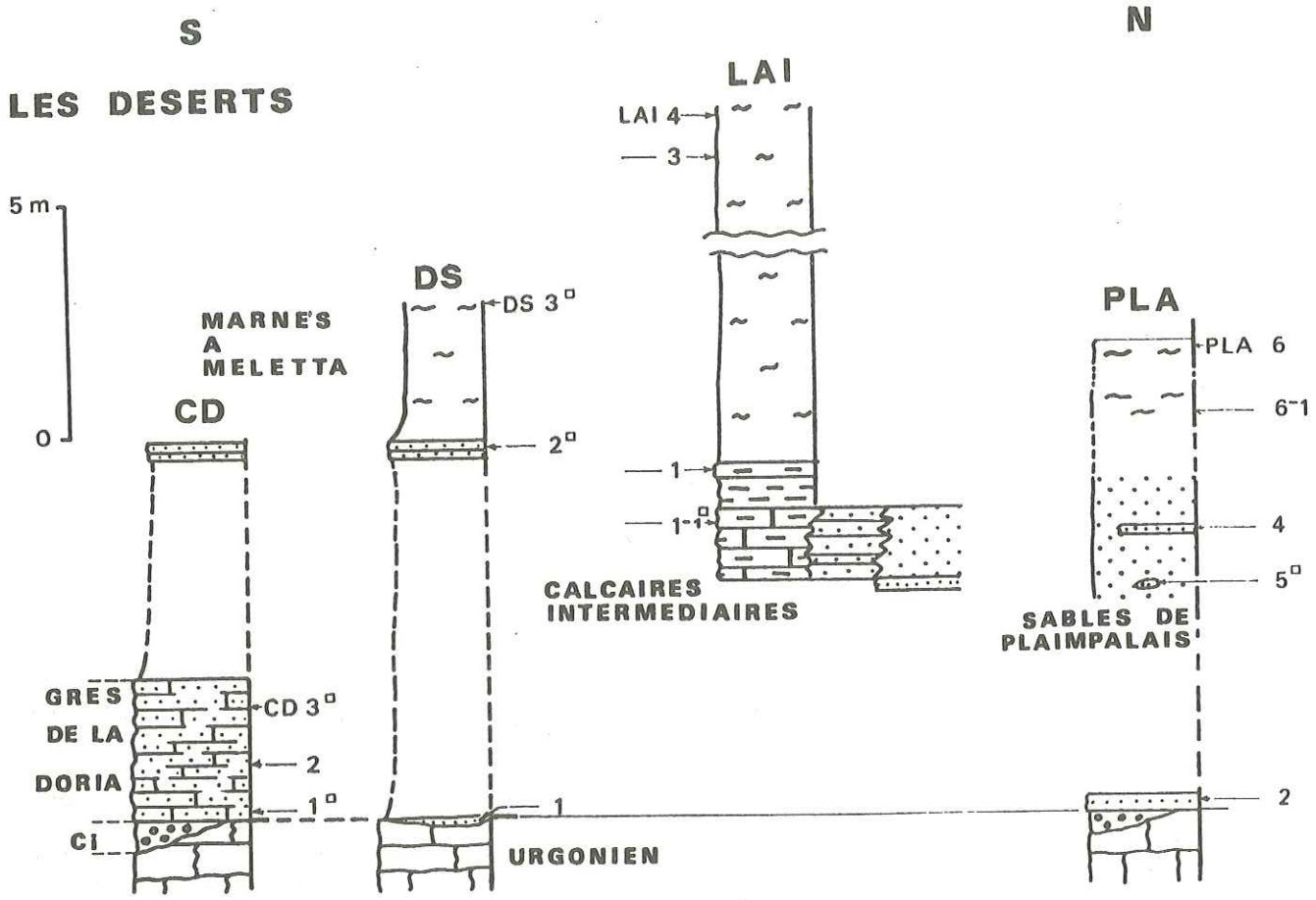


Fig. 4 -Colonnes stratigraphiques de la base du Paléogène marin du synclinal des Déserts : position des échantillons traités.

Ci, COUCHES INFRANUMMULITIQUES; CD, COUPE DE LA DORIA; DS, COUPE DES DESERTS; LAI, COUPE DE LA LEYSSE; PLA, COUPE DE PLAIMPALAIS; □ : ECHANTILLON PRODUCTIF.

l'on suivait Perrier (1960) et Kazo (1975) en admettant que les Sables de Plaimpalais sont les équivalents latéraux des Grès de la Doria, la présence de *Phthanoperidinium amoenum* Drugg et Loeblich dans l'échantillon LAI1^{-1} viendrait confirmer l'âge post-priabonien des Calcaires intermédiaires, puisque cette espèce caractérise l'Oligocène (Lentin et Williams, 1985). Plusieurs éléments s'opposent toutefois à cette assimilation : tout d'abord dans les échantillons CD1 et CD3, les plus récentes espèces de dinokystes observées (par exemple *Deflandrea heterophlycta*, *Operculodinium* aff. *placitum*, *Systematophora placacantha*...) sont connues dans l'Eocène terminal (De Coninck, 1986), et elles sont associées à des formes normalement trouvées dans l'Eocène (par exemple *Hystrichokolpoma salacium*, *Kisselovia fasciata*...); ensuite, on remarque une répartition préférentielle (dans CD1, CD3 et LAI1^{-1}) de *Pinus*. Ce genre abonde dans CD1 et CD3 et les grains y présentent une bonne conservation, encore qu'ils soient souvent cassés; il est peu fréquent dans LAI1^{-1} et associé à *Pityosporites* (qui représente ici 25% du spectre). Or, si l'on considère que *Pityosporites* (qui peut être très abondant, et représenter parfois, comme dans l'échantillon DS3, 40% du spectre) coexiste dans LAI1^{-1} avec des grains de *Pinus* excellemment conservés, on peut l'interpréter comme remanié, du Jurassique par exemple, ou, comme le résultat de divers processus d'altération, y compris du remaniement, de grains de *Pinus* déposés peu avant. Ainsi, quoiqu'il en soit *a priori* de son "âge", *Pityosporites* peut être considéré comme remanié.

Ainsi du haut vers le bas, cette série stratigraphique présente des associations palynologiques successivement remarquables par la présence de grains dans un état de conservation pouvant varier, mais généralement bon, et réunissant des genres de la flore européeene actuelle comme *Betula*, *Corylus*, *Juglans*, *Quercus*,

TAXON/ECHANTILLON	CD1	CD3	PLA5	LAI1-1	DS2	DS3
Hystrichokolpoma salacium	+					
Operculodinium placitum	+					
O. aff. placitum	+	+				
Systematophora placacantha	+	+				
Deflandrea heterophlycta	+	+		+	+	+
Kisselovia fasciata		+				
Phthanoperidinium amoenum				+		
Pinus	+	+	+	P		P
Carya simplex simplex			+		+	
Boehlensipollis hohli			+	(+)	+	(+)

Fig. 5 -Tableau de répartition des taxons (kystes de dinoflagellés et pollens) dans les échantillons productifs du synclinal des Déserts.
P présent; + abondant; ( ) fossiles très altérés.

puis de grains dont l'état de conservation est désastreux et qui sont peu déterminables au-delà de la reconnaissance des grands types morphologiques. Dans ce groupe bien souvent, les grains longiaxes par exemple, ne peuvent pas être attribués avec assurance au type tricolpé plutôt qu'au type tricolporé. Les biailés, par leur état, rappellent beaucoup ce que l'on peut trouver dans les sédiments jurassiques : ils ont été réunis dans le genre *Pityosporites*. Enfin, plus bas, se manifestent des assemblages de genres typiquement tertiaires, dont *Boehlensipollis hohli*, *Carya simplex simplex* et *Pinus*, en excellent état de conservation alors que ces mêmes formes n' apparaissent au-dessus que particulièrement abîmées.

Le fait qu'une succession similaire des taxons se retrouve dans la coupe de Villard-de-Montmaur (massif de Céüse, Gapençais occidental) où *Pityosporites* est associé à de très jolis exemplaires de *Boehlensopollis hohli* , ou que l'on rencontre cette forme en compagnie de *Caryapollenites simplex simplex* dans d'autres coupes du domaine externe, comme celle du Clouet dans le synclinal de Barrême par exemple (note en préparation), vient à l'appui de ce point de vue et incline assez vers la deuxième solution, celle consistant à assimiler *Pityosporites* à des grains de *Pinus* remaniés de niveaux déposés peu auparavant et altérés. Le fait que l'on rencontre, dans les échantillons PLA5 et DS2 *Boehlensipollis* très bien conservé [observable en volume, avec une couleur de 2 à 2- dans la carte de Pearson (1984)], alors que dans DS3 il est aplati et manifestement abîmé (avec une couleur qui va de 1+ à 1) conforte cette opinion.

CONCLUSION

Il est ainsi clair que se manifestent des remaniements dans la série paléogène du domaine alpin externe occidental. Ces derniers traduisent l'existence d'un détritisme fin qui procède de la reprise des niveaux tertiaires préalablement déposés dans le bassin. Dans le synclinal des Déserts, les éléments palynostratigraphiques apportés par les coupes de la Doria (CD1, CD3) et de la Leysse ($LAI1^{-1}$), indiquent que cette phase de détritisme peut être située à la base de l'Oligocène inférieur. Elle est présente à l'évidence dans les Sables de Plaimpalais et dès le sommet des Grès de la Doria.

De façon plus générale, il faut noter que les indicateurs de remaniements [les grains du genre *Pityosporites* -qui sont également fréquents à très fréquents dans la partie des Marnes à foraminifères rapportée à l'Oligocène inférieur dans le massif des Bornes (Hochuli, in Charollais et al., 1980)]- sont très nombreux dans cette partie du domaine alpin externe : les corrélations que l'on peut faire entre les évènements palynologiques observés dans le synclinal des Déserts et d'autres secteurs tels le Villard-de-Montmaur et le massif des Bornes montrent l'ampleur de ce phénomène.

REFERENCES

CHAROLLAIS J., OCHULI P.A., OERTLI H., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., ROGL F. et PAIRIS J.L. (1980) -Les Marnes à foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Ecl. geol. Helv.*, 73/1, pp. 9-69.

DE CONINCK J. (1986) -Organic walled phytoplankton from the Bartonian and Eo-Oligocene transitional deposits of the Woensdrecht borehole, Southern Netherlands, Meded. *Rijks Geol.Dienst*, 40, pp. 1-49.

DOUXAMI H. et REVIL J. (1898) -Notes sur les terrains tertiaires du plateau des Déserts près de Chambéry. *Bull.Soc.Carte Géol.Fr.*, t.X, n°65, pp. 309-329.

FABRE P., MEDUS J. et PAIRIS J.L. (1986) -Caractérisation de l'Eocène et de l'Oligocène marins dans les chaînes subalpines méridionales à l'ouest de Gap (Hautes-Alpes, France). *Ecl. geol. Helv.*, vol. 79/3, pp. 719-730.

GIDON P., PERRIER R. et DOUDOUX B. (1963) -Carte Chambéry à 1/50 000. B.R.G.M.Fr. édit. Orléans.

HERB R., HUGUENEY M., LANGE-BADRE B. et WEIDMANN M. (1984) -Données nouvelles sur les mammifères et les nummulites de l'Eocène supérieur subalpin (synclinaux du Charbon et d'Entrevernes, Bauges, Haute-Savoie). *Geobios*, n°17/2, pp. 221-234.

KAZO S. (1975) -Sédimentologie du Tertiaire du massif des Bauges (Alpes de Savoie, France). Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 165 p.

LENTIN J.K. et WILLIAMS G.L. (1985) -Fossil Dinoflagellates : Index to Genera and Species, 1985 edition. *Can.Tech.Report of Hydrography and Ocean Sciences*, n°60, 451 p.

MORET L. (1936) -Découverte de restes de Mammifères *Aceratherium Filholi* Osborn, *Anthracotherium* sp., dans les sables oligocènes des Déserts près Chambéry (Savoie). *C.R.som.Soc.Géol.Fr.*, n°14, pp. 242-244.

MORET L. (1944) -Nouvelles trouvailles de restes de Rhinocéridés (*Acerotherium filholi* Osborn) dans l'Oligocène des Déserts (Savoie). *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, t.XXIV, pp. 69-78.

PEARSON D.L. (1984) -Pollen/spore color "Standard". Version=2. Philips Petroleum Company. Exploration Projects Section.

PERRIER R. (1960) -Monts Margériaz et Colombier, vallées du Noyer et des Aillons (massif des Bauges). *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, t.36, pp. 59-74.

LE DETRITISME ET LA DYNAMIQUE DU BASSIN PALEOGENE DU SUD-EST DE LA FRANCE

Jean-Louis PAIRIS* et Claude KERCKHOVE*

Résumé

Le développement de la transgression paléogène sur la plate-forme européenne s'est effectué par saccades. La plus marquée de ces dernières se place dans l'Eocène moyen. Elle est rapportée à la brusque intégration des zones internes subbriançonnaise et briançonnaise dans la masse chevauchante en déplacement dans les parties internes du bassin nummulitique (et qui développe devant elle un sillon subsident). Dans les Alpes du Sud, à l'Eocène moyen, le prisme d'accrétion représenté par le Flysch de Saint-Clément marque le front de ces chevauchements précoces. Ces derniers remobilisent des lignes de structuration plus anciennes comme, par exemple, la "cordillère" du Lac d'Allos.

Le prisme d'accrétion de Saint-Clément est scellé par une sédimentation de cône sous-marin en eau profonde qui traduit soit une étape de quiescence, soit une étape durant laquelle la zone de déformation maximale s'étant déplacée vers l'extérieur de la chaîne, cette région est passée dans une position de bassin d'avant-arc et de bassin transporté. Le sommet de ces derniers niveaux est envahi par un olistostrome dans lequel des olistolites de grande taille se mettent en place, constitués de matériel subbriançonnais qui provient probablement de l'ancienne "cordillère" réactivée.

La transgression nummulitique et, plus tard, l'extension vers l'ouest des faciès épais des molasses continentales oligocènes se bloquent dans les Alpes du Sud sur le Front nummulitique, zone de fractures en relation structurale avec la brutale dénivellation du Moho qui marque la limite ouest du Bloc crustal de la Durance. La déformation mio-pliocène de cette région procèdera de la réactivation de fractures héritées de la structuration liasique de la marge de l'océan alpin. Celles-ci joueront en décrochements et/ou en chevauchements après avoir donné lieu à des inversions de reliefs. Dans les Alpes du Nord, les mouvements oligocènes étendent l'emprise du bassin d'avant-pays jusque sur le revers du Jura et aboutiront, ultérieurement, à l'envahissement de cette région par la mer miocène en même temps que s'effectuera la surrection des massifs cristallins externes.

Abstract

The Paleogene transgression development jerked westward on the European platform. The most important jerk is Middle Eocene, and due to the sudden integration of the internal alpine zones in the overthrusting bulk which moved in the internal parts of the Paleogene basin. In front of this moving bulk a subsident furrow developped in the Southern French Alps, during Biarritzian-Bartonian times. The accretionary prism of the Flysch de Saint-Clément marks the early overthrusting front. This one reactivated older structuration lines as the Lac d'Allos "cordillera".

---

* UNIVERSITE JOSEPH FOURIER, INSTITUT DOLOMIEU, 15, RUE MAURICE-GIGNOUX, F-38031 GRENOBLE CEDEX
UNITE ASSOCIEE AU C.N.R.S., UA 69, GEOLOGIE ALPINE
PUBLICATION N°784

This accretionary prism is sealed by a deep-sea fan sedimentation which conveys a relaxation stresses phase during Priabonian or the behaviour of this region as fore-arc basin and a transported basin (if the most important deformation zone jerked forward). The top of the deep-sea fan deposits is overrun by an olistostrome in which huge olistoliths of Subbriançonnais material emplaced. These ones probably came from hanging walls of the reactivated faults of the ancient "cordillera".

The Early Oligocene marine transgression, and the latter extension of the continental deposits were blocked in the west by the faulted zone of the Front nummulitique (which is closely related with the Bloc crustal de la Durance western boundary). The Late Oligocene and the Mio-Pliocene deformation reactivated Liassic faults inherited from the Alpine ocean structuration : these acted as wrench-faults or overthrusts after relief inversions. In the Northern French Alps, the Oligocene movments extended in the foreland continental basin as far as the eastern Jura massif and caused the Miocene marine transgression in the same time as the external crystalline massifs surrection.

1. INTRODUCTION

L'histoire du bassin paléogène des Alpes occidentales peut être en partie reconstituée si l'on examine la répartition, la nature et l'âge de mise en place des différentes nappes détritiques que l'on trouve diversement exprimées dans ses séries stratigraphiques (Debelmas et Kerckhove, 1988; Wildi, 1987). La mise en évidence de déformations synsédimentaires à toutes échelles dans ce bassin, permet la reconstitution de son évolution dynamique (Pairis, 1987).

L'initiation, le développement et la disparition du bassin marin, ces trois étapes nettement tranchées de l'histoire de la région au Paléogène, ne représentent, dans le long scénario de la gestation et de la surrection de la chaîne alpine tout entière, qu'une séquence relativement courte, et en tous cas très tardive. Cette dernière marque l'aboutissement d'un long processus de contraction qui très tôt a touché l'océan alpin pour interrompre son ouverture d'abord et finir ensuite par le faire disparaître totalement.

2. LES PREMICES

2.1. LES SEDIMENTS

2.1.1. Le domaine externe

La transgression marine paléogène sur l'est du domaine européen s'est développée à partir d'un petit golfe installé dans le sud de la Corse (fig. 1) dès le Maastrichtien (Amaudric du Chaffaut, 1982) sur la région de Favone (Punta di Calcina). Cette incursion marine sur l'aire continentale du bloc corso-sarde et provençal structuré dès avant ou pendant le Crétacé supérieur, marque le véritable point de départ des évènements qui vont conduire au dépôt des puissantes séries paléogènes puis à leur plissement.

Durant tout le Paléocène et l'Eocène inférieur, la mer stagne pratiquement sur le sud de la Corse, n'avançant qu'à petite vitesse vers le nord, en même temps que se déposent des calcaires puis des marnes. A l'Yprésien cependant intervient probablement un évènement important dans le déroulement du mécanisme tectonique qui va conduire à la submersion d'une partie du continent, puisque dans le domaine externe la mer gagne brusquement sur de nouveaux territoires, en Corse, en Sardaigne (Chabrier, 1969) et en Savoie (Martini, 1961 et 1968). Cette lèche marine n'est que temporaire dans les golfes sarde et savoyard, peu profonds d'ailleurs, qui se vident rapidement. En Corse cependant, la ligne des rivages progresse de façon significative (fig. 1) et les premiers flyschs s'installent déjà dans le sud de l'île.

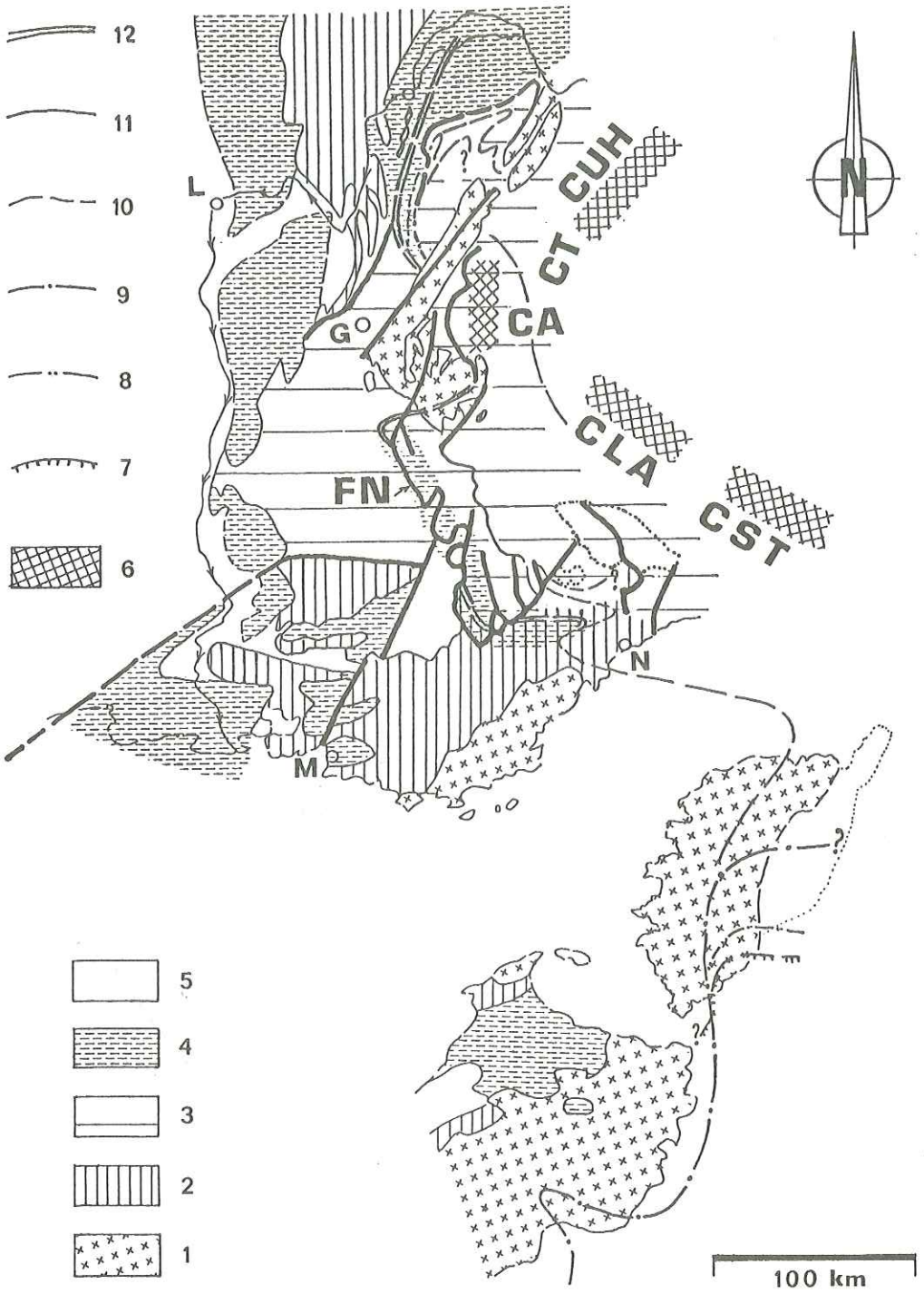


Fig. 1 -Structuration paléogène et transgression marine dans le domaine externe alpin

Ensembles géologiques : 1, Socle antétriasique; 2, Couverture jurassienne et provençale s.l.; 3, Couverture delphino-helvétique; 4, Oligocène continental épais (à influences saumâtres dans l'axe rhodanien); 5, Mio-Pliocène épais (Valensole) et/ou Quaternaire; 6, "Cordillères".

Limites de la transgression : 7, Maastrichtien; 8, Paléocène; 9, Yprésien; 10, Lutétien supérieur; 11, Bartonien; 12, Priabonien-Oligocène.

FN, *Front nummulitique*; CA, *Cordillère arvinche*; CLA, *Cordillère du Lac d'Allos*; CST, *Cordillère Stura-Tendasque*; CT, *Cordillère tarine*; CUH, *Cordillère ultrahelvétique*
G, *Grenoble*; L, *Lyon*; M, *Marseille*; N, *Nice*.

2.1.2. Le domaine interne

Ce qui se passe réellement à cette même époque dans les zones internes alpines, dans les secteurs de mer pérenne ou sur les limites de ces derniers, reste encore très obscur : la tectonisation des unités qui sont actuellement à l'affleurement, le fait qu'un certain nombre d'autres unités puissent être à l'heure actuelle totalement inconnues, soit qu'elles se trouvent complètement masquées sous les chevauchements, soit qu'elles aient déjà définitivement disparu par érosion, ne rend pas les reconstitutions faciles. Il faut bien préciser aussi que les dépôts concernés se sont effectués parfois en-dessous de la CCD et donc qu'ils ne montrent que peu ou pas du tout d'organismes calcaires autochtones. Par ailleurs l'ensemble de ces dépôts montre fréquemment des formes remaniées, des nummulites en particulier, qui y sont parfois bien représentées (et mélangées) ce qui complique encore le problème.

On connaît néanmoins dans ce domaine, pour l'intervalle de temps Néocrétacé-Yprésien, plusieurs types de faciès et de séquences, en dehors des régions les plus internes dans lesquelles aucun sédiment tertiaire ne semble s'être déposé. En effet dans ces dernières, largement ouvertes depuis le Lias, une sédimentation sous l'emprise d'un détritisme fin avec les Schistes lustrés, a perduré jusqu'au Crétacé supérieur [le haut de la pile stratigraphique y a récemment livré des *Globotruncana* (Lemoine et al., 1984; Marthaler et al., 1986)] : c'est avec ces faciès que s'est close ici la sédimentation, interrompue pour ce secteur du bassin par l'arrivée des nappes plus internes et/ou par sa surrection.

Dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye, la zone briançonnaise est représentée par une formation de calcaires en plaquettes à foraminifères planctoniques. Cette dernière débute selon les points à des moments différents, répartis dans une fourchette allant de l'Albien au Paléocène (Kerckhove et Montjuvent, 1979). Elle est discordante sur le Mésozoïque (Jurassique tronqué souvent par une croûte siliceuse, ou Trias) et héberge des intercalations microbréchiques et/ou gréseuses, localement grossières parfois à sa base.

Les secteurs subbriançonnais quant à eux montrent aussi une sédimentation de calcaires à organismes planctoniques. Localement des faciès très détritiques apparaissent cependant avec le Flysch de l'Aiguille dans le massif de Piolit (Chenet, 1978), d'âge coniacien-campanien ou, dans l'unité du Pelat, le Flysch du Bachelard (Blanc et al., 1987 a; Kerckhove, 1969), d'âge sénonien supérieur-paléocène. Ce dernier, qui s'interstratifie avec des calcaires planctoniques, présente une nette affinité avec les faciès du Briançonnais. Le matériel détritique qui s'y développe est d'origine locale, sauf en ce qui concerne les minéraux lourds et quelques rares galets de Cristallin qui tirent leur origine d'un socle granito-gneissique, soit directement (et alors la zone source est lointaine) soit par reprise d'une formation ancienne plus proche dans laquelle ce matériau aurait pu être temporairement stocké. Quoi qu'il en soit, dans ce flysch, le passage Crétacé-Tertiaire est marqué par une recrudescence du détritisme avec une progradation des corps sédimentaires dans le bassin, écho manifeste de mouvements tectoniques.

Dans les Alpes du Nord (Préalpes), la sédimentation néocrétacée-tertiaire met en place des calcaires planctoniques, souvent discordants sur un substratum mésozoïque structuré, aussi bien dans les Médianes Plastiques que Rigides. L'uniformité de la sédimentation se manifeste jusqu'au dépôt d'un flysch noir yprésien-lutétien sur lequel va se mettre en place la nappe de la Simme avec son flysch à helminthoïdes selon un mécanismes tectono-sédimentaire (Badoux, 1965).

2.2. LES "CORDILLERES"

On reconnaît, sur les limites des zones externe et interne, un épisode de serrage important qui a érigé des structures marquées que l'on retrouve scellées par la transgression nummulitique (structures "anténummulitiques"). Ce sont les "cordillères" des auteurs (fig. 1). Comme les couches qui les transgressent sont plus ou moins fortement diachrones vers l'extérieur de la chaîne, il n'est pas exclu que ces cordillères puissent correspondre à des structures élaborées successivement au cours de la gestation de l'orogène. Dans l'extrême SE, on signale en effet l'apparition d'un

important détritisme, dans le Crétacé supérieur externe, que Sturani (*in* Malaroda et al., 1967) rapporte à un paléorelief alors émergé à l'est de l'Argentera [paléorelief que Campredon (1972) assimile à la "cordillère" tendasque]. Il faut bien évidemment rapprocher de telles structures présentes dans le Crétacé supérieur de cette région de celles que l'on trouve à pareille époque dans le domaine subbriançonnais et qui alimentent en produits détritiques parfois très grossiers (mais toujours d'origine relativement locale) la sédimentation de certains "Black Shales" (Kerckhove et Léréus, 1987) et/ou de flyschs, tels ceux du Bachelard ou de l'Aiguille (*op. cit.*).

L'essentiel de la structuration des "cordillères", pour ce que l'on peut actuellement en saisir, se fait avant le Biarritzien ou le Bartonien. C'est le cas des "cordillères" tendasque, de la Stura, du Lac d'Allos, comme celui de la "cordillère" ultrahelvétique, héritière ou prolongement de la "cordillère tarine" crétacée. La "cordillère" arvinche dans la zone ultradauphinoise est plus difficile à dater, recouverte en discordance par des sédiments priaboniens (Barbier, 1948) et dans laquelle sont impliqués, pour les plus récents, des termes tithoniques.

La signification exacte de ces "cordillères" reste encore dans le domaine conjectural. Néanmoins on sait maintenant que cette structuration ancienne a procédé d'écaillages marqués dans la zone subbriançonnaise (Pairis et Kerckhove, 1988) qui sont scellés (fig. 2) par l'important détritisme des flyschs éocènes [en particulier par un conglomérat épais (Blanc et al., 1987 b) qui souligne souvent la base de ces derniers]. Le dispositif structural scellé par la discordance de l'Eocène moyen est symptomatique de mouvements tangentiels. Ceux-ci ont pu se manifester directement par des chevauchements le long de fractures apparues lors de l'élaboration de la "cordillère", ou être dûs à la reprise d'accidents plus anciens qui se sont tordus et couchés lors du serrage. Comme on se trouve près du front du domaine subbriançonnais, on est plutôt enclin à envisager que c'est l'ancienne zone de flexure et/ou de fractures qui séparait ce secteur du domaine externe qui s'est trouvée remobilisée

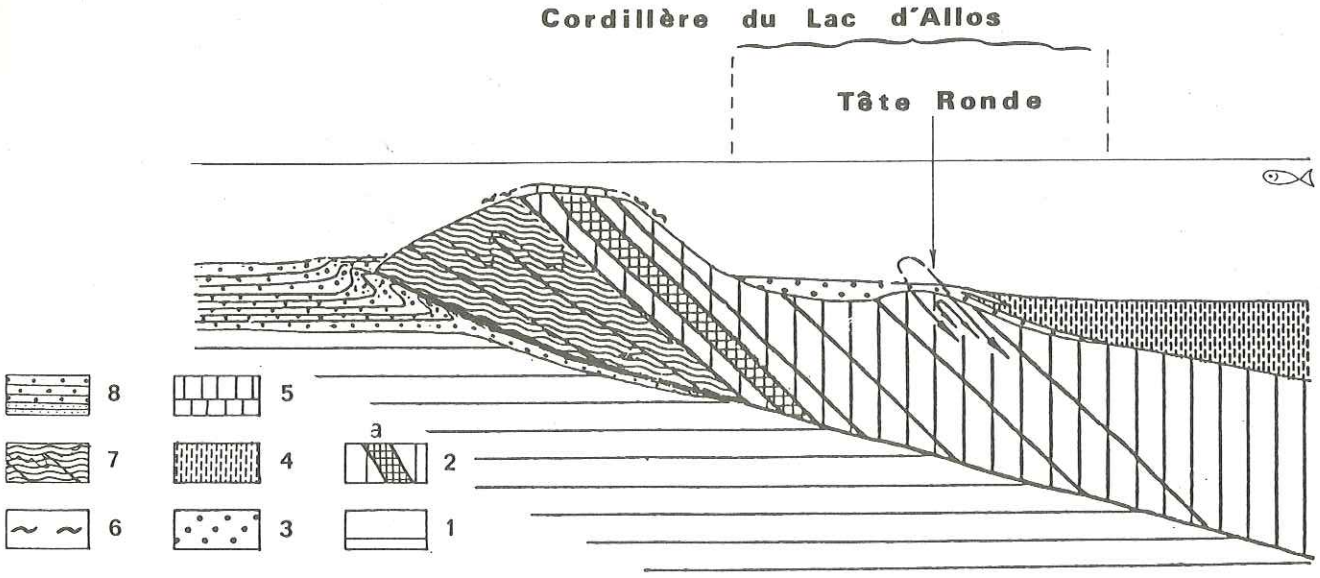


Fig. 2 -Le Subbriançonnais des Alpes méridionales françaises au passage Eocène moyen - Eocène supérieur (Schéma interprétatif).

1, Autochtone; 2, Unités structurées constituant la Zone subbriançonnaise (Trias à Paléocène), a, Unité comportant du Malm récifal; 3, Conglomérats du Lac d'Allos (Biarritzien et/ou Bartonien); 4, Formation gréso-calcaire des flyschs éocènes des nappes de l'Ubaye; 5, Calcaires gréseux à grandes nummulites; 6, Marnes nummulitiques; 7, Prisme d'accrétion de Saint-Clément; 8, Dépôts de bassin.

alors dans ces compressions. Autrement dit, le rapprochement d'éléments relevant de domaines paléogéographiques différents peut avoir été réalisé déjà en grande partie au cours du Mésozoïque par le jeu d'accidents anciens qui ont rejoué ultérieurement, mais la nature véritable de ces derniers est encore inconnue. On ne peut exclure parmi eux des décrochements comme ceux proposés par Maury et Ricou (1983) pour une époque plus tardive.

Quoiqu'il en soit, la contraction alpine a remobilisé cette zone de faiblesse et l'a reprise en accidents couchés, au moins dans le secteur des nappes de l'Ubaye.

3. LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE ET LA TRANSGRESSION NUMMULITIQUE

La transcription de la tectonique dans la sédimentation s'effectue de deux façons. Dans le domaine qui subit la transgression nummulitique (domaine externe essentiellement), il s'agit du jeu, ou du rejeu d'accidents hérités, en failles normales avec tendance à l'affaissement des compartiments orientaux ou sud-orientaux (Pairis et al., 1986; Lami et al., 1986); plus rarement, ces mouvements aboutissent à la formation de grabens (Thomé et Pairis, 1988; Pairis et Pairis, 1975).

Dans les parties internes du bassin, au front de chevauchements actifs, apparaissent des sédiments qui se déposent dans une ambiance fortement compressive (se traduisant par d'importants remaniements internes dans les formations en cours d'élaboration) et qui constituent de véritables prismes d'accrétion (fig. 2). La reconnaissance de telles structures dans les Alpes, en domaine marin dans les régions septentrionales (Weidmann et al., 1976; Homewood, 1977) et dans les régions méridionales, dans le Haut-Embrunais (Kerckhove et Pairis, 1986; Pairis et Kerckhove, 1987), comme en domaine continental sur la bordure E du synclinal de Barrême (Pairis, 1987), pour ponctuelle qu'elle soit encore, permet de jalonner les secteurs tectoniquement actifs dans la chaîne en gestation et de voir la migration de ces zones de déformation préférentielles vers l'extérieur de l'orogène au cours du temps.

Le prisme d'accrétion ou Complexe de Saint-Clément, dans le Haut-Embrunais, traduit clairement l'existence de chevauchements importants, donc la mise en place d'unités charriées dans le bassin. Toute la faune qu'on y relève situe la déformation majeure de ce secteur dans l'Eocène moyen (Biarritzien et/ou Bartonien). Il faut bien remarquer aussi que cette structure se développe en même temps que la transgression nummulitique fait brusquement un bond en avant considérable sur la plate-forme européenne (Pairis, 1987 et 1988) (fig. 1).

4. LE DETRITISME DE L'EOCENE SUPERIEUR

Dans le Subbriançonnais, les déformations synsédimentaires qu'a subies le corps détritique représenté par le Complexe de Saint-Clément sont scellées par l'ensemble peu plissé de la Série de Pinfol (fig. 3). La sédimentation correspond alors à un flysch ressemblant très fortement aux Grès d'Annot ou aux Grès du Champsaur oriental. La série est discordante sur les structures plicatives accusées du prisme d'accrétion et on y relève une microfaune (thanatocoenose ou bien remaniements plus importants ?) du Priabonien [probablement inférieur, avec *Nummulites incrassatus, N. striatus* et *N. bouillei* (?)(1)]. Le changement de régime tectonique est parfaitement clair ici entre les dépôts du prisme et ceux de la Série de Pinfol : la région représente alors un secteur à dépôts profonds, probablement abyssaux, sans déformations synsédimentaires importantes. On peut simplement se demander si le bassin des Alpes occidentales passe alors par une phase de quiescence (fig. 3) ou si, plus simplement, ces dépôts ne

---

(1)Détermination A. Blondeau, Université de Paris VI.

correspondent pas à ceux d'un bassin d'avant-arc, de bassin transporté. Dans ce dernier cas il faudrait admettre que le secteur du chevauchement actif (et donc de la déformation maximale) s'est brusquement déplacé vers des régions plus externes de l'orogène et donc que, *ipso facto*, tout l'ensemble que nous venons de décrire a été incorporé dans la masse en déplacement : ce cas est illustré dans la partie inférieure de la figure 4.

Quoi qu'il en soit, la série de Pinfol passe à son sommet à un olistostrome qui héberge des écailles de grande taille provenant manifestement du domaine subbriançonnais et dont le détachement et la mise en place sont probablement dûs à la réactivation un peu plus tardive de celui-ci (fig. 4). Cette reprise est probablement contemporaine de l'arrivée des nappes ultrabriançonnaises dans cette partie du bassin. On sait en effet que ces dernières étaient déjà présentes dans les parties orientales du bassin au début du Priabonien, puisque sur les abords SE du Pelvoux on note dès cette époque, une alimentation en quartz détritiques provenant du Flysch à helminthoïdes, qui se mélangent aux apports plus locaux (Ivaldi, 1980).

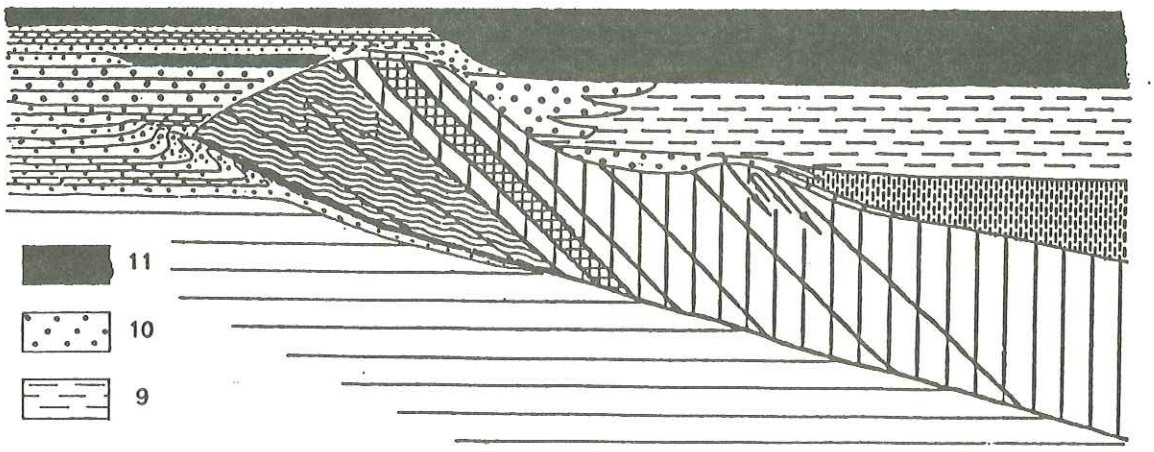


Fig. 3 -La Zone subbriançonnaise au Priabonien (moyen ?)
(Schéma interprétatif, dans l'hypothèse où le bassin
passe par une phase de quiescence)

9, Formation gréso-pélitique des flyschs éocènes de l'Embrunais-Ubaye; 10, Grès du Laus; 11, Olistostrome. Figurés 1 à 8 : même légende que la figure 2.

Dans les secteurs plus externes, au toit du Flysch des Aiguilles d'Arves, se mettent en place, durant le Priabonien (c'est à dire à la même époque), des olistolites importants de matériel subbriançonnais (Bravard et al., 1981). C'est aussi au sommet de la formation des Grès d'Annot, durant le Priabonien (ou éventuellement à l'Oligocène basal) qu'apparaissent des olistostromes importants dans le bassin sédimentaire externe (Kerckhove, 1969). Il s'agit là de précurseurs des nappes en cours de déplacement dans les parties plus internes du bassin.

Une mention spéciale doit être accordée aux écailles de Soleil-Boeuf, qui s'insèrent dans les Grès du Champsaur au-dessus d'un tapis de véritables "schistes farcis" interstratifiés avec les bancs de grès du sommet de la formation (Fabre et al., 1985; Gidon et Pairis, 1980-81). La mise en place de cet ensemble a été attribuée par les auteurs sus-cités, à la déformation et au déversement dans le bassin sédimentaire, de la lèvre SE du faisceau de fractures de Méollion (alias "hiatus sudpelvousien") qui tronque la bordure méridionale du Pelvoux (Vialon, 1974).

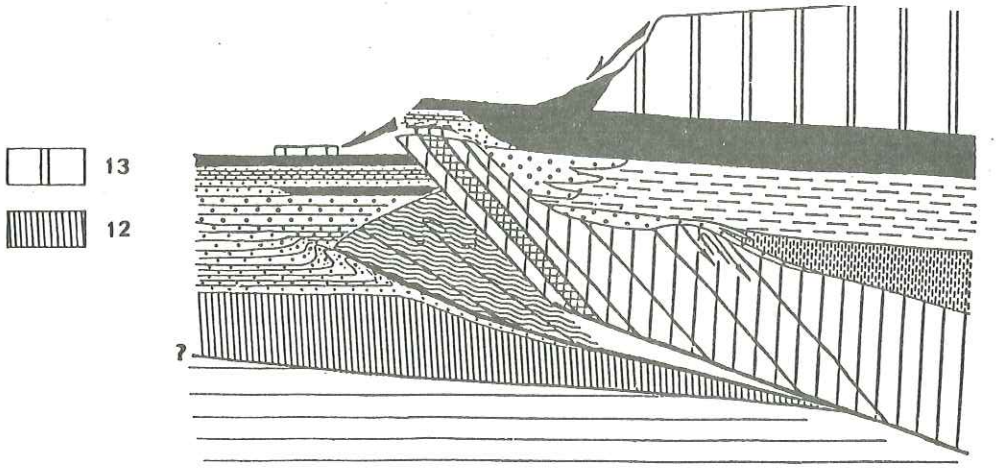


Fig. 4 -La Zone subbriançonnaise, en Embrunais-Ubaye, au moment de la mise en place de la nappe de l'Autapie (Schéma interprétatif).

12, Ecaille probable, apparue (au Priabonien inférieur ?) par clivage de l'Autochtone, avec report de la zone de déformation maximale dans un secteur plus externe de l'orogène; 13, Nappes ultra-briançonnaise (Flysch de l'Autapie). Pour les figurés 1 à 11, voir la légende des figures 2 et 3.

Dans les Alpes du Nord, un olistostrome est aussi très fortement développé au toit des Grès de Taveyanne, en France et en Suisse (Masson, 1976), constitué le plus souvent de matériel ultrahelvétique d'abord, auquel se mêlent ensuite des éléments d'origine plus interne. Il n'est pas exclu que cet ensemble puisse représenter, lui aussi, un prisme d'accrétion. Ce dernier se serait élaboré dès le Priabonien dans les secteurs ultrahelvétiques et au Priabonien terminal-Oligocène basal sur les secteurs helvétiques.

5. SYNTHESE CINEMATIQUE

Le panorama de la chaîne alpine en cours de formation devient un peu plus clair si l'on rassemble le puzzle de toutes ces informations. Deux stades majeurs, au-delà des complications de détail, se dégagent de cette histoire, celui de l'avancée rapide de la mer à l'Eocène moyen puis celui de la fermeture du bassin après le début de l'Oligocène.

5.1. LE DEVELOPPEMENT DU BASSIN

Le front du Subbriançonnais peut être interprété comme un chevauchement précoce (Paléocène supérieur ? Eocène inférieur ?), probablement contemporain de la grande étape de structuration qui a fait émerger tout le domaine externe. Les érosions importantes qui se manifestent dans ce secteur subbriançonnais conduisent à envisager qu'au moins certaines de ses parties ont dû se trouver à l'émersion.

La transgression de l'Eocène moyen (Biarritzien et/ou Bartonien) dans cette région indique un retour aux conditions marines avec une subsidence progressive du bassin. En même temps se développe sur le front subbriançonnais, c'est à dire manifestement dans la zone du chevauchement principal, un prisme d'accrétion. Ce dernier est ultérieurement (Priabonien inférieur ?) scellé par des dépôts peu

déformés en même temps que les secteurs plus internes de la Zone subbriançonnaise passent sous la CCD.

A la même époque, dans la zone briançonnaise, c'est l'épisode de dépôt du "flysch noir" auquel se mêlent des éléments du Complexe de base du Flysch à helminthoïdes. Il faut se souvenir en effet que des charriages précoces, dans les zones les plus internes, avaient déjà fait apparaître des éléments ligures sur la partie piémontaise de la plate-forme européenne dès le Crétacé supérieur (Kerckhove et al., 1980-81). L'avancée de ces unités sur le Briançonnais, dans le bassin du "Flysch noir", s'est effectuée le plus probablement durant l'Eocène moyen.

Ces éléments structuraux, ont été repris une nouvelle fois au cours du Priabonien pour alimenter en olistolites la série de Pinfol (fig. 4). Ce déversement d'olistolites atteint, au Priabonien aussi semble-t-il, la région du dépôt du Flysch des Aiguilles d'Arves. C'est probablement la mise en place de la nappe de l'Autapie jusque sur le Subbriançonnais, qui date probablement de cette même époque, qui est responsable de ces mouvements.

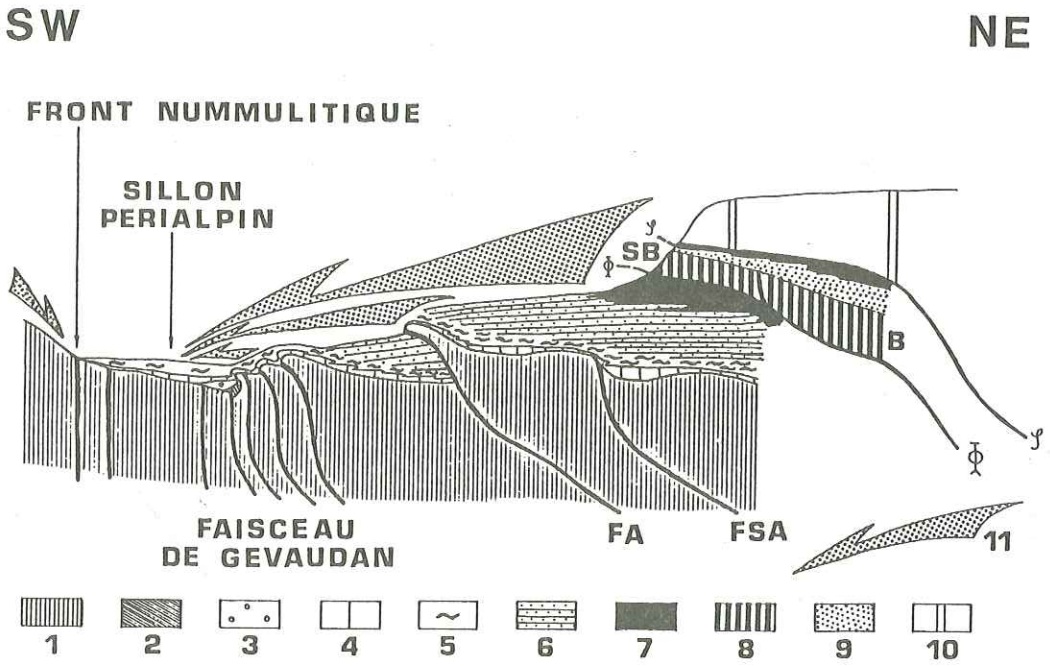


Fig. 5 -Les Alpes françaises à l'Oligocène : l'exemple des Alpes méridionales. (Schéma interprétatif, sans échelle).

1, Autochtone (relatif); 2, Brèches infranummulitiques de la paléofalaise des Blachettes (E du synclinal de Barrême, sur le faisceau de Gévaudan); 3, Poudingues infranummulitiques du synclinal de Barrême (=Poudingues d'Argens); 4, Calcaires nummulitiques; 5, Marnes nummulitiques; 6, Grès d'Annot; 7, Olistostomes; 8, Zones subbriançonnaise et briançonnaise; 9, Flyschs éocènes subbriançonnais et briançonnais; 10, Nappes ultra-briançonnaises (Flysch de l'Autapie); 11, Remaniements.

FA, *Faisceau d'Allons*; FSA, *Faille du Gros Vallon (E dusynclinal d'Annot)*;
B, *Zone briançonnaise*; SB, *Zone subbriançonnaise*;
♀ , *Chevauchement des zones internes sur l'Autochtone*;
♃, *Chevauchement de la nappe du Flysch à helminthoides (nappe de l'Autapie) sur l'ensemble Subbriançonnais-Briançonnais.*

Noter l'inversion de relief entre zones internes et externes alpines ainsi que le stockage des particules détritiques (et des faunes et microfaunes remaniées) dans le Sillon périalpin (bassin d'avant-pays subsident).

L'enfoncement de la plate-forme européenne, la création et/ou le développement du bassin nummulitique, s'effectuent sous l'effet des surcharges dues à la mise en place des nappes internes en marche dans les secteurs orientaux du bassin. Le développement de l'orogène vers l'extérieur de la chaîne se fait en reprenant successivement les divers domaines de sédimentation sur lesquels, tour à tour, se concentre la déformation maximale (Pairis, 1988). La réactivation des limites paléogéographiques se traduit par la déformation des accidents anciens qui avaient permis l'individualisation de ces dernières, flexures et/ou fractures, qui sont reprises en chevauchements à vergence W ou NW. Ces diverses lignes stucturales anciennes, successivement remobilisées, marquent l'incorporation d'unités de moins en moins internes dans la masse chevauchante (Debelmas, 1986). Cette dernière gagne ainsi en importance par saccades en même temps que le chevauchement frontal se décale brusquement vers l'extérieur de l'orogène, et avec lui, la zone de subsidence qui se développe sur son avant-pays.

La transgression nummulitique suit en effet un cheminement tout à fait homologue, gagnant plus ou moins vite sur l'aire continentale au fur et à mesure du développement des chevauchements dans le domaine interne. La zone marine remplit ainsi une douve qui se développe sur l'avant-pays de la masse charriée (Pairis, 1987), touchant successivement des secteurs de plus en plus externes.

Une relation apparaît ainsi assez évidente entre la grande avancée marine de l'Eocène moyen et la structuration de la zone subbriançonnaise. Il est clair que c'est l'incorporation de tout ce qui restait du domaine interne dans la masse en déplacement qui a brusquement fait entrer la zone externe dans le secteur de subsidence. L'avancée des nappes dans le bassin a fait le reste.

5.2. LA FERMETURE DU BASSIN

Le développement de la douve nummulitique sur le domaine externe est maximal au Priabonien supérieur, quand la mer paléogène atteint le Front nummulitique (Pairis et al., 1986). Les indices de remaniements et les faciès qui se développent dans le domaine externe occidental à l'Oligocène inférieur (Médus et Pairis, 1988; Pairis, 1988; Pairis et Médus, en préparation) conduisent à placer à cette époque le début de l'individualisation du Sillon périalpin, et donc la reprise de la flexure et/ou des fractures séparant la plate-forme continentale priabonienne du bassin profond (fig. 5), ce qui conduira à une inversion des reliefs à ce niveau (Pairis, 1987) comme on a pu en avoir dans d'autres secteurs des Alpes (Gillcrist et al., 1987).

A ce moment la limite atteinte par la mer dans les Alpes du Sud se trouve superposée (Pairis et al., 1986) au secteur dans lequel on voit à l'heure actuelle le Moho remonter assez brusquement en direction de la vallée du Rhône (Ménard, 1979), depuis les profondeurs considérables qu'il atteint dans les racines alpines, pour se stabiliser à des profondeurs plus normales pour la croûte continentale. Le système chevauchements internes-transgression externe, qui intéresse bien évidemment la lithosphère européenne dans son épaisseur, commence à se bloquer sur ce plan incliné vers l'est que présente le Moho. Cette zone de remontée oblique rapide peut d'ailleurs fort bien avoir joué un rôle de rampe et avoir de la sorte déterminé tout ou partie de la surrection de la chaîne.

Dans le détail cependant, le mécanisme de surcharge interne (à l'est ou au sud-est) et de développement d'un bassin d'avant-pays perdure puisque l' on voit s'individualiser, dès l'Oligocène inférieur, un Sillon périalpin [alias "zone externe oligocène" de Boussac (1912)] qui fonctionne bien évidemment comme piège à sédiments détritiques.

Dans les Alpes du Sud, ce sillon recueille en effet les éléments déposés sur l'ancien talus conduisant de la plate-forme au bassin profond priabonien (Pairis, 1987) et qui est alors porté en altitude. A ces débris se mêlent rapidement des éléments fluviatiles entraînés par les cours d'eau érodant *pro parte* les zones internes à l'affleurement. Il apparaît alors, le long du faisceau de Gévaudan un petit prisme d'accrétion (Pairis, 1987). Ce dernier est certes localisé, mais il n'en trahit pas moins une tectonique synsédimentaire en compression, faisant intervenir non

seulement des phénomènes plicatifs mais aussi des accidents plus ou moins couchés que l'on retrouve scellés dans la sédimentation de l'Oligocène supérieur. Ce dispositif traduit la remobilisation du faisceau de Gévaudan dès le Priabonien supérieur (en domaine marin) et s'épanouit durant l'Oligocène en contrôlant alors la sédimentation continentale. Il sera scellé au Chattien par les dépôts de la Molasse verte. Dans les Alpes méridionales, l'extension des faciès épais de la molasse oligocène est limitée au secteur de l'ancienne plate-forme continentale priabonienne : il est donc évident que le phénomène s'est bloqué totalement à la fin de l'Oligocène, probablement coincé contre la rampe frontale du Moho. Seuls alors, à l'ouest du Front nummulitique, les bassins en extension (Beaudoin et al., 1977; Bergerat, 1985), qui procèdent de la réactivation de fractures N 20-30, reçoivent une sédimentation oligocène importante. Mais ces derniers relèvent d'une autre logique, celle de la grande craquelure Méditerranée-lac Mieusa, réponse de l'ouest de la plaque européenne à la collision alpine.

Dans les Alpes du Nord, le développement de la douve s'est poursuivi aussi durant l'Oligocène, avec le dépôt des molasses d'eau douce. Dans ce secteur, le phénomène n'est pas bloqué vers l'extérieur de l'orogène puisque l'on voit peu à peu la molasse rouge gagner sur l'avant-pays : les premiers dépôts de cette formation sont à rapporter à la zone de Hiemersheim (Stampien supérieur) sur le plateau savoyard près du front des Bornes, dans la vallée du Foron (Charollais et al., 1981); Par contre, cette molasse rouge ne commence à se déposer sur le revers oriental du Jura (à Sergy, dans le Pays de Gex) qu'avec des niveaux à rapporter à la zone de Boningen (Berger et al., 1987).

6. CONCLUSION

On voit donc clairement se manifester dans les Alpes franço-italiennes des mécanismes compressifs qui finiront, à l'Oligocène, par refermer complètement l'océan alpin. Ils se traduisent par le déplacement, dans les régions internes du bassin, de masses chevauchantes poussées vers l'extérieur de l'orogène et qui développent devant elles des prismes d'accrétion et initient la mise en place, probablement par des mécanismes gravitaires, d'un certain nombre d'unités dans le sommet de la série qui remplit leur bassin d'avant-pays. Ces processus de surcharge des parties orientales de la plaque européenne, par le fléchissement qu'ils entraînent, provoquent la transgression nummulitique sur le domaine émergé au Paléocène. A l'Oligocène basal, une inversion de relief au niveau de la flexure continentale du Priabonien supérieur, provoquée probablement par le blocage partiel de l'avancée des masses chevauchantes sur les rampes du Moho, conduit à la surrection de la chaîne. Le bassin d'avant-pays qui se développe au front de ces masses s'installe en domaine marin d'abord puis en domaine continental, ce qui traduit la pérennité des mécanismes mis en oeuvre et finalement le transfert du chevauchement principal sur la limite orientale de cette région très externe.

Ultérieurement, dans les Alpes du Nord, ces mêmes mécanismes (Mugnier et Ménard, 1986), qui perdurent au-delà de l'Oligocène, entraîneront la transgression du Miocène marin dans ce secteur, qui s'accompagne d'ailleurs de la surrection des massifs cristallins externes et de leur chevauchement (Ménard, 1979). La poursuite du mouvement conduira à l'incorporation du Jura dans la masse chevauchant l'avant-pays continental et le bassin molassique à se déplacer en même temps comme un bassin transporté.

Dans les Alpes du Sud, le système inversion de relief-chevauchement-bassin d'avant-pays se bloque à l'Oligocène supérieur. Malgré celà, la déformation se poursuit. Elle procède alors de mécanismes différents : la rampe du Moho joue en rampe latérale contre laquelle refluent (vers le SSW) un certain nombre de panneaux de couverture avec leur socle, grâce à des coulissements qui s'effectuent le long d'accidents anciens remobilisés. Ces derniers sont essentiellement des fractures environ N 30 héritées de la structuration liasique. Ainsi prend naissance, entre Grandes Rousses et Dôme de Barrot, le Poinçon d'Aspres-Rouaine (Pairis et al., 1986), au sein duquel la reprise en chevauchement d'un accident ancien N 140 au front des faciès épais du Lias (et qui crée la nappe de Digne) n'est qu'une particularité locale de la déformation et de ses interférences avec l'héritage structural.

REFERENCES

AMAUDRIC DU CHAFFAUT (1982) -Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. Thèse Paris, 133 p.

BADOUX H. (1965) -Carte Thonon-les-Bains à 1/50 000, *B.R.G.M.Fr.*, édit., Orléans.

BARBIER (1948) -Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém.Serv.Carte géol.Fr.*, 291 p.

BEAUDOIN B., CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D., LANTEAUME M., SPINI H. et TAPOUL F. (1977) - *5ème R.A.S.T.*, Rennes, p. 49.

BERGER J.P., CHAROLLAIS J. et HUGUENEY M. (1987) -Nouvelles données biostratigraphiques sur la Molasse rouge du bassin genevois. *Arch.Sc.Genève*, vol. 40, n°1, pp. 77-95.

BERGERAT F. (1985) -Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse D.E. Paris, 317 p.

BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C. et PERRIAUX J. (1987 a) -La formation du Flysch du Bachelard (Néocrétacé-Paléocène) dans l'unité du Pelat (Zone Subbriançonnaise des nappes de l'Ubaye, Alpes occidentales françaises). *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 273-282.

BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et JEAN S. (1987 b) -Les flyschs éocènes des unités subbriançonnaises méridionales des nappes de l'Ubaye (Alpes occidentales françaises). *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 357-370.

BOUSSAC J. (1912) -Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém.Serv.Carte géol.Fr.*, 662 p.

BRAVARD C., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981) -Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). *C.R.Acad.Sc.,Paris*, t. 292, pp. 531-5XX.

CAMPREDON R. (1972) -Les formations paléogènes des Alpes Maritimes franco-italiennes. Thèse D.E. Nice, C.N.R.S. AO 6547, 539 p. et Mém. h.s. *Soc.Géol.Fr.*, 1977, n°9, 199 p.

CHABRIER G. (1969) -Sur la stratigraphie et la structure des Monts d'Oliena (Sardaigne orientale). *C.R. som. Soc.Géol.Fr.*, p. 218.

CHAROLLAIS J., GINET C., HUGUENEY M. et MULLER J.P. (1981) -Sur la présence de dents de Mammifères à la base et dans la partie supérieure de la Molasse rouge du plateau des Bornes (Hauet-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 74, n°1, pp. 37-51.

CHENET P.Y. (1978) -La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse Doc. Ing., Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 385 p.

DEBELMAS J. (1986) -Intracontinental subduction and mountain uplift : the example of the Western Alps. *Géol.Alpine*, t. 62, pp. 1-10.

DEBELMAS J. et KERCKHOVE C.(1988) -Sur l'âge de la crise mésoalpine dans les zones internes des Alpes franco-italiennes. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°14, pp.

FABRE P., LAMI A., PAIRIS J.L. et GIDON M. (1985) -Influence de la paléomorphologie et de la tectonique synsédimentaire sur les dépôts nummulitiques dans les massifs du Dévoluy et du Pelvoux (Alpes externes méridionales). *Rev.Géol.dyn.Géogr.phys.*, vol. 26, fasc. 4, pp. 193-199.

GIDON M. et PAIRIS J.L. (1980-81) -Nouvelles données sur la structure des écailles de Soleil-Boeuf (bordure sud du massif du Pelvoux). *Bull. B.R.G.M.*, sér. 2, sec.1, n°1, pp. 35-41.

GILLCRIST R., COWARD M. et MUGNIER J.L. (1987) -Structural inversion and its control : examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1, 1, pp. 5-34.

HOMEWOOD P. (1977) -Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps : a general account. *Eclog.geol.Helv.*, vol. 70, n°3, pp. 627-641.

HOMEWOOD P. et CARON C. (1982) -Flysch of the Western Alps. *in* Mountain Building Processes, Hsü édit., pp. 157-168.

IVALDI J.P. (1980) -Analyse par thermoluminescence du Paléogène détritique marin du Champsaur et du Dévoluy (Alpes occidentales). Implications méthodologiques et paléogéographiques. *Rev.Géol.dyn.Géogr.phys.*, vol. 22, fasc. 2, pp. 109-121.

KERCKHOVE C. (1969) -La "Zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol.Alpine*, t. 45, pp. 5-204.

KERCKHOVE C, CARON C., CHAROLLAIS J. et PAIRIS J.L. (1980) -Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. Evolutions géologiques de la France. Colloque C 27, Géologie de la France. *Congr.géol.intern., Paris*, pp. 234-255.

KERCKHOVE C. et LEREUS C. (1987) -Le détritisme des Black Shales crétacés du domaine subbriançonnais durancien. Nouvelles données tirées du massif du Morgon : un olistostrome à matériel triasique issu d'un diapir synsédimentaire. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 235-245.

KERCKHOVE C. et MONTJUVENT G. (1979) -Carte Gap à 1/250 000, *B.R.G.M.Fr.*, édit., Orléans.

KERCKHOVE C. et PAIRIS J.L. (1986) -Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes : l'exemple du Flysch subbriançonnais de Saint-Clément (Nappes de l'Embrunais-Ubaye, Haut-Embrunais, Alpes occidentales françaises). *C.R.Acad.Sc., Paris*, t. 303, n°13, pp. 1227-1232.

LAMI A., GRAND T., FABRE P. et PAIRIS J.L. (1986) -Les paléochamps de contrainte dans la couverture nummulitique du sud-est du Pelvoux. *11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc.géol.Fr. édit.*, Paris, p. 104.

LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R., TRICART P. (1984) -Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C.R.Acad.Sc.,Paris*, t. 299, pp. 727-732.

MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C. et ZANELLA E. (1967-1970) -Carta geologica del massiccio dell'Argentera alla scala 1/50 000. Note illustrative. *Mém.Soc.Ital.* (9), pp. 557-663.

MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE E., RAMPNOUX J.P. (1986) -Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse (Italie). Conséquences paléogéograpniques et structurales. *C.R.Acad.Sc,Paris*, t. 302, pp. 91-96.

MARTINI J. (1961) -Présence de l'Yprésien dans le massif des Bauges (Savoie). *Arch.Sc.Phys.Hist.Nat.Genève*, vol. 14, n°3, pp. 512-517.

MARTINI J. (1968) -Etudes de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. *Arch.Sc.Genève*, 23/1, pp. 197-276.

MASSON H. (1976) -Sur le wildflysch et l'Ultrahelvétique liés à la nappe de Morcles. -Résumé. *Ecl.géol.Helv.*, vol. 69/2, p. 279.

MAURY P. et RICOU L.E. (1983) -Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev.Géol.dyn.Géogr.phys.*, 24:1, pp. 3-22.

MEDUS J. et PAIRIS J.L. (1988) -Palynostratigraphie du Paléogène marin des Déserts (Savoie, France). Une phase détritique à l'Oligocène basal. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°14, pp.

MENARD G. (1979) -Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysique. *Thèse 3ème Cycle*, 178 p.

MUGNIER J.L. et MENARD G. (1986) -Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique. *BCREDP* 10, pp. 167-180.

PAIRIS J.L. (1987) -Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 283-298.

PAIRIS J.L. (1988) -Paléogène marin et strcturation des Alpes occidentales françaises (domaine externe alpin et confins occidentaux subbriançonnais). *Thèse D.E.*, Grenoble, 471 p.

PAIRIS J.L., GIDON M., FABRE P. et LAMI A. (1986) -Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *C.R.Acad.Sc.,Paris*, t. 303, n°1, pp. 87-92.

PAIRIS J.L. et KERCKHOVE C. (1987) -Le flysch de Saint-Clément (Haut-Embrunais) : un paléoprisme d'accrétion nummulitique dans la zone Subbriançonnaise. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 371-378.

PAIRIS J.L. et KERCKHOVE C. (1988) -La "cordillère" du Lac d'Allos. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n°14, pp.

VIALON P. (1974) -Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Bull.suis.Minér.Pétr.*, vol. 54, n°2/3, pp. 665-690.

WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C. et BAUD A. (1976) -Réhabilitation de la "Zone Submédiane" des Préalpes. *Eclog.geol.Helv.*, vol. 69, n°2, pp. 265-277.

WILDI W. (1987) -Les régions sources du matériel terrigène dans les flyschs alpins. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 379-388.

Géologie Alpine, Mém. h.s.n°14, 1988

LE DETRITISME PALEOGENE EN TANT QUE MARQUEUR DE L'OROGENESE MESO-ALPINE DANS LES ALPES INTERNES FRANCAISES ET LEURS CONFINS ITALO-SUISSES

par

Jacques DEBELMAS* et Claude KERCKHOVE*

Les données stratigraphiques montrent que le détritisme commence de façon brusque au cours du Lutétien pour se poursuivre au Priabonien. Une pulsation yprésienne est probable. Ces résultats recoupent les données radiométriques basées sur les minéraux de métamorphisme. Ils montrent que la crise méso-alpine, essentiellement lutétienne, voire plus précoce, est plus ancienne qu'on ne le pensait généralement et qu'elle est contemporaine du plissement pyrénéo-provençal.

THE PALEOGENE DETRITISM AS AN INDICATOR OF THE MESO-ALPINE OROGENY IN THE INTERNAL FRENCH ALPS AND THEIR ITALIAN AND SWISS SURROUNDINGS

The detritism abruptly begins in the Middle Eocene and runs all along the Priabonian. An Ypresian event is probable. These results are in good agreement with the radiometric data from metamorphism minerals. They demonstrate that the Meso-Alpine crisis is earlier than generally assumed, and coeval with the Pyrenean-Provence folding.

Diverses communications à ce colloque et celui de Grenoble en 1987, ont développé la chronologie et les modalités du détritisme paléogène dans les zones externes alpines (voir surtout J.L. PAIRIS, 1987). Il nous a donc paru utile de faire le point sur les données fournies par les zones internes**.

Le Paléogène n'y existe que dans les zones briançonnaise et subbriançonnaise où il succède, le plus souvent en continuité, au Crétacé supérieur calcaire et pélagique. Dans l'état actuel des connaissances, le Paléogène n'est pas connu dans les domaines piémontais et ligure, au moins pour ce qui est des lambeaux qui en sont conservés sur le secteur de la chaîne examiné ici. Seul le Flysch du Gurnigel des Préalpes externes (Caron, 1976), considéré comme d'origine ultrabriançonnaise, monte jusque dans l'Eocène, mais son origine exacte est encore si incertaine qu'il n'est pas possible d'en tenir compte pour l'instant.

A/ Dans la zone briançonnaise, on sait depuis longtemps que le faciès des calcaires planctoniques du Crétacé supérieur monte dans le Paléogène mais le passage au "flysch noir" sus-jacent n'est pas bien daté. En quelques points toutefois, on sait que ce passage est post-yprésien puisque cet étage est encore représenté

* INSTITUT DOLOMIEU GRENOBLE et U.A.69 ("Géologie Alpine").

** Cet article reprend en la développant et en la modernisant, la synthèse écrite par l'un de nous (C.K.) en 1980.

sous le faciès des calcaires planctoniques (Préalpes: BADOUX et MERCANTON, 1962; Col du Mone en Vanoise: ELLENBERGER, 1958; Rocher de la Loze à Pralognan: ELLENBERGER et RAOULT, 1979). En d'autres localités, ce passage est fini- lutétien voire bartono-priabonien. En effet, dans le massif de la Font Sancte (BLANCHET, 1946 - gisement revu par M. GIDON puis Cl. KERCKHOVE) les environs de Larche et de St Crépin près Guillestre (KERCKHOVE, 1969), de Serre-Chevalier (BYRAMJEE et al; 1952), le sommet des calcaires planctoniques contient localement des microbrèches ou des grès à petites nummulites dont l'âge reste encore malheureusement imprécis (Bartonien à Priabonien). La généralisation du flysch noir pourrait donc se faire à partir du Bartonien mais il est probable qu'elle n'est pas isochrone dans l'ensemble du Briançonnais.

Le flysch noir, toujours peu épais, est fait de grès et de pélites noires dont le dépôt est lié à deux phénomènes:

- un rapide approfondissement du milieu qui passe sous la CCD (flexion de la croûte sous le poids des nappes ?);
- l'arrivée, assez brusque, des apports terrigènes en relation avec l'érosion de terres nouvellement émergées où affleuraient les termes anté-anisiens de la série.

Ce flysch noir est sûrement lutétien, voire bartono-priabonien dans les localités où le sommet des calcaires planctoniques est lutétien. Mais ailleurs, notamment dans les environs de Briançon, il contient lui aussi des nummulites lutétiennes, parfois même lutétien supérieur (BOURBON, 1971) mais peut être s'agit-il de formes remaniées. A Roche Chevalière (cirque de Restefond), où l'on a une série briançonnaise très condensée liée à un haut fond particulièrement prononcé, le faciès flysch noir n'existe pas mais les calcaires à Globorotalia du Paléocène sont envahis par des décharges de calcarénites à grains de quartz et de feldspath où apparaissent rapidement des nummulites et des orthophragmines du Lutétien (BOURBON op. cit.).

Ainsi l'arrivée franche de détritique (Lutétien-Bartonien) est-elle précédée par un détritisme discret dès la fin du Paléocène où à l'Eocène inférieur.

Le sommet du flysch noir, probablement bartono-priabonien (inférieur ?) contient parfois des olistolites. Cest le cas près de Fouillouse, en Haute-Ubaye, ou près du col de Larche. D'autres exemples ont été signalés dans le massif de Montbrison et Serre Chevalier, ainsi qu'au S de Val d'Isère, en Vanoise (JAILLARD et al. 1986, DEVILLE 1987). Partout les olistolites sont d'origine briançonnaise mais en Haute Ubaye, l'un de nous (C.K.) a signalé des éléments probablement ligures (black shales à lits gréseux brunâtres, schistes versicolores, brèches à fragments de pillows (?)), traduisant bien l'arrivée, au cours du Priabonien, des nappes ultrabriançonnaises dans le bassin du flysch briançonnais qu'elles vont rapidement combler puisqu'elles alimentent aussi en olistolites le bassin subbriançonnais encore marin à cette époque (voir plus loin).

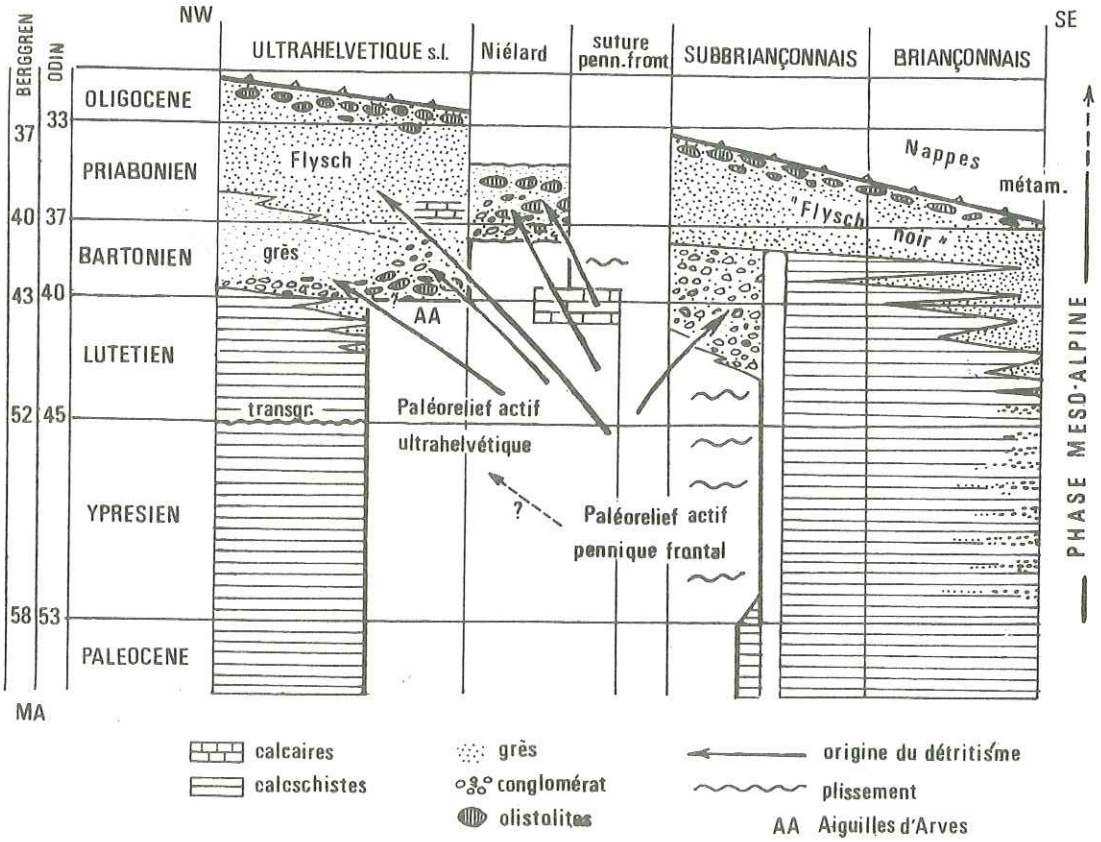
Ces données sur le Briançonnais s'accordent bien avec le soulèvement progressif d'un domaine pourvoyeur situé plus à l'Est et structuré à l'Eocène inférieur ou à partir de l'Eocène inférieur. Le Lutétien supérieur - Bartonien marque cependant une accélération des apports qui peut indiquer une crise.

B - Dans le domaine subbriançonnais, les calcschistes planctoniques montent également dans le Paléocène. Les datations les plus précises viennent de la série du Pelat, dans les nappes de l'Ubaye (Paléocène supérieur, KERCKHOVE, 1969) ou des Médianes Plastiques (Yprésien inférieur et moyen: MERCANTON et BADOUX, 1962).

La suite de la série peut se présenter de deux façons:

- Le type Morgon-Vallouise-Médianes Plastiques, où les calschistes planctoniques crétacé supérieur-paléocènes passent progressivement, par apport de matériel détritique fin, à une série flyschoïde, montant sans à-coups, jusque dans le Priabonien.

- Le type Séolanes-Allos-Trois Evêchés, etc., où les calcschistes planctoniques, voire des termes plus anciens, sont recouverts en discordance par des biostromes ou des conglomérats d'âge lutétien supérieur ou priabonien s.l. (mais remaniant alors du



Lutétien supérieur, KERCKHOVE, op. cit.). Il existe donc ici une lacune couvrant tout l'Eocène inférieur et la plus grande partie du Lutétien, lacune qui peut correspondre à une crise tectonique. On sait que la lithologie des conglomérats est très variée et comprend même des éléments de socle (granite, gneiss, rhyolites), en plus des faciès subbriançonnais classiques. On les relie généralement à l'érosion de reliefs orogéniques dus à cette phase et situés au front du Subbriançonnais.

Ainsi le Subbriançonnais montre-t-il lui aussi des traces d'une activité orogénique éocène inférieur à lutétienne sans que l'on puisse être plus précis.

Le flysch noir sus-jacent a été daté en quelques points du Priabonien s.l. (incluant le Bartonien) par des nummulites. Là où le sommet des séries n'est pas tronqué, le Subbriançonnais montre des formations de "Schistes à blocs" (KERCKHOVE, 1969), avec une matrice pélitique noire qui n'a fourni que des globigérinidés et nummulites priaboniennes s.l., probablement remaniées. Les olistolites sont surtout des calcaires du flysch à Helminthoïdes (parfois des calcaires crétacés subbriançonnais). Mais la formation à blocs, étant liée au glissement gravitaire de la nappe de l'Autapie, ne nous apprend rien sur le développement de l'orogénèse s.str. si ce n'est qu'en cette fin de l'Eocène, le régime marin persistait encore en domaine subbriançonnais alors qu'il avait été forcément interrompu en Briançonnais par le passage de cette nappe.

Un cas intéressant, à verser au dossier et qui a été récemment décrit (KERCKHOVE & PAIRIS, 1987), est celui du paléoprisme d'accrétion de Saint-Clément, daté du Lutétien par des microbrèches à N.millecaput et N.perforatus. Il est recouvert en discordance par une série gréseuse datée du Bartonien-Priabonien grâce a des lentilles calcaires à N.striatus et N.garnieri. La crise responsable de l'édification du prisme est donc lutétienne tandis que la série sus-jacente témoignerait d'une période de calme tectonique relatif, cependant troublée à son sommet (non daté) par la classique apparition de conglomérats et d'olistolites.

Un tel dispositif n'est peut-être pas unique dans les Alpes. La zone "submédiane" des Préalpes (WEIDMANN et al. 1976) pourrait en fournir un autre exemple mais n'apporte pas de précisions supplémentaires sur le plan stratigraphique.

C - Au front des zones internes, c'est à dire dans l'ensemble valaisan-ultrahelvétique des Alpes du Nord, la paléogéographie est encore difficile à saisir et la véritable signification du "hiatus pennique frontal", actuellement masqué par le chevauchement de même nom, reste encore obscure. Si l'on s'en tient aux Alpes de Savoie (y compris les Préalpes du Chablais), les unités jalonnant ce chevauchement sont les suivantes, toujours d'E en W :

1/ Les unités valaisannes. Elles correspondent, en France, à la partie de l'ancienne zone de Brèches de Tarentaise où le "flysch" terminant la série est crétacé. Nous n'insisterons donc pas sur ces unités dans lesquelles la présence de Paléogène n'a pas encore été démontrée. Rappelons cependant que le flysch du Niesen des Préalpes Romandes, classiquement considéré par les auteurs suisses comme d'origine valaisanne, a localement fourni une microfaune d'âge lutétien supérieur (ACKERMANN 1986). Mais ce flysch est déjà valaisan externe, voire même le témoin d'un domaine intermédiaire entre Valaisan et Ultrahelvétique (HOMEWOOD et al. 1984). Il a donc pu participer après le Crétacé, au moins localement, au sort de l'Ultrahélvétique tout proche.

Le Tertiaire ne réapparait de façon constante qu'avec:

2/ L'unité du Niélard , partie la plus externe et la plus méridionale de l'ancienne zone des Brèches de Tarentaise, précisément caractérisée par l'âge tertiaire de son flysch. ANTOINE et BARBIER (1978) en ont montré la position intermédiaire entre Valaisan et Ultra-dauphinois. Le Nummulitique du Niélard est un flysch conglomératique puis schisteux, contenant, quelque soit le faciès, des olistolites, parfois pluridécamétriques, de Cristallin, quartzites et dolomies du Trias, de calcaires et brèches jurassiques, avec même des calcaires lutétiens fossilifères. Le flysch ne peut donc qu'être plus récent, ce que confirme sa microfaune priabonienne à N.garnieri, N.bouillei, Operculina cf. alpina et discocyclines (MARTINEZ-REYES, 1980). Les grandes nummulites trouvées par BARBIER (1948) à sa base, dans des bancs de brèches calcaires à grains de quartz, sont probablement remaniées. L'origine du matériel détritique est donc une ride située immédiatement à l'E dont les faciès sont de type valaisan, et qui aurait donc subi, antérieurement au Lutétien (supérieur ?), une tectonisation importante susceptible de ramener en surface le Trias, le Permien et le socle, termes sur lesquels le Lutétien (supérieur ?) a dû se déposer avant d'être lui-même fragmenté par la tectonique au Bartono-Priabonien.

3/ L'unité des Aiguilles d'Arves, relayant au SW la précédente, est parfois dite ultradauphinoise par symétrie avec l'Ultrahelvétique suisse, mais elle ne montre qu'un seul des caractères de ce dernier, à savoir la discordance du Nummulitique sur son substratum. L'autre caractère, c'est-à-dire le faciès pélagique du Crétacé, est impossible à apprécier, ce terme n'affleurant pas ici.

a) Au Nord de l'Arc, cette nouvelle unité débute par une formation détritique d'épaisseur variable, surtout faite de conglomérats alternant parfois avec des bancs gréseux. Au N, là où ce complexe repose stratigraphiquement sur du Paléozoïque (Permien principalement), les olistolites sont fréquents, pour ne pas dire la règle, emballés dans un ciment gréseux qui peut devenir localement un véritable Permien régénéré. Quelques niveaux grésopélitiques de cette formation de base ont fourni de rares nummulites attribuées au Priabonien s.l. (incluant le Bartonien). A son sommet, vient une sorte de "flysch calcaire" (où s'arrête malheureusement la série)

qui a donné une faune à nummulites et discocyclines du Priabonien inférieur à moyen (MARTINEZ-REYES, 1980). L'affinité du matériel remanié dans les conglomérats ou sous forme d'olistolites reste toujours valaisanne*: Cristallin, Permien, Trias (quartzites, calcaires et dolomies), calcaires et brèches jurassiques, comme pour les conglomérats de même âge du Niélard (ANTOINE et al., 1970-1980).

Une telle disposition peut exister sur n'importe quel paléorelief valaisan ou ultrahélvétique.

Dans les deux cas, ce matériel est la seule trace du ou des paléoreliefs qui séparaient les domaines valaisan et dauphinois et qui pourraient être le véritable prolongement français de la "cordillère ultrahelvétique". Le début de l'activité de ce paléorelief reste encore imprécise si l'on s'en tient aux arguments fournis par la seule unité des Aiguilles d'Arves.

b) Au Sud de l'Arc, la formation des conglomérats à olistolites disparaît peu à peu et, à sa place, s'installe, toujours à la base du flysch, l'énorme lentille conglomératique des Aiguilles d'Arves proprement dites, qui atteint jusqu'à 600 m d'épaisseur dans son axe. Cette fois, les galets sont bien roulés: Cristallin, andésites (Houiller), spilites (Trias), calcaires du Lias et du Malm, calcaires pélagiques à Globotruncana (Crétacé supérieur) et à Nodosaria (Eocène ?) (SERRES, 1983). Ce matériel paraît être issu des Grandes Rousses, ou d'un bloc type Grand Châtelard actuellement invisible, et de leur couverture (comportant un Crétacé supérieur à faciès analogue à celui des couches de Wang de l'Helvétique interne ou de l'Ultrahelvétique, ainsi que du Paléocène calcaire). L'âge de ce conglomérat n'est pas connu mais, près des Karellis (Maurienne, rive gauche de l'Arc), la formation est recouverte par une séquence calcaréo-gréseuse qui a fourni N.chavannesi, Asterigerina bartoniana (?), operculines, hétérostégines et discocyclines du Bartonien supérieur-Priabonien inférieur (SERRES, 1983) . Ces formes sont probablement remaniées. Un peu plus au Sud, TOURY (1985) cite également une microfaune à Grzybowskia, Discocyclina, Asterodiscus et Nummulites sp. du même âge que précédemment.

Le flysch des Aiguilles d'Arves est couronné par un olistostrome (BRAVARD et al. 1981), d'âge difficile à préciser. Le sommet du flysch lui-même n'est daté qu'en deux points: près du col du Lautaret où il passe à des calcschistes qui ont donné des globigérinidés priaboniens (BRAVARD, 1982) et en Maurienne où le gisement d'Albanne a donné, également dans des couches calcaires, une microfaune du Priabonien inférieur à N.chavannesi, N.cf.garnieri, Discocyclina discus, D.sella, etc. (BARBIER, 1948, SERRES 1983). L'olistostrome succède immédiatement aux grès ou à ces formations calcaires, soit en passage progressif (route de Montricher) soit en les ravinant (rive droite de l'Arc et Lautaret). Son âge priabonien (supérieur ?) reste probable. Les olistolites, parfois de taille énorme, sont d'abord des calcaires lutétiens à

(*) La présence, dans un olistolite, de Malm calcaire reposant transgressivement sur des quartzites triasiques ne prouve pas que le bloc provienne du Briançonnais interne (MARTINEZ-REYES, op.cit.).

grandes nummulites (Montricher), puis des calcaires crétacé supérieur à Globotruncana et enfin des calcaires siliceux et microbrèches à Aptychus du Crétacé inférieur, tous d'origine subbriançonnaise et dont l'arrivée dans l'ordre stratigraphique inverse traduit bien le décapage progressif de la zone originelle. La brutale arrivée de ces blocs traduit seulement celle des nappes. L'exclusivité du matériel subbriançonnais indique que les nappes correspondantes avaient recouvert le paléorelief alimentant le détritisme antérieur.

Dans les klippes préalpines de Savoie (massif de Bornes), l'Ultradauphinois-Ultrahelvétique est représenté par la klippe de Nantbellet (ROSSET et al. 1976) qui apporte une précision intéressante. En effet, le Tertiaire y débute, sur le Crétacé supérieur, par des calcschistes transgressifs datés de la limite Yprésien-Lutétien. Cette transgression n'est pas connue ailleurs mais peut traduire une première pulsation positive des zones internes. Au sommet des calcschistes vient un conglomérat à blocs anguleux, mal classés, parfois plurimétriques, de calcaires jurassique supérieur et crétacés de type ultrahelvétique. Le ciment contient une microfaune remaniée du Crétacé supérieur-Eocène moyen. Ce conglomérat est manifestement alimenté par la destruction d'une cordillère ultrahelvétique dont l'activité se situait au cours ou à la fin du Lutétien.

Au dessus viennent des grès datés de l'Eocène supérieur s.l. (mais avec des formes lutétiennes remaniées), puis le flysch proprement dit, toujours éocène supérieur, et enfin un olistostrome, dit "flysch à lentilles", contenant un matériel subbriançonnais (y compris du Paléocène), à blocs parfois décamétriques. Il est même possible que les écailles de la Frasse, du Bouchet, de Roche Vieille et de Sulens soient également de gigantesques olistolites d'origine subbriançonnaise (Sulens, Roche Vieille) ou ultrahelvétique interne (Bouchet, La Frasse), auquel cas l'olistostrome pourrait être de l'Eocène terminal voire déborder sur l'Oligocène car le flysch de la Frasse est daté de l'Eocène supérieur (CHAROLLAIS et al.,1978)*

Ajoutons que, sous la klippe des Annes, existe un flysch "autochtone" qui lui aussi, comme en Ubaye-Embrunais, est couronné d'un olistostrome à blocs de Jurassique, Crétacé et Paléocène-Eocène inférieur (conglomérat à grandes nummulites reprenant lui-même un matériel subbriançonnais) et même de flysch à Helminthoïdes. On retrouve donc les caractéristiques des nappes de l'Embrunais-Ubaye , sauf qu'ici la formation est plus jeune, d'âge

---

*ce flysch est fait de turbidites dans le matériel desquelles on trouve des lithoclastes de rhyolites, de granitoïdes et de roches cristallophylliennes. Leur origine doit donc être recherchée dans une cordillère ultrahelvétique ou pennique frontale. Ces apports ne se retrouvent pas dans les olistolites sus-jacents ce qui montre l'évolution rapide de la paléogéographie à cette époque (recouvrement tectonique de la première zone d'alimentation ?).

oligocène certain, car le flysch "autochtone", bien que non daté lui-même, repose au Col de la Colombière sur les schistes à Meletta de l'Oligocène inférieur.

Cette variation d'âge de l'olistostrome du S vers le N indique bien la progression dans le même sens, et de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur, des effets orogéniques de la crise méso-alpine. Il faut toutefois reconnaître qu'il s'agit ici d'un effet de soulèvement progressif plus que d'une structuration profonde.

Les Préalpes suisses confirment les données précédentes. Le flysch ultrahelvétique y est de l'Eocène supérieur (les nummulites lutétiennes que l'on y connaît sont remaniées), et fait d'apports détritiques s'étalant du SE vers le NW, au sein de la sédimentation marneuse à Globigérines qui régnait alors dans le domaine helvétique (HOMEWOOD, 1976, 1977). Le matériel remanié est fait de Cristallin varié, de type valaisan et de presque tous les types du Mésozoïque à faciès ultrahelvétique ou valaisan, ainsi que de calcaires néritiques d'âge lutétien. On y connait également, à la base, des faciès chaotiques à olistolites, toujours alimentés par la même cordillère. Si l'on excepte les galets de calcaires lutétiens, le matériel détritique de l'Ultrahelvétique et celui du Niesen sont identiques, tous deux d'origine valaisanne, mais le premier est éocène supérieur, le second crétacé supérieur. Pour expliquer cette disposition, HOMEWOOD et al. (1984) ont supposé que le paléorelief valaisan frontal (Hautecour pour les géologues français) aurait été poussé sur le sillon du Niesen (=sillon du Quermoz pour les géologues français) au début du Tertiaire le protégeant ainsi de tout apport détritique, au moins pour sa plus grande partie. Cet ensemble se serait soudé avec la cordillère ultrahelvétique permettant ainsi l'alimentation du flysch ultrahelvétique en matériel valaisan.

Au sommet du flysch ultrahelvétique, on retrouve un faciès "wildflysch", probablement oligocène, comprenant des éléments issus des domaines ultrahelvétique interne, valaisan, briançonnais et même ligure, dont l'âge va du Permien à l'Eocène.

Sur le versant italien des Alpes, les informations sont très pauvres par manque d'affleurements. Dans le secteur étudié ici, il faut aller chercher les plus proches dans le Montferrat de Turin où le détritisme apparaît assez brutalement, dans la série tertiaire, à l'Oligocène seulement (formation de Ranzano). Ce sont des conglomérats et des grès grossiers, dont le matériel provient des zones Sesia, Ivrée et Canavèse. Malheureusement, cette indication n'est que celle d'un soulèvement brutal ayant déclenché une crise d'érosion. La crise tectonique responsable est forcément antérieure, mais reste vague.

Même conclusion dans les Alpes Maritimes italiennes où la série des molasses padanes débute par l'Oligocène inférieur-moyen qui recouvre en discordance les structures alpines internes.

En fait, tous ces renseignements sont peu significatifs car là où l'on a des séries plus complètes, c'est-à-dire en Lombardie, donc à l'Est du secteur couvert par cette note, le détritisme, même grossier, commence dès le Crétacé supérieur, ce qui traduit bien la précocité, classiquement reconnue, de l'orogenèse de ce secteur très interne des Alpes. Il devient dès lors difficile, sinon impossible, de séparer par le seul détritisme ce qui revient respectivement aux phases éo-alpine et méso-alpine puisque, répétons-le, ce détritisme ne traduit que des soulèvements.

En conclusion, en associant les données qu'apporte le détritisme et les indices de paléostructuration, on constate que l'activité tectonique méso-alpine débute probablement à l'Yprésien, connaît un paroxysme au Lutétien puis se prolonge ou est relayée par une nouvelle crise après le Bartonien. La phase méso-alpine débuterait donc plus tôt qu'on ne l'admet classiquement, au Lutétien, voire à l'Eocène inférieur, au moins localement, au lieu de Priabonien, ce qui implique que le raccourcissement du bâti alpin a pu commencer alors que la sédimentation marine se poursuivait en surface. En tout cas, ces mouvements seraient synchrones de ceux des Pyrénées ou de la Provence, ce qui paraît logique, les cause étant les mêmes en définitive.

Ces conclusions, basées sur les données stratigraphiques peuvent être complétées par la radiométrie. On sait en effet que la crise méso-alpine s'accompagne, dans les zones internes, d'un métamorphisme barrovien daté de 38 +/- 2 Ma (BOCQUET-DESMONS et al., 1974). Dans les régions étudiées, cet âge K/Ar est celui, non du refroidissement, mais de la cristallisation (ou recristallisation) des micas blancs datés car la température n'a pas dépassé celle à laquelle se fait la fermeture isotopique de ces minéraux (350° pour le système K/Ar). On date donc bien ici, avec la cristallisation des micas blancs, la culmination thermqiue du métamorphisme méso-alpin. Celle-ci serait du Bartonien tout à fait supérieur ou de la limite Bartonien-Priabonien dans l'échelle d'Odin, mais priabonienne dans celle de Berggren (CAVELIER et POMEROL, 1986).

Or des travaux récents portant sur la Vanoise 27 ont montré que cette culmination thermique est postérieure à deux phases de déformation affectant toutes deux le flysch noir briançonnais (ici, les "Schistes de Pralognan"). L'échelle d'Odin ne laisse aucune place pour elles ou oblige à considérer que le flysch noir de Vanoise ne peut pas être plus récent que le Bartonien inférieur. L'échelle de Berggren donne un peu plus de temps, mais, dans les deux cas, les contraintes imposées par la stratigraphie imposent un déroulement très rapide de cette crise bartono- priabonienne au sein de la phase méso-alpine.

OUVRAGES CITES DANS LE TEXTE

ACKERMANN A. (1986).- Le flysch de la nappe du Niesen. Ecl.Geol. Helv. 79, p. 641-684.

ANTOINE P. et BARBIER R. (1978).- La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moutiers (Savoie). C.R.Ac.Sc. Paris, t. 286, p. 1849-1851.

ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C., GIDON M. (1978).- Les rapports entre le flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). C.R.Ac.Sc. Paris, t.290, p.1451-1453.

BADOUX H. et MERCANTON C. (1962).- Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médianes en Chablais. Ecl.Geol.Helv. 55, p.135-188.

BARBIER R. (1948).- Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise l'Arc et l'Isère. Mém. Carte Géol. Fr., 291 p.

BLANCHET F. (1936).- Etude géologique des montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.19, p.1-189.

BOCQUET (DESMONS) J., DELALOYE M., HUNZIKER J.O., KRUMMENACHER D. (1974).- K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. Contrib. Miner.Petrol., 47, p.7-26.

BOURBON M. (1981).- Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des lacunes et des condensations de la série pélagique briançonnaise. Thèse 3e cycle, Paris, 92 pages.

BYRAMJEE R, LEMOINE M., POIMBOEUF F. (1953).- Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise au NW de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). C.R.Ac.Sc.Paris, t.236, p.724-726.

CARON C. (1976).- La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. Ecl.Geol. Helv., t. 69, p.297-308.

BRAVARD C. (1982).- Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au N. du Lautaret. Géologie Alpine, t.58, p.5-14.

CAVELIER Cl. et POMEROL C. (1986).- Stratigraphie du Paléogène. Bull. Soc.Geol.Fr., (8), II, p.255-256.

CHAROLLAIS J, CHATEAUNEUF J., MANIVIT H., ROSSET J., STEEN D., TOUMARKINE M. (1976).- Sur un flysch ultrahelvétique de la klippe de Sulens (Haute-Savoie). Bull. B.R.G.M. (2), sect.1, p.289-304.

DEVILLE E. (1987).- Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises). Thèse, Chambéry, 296 p.

ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 561 p.

ELLENBERGER F. et RAOULT J.F. (1979).- Les enseignements géologiques des rochers de la Loza à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav. Sc. P.N.V., X, p. 37-63.

HOMEWOOD P. (1976).- Sur les faciès des flyschs ultrahelvétiques dans les Préalpes internes romandes. Ecl. Géol. Helv., 69, p.281-296.

HOMEWOOD P. (1977).- Ultrahelvetic and North Penninic Flysch of Prealps: a general account. Ecl.Geol.Helv., 70, p. 627-642.

HOMEWOOD P., ACKERMANN T., ANTOINE P., BARBIER R. (1984).- Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre zones ultrahelvétique et valaisanne. C.R.Ac.Sc.Paris, t.299, p.1055-1059.

HUNZIKER J.C., DESMONS J., MARTINOTTI G. (1987).- Alpine thermal evolution in the Central and Western Alps. London Geol.Soc., sp. paper, sous presse.

JAILLARD E. et DEBELMAS J. (1986).- Nouvelles hypothèses sur l'interprétation stratigraphique et structurale des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales). C.R.Ac.Sc. Paris, t.302, p.35-38.

KERCKHOVE Cl. (1969).- La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine, t.45, p.5-204.

- **(1980).**- Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. Mém. B.R.G.M., n°107,p. 234-255.

KERCKHOVE Cl. et PAIRIS J.L. (1986).- Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes: l'exemple du flysch subbriançonnais de St Clément (nappes de l'Embrunais-Ubaye). C.R.Ac.Sc.Paris, t.303, p. 1227-1232.

KERCKHOVE Cl. et PAIRIS J.L. (1987).- Le flysch de St Clément (Haut-Embrunais): un paléoprisme d'accrétion nummulitique dans la zone subbriançonnaise. Géologie Alpine, Mém. h. s., n°13, p. 371-378.

MARTINEZ-REYES J. (1980).- Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mt Niélard et du Cheval Noir (Savoie); le problème des unités à flysch. Thèse, Chambéry, 146 p.

MARTINEZ J., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., TARDY M. (1978).- Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie): conséquences paléogéographiques. C.R.Ac.Sc.Paris, t. 288, p.203-206.

PAIRIS J.L. (1987).- Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est Français. Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13, p.283-298.

PAIRIS J.L., GIDON M., FABRE S., et LAMI A. (1986).- Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. C.R.Ac.Sc.Paris, 303, p.87-92.

PLATT J.P. et LISTER G. (1985).- Strutural history of high-pressure metamorphic rocks in the Southern Vanoise massif and their relation to Alpine tectonic events. J. Struct. Geol. 7, p.19-35.

ROSSET J., CHAROLLAIS J. et coll. (1976).- Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Ecl.Geol. Helv., 69, p.359-402.

SERRE A. (1983).- Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales: les unités à flysch paléogène de la région de St-Jean-de-Maurienne (Savoie). Thèse 3° cycle, Chambéry, 163 p.

TOURY A. (1985).- Etude géologique de la haute vallée de la Valloirette entre Valloire, le Col du Galibier et les Aiguilles d'Arves (Savoie). Thèse Chambéry, 208 p.

WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C., BAUD A., (1976).- Réhabilitation de la zone "submédiane" des Préalpes. Ecl.Geol. Helv., t.69, p.265-278.

LA "CORDILLERE" DU LAC D'ALLOS

Jean-Louis PAIRIS* et Claude KERCKHOVE*

Résumé

Le flysch de l'unité du Lac d'Allos (zone subbriançonnaise des nappes méridionales de l'Ubaye) montre une base conglomératique (attribuée à l'Eocène moyen) qui scelle des structures un peu plus anciennes constituées essentiellement de chapelets d'écailles tectoniques dans lesquelles on relève même des lambeaux de séries inverses.

Ce dispositif témoigne de l'importance et de la précocité des mouvements de structuration dans le bassin marin tertiaire qui seraient ainsi anté-bartoniens, voire anté-biarritziens. L'existence d'une tectonique précoce, à composante tangentielle importante ainsi mise en évidence dans cette "Cordillère" du Lac d'Allos, repose la question de la signification des structures anté-priaboniennes ("Cordillères" *auct.*) qui jalonnent les confins externes/internes au Tertiaire dans les Alpes.

Abstract

The flysch of the Lac d'Allos Unit (Zone subbriançonnaise of the Southern Ubaye nappes, in the Southern French Alps) begins with a thick conglomeratic level (assigned to the Middle Eocene) which seals older tertiary structures. These ones show piled slices (with relicts of reversed series) along reverse fault planes (perhaps old overthrusts).

This "Cordillère" du Lac d'Allos, is one of the antepriabonian stuctures which stake out the boundary of the external/internal zones in the Alps. Such structures outline the importance and the precocity (ante-Bartonian, perhaps ante-Biarritzian) of these tectonic movments in the Tertiary Alpine basin.

1. INTRODUCTION

Dans la partie méridionale des nappes de l'Ubaye, entre la haute vallée du Var et la fenêtre de Barcelonnette (Alpes du Sud), la zone subbriançonnaise (fig. 1) est déjà relativement bien connue (Kerckhove, 1969). Le détritisme qu'elle montre au Néocrétacé et au Tertiaire a été récemment réexaminé en détail (Blanc et al., 1987 a et 1987 b). Il s'exprime dans ses diverses unités (Lac d'Allos, Trois-Evêchés, Pelat) par des flyschs de nature et d'âge variés. Les flyschs éocènes de ces unités présentent une nette similitude : ils débutent en général par une formation conglomératique, qui rapidement passe latéralement à une formation gréso-calcaire, pour se terminer par une formation gréseuse, qui elle-même passe latéralement à une formation gréso-pélitique. Les faunes de plate-forme, remaniées dans le bassin de ces flyschs, sont constituées par des nummulites de l'Eocène moyen (*N.perforatus*, *N.biarritzensis*, *N.millecaput*, formes qui indiquent le Bartonien ou le Biarritzien) seules représentées d'abord, puis accompagnées de formes priaboniennes (*N.fabianii*) qui se mêlent au cortège au moment où le bassin passe sous la CCD (Blanc et al., *ibid*).

---

* UNIVERSITE JOSEPH FOURIER, INSTITUT DOLOMIEU, 15, RUE MAURICE-GIGNOUX, F-38031 GRENOBLE CEDEX. UNITE ASSOCIEE AU C.N.R.S., UA 69, GEOLOGIE ALPINE, PUBLICATION N°702

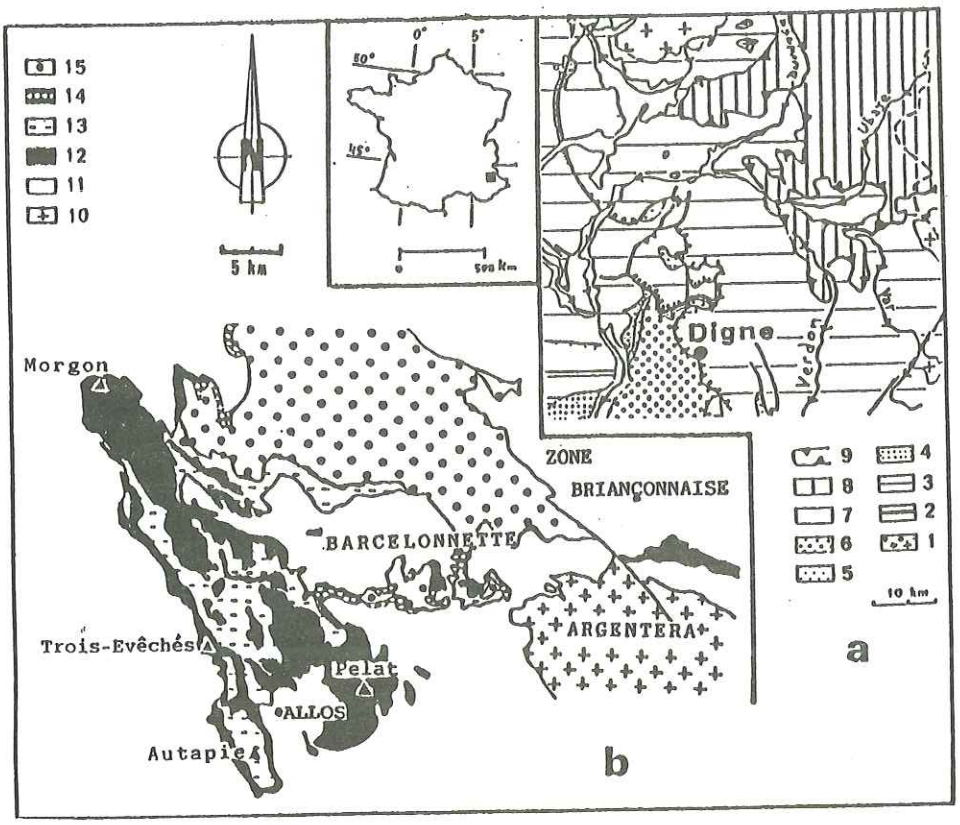


Figure 1: Schéma structural des nappes de l'Ubaye

a/ 1. Socle antétriasique . 2. Couverture provençale. 3. Couverture dauphinoise. 4. Oligocène continental. 5. Miocène marin. 6. Ponto-Pliocène du bassin de Valensole. 7. Quaternaire. 8. Nappes internes .9. Chevauchement pennique .

b/ Zone externe - 10. Socle cristallin. 11. Couverture sédimentaire.

Nappes de l'Ubaye - 12. Unités subbriançonnaises. 13. Nappe d'Autapie. 14. Ecailles basales de la nappe du Parpaillon. 15. Nappe du Parpaillon.

Dans l'unité du Pelat, les flyschs éocènes sont transgressifs sur un flysch précoce, d'âge néocrétacé-paléocène (Blanc et al., 1987a et b; Kerckhove, 1969). Dans les deux autres unités, ces flyschs sont discordants sur un substratum mésozoïque typiquement subbriançonnais. Cette discordance, parfois masquée par la schistosité, est cependant très nette, en particulier dans l'unité du Lac d'Allos ainsi que dans les digitations de Tête Ronde et du Vallonnet de l'unité du Pelat. Le Mésozoïque, avec sa forte structuration, témoigne d'une étape de serrage importante, antérieure aux dépôts biarritziens et/ou bartoniens, donc paléocène et/ou yprésienne.

2. LE SUBSTRATUM DU FLYSCH EOCENE DE L'UNITE DU LAC D'ALLOS

Les puissants conglomérats, premier terme du flysch éocène de cette unité (fig. 2) constituent le verrou -d'origine glaciaire- derrière lequel s'est installé le lac d'Allos. Ces conglomérats sont surmontés par une formation gréso-pélitique mince au-dessus de laquelle apparaît, couronnant cette série, la formation gréseuse terminale, les Grès du Laus. Le substratum du flysch éocène se développe sur les rives et autour du lac. Il bute vers le sud-est contre une importante fracture de direction N 45 environ, la faille de l'Encombrette, qui surélève l'autochtone relatif des nappes de l'Ubaye et amène ainsi les Grès d'Annot subhorizontaux des Tours du Lac contre le Subbriançonnais très redressé (fig. 3).

2.1. LA COUPE DE VALPLANE (fig. 3)

Au sud du lac, dans le Subbriançonnais du versant sud-ouest de la Tête de Valplane, le biseau de discordance situé sous les conglomérats du flysch, prend en oblique une série renversée qui comprend, de haut en bas :

-du Trias dolomitique;

-des calcaires gris du Bathonien, coquilliers parfois, tout à fait similaires aux couches à rhynchonelles que l'on rencontre dans le massif du Morgon par exemple;

-des calcaires micritiques à organismes planctoniques, néocrétacés d'abord puis paléocènes et éocènes.

2.2. LA COUPE DU VALLONNET

Au nord du lac d'Allos, dans les contreforts sud-ouest du massif du Pelat, la base conglomératique du flysch de l'Eocène moyen constitue souvent une assise épaisse (fig. 4). Cette dernière est surtout développée en rive gauche du torrent du Vallonnet, dans les digitations du Vallonnet et de Tête Ronde de l'unité du Pelat.

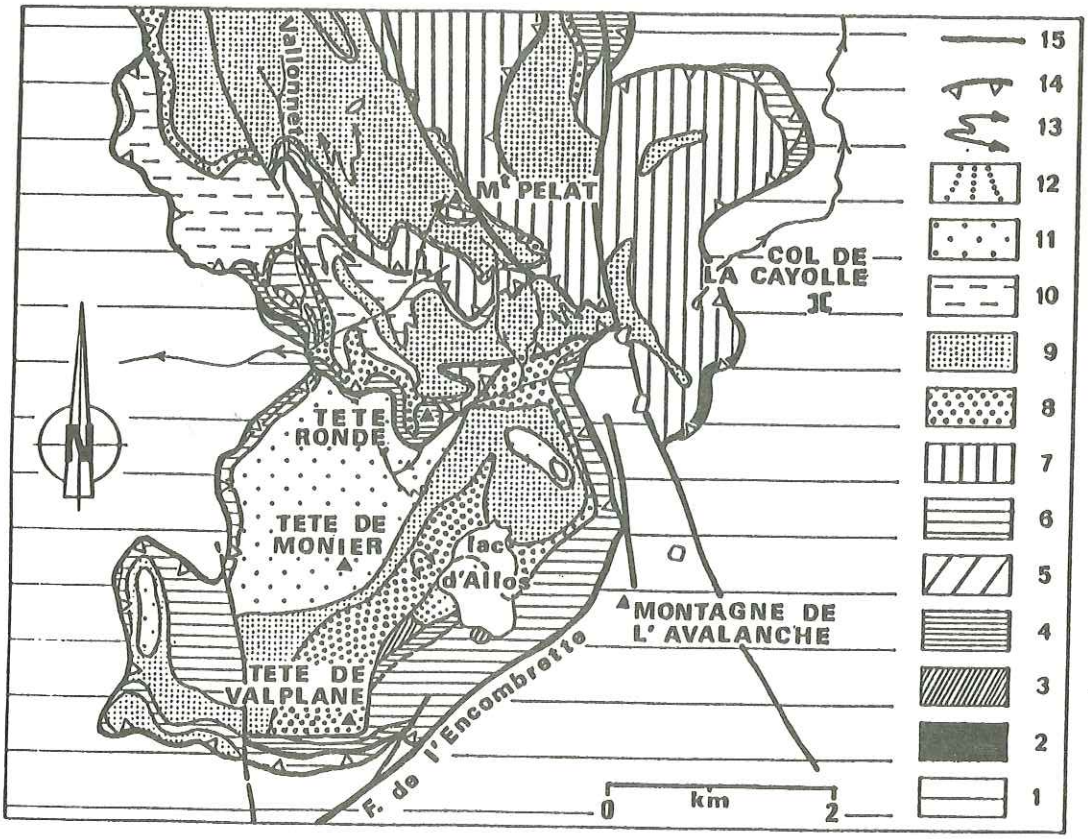


Figure 2: Schéma structural des unités subbriançonnaises dans le secteur du lac d'Allos

1. Autochtone; 2. Gypses triasiques; 3. Dolomies triasiques; 4. Dogger; 5. Tithonique; 6. Calcschistes planctoniques néocrétacés-paléogènes; 7. Flysch du Pelat; 8. Conglomérats du flysch éocène; 9. Formation gréso-calcaire de l'Unité du Pelat ou Formation gréso-pélitique de l'Unité du Lac d'Allos; 10. "Série brune" de l'Unité du Pelat; 11. Grès du Laus (Unité du Lac d'Allos); 12. Eboulis quaternaires; 13. Replis; 14. Chevauchement; 15. Faille

Contours d'après la carte d'Allos 1/50.000 (GUBLER, 1967), légèrement modifiés.

En direction du sud-est, ces conglomérats passent à des horizons conglomératiques plus réduits et quelquefois localement lenticulaires reposant en discordance sur le Flysch du Bachelard (néocrétacé-paléocène) de la digitation de la Barre du Pelat. Plus loin vers l'est, ils disparaissent totalement.

Dans la basse vallée du torrent du Vallonnet (entre les cotes 1900 et 2300), les conglomérats de la digitation du Vallonnet reposent successivement, le long d'une même transversale, sur plusieurs lames tectoniques en contact anormal les unes avec les autres. On trouve ainsi, rapprochées et empilées (fig. 4) :

-une lame inférieure, surtout constituée de calcschistes planctoniques clairs sur lesquels viennent quelques mètres de calcschistes paléogènes à patine un peu fauve; près du contact de ces niveaux apparaît un chapelet de gros blocs décimétriques, de Tithonique et de Dogger calcaire inclus dans la sédimentation;

-une écaille comprenant d'abord du Dogger calcaire, conglomératique à la base, reposant sur la précédente par un liseré de 1 à 2 m de Trias. Les bancs calcaires sont surmontés de quelques mètres de calcaires argileux à Zoophycos sur lesquels viennent 2 mètres de marnes brunâtres à minces bancs calcareux à patine jaunâtre. Ce dernier niveau correspond aux Terres noires jurassiques. Il est directement surmonté par quelques mètres de schistes noirs du Crétacé "moyen" qui sont tout à fait

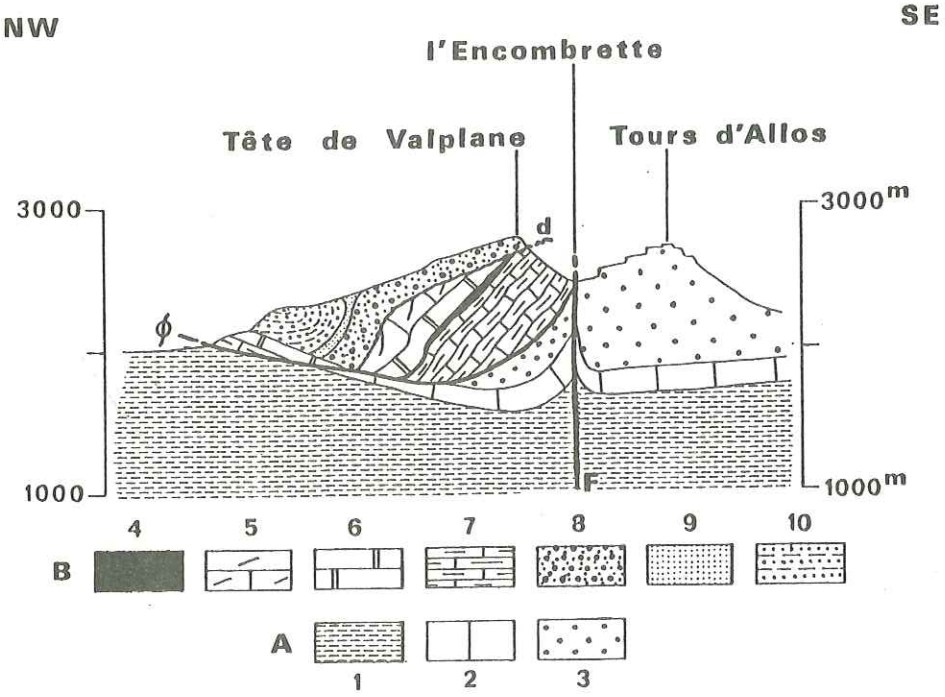


Figure 3: Coupe de l'Unité du Lac d'Allos

A. Autochtone: 1. Mésozoïque; 2. Calcaires et marnes nummulitiques; 3. Grès d'Annot.

B. Zone subbriançonnaise: 4. Gypses triasiques; 5. Dolomies triasiques; 6. Dogger; 7. Calcschistes planctoniques néocrétacés-paléogènes; 8. Conglomérats du flysch éocène; 9. Formation gréso-pélitique; 10. Grès du Laus.

Ø Surface de chevauchement; F. Faille de l'Encombrette; d. discordance

semblables à l'horizon de "Black Shales" décrit plus au nord dans la zone subbriançonnaise (Kerckhove et Léreus, 1987; Chenet, 1978). On note dans ce niveau quelques gros blocs de Tithonique. Plusieurs mètres de calcschistes planctoniques clairs couronnent la série;

-une lame de calcaires micritiques, à bélemnites, probablement tithonique vient au-dessus;

-après une lacune d'observation qui correspond à la partie basse de la rive droite du torrent du Vallonnet, la coupe reprend en rive gauche : elle débute par une lame de calcaires bien lités, en bancs décimétriques le plus souvent, probablement à rapporter eux aussi au Tithonique. Contrairement à ceux de l'élément précédent, ces calcaires montrent un grand nombre de zones siliceuses stratoïdes noires. Ils sont surmontés de quelques mètres de brèches à éléments surtout calcaires, à ciment de schistes noirs, niveau qui est manifestement à rapporter aux "Black Shales" à blocs du Crétacé "moyen".

Le conglomérat tertiaire du flysch éocène repose directement sur les niveaux bréchiques des Black Shales qu'il ravine. Il constitue un niveau repère épais tout le long de la rive gauche du torrent puis passe en rive droite après avoir déterminé une cascade dans le lit du cours d'eau. Il monte en oblique sur cette dernière rive, passant par-dessus le système d'écailles précédemment décrit qu'il scelle manifestement (fig. 4).

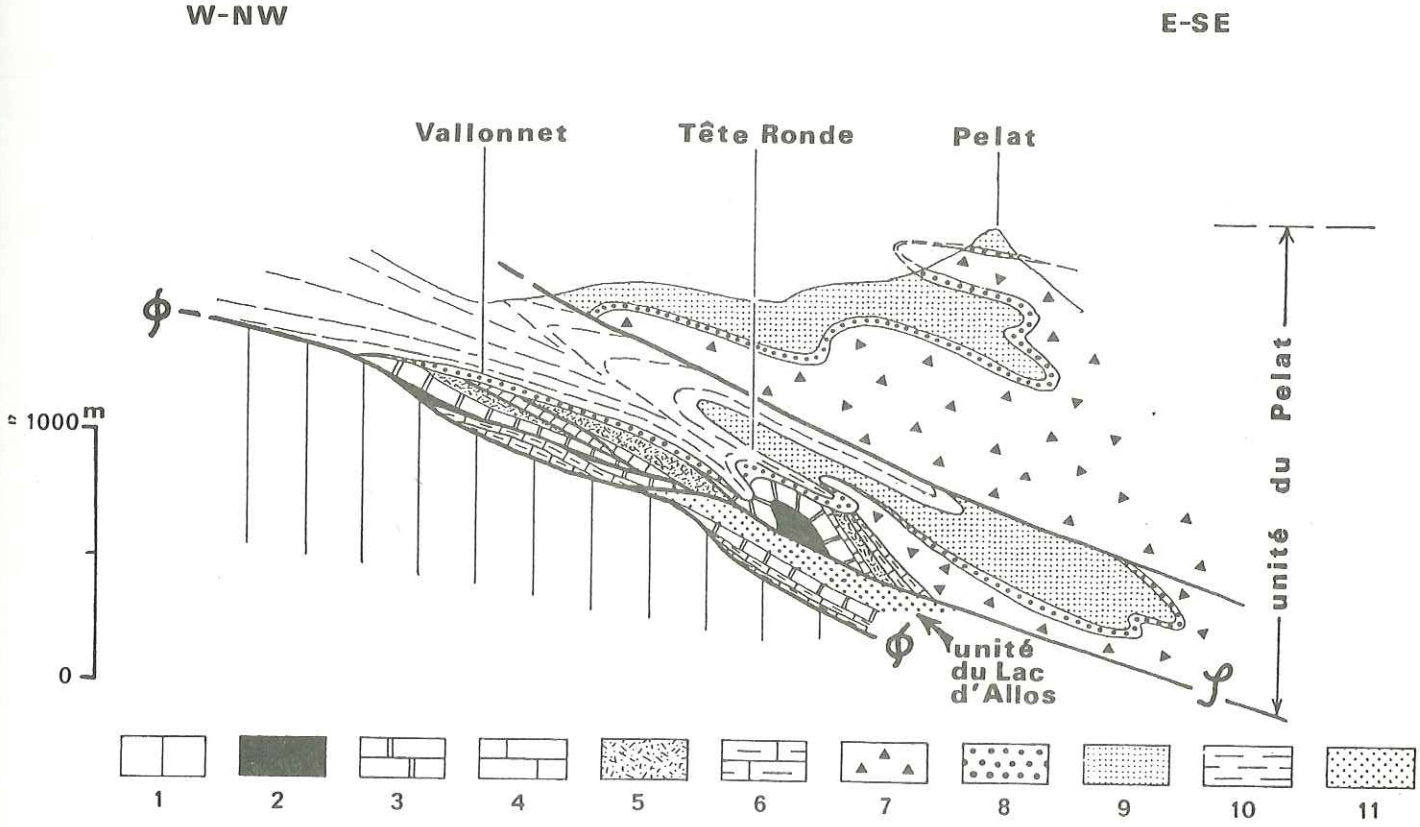


Figure 4: Schéma de l'organisation structurale des digitations de l'Unité du Pelat

1. Autochtone; 2. Gypses triasiques; 3. Dogger; 4. Tithonique; 5. Black-Shales; 6. Calcschistes planctoniques néocrétacés-paléogènes; 7. Flysch du Bachelard; 8. Conglomérats du flysch éocène; 9. Formation gréso-calcaire de l'Unité du Pelat; 10. "Série brune" (=Formation gréso-pélitique de l'Unité du Pelat); 11. Grès du Laus (Unité du Lac d'Allos).

Ø Surface de chevauchement général des nappes de l'Ubaye;
℘ Chevauchement de l'Unité du Pelat

Noter à la base du flysch éocène, les conglomérats qui scellent une structuration très élaborée par une tectonique plus ancienne (plis, écailles imbriquées).

On voit ainsi que ces flyschs éocènes, qui sont en continuité lithologique d'une digitation à l'autre dans l'unité du Pelat, reposent successivement sur des séries nettement tectonisées dont les contacts anormaux sont scellés par la surface de discordance. Ces écailles tectoniques répètent les séquences chronologiques mais montrent des faciès dissemblables (en particulier les niveaux calcaires du Jurassique supérieur). Elles appartiennent manifestement à des domaines paléogéographiques quelque peu différents, qui ont été rapprochés par des mouvements tectoniques anciens.

3. CONCLUSION

Le détritisme des séries du Paléogène subbriançonnais, par l'identité qu'il montre dans les nappes de l'Ubaye, indique que les différentes unités qui constituent le soubassement des flyschs éocènes ne devaient pas être très éloignées les unes des autres dans le bassin tertiaire au moment de cette sédimentation. L'existence d'un conglomérat (constituant la première des formations de ces flyschs éocènes) qui s'étend d'une unité à l'autre en scellant des paléostructures (dans lesquelles on reconnaît des plis et des failles inverses) montre à l'évidence :

-la précocité des mouvements de structuration dans le bassin marin; ces derniers sont antébartoniens, voire antébiarritziens;

-l'importance de ces mouvements précoces dans ce secteur de la chaîne alpine en gestation : le rapprochement de domaines de sédimentation différents, le déversement des unités, voire leur renversement, trahit l'existence à cette époque d'un serrage de grande ampleur. Ce dernier a été capable de basculer des plans de fractures (ayant antérieurement joué en décrochements ?) et/ou de provoquer déjà à cette époque des écaillages, voire des charriages, dans ces unités penniques frontales.

Ces mécanismes, sont à rapprocher de ceux qui ont permis, à l'Eocène moyen, l'élaboration du prisme d'accrétion du Flysch de Saint-Clément récemment décrit sur la marge externe du domaine subbriançonnais dans le Haut-Embrunais (Pairis et Kerckhove, 1987; Kerckhove et Pairis, 1986). Ils sont responsables de la création d'une zone fortement structurée aux confins des zones externe et interne alpines, la Cordillère du lac d'Allos. Cette structure montre des indices d'une tectonique très précoce à composante tangentielle. Dès lors, la signification des structures antépriaboniennes qui jalonnent les confins externes/internes dans les Alpes (Cordillères *auct.*) se retrouve posée.

BIBLIOGRAPHIE

BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C. et PERRIAUX J. (1987a) -La Formation du Bachelard (Néocrétacé-Paléocène) dans l'unité du Pelat. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 273-282.

BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. et JEAN S. (1987b) -Les flyschs éocènes des unités subbriançonnaises méridionales des nappes de l'Ubaye (Alpes occidentales françaises). *Géol.Apine*, Mém. h.s. n°13, pp. 357-370.

CHENET P. Y. (1978) -La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse Doc. Ing., Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 385 p.

GUBLER Y. (1967) -Carte Allos à 1/50 000. B.R.G.M., Fr. édit. Orléans.

KERCKHOVE C. (1969) -La "Zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol.Alpine*, t. 45, pp. 5-204.

KERCKHOVE C. et LEREUS C. (1987) -Le détritisme des Black Shales crétacés du domaine subbriançonnais durancien. Nouvelles données tirées du massif du Morgon : un olistostrome à matériel triasique issu d'un diapir synsédimentaire. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 235-245.

KERCKHOVE C. et PAIRIS J.L. (1986) -Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes : l'exemple du Flysch subbriançonnais de Saint-Clément (Nappes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises). *C.R.Acad.Sc., Paris*, t. 303, n°13, pp. 1227-1232.

PAIRIS J.L. et KERCKHOVE C. (1987) -Le Flysch de Saint-Clément (Haut-Embrunais) : un paléoprisme d'accrétion nummulitique dans la zone subbriançonnaise. *Géol.Alpine*, Mém. h.s. n°13, pp. 371-378.

LES WILDFLYSCHS DU SECTEUR ENTRE ARVE ET GIFFRE (HAUTE-SAVOIE, FRANCE)

Par **Pascal KINDLER** *

RESUME. - La région entre l'Arve et le Giffre au SW de Samoëns (Haute-Savoie, France) est en grande partie recouverte par des dépôts morainiques quaternaires. Cependant, vingt-deux unités lithostratigraphiques plus anciennes ont été identifiées au-dessus du substratum delphino-helvétique. Elles ont été regroupées en 4 zones géographiques :
- La zone d'Arâches correspond à un wildflysch helvétique contenant des lentilles calcaires et gréseuses, d'âge jurassique supérieur à éocène et de faciès ultrahelvétique.
- La zone de Morillon constitue un empilement de grès et de calcschistes d'âge jurassique moyen et d'affinité ultrahelvétique
- La zone du Châtelard est décrite comme un mélange pennique-moyen, comprenant des éléments d'affinité briançonnaise et piémontaise, du Carbonifère à l'Eocène.
- La zone de Châtillon peut être interprétée comme un mélange nord-pennique riche en lentilles de brèche et de gypse, comparable à la zone Submédiane des Préalpes romandes.
Deux sections fondamentales sont décrites : la première montre les rapports entre la zone d'Arâches et le soubassement delphino-helvétique (Grès de Taveyanne); la seconde fournit des indications sur la structure de la zone de Morillon.

ABSTRACT - The Arve and Giffre area SW of Samoëns (Haute-Savoie, France) is mostly covered by recent glacial deposits; however, twenty-two older lithostratigraphical units have been identified, especially in small river beds and along recent roads. On the basis of their lithological, sedimentological, chronological and paleogeographical characteristics, they can be regrouped in 4 geographical zones :
- The Arâches Zone corresponds to an helvetic melange containing Cretaceous to Tertiary limestone and sandstone blocks of ultrahelvetic affinities.
- The Morillon Zone forms a stack of mid-jurassic sandstones and shales resembling ultrahelvetic facies.
- The Châtelard Zone is described as a deformed mid-penninic "wildflysch" composed of Carboniferous to Eocene lenses close to briançonnais and piémontais terranes.
- The Châtillon Zone can be interpreted as a gypsum and breccia rich north-penninic melange, comparable to the Submediane Zone of the Swiss Prealps.
Two key-sections are described : the first one showing the relation between the Arâches Zone and the delphino-helvetic basement (Taveyanne Sandstones); the second one which gives informations on the structure of the Morillon Zone

Introduction

Situé en Haute-Savoie, à 45 km au SE de Genève, le massif entre Arve et Giffre forme un trapèze d'environ 50 km^2 entre les localités de Cluses, Taninges, Samoëns et Arâches.
Ce secteur de moyenne montagne (alt. 800-1600 m), aux reliefs adoucis et recouverts de végétation, constitue le rebord méridional des Préalpes du Chablais (*fig.* 1). Il se rattache plus précisément à la partie interne des Préalpes inférieures ou ultrahelvétiques.

* Dépt. de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse

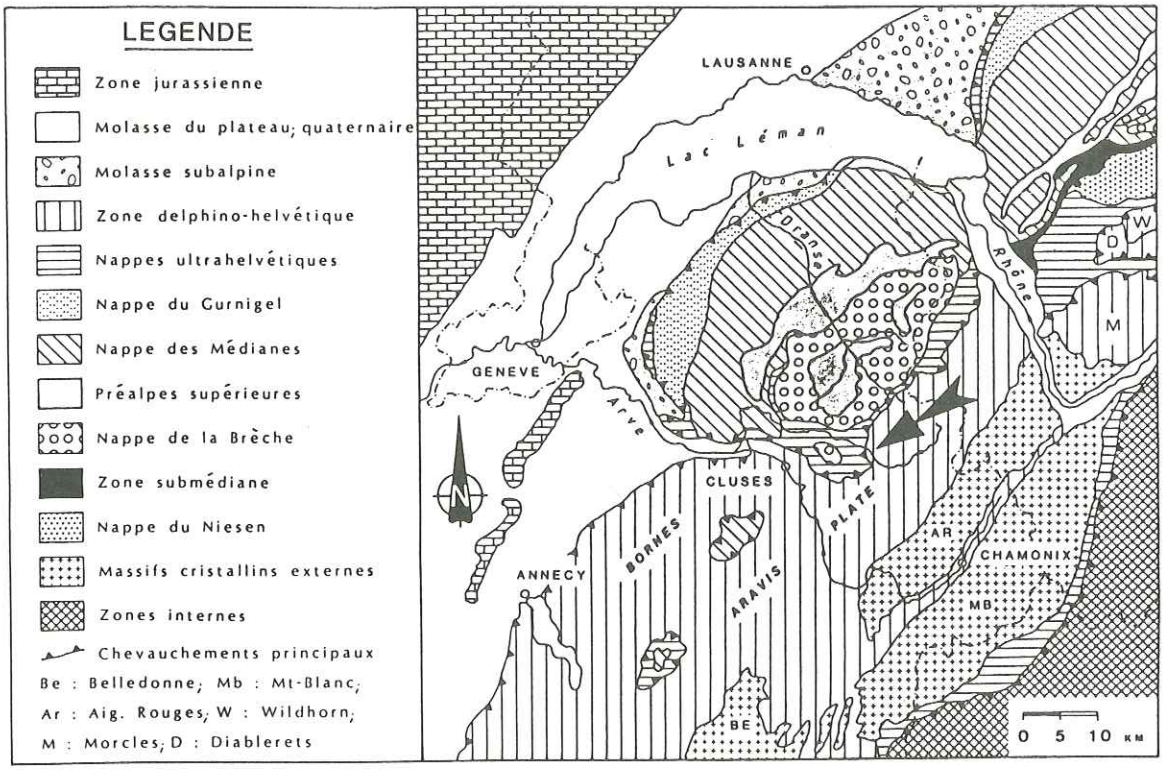


fig 1. : Carte structurale du secteur étudié (flèche).

Historique

A. LILLIE établit en 1937 la carte géologique au 1:50.000 de ce périmètre. Il y reconnaît quatre unités tectoniques chevauchant l'autochtone delphino-helvétique représenté par les Grès de Taveyanne ou le flysch marno-micacé. De haut en bas :
- la nappe de la Brèche (Trias et Schistes inférieurs);
- la nappe du Niesen (brèche éocène de Châtillon);
- la zone Submédiane (calcaires et brèches crétacés);
- les Préalpes internes, subdivisées elles-même en quatre sous-unités (de bas en haut) :
  - un flysch basal (wildflysch ultrahelvétique);
  - la nappe d'Anzeinde (Malm à Crétacé supérieur);
  - la nappe du Laubhorn (Trias, Aalénien, Bajocien);
  - un flysch sommital (grès tertiaires).

En 1981, B. DE LEPINAY reprend l'étude la région dans le cadre d'un travail général sur les Préalpes chablaisiennes. Cet auteur distingue trois unités (de bas en haut) :
- un olistostrome sommital helvétique en continuité stratigraphique avec les Grès de Taveyanne;
- un olistostrome identique au précédent, mais d'origine plus méridionale, helvétique interne ou ultrahelvétique, donc décollé de son substratum;
- la klippe de St-Sigismond, rattachée à la nappe de la Brèche.

Très polygéniques, les éléments de ces wildflyschs proviendraient des nappes préalpines "en marche"; l'olistostrome décollé présenterait en outre un écrasement plus marqué que son homologue autochtone. Cette nouvelle interprétation s'oppose totalement aux concepts tectoniques de LILLIE.

Description géologique

Malgré l'importante couverture morainique, la rareté et la discontinuité des affleurements de roches anciennes, nous avons pu définir 22 unités lithostratigraphiques distinctes (KINDLER 1988). Sur la base de critères lithologiques, chronologiques, sédimentologiques et paléogéographiques, ces unités ont été regroupées en quatre zones géographiques (*fig.* 2) :
- **la zone d'Arâches**, au SE, correspond à un wildflysch dont les lentilles calcaires, gréseuses et marneuses, d'âge jurassique supérieur à éocène, montrent des affinités avec les formations ultrahelvétiques d'autres régions;
- **la zone de Morillon**, au centre de notre secteur, se présente comme un empilement chaotique de terrains schisteux et gréseux, attribués au Dogger et de faciès ultrahelvétique;
- **la zone de Châtillon**, au NE, regroupe des lentilles bréchiques d'âge crétacé et tertiaire, analogues aux brèches du domaine valaisan et montre de nombreux amas de gypse;
- **la zone du Châtelard** consiste en un wildflysch tectonisé, à éléments très divers d'âge carbonifère à éocène, issus des domaines briançonnais et piémontais.

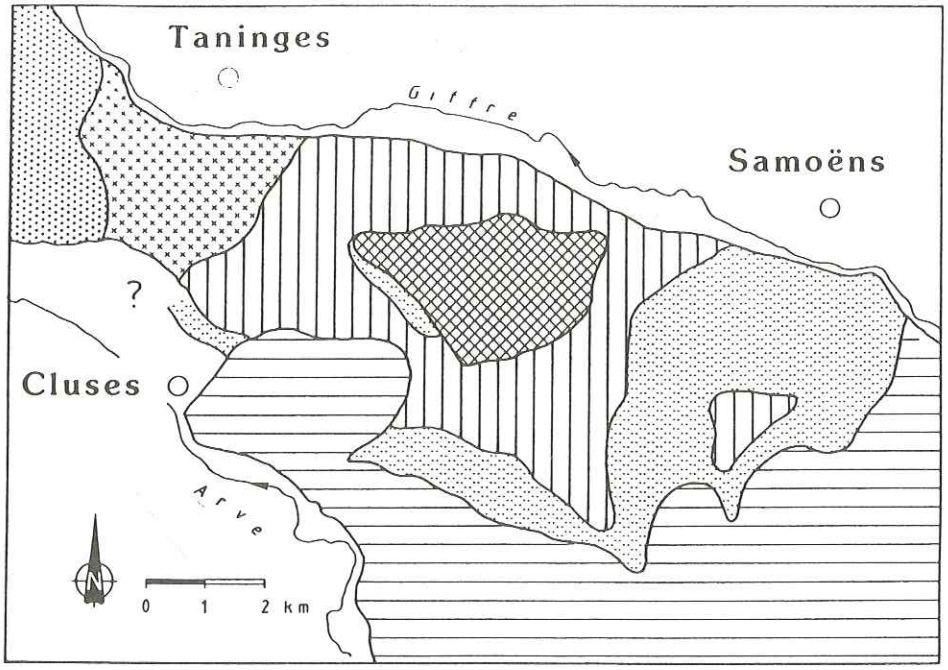


fig. 2 : Esquisse géologique entre Arve et Giffre. Gros points = nappe des Préalpes Médianes; croix = zone de Châtillon; lignes verticales = zone de Morillon; carrés = zone du Châtelard; petits points = zone d'Arâches; lignes horizontales = soubassement delphino-helvétique jusqu'aux Grès de Taveyanne inclus.

Description structurale

Les zones d'Arâches et de Morillon se situent en position basale; celle du Châtelard au sommet; celle de Châtillon sépare les autres zones de la nappe des Préalpes médianes. Les limites entre les zones sont généralement recouvertes par les dépôts morainiques; deux coupes permettent cependant de comprendre la structure du massif.

La coupe du ruisseau des Rots (coord. Lambert : 932.3/124.5/950 m, *fig.* 3); cette coupe montre de bas en haut et en position normale :
- *Niv. 1*, (6 m). bancs décimétriques de "grauwackes" à éléments andésitiques qui constituent le sommet des Grès de Taveyanne;

- *Niv. 2*, (18 m). lits marno-micacés bruns, à lamines silteuses, qui nous ont fourni des *Meletta* et une association de foraminifères planctoniques comprenant :

Cassigerinella sp.
Globigerina cf. *ciperoensis* BOLLI
Chiloguembelina sp.
Pseudohastigerina sp.;

En l'absence de formes typiques de l'Eocène, R. WERNLI (comm. orale 1987) attribue cette association à l'Oligocène inférieur.
- *Niv. 3*, (8 m). marnes s'enrichissant en lentilles de grès et de calcaires et passant graduellement au wildflysch de la zone d'Arâches.

Cette coupe illustre de manière beaucoup plus nette la transition stratigraphique entre les Grès de Taveyanne et un wildflysch sommital que la coupe très tectonisée de la Pointe de Cupoire (DE LEPINAY 1981, DE LEPINAY & FEINBERG 1982).

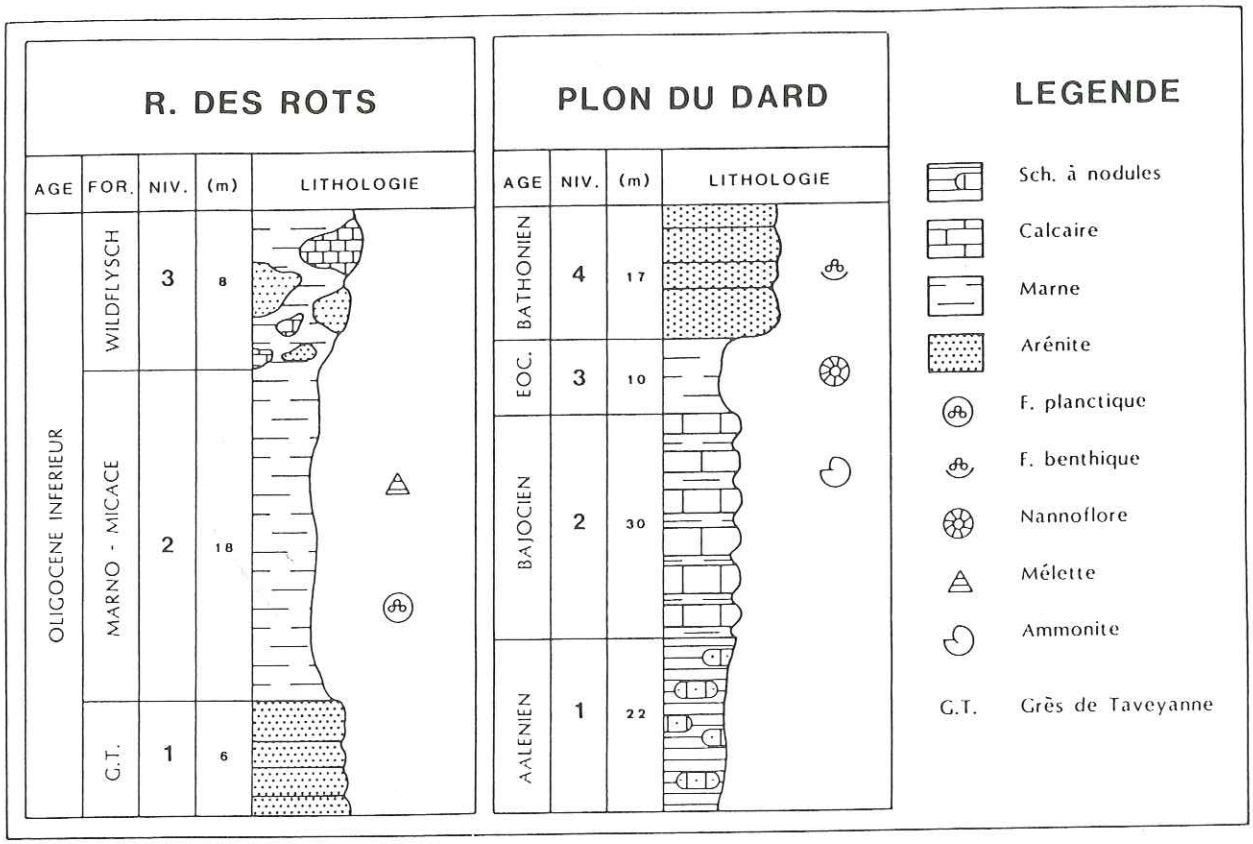


fig 3 : Coupes du ruisseau des Rots et du Plon du Dard; explications dans le texte.

La coupe du Plon du Dard (coord. Lambert : 932.8/126.1/1250-1330 m, *fig.* 3) comporte de bas en haut :
- *Niv. 1*, (22 m). argilites à nodules présentant des analogies de faciès avec l'Aalénien ultrahelvétique d'autres régions;
- *Niv. 2*, (30 m). alternance de bancs décimétriques calcaires et de passées marneuses datée par ammonites du Bajocien supérieur (KINDLER 1988);
- *Niv. 3*, (10 m). marnes micacées brunes, analogues aux marnes du ruisseau des Rots, contenant une association de nannoflore calcaire typique de l'Eocène (dét. H. MANIVIT) :

Ericsonia ovalis BLACK
Coccolithus pelagicus WALLICH
Braarudosphaera bigelowii GRAN & BRAARUD
Helicosphaera sp.
Prinsiaceae

- *Niv. 4*, (17 m) barre gréseuse attribuée au Bathonien sur la base de foraminifères benthiques (KINDLER 1988).

Interprétation

La zone d'Arâches apparaît ainsi comme un wildflysch helvétique à éléments ultrahelvétiques surmontant stratigraphiquement les Grès de Taveyanne et comparable au wildflysch de la Plaine-Morte (MASSON 1976). La qualité des affleurements ne permet cependant pas de déterminer si ce complexe chaotique correspond à un olistostrome ou à un glissement de terrain orogénique (ABBATE & al. 1981). L'intense tectonisation qui l'affecte parfois constitue un argument de poids en faveur de la seconde hypothèse.

La découverte de marnes tertiaires au sein de la zone de Morillon nous empêche désormais de la considérer comme une nappe ou une klippe homogène. Elle correspond plutôt à un empilement de lentilles hectométriques à kilométriques appartenant également au wildflysch de la zone d'Arâches.

Les lentilles d'affinité briançonnaise et piémontaise de la zone du Châtelard nous autorisent à la comparer avec un wildflysch pennique-moyen (HOMEWOOD & CARON 1982). Au vu de son importante tectonisation, elle devrait être interprétée comme un glissement de terrain orogénique ou un mélange tectonique.

La zone de Châtillon présente de grandes ressemblances avec la zone Submédiane des Préalpes romandes (WEIDMANN & al. 1976, HOMEWOOD 1977). Selon ce dernier auteur, cette zone correspondrait à un mélange nord-pennique.

Conclusions

La région entre l'Arve et le Giffre est formée de trois complexes chaotiques superposés :
- un **wildflysch helvétique** à éléments ultrahelvétiques (zones d'Arâches et de Morillon) en continuité stratigraphique avec les Grès de Taveyanne;
- un **mélange nord-pennique** à lentilles bréchiques de cachet valaisan (zone de Châtillon);
- un **mélange pennique-moyen** riche en éléments briançonnais et piémontais (zone du Châtelard).

La couverture quaternaire empêche de préciser la nature des contacts entre les complexes supérieurs et le wildflysch helvétique. En tous cas, la présente étude démontre que les notions de "nappes ultrahelvétiques", de "Préalpes internes" et d'"olistostrome sommital" doivent être remises en question dans cette partie de la chaîne alpine.

Références citées

ABBATE E., BORTOLOTTI V. et SAGRI M. (1981) - An approach to olistostrome interpretation. *I.A.S. 2nd Eur. reg. meeting, Bologna, Exc. guide-book*, 165-185.

HOMEWOOD P. (1977) - Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps : a general account. *Eclog. geol. Helv.*, 70/3, 627-641.

HOMEWOOD P. et CARON C. (1982) - Flysch of the Western Alps, in HSÜ K. J. - Mountain building processes, 157-168.

KINDLER P. (1988) - Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Thèse*. Univ. de Genève, 180 p.

LEPINAY B. de (1981) - Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino -helvétiques. *Thèse de 3ème cycle*. Univ. P. et M. Curie, Paris, 217 p.

LEPINAY B. de et FEINBERG H. (1982) - L'olistostrome sommital des grès delphino-helvétiques dans la partie nord-occidentale du massif de Platé-Haut-Giffre (Haute-Savoie, Alpes Occidentales) : Nature, âge et implications structurales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, 1279-1284.

LILLIE A. (1937) - Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. *Rev. géogr. Phys. Géol. dyn.*, vol. IX, fasc. 3, 233-298.

MASSON H. (1976) - Sur le wildflysch et l'Ultrahelvétique liés à la nappe de Morcles. Résumé. *Eclog. geol. Helv.*, 69/2, 279.

WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C. et BAUD A. (1976) -Réhabilitation de la "Zone submédiane" des Préalpes. *Eclog. géol. Helv.*, 69/2, 255 -277

Remerciements

Nous tenons à remercier ici les Professeurs J. CHAROLLAIS et W. WILDI (Univ. de Genève) pour leurs critiques constructives, ainsi que les Docteurs H. MANIVIT (Orléans) et R. WERNLI (Univ. de Genève) pour leurs précieuses déterminations micropaléontologiques.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

LE DÉTRITISME DE LA SÉRIE PIÉMONTAISE D'ARNASCO-CASTELBIANCO, RÉVÉLATEUR POSSIBLE DE DIRECTIONS LATITUDINALES DU RIFTING DANS LES ALPES MARITIMES ITALIENNES

Gérard ROYANT *

RESUME - Dans les Alpes Maritimes italiennes, la série piémontaise comporte, en plus de la série détritique contemporaine du rifting, des brèches d'âge Crétacé supérieur et un flysch priabonien. Cette répartition des marqueurs tectonosédimentaires du Lias inférieur au Priabonien, ainsi que la morphologie du bassin, un demi-graben étroit, paraissent contrôlées par des modalités d'évolution géodynamique nettement différentes de celles du Piémontais classique. Ainsi dans ce dernier domaine, la paléomarge de type <<atlantique>>, très large, résulte d'une évolution tectonique en extension pure durant le rifting.

En revanche, l'accumulation sur une même verticale de brèches répétées ainsi que le décalage des zones d'accrétion océanique, suggèrent que, durant le rifting, la morphogenèse de la paléomarge des futures Alpes Maritimes-italiennes paraissait liée au jeu d'une faille transformante est-ouest.

ABSTRACT - In the Italian maritimes Alps, the Piemont series contains, in addition to a clastic series contemporaneous of the rifting, breccias dated as Upper Cretaceous and a Priabonian flysch. This distribution of the tectonosedimentary markers from Lower Lias to Priabonian times and the morphology of the basin, a narrow half-graben appear to be controlled by geodynamic Conditions quiet different from those acting in the classical Piemont. So, in this last zone, the wide paleomargin of <<atlantic>> type result of a structural evolution under pure extensive conditions during the rifting phase. On the other hand, during the same time, the repetition of breccias in the same basin and a presumed E-W strike slip faulting suggest that the morphogenesis of the paleomargin corresponding to the future Italian maritimes Alps appeared linked to an east-west transform fault.

Sur la transversale d'Albenga, dans les Alpes Maritimes italiennes (fig. 1) la série piémontaise d'Arnasco-Castelbianco, (Royant et al., 1973 ; Royant, 1976 ; Vanossi et al., 1984), présente un détritisme abondant réparti, dans le temps, du Sinémurien au Priabonien. Elle enregistre de ce fait, non seulement les effets de la tectonique synsédimentaire liée au rifting, mais également les stades précoces de la compression du bassin ligure et de ses marges, notamment au Crétacé supérieur et à l'Eocène. En cela, sa composition lithostratigraphique la distingue nettement du modèle classique des Alpes occidentales. Cette opposition vaut également pour le Briançonnais des Alpes Maritimes italiennes, dont l'évolution géodynamique, couplée à celle de la série piémontaise, se traduit par une exacte complémentarité lithostratigraphique : aux lacunes d'érosion du premier correspondent les dilatations détritiques de la seconde, démontrant que, sur cette transversale, le Briançonnais se comporte, du Sinémurien à l'Eocène, en haut-fond soumis à des érosions répétées.

* *Laboratoire de géologie structurale*
Université de CAEN
14032 CAEN Cedex

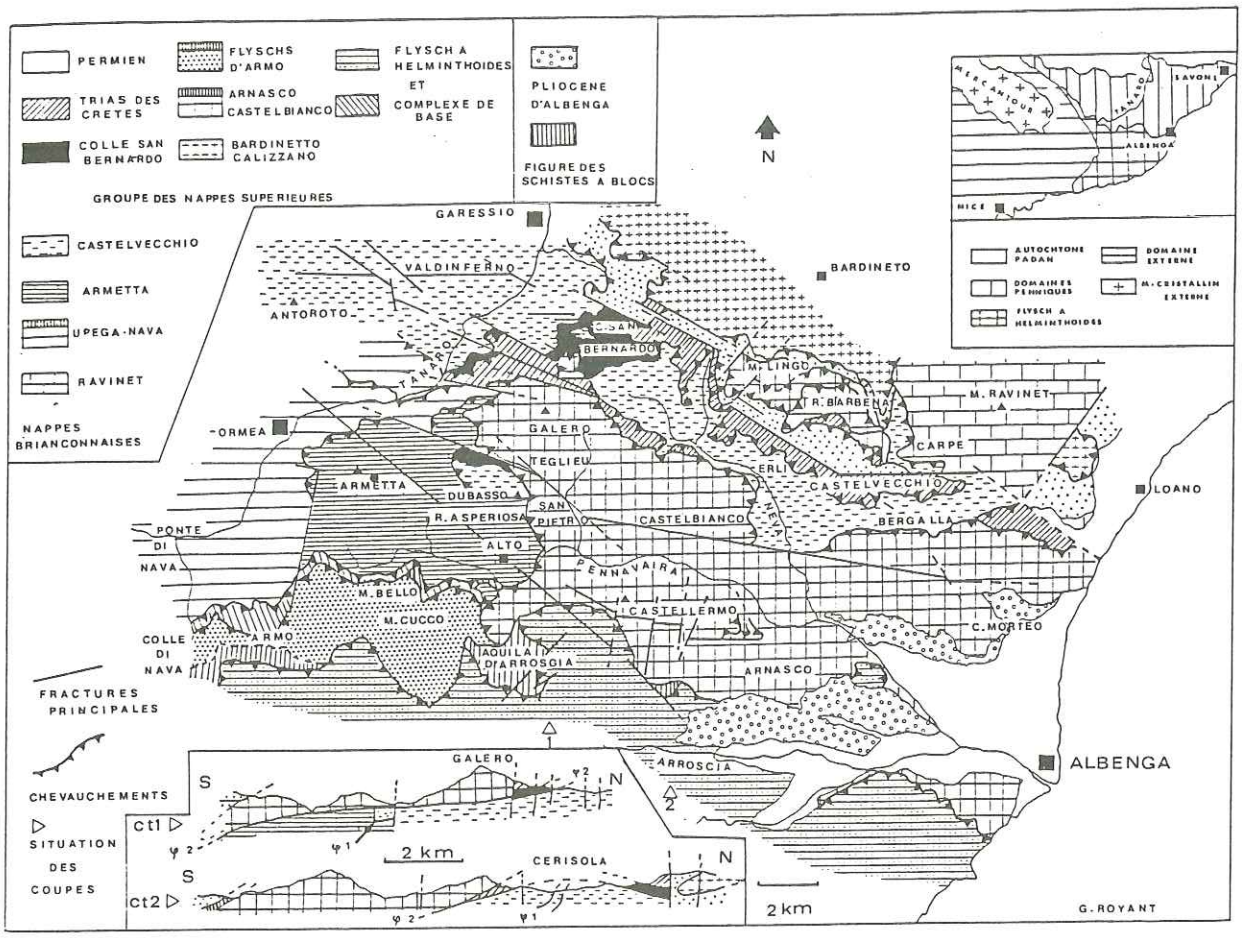


Fig. 1.- Cadre structural des nappes sur la transversale d'Albenga

Dans les Alpes occidentales en revanche, dès le début du Jurassique supérieur, les limites paléogéographiques entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais s'effacent par enfoncement des deux provinces morphologiques à des profondeurs comparables (Bourbon et al.,1976). Il apparaît clairement que ce contraste morphologique entre les secteurs de la paléomarge des Alpes occidentales et des Alpes Maritimes italiennes a été contrôlé par des modalités géodynamiques différentes.

A. Les CORPS SEDIMENTAIRES DETRITIQUES de la SERIE d'ARNASCO-CASTELBIANCO, MARQUEURS des STADES DISTENSIFS et COMPRESSIFS PRECOCES de la TECTONIQUE ALPINE.

1. Les Brèches du Monte Galero s.l. (Lias inférieur à Dogger inclus)

A côté de brèches proprement dite, ce complexe détritique comporte des poudingues et des flyschs. Les brèches (fig. 2, niveau 4) sont marines, polygéniques, pauvres en matrice : ce qui suggère un transport très court, voire nul. Leur sédimentation débute, à la partie supérieure des calcaires liasiques,

par des intercalations bréchiques pluridécimétriques, notamment à Arnasco (fig. 2, niveau 3). Ces passées détritiques enregistrent les premiers stades du rifting. Deux bassins adjacents s'individualisent par le jeu de cisaillements crustaux à forte composante verticale. L'un, le bassin briançonnais, plus externe, est soumis à des érosions saccadées. Tandis que l'autre, le bassin piémontais, subsident, protégé de l'érosion, conserve sa couverture carbonatée et réalise en s'enfonçant un piège sédimentaire. Là s'accumuleront, du Lias inférieur au Dogger, sur près de 1 000 m d'épaisseur, des matériaux détritiques, présentant la classique stratification inverse, corrélative de la progression de l'érosion du domaine pourvoyeur. C'est ainsi qu'à la base stratigraphique de la brèche, on reconnaît des blocs de calcaires liasiques, des dolomies noriennes ou méso-triasiques, tandis qu'à son sommet, à côté de blocs carbonatés, les éléments siliceux dominent (quartzites werféniens fournissant des blocs géants, micaschistes permiens, roches cristallophylliennes etc...).

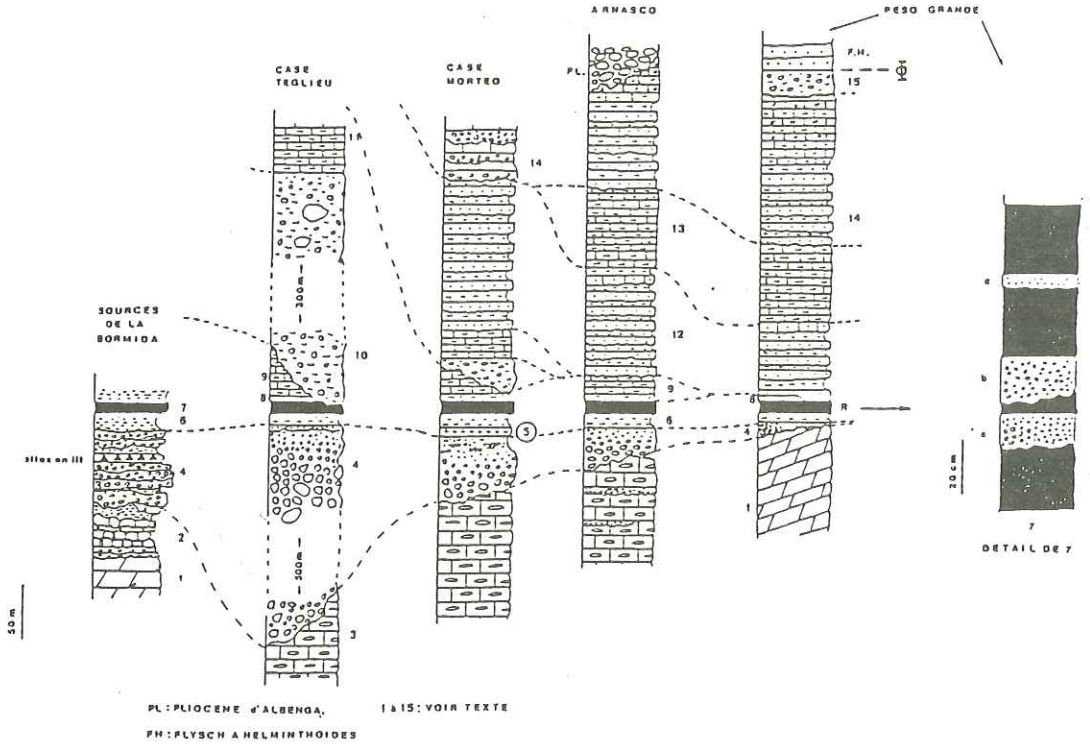


Fig. 2 - Corrélations entre cinq coupes lithostratigraphiques de la série d'Arnasco-Castelbianco.

La forme du corps détritique et la morphologie du bassin sont indirectement déduites des relations des brèches s.l avec leur plancher. En effet, elles reposent sur une surface d'érosion tronquant les carbonates de plate-forme (fig. 2), dispositif suggérant que le panneau subsident a basculé, et que les brèches se sont accumulées dans le demi-graben correspondant (fig. 5 B). D'autre part, les brèches s.l. présentent un gradient décroissant d'épaisseur des Case Teglieu au Peso-Grande (fig. 2 et 5 B), soit du NNE au SSW dans la géométrie actuelle, mais palinspastiquement inverse. Or c'est précisément au

Peso-Grande que les brèches reposent sur la partie la plus profondément érodée de leur plancher, c'est-à-dire sur le bord interne du bloc basculé. C'est donc là que l'on observe la partie distale du corps sédimentaire par rapport au sens des flux détritiques syn-rift. En outre, ce prisme détritique recouvre un seul panneau, dont l'extension latérale peut être évaluée approximativement à une dizaine de kilomètres. En ce qui concerne les sources des matériaux, il est intéressant de noter qu'elles ont une double origine : briançonnaise comme il a été dit plus haut mais aussi - pour partie - piémontaise, car les "Brèches du Monte Galero" sont également alimentées par l'érosion de l'arête du bloc basculé. Ces brèches "catastrophiques" ont évidemment enregistré les déformations distensives du rifting.

2. Les intercalations détritiques des radiolarites (Malm)

Au Peso-Grande (fig. 2, détail) les radiolarites présentent des intercalations détritiques, à caractère turbiditique. Elles sont constituées de clastes carbonatés, enrobés dans une matrice méta-arkosique ou micaschisteuse provenant, elle, de l'érosion du socle. Dans leur quasi-totalité, ces clastes sont constitués de calcaire marmoréen blanc à cachet de Malm briançonnais, associés à de rares éléments dolomitiques à patine ankéritique. La nature des clastes et de la matrice siliceuse suggère l'érosion d'un domaine pourvoyeur composé d'un socle siliceux, dont la couverture était réduite au Malm. Ce sont des caractères propres au Briançonnais interne de type Acceglio, dont l'équivalent sur la transversale d'Albenga est la série de Castelvecchio. Cette observation démontre l'activité pérenne au Jurassique supérieur et sur cette transversale, des accidents nés du rifting entretenant la tendance périodique à l'érosion du haut-fond briançonnais.

3. Les brèches des Case Teglieu (Crétacé supérieur), fig. 2 et 3)

Il s'agit de mégabrèches constituées de blocs hétérométriques, dispersés dans une abondante matrice micaschisteuse, mimant un gneiss reconstitué. Les blocs, souvent décamétriques, présentent le faciès des calcaires du Malm briançonnais. La physionomie de cette brèche évoque les brèches à ciment mimétique de la zone d'Acceglio et implique des modalités génétiques identiques (Lemoine, 1967). Au Crétacé supérieur, l'importante reprise d'érosion en Briançonnais interne se réalise cette fois dans un contexte géodynamique compressif. C'est la traduction sédimentaire, sur la paléomarge européenne, de la structuration éo-alpine de l'océan ligure. La brusque décharge de ces brèches chaotiques, à l'aplomb des "Brèches du Monte Galero" (fig. 5 B 2) témoigne de la réactivation, en compression cette fois, des accidents nés du rifting.

4. Flysch éocène et schistes à blocs

Le flysch éocène succède, en transition lithologique ménagée, aux calcschistes du niveau 11 (fig. 2). C'est un flysch gréso-pélitique daté (Boni et al., 1972). Après un épisode planctonique, la sédimentation flyschoïde reprend, d'abord, gréso-pélitique, puis calcaire à olistostromes, remaniant des microfaunes priaboniennes.

La série se termine par les schistes à blocs non datés.

Cette série piémontaise d'Arnasco monte donc jusque dans l'Eocène : il y a là une différence avec les séries piémontaises classiques plus septentrionales qui, dans l'état actuel de nos connaissances, ne paraissent pas dépasser le

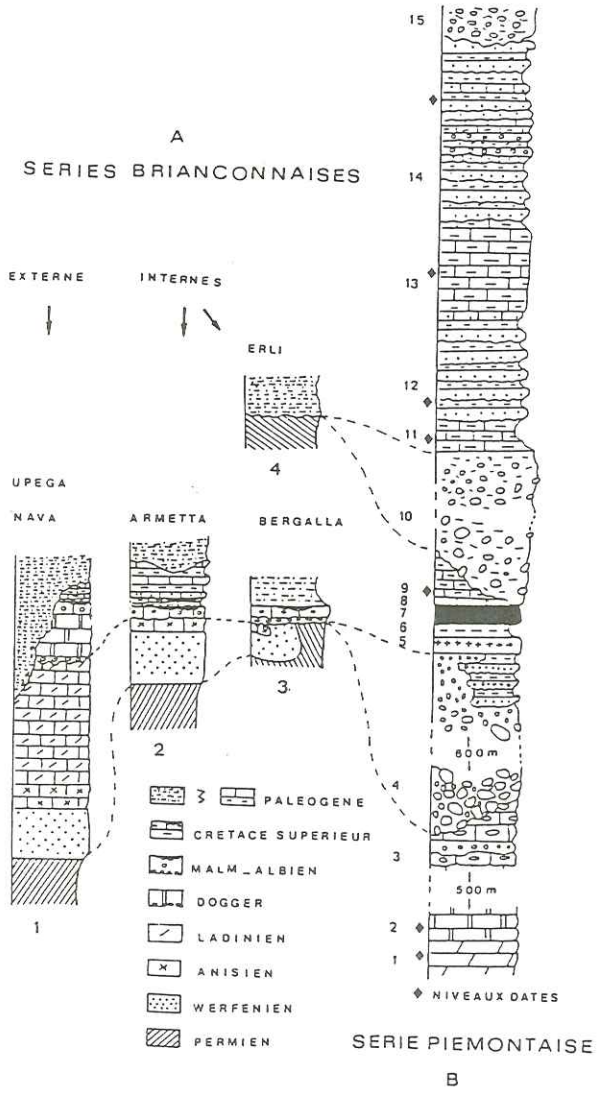


Fig. 3.- Corrélations stratigraphiques entre les séries briançonnaise et piémontaise de la transversale d'Albenga.

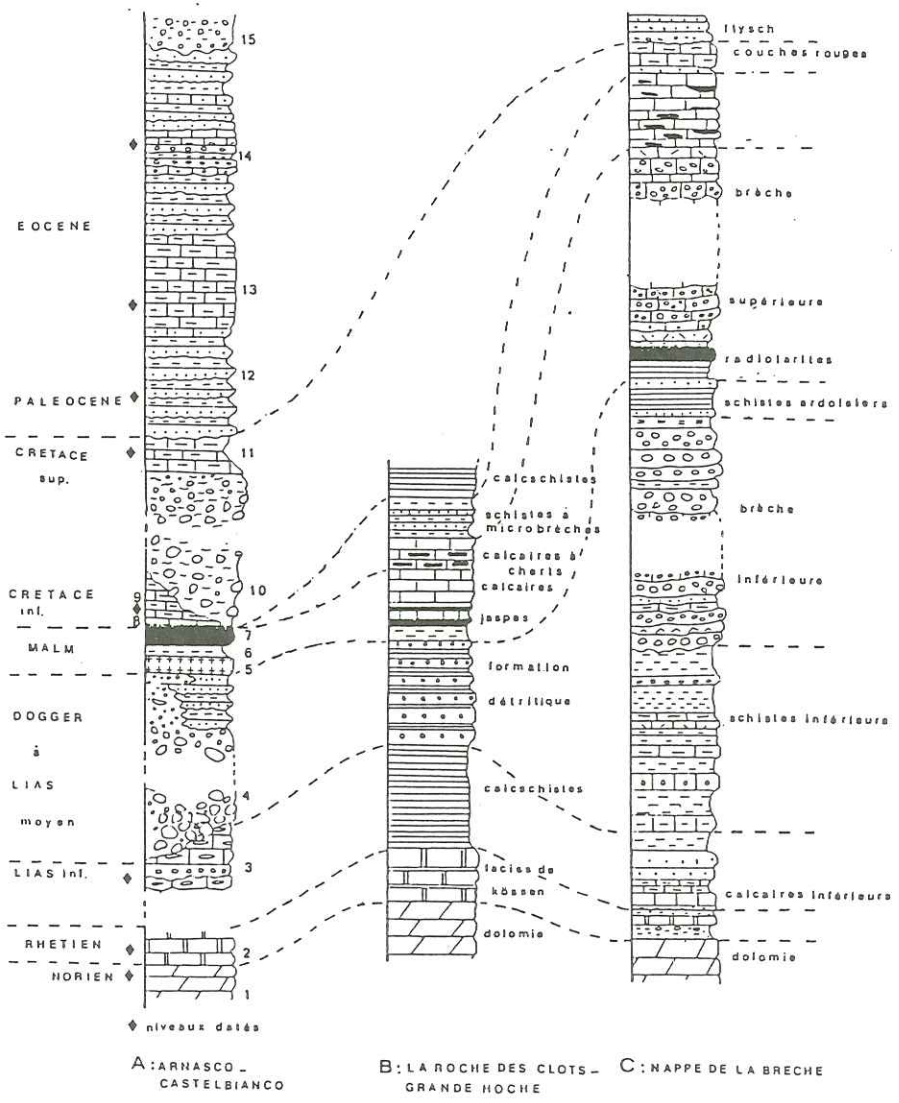


Fig. 4.- Corrélations stratigraphiques entre trois séries piémontaises
B : d'après Lemoine et al., 1978 ;
C : coupe de la vallée d'Abondance (Chablais), d'après Trümpy, 1960

Sénonien. Cette différence pourrait faire douter de l'appartenance de l'unité à la zone piémontaise. Elle s'explique peut-être par le fait que le domaine étudié ici est plus proche du domaine apenninique dans lequel l'océan téthysien est resté plus tardivement ouvert : les flyschs à Helminthoïdes, par exemple, y montent également jusque dans l'Eocène, alors qu'ils ne dépassent pas le Sénonien dans les Alpes franco-italiennes. Ce flysch représente le prisme tectono-sédimentaire de l'épisode méso-alpin.

B. ARGUMENTS en FAVEUR d'une STRUCTURATION LATITUDINALE MESOZOIQUE de la PALEOMARGE des ALPES MARITIMES ITALIENNES

La paléomarge des Alpes occidentales, sur la transversale de Briançon, est un exemple classique de marge "Atlantique" se caractérisant par une grande largeur (300 à 500 km des Cévennes à l'Océan ligure), ainsi que par une pente moyenne très faible (fig. 5 A). En outre, l'enfoncement du Briançonnais, dès la base du Jurassique supérieur, à des profondeurs comparables à celles du domaine piémontais, prive ce dernier d'apports détritiques ultérieurs par éloignement des sources (fig. 4 B). Cette double disposition contraste avec celles de la transversale d'Albenga, où le Briançonnais se comporte comme un haut-fond permanent (fig. 3 A), limité à son bord interne par un escarpement de faille abrupt, et un domaine piémontais profond (au-dessous de la C.C.D. au Malm), mais d'extension latérale réduite (fig. 5 B). En revanche la série piémontaise d'Arnasco-Castelbianco montre de remarquables similitudes avec celle de la nappe de la Brèche, riche en niveaux détritiques (fig. 4 C), considérée comme piémontaise et située en lisière du Briançonnais et de l'escarpement - dont l'origine est attribuée à des décrochements (Baud, 1984) - qui le limitait à l'Est.

Or l'occurrence de paléodécrochements, à la limite des domaines briançonnais et piémontais, sur la transversale d'Albenga, est suggérée par des données de terrains ou plutôt leur interprétation. Selon certains auteurs, le caractère répétitif des brèches dans une série est révélateur de décrochements (les corps détritiques se superposent, car il n'y a pas d'extension latérale de la marge) (Bosellini, 1981 ; Reading, 1980 ; Debelmas, 1986). D'autre part, le pli d'âge liasique de Bergalla (fig. 3) qui posait problème dans le cadre du régime distensif régnant au Lias-Dogger, se comprend s'il s'agit d'un pli lié à des paléodécrochements, dont les directions ne peuvent être reconstituées qu'indirectement.

Ce grand cisaillement transverse que je propose peut correspondre à la "Ligurian Shear zone" de Laubscher (1971), l' "accident de la Sutra" (Guillaume 1967, 1980), et son annexe, la "cicatrice du Preit" (Lefevre 1982 ; Ricou et al., 1986). D'évidence, il y a là un linéament, et qui s'enracine encore dans le manteau. Car les zones ultramafiques de Voltri et de Corse (fig. 6) sont décalées vers l'Est, par rapport au témoin en place de l'ouverture océanique ligure que représente le "corps d'Ivrée" (Ménard et al., 1984 ; Boudier et al., 1985 ; Lemoine et al., 1986 ; Boillot, 1987). C'est un fait incontournable qui ne s'explique que par l'intervention, lors du rifting, d'une transformante majeure.

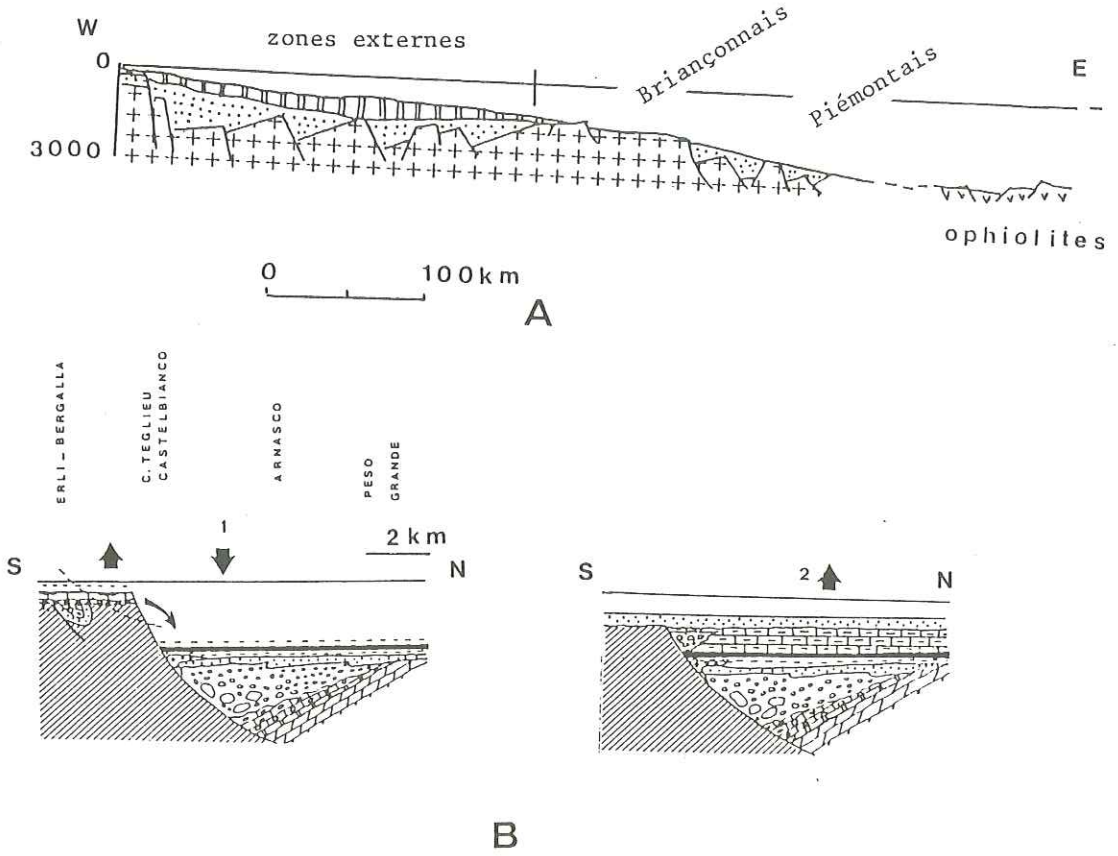


Fig. 5.- A - Représentation schématique de la marge des Alpes Occidentales au Malm, d'après Amaudric du Chaffaut et al., 1984.

B - Esquisses palinspastiques de la marge sur la transversale d'Albenga.

1. : au Crétacé inférieur ;
2. : au Priabonien

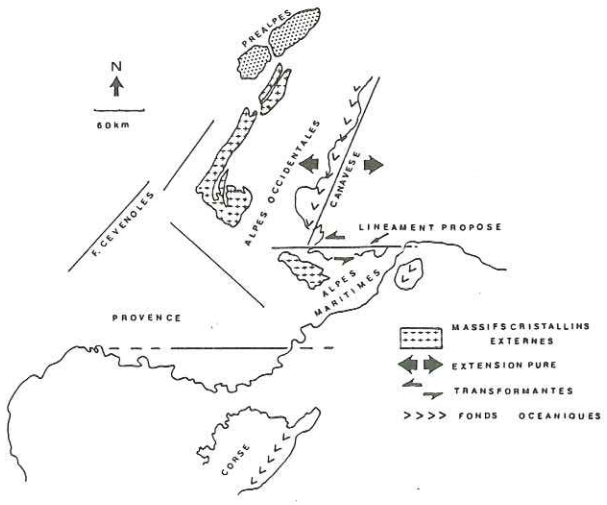


Fig. 6.- Décalage entre les fonds océaniques du <<Corps d'Ivrée>> et ceux, replacés en position palinspastique, de Voltri et de Corse.

La conséquence de cette hypothèse serait alors que, durant le rifting, il y avait simultanément extension pure dans le secteur de la marge des futures Alpes penniques et cisaillement décrochant dans le secteur de la marge des futures Alpes Maritimes italiennes (fig. 6).

Références

Amaudric du Chaffaut S., Bourbon M., De Graciansky P.C. & Lemoine M. (1984).- Du Briançonnais à la Corse : modifications longitudinales d'une marge continentale passive de la Téthys ligure. Mém. Soc. géol. It. (Rome), 28, pp. 269-283, 11 fig.

Baud A. (1984).- La marge européenne en Suisse occidentale : originalité et éléments de comparaison.- Mém. Soc. géol. It. (Rome), 28, pp. 267-268.

Boillot G. (1987).- Les fonds sous-marins du troisième type. La Recherche, n°193, Paris pp. 1294-1303.

Bourbon M., Caron J.-M., De Graciansky P.C., Lemoine M., Mégard-Galli J. & Mercier D. (1976).- Mesozoïc evolution of the Western Alps : Birth and development of Part of the spreading oceanic Tethys and of its European continental Margin.- Symposium "Histoire structurale des bassins Méditerranéens"Split, 17 p.

Boni A. & Vanossi M. (1972).- Carta geologica dei terreni compresi tra il Briançonese ligure s.l. ed il Flysch ad Elmintoïdi s.s. - Atti. Ist. geol. Univ. Pavia, vol. XXIII.

Boudier F. & Nicolas A. (1985-86).- Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments.- Earth and Planetary Science Letters, 76, pp. 84-92.

Bosellini A. (1981).- The Emilia fault : a Jurassic Fracture zone that evolved into a Cretaceous Paleogene sinistral wrench fault.- Bull. Soc. géol. it., Roma, 100, pp. 161-169.

Debelmas J. & Sandulescu M. (1987).- Transformante nord-pennique et problèmes de corrélations palinspastiques entre les Alpes et les Carpathes. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 8, t. III, n°2, pp. 403-408.

Guillaume A. (1967).- Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises.- Doc. Lab. géol. Fac. Sci., Dijon, 30, pp. 1-270.

Guillaume A. (1980).- Tectonophysics of the Western Alps.- Eclogae Geol. helv., Basel, vol. 73/2, pp. 435-436.

Lefevre R. (1982).- Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse, Paris, 435 p.

Lemoine M. (1967).- Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales.- Geologische Rundschau, Stuttgard, Band 56, pp. 320-335.

Lemoine M., Bourbon M. & Tricart P. (1978).- Le Jurassique et le Crétacé pré-piémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences.- C.R. Acad. Sci., Paris, t. 286, série D, pp. 1237-1240.

Menard G. & Thouvenot F.- (1984).- Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. Bull. Soc. géol. France, 1984, (7), t. XXVI, n°5, pp. 875-884.

Royant G. (1976).- Paléotectoniques jurassiques, aux confins des domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes ligures.- C.R. Acad. Sci., Paris, t. 282, série D, pp. 1845-1848.

Royant G. & Lanteaume M. (1973).- Définition de la série pennique interne d'Arnasco-Castelbianco, Alpes ligures. Mise en évidence, dans cette série, de phénomènes tectogénétiques jurassiques. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 276, série D, pp. 3093-3096.

Vanossi M., Cortesogno L., Galliati B., Messiga B., Piccardo G., & Vanucci R. (1984).- Geologia delle Alpi liguri : dati, problemi, ipotesi. Mem. Soc. geol. It. (Roma), vol. 28, 45-75.

VOLCANIC ROCKS INTO WESTERN LIGURIAN FLYSCH: PETROGRAPHIC-GEOCHEMICAL DATA AND PALEOGEOGRAPHIC SIGNIFICANCE

L. CORTESOGNO*, A. DI GIULIO**, B. GALBIATI**, R. VANNUCCI**

ABSTRACT - Basaltic masses found as clasts and olistoliths into Cretacic and Paleogenic formations of Western Ligurian flysch give informations on the sedimentary-tectonic evolution of the flysch and their substratum.

Petrographic and geochemical data indicate that the basalts, showing Transitional--MORB affinity, were erupted into a very marginal zone of the Piedmontais-Ligurian oceanic basin during the early opening stages.

Lithological and stratigraphical features suggest that the basalt-bearing chaotic facies derived from accreted ophiolitic slices along the "Voltri Group" subduction zone and suffered repeated, time-spaced reworking during the upper Cretaceous-Paleogene compressive phases.

RESUME - Les flyschs de la Ligurie occidentale ("Flyschs à Helmintoïdes", au sense large, des auteurs) sont situés au sommet de l'édifice structural des Alpes Maritimes, en constituant quatre principales unités tectoniques superposées: (de bas en haut) Arnasco-Castelbianco, Borghetto, Moglio-Testico, St.Remo.

A l'intérieur d'olistostromes contenus dans les "complexes de base" des séries de Moglio-Testico et de Borghetto aussi bien que dans des horizons remaniés ("complexe de progression") situés au toit de séries vraisemblablement piémontaises, on a observé des olistolites et des clastes de basaltes, parfois associés à des radiolarites et à des calcaires du type "à Calpionelles".

Les basaltes sont representés soit par des pillows, quelquefois associés à des hyaloclastites, soit par des basaltes massifs, parfois doléritiques. La composition est très homogène et montre du plagioclase intersertal, parfois en phénocristaux, de l'olivine et de l'ilménite comme phase interstitielle.

Les basaltes ont subi des transformations chimiques de type spilitique d'une façon variable. Néanmoins les roches les moins spilitisées suggèrent un caractère tholéitique transitionnel vers les termes alcalins. Certains éléments incompatibles (Zr, Nb, Y) semblent réfléchir une distribution magmatique primaire qui montre des analogies avec les basaltes "Transitional-MORB" des "Ligurides Externes".

Le modèle envisagé voit les basaltes produits par de faibles degrés de fusion partielle d'une péridotite mantellique par une cristallisation fractionnée (probablement réduite).

° This research was funded by grants from MPI and CNR

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova, Corso Europa 26, 16132 GENOVA (Italy)

** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Strada Nuova 65, 27100 PAVIA (Italy)

La fusion du manteau au dessous d'une marge continentale (la marge européenne) très amincie pendant une phase précoce de formation d'un basin océanique nous paraît un modèle géodynamique possible.

Cette interprétation confirmerait pour les unités de Borghetto et de Moglio-Testico l'hypothèse de leur obédiance paléogéographique piémontaise, ou, à la limite, océanique, proche de la marge paléoeuropéenne.

KEY WORDS: Flysch, Transitional-type Basalts, Oceanic Spreading, Subduction, Continental Collision.

1. Geological setting

Western Ligurian flysch outcrop in the Albenga, Ventimiglia and Colle delle Selle Vecchie area. They form the uppermost part of the Maritime Alps' structure, resting northward on Briançonnais units and westward on Dauphinois-Provençal sequences.

From north (bottom) to south (top) through SSW dipping tectonic contacts four main tectonic units are superimposed as follows: Arnasco-Castelbianco, Borghetto d'Arroscia--Alassio, Moglio-Testico and S.Remo-M.Saccarello (LANTEAUME, 1968; BONI & VANOSSI, 1972; VANOSSI et al., 1986).

The Colla Domenica-Leverone sequence, outcropping between the two lowermost units, shows unclear relationships (figure 1).

2. Stratigraphy

The Arnasco-Castelbianco sequence begins with a precretaceous prepiedmontais-type substratum (VANOSSI, 1980; VANOSSI et al., 1986), followed, through a thin level of "Tintinnidi-type" limestone, by a calcareous-sandy flysch (Albenga Formation) whose uppermost part is lower-middle Eocene in age (BONI & VANOSSI, 1972).

The overhanging Colla Domenica-Leverone sequence consists of two lithostratigraphic units: a shaly flysch in the lowermost part (Peliti di Colla Domenica) and a mainly calcareous-sandy flysch (Leverone Formation) in the uppermost one. The presence of frequent pebbly mudstone textures seems to indicate the origin of the Peliti di Colla Domenica from slumps and debris flows of older semilithified sediments.

The microfaunistic associations present into the Leverone Formation (BONI & VANOSSI, 1972) and the finding into the Peliti di Colla Domenica of rare pebbles characterized by the same associations (DI GIULIO, unpublished data) suggest a lower-middle Eocene age for the whole sequence. The relationships between the Colla Domenica-Leverone sequence and the adjoining units (Arnasco and Borghetto) are uncertain; from the available data the Colla Domenica-Leverone unit can represent either the top of one, or both the adjoining unit, as well as an independent unit rising from an intermediate paleogeographic zone (VANOSSI et al., 1984).

The Borghetto sequence begins with a manganesiferous shaly flysch (Peliti di Ranzo), showing a local pebbly mudstone texture, similar both to the Peliti di Colla Domenica and to the lowermost part of the Moglio-Testico and S.Remo units ("basal complexes" auct.). A quartzarenitic formation (Quarziti di M.Bignone) and a marly-calcareous Helmintoid-type flysch (Calcari di Ubaga) follow. The presence of olistostromes and olistoliths of "basal complex" type facies at different sequence levels is remarquable (GALBIATI, 1984). The age of the lowermost two formations is at present not well defined (upper Cretaceous-Paleocene ?), whilst the lower-middle Eocene age of Calcari di Ubaga has been recently documented (DI GIULIO, 1986).

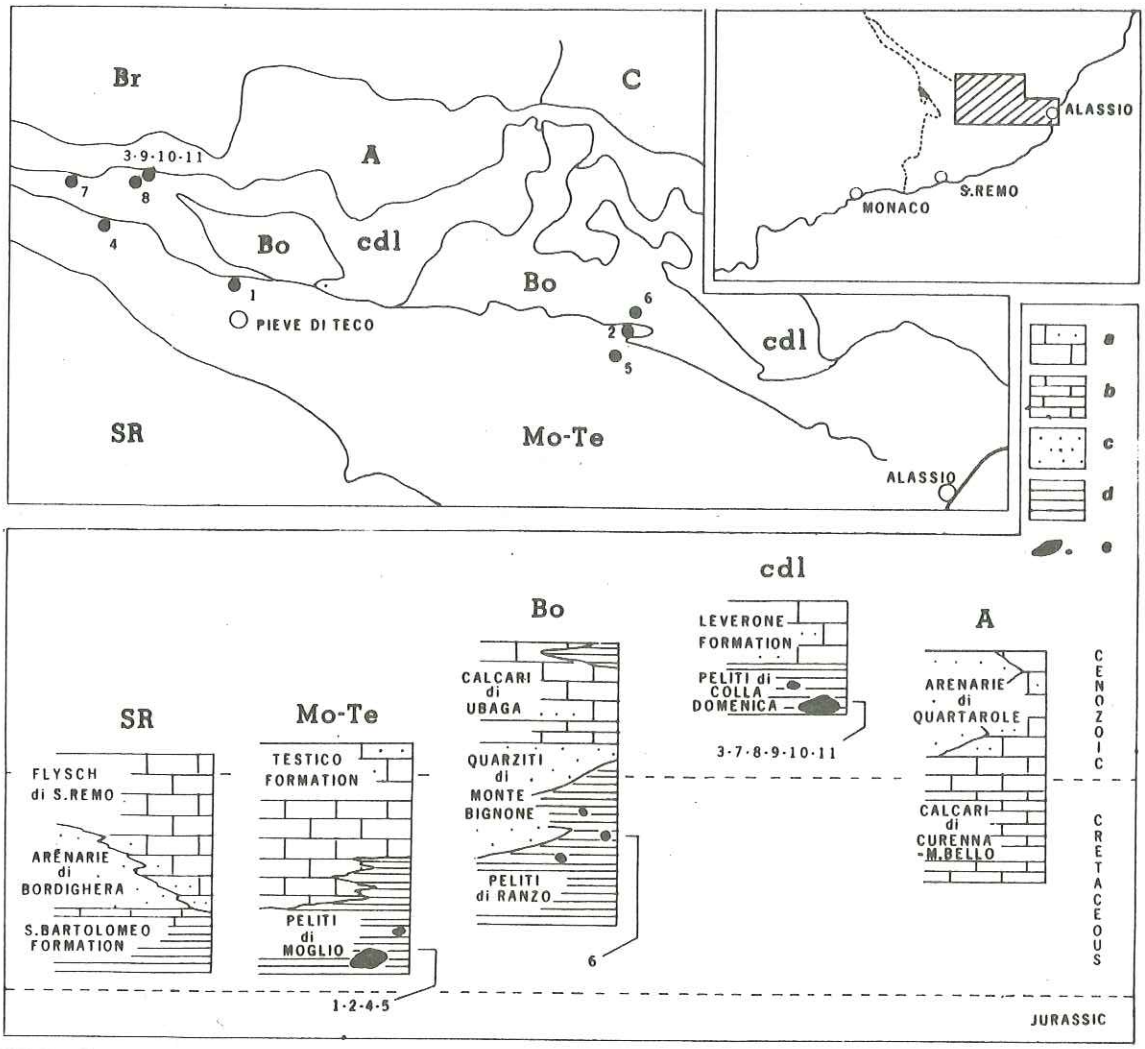


FIGURE 1 *- Topographic location, structural and stratigraphic position of sampled basaltic outcrops. The age of each formation is not always well defined (major details in the text).* ***S.R.*** *= S.Remo unit;* ***Mo-Te*** *= Moglio-Testico unit;* ***Bo*** *= Borghetto unit;* ***cdl*** *= Colla Domenica-Leverone sequence;* ***A*** *= Arnasco unit;* ***C*** *= Castelbianco unit;* ***Br*** *= Briançonnais units.* ***a*** *= thick-bedded marly-calcareous turbidites (Helmintoid-type flysch) with sandy interbeddings;* ***b*** *= thin-bedded calcareous turbidites with sandy interbeddings;* ***c*** *= turbiditic sandstones;* ***d*** *= manganesiferous shales associated with thin-bedded turbidites, often showing chaotic texture ("basal complexes");* ***e*** *= basaltic clasts and olistoliths.*

Exact location and short description of each studied basaltic outcrop (all as olistoliths or clasts into chaotic facies):

1) *Pieve di Teco-Nirasca road, 325 m of altitude, between Rio dei Boschi and Rio Garamagna: metric massive, porphyric basaltic mass.*

2) *Half a km W from Marmoreo, on the northern side of Poggio della Croce, near its top: from decimetric to metric outcrops of basaltic pillows and pillow-breccias, locally with shaly matrix.*

3-9-10-11) *Small valley NE from Forte Bellarasco, between 1000 and 1100 m of altitude, in Ciapin locality: hectometric outcrop of pillows and pillow-breccias with local hyaloclastic matrix.*

4) *Colle di Nava state road, near km 104: metric massive basaltic boulder.*

5) *One km SW from Marmoreo, in Doria valley, along a small cartway at about 325 m of altitude: metric basaltic mass of probable pillows and pillow-breccias, mixed with shaly sediments.*

6) *Half a km NW from Marmoreo, along the cartway running through Quette valley, at about 290 m of altitude: basaltic pebble into shaly matrix.*

7) *Colle di Nava state road, near km 101,: basaltic pebbles into a chaotic facies.*

8) *In front of Forte Bellarasco: basaltic pebbles and boulders (up to metric dimensions) into a pebbly mudstone facies.*

The Moglio-Testico sequence begins with a "basal" shaly, manganesiferous flysch (Peliti di Moglio), showing locally a pebbly mudstone texture. It is followed by a monotonous marly-sandy flysch (Testico Formation). Although poorly defined (BONI & VANOSSI, 1972; FOUCAULT & POWICHROWSKI, 1984; MARINI & TERRANOVA, 1985), an upper Cretaceous-Paleocene age is presumed for the whole sequence.

The S.Remo sequence consists of an heterogeneous "basal complex" (S.Bartolomeo Formation), followed by a thick, coarse-grained sandy flysch (Arenarie di Bordighera) and then by a typical Helmintoid flysch (Flysch di S.Remo). The age of the sequence, starting from the Cenomaniano-Turoniano (S.Bartolomeo Formation), reaches the Maastrichtiano-Paleocene (?) (Flysch di S.Remo; LANTEAUME, 1968).

The above cited sequences may be referred to different paleogeographic positions on the basis of their stratigraphic features, structural position and regional setting. With only few exceptions (ROYANT, 1978a, 1978b), the Arnasco-Castelbianco unit is generally ascribed to the paleoeuropean continental margin (Prepiedmontais domain; VANOSSI, 1971; VANOSSI, 1980; VANOSSI et al., 1980).

The Borghetto sequence, previously ascribed to the paleoceanic Piedmontais-Ligurian domain, can be even interpreted as deposed over the paleoeuropean continental margin, according to its similarities with the uppermost part of the Arnasco-Castelbianco sequence (Albenga Formation; GALBIATI, 1981). The Moglio-Testico and S.Remo units have been ascribed to the paleoceanic Piedmontais-Ligurian domain (VANOSSI, 1980; VANOSSI et al., 1986), but their exact location as well as their paleogeographic relationships were not so clear (see for example: VANOSSI, 1980; ABBATE & SAGRI, 1982; GALBIATI, 1986; SAGRI, 1986; VANOSSI et al., 1986). Note however that a paleogeographic constraint results from the presence of Bordighera fan into S.Remo sequence; according to its sedimentary supply from the paleoeuropean continental margin (VANOSSI, 1965) and its low "efficiency" (SAGRI, 1984), it can't be placed too far from the continent.

3. Geological implications

Basaltic masses were already found in the Peliti di Moglio near Marmoreo (HACCARD, 1961, 1965); basaltic breccias and olistoliths (up to hectometric in dimensions), sometimes associated with clasts of cherts and Tintinnidi-type limestones, are now recognized into the shaly, manganesiferous pebbly mudstones from the Peliti di Moglio and Peliti di Colla Domenica and interbedded at different levels into the Borghetto sequence (see figure 1).

Lithological and stratigraphical features of basalt-bearing pebbly mudstones point out to their Piedmontais-Ligurian provenance. Their texture reveals an origin from semilithified sediments debris flows. The different ages of the basalt-bearing formations (figure 1) indicate their repeated and time spaced reworking.

Therefore the studied basalts cannot directly document the flysch substratum. Anyway they can inform both about the substratum features and the sedimentary-tectonic evolution of the flysch basins.

Hence the obtained data refer to different geologic events: petrographic and geochemical data inform about the Giurassic volcanism and its geodynamic significance, whilst lithological, stratigraphic and structural characters of basalt-bearing facies give usefull informations about the following Cretacic-Tertiary evolutionary phases.

4. Petrography and geochemistry

The basaltic rocks occur as pillow lavas, basaltic breccias with hyaloclastic matrix and massive lava flows. In spite of the wide range of microtextures (from intergranular

or intersertal to sphaerulitic and dendritic), the primary mineral composition and the order of crystallization result strongly homogeneous.

The porphyric index generally range from 10 to 30 and the crystallinity is usually high (from holocrystalline to hypocrystalline). The phenocrysts consist of prevalent plagioclase and olivine (Plg%/Ol% = 4). Plagioclase phenocrysts, strongly zoned, occasionally rounded, show commonly evidences of final skeletal growth. Olivine phenocrysts sometimes show resorbtion textures. In the mesostasis zoned plagioclases, small olivine grains and rombohedral to lamellar ilmenite form an intergranular felt whose interstices are filled by fine intergrowth of skeletal ilmenite and plagioclase. The common crystallization of olivine in the mesostasis and the complete lack of pyroxenes suggest silica undersaturation or very low saturation; the ilmenite content is generally high.

Deuteric alteration affects the plagioclases whose more basic core is replaced by chlorite, albite, calcite. In some rare cases unaltered zoning far from the core in phenocrysts show An contents from 35 to 25. Olivine is completely replaced by chlorite and/or iddingsite and/or carbonates, whereas ilmenite alters to titanite and opaques. Vacuolar textures (0,5-1 mm of diameter) are common ranging from 5 to 10% of total volume. They are sometimes partially filled by intergrowths of ilmenite and plagioclase and later by calcite, chlorite, albite and rarely quartz.

According to the petrographic evidences, major element data (tabs. 1 and 2) suggest variable but important deuteric Na enrichment and LOI increase. In the Al/3-K vs. Al/3-Na diagram (LA ROCHE, 1968, figure 2) the samples define a trend at a constant Al/3-K value (about 100) from the basalt field to spilite compositions. CaO and MgO too are in minor way affected by deuteric mobilisation.

	A		B	
	$\bar{x}$ (4)	s	$\bar{x}$ (7)	s
SiO_2	44.68	6.27	46.59	3.80
TiO_2	2.35	.39	2.65	.48
Al_2O_3	16.68	.47	16.65	3.16
Fe_2O_3 t.	8.90	3.24	12.78	2.06
MnO	.16	.02	.17	.14
CaO	7.18	2.12	3.77	1.88
Na_2O	5.63	2.15	4.64	1.47
K_2O	.08	.12	.11	.11
P_2O_5	.42	.09	.44	.08
L.O.I.	7.85	1.19	6.47	1.26
Tot.	100.00	-	100.00	-

***TABLE 1** - Average chemical compositions of studied basalts.*
A = nepheline-diopside normative samples;
B = hyperstene normative samples. ( ) indicates number of sata; s = standard deviation.

Sample	1	2	3	4	5
SiO_2 %	35.30	44.17	47.26	44.15	44.09
TiO_2	1.94	2.75	2.74	2.61	3.45
Al_2O_3	17.18	17.61	16.76	17.70	19.31
Fe_2O_3 t.	13.34	13.27	8.90	12.34	17.12
MnO	.14	.12	.14	.12	.07
MgO	15.48	7.20	3.72	6.89	5.11
CaO	4.85	4.13	7.36	3.97	.92
Na_2O	2.43	3.96	6.37	4.43	4.68
K_2O	.26	.30	.02	.25	.04
P_2O_5	.33	.44	.37	.45	.49
L.O.I.	8.75	6.05	6.36	7.09	4.72
Norm	ND	H	ND	H	H
Y ppm	43	52	36	49	45
Zr	171	268	242	258	366
Nb	7	10	7	10	13
Sc	40	49	47	48	42
V	234	258	229	246	374
Co	37	34	52	33	56
Ni	107	69	79	62	103

TABLE 2 - Representative chemical compositions of least altered samples (number of samples as in figure 1). ND = nepheline--diopside normative samples; H = hyperstene normative samples. Major, minor and trace elements were determinded by standard X-ray fluorescence (FRANZINI et al., 1975; LEONI & SAITTA, 1976); Na_2O and MgO were obtaines by FE and AA spectrophotometry according to BASSO & MAZZUCOTELLI (1975); Sc was determined by ICP spetrometry (A. MAZZUCOTELLI, personal communication).

The normative hyperstene (CIPW norms) in part of the samples is suggestive of tholeitic affinity, whereas normative nepheline and diopside in samples with higher modal olivine suggest alkaline affinity; the high normative corundum reflects the effects of the alteration. As a result in the R1R2 diagram (figure 3) the samples define an apparent undersatured trend almost parallel to the saturation plane from alkali basalts to more evolved mugearite compositions.

Taking into account the effects of alteration processes resulting from Na enrichment and Ca, Mg depletion as shown in figure 3, we suggest that the basaltic rocks may be interpreted as transitional basalt falling in the saturation plane, closely similar to Transitional-MORB characteristics of ophiolitic metabasalts from Alpine-Apennine belt.

This is consistent with the trace element data determined on the less altered samples (tab.2). Diagrams based on elements often considered as resistant to the altera-

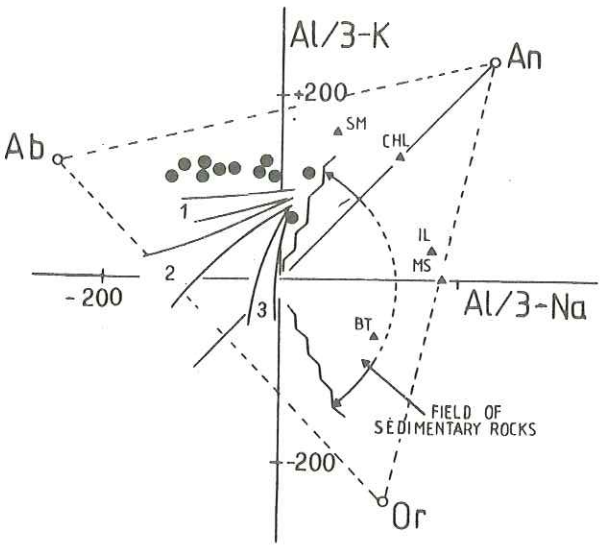


FIGURE 2 *- Al/3-K vs. Al/3-Na diagram (LA ROCHE, 1968) showing the Na enrichment suffered by the studied basalts during the alteration processes.*
1 = spilites; 2 = alkaline rock series; 3 = tholeiitic and calc-alkaline rock series. SM = smectite; IL = illite; CHL = chlorite; MS = muscovite; BT = biotite.

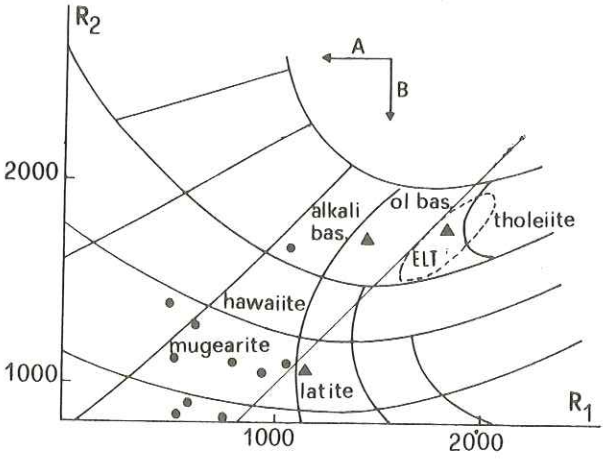


FIGURE 3 *- R1-R2 diagram (LA ROCHE et al., 1980). R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti); R2 = 6Ca+Mg+Al. ELT represents the compositional field of Transitional-MORBs from External Ligurides (RAMPONE, 1987). Solid triangles = Lucanian Apennine basalts (SPADEA, 1982). Solid circles = present work basalts. The chemical changes produced by the alteration processes are shown: A = Na increase; B = Ca, Mg decrease.*

tion, namely Ti, Zr, Y, Nb, P, have been choosen for a comparison to identify the geochemical affinity and the possible tectonic setting. As a result the P_2O_5 vs. Zr and Ti vs. Zr/P_2O_5 diagrams (WINCHESTER & FLOYD, 1976, not reported for brevity) suggest tholeiitic affinity and an ocean floor activity, like other ophiolitic basalts from Northern Apennines, Corsica and Calabria, derives from Ti/1000 vs. Zr (PEARCE & CANN, 1973) and Ti/Cr vs. Ni (BECCALUVA et al., 1979) diagrams (figures 4 and 5).

On the contrary, in the 10^{-2} Ti/Zr/3Y and Zr/Y vs. Y plots (PEARCE & CANN, 1973) the samples overlap both the WPB and the MORB fields (figures 6 and 7). Similar chemical variation is also shown by metabasalts of Lucanian Apennine (Southern Italy) and Tran -

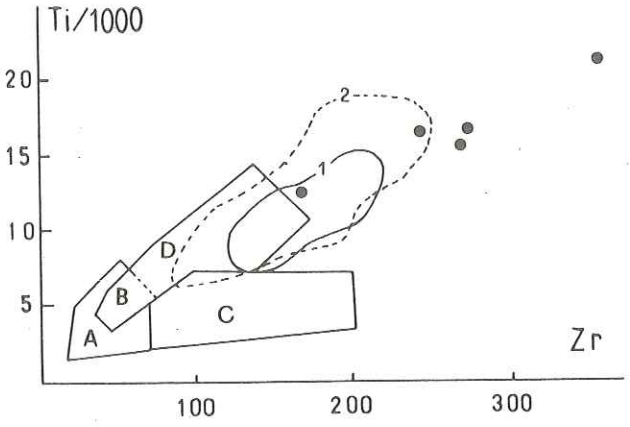


FIGURE 4 - Ti/1000 vs. Zr diagram (PEARCE & CANN, 1973). A, B = low-K tholeiites; B, D = ocean-floor basalts; C = calc-alkaline basalts. The compositional fields of ophiolitic basalts from Northern Apennines (1) and Corsica (2) are reported for comparison (BECCALUVA et al., 1976, 1977, 1980; FERRARA et al., 1976; G.L.O.M., 1977; VENTURELLI et al., 1979, 1981).

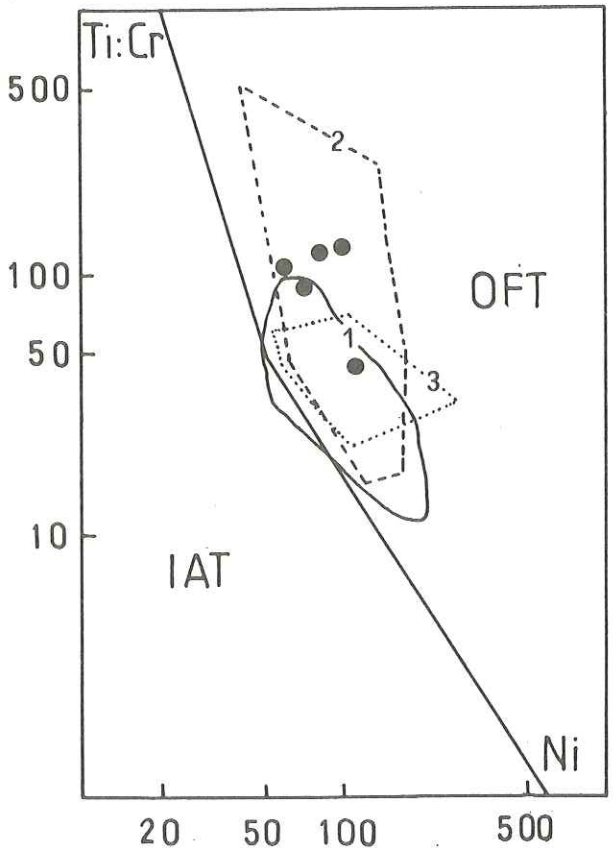


FIGURE 5 - Ti/Cr vs. Ni diagram (BECCALUVA et al., 1979). OFT = ocean-floor tholeiites; IAT = island-arc tholeiites. The compositional fields of ophiolitic basalts from Northern Apennines (1), Corsica (2) and Calabria (3) are reported (references as in figure 4).

sitional-MORB metabasalts of External Ligurides, respectively interpreted as erupted through a thinned continental crust at the margin of an ocean basin or during the early stages of opening of a small ocean basin (SPADEA, 1982; VENTURELLI et al., 1981; BECCALUVA et al., 1984).

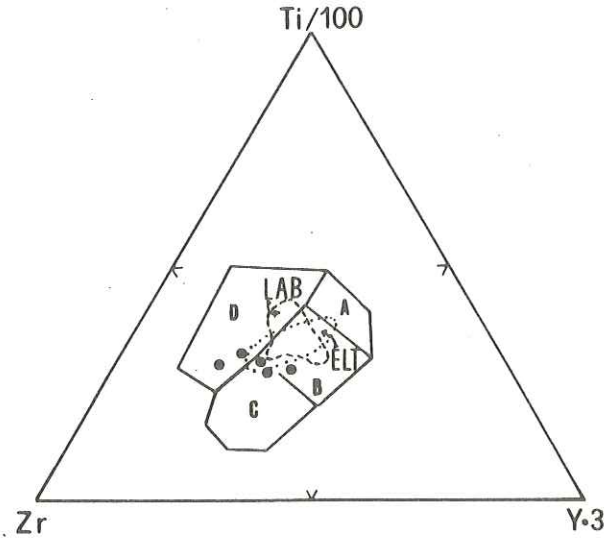


FIGURE 6 - Ti/100-Zr-3Y diagram (PEARCE & CANN, 1973). Solid circles indicate the studied basalts. The compositional fields of Lucanian Apennine Basalts (LAB) and Transitional-MORBs from External Ligurides (ELT) are reported for comparison (SPADEA, 1982; RAMPONE, 1987). A = island-arc tholeiites; B = island-arc tholeiites + ocean floor basalts + calc-alkali basalts; C = calc-alkali basalts; D = within-plate basalts.

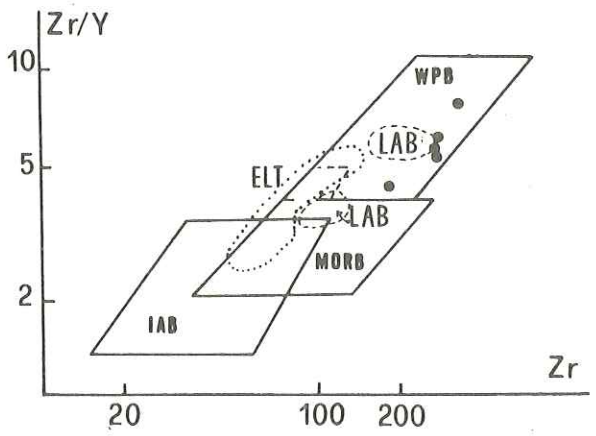


FIGURE 7 - Zr/Y vs. Zr diagram. The representative fields of within-plate basalts (WPB), mid-ocean-ridge basalts (MORB), and island-arc basalts (IAB) are after PEARCE & NORRY (1979). Other symbols as in figure 6.

Both primary characters and alteration processes can account for the contrasting WPB-OFB tectonic setting. In the former hypothesis a slightly enriched mantle source or crustal contamination processes are required.

Any case anomalous Zr contents of sample 5, much higher than the other ophiolitic basalts from Tethyan Ophiolites (BECCALUVA et al., 1980), seems to be more consistent with secondary elemental redistribution.

It is interesting to note that chemical variations overlapping the Enriched-MORB field and ranging from Transitional-type MORBs to alkaline within plate basalts have been already described in rift environments, such as Red Sea (PETRINI et al., 1987) and Kenya rift (WEAVER, 1977).

5. Petrogenetic processes and geodynamic significance

The transition elements and Nb, Zr, Y abundances can be used to evaluate processes of fractional crystallization and to compare the melting degree with other ophiolitic metabasalts of similar geologic setting.

Transition elements follow the pattern (figure 8) of the least fractionated basalts from MAR (LANGMUIR et al., 1977); however Cr and Ni are significantly depleted suggesting olivine fractionation.

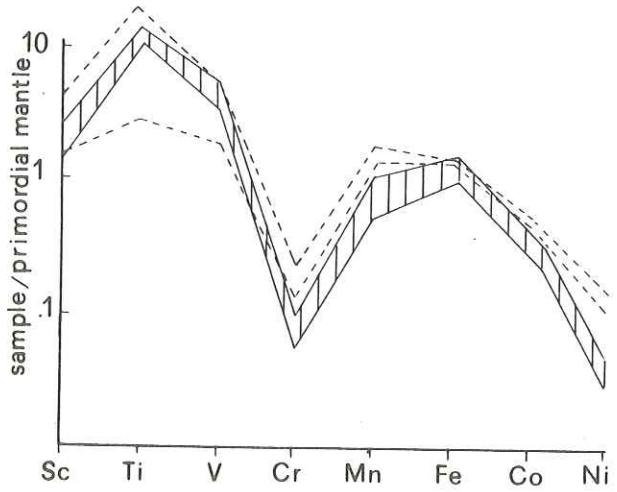


***FIGURE 8** - Transition element composition of the studied basalts (diagonally patterned area) normalized to the primordial mantle estimate of JAGOUTZ et al. (1979). The field of least fractionated basalts from MAR (LANGMUIR et al., 1977), is reported for comparison.*

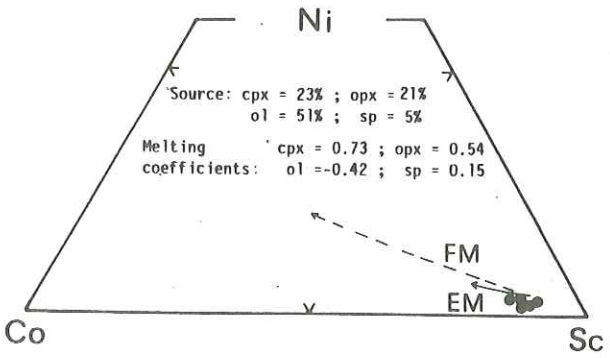


***FIGURE 9** - Ni-Co-Sc relative fractionations in the studied basalts (solid circles) normalized to the mantle estimated of JAGOUTZ et al. (1979). Computed distributions in liquide produced by fractional melting (FM) and equilibrium melting (EM) of a peridotitic source at the sp-pl transition are after OTTONELLO et al. (1984).*

If the relative proportions of Ni, Co and Sc (figure 9) are compared with modelled trends for liquids generated by partial melting of a peridotitic source at the sp-pl transition as suggested for MORB generation (PRESNALL et al., 1979; OTTONELLO et al., 1984), the studied metabasalts define a trend starting from low degree computed melts toward the Sc apex. As a result the metabasalts may be interpreted as magmas evolving by variable crystal fractionation from primary melts produced by low degree partial melting of a mantle source under relatively low pressure conditions (9 kb). The adiabatic upwelling of mantle diapirs during early stages of diverging plate margins represents a possible scenario.

This conclusion is according to the results of Zr/Y and Nb/Y modelling. From figures 10 and 11 it follows that the samples indicate a fractional crystallization trend not

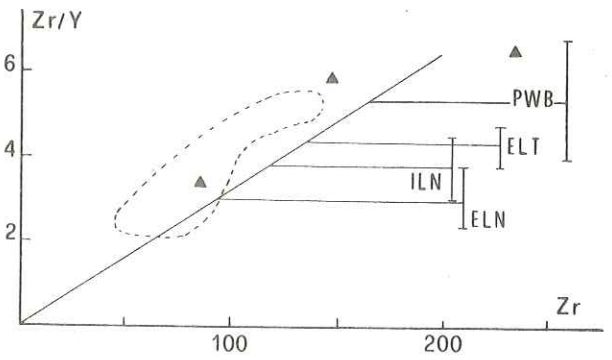


***FIGURE 10** - Zr/Y vs. Zr plot. The average distribution patterns (horizontal lines) and range (bars) of the following basaltic rocks from Ligurian ophiolites are reported: ELT = Transitional-MORBs from External Ligurides (VENTURELLI et al., 1981); ELN = Normal-MORBs from External Ligurides (VENTURELLI et al., 1981); ILN = Normal-MORBs from Internal Ligurides (BECCALUVA et al., 1984); PWB = present work basalts (sample 5 showing anomalous Zr content is not considered). Solid triangles indicate the Lucanian Apennine basalts (SPADEA, 1982). The area defined by the dashed line is the field of M.Aiona (External Ligurides) Transtitional-MORBs (RAMPONE, 1987). The oblique line indicates the element variation during partial melting, while the horizontal lines indicate fractional crystallization processes.*

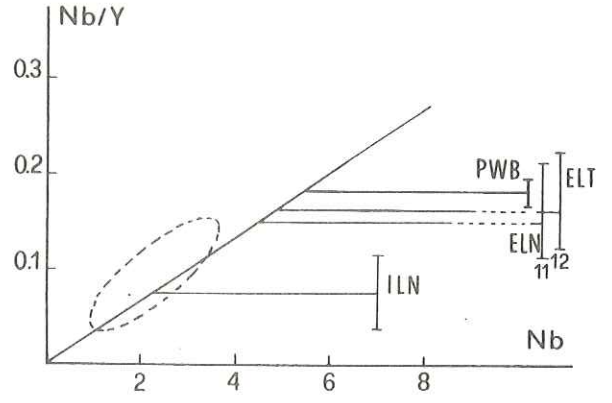


***FIGURE 11** - Nb/Y vs. Nb plot. Symbols as in figure 10.*

significantly different from the trends defined by other ophiolitic metabasalts from External Ligurides (VENTURELLI et al., 1981) and by basaltic dykes from Lucanian Apennine (SPADEA, 1982). From a comparison with other Transitional MORBs from External Ligurides (BECCALUVA et al., 1980; RAMPONE, 1987) lower degree of partial melting of a poorly depleted peridotitic source may be deduced for the present work basalts. On the contrary more depleted peridotitic sources have been suggested for the Normal-MORB compositions from Internal ligurides (BECCALUVA et al., 1984).

The most probable geodynamic model to account for the present petrological evidences is a low degree partial melting of a fertile peridotitic source at shallow levels during early continental rifting and oceanization stages.

As a result the present work metabasalts must be placed in a very marginal position into paleoceanic Piedmontais-Ligurian domain during its greatest spreading stage (figure 12, sketch A).

6. Tectonic evolution

From the middle Cretaceous, large-scale compressive phenomena develop into the oceanic domain. Into the considered section (figure 12, sketch B), showing a Maritime Alps-Northern Apennines transverse, during the Cretaceous two subduction zones are supposed.

High-pressure metaophiolites of the Voltri Group and Cravasco-Montenotte unit document a western subduction zone; reworked ophiolites in "Liguride" sequences from Northern Apennines (Casanova Complex and "basal complex" of the M.Caio flysch) suggest thrust-bounded tectonic ridges (Bracco Ridge; ELTER & RAGGI, 1965) originated in an eastern intraoceanic subduction zone. Cataclastic ophiolites outcropping in such active tectonic ridge was reworked by mass-gravity flows into the Casanova and Caio basins.

Proposed geodynamic models explain these ridges as obducted masses along transpressive faults (BERTOTTI et al., 1986), or as accreted wedges along subduction zones (TREVES, 1984; PRINCIPI & TREVES, 1986; BONAZZI et al., 1987). The latter hypothesis seems better consistent with the western ligurian flysch evolution and the north-apenninic situation.

In this framework, the ophiolitic masses supplying the studied basaltic debris are here interpreted as accreted slices along the "Voltri Group" subduction zone (figure 12, sketch B).

The progressive tectonic evolution allows the basaltic rocks to suffer repeated gravitative reworking, together with associated shaly sediments, thus forming chaotic deposits.

Both the nature of the studied basalts and the tectonic position of the sequences, which are included between the Arnasco-Castelbianco unit (sedimented on the continental margin), and the S.Remo-M.Saccarello unit (sedimented in a oceanic environment but not far from the margin), agree with a paleogeographic location near the European continent.

From the Paleocene the subduction of large portion of the oceanic crust involve the detachement of the flysch. Finally the exhumation of previously subducted, high-pressure metamorfosed units and the eastward subduction in the north-apenninic area take place together with collisional events involving the european-insubric plates. During these complex geodynamic events, western ligurian turbiditic units, detached from their substratum, begin their overthrust toward less and less marginal parts of the european plate.

The last reworking events of the studied basaltic-bearing facies are probably connected with these phenomena, justifying their interbedding into the uppermost, Cenozoic part of Borghetto and Arnasco-Castelbianco sequences (figure 12, sketch C).

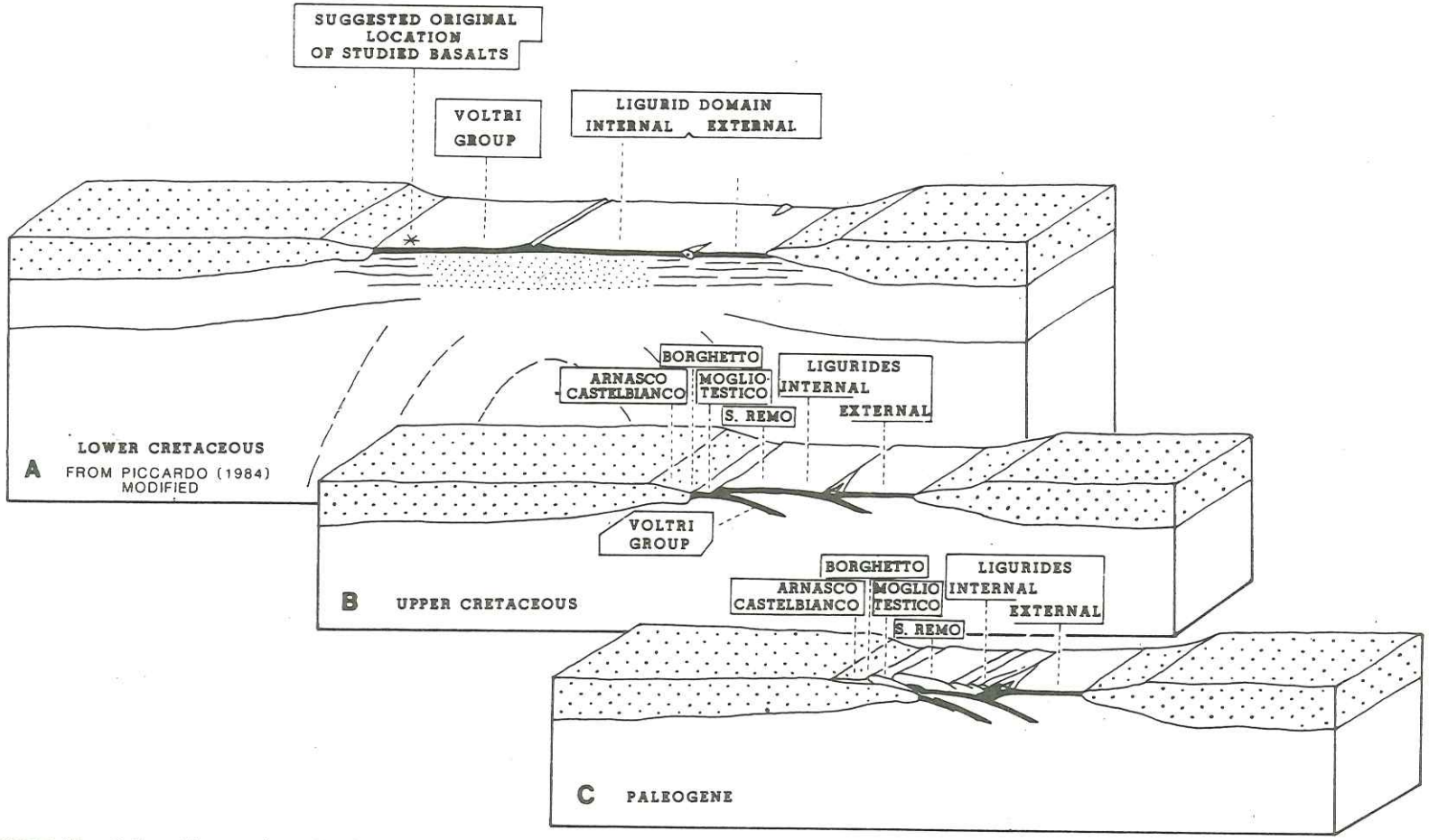


FIGURE 12 *- Schematic section showing the evolution of Piedmont-ligurian oceanic domain, starting from its maximum spreading stage up to the following compressive phases. The considered section refers to a Maritime Alps-Northern Apennine transverse.*

A) Lower Cretaceous *- The present work basalts, erupted during the early stages of the oceanic evolution, at the maximum oceanic spreading stage occupy a very marginal position of the basin, near the european continental margin. Note that the position of the oceanic ridge is completely hypothetical (the oceanic spreading stages are out of the present work goals).*

B) Upper Cretaceous *- Starting from this time some subduction zones (two in the considered section) reflect the regional crustal shortening. Along these subduction zones offscraped ophiolitic masses (accreted units according to the suggested model) supply the ophiolitic debris sedimented into the surrounding basins. For the present work basalts a provenance from the "Voltri Group" subduction zone is suggested.*

C) Paleogene *- The crustal shortening proceeding involves the detachment of the considered tourbiditic sequences and their overthrusting toward the european continental margin. The last reworking events of the basaltic-bearing sediments arise from this compressive stage and are documented by their interbedding into the uppermost, cenozoic part of the continental margin units.*

REFERENCES

ABBATE E., SAGRI M. (1982) - Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino Settentrionale e i margini continentali della Tetide. Mem.Soc.Geol.It., 24, 115-126.

BASSO R., MAZZUCOTELLI A. (1975) - Schema di analisi con metodi rapidi dei principali elementi di minerali e rocce. Per. Min., 44, 5-40.

BECCALUVA L., MACCIOTTA G., PICCARDO G., ZEDA O. (1984) - Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites. Lithos, 17, 299-316.

BECCALUVA L., MACCIOTTA G., VENTURELLI G. (1976) - Differenziazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell'Appennino ligure-emiliano. Ofioliti, 1, 33-65.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1979) - Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites-application to some ophiolites. Can. J. Earth Sci., 16, 1874-1882.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VENTURELLI G. (1977) - The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. Contrib.Mineral.Petrol., 64, 11-31.

BECCALUVA L., PICCARDO G., SERRI G. (1980) - Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. In Ofioliti (Panayiotou A., Ed.), Cipro Geol.Survey, Nicosia, 314-331.

BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M., SANTI R. (1986) - Le Argilliti a blocchi di M.Veri: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo superiore. Ofioliti, 11 (3), 193-220.

BONAZZI A., CORTESOGNO L., GALBIATI B., REINHARDT M., SALVIOLI MARIANI E., VERNIA L. (1987) - Nuovi dati sul metamorfismo di basso grado nelle unità liguridi interne e loro possibile significato nell'evoluzione strutturale dell'Appennino Settentrionale. Acta Nat. Ateneo Parmense, 23, 17-47.

BONI A., VANOSSI M. (1972) - Carta geologica dei terreni compresi tra il Brianzonese ligure s.l. ed il Flysch a Elmintoidi s.s. Atti Ist.Geol.Univ.Pavia, 23, t.24.

DI GIULIO A. (1986) - Sull'età terziaria dei Calcari di Ubaga, successione di Borghetto d'Arroscia-Alassio (Alpi liguri). Riv.It.Paleont.Strat., 92 (2), 251-260.

ELTER P., RAGGI G. (1965) - Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3) Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure. Boll.Soc.Geol.It., 84 (5), 1-12.

FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C.A., SERRI G. (1976) - Ocean-floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites: geochemical evidence. Chem.Geol., 17, 101-111.

FOUCAULT A., POWICHROWSKI L. (1984) - Définition de l'unité d'Imperia (flysch à Helmintoïdes, Alpes ligures, Italie). C.R. Acad.Sc.Fr., 299, 657-660.

FRANZINI M., LEONI L., SAITTA M. (1975) - Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. Rend.Soc.It. Min.Petr., 31, 365-378.

GALBIATI B. (1981) - Nuovi dati e considerazioni sull'elemento di Arnasco (Alpi Marittime). Rend.Soc.Geol.It., 4, 343-345.

GALBIATI B. (1984) - L'unità di Borghetto ed i suoi legami con quella di Moglio-Testico (Alpi liguri): conseguenze paleogeografiche. Riv.It.Paleont.Strat., 90, 205-226.

GALBIATI B. (1986) - L'unità di Borghetto d'Arroscia-Alassio. Mem.Soc.Geol.It., 28 (1984), 181-210.

G.L.O.M. (1977) - I complessi ofiolitici e le unità cristalline della Corsica alpina. Ofioliti, 2, 265-324.

HACCARD D. (1961) - La série du flysch de Moglio-Testico de la nappe du Flysch à Helmintoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes. C.R. Acad.Sc.Fr., 252, 3609-3611.

HACCARD D. (1965) - Nouvelles données sur les spilites de la série de Moglio: nappe du Flysch à Helmintoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes. Bull.Soc.Géol.Fr., 7, 147-151.

JAGOUTZ E., PALME H., BADDENHAUSEN H., CENDALES M., DREIBUS G., SPETTEL B., LORENZ V., WANKE H. (1979) - The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Proc. Lunar Planet Sci.Cnf. 10th, 2031-2050.

LANGMUIR C.H., BENDER J.F., BENCE A.E., HANSON G.N., TAYLOR S.R. (1977) - Petrogenesis of basalts from Famous area: Mid Atlantic Ridge. Earth Planet Sci.Lett., 36, 133-156.

LANTEAUME M. (1968) - Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes. Mém. Carte Géol.France, 405 pp.

LA ROCHE H. de (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad.Sci.Fr., 267, 39-42.

LA ROCHE H. de, LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses: its relationships with current nomenclature. Chem.Geol., 29, 183-210.

LEONI L., SAITTA M. (1976) - X-Rays fluorescence analysis of 29 trace elements in rocks and mineral standards. Rend.Soc.Min.Petr., 32 (2), 495-510.

MARINI M., TERRANOVA R. (1985) - Osservazioni sugli olistostromi presenti nei flysch della liguria occidentale (Valle del T.Arroscia): problemi e nuove prospettive interpretative. Boll.Soc.Geol.It., 104, 143-150.

OTTONELLO G., JORON G.L., PICCARDO G. (1984) - Rare Earth and 3d transition Elements Geochemistry of Peridotitic Rocks: II. Ligurian Peridotites and Associated basalts. J.Petrology, 25, 373-393.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. Earth Planet.Sci.Lett., 19, 290-300.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Mineral Petrol., 69, 33-47.

PETRINI R., JORON J.L., BONATTI E., OTTONELLO G., BRUECKNER H.K. (1987) - Basaltic dykes from Zabargad Island, Red Sea: petrology and geochemistry. Tectonophysics, in press

PICCARDO G. (1984) - Genesi delle ofioliti dell'Appennino Settentrionale. Mem.Soc.Geol. It., 25, 75-89.

PRESNALL D.C., DIXON J.R., O'DONNEL T.H., DIXON S.A. (1979) - Generation of mid-ocean ridge tholeites. J.Petrol., 20, 3-35.

PRINCIPI G., TREVES B. (1986) - Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino. Mem.Soc.Geol.It., 28 (1984), 549-576.

RAMPONE E. (1987) - Studi petrografico-geochimici sulle associazioni di dicchi delle ultramafiti delle Unità Liguridi Esterne (Appennino ligure-emiliano). Tesi di Laurea, Università di Genova, 149 pp., unpublished.

ROYANT G. (1978a) - Aperçu de la structure des nappes en Ligurie centrale. La nappe d'Arnasco-Castelbianco, temoin possible de l'ensemble austro-alpin. C.R. Acad.Sc.Fr., 286, 13-15.

ROYANT G. (1978b) - Aperçu de la structure des nappes en Ligurie centrale. Mise en évidence de trois genérations de nappes. C.R. Acad.Sc.Fr., 286, 193-195.

SAGRI M. (1984) - Le Arenarie di Bordighera: una conoide sottomarina nel bacino di sedimentazione del Flysch a Elmintoidi di S.Remo (Cretaceo superiore, Liguria occidentale). Boll.Soc.Geol.It., 99, 205-226.

SPADEA P. (1982) - Continental crust rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennine (Southern Italy). Ofioliti, 2/3, 501-522.

TREVES B. (1984) - Orogenic belts as accretionary prisms; the example of Northern Apennines. Ofioliti, 9 (3), 577-618.

VANOSSI M. (1985) - Studio sedimentologico del Flysch a Elmintoidi della Valle Argentina (liguria Occidentale). Atti Ist.Geol.Univ.Pavia, 16, 36-71.

VANOSSI M. (1971) - Contributo alla conoscenza delle unità stratigrafico strutturali del Brianzonese ligure s.l.: 3) L'unità di Castellermo. Atti Ist.Geol.Univ.Pavia, 11, 89-108.

VANOSSI M. (1980) - Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la Mer Ligure: un aperçu schématique. Mem.Ist.Geol.Univ.Padova, 34, 101-142.

VANOSSI M., BONI A., CORTESOGNO L., GALBIATI B., LORENZ C., MESSIGA B., PICCARDO G., VANNUCCI R. (1984) - Dati e problemi fondamentali della geologia delle Alpi liguri. Atti del Convegno su "Geologia delle Alpi liguri", Pavia-Genova, 1984.

VANOSSI M., CORTESOGNO L., GALBIATI B., MESSIGA B., PICCARDO G., VANNUCCI R. (1986) - Geologia delle Alpi liguri: dati, problemi, ipotesi. Mem.Soc.Geol.It., 28 (1984), 5-75.

VENTURELLI G., CAPEDRI S., THORPE R.S., POTTS P.J. (1979) - Rare-earth and other element distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica, Western Mediterranean. Chem.Geol., 24, 339-353.

VENTURELLI G., THORPE R.S., POTTS P.J. (1981) - Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Apennine belt. Earth Planet.Sci.Lett. 53, 109-123.

WEAVER S.D. (1977) - The quaternary Caldera Volcano Emuruagololak, Kenya Rift, and the Petrology of a Bimodal Ferrobasalt-Pantelleritic Trachyte Association. Bull.Volcanol., 40 (4), 209-230.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet.Sci.Lett., 28, 459-469.

LE BASSIN DURANCIEN A L'AVAL DE SISTERON AU NEOGENE ET AU QUATERNAIRE:DIFFERENCIATION DE SIX EPISODES DANS LA RECONSTITUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE ET DE TROIS STADES D'EPANDAGE DE SEDIMENTS DETRITIQUES.

Hubert Mercier *

RESUME - Du début du Néogène à nos jours, le bassin durancien à l'aval de Sisteron rend compte de la présence de deux cycles sédimentaires superposés s'achevant chacun par des épandages fluviatiles et que l'on peut subdiviser en six étapes. Un tableau intéressant treize secteurs résume la stratigraphie du bassin. Il montre par ailleurs que les deux cycles sont seulement identifiables en aval de la vallée de l'Asse, en raison de la présence de la régression messinienne et de la transgession pliocène. En amont, ces deux stades étant absents, la sédimentation détritique se poursuit sans interruption depuis la fin du premier cycle jusqu'au Quaternaire ancien, aidée en cela par une subsidence permanente qui est à l'origine d'une grande épaisseur de sédiments.

Les matériaux détritiques fluviatiles qui achèvent chaque cycle rendent compte des modifications de l'arrière-pays suivant trois stades d'épandage, ce qui permet de reconstituer l'étendue du bassin-versant à différentes époques.

ABSTRACT - From lower Neogen to these days, durancian basin downstream Sisteron accounts for presence of two superposed sedimentary cycles, concluding by fluvial spreadings that we can subdivide into six stages. A board interesting thirtheen sectors sums up the basin stratigraphy. It shows moreover that two cycles are only identifiable downstream Asse valley due to presence of messinian regression and pliocene transgression. Upstream, these two events are absent and detritical sedimentation continues unceasingly from the end of first cycle to old Quaternary with one continue subsidence which has involved a great thickness of sediments.

Fluvial detritical materials which conclude each cycle account for modifications of hinterland according to three spreading stages, which permit to reconstitute area of basin side at different periods.

I - INTRODUCTION - Du début du Neogène à nos jours, le bassin durancien à l'aval de Sisteron est le siège de deux cycles sédimentaires qui reflètent les vicissitudes stratigraphiques, paléogéographiques et tectoniques du bassin et de son arrière-pays. L'aire étudiée s'étend sur:

- un domaine *provençal* au Sud d'une ligne Les Mées-Estoublon (v. fig.3) caractérisé par une sédimentation en apparence calme et s'achevant par la surface du "*Plateau de Valensole*" (H1, H. MERCIER, 1978),
- un domaine *alpin* au nord de cette même ligne, où la subsidence est permanente et conditionne une épaisseur plus importante des dépôts, leur déformation et l'absence de surface sommitale.

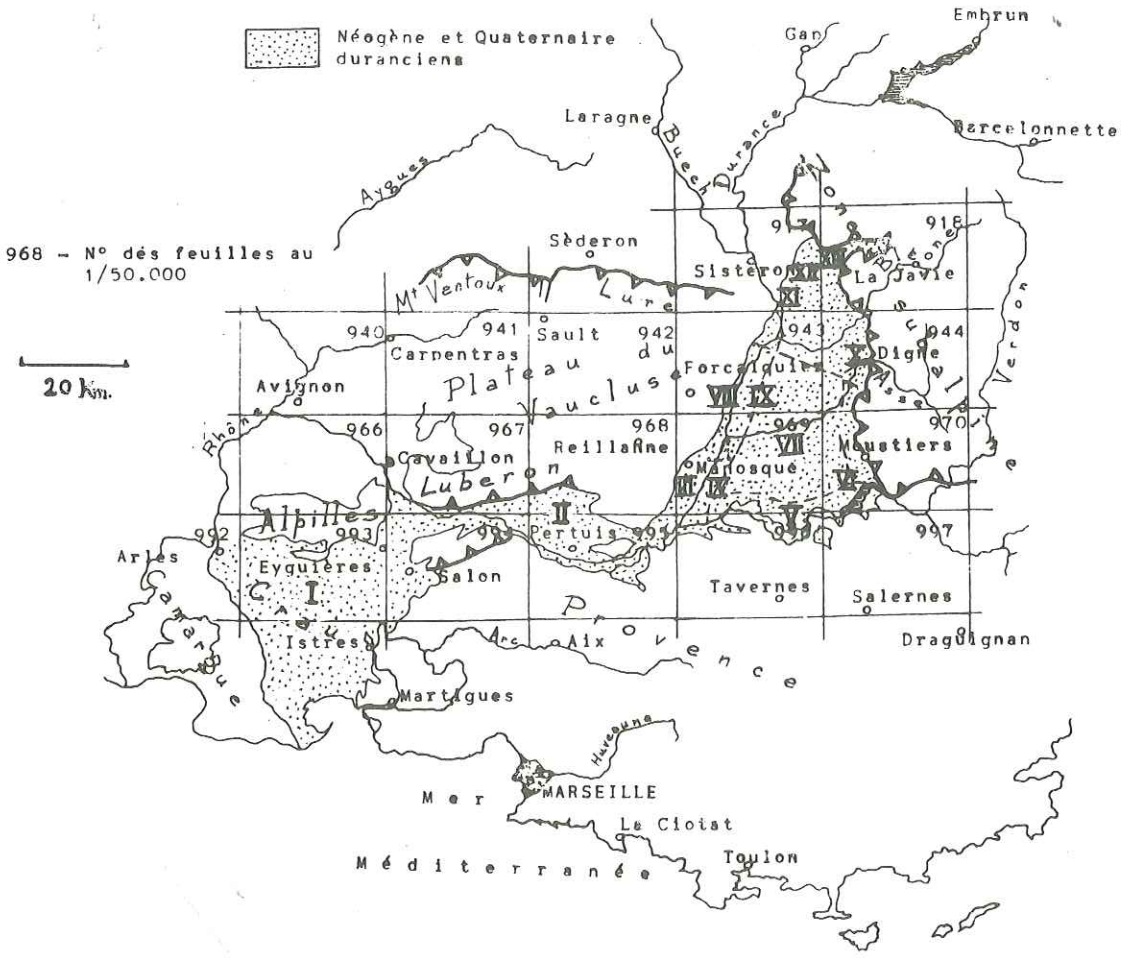
Les deux cycles se subdivisent en six périodes d'inégale durée:

-1 du Miocène inférieur au Tortonien terminal,
-2 le Messinien caractérisé par une phase de régression,
-3 le Pliocène inférieur et moyen qui marque la fin du premier cycle sédimentaire avec le dépot de la première unité détritique (VAL I),
-4 la transgression plaisancienne qui marque le retour de la mer et le début du second cycle,
-5 le Pliocène supérieur et le Quaternaire anté-glaciaire, phase au cours de laquelle se met en place la deuxième unité conglomératique de Valensole (VAL II),
-6 enfin, des premières glaciations à nos jours.

---

*Laboratoire de Géologie structurale et appliquée - Université d' aix- Marseille I - 13331 - Marseille cedex 3.

L'étude stratigraphique porte sur treize secteurs. Neuf d'entre eux se situent dans le "domaine provençal" du bassin (I à IX), quatre dans le "domaine alpin" (X à XIII): fig. 1. Les résultats de cette étude sont consignés dans le tableau stratigraphique de la figure 2.



- Fig. 1 - Localisation des treize secteurs étudiés dans le tableau stratigraphique du Néogène et du Plëistocène duranciens.

II - ETUDE STRATIGRAPHIQUE. Nous évoquerons la stratigraphie du bassin de l'aval vers l'amont, c'est -à-dire depuis la Crau jusqu'au fond du golfe de Digne.

II. 1. Crau.

Le premier cycle débute avec la transgression aquitanienne du Sud de la Nerthe, se poursuit avec la "molasse" de Sausset, les marnes de Tamaris, les biocalcarénites de Fontvieille, les marnes de Pont-Gayé, les marnes et molasses du Miocène moyen et enfin la "molasse de Rognes", équivalent latéral des marnes sableuses de Crau reconnues dans le sondage de VILLENEUVE I.

En Crau, le Tortonien est absent comme les cailloutis fluviatiles de VAL I qui ont été déblayés par la régression messinienne. Le premier cycle s'achève ici par une lacune.

Le second cycle débute avec les marnes plaisanciennes piégées dans les incisions de la régression messinienne. Elles sont surmontées par des cailloutis fluviatiles d'origine durancienne à forte proportion d'éléments exogènes, correspondant à la deuxième unité conglomératique de Valensole (VAL II). C'est la Crau d'Arles ou d'Eyguières.

Le sixième et dernier épisode du comblement est celui de la Crau de Salon-Miramas, au cours duquel sont mis en place des cailloutis à dominante endogène (v. plus loin, paragraphe III.3).

II.2. Basse-Durance.

Ici encore les deux cycles sédimentaires sont reconnaissables. Le premier débute avec le Burdigalien marin de Lourmarin, se poursuit au Langhien et au Serravallien où apparaissent les premières indentations limniques ainsi que des épandages graveleux, marins ou fluviatiles. Le bassin de Cucuron reflète les fluctuations sédimentaires de la fin du premier cycle et le passage progressif des lithofaciès marins aux lithofaciès lacustres et continentaux. Les derniers niveaux marins y sont datés de -8,5 MA.

Les premiers épandages fluviatiles (VAL I) sont présents dès le Tortonien supérieur, au-dessus des formations limniques de Ratavoux mais la régression messinienne les entaille comme les dépôts sous-jacents jusqu'au Serravallien (J.P. AGUILAR et G. CLAUZON, 1982). Latéralement se déposent les limons rouges à Hipparions et les cailloutis bréchiques du Luberon.

La ria creusée par la régression messinienne est envahie au Pliocène moyen par un diverticule latéral de la transgression rhodanienne qui marque le début du second cycle. Au-dessus s'étalent les conglomérats de la deuxième unité de Valensole (VAL II), peu visibles car masqués par les alluvions quaternaires. VAL II se situe en contrebas de VAL I qui forme les buttes de Pertuis-Villelaure.

Le dernier épisode est représenté, comme ce sera le cas en amont, par les différentes terrases quaternaires.

II.3. Moyenne-Durance, rive droite aval, c'est-à-dire entre le pont de Mirabeau (Vaucluse) et la Brillanne.

Ce secteur s'appuie contre la terminaison nord-orientale du Luberon et le bassin tertiaire de Manosque. Sur un substratum oligo-aquitanien, marneux, calcaire ou gréso-conglomératique, le cycle miocène débute avec le Burdigalien supérieur marin auquel succèdent des molasses marines à intercalations lacustres (Langhien et Serravallien), puis des calcaires tortoniens (Valveranne) avant l'arrivée des cailloutis de Valensole (VAL I) qui achèvent ce premier cycle tronqué à sa partie supérieure. La série, fortement inclinée vers le SE au Nord de Manosque, témoigne du jeu, à la fin du Miocène, de la flexure durancienne qui sépare un secteur oriental en voie de soulèvement (Volx) d'un secteur occidental en voie d'affaissement.

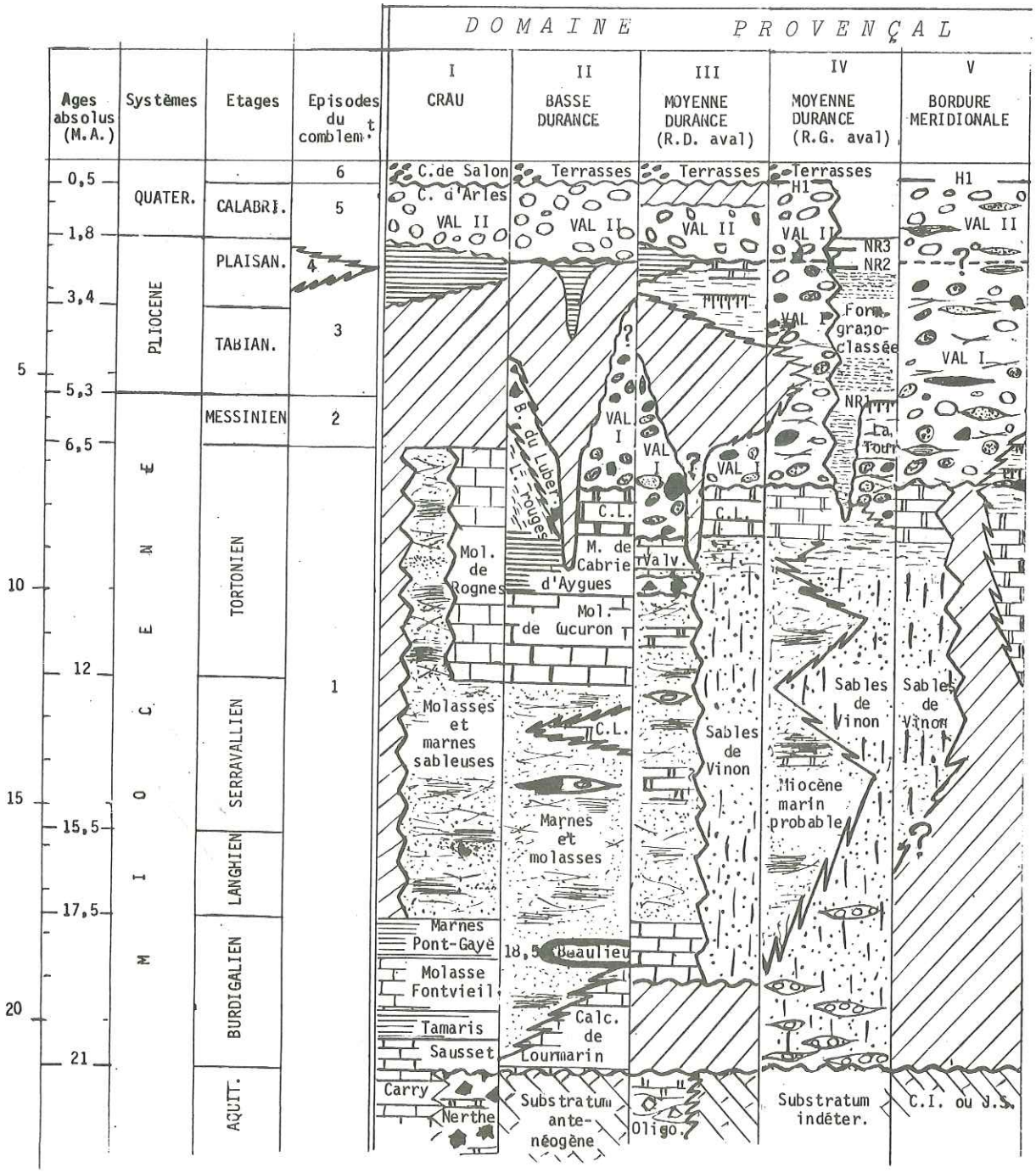
Latéralement, au cours de ce premier cycle, se mettent en place "les Sables de Vinon", épandages continentaux du Piémont nord-provençal (St. Eucher), surmontés par des calcaires lacustres recouverts eux aussi par les mêmes conglomérats (VAL I). A Font-Royer (NW de Villeneuve), on observe le contact entre les deux cycles sédimentaires grâce à la présence des témoins les plus septentrionaux du Pliocène moyen (dépôts de plage), marquant le début du second cycle. Ces vestiges marins sont interstratifiés dans une série continentale à faciès variés: marnes, limons, paléosols, grès et calcaires lacustres. Il s'agit du Pliocène moyen, ce que confirme la présence de Rongeurs de la faune d'Hautimagne (M. DUBAR, 1983).

Les cailloutis fluviatiles qui lui sont superposés avec un pendage faible constituent les vestiges de la deuxième unité (VAL II). Leur partie supérieure est également tronquée par l'érosion et les terrasses duranciennes caractérisant le dernier épisode du comblement se situent en contrebas, en bordure de la vallée.

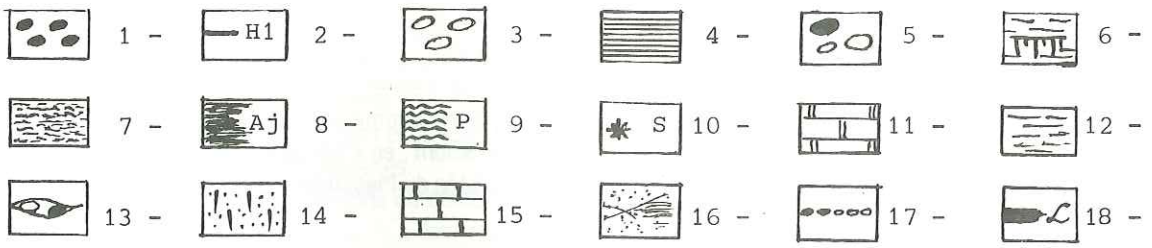
II.4. Moyenne-Durance, rive gauche aval, (Verdon-Rancure).

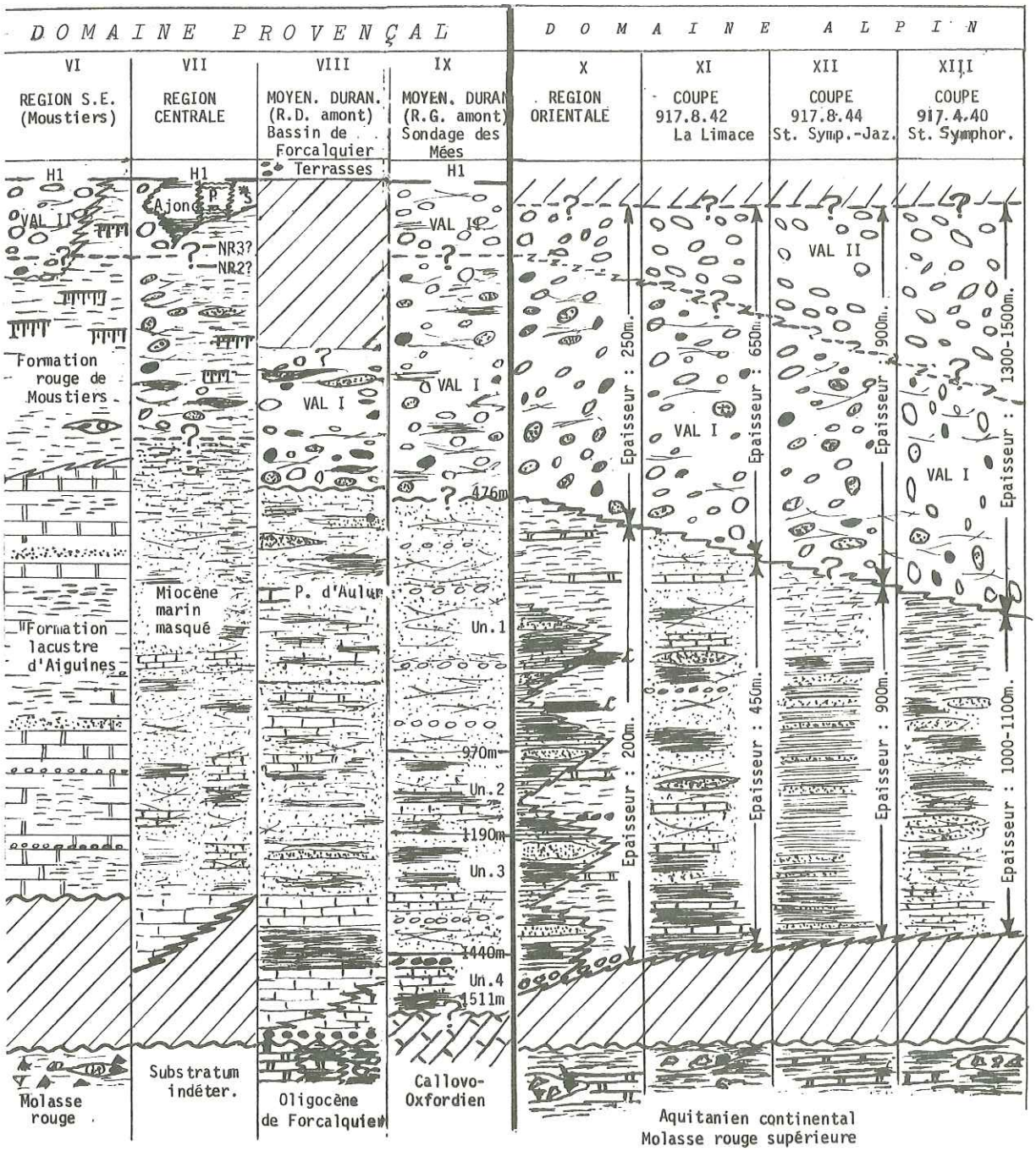
Ce secteur fait l'objet de discussions sur la présence ou l'absence des deux unités détritiques. Le substratum du complexe néogène et quaternaire et le Miocène marin n'affleurent pas. On observe du Miocène continental dans les Gorges de Malakoff, 1 km. au sud de Rousset. De même, sur cette rive, aucun témoin de la transgression pliocène n'est présent.

A la Salette, les conglomérats duranciens se présentent suivant deux ensembles constituant selon M. DUBAR (1983) les témoins des deux unités VAL I et VAL II. L'ensemble inférieur est entaillé par un "canyon" qui reflète un ravinement imputable à la régression messinienne. Il comporte une paléosurface représentée par une altérite rouge considérée comme un niveau-repère de premier ordre (NR1), qui serait continu jusqu'à la Tour, 15 km en amont, en rive gauche de l'Asse. Là, ce prétendu niveau isochrone surmonte la "formation de la Tour", datée du Messinien (zone N13 de P. MEIN ou E2 de



- Fig. 2 - Tableau stratigraphique général du Néogène et du Pléistocène inférieur duranciens.





1 - Terrasses quaternaires. 2 - H1: surface du "Plateau de Valensole". 3 - Deuxième unité conglomératique: VAL II.4 - Formation marneuse marine. 5 - Première unité conglomératique: VAL I. 6 - Paléosols dans une formation continentale. 7 - Formation granoclassée. 8 - Marnes rouges d'Ajonc. 9 - Formation de Puimoisson. 10 - Travertins de Ségriès. 11 - Calcaires lacustres. 12 - Marnes lacustres. 13 - Lentilles conglomératiques. 14 - Sables continentaux. 15 - Calcarénites marines. 16 - Marnes et molasses sableuses. 17 - Lits conglomératiques. 18 - Horizon ligniteux.

J.P. AGUILAR). Or entre la Salette et la Tour , ce niveau repère n' apparait pas sur les douzes coupes relevées en rive gauche de l'Asse (H. MERCIER, 1978), qui montrent des affleurements ininterrompus de la base au sommet du versant.

A notre avis, le rôle attribué à ce niveau est excessif en l'absence de faune et de continuité. En effet, tandis qu' en Durance des épandages graveleux se déposent sans interruption du Tortonien supérieur au Quaternaire ancien en raison du rôle de drain permanent joué par la flexure durancienne, à l'Est, ces matériaux sont interstratifiés avec des dépôts plus fins issus de l'Est et du Nord-Est: marnes et limons lacustres, loess ou paléosols locaux caractéristiques d'aires émergées, sur lesquelles s'installe un couvert végétal local et momentané.

A la Salette, les sédiments fins qui comblent le paléocanyon sont rapportés au Pliocène inférieur et supérieur par simple analogie avec le gisement de Rongeurs du Pigeonnier de l'Ange, en rive droite de la Durance. Cette datation nous paraît arbitraire en l'absence de faune dans ces sédiments et M. DUBAR ne tient pas compte de la flexure durancienne qui sépare la Salette du Pigeonnier de l'Ange. Rien ne prouve donc qu'il s'agit des mêmes horizons post-messiniens dans les deux sites séparés par un accident majeur.

L'absence de témoins de la transgression pliocène ne permet pas, dans ce secteur, de localiser la limite entre les deux cycles sédimentaires et par voie de conséquence, la limite entre les deux unités détritiques VAL I et VAL II.

D'autre part, au sein de la deuxième unité VAL II, M.DUBAR (1984) identifie deux autres niveaux-repères NR2 et NR3 qui sont des paléosols reconnus sur les deux rives de la Durance et sur l'ensemble du bassin. Compte-tenu de la diversité des lithofaciès dans un contexte détritique à chenalisation divagante, il paraît téméraire d'attribuer un rôle aussi général à des faciès qui caractérisent précisément des aires temporairement et localement émergées, tandis qu'au voisinage la sédimentation se poursuit. Nous verrons plus loin que dans la région de Moustiers, de tels paléosols sont présents à plusieurs niveaux du complexe détritique sans que l'on puisse leur attribuer un rôle aussi important, en raison de leur caractère local et temporaire.

II. 5. Bordure méridionale (entre les vallées du Colostre et du Verdon).

C'est le domaine du Piémont nord-provençal où le Miocène marin est absent. Il est remplacé par les "*Sables de Vinon*" épandages détritiques continentaux, fins ou grossiers, présents seulement dans les zones déprimées. A leur sommet se situe du Miocène supérieur lacustre surmonté par des épandages graveleux dans lesquels s'interstratifient des lentilles de sables argileux, limons sableux, calcaires lacustres ou pisolitiques, représentant les deux unités VAL I et VAL II qu'aucun témoin sédimentologique ou paléontologique ne permet de différencier. Le Pliocène marin étant également absent, les deux cycles sédimentaires ne peuvent être reconnus.

Le comblement s'achève ici par la surface sommitale du "Plateau de Valensole" (H1,H. MERCIER, 1978) qui marque la limite entre le stade 5 et le stade 6 du comblement

II. 6. Bordure sud-orientale du bassin.

Ce secteur est à la fin de l'Oligocène une basse-plaine bordée de reliefs, au pied de laquelle s'épanchent les nappes de cailloutis et de limons boueux de la " *Molasse rouge supérieure* ". Après une brève lacune au Burdigalien, un lac s'installe dans la région d'Aiguines-Moustiers. Le milieu est calme et la teneur en carbonates est élevée. Les sédimements sont variés : sables fins, argileux, marnes, travertins, calcaires pisolitiques ou sapropéliens ou encore en plaquettes, etc... Cette sédimentation se manifeste durant toute la durée du Miocène moyen et supérieur. La *crise messinienne* n'a pas d'effet ici. La *Formationr rouge de Moustiers* résultant de la dégradation des assises marneuses du Jurassique et du Crétacé de l'arrière-pays couvre le Pliocène et le Quaternaire ancien. De nombreux paléosols y sont interstratifiés marquant l'installation d'un couvert végétal temporaire et localisé et sans signification chronostratigraphique. Les épandages fluviatiles observés sur les bordures à la même époque épargnent ce secteur, de telle sorte que les deux cycles ne sont pas identifiables et que les différentes étapes du comblement ne peuvent être identifiées.

Le remplissage du bassin s'achève ici à la fin de l'épisode 5, avec la surface sommitale H1.

II.7. Région centrale

Elle couvre le secteur s'étendant de la vallée du Colostre au Sud au sommet du versant rive gauche de la Bléone au Nord et de la Durance au front subalpin à l'Est. Le substratum du Miocène est indéterminé. Il est représenté au Sud par du Crétacé inférieur et au Nord par un bombement anticlinal dit "d'Entrevennes", mettant en contact le Miocène sur le Callovo-oxfordien (v. le sondage des Mées et P. DUBOIS et R. CURNELLE, 1978).

Le premier cycle est représenté par du Miocène marin d'abord profond puis littoral et enfin continental dont l'épaisseur croît du Sud au Nord en raison de la subsidence qui affecte le bassin dans la partie septentrionale.

L'âge du dépôt des premiers épandages fluviatiles est indéterminé et suivant les divagations des différents paléocours d'eau, la sédimentation est soit graveleuse, soit marno-sableuse, avec toujours des paléosols sur les aires temporairement émergées.

La régression messinienne et la transgression pliocène n'apparaissent nulle part. Du point de vue stratigraphique, seuls les ultimes dépôts peuvent être datés. Au Nord du ravin de Rancure, les *Marnes rouges d'Ajonc* relèvent du second cycle (H. MERCIER, 1978). Latéralement, les *Marnes blanches de Puimoisson* et les *Travertins de Ségriès* (P et S sur le tableau), par leur faune de micromammifères, rendraient compte du passage du premier au second cycle avec les niveaux-repères NR2 et NR3 de M. DUBAR (1984). Mais dans un contexte deltaïque où s'intriquent des dépôts fluviatiles, lacustres et continentaux, est-on en droit d'attribuer une telle importance chronostratigraphique à l'échelle de l'ensemble du bassin à des paléosols qui ne correspondent qu'à des aires émergées localisées? A notre avis, M. DUBAR donne une trop grande importance à ces deux niveaux NR2 Et NR3 qui sont pour lui isochrones depuis la rive droite de la Durance jusqu'au Serre de Montdenier. Peut-être témoignent-ils d'une interruption dans la sédimentation mais seulement en des sites locaux, temporairement émergés et à l'abri des épandages fluviatiles qui se poursuivent au même moment dans les secteurs voisins (Durance, Asse, Bléone ou la bordure nord du bassin).

II.8. Moyenne Durance, rive droite (en amont de la Brillanne).

Ce secteur jouxte le bassin de Forcalquier et se caractérise par la seule présence du premier cycle. Nous nous trouvons immédiatement à l'Ouest de la flexure durancienne et la statigraphie des dépôts néogènes est celle du bassin voisin. Sur un substratum oligocène lacustre, calcaire, marneux ou conglomératique, le Miocène est d'abord marin, puis temporairement palustre, avant de devenir côtier et finalement continental avec les premiers épandages fluviatiles d'origine lointaine (VAL I). Ce premier cycle est d'ailleurs amputé à sa partie sommitale d'une partie de ses dépôts qui ont été déblayés par les " *chasses d'eau* " duranciennes successives qui ont fait disparaître toute trace du second cycle. Seuls ne subsistent que quelques vestiges des terrasses quaternaires épargnés par l'érosion (sixième épisode du remplissage).

II.9. Moyenne Durance, rive gauche amont (sondage des Mées I).

Ce secteur concerne la partie septentrionale du " domaine provençal " du bassin, en bordure est de la Durance.

Pendant la phase d'extension oligocène, le secteur est émergé et surplombe le bassin subsident de Manosque-Forcalquier. Au début du Néogène, la flexure durancienne entraîne l'effondrement du môle oriental qui s'enfonce lentement et régulièrement, déterminant une sédimentation d'abord marine puis littorale à éventails deltaïques originaires des marges septentrionale et orientale, à l'exclusion de la bordure ouest. Les dépôts sont fins mais épais (1035m.) : argiles, calcaires, molasses, silts et rares conglomérats. Ce n'est qu'à la fin du Tortonien qu'apparaissent les premiers galets fluviatiles (VAL I), qui seront ininterrompus jusqu'à la fin du comblement, grâce au jeu permament de la flexure durancienne. Ce fait détermine l'absence d ' identification de la régression messinienne, de la transgression pliocène et l'impossibilité de différencier les deux cycles et les deux unités VAL I et VAL II présentes dans les 476 m. supérieurs du sondage des MEES I (P. DUBOIS et R. CURNELLE, 1978), qui s'achève avec la surface H1 du " Plateau ", impliquant sa localisation dans le domaine "provençal" du bassin.

II. 10 Région orientale.

Nous abordons avec ce secteur le "domaine alpin" du bassin, caractérisé par:
- l'absence de tout témoin de la régression messinienne et de la transgression pliocène,
- l'impossibilité de différencier les deux cycles sédimentaires,
- l'absence de la surface H1 marquant la fin du comblement,
- une subsidence croissante du SW vers le NE au cours du Néogène qui détermine une épaisseur croissante des dépôts au fur et à mesure que l'on se déplace vers le fond du golfe de Digne.

La région orientale fait la transition entre les deux domaines provençal et alpin dans la mesure où:
- le substratum est, comme à Moustiers, représenté par la *"Molasse rouge supérieure"*,
- le Miocène a encore une épaisseur modérée (200 à 300 m.),
- les lithofaciès passent progressivement du régime marin au régime lacustre puis continental avec les cailloutis fluviatiles.

A Beynes-Beauregard, la faune montre, sous les premiers cailloutis, du Tortonien (H. MERCIER, 1978). G. CLAUZON, J.P. AGUILAR et J. MICHAUX (1987) signalent au Colombier, en rive gauche de la Bléone, au-dessous des premiers conglomérats, la présence d'un gisement de Rongeurs daté du Serravallien. A notre avis, ceci n'autorise pas à dater les cailloutis azoïques sus-jacents de la même époque car ils ont pu être mis en place beaucoup plus tardivement.

La limite entre les deux unités conglomératiques ne peut être précisée si ce n'est par le fait que les lentilles inférieures sont plus riches en éléments exotiques que les lentilles supérieures à dominante subalpine.

II. 11. 12. 13. Secteur septentrional du bassin.

L'étude a portée ici sur trois coupes relevées en rive gauche du Vançon d'aval en amont:
- coupe 917.8.42. du vallon de la Limace-Combaïet, (Sisteron n°8)
- coupe 917.8.44 de Saint-Symphorien-Jazelles, "
- coupe 917.4.40 du ravin de Saint-Symphorien. (Sisteron n°4)

Sur ces trois coupes, le substratum est représenté par l'Aquitanien continental: c'est la *Molasse rouge supérieure*.

Le premier cycle débute avec un Burdigalien supérieur un peu plus récent en fond de golfe qu'en aval. Au-dessus se développe une sédimentation à dominante détritique-fin. Tandis qu'en aval (SW), des passées calcaires et marneuses fossilifères permettent de dater certains horizons du Burdigalien, du Langhien, du Serravallien, et même du Tortorien, en amont, dans le fond du golfe (NE), le détritisme fin envahit toute la série avec des grès-molasses et des marnes jaunes azoïques et il n'est plus possible de distinguer ce qui relève du régime marin ou du régime continental et de dater les dépôts sous-jacents aux premiers épandages graveleux. En outre, la subsidence croissant vers le NE, la série atteint des épaisseurs inhabituelles avec ce que l'on connaît dans le domaine provençal.

Le problème qui se pose est de dater les premiers épandages graveleux qui, dès lors, seront ininterrompus jusqu'à la fin du comblement. Le mur de la formation de Valensole est sans doute diachrone comme l'affirment G. CLAUZON, J.P. AGUILAR et J. MICHAUX (1987). Les matériaux de démantèlement des chaînons alpins qui se mettent en place à la fin du Miocène ne peuvent pas se déposer au même moment au pied des relief et dans la partie aval du bassin. Les premiers sont sans doute ceux observés dans le fond du golfe de Digne, là où la subsidence affecte le secteur depuis le début du Néogène. Cependant, il nous paraît téméraire de prétendre que 5 M.A. séparent la mise en place des cailloutis du fond du golfe (Pré Foran) de ceux de Pertuis, en Basse-Durance, sachant bien que les alluvions fluviatiles peuvent être déplacées rapidement sur de grandes distances et ne sont nullement comparables à des épandages à progression lente et régulière comme des masses boueuses par exmple. Mais là n'est pas l'objection principale. Les gisements de Rongeurs étudiés par nos collègues et dont l'âge n'est nullement contesté, sont situés *au-dessous des conglomérats* et non dans les cailloutis eux-mêmes (cf. note ci-dessus).

En conséquence, il nous semble audacieux d'utiliser le terme de *progradation conglomératique* et d'avancer que 5 M.A. séparent les deux sites du Pré Foran et de Pertuis. A notre avis, seule une methode de datation portant sur les cailloutis eux-mêmes pourra resoudre definitivement le problème de l'âge

de la mise en place des conglomérats en des points distants de plusieurs dizaines de kilomètres mais hélas, à l'heure actuelle, cette méthode n'a pas encore vu le jour.

II.14. Conclusion de l'étude stratitagraphique.

On retiendra les points suivants:

-Les deux cycles sédimentaires sont identifiables seulement dans le domaine provençal du bassin de Digne et précisement dans la vallée de la Durance, depuis la Crau jusqu'au Nord de Manosque.

-La régression messinienne n'est qu'un épisode temporaire du premier cycle et n'est sensible que le long de la vallée de la Durance, jusqu'à Oraison.

-La transgression pliocène remonte la ria jusqu'au Nord de Manosque.

-Le remplissage détritique du bassin débute au Tortonien supérieur en aval et peut-être un peu plus tôt en amont, sans que l'on puisse affirmer qu'il commence dès le Serravallien en fond de golfe, les Rongeurs de Pré Foran datant seulement les assises *sous-jacentes des cailloutis, ce qui n'implique pas le même âge pour ces dépôts qui leur sont superposés.*

-Le remplissage cesse juste avant les premières influences glaciaires qui conditionnent un abaissement du niveau de base, l'enfoncement des cours d'eau et la mise en place des différentes terrasses. Le problème est de savoir combien de temps sépare la fin du comblement de la plus haute terrasse durancienne. Pour l'instant, les Quaternaristes en discutent (G. MONTJUVENT, 1987).

-La Moyenne-Durance joue le rôle de drain permanent, facilité par le jeu d'un linéament important, actif à plusieurs reprises et en particulier à la fin du Miocène, en favorisant la transmission des contraintes alpines au secteur provençal pour une remise en mouvement de certaines unités comme les plis de Mirabeau (Vaucluse), du Luberon et de la Chaîne des Costes (entre Salon et Pertuis).

-La subsidence, permanente dans le domaine "alpin" du bassin, est à l'origine de la nature détritique des sédiments et de l'accroissement de leur épaisseur dans le fond du golfe.

III - EVOLUTION DU BASSIN DURANCIEN DU MIOCENE A NOS JOURS.

L'étude statistiques des cailloutis fluviatiles qui achèvent chaque cycle rend compte :

- de la nature du matériel,
- de son origine,
- de l'évolution du bassin versant et des modifications de l'arrière-pays au cours des différents stades d'épandage des matériaux.

Parmi les nombreux inventaires étudiés (H. MERCIER, 1978), seuls quelques uns ont été retenus pour illustrer cette évolution du bassin. On a distingué dans chaque population de galets trois catégories d'éléments:

a) ceux originaires de la zone externe de la Chaîne alpine, zone dauphinoise ou subalpine, constitués de calcaires mésozoïques et cénozoïques,

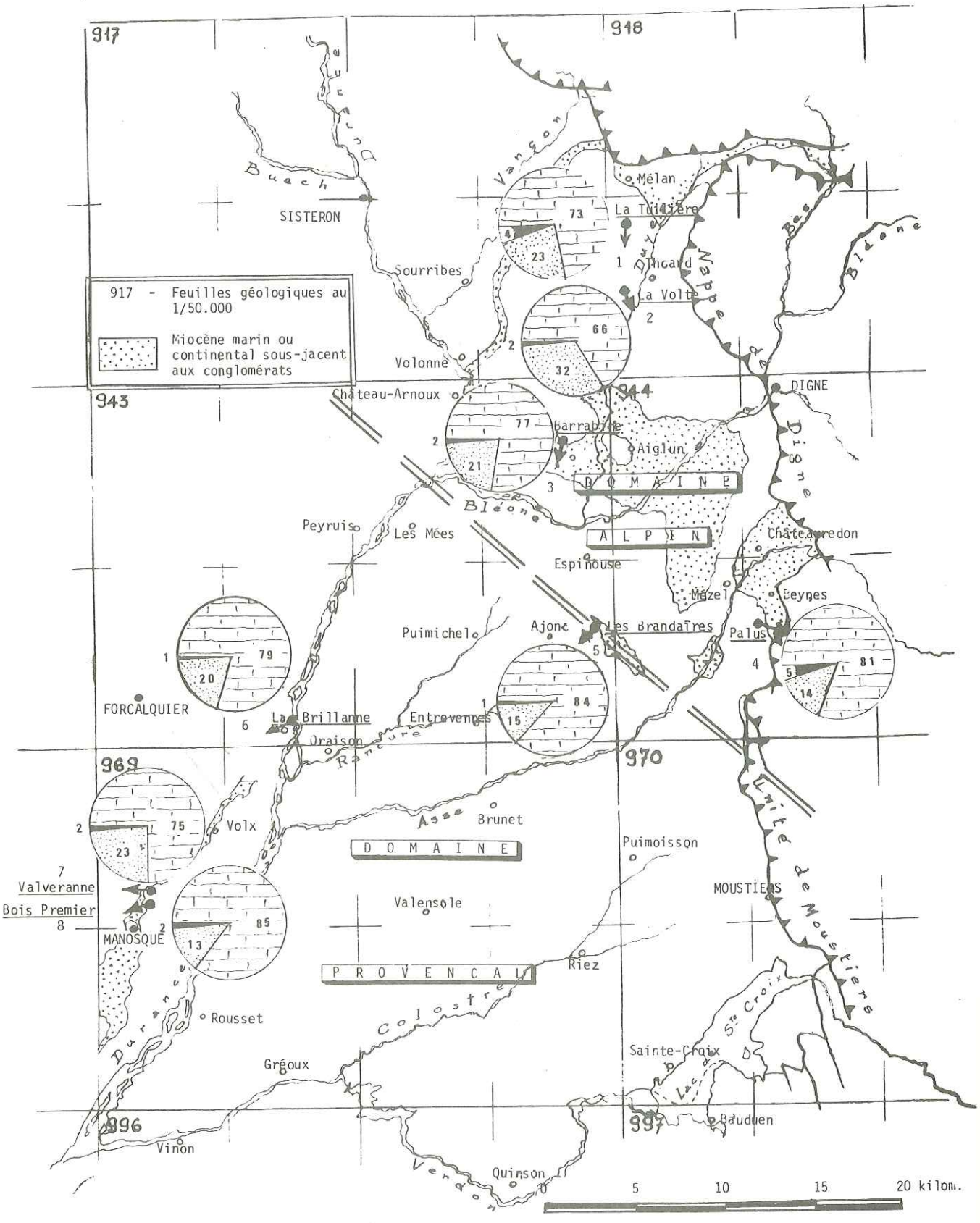
b) ceux originaires des zones internes : zone piémontaise ou zone des Schistes lustrés, zone briançonnaise et zone des Nappes de l'Ubaye-Embrunnais,

Ces éléments comprennent des roches vertes, des représentants du Trias briançonnais, des radiolarites, des différents flyschs, des Grès d'Annot et du Champsaur,

c) enfin, les galets de roches endogènes, quartz, granites, granitoïdes, rhyolites, andésites originaires des Massifs cristallins externes (Pelvoux Argentera-Mercantour) ou encore du Massif de l'Estérel.

III.1. Première unité conglomératique : VAL I.

La figure 3 montre l'emplacement des inventaires de galets mis en place au cours de la première unité conglomératique, VAL I.



- Fig. 3 - INVENTAIRES PETROGRAPHIQUES DES EPANDAGES GRAVELEUX MIS EN PLACE AU COURS DE LA PREMIERE UNITE CONGLOMERATIQUE.

1°/ Quatre stations se situent dns le domaine "alpin" du bassin : 1 à 4; La Tuilière, La Volte, Ravin de Barrabine, Palus.

Les calcaires subalpins sont présents entre 66 et 84% du stock, les éléments des zones internes oscillent entre 14 et 33% et les roches "éruptives" entre 2 et 5%.

A la fin du Miocène, les tectogenèses affectent principalement les unités situées à l'Est de la zone subalpine. Les nappes de flysch sont remises en mouvement et attaquées par l'érosion. Les cours d'eau érodent également la zone dauphinoise avant d'atteindre le bassin de Digne et au passage, ils remobilisent quelques éléments endogènes piégés dans les synclinaux oligocènes. La flexure durancienne est active et joue le rôle de drain permanent. Le bassin-versant s'étend sur la couverture sédimentaire située entre Pelvoux et Argentera, ces reliefs étant en majeure partie masqués donc non encore soumis à l'érosion.Les contraintes tectoniques alpines se transmettent au "domaine provençal" à la faveur de la flexure durancienne qui fait affaisser le compartiment oriental et soulever le compartiment occidental (Volx et pli de Mirabeau).

2°/ Dans le "domaine provençal", les quatre inventaires retenus sont ceux des Brandaïres, près d'Ajonc, de la Brillanne, de Valveranne et de Bois Premier: 5 à 8. Les proportions des différentes catégories de roches sont comparables à celles observées dans le domaine "alpin": entre 75 et 85% d'éléments en provenance de la zone dauphinoise, entre 13 et 23% d'éléments en provenance des zones internes et 1 à 2% seulement de roches éruptives.

La station de Valveranne immédiatement sus-jacente au Tortonien marin est la plus riche en éléments des zones internes. Située en début du remplissage dans le chenal durancien, elle reflète à cette époque une érosion active des zones orientales de la chaîne.

La figure 3 bis rend compte de l'étendue du bassin-versant durancien à la fin du premier cycle, au Miocène terminal et au Pliocène inférieur. Les massifs cristallins ne sont pas érodés et seule la couverture est soumise à l'action des tectogenèses alpines. Le Buech, la Durance, l'Ubaye et le Verdon transportent des matériaux résultant du démantèlement des unités orientales en cours de mise en place (zone piémontaise, briançonnaise et nappes de l'Ubaye-Embrunnais) et de la zone dauphinoise également tectonisée. La flexure durancienne est en permanence active. La lèvre orientale s'effondre, tandis que la lèvre occidentale se soulève. L'accident draine tous les cours d'eau et constitue le chenal d'évacuation préférentiel des produits de démantèlement des Alpes du Sud, favorisé par la régression messinienne qui affecte la partie aval du bassin.

III. 2. Deuxième unité conglomératique: Val II.

La figure 4 concerne les inventaires pétrographiques des populations de galets mises en place au cours de la deuxième unité (VAL II), au Pliocène supérieur et au Quaternaire anté-glaciaire.

Deux inventaires ont été retenus dans le domaine "alpin" du bassin: Malijai (1) et les Terrasses (2); huit autres dans le domaine provençal: Puimichel (3), Saint-Julien d'Asse (4), les Arnoux (5), Brunet (6), Riez (7), Arbitelle (8), Montpezat (9) et Repentance (10).

On a figuré pour certaines stations la distance qui les sépare de la fin du comblement ( ) et la proportion de galets "subalpins" originaires des corniches jurassiques les plus frontales (unités de Moustiers, par exemple).

Au cours de cette deuxième phase du comblement, on peut dégager les conclusions suivantes:

1°) aucune roche éruptive n'est présente,

2°) la proportion des éléments originaires des zones internes est de 12 à 18 % dans la partie "alpine" du bassin et de 9 à 22%dans la partie "provençale",

3°) celle des éléments en provenance de la zone dauphinoise n'est nulle part inférieure à 78% et atteint même 97% à Saint-Julien d'Asse. Le deuxième stade du remplissage résulte donc de la mise en place et de l'érosion des unités subalpines, tandis que les tectogenèses s'affaiblissent dans les zons internes soumises à de simples réajustements,

4°) c'est en fin de comblement que se manifestent les chevauchements les plus occidentaux de la zone subalpine (unités de Digne et de Moustiers), de telle sorte que les tectogenèses qui avaient débuté à la fin du Miocène dans les secteurs orientaux, se sont progressivement déplacées vers l'Ouest pour se

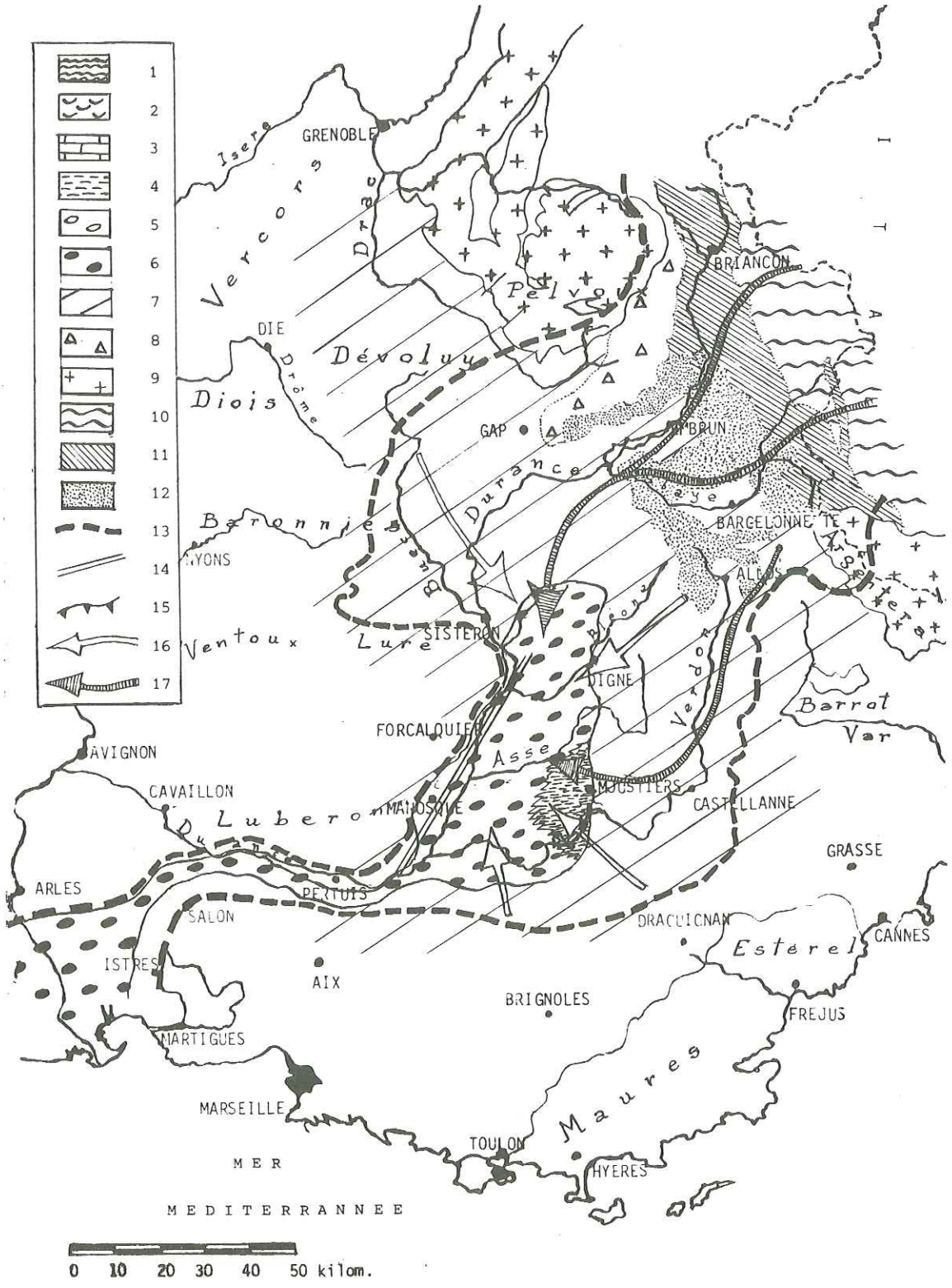


Fig. 3 bis - Bassin versant durancien au cours de la mise en place de la première unité conglomératique (VAL I).

1 - Marnes d'Ajonc. 2 - Marnes de Puimoisson. 3 - Travertins de Ségriès. 4 - Marnes rouges de Moustiers. 5 - VAL II. 6 - VAL I. 7 - Zone subalpine ou dauphinoise. 8 - Parautochtone. 9 - Massifs cristallins. 10 - Zone piémontaise. 11 - Zone briançonnaise. 12 - Nappes de l'Ubaye-Embrunnais. 13 - Limite du bassin versant durancien. 14 - Flexure durancienne. 15 - Chevauchements. 16 - Paléoécoulements fluviatiles. 17 - Paléoécoulements principaux.

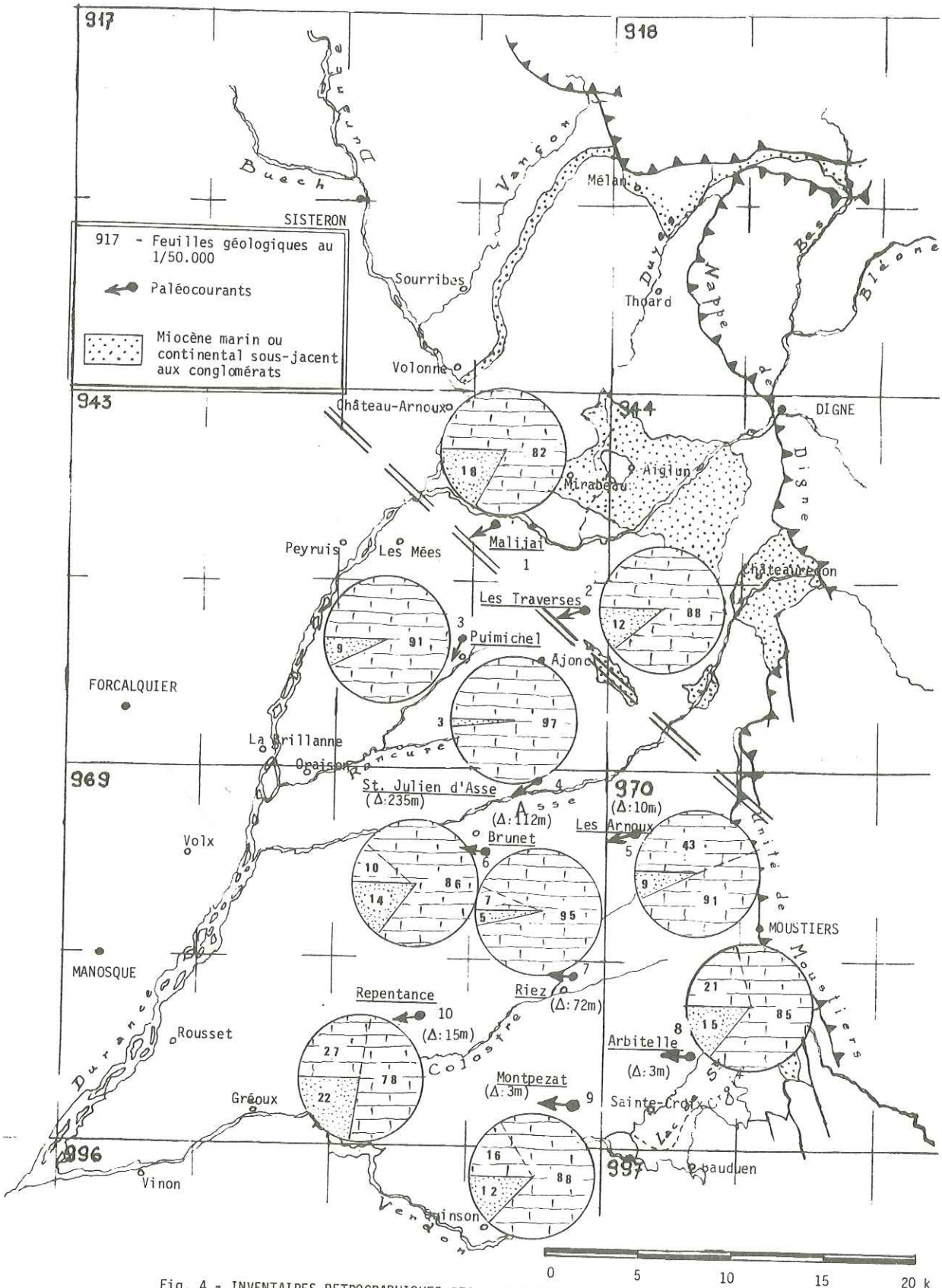


Fig. 4 - INVENTAIRES PETROGRAPHIQUES DES EPANDAGES GRAVELEUX MIS EN PLACE AU COURS DE LA DEUXIEME UNITE CONGLOMERATIQUE.

poursuivre jusqu'au Quaternaire à la limite du bassin, où les derniers épandages graveleux sont chevauchés par les unités les plus frontales.

La figure 4 bis montre ce qui devait être le bassin-versant au cours du deuxième stade de remplissage du bassin. Les massifs cristallins sont toujours épargnés. Les zones internes sont en place et leur érosion a diminué. Les rivières acheminent principalement les produits du Subalpin où les tectogenèses mettent en place les différentes unités. En fin de comblement, les dernières nappes d'épandage témoignent de la dégradation des corniches calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé des unités les plus occidentales du domaine subalpin (Grand Margès, Barbin, Mourre de Chanier, l'Ourbès, Moustiers, Montdenier, l'Huby, la Maline, Beynes et les Dourbes).

III. 3. Quaternaire. Episode 6 du comblement

Il fait suite aux derniers épandages couronnés par la surface sommitale du *Plateau de Valensole* (surface H1 de H. MERCIER, 1978 ou cailloutis sommitaux de M. DUBAR, 1984). Il correspond aux différentes terrasses emboîtées observées sur les deux rives de la vallée de la Durance.

Sur la figure 5, six inventaires rendent compte de la proportion des trois catégories de galets, depuis les hautes-terrasses de la Moyenne-Durance jusqu'à l'alluvionnement actuel en amont d'Avignon. Hormis ceux du Grand-Champeau et de l'Etang des Aulnes qui correspondent à des sites précis, les autres inventaires représentent les moyennes d'un grand nombre de comptages.

1°) Les hautes-terrasses de Moyenne-Durance dont l'âge est compris entre environ -2 et -0,7 M.A. pour M. DUBAR (1983, 1984, 1987), montrent 1% de roches originaires des massifs cristallins, 40% des zones internes et 59% de la zone subalpine. Pendant cette période anté-glaciaire, les massifs cristallins n'alimentent toujours pas la Durance en galets, qui draine exclusivement la couverture et l'arrière-pays. Le niveau de base s'abaisse progressivement tandis que les profils en long des rivières s'allongent vers l'amont.

2°) Avec les moyennes-terrasses nous abordons les phases glaciaires et inter-glaciaires Mindel, Mindel-Riss, Riss et Riss-Würm. La proportion d'éléments cristallins s'accroît considérablement et atteint 20% en Moyenne et Basse-Durance, 27% au Grand champeau et 13% à l'étang des Aulnes. Elle correspond à l'activité maximum des glaciers et aux débâcles post-glaciaires qui montrent que le bassin-versant atteint à cette époque les massifs cristallins et en particulier le massif du Pelvoux. Les zones internes sont également érodées et les derniers épandages de cette période (Aulnes) montrent une dominance de galets calcaires (70%) résultant de l'érosion fluviatile des reliefs subalpins.

3°) Le cortège pétrographique des basses-terrasses duranciennes et de la Crau de Salon-Miramas reflète une érosion importante des zones internes où les glaciers würmiens étaient bien implantés, donnant des langues glaciaires occupant les vallées jusqu'à Sisteron. Les débâcles successives ont étalé ces matériaux d'origine lointaine suivant un régime torrentiel n'entraînant que modérément les éléments subalpins (38%). Le pourcentage de galets cristallins diminue (7%) et restera le même jusqu'à nos jours.

4°) L'alluvionnement durancien actuel reflète l'aire d'extension des domaines originels des différentes catégories de galets dans le bassin actuel: 58% de Subalpin, 35% de zones internes et 7% de massifs cristallins.

III. 4. Conclusions sur l'évolution du bassin-versant durancien

L'étude statistique des galets duranciens déposés depuis la fin du Miocène à nos jours rend compte des différentes tectogenèses ayant affecté le bassin-versant pendant cette période. Elle montre:

1°) une intense activité orogénique à la fin du Miocène dans les zones internes des Alpes du Sud situées entre Pelvoux et Mercantour, qui ne sont pas encore atteints par les cours d'eau du bassin durancien parce que encore protégés par leur couverture sédimentaire,

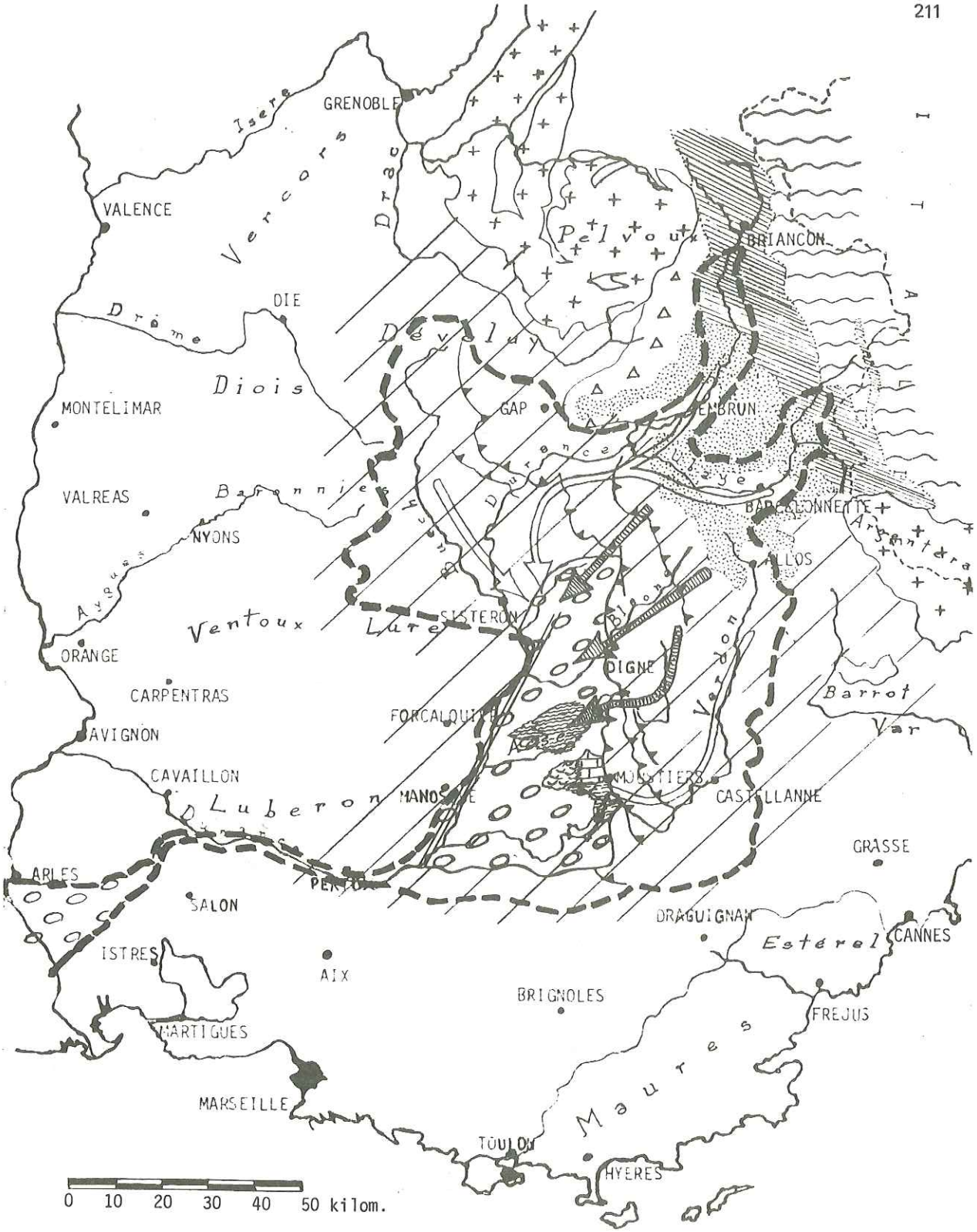
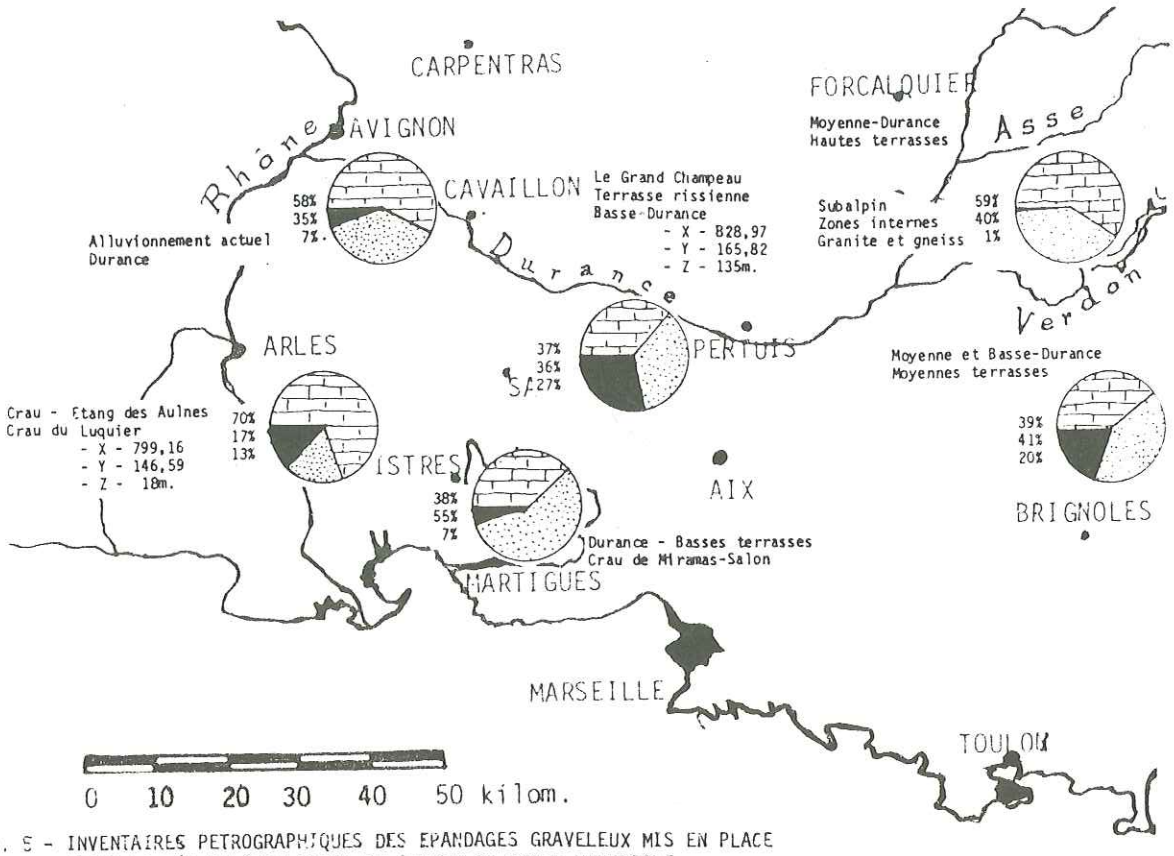


Fig. 4 bis - Bassin versant durancien au cours de la mise en place de la deuxième unité conglomératique (VAL II).

Même légende que la figure 3 bis.



- Fig. 5 - INVENTAIRES PETROGRAPHIQUES DES EPANDAGES GRAVELEUX MIS EN PLACE APRES LA FIN DU COMBLEMENT DU BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE.

2°) un déplacement vers l'Ouest des activités orogéniques au cours du Pliocène supérieur et du Quaternaire ancien, ou ce sont surtout les unités subalpines qui se mettent en place et en dernier lieu les plus occidentales, en bordure même du bassin de Digne,

3°) lorsque cesse le comblement (épisode 5) et que s'amorce l'abaissement du niveau de base, c'est toujours la couverture sédimentaire qui est attaquée par l'érosion fluviatile,

4°) ce n'est, en Durance, qu'au Mindel et au Riss que les massifs cristallins sont soumis à l'érosion et sont à l'origine de galets fluviatiles, en raison, soit de leur surélévation tardive, soit de leur attaque par des glaciers généralisés sur les Alpes du Sud,

5°) au Würm, une reprise de l'érosion des zones internes et un alluvionnement qui se rapproche de celui que l'on connaît aujourd'hui.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AGUILAR J.P. et CLAUZON G. (1982) - Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs. *C. R. Acad. Sc. sér. II, t.294, pp. 915-920.*

AGUILAR J.P. , DUBAR M. et MICHAUX J. (1982) - Nouveaux gisements à Rongeurs dans la formation de Valensole: La Tour près de Brunet, d'âge miocène supérieur (Messinien) et le Pigeonnier de l'Ange près de Villeneuve, d'âge pliocène moyen. Implications stratigraphiques.
C. R. Acad. Sc. sér. II, t. 295, pp. 745-750.

CLAUZON G. (1981) - Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (DEPERET, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne française au Miocène supérieur.
C. R. Acad. Sc. sér.II, t. 293, pp.309-314.

CLAUZON G. (1982) - Le canyon messinien du Rhône: une preuve decisive du "desiccated deep-basin model" (HSU, CITA et RYAN, 1973).
Bull. Soc. géol. France, (7), XXIV, 3, pp. 597-610.

CLAUZON G., AGUILAR J.P. et MICHAUX J. (1987) - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 M.A. au mur de la formation conglomératique de Valensole (Alpes de Haute-Provence, France): révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques.
C. R. Acad. Sc. sér. II, t. 305, pp. 133-137.

COLOMB E. et ROUX R.M. (1978) - La Crau. Données nouvelles et interprétations.
Géol. méditer., t. V, n°3, PP. 303-324.

DEMARCQ G. (1987) - Relations géodynamiques et paléogéographiques entre les domaines rhodano-provençal et tyrrhénien au Miocène.
Giornale di Geologia, ser. 3a, vol. 48 1-2, pp. 77-84, Bologna.

DUBAR M. (1972) - Stratigraphie des formations plio-pléistocènes de la région de Puimoisson- Saint Jurs-Ségriès (Alpes de Haute-Provence).
Bull. Ass. Fr. Et. Quat., t. 3, pp. 185-194.

DUBAR M. (1983) - Stratigraphie des dépôts du Néogene supérieur et du Pléistocène du bassin de la Moyenne-Durance. interprétations géodynamiques et paléogéographiques.
Thèse Doct. Etat, Marseille, 428p. dactylo.

DUBAR M. (1983) - Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole; implications stratigraphiques.
C. R. Acad. Sc. sér. II, t. 296, pp. 855-857.

DUBAR M. (1984) - Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (Alpes de Haute-Provence, France).
Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXVI, n°5, pp. 971-978.

DUBAR M. (1987) - Age et signification des hautes-terrasses des grandes vallées alpines: le cas de la Durance.
Géologie alpine, Mém. H.S. n°13, pp. 451-456.

DUBOIS P. et CURNELLE R. (1978) - Résultats apportés par le forage des Mées n° 1 sur le plateau de plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence).
C. R. somm. Soc. géol. Fr., n°4, pp. 181-184.

JORDA M. et DELIBRIAS G. (1981) - Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes françaises du Sud. Le Würm récent du bassin de la Bléone.
Bull. Ass. Fr. Et. Quat. 7-8, pp. 173-182.

MERCIER H. (1978) - Le Néogène et le Pleistocène inférieur duranciens.
Thèse Doct. Etat, Grenoble, n°78-167, 398p.

MERCIER H. (1979) - Le Néogène et le Pleistocène inférieur duranciens.
Géologie alpine, t. 55, p. 111-132.

MERCIER H. (1984) - Rôle des inventaires pétrographiques de galets dans la connaissance du comblement et des zones d'apport du bassin de Digne-Valensole (SE de la France).
5ème. Cong. europ. de Sédimentologie, Marseille, 9-11 avril 1984, p. 280.

MONJUVENT G. (1987) - Nécessité d'une limite inférieure au Quaternaire utilisable pour l'établissement de bilans du détritisme dans le SE de la France.
Comm. au Colloque de l'A. G. S. E. Chambéry, Dec. 1987.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

EVOLUTION GEODYNAMIQUE PLIOCENE DU BASSIN DE CUCURON/BASSE-DURANCE (PROVENCE, FRANCE): UNE MEGASEQUENCE REGRESSIVE DE COMBLEMENT D'UNE RIA MEDITERRANEENNE CONSECUTIVE A LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE

Georges CLAUZON *

RESUME._ Dans le bassin de Cucuron/Basse-Durance, le cycle sédimentaire pliocène est une réplique - mineure dans l'espace et abrégée dans le temps - du cycle miocène, au sein duquel il se trouve d'ailleurs emboîté. Au tout début du Pliocène (Zancléen basal), ce bassin dessinait une ria de 120 km de long dont la profondeur distale (au droit des côtes actuelles) approchait le millier de mètres.

Son remblaiement comporte deux termes (inégalement développés d'amont en aval), correspondant à deux épisodes géodynamiques successifs séparés par l'émersion intermédiaire : un terme inférieur à caractère fin (silts argileux) sédimenté en milieu marin et un terme supérieur, à caractère très grossier, déposé en domaine continental : le cailloutis de Valensole.

La profonde originalité de fonctionnement et de configuration de ce bassin est une conséquence de son façonnement subaérien lors de l'effondrement eustatique messinien qui a livré à l'action de l'érosion régressive la marge découverte du bassin miocène. L'acquisition de la physiographie du bassin pliocène fut donc antérieure à sa submersion. C'est cette donnée majeure et inusitée qui va conditionner et contrôler - par anticipation - la dynamique du remblaiement pliocène.

ABSTRACT._ In the Cucuron/Basse-Durance Basin, the Pliocene sedimentary cycle is a minor replica - in space and in time - of the Miocene cycle within which it appears nested. At the beginning of the Pliocene (Early Zanclean), this basin outlined a ria with a length of 120 km and a depth (at its distal end, near the present shoreline) of about a thousand meters.

Its filling up includes two units (unevenly developped from upstream to downstream) corresponding to two successive geodynamical episodes : a lower unit with a fine facies (silty clay) deposited in a marine environment and a upper unit with a very coarse facies, deposited in a continental environment : the Valensole gravel.

The deep working originality of this basin is a consequence of its subaerial shaping when the Messinian eustatic collapse offered to the regressive erosion the uncovered margin of the Miocene basin. The acquisition of the physiography of the basin, so, took place before its submersion and controled the dynamical processes of the Pliocene filling up.

* UA 903 et RCP 826 du CNRS, Université d'Aix-Marseille II, 29 avenue Robert Schuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex

INTRODUCTION

Dans son état présent, le bassin néogène de Cucuron/Basse-Durance est délimité : au Nord, par l'anticlinal mesozoïque chevauchant du Luberon et, au Sud par ceux des Alpilles et des Costes qui se relaient d'Ouest en Est. Vis à vis des bassins néogènes limitrophes d'Avignon (à l'Ouest), de la Crau (au Sud-Ouest) et de Valensole (au Nord-Est),les liaisons se font par les seuils de Cavaillon,Lamanon et Mirabeau(fig.1).

Il est acquit, depuis les travaux de Fontannes (Fontannes, 1878, 1882) :

- que ce bassin comporte deux séries stratigraphiques, l'une miocène, l'autre pliocène;
- qu'elles sont séparées par une discordance de ravinement à la faveur de laquelle celle-ci est emboîtée dans celle-là;
- que ces deux unités stratigraphiques, enfin, correspondent, du point de vue paléogéographique, à des bassins d'extension et de configuration totalement différentes

Du point de vue sédimentologique, ces deux séries expriment deux mégaséquences négatives , manifestations des deux cycles majeurs qui jalonnent l'histoire néogène de la mer périalpine. L'épisode miocène ayant fait l'objet de nombreux travaux (Fontannes, 1878; Savornin, 1903; Combaluzier, 1932; Goguel, 1932; Dubois, 1966; Demarcq, 1961, 1970; Clauzon, 1981, 1984; Aguilar et Clauzon, 1982), cette étude sera consacrée à l'épisode pliocène, à ce jour beaucoup moins riche en références (Fontannes, 1882; Ballesio, 1972; Clauzon, 1979).

I._ LE BASSIN DE BASSE-DURANCE : UNE RIA PLIOCENE

1/ CARACTERISTIQUES DU CYCLE PLIOCENE DE BASSE-DURANCE

Du point de vue stratigraphique, il s'agit d'abord d'une série emboîtée dans des formations d'âges variés (miocène, paléogène voire mesozoïque) grâce à une discordance de ravinement intermédiaire (discordance de ravinement messinienne). L'ampleur assez exceptionnelle de ce ravinement est de l'ordre de 200 à 300 mètres entre les deux seuils de Pont de Mirabeau et de Saint Pierre de Vence (Clauzon, 1979); tout à fait à l'aval, au droit du littoral actuel, elle approche le millier de mètres.

Du point de vue faciologique, il s'agit d'un ensemble détritique, organisé en série négative, évoluant à partir de termes argilo-silteux à la base (faciès marnes bleues) jusqu'à des termes très grossiers au sommet (cailloutis de Valensole).

Du point de vue séquentiel, on a affaire à une séquence régressive au sein de laquelle les dépôts marins initiaux (de milieu profond, en position distale) font place - sur une même verticale - à des termes sableux d'émersion avant d'être eux-mêmes relayés par des termes fluviatiles à caractère de plus en plus torrentiel.

Du point de vue géométrique et paléogéographique enfin, le développement de cette série est très limité dans l'espace où il n'occupe qu'une digitation filiforme (fig. 1). En contre-partie, la puissance de cette série atteint des valeurs inhabituelles : près du millier de mètres, à l'extrême aval, sous la Camargue.

L'ensemble de ces caractéristiques fait apparaître le cycle pliocène comme une réplique - réduite dans l'espace et raccourcie dans le temps - du cycle miocène dans lequel il est emboîté.

2/ CONFIGURATION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN PLIOCENE : UNE RIA

Inscrits en contrebas des formations antérieures et recouverts en surface par des épandages quaternaires, les affleurements pliocènes du domaine étudié sont d'extension très limitée, ce qui confère aux données de sondage (Denizot, 1939, 1952;

Beaufort et al., 1954; Demarcq, 1970; Ballesio, 1972; Clauzon, 1979, 1982) un rôle fondamental dans la reconstitution paléogéographique de ce bassin. La cartographie résultant de cette compilation d'informations révèle qu'il était doté d'une configuration et d'une physiographie de vallée sub-aérienne (fig. 1). Cette paléo-vallée dessine une étroite digitation de 120 km de long entre son extrémité amont, au droit d'Oraison (Dubar, 1983, 1984) et le littoral actuel. Elle est jalonnée de sections incisées en étroits canyons : de moins de 500 mètres de large et d'égale profondeur (défilés de Pont de Mirabeau et de Saint Pierre de Vence).

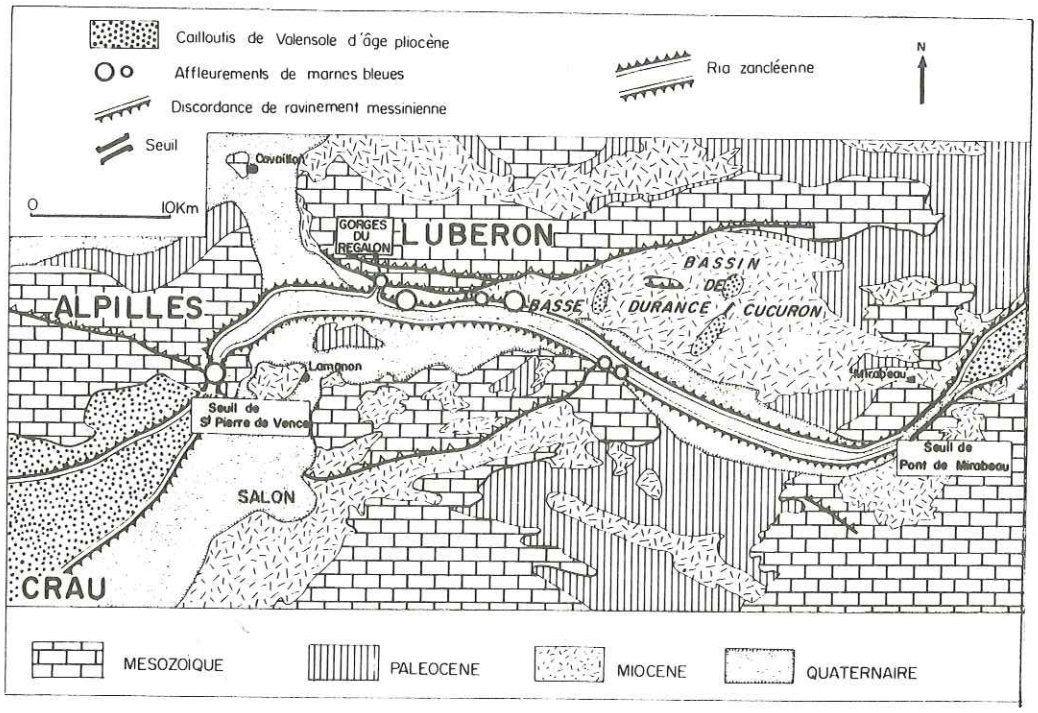


Fig.1 La ria pliocène dans le bassin de Cucuron/Basse Durance

Fossilisée par des sédiments marins (Fontannes, 1882; Goguel, 1932; Denizot, 1934, 1939, 1952; Demarcq, 1961; Granier, 1966; Ballesio, 1972; Clauzon, 1979, 1982, 1984), *cette paléo-vallée a donc constitué* - au moment de l'ingression pliocène - ***une ria*** (Guilcher, 1954).

3/ PHYSIOGRAPHIE DE LA RIA DURANCIENNE

a/ Investigation bathymétrique du défilé de Pont de Mirabeau

Elle repose sur les données fournies par le sondage Pont de Mirabeau 1 (référence BRGM : 995-3-1; Clauzon, 1979). Implanté dans le talweg de la rivière, à la sortie aval du défilé (cote NGF 232)(fig. 2), ce puits a rencontré la même trilogie de faciès que celle observable à l'affleurement au débouché aval du seuil de Saint Pierre

de Vence (Ballesio, 1972), à savoir :

- sur 56 m (entre les cotes NGF 232 et 176), le cailloutis de Valensole,
- sur 19 m (entre 176 et 157 NGF), des sables argileux,
- sur 70 m (entre 157 et 87 NGF), des marnes bleues.

A cette cote de + 87 NGF, la sonde a pénétré dans le substratum jurassique sans rencontrer de conglomérat de base. Les marnes bleues récupérées se sont révélées azoïques : tant en microfaune qu'en nannoflore. Pour autant, leur origine marine ne fait pas de doute compte tenu de la continuité stratigraphique et de la similitude de faciès avec les gisements fossilifères d'aval (fig. 1)(Fontannes, 1882; Goguel, 1932; Granier, 1966; Ballesio, 1972). Par assimilation à la séquence affleurante de Saint Pierre de Vence, on peut placer la transition marin/continental au toit de l'unité sableuse intermédiaire (fig. 2).

La séquence récupérée dans ce puits est tronquée. Il lui manque en effet la tranche de cailloutis de Valensole enlevée par la Durance au cours du Quaternaire. La conservation (aussi bien à l'amont qu'à l'aval du défilé), en position d'abri latéral, du sommet de l'unité conglomératique pliocène de Valensole (Clauzon, 1979) permet de déterminer la cote du toit de cet appareil à l'aplomb du sondage. Elle se situe vers 330 NGF ce qui implique une épaisseur initiale du cailloutis, dans ce seuil, voisine de 150 m. Le remblaiement pliocène est donc loin d'avoir fossilisé le canyon sur toute sa hauteur. En effet l'aplanissement qui tronque la charnière de l'anticlinal jurassique - aplanissement qui supporte la série miocène supérieure (terminée par le premier cailloutis de Valensole) à partir de laquelle a débuté l'incision épigénique de la gorge - se trouve (fig. 2) à 590 NGF en rive droite et à 430 NGF enrive gauche, soit sensiblement vers 510 NGF à l'aplomb du sondage, dans l'axe de la vallée.

b/ Investigation bathymétrique du défilé de Saint Pierre de Vence

Ce défilé qui correspond au franchissement en cluse de l'anticlinal des Alpilles, sépare le bassin de Cucuron/Basse-Durance de celui de Crau. A son débouché méridional (cote 163 des auteurs) s'observe la trilogie de faciès à laquelle il a été fait référence (Fontannes, 1882; Denizot, 1939; Ballesio, 1972) : marnes bleues fossilifères, sables marins à stratifications entrecroisées,cailloutis de Valensole(fig.2).

Au débouché amont de ce défilé, un sondage électrique de prospection du substratum jurassique a été réalisé (Clauzon, 1979). Il l'a détecté à la profondeur de 90 mètres, soit à la cote + 50 NGF. Il est cependant douteux que cette cote soit celle du talweg de la paléo-Durance car, dans cette éventualité, la pente longitudinale entre les deux défilés (87 - 50 = 37 mètres) serait étonnament faible : très inférieure à l'actuelle. Par ailleurs, la constance altimétrique, entre ces deux seuils, de la transition marin/continental exclut la possiblité d'une tectonique différentielle ultérieure . Il paraît donc plausible de localiser le paléo-talweg recherché en contrebas du profil transverse donné par le sondage, dans une incision très étroite, semblable à celle qu'offre à l'affleurement le canyon adventif du Régalon (Goguel, 1932; Granier, 1966; Clauzon, 1979).

c/ Physiographie de la ria à l'amont du défilé de Pont de Mirabeau et à l'aval de celui de Saint Pierre de Vence

Jusqu'à une date relativement récente (Nicod, 1967) cette ria passait pour dépourvue de prolongement à l'amont du pli de Mirabeau. Cette perspective aboutissait implicitement à faire de cette paléo-gorge que venait de révéler le sondage Pont de Mirabeau 1 (1961), une reculée karstique. Depuis, la continuité amont du creusement a

été reconnue : dans un premier temps aux abords septentrionaux du seuil (Clauzon, 1979) et, ensuite,très au-delà, jusqu'à la latitude d'Oraison (Dubar, 1983, 1984) où, antérieurement (Mercier, 1979), des dépôts marins attribués au Pliocène avaient été signalés.

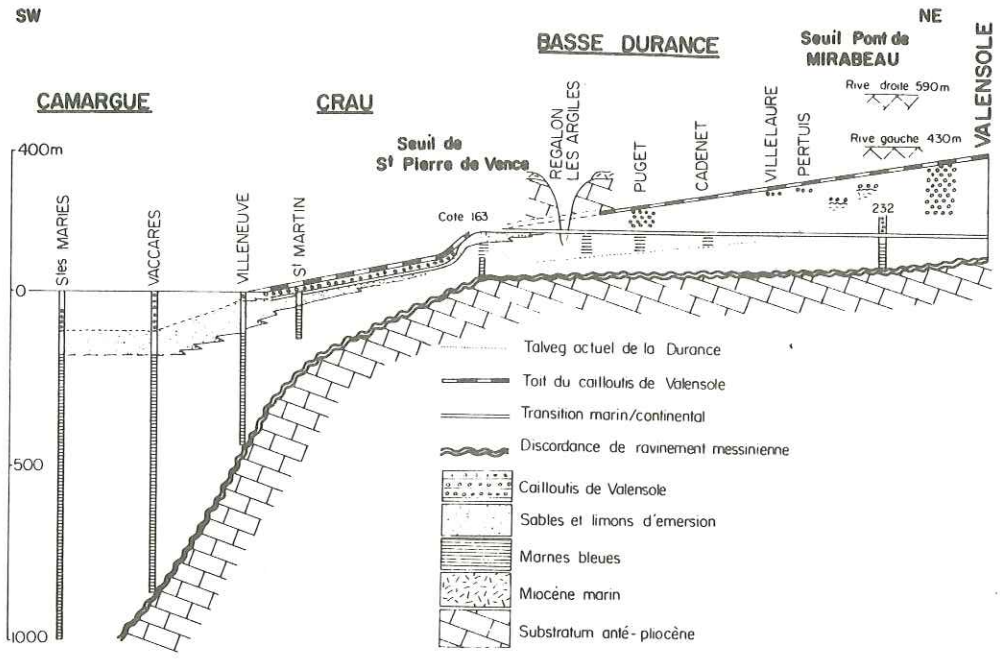


Fig.2 Profil longitudinal du remblaiement sédimentaire de la ria

A l'aval du défilé de Saint Pierre, sous la Crau aussi bien que sous la Camargue, les nombreux sondages disponibles (Denizot, 1939; Beaufort et al., 1954; Demarcq, 1970; Ballesio, 1970; Clauzon, 1979) permettent de suivre la configuration de la ria jusqu'à sa confluence avec celle du Rhône. Cette dernière, au droit des Saintes-Maries de la Mer, atteint 1200 mètres de profondeur (Clauzon, 1982). L'approfondissement ultra-rapide de la ria durancienne entre sa sortie des Alpilles et le littoral actuel (fig. 2) est attesté par les sondages de Saint-Martin de Crau, Villeneuve et Vaccarès 1. Le premier a été arrêté à la cote - 111 NGF, après avoir traversé 90 mètres de marnes bleues fossilifères mais sans avoir atteint leur mur. Les deux derniers (implantés à des cotes voisines du niveau de la mer) ont touché le substratum de ces mêmes marnes bleues respectivement à - 455 et - 865 m.

4/ GENESE DE LA RIA PLIOCENE DE DURANCE

L'ensemble de ces données - réparties sur les 120 km d'allongement de la ria - démontre l'origine sub-aérienne du façonnement du bassin. Sa mise en eau s'est opérée de manière brutale lors de l'ingression zancléenne (Clauzon et al., 1987a) qui a provoqué la submersion du réseau de canyons incisé dans les marges exondées du bassin à

la faveur de la crise de salinité messinienne. L'accentuation systématique de la pente longitudinale des canyons vers l'aval prouve que leur creusement a été contrôlé par le jeu de l'érosion régressive (Clauzon, 1973). C'est donc bien l'eustatisme endoréique messinien - et lui seul - qui est responsable de l'approfondissement aval de la ria.

La profonde originalité de la mégaséquence de comblement durancienne tient au fait qu'elle remblaie un bassin préexistant, façonné en milieu sub-aérien.

II._ ORGANISATION SEDIMENTAIRE DU COMBLEMENT DE LA RIA PLIOCENE

1/ DUALITES DE FACIES, DE MILIEU DE DEPOT ET D'ORGANISATION SEDIMENTAIRE.

Deux faciès principaux ont contribué au comblement de la ria :

- *les marnes bleues* dont la faune témoigne d'un dépôt en milieu marin;
- *le cailloutis de Valensole* dont l'organisation sédimentaire atteste l'origine fluviatile.

Sur toute l'étendue de la ria le cailloutis de Valensole est systématiquement superposé aux marnes bleues. Une telle disposition implique que le bassin a enregistré successivement (sur une même verticale): un colmatage s'opérant en milieu marin (phase argileuse prépondérante) suivi - une fois l'exondation intervenue (phase sableuse) - par la progradation/accrétion du piémont alluvial (phase caillouteuse = formation de Valensole)(fig. 2).

L'unité marine des marnes bleues et l'unité continentale du cailloutis de Valensole sont séparées par une discontinuité repère à configuration géométrique planaire : *la transition marin/continental*. De part et d'autre l'épaisseur des deux unités varie considérablement : de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Denizot, 1934, 1939, 1952; de Lapparent, 1938; Beaufort et al., 1954; Demarcq, 1961; Ballesio, 1972; Collomb et Roux, 1978; Dubois et Curnelle, 1978; Clauzon, 1979, 1984; Mercier, 1979; Dubar, 1984). Ces variations dessinent deux prismes sédimentaires à polarité opposée : *le prisme conglomératique de Valensole repose sur la discontinuité et s'ouvre vers l'amont tandis que le prisme des marnes bleues supporte la discontinuité et s'ouvre vers l'aval* (fig. 2).

2/ GEOMETRIE ET CHRONOSTRATIGRAPHIE DE LA SEQUENCE DE COMBLEMENT PLIOCENE

Cette mégaséquence comporte trois discontinuités majeures, présentes sur toute l'étendue de la ria : l'une à la base, l'autre au sommet et la troisième interne. La discontinuité basale - qui se confond avec le ravinement messinien - constitue le mur du remplissage. La discontinuité sommitale marque le toit du piémont alluvial dont le fonctionnement en accrétion a été interrompu par le début du creusement quaternaire. La discontinuité interne, enfin, souligne la transition marin/continental (fig. 2). *Chacune de ces discontinuités est caractérisée tant par sa géométrie que par son âge.*

Dans son état originel (aisément reconstituable par neutralisation des déformations tectoniques)(fig.3), *la transition marin/continental* avait une forme plane et horizontale, déterminée par le niveau eustatique contemporain fixé à + 100 NGF (Vail and Hardenbol, 1979; Haq et al., 1987). L'âge de cette discontinuité est fourni par deux gisements de rongeurs qui - aux deux extrémités de la ria (fig. 4) - la surmontent : il s'agit, en position proximale, de celui du Pigeonnier de l'Ange (Aguilar et al., 1982; Dubar, 1984) et, en position distale, de celui du Mas Soulet (Barrière et Michaux, 1974). Le premier étant crédité d'un âge révisé de 4,7 Ma (niveau repère d'Hautimagne)(Aguilar et Michaux, 1987) et le second d'un âge de 3,6 Ma (Aguilar et Michaux, 1984), il en résulte que cette discontinuité planaire correspond, dans le temps, à une surface diachrone.

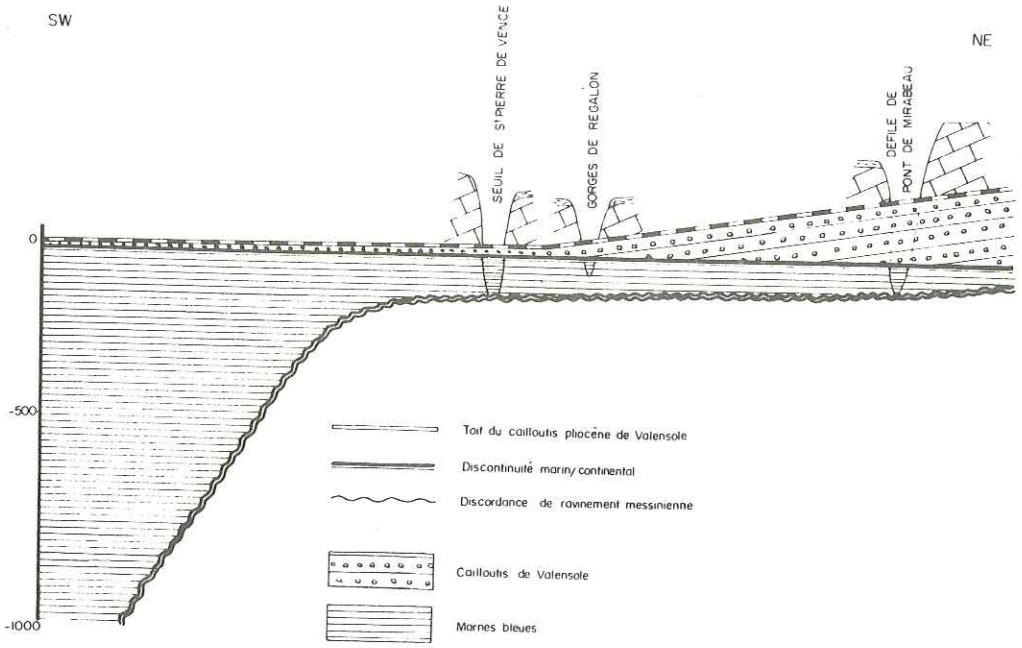


Fig.3 Les trois discontinuités de la mégaséquence pliocène de Durance

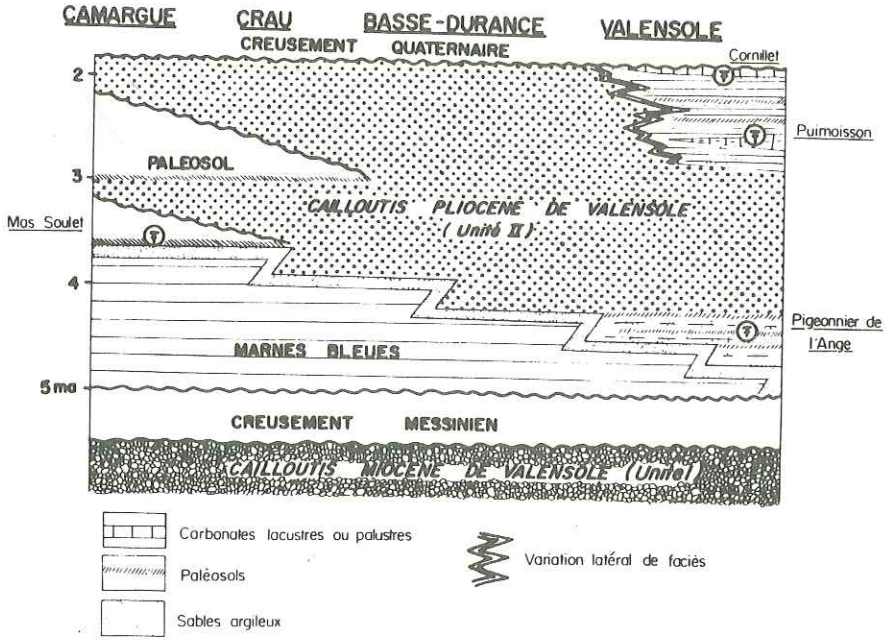


Fig.4 Chronostratigraphie du remblaiement pliocène de la ria de Durance

La discordance de ravinement messinienne constitue le mur du remblaiement pliocène. A la différence de la discontinuité précédente ce mur est isochrone. Dans le cas de figure identique de la ria du Roussillon, la démonstration y a été faite grâce au synchronisme des microfaunes marines des termes les plus inférieurs du sondage Canet (Clauzon et Cravatte, 1985) - implanté en position distale - et de la microfaune continentale du gisement de Vivès, superposé conjointement - en tête de ria - à la discontinuité marin/continental et à la discordance de ravinement messinienne (Clauzon et al., 1987a). La même démonstration peut être faite dans la ria durancienne. En position distale, l'âge zancléen basal de la transgression se déduit de l'appartenance à la biozone MPl 1 (Cita, 1975) des termes inférieurs de la série pliocène traversée par le sondage Sirocco (Cravatte et al., 1974), le plus proche du rivage des sondages off shore du Golfe du Lion. A l'opposé, en position proximale, le gisement du Pigeonnier de l'Ange à 4,7 Ma implique conjointement - compte tenu de la tranche de sédiments qui le sépare de la discordance de ravinement messinienne sous-jacente (Dubar, 1984) - une fossilisation de celle-ci intervenant à l'extrême base du Zancléen.

Le toit du remblaiement, enfin, est une surface plane , régulièrement inclinée entre le Front subalpin et la Camargue. L'incision des vallées quaternaires l'a fragmentée en lambeaux. Il s'agit d'une topographie isochrone puisque son accrétion a cessé au moment où débutait cette incision. Le phénomène s'est produit peu après 2 Ma, âge reconnu (Dubar et al., 1978) des niveaux sommitaux du Valensole (fig. 4). En effet, au contact du Front subalpin, la formation de Valensole incorpore des faciès latéraux palustres et fossilifères : les marnes de Puimoisson que surmontent les travertins de Ségriès (de Lapparent, 1938; Mercier, 1979; Dubar, 1984). Celles-là ont livré la microfaune de rongeurs de Puimoisson (Guillemot et Unalan, 1970), d'âge pliocène supérieur (Guérin et al., 1970), ultérieurement calibrée à 3 Ma (niveau de Seynes)(Aguilar et Michaux, 1987) tandis que ceux-ci ont fourni la faune de grands mammifères du Ravin de Cornillet (Dubar et al., 1978), synchrone de celle de Saint Vallier d'âge pliocène terminal (fig.4).

III._DYNAMIQUE ET DEFORMATIONS DE LA MEGASEQUENCE PLIOCENE DE DURANCE

1/ DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE LA MEGASEQUENCE DURANCIENNE

Cette mégaséquence se subdivise en deux unités élémentaires :

- une unité inférieure correspondant au colmatage sous-marin de la ria,
- une unité surincombante due à l'accrétion/progradation du cailloutis de Valensole et qui déborde largement le périmètre intrinsèque de la ria (fig. 1).

a/ Taux de sédimentation brut de la séquence de colmatage

Les sondages les plus propices de Camargue (id ceux qui sont situés à l'aplomb du talweg de la ria) révèlent une épaisseur de marnes bleues qui approche voire atteint le millier de mètres (Beaufort et al., 1954; Denizot, 1952; Demarcq, 1970; Ballesio, 1972; Clauzon, 1979, 1982). La durée du colmatage, dans ce périmètre, étant comprise entre 1,5 et 1,6 Ma, le taux brut (id non décompacté) de sédimentation se situe donc dans une fourchette de *0,65-0,75 mm/an*.

Il est à noter que le sondage Canet (Gottis, 1958; Cravatte et al., 1984; Clauzon et Cravatte, 1985) - implanté dans une position distale similaire, à l'ouverture de la ria du Roussillon - a enregistré, durant le même laps de temps, des taux identiques (Clauzon et al., 1987a).

b/ Vitesse de progradation du cailloutis de Valensole

Cette formation qui affleure depuis le Front subalpin jusqu'en Crau (fig. 1)(de Lapparent, 1938; Denizot, 1939; Ballesio, 1972; Collomb et Roux, 1978; Mercier, 1979) et que les sondages de Camargue ont retrouvé sous le Quaternaire, n'atteint pas, en revanche, le puits Sirocco distant du rivage de 30 km. On peut donc estimer que l'extrême avancée du cailloutis de Valensole n'a guère excédé le front deltaïque actuel. C'est donc sur environ 120 km d'alignement - entre ce point et la coupe de Font Royer (Mercier, 1979; Dubar, 1984) - que ce cailloutis recouvre le colmatage marin.

Ce recouvrement est intervenu sur une durée sensiblement égale au laps de temps qui sépare les gisements extrêmes du Pigeonnier de l'Ange et du Mas Soulet (1,1 Ma), étant donné que l'un et l'autre sont sous-jacents au cailloutis et superposés au marin. Sur la base de cette estimation, *la vitesse de progradation du cailloutis s'établit à 0,11 m/an.*. Il s'agit d'une valeur 5 fois supérieure à celle enregistrée (0,020-0,025/an) au même moment, dans la ria pliocène du Roussillon (Clauzon, 1987). Par rapport au cailloutis miocène de Valensole, la disparité est encore plus prononcée (de l'ordre de 7)(Clauzon et al., 1987b). L'explication de tels écarts semble résider dans la configuration ultra-linéaire et le volume très exigu de la ria durancienne, exiguïté aggravée par l'absence de subsidence de ce singulier bassin.

2/ LES DEFORMATIONS SUBIES PAR LA MEGASEQUENCE PLIOCENE

La discontinuité marin/continental - parce qu'elle était initialement ajustée sur la cote + 100 NGF - constitue un précieux repère pour détecter les déformations. A cet égard, on peut définir trois aires distinctes séparées par les seuils de Pont de Mirabeau et de Saint Pierre de Vence.

Dans l'espace délimité par ces deux seuils (bassin de Cucuron/Basse-Durance), la discontinuité s'observe assez uniformément autour de 180/200 NGF ce qui conduit à en déduire un soulèvement d'ensemble d'une centaine de mètres. Dans la partie occidentale de ce périmètre, cet exhaussement paraît imputable au jeu du chevauchement sud les Alpilles prolongé, vers l'Est, par celui du massif d'Auron/Les Costes.

A l'aval du seuil de Saint-Pierre,il s'agit d'un basculement vers le S/SE du substratum de la Crau. Cette déformation ,reconnue depuis un demi-siècle (Denizot, 1934, 1939), est tenue pour responsable de la migration dans cette direction des cônes de déjection pléistocènes de la Durance.

A l'amont du défilé de Pont de Mirabeau, on pénètre dans le domaine orogénique alpin où le cailloutis est de plus en plus déformé à l'approche du Front subalpin. Toutefois, l'ingression marine étant restée très à l'écart de ce dernier, on n'y dispose plus du niveau de référence permettant d'apprécier l'ampleur de la déformation.

CONCLUSION

L'évolution géodynamique du bassin de Basse-Durance au Pliocène présente la singularité de ne pas être tributaire des deux paramètres qui, d'ordinaire, conditionnent le remplissage sédimentaire des bassins : la subsidence et les variations eustatiques.

En l'occurrence, le rôle déterminant a été joué par deux autres paramètres : la physiographie très particulière de ce bassin élaborée en milieu sub-aérien et, d'autre part, sa submersion brutale à l'extrême base du Pliocène.

Durant toute la durée de son fonctionnement, cette ria a conservé l'empreinte de son façonnement pré-pliocène en milieu continental. C'est donc bien l'ampleur inusité de l'effondrement eustatique méditerranéen lors de la crise de salinité messinienne (Clauzon, 1973, 1982; Hsü et al., 1973) qui "pré-contrôle" le phénomène.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AGUILAR J.-P. et CLAUZON G. (1982)_ Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 294, p. 915-920.

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

AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987)_ Essai d'estimation du pouvoir séparateur de la méthode biostratigraphique des lignées évolutives chez les rongeurs néogènes. *Bull. Soc. géol. France*,(8), III, 6, p. 1113-1124.

AGUILAR J.-P., DUBAR M. et MICHAUX J. (1982)_ Nouveaux gisements à Rongeurs dans la formation de Valensole : la Tour près de Brunet, d'âge miocène supérieur (Messinien) et le Pigeonnier de l'Ange près de Villeneuve, d'âge pliocène moyen : implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 295, p. 745-750.

BALLESIO R. (1972)_ Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. Docum. *Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 53, 333 p.

BARRIERE J. et MICHAUX J. (1974)_ Données nouvelles sur les formations d'âge pliopléistocène inférieur du Languedoc et du Roussillon (France). *Mém. B.R.G.M.*, 78, I, p. 69-80.

BEAUFORT L., BRUNEAU J., GREPIN A. et JULLIAN Y. (1954)_ Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. *Bull. Soc. géol. France*,(6), IV, p. 175-184.

CITA M.B. (1975)_ Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleontol.* 81, 4, p. 527-544.

CLAUZON G. (1973)_ The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône Valley. *Init. Repts DSDP*, Washington, XIII, 2, p. 1251-1256.

CLAUZON G. (1979)_ Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 29, 1/2, p. 15-40.

CLAUZON G. (1981)_ Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (Depéret, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne française au Miocène supérieur. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 293, p. 309-314.

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

CLAUZON G. (1984)_ Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piémont : l'exemple du Luberon (Vaucluse, France). In : Colloque "Montagnes et piémonts", *Trav. Rev. Géogr. Pyr. et S-O*, I, Toulouse, p. 427-442.

CLAUZON G. (1987)_ Le détritisme néogène du bassin du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France). *Géol. Alpine*, Mém. h.s., n° 13, p. 427-441.

CLAUZON G. et CRAVATTE J. (1985)_ Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 19, p. 1351-1354.

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987a)_ Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 304, 11, p. 585-590.

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. et MICHAUX J. (1987b)_ Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 305, 2, p. 133-137.

COLOMB E. et ROUX M. (1978)_ La Crau. Données nouvelles et interprétations. *Géol. Médit.*, V, 3, p. 303-324.

COMBALUZIER C. (1932)_ Le Miocène de Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte géol. France*, XXXV, 182, p. 1-152.

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

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

DEMARCQ G. (1961)_ Distinction entre les nappes miocène et pliocène de conglomérats à galets calcaires impressionnés dans la vallée du Rhône. *Bull. Serv. Carte géol. France*, LVIII, 264, p. 179-198.

DEMARQG.(1970)_ Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. B.R.G.M.*, 61, 257 p.

DENIZOT G. (1934)_ Note sur l'extension des cailloutis pliocènes dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*,(5), IV, p. 613-647.

DENIZOT G. (1939)_ Etude géologique de la Crau, la Camargue et l'Etang de Berre. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Aix-Marseille*. II, p. 4-159.

DENIZOT G. (1952)_ Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géogr. Lyon*, 27, 4, p. 327-357.

DUBAR M. (1983)_ Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole; implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 296, p. 855-857.

DUBAR M. (1984)._Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bull. Soc. géol. France*,(7), XXVI, 5, p. 971-978.

DUBAR M., GUERIN C. et HEINTZ E. (1978)._ Les nouveaux gisements villafranchiens du ravin de Cornillet (Moustiers-Sainte-Marie, France) et leur contexte géologique. *Géobios*, 11, 3, p. 367-381.

DUBOIS P. (1966)._ Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence occidentale. *Bull. Soc. géol. France*,(7), VII, 6, p. 793-801.

DUBOIS P. et CURNELLE R. (1978)._ Résultats apportés par le forage des Mées n° 1 sur le plateau de Valensole (Alpes-de-Haute-Provence).*C.R. somm. Soc. géol. France*, 4, p. 181-184.

FONTANNES F. (1878)._ Les terrains néogènes du plateau de Cucuron (Vaucluse). *Bull. Soc. géol. France*,(3), VI, p. 469-512.

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

GOGUEL J. (1932)._ Description géologique du Luberon. *Bull. Serv. Carte géol. France*, XXXVI, 186, p. 1-67.

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

GRANIER J. (1966)._ Stratigraphie et faune des dépôts astiens des gorges de Régalon à Cheval-Blanc (Vaucluse). *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Vaucluse*, 63, p. 35-40.

GUERIN C., MEIN P. et TRUC G. (1970)._ Nouveaux Mammifères et Mollusques continentaux d'âge Pliocène terminal au toit du plateau de Valensole. *C.R. Acad. Sc. Paris*, D, p. 2084-2086.

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

GUILLEMOT J. et UNALAN G. (1970)._ Précisions sur l'âge Pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de Valensole) à l'aide des faunes continentales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 271, p. 2084-2086.

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

HSU K.J., CITA M.B. et RYAN W.B.F. (1973)._ The origin of the Mediterranean Evaporites. *Init. Repts DSDP*, Washington, XIII, 2, p. 1203-1231.

LAPPARENT (de) A.F. (1938)._ Etudes géologiques des régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. France*, XL, 198, p. 1-305.

MERCIER H. (1979)._ Le Néogène et le Pléistocène inférieur duranciens. *Géol. Alpine*, 55, p. 111-132.

NICOD J. (1967)._ *Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire*. Thèse, Ophrys éd., Gap, 555 p.

SAVORNIN J. (1903)._ Notes stratigraphiques sur Cucuron (Vaucluse). *Bull. Soc. géol. France*, (4), III, p. 40-54.

VAIL P.R. and HARDENBOL J. (1979)._ Sea-Level Changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22, 3, p. 71-79.

L'EROSION EOLIENNE PERIGLACIAIRE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE.

Paul AMBERT*

RESUME. - Connue et signalée depuis longtemps,l'importance de l'érosion éolienne dans les pays du Bas Rhône au Roussillon reste largement sous-estimée. Les macroformes en particulier (Etang de Pujaut, Montady, Pays d'Istres, etc..) n'ont jamais fait l'objet d'une étude synthétique. Les relations qui les unissent aux dépôts corrélatifs de leur creusement (dunes, loess,éboulis sableux) permet en outre de fixer les stades de cette morphogenèse (Riss Récent, Würm Ancien, Würm Récent). En conclusion, une estimation ponctuelle des volumes de matériaux exportés par le vent est proposée .

ABSTRACT. - For a long time, aeolian erosion has been reported in the area between the lower Rhône and Roussillon.Its importance however is still largely underevaluated.Comprehensive studies on the hollow features of the landscape (Etang de Pujaut, Montady, Pays d'Istres..) have so far not been undertaken. The relationships between these and the deposits forming at the same time (Dunes, Loess, Sandy screes) allow us to determine specific stages of their morphogenesis (Upper Riss, Lower Würm, Upper Würm). Finally, a local estimation is proposed for the volume of material transported by the wind .

Le Golfe du Lion, célèbre pour ses colères ,est le domaine du vent:Mistral,Cers ou Tramontane (vent de secteur nord), Grec, Marin, vent d'Autan (de Sud à Sud-Est). Alternativement,ils balaient les plaines du Roussillon ,du Languedoc et de la Basse Provence Occidentale qui géologiquement , à de rares exceptions près, sont le domaine de piémonts détritiques néogènes. Du point de vue de l'érosion , les termes fins de la série (molasses et sables miocènes et pliocènes) facilement exportables par le vent s'opposent aux assises résistantes (faciès bioclastiques ou bréchiques) qui nécessitent une dissolution ou une fragmentation au gel préalables, mais surtout, aux alluvions plio-quaternaires qui ,partout, portées en inversion de relief, forment un reg protecteur entravant l'érosion des terrains sous jacents.

C'est ce pavage détritique qui offre localement les plus beaux dreikanters, que Cazalis de Fontdouce identifie dès 1879.En 1926, P. Marcelin signale les loess et sables éoliens de la garrigue de Nîmes.Puis ,après la guerre,les travaux et les découvertes se multiplient mais il faut attendre 1965 pour que P. Gabert souligne la relation probable entre les dépressions fermées des molasses d'Istres et les dépôts éoliens des rives de l'étang de Berre.Depuis nos propres recherches, tant en Provence (1973a,1974)qu'en Languedoc (1981),ont permis de fixer l'ampleur et les modalités de l'érosion éolienne (fig.1),son importance morphologique et sa chronologie.

* U A 903 du CNRS, Laboratoire de Géographie Physique
13621 Aix en Provence - France.

I- LES FORMES DE L'EROSION EOLIENNE.

a) Les dreikanters

Leur répartition n'est pas aléatoire. Si la plupart des terrasses du Bas-Rhône,de la Crau et du Roussillon montrent les traces manifestes et permanentes d'une intense éolisation, partout ailleurs ,du Gard à l'Aude les dreikanters véritables sont exceptionnels. Ils ne s'offrent qu'à une recherche réitérée qui débouche souvent sur la découverte d'outils préhistoriques archaïques éolisés.

Comme l'exprimait déjà très clairement Cazalis,la granulométrie des sables est le vecteur essentiel de cette morphogenèse. Au contraire des sables fins,mis en suspension, les sables grossiers qui se déplaçent par saltation multiplient le nombre de chocs sur les galets du reg et façonnent dans les roches adéquates (quarzites et quartz) les plus beaux dreikanters.

A *contrario*, dans les régions les plus deshéritées de ce point de vue, la répartition des galets éolisés est étroitement corrélée à la bordure au vent des cuvettes éoliennes dégagées dans les marnes et sables fins (Castelnau d'Aude, Plateau de Vendres.).

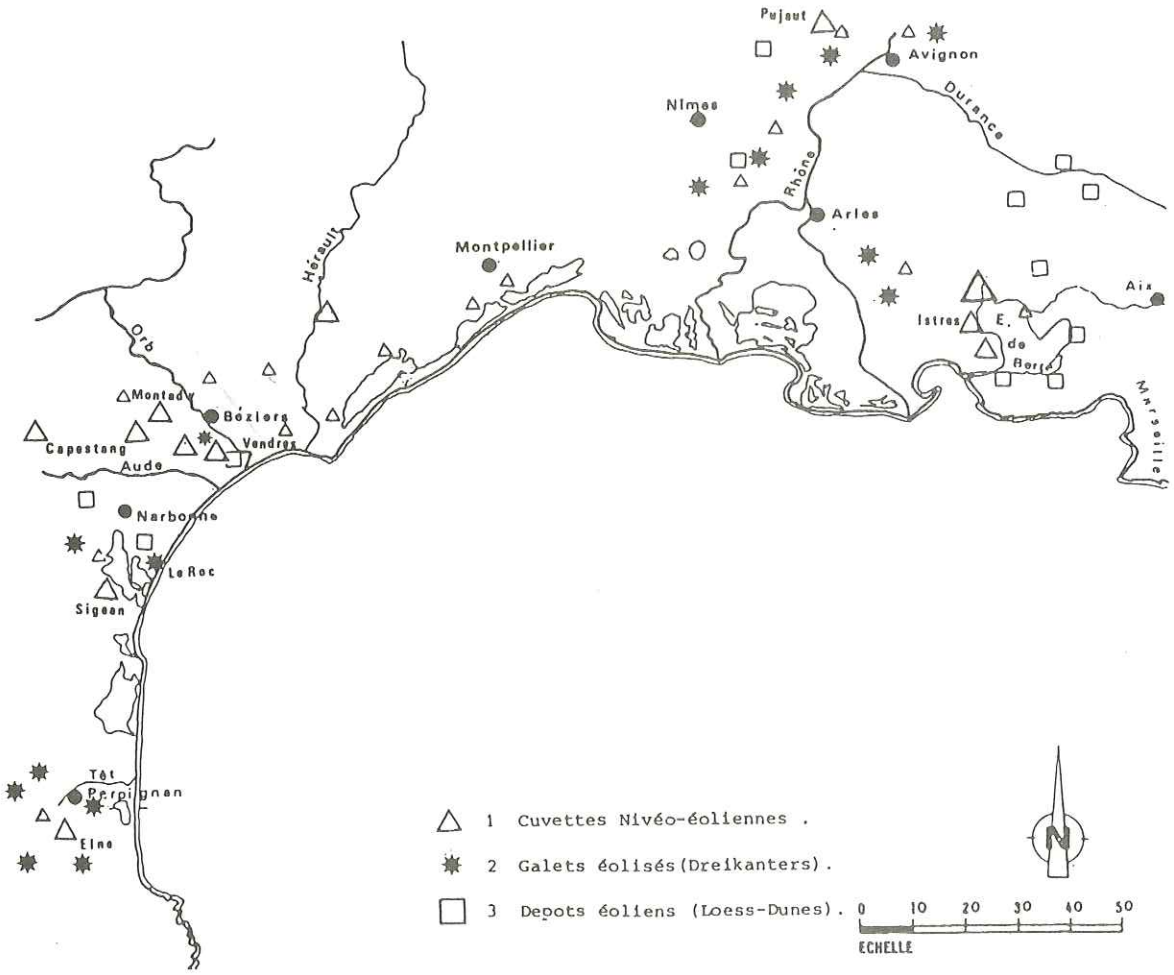


Fig. 1 - Formes et formations de l'érosion éolienne du Golfe du Lion.

b) Le façonnement des parois structurales en roches dures .

Mais, les formes de corrasion les plus originales sont celles, peu connues qui façonnent des parois structurales en roches dures: - Quarzites (chainon de Fontfroide) ou Calcaires (Le Roc de la Batterie à St Pierre la Mer).A Saint Pierre, ce sont des formes littorales actuelles,qui montrent bien l'efficacité du vent sur des calcaires durs (Urgonien) et y développent des microformes remarquables. Là, sur un support résistant, à pendage légèrement contraire (cas le plus favorable) les cupules éoliennes ont leur grande longueur toujours parallèle entre elles suivant la direction du vent dominant et présentent une dissymétrie marquée. L'extrémité au vent est surcreusée, à bords abrupts, tandis que la forme s'adouçit, s'évase et se confond quasiment avec la surface structurale originelle, à l'autre bout.Cette description s'applique parfaitement, mais à toute autre échelle aux dépressions fermées des calcarénites miocènes, du nord du Pays d'Istres .

c) Les cuvettes éoliennes.

Sur la figure 1, l'abondance des dépressions fermées des pays de molasse apparaît clairement. Celle de Montady, à l'Ouest de Béziers, par la magie de son réseau de drainage aux canaux rayonnants, est sans doute la plus connue. Sa photographie infra rouge a fait la une de magazines (Géo par exemple), ou la couverture de livres scolaires (Belin,classe de 6ème).

Ces formes ont posé de nombreux problèmes à nos devanciers, et parmi les nombreuses hypothèses morphotectoniques ou crypto karstiques qu'elles ont suscité, sollicitant un déterminisme profond, seule une imputation extrêmement locale au diapirisme mérite d'être retenue (cas de l'Etang du Doul, au Sud de Narbonne, où l'évidement s'effectue au détriment d'un dôme à coeur gypsifère). Ailleurs, dans la plupart des secteurs où les dépressions fermées sont légion (Roussillon, Minervois, Basse Provence), l'excellente connaissance du substratum permet d'éliminer toute forme d'évolution crypto-karstique. A titre d'exemple les forages du Roussillon montrent plus de 2000 m de Néogène au droit des plus nombreuses (Elne), à Marseillette (Minervois) les marnes et grès éocènes ont plus de 400 m d'épaisseur, enfin, à Istres, le Bégudien marneux dépasse 500 m avant que les calcaires sous-jacents soient atteints. Dans tous ces exemples les terrains ne sont pas ou peu gypsifères .

Aussi, l'étroit assujetissement des dépressions fermées à des contraintes morphostucturales superficielles d'origine diverse, lisibles en clair dans les paysages, et leur corrélation avec les conditions de la morphogenèse éolienne éclaire de façon beaucoup plus satisfaisante la genèse de ces formes. A ce titre l'exemple du Pays d'Istres mérite d'être décrit avec quelque détail.

De Salon au Nord à Martigues au Sud les chapelets de dépressions plus ou moins vastes obéissent à une implacable logique linéaire. Leur direction, 340° à 320°, est étroitement calquée sur celle du Mistral, sous ses formes les plus violentes, révélées non seulement par les roses des vents, mais traduites en clair sur les cartes, par l'implantation des pistes d'atterissage (Salon, Istres ,Marignane ;fig. 2) . Le parallélisme entre ces dernières et les reliefs linéaires, est d'autant plus flagrant qu'il subit du Nord au Sud les mêmes légères variations. Ces dernières traduisent l'inflexion vers l'Est du Mistral, déjà sensible à Marignane (310-320°), et nettement plus marquée au delà du méridien de Marseille.

Dans le même périmètre, de part et d'autre d'Istres, s'opposent deux types de paysages qui traduisent bien l'adaptation de l'érosion éolienne aux conditions morphostructurales superficielles.

Au Nord, de Salon à Istres, le Mistral affronte les calcarénites gréseuses à faible pendage monoclinal nord, du toit du Miocène. Les conditions

idéales de l'érosion éolienne en roches dures étant remplies (P. Ambert, 1974), le développement de reliefs linéaires, de couloirs parallèles rectilignes, vallées sans rivières surcreusées de dépressions dissymétriques ,ne saurait étonner. Pas plus d'ailleurs que la multitude de dépressions exiguës orientées suivant un axe immuable de 340°. C'est la réplique exacte à grande échelle des microformes précitées .

Au Sud, dans les terrains plus tendres sous-jacents (safres ou molasses miocènes, marnes bégudiennes), les contraintes lithologiques diminuant, les cuvettes s'élargissent. La cinétique éolienne se transforme. De linéaire elle devient tourbillonnaire, engendrant des dépressions ovalaires puis arrondies à mesure que les corniches sommitales longtemps vigoureuses s'estompent (Le Pourra). Le mimétisme avec les formes hydro-éoliennes des marges semi- arides est parfait (Mainguet,1972). Au terme de l'évolution les dépressions s'agrandissent par coalescence de plusieurs d'entre elles et , dans le meilleur des cas, par la destruction des cloisons bordières, s'ouvrent à d'autres domaines morphogénétiques (Etang de Berre, Etang de Capestang). Nous verrons ultérieurement le profit chronologique que l'on peut en tirer .

L'adaptation de l'érosion éolienne aux contraintes morphostructurales transparaît à toutes les échelles. Au risque d'être schématique nous retiendrons:

- La mise en inversion de relief systématique des terrasses alluviales languedociennes. Elle est particulièrement éloquente dans le Minervois et le couloir de l'Aude. Au pied de la Montagne Noire, de Marseillette à Olonzac, tous les interfluves dans les grès et marnes éocènes sont nettement en creux par rapport aux escaliers de terrasses, posant de véritables casse-têtes à l'interprétation morphologique classique (P.George, 1942).
- A Montady,la paléogéographie des vallées pliocènes qui est mise en valeur par inversion de relief. La dépression s'inscrit dans les marnes d'interfluve de deux thalwegs pliocènes au remplissage hétérogène et très grossier (formation à blocs du Biterrois). La figure 3 explicite les deux situations précédentes .
- A Pujaut (M.Chardon,1975) comme dans le Bassin de Narbonne (secteur de Sigean), la conjonction de la direction du vent dominant le plus efficace et de celle des fossés néogènes est d'autant mieux exploitée qu'elle rencontre une sédimentation favorable.
- Enfin la direction pyrénéenne des chaînons provençaux des Alpilles à la Nerthe, sensiblement perpendiculaire au Mistral , joue pour notre propos un rôle essentiel lors des phases paroxysmales.

*Les cols et ensellements jalonnés de molasses ont canalisé et renforcé l'érosion éolienne à leur propre détriment, favorisant par leur abaissement la genèse de nouvelles conditions géomorphologiques régionales.

*Leurs retombées périanticlinales déterminent par réfraction du vent des turbulences qui peuvent engendrer l'érosion éolienne dans des secteurs sous le vent (cas de l'étang de Berre).

*Les secteurs les plus massifs forment un obstacle infranchissable à la plupart des éléments transportés par le vent , qui s'accumulent pour les plus grossiers au vent, et pour les plus fins sous le vent. Ils sont, de ce fait, le lieu privilégié de la conservation des dépôts corrélatifs de la morphogenèse éolienne (fig. 2) .

II- LES DEPOTS DE L'EROSION EOLIENNE, LEUR AGE .

Leur répartition sur les rives du golfe du Lion découle étroitement des potentialités de piégeage. Partant, ils abondent de part et d'autre du Rhône et sont rares en Languedoc et Roussillon .Les dépôts des rives de l'étang de Berre permettent d'en préciser l'importance.

Les principaux sites ayant été depuis longtemps décrits (E. Bonifay,1962,

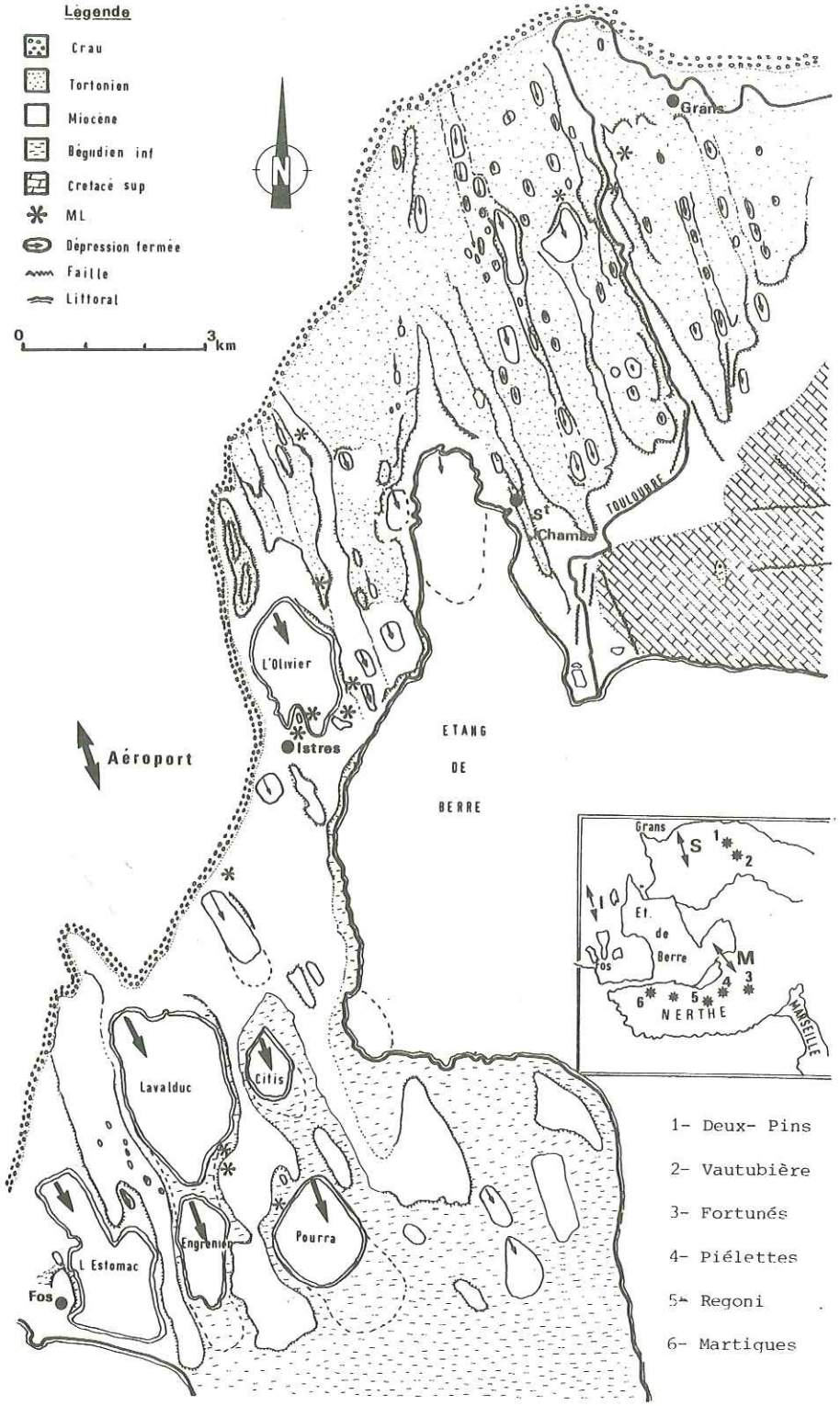


Fig. 2 - Les formes de l'érosion éolienne du Pays d'Istres.

P.Ambert,1973a), nous n'y reviendrons pas. Pour rendre commodément l'ampleur du phénomène nous renverrons le lecteur aux coupes visibles depuis l'autoroute de Marseille, au Sud de Salon. Là, aux Deux Pins, comme à Vautubière(P. Gabert,1965, P.Ambert,1973a), les formations dunaires atteignent plus de trente mètres d'épaisseur. Les petits fossés de la Nerthe n'ont rien à leur envier (plus de 20 m au Regoni).

Les nombreuses coupes relevées sur le piémont nord de la Nerthe montrent entre Martigues et Gignac l'abondance des formations éoliennes, souvent remaniées dans l'axe des thalwegs, développant alors les puissants tabliers de cônes périglaciaires qui plongent à l'aval sous l'étang (elles ont là encore plus d'une vingtaine de mètres d'épaisseur). A l'amont, au contraire, dans les secteurs d'interfluve, plusieurs coupes (Les Piélettes, Fortuné) montrent toutes sans exception deux grandes phases dunaires séparées par un ravinement majeur à séquences argileuses rouges lithochromes . Ce dernier forme partout un remarquable niveau repère d'autant que, fait capital, il a été daté au 14 C dans le secteur Berrois comme en Durance , en plusieurs points. Les dates qui s'échelonnent entre 31000 et 26000 B.P. attribuent un âge meso-würmien au ravinement intra-dunaire .

Si l'on ajoute à cela que l'ensemble de la séquence repose sur le niveau marin euthyrrhénien de Martigues (P.Ambert, 1973b), et que la dune inférieure des Deux Pins a fourni un cheval du début du Würm (P.Gabert,1965), il est vraisemblable d'attribuer au seul Würm l'ensemble des dépôts recensés sur les rives de l'étang de Berre.

En outre, l'identité des composantes pétrographiques et sédimentologiques des cuvettes de la rive occidentale de l'étang de Berre (Pays d'Istres) et des dépôts de la Nerthe traduit à l'évidence que ceux-ci sont bien les corrélats de la cavitation des dépressions fermées d'Istres .

Notre conviction repose sur les faits suivants :

- Les terrains miocènes de la rive occidentale de l'étang de Berre montrent une absence chronique de sables grossiers. Ils sont composés quasi exclusivement de sables fins (la médiane variant suivant les faciès entre 200 et 90 µ). La morphoscopie montre une prépondérance écrasante des quartz en majorité non usés, et dans une proportion moindre émoussés luisants. L'étude des minéraux lourds traduit un spectre alpin: Grenat, Epidote, Chlorite et , à un degré moindre et variable Apatite et Staurotide. Le Bégudien de l'étang du Pourra (médiane, 125 µ) présente au contraire le spectre caractéristique des Maures , à Tourmaline, Zircon, Rutile.

-Les dunes pour leur part, outre leur classement remarquable, montrent également une proportion écrasante des sables fins (les médianes varient entre 170 et 84 µ). Les quartz sont toujours bien représentés (bien qu'en moindre quantité que dans le Miocène). La morphoscopie nous apprend, fait essentiel, que les quartz non usés et émoussés luisants dominent largement , la plupart du temps nettement picotés, rarement mats, et celà même dans des fractions plus grossières. C'est l'indice certain d'un transport éolien relativement court. Par ailleurs les minéraux lourds se superposent étroitement à ceux du Miocène et ,dans certains secteurs (Gipière, Gignac), le cortège des Maures se traduit nettement sans aucune connotation chronologique .

Enfin la contemporanéité entre formes et dépôts découle de l'âge Würm ancien (Bonifay, 1962) attribué à la Crau de Miramas qui surplombe de plus de vingt-cinq mètres , directement à l'Ouest , les étangs de l'Olivier et de Lavalduc . La postériorité de leur creusement sur l'épandage cravenque y est clairement exprimée . Les cuvettes d'Istres relèvent bien du Würm , comme les dépôts de la Nerthe. La fréquence des rides dunaires plus ou moins volumineuses, dans les grèzes de pente ou les dépôts cryogéniques, assurent le cachet périglaciaire de l'ensemble de cette morphogenèse.

Par ailleurs, en divers secteurs du Golfe du Lion, une morphogenèse éolienne antérieure (rissienne), elle aussi génératrice de cuvettes de déflation, peut être mise en évidence. C'est le cas, dans l'étang de Berre, mais plus nettement encore à l'Ouest de Béziers, où un chapelet de dépressions a permis à la mer eutyrrhénienne de pénétrer jusque dans l'étang de Capestang, à 18 km du littoral actuel . L'antériorité de la forme sur le dépôt marin est d'autant plus évidente que la première s'inscrit entièrement dans une séquence alluviale rissienne (fig.3). Elle traduit une vigoureuse crise d'érosion éolienne de la fin du Riss (P.Ambert, 1981), qui n'a pas laissé à notre connaissance beaucoup de dépôts dûment datés .

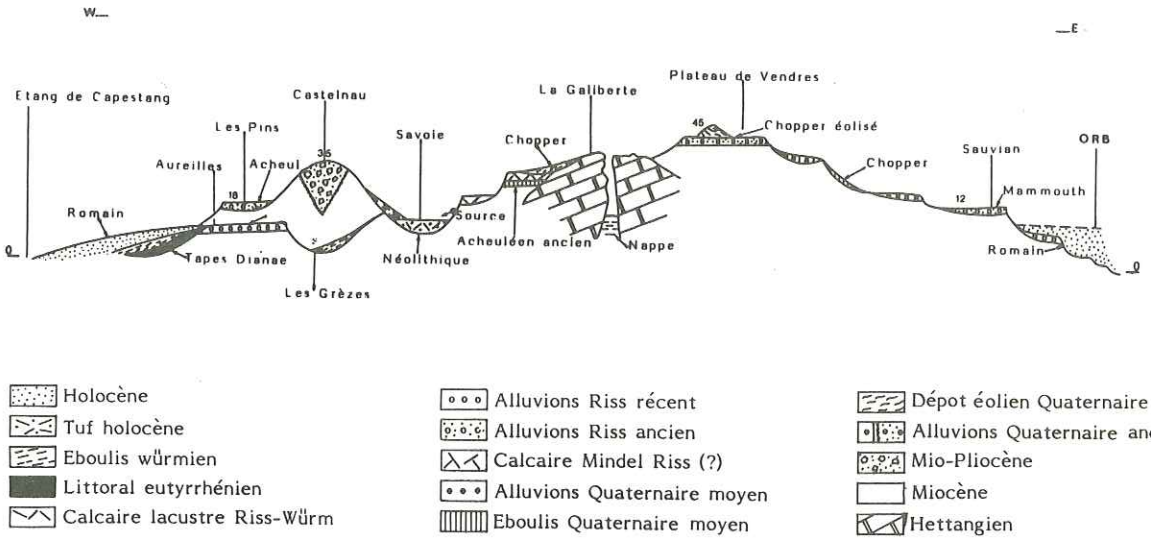


Fig. 3 - Schéma de l'évolution du Biterrois de l'Orb à l'étang de Capestang durant le Quaternaire.

Aussi, et sans préjuger de phases d'érosion éolienne quaternaires plus anciennes (connues par ailleurs à Saint-Vallier), il faut retenir de ce tour d'horizon que l'étude comparée des dépôts et des formes d'érosion éolienne du Midi de la France permet de retenir trois phases majeures, traduisant sans aucun doute les trois derniers paroxysmes périglaciaires connus dans la région : Riss récent, Würm ancien et Würm récent .

III- ESSAI DE QUANTIFICATION DU DETRITISME EOLIEN .

La quantification exacte de cette morphogenèse est tout à fait illusoire . Les formes et les dépôts sont trop discontinus ou isolés pour que leurs produits respectifs soient cumulés. Par contre la présentation de quelques exemples permet de traduire de façon synthétique l'efficacité de l'érosion éolienne .

Il est, de ce propos, très délicat de solliciter le témoignage des épandages dunaires, qui la plupart du temps s'interstratifient avec des éboulis de versant. Aussi, même si nous sommes persuadés que la périphérie des Alpilles, ou l'ensemble de la basse vallée de la Durance, possèdent les épandages les plus conséquents, nous ne pouvons en faire état ,faute d'informations et de coupes

suffisantes. Par contre les deux secteurs-clefs de notre démonstration, le piémont nord de la Nerthe et le vallon de la Vautubière, ayant été en grande partie éventrés par les carrières , offrent la possibilité d'une grossière estimation . Nous leur attribuerons , pour le seul Würm, un volume respectif de 150 millions de m^3 et de 10 millions de m^3 de sables éoliens .

La quantification en ce qui concerne les cuvettes est incontestablement plus précise, au niveau des volumes exportés par le vent.

Ainsi la dépression de l'Olivier à Istres forme en contrebas de la Crau un creux de 75 millions de m^3, Montady, près de Béziers, 120 millions de m^3. Marseillette, à l'Est de Carcassonne, l'une des plus gigantesque dépression fermée du Languedoc, correspond sensiblement à un enlèvement de matériaux de 800 millions de m^3 .

Néanmoins ces chiffres ne représentent qu'une très faible partie de l'érosion éolienne qui a modifié de façon fondamentale les paysages du golfe du Lion au cours des deux dernières glaciations .

BIBLIOGRAPHIE RESTREINTE:

AMBERT P. (1973,a) .- Géomorphologie de l'Etang de Berre et de ses bordures. Thèse 3e cycle, Aix, 465 p.

AMBERT P. (1973,b).- Recherches sur le Quaternaire marin des rives de l'étang de Berre, *Bull. Assoc. Fr. Et. Quat.*, 4, p. 255-266.

AMBERT P. (1974) .- Les dépressions nivéo-éoliennes de Basse Provence Occidentale, *C.R.Ac.Sc.* Paris, D, p.727-729.

AMBERT P. (1981) .- L'âge de l'érosion éolienne en Languedoc et en Provence, *C.R.Ac.Sc.*Paris,t.293, ser.II, p.783-786.

BONIFAY E. (1962).- Les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France,Thèse Sc. Bordeaux,194p.

CAZALIS DE FONTDOUCE P. (1879) .- Erosion de cailloux quaternaires due à l'action du vent et du sable. Cong. A.F.A.S., Montpellier, 8, p.646-650.

CHARDON M. (1975) .- L'évolution morphologique des régions à l'Ouest du Rhône entre l'Ardoise et Aramon.*Rev.Géog.Alp.*, LXIII, 2,p. 313 - 328.

GABERT P. (1965).- Phénomènes périglaciaires du Quaternaire Supérieur et de la Néotectonique dans la région de Berre 90 ème Congrès des Soc. Sav., sect. Sc., Nice, t.II, p. 75-88.

GEORGE P. (1942) .- Etudes morphologiques dans la basse vallée de l'Aude, *Bull. Assoc. Geog. Fr.*, n° 246, p.99-111.

MAINGUET M. (1972) .- Le modelé des grès. Problèmes Généraux, Thèse,Lettres, I.G.N., Paris, 657 p.

MARCELIN P. (1926) .- Contribution à l'étude géographique de la Garrigue Nîmoise. *Etudes Rhodaniennes* , Lyon, vol.II, p.41-165.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

NIVEAUX MARINS ETAGES DES ALPES-MARITIMES : DETRITISME, TECTONIQUE ET EUSTATISME SUR LE LITTORAL MEDITERRANEEN AU PLIOCENE SUPERIEUR ET AU QUATERNAIRE

Michel DUBAR *

RESUME.– Sur le littoral niçois, emboîté dans le remblaiement marin du Pliocène inférieur et moyen, existe un système complexe de dépôts et de terrasses dont la mise en place relève d'une suite de phénomènes dynamiques et climatiques remarquables. Au Pliocène supérieur, l'exondation des bassins côtiers liée à la surrection du continent est amplifiée par un mouvement régressif de la mer qui inaugure les mécanismes glacio-eustatiques en Méditerranée. Les cycles climatiques qui vont suivre sont à l'origine des terrasses littorales. Près de l'embouchure du Var, l'intercalation de niveaux de terrasses supplémentaires en rapport avec les formations fluvio-glaciaires d'amont permet de compléter le scénario climatique. L'activité tectonique est permanente et explique, par un mouvement différentiel des compartiments structuraux du secteur, le décalage altitudinal des terrasses le long du littoral. Cette disposition permet de mieux apprécier le nombre et l'amplitude des oscillations du niveau de la mer.

ABSTRACT.– On the Nice shoreline, nested in the lower and middle Pliocene marine filling, there exists a complex system of deposits and terraces whose formation results from a series of remarkable dynamic and climatic phenomena. The late Pliocene exundation of coastal basins, connected with continental surrection, is amplified by a regressive overlap of the sea, which initiates the glacio-eustatic mechanisms in the Mediterranean.The succeeding Quaternary cycles give rise to the building of coastal terraces. Near the mouth of the Var, intercalation of additional terrace levels in connection with the upstream glacial formations allows to complete the climatic scenario. As tectonic activity is permanent in this area during the Quaternary, the altitudinal offsetting of terraces along the shoreline is explained by a differential movement of the varied structural compartments. Such an arrangement allows to better appreciate the number and amplitude of sea level oscillations during the Quaternary.

Entre l'Estérel et l'arc subalpin de Nice, les dépôts plio-pléistocènes, en particulier ceux de l'ancien cône détritique du Var, sont largement développés (fig. 1). La série, épaisse de plusieurs centaines de mètres, marneuse à la base puis conglomératique, se termine frontalement par un système de remblaiements caillouteux disposés en gradins ou en terrasses emboîtées ou étagées. Cette différenciation à la fois lithologique et morphologique, observée dans maints bassins littoraux de la Méditerranée occidentale, est ici très bien marquée et le problème de sa signification peut être abordé dans les meilleures conditions.

Ces formations de la Côte d'Azur firent dès le début du siècle l'objet de recherches assidues des géologues et géomorphologues. Pour Depéret et Caziot (1903), le nombre important de niveaux marins étagés confirmait la "théorie glacio-eustatique" du Quaternaire. Plus tard, Bourcart (1952) réfutant l'eustatisme comme mécanisme fondamental, explique l'étagement des remblaiements littoraux par la "flexure continentale".

* U.A. 184 du CRA-CNRS, Sophia Antipolis, 06565 Valbonne Cedex et Département des Sciences de la Terre, Université de Provence, Centre Saint-Charles, place V. Hugo, 13331 Marseille Cedex 3.

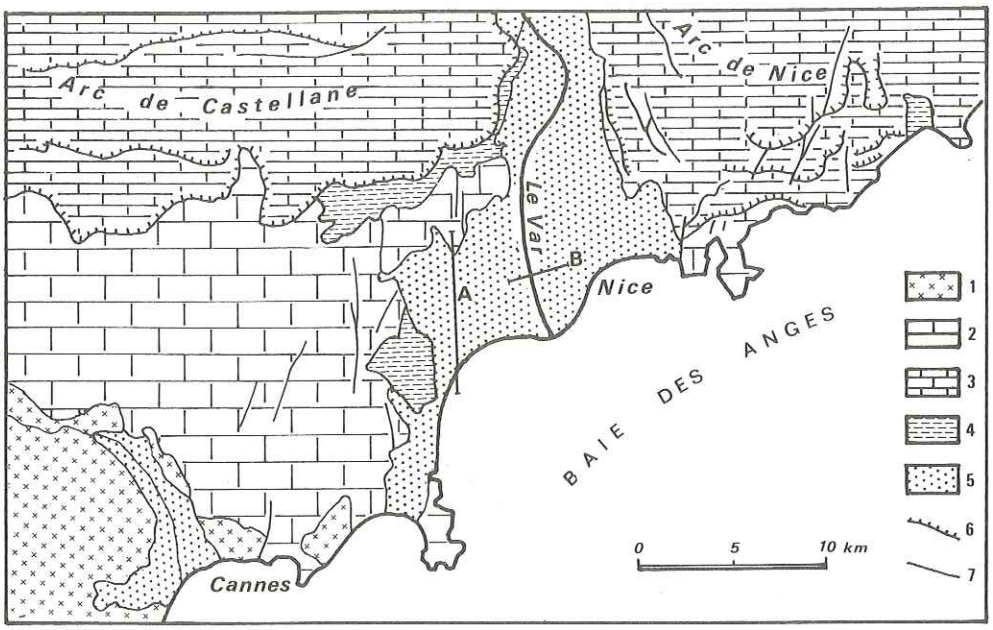


FIG. 1.– Les formations plio-pléistocènes du littoral niçois dans leur contexte géologique ; 1. socle cristallophyllien (Tanneron oriental) ; 2. Mésozoïque autochtone ; 3. arcs subalpins ; 4. Miocène ; 5. Plio-Quaternaire ; 6. fronts de chevauchements ; 7. failles principales ; A et B. sections des fig. 2 et 3.

Depuis, les connaissances du Plio-Quaternaire de la région niçoise se sont enrichies d'observations nouvelles et de données chronologiques. L'échelle microbiostratigraphique établie par Irr (1984) à partir de l'étude des Foraminifères permet maintenant de préciser l'âge des principaux corps sédimentaires marins. La datation des dépôts continentaux a bénéficié, elle, de la découverte de niveaux à faunes de vertébrés (Dubar et *al.*, 1981 ; Crégut et *al.*,1986). Les caractères d'évolution des sols des terrasses ont servi d'élément de corrélation entre les différents niveaux du secteur étudié, en particulier de part et d'autre de la vallée du Var (Dubar, 1987). Le résultat essentiel de ces recherches récentes est la mise en évidence d'une dissymétrie de disposition, en liaison avec de la tectonique différentielle, des terrasses des trois compartiments successifs de la Côte d'Azur : celui à l'Ouest du Var ; celui compris entre le Var et l'arc subalpin de Nice ; celui de l'arc de Nice.

I.– LE SECTEUR A L'OUEST DU VAR.

La partie occidentale du cône pliocène du Var s'étale vers l'Ouest sur les entablements de calcaires mésozoïques autochtones attenants au bloc cristallophyllien du Tanneron. Ce puissant appareil détritique, à pente générale vers le SSW, comprend dans ce secteur trois grands ensembles dont l'organisation apparaît le long des entailles du réseau hydrographique (fig. 2) :

– Un ensemble inférieur marneux, d'une épaisseur d'au moins 250 m, d'âge pliocène inférieur (zones à *Sphaeroidinellopsis* et à *Globorotalia margaritae)* et qui correspond globalement à l'ingression marine dans la ria du Var.

- Au-dessus, une cinquantaine de mètres de poudingues d'âge pliocène moyen (zone à *Globorotalia crassaformis*). Le passage avec la formation sous-jacente est généralement progressif mais localement il est marqué par un niveau d'émersion (fig. 2, p) qui se situerait dans le Plaisancien d'après les pollens (Zheng, 1986).

- L'ensemble frontal s'appuie en discordance sur le Pliocène moyen. Il présente globalement une forte pente vers le Sud et la stratification est très tourmentée, localement lenticulaire. Les faciès, tout d'abord discrètement marins avec de rares *Globorotalia inflata,* deviennent rapidement continentaux (cailloutis deltaïques, sables dunaires, marnes palustres, etc.) et indiquent bien qu'il s'agit d'une série d'émersion d'âge Pliocène supérieur. Les termes supérieurs sont très probablement déjà d'âge pléistocène inférieur et passent progressivement par l'intermédiaire de formations emboîtées (fig. 2, e) à la première grande terrasse transgressive du Quaternaire. Celle-ci est datée par des faunes de Mammifères de la zone Rh 21 de Guérin (Irr, 1975 ; Dubar et *al.*, 1981, Crégut et *al.*, 1986) de l'extrême début du Pléistocène moyen (vers -0,6 MA).

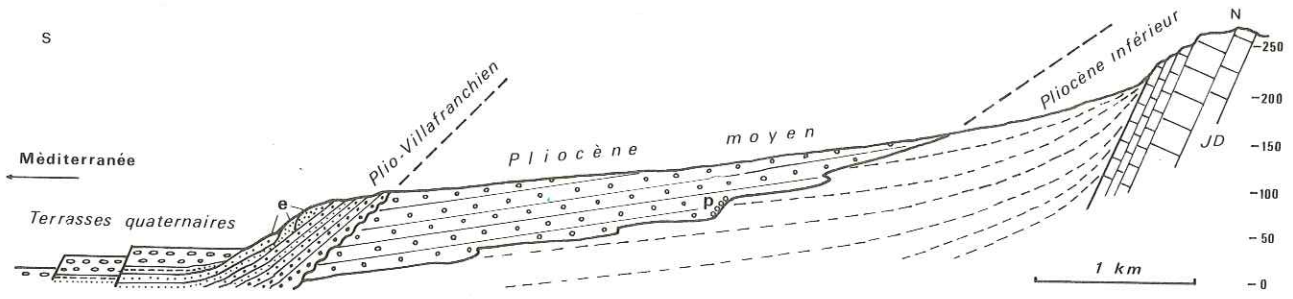


FIG. 2.– Schéma d'organisation des principales formations plio-pléistocènes à l'ouest du Var (tracé A de la fig. 1) ; p. plage marine (Plaisancien) ; e. formations emboîtées.

A partir de cette époque et à plusieurs reprises, les dépôts vont se disposer dans ce secteur en terrasses faiblement étagées, emboîtées ou même superposées. Une telle morphologie suggère que ces niveaux sont d'origine eustatique et correspondent à des hauts niveaux de la mer (périodes interglaciaires). La preuve formelle est apportée par l'intercalation à proximité de la vallée du Var de terrasses fluvio-glaciaires correspondant, elles, à des niveaux régressifs (maximum glaciaire). Le modèle climato-eustatique est donc bien vérifié.

II.– LA RIVE GAUCHE DU VAR

Les mêmes formations existent à l'Est, de la vallée du Var à l'arc subalpin de Nice. La disposition est du même type qu'à l'Ouest mais l'ensemble est fortement surélevé :

- Les dépôts du Pliocène inférieur et moyen marins, bien datés par les microfaunes (Irr,1984), affleurent jusqu'à l'altitude de 350 m soit 150 m de plus que sur l'autre rive.

- La formation palustre de Cimiez, emboîtée dans le Pliocène inférieur, attribuée au Pliocène supérieur-Villafranchien (Irr, 1984) atteint 120-130 m, soit une soixantaine de mètres de plus qu'à l'Ouest.

– Les terrasses quaternaires sont en surnombre par rapport à l'autre rive. La chronoséquence des sols permet une bonne corrélation et montre un dénivelé important de part et d'autre de la vallée (fig. 3) : 60 m pour la nappe sommitale du Pléistocène inférieur, 8 m pour la plus basse terrasse qui a environ 100 000 ans. Cette correspondance est étayée par des arguments biochronologiques (Dubar, 1987).

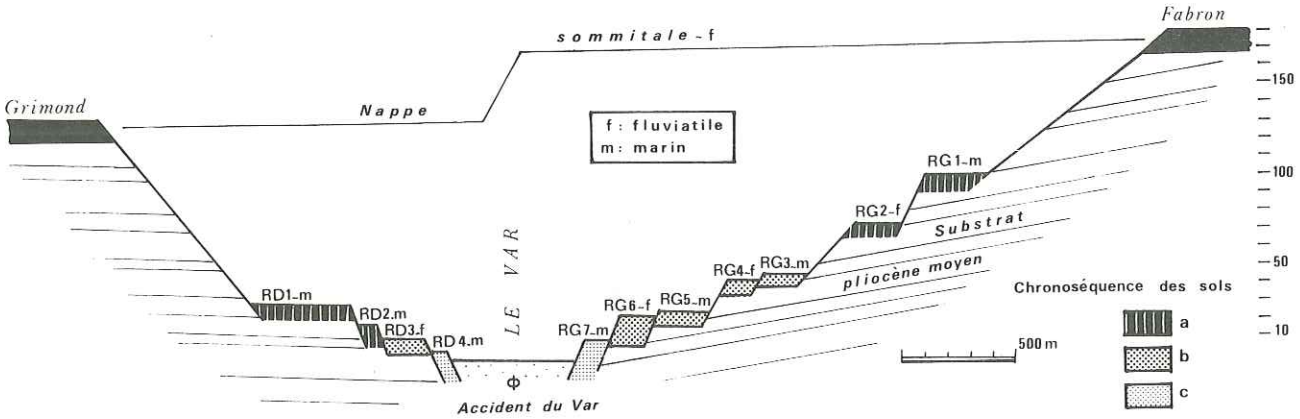


FIG. 3.– Coupe B montrant le décalage altitudinal des terrasses (m. terrasse marine ; f. terrasse fluviatile) de part et d'autre de la basse vallée du Var d'après les corrélations chronopédologiques ; a. sol dégradé ou en voie de dégradation ; b. sol fersiallitique ; c. sol brun.

Cette dissymétrie rend compte du fonctionnement jusqu'au Quaternaire récent de l'accident axial de la vallée inférieure du Var (Dubar, 1987). L'exhaussement inégal des deux rives, celui de droite étant très faible, et plus généralement le gauchissement du littoral niçois (Perriaux, 1957) pourraient être liés au comportement différent des deux blocs situés de part et d'autre de cet accident (Combes, 1984) : d'un côté l'Estérel-Tanneron et sa couverture mésozoïque rigides ; de l'autre l'arc de Nice plus souple et plus déformable.

Avec cette néotectonique particulièrement active, il convient de se demander si certains dépôts étagés de cette rive gauche n'auraient pas pour origine de brusques mouvements du substrat, en dehors de toute dynamique transgressive de la mer. En fait l'alternance des niveaux marins interglaciaires et des niveaux fluviatiles contemporains de phases froides est si bonne (fig. 3) et respecte si bien le caractère cyclique des climats quaternaires que nous pouvons penser que toutes ces terrasses sont bien d'origine climato-eustatique. Le rôle du soulèvement tectonique se borne ici seulement au démarquage altitudinal des dépôts permettant ainsi, au fil du temps, leur conservation et donc l'enregistrement des oscillations du niveau de la mer.

III.– LE LITTORAL A L'EST DE NICE

La façade méditerranéenne de l'arc subalpin de Nice est abrupte et, dans certains secteurs, des falaises dominent directement la mer.

Le nombre de niveaux quaternaires décrits sur ce littoral est impressionnant : 14 d'après Iaworsky (1973), étagés entre 8 et 117 m. La plupart d'entre eux n'est plus visible et n'était représentée que par de maigres lambeaux caillouteux accrochés aux rochers ou préservés dans des anfractuosités. Ces niveaux doivent être interprétés avec prudence, pour deux raisons :

1) Dans ce secteur, les structures serrées et écaillées à axe E-W de l'arc de Nice sont recoupées transversalement par des failles ou des décrochements (fig.1) qui sont les terminaisons d'accidents importants comme celui de Peille. C'est probablement le rejeu de ces accidents qui a provoqué des déformations locales des cailloutis quaternaires (Bourcart et Siffre, 1958). De plus le rebord ouest qui limite le bassin pliocène du Var est marqué par un système de failles normales injectées de gypse qui ont rejoué au Quaternaire (Iaworsky et *al.*,1973). Des lambeaux de Pliocène ont été portés à des altitudes supérieures à 300 m sur le Mont Vinaigrier et la ligne de rivage devait se situer, d'après la signification paléobathymétrique des microfaunes, vers 550-600 m d'altitude (Irr,1984). L'exhaussement a donc été encore plus important que sur la rive gauche du Var et l'on peut se demander s'il n'a pas été trop rapide pour permettre le bon enregistrement des oscillations positives du niveau de la mer.

2) La profondeur de dépôt de ces cailloutis actuellement accrochés aux falaises n'est généralement pas connue et la plupart d'entre eux ne correspond probablement pas à des plages de niveau zéro. Certains de ces lambeaux ne sont d'ailleurs peut-être que des résidus de la transgression du Pliocène inférieur, enfouis sous les dépôts plus récents puis remis à nu par l'érosion.

Ainsi, sur le littoral à l'Est de Nice affecté par une tectonique récente complexe, il est difficile de donner une interprétation génétique des "niveaux quaternaires" étagés dont l'authenticité est d'ailleurs parfois discutable. Leur nombre élevé ne peut être imputé aux seuls mouvements du niveau de la mer.

IV.– CONCLUSIONS

L'altitude fort différente des terrasses de part et d'autre de l'accident du Var permet de mieux apprécier les rôles respectifs de la tectonique et de l'eustatisme dans l'étagement des niveaux.

Le mécanisme de fond est la surélévation du continent. Comme le montre le système de failles synsédimentaires le mouvement est continu depuis le Pliocène moyen (Irr, 1984). Au début du Pléistocène, la régression de la mer est si rapide (sa vitesse est alors prouvée par des arguments biochronologiques) que l'intervention d'un mécanisme eustatique paraît nécessaire, d'autant plus que la régression est suivie d'une transgression tout aussi rapide. On peut donc supposer que pendant cette période les effets régressifs de l'eustatisme s'ajoutent à ceux du soulèvement tectonique. D'après les données chronologiques, cette grande régression correspond aux premiers refroidissements climatiques mis en évidence récemment en Méditerranée (Combourieu-Nebout, 1987). Elle comprend vraisemblablement plusieurs oscillations ; les témoins de ces oscillations, s'ils existent encore, sont actuellement sous l'eau.

C'est donc seulement à partir du Pléistocène moyen que nous pouvons bien suivre les mécanismes eustatiques, en particulier leur caractère cyclique. D'après la morphologie, le nombre de ces cycles est de quatre près de l'embouchure du Var où l'enregistrement a été le meilleur. Ce nombre est à vérifier et certainement à compléter en tenant compte de la stratigraphie des remblaiements. Cependant il restera probablement inférieur à celui que donnent les courbes océaniques (6 ou 7 pour les 700 derniers millénaires). En effet les variations climatiques détectées par les paléotempératures sous-marines n'ont sans doute pas toutes permis à la mer d'atteindre un niveau suffisamment haut pour être enregistrées et conservées sur la côte. Nous pouvons espérer que les essais de datation paléomagnétique en cours permettront de dire quels sont les stades représentés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BOURCART J. (1952).– Le Quaternaire marin de Nice à Menton. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, Paris, p. 169-171

BOURCART J. et SIFFRE M. (1958).– Le Quaternaire marin du pays niçois. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (3), VIII, pp. 715-730.

COMBES P. (1984).– La tectonique récente de la Provence occidentale ; microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relation avec la séismicité. Thèse Géophysique, Univ. Strasbourg, 182 p.

COMBARIEU-NEBOUT (1987).– Place de la première glaciation boréale vis-à-vis de la limite Plio-Pléistocène en Méditerranée. Analyse pollinique du Pliocène supérieur de Semaforo (Crotone, Italie). *C. R. Acad. Sc.* Paris, II, 10, pp. 533-538.

CREGUT-BONNOURE E, DUBAR M. et BEDEN M. (1986).- La faune de grands mammifères de Cassole (Cagnes-sur-Mer, Alpes-Maritimes) et son contexte géologique. Contribution à l'étude de l'environnement littoral niçois au Pléistocène inférieur et moyen. *Géologie Méditerranéenne,* n° 3-4, t. XII-XIII, pp. 137-145.

DEPERET Ch. et CAZIOT E.(1903).– Note sur les gisements pliocènes et quaternaires des environs de Nice. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), pp. 321-347.

DUBAR M. (1987).– Précisions sur la structure et le fonctionnement récent du fossé tectonique du Var inférieur (Alpes-Maritimes, France) d'après l'étude des déformations des terrasses quaternaires. *C. R. Acad. Sc.* Paris, II, 3, pp.141-146.

DUBAR M., MICHAUX J. et PICHARD S. (1981).– Contribution à l'étude des dépôts littoraux pléistocènes entre Antibes et Nice (A.M., France) ; nouvelles données biostratigraphiques dans la région de Cagnes-sur-mer. *Bull. Mus. anthr. préh.* Monaco, 25, pp. 19-31.

IAWORSKY G.(1973).– L'âge des niveaux marins interglaciaires et interstadiaires dans les Alpes-Maritimes et la stratigraphie de leur couverture continentale. IXe Congrès internat. de l'INQUA, Cristchurch, p. 160-163.

IAWORSRSKY G., CATALIOTTI J. et GUERIN J.M. (1978).– Une solution au problème de la néotectonique quaternaires dans les Alpes-Maritimes ; la part de la tectonique salifère. *Bull. Mus. anthr. préh.* Monaco, pp. 5-11.

IRR F. (1975).– Sur la découverte d'un Rhinocérotidé, *Dicerorhinus etruscus* F. dans les Alpes-Maritimes et ses conséquences pour le problème du Sicilien en Provence. *C.R. Acad. Sc.* Paris, 280, pp. 2191-2194.

IRR F. (1984).– Paléoenvironnements et géodynamiques néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléo-marge liguro-provençale. Thèse doct. *ès-Sciences,* Université de Nice, 464 p.

PERRIAUX J. (1957).– Les formations pliocènes des Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. Géol. France,* t. 7, n° 6, pp. 751-766.

ZHENG Z. (1986).– Contribution palynologique à la connaissance du Néogène du SE de la France et de Ligurie. Thèse Sciences naturelles, Université de Montpellier, 142 p.

DU PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR AU POSTGLACIAIRE : LE CONCEPT DE TARDIGLACIAIRE EUROPEEN ET SON EVOLUTION RECENTE

Maurice JORDA *

RESUME - Le Tardiglaciaire européen est subdivisé aujourd'hui en deux unités climatostratigraphiques d'inégale durée : une longue période de nuance climatique "tempérée" assimilée en Europe du Nord à un "interstade tardiglaciaire" qui englobe le Bölling et l'Alleröd des chronologies classiques; une vigoureuse phase froide terminale, le Dryas récent, fortement ressentie en Europe du Nord et en altitude dans les massifs montagneux et qui précède immédiatement l'Holocène (Postglaciaire classique). L'étude qui suit analyse l'évolution bio-morphoclimatique tardiglaciaire européenne de la Scandinavie aux rives de la Méditerranée. Elle s'interroge en conclusion sur la validité de l'opinion traditionnelle qui assimile la notion de Postglaciaire à la seule période holocène.

ABSTRACT - Nowadays the European lateglacial period is split up into two climatostratigraphical units of unequal duration : a long age of "temperate" climatical nuance, classed in Northern Europe as an "lateglacial interstade" which includes the Bölling and Alleröd of classical chronologies; a vigorous and cold final phase, the Younger Dryas period, strongly expressed in Northern Europe and in altitude in the mountains, which precedes immediatly the Holocene period (classical Post-glacial). The following study analyses the european lateglacial bio-morphoclimatical evolution from Scandinavia to the Mediterranean shore. Concluding the study examines the validity of the traditional view which assimilates the Postglacial period whith the Holocene only.

Le terme de Tardiglaciaire est couramment utilisé en Europe pour désigner les derniers millénaires du Pléistocène supérieur caractérisés par le retrait de la calotte glaciaire scandinave et des glaciers alpins. Cette période précède immédiatement l'Holocène (Postglaciaire sensu stricto) dont le début est fixé aux environs de 10 000 BP. Elle est à l'origine de la reconquête végétale et forestière postglaciaire et elle joue ainsi un rôle déterminant dans la genèse des conditions paléoécologiques qui vont orienter la dynamique des environnements holocènes.

La période tardiglaciaire qui succède à la phase apogéique du Pléistocène supérieur située vers 20 000 BP (notion de "Würm IV" de l'école préhistorique française) a enregistré de notables variations climatiques dont la nature et l'ampleur présentent des aspects sensiblement différents en fonction de la latitude, de l'altitude ou de la situation continentale des diverses régions. Il en résulte des divergences d'opinions quant à l'évolution paléoclimatique et à ses conséquences sur les paléoenvironnements. Depuis une dizaine d'années cependant un nouveau schéma paléoclimatique est proposé en Europe du Nord qui paraît s'accorder avec les conclusions récentes des palynologues et quaternaristes des régions plus méridionales et de la chaîne alpine.

L'étude qui suit expose sommairement les conceptions nouvelles et leurs implications bio-morphoclimatiques régionales. Elle s'interroge en conclusion sur la signification et la validité des concepts de Tardiglaciaire et de Postglaciaire en Europe du Nord et dans la chaîne alpine.

* Institut de Géographie, Université d'Aix-Marseille II.

1. LE TARDIGLACIAIRE SCANDINAVE : UNE REFERENCE CONSTANTE POUR LES QUATERNARISTES EUROPEENS.

La notion de Tardiglaciaire est née en Scandinavie où ont été définies, dans la première moitié du siècle, les étapes de la reconquête forestière et les principales *unités biostratigraphiques* fondées sur l'analyse du contenu paléofloristique et pollinique des sédiments lacustres et continentaux du Danemark et de la Suède méridionale (MANGERUD et al. 1974; LOWE et GRAY 1980; WATTS 1980). Les *biozones* ont été associés à des phénomènes climatiques et à l'évolution de la calotte glaciaire scandinave. Elles ont revêtu ainsi la valeur de *climatozones* de chronologie relative. Telle est l'évolution du système de Jessen (1935, 1938) fondé à l'origine sur la zonation pollinique du Danemark et qui a été modifié par FIRBAS (1949, 1954) pour être introduit en Europe moyenne où il a été largement adopté. Plus récemment, à partir des années 1960, la zonation a été calée sur des datations isotopiques C14 et elle constitue aujourd'hui une *classification chronostratigraphique* clairement définie (cf. Tableau I, la *succession des chronozones* scandinaves proposée par MANGERUD et al. 1974).

La chronologie et la nomenclature biostratigraphique de l'Europe du Nord sont largement utilisées aujourd'hui par les palynologues et quaternaristes de l'Europe moyenne et méridionale. La démarche des chercheurs repose implicitement sur le postulat que les changements importants de la végétation tardiglaciaire résultent de changements climatiques généraux et se situent dès lors à peu près partout aux mêmes moments, quelle que soit par ailleurs la diversité régionale des associations végétales concernées (influence de la latitude, de l'altitude...).

La généralisation de ce système chronologique est cependant à l'origine de certaines ambiguités. Le principe est tout d'abord en contradiction avec les recommandations du "Guide International de Nomenclature Stratigraphique" (HEDBERG et al. 1976) qui préconise à juste titre l'élaboration préalable de zonations locales ou régionales. Mais il présente surtout l'inconvénient majeur à nos yeux d'introduire dans l'analyse des évènements paléoécologiques tardiglaciaires régionaux des césures préétablies qui conservent de leur origine scandinave une connotation paléoclimatique spécifique. Celle-ci oriente bien souvent la problématique des chercheurs et les conduit à privilégier certains phénomènes bioclimatiques ou morphogéniques conformes au schéma nord-européen mais qui n'ont pas toujours une expression évidente ou déterminante dans l'évolution globale des paléoenvironnements des autres régions.

Les recherches pluridisciplinaires de ces dernières années permettent de remédier en partie à ces incohérences. Elles modifient sensiblement l'image du Tardiglaciaire européen.

2. LA REVISION RECENTE DU TARDIGLACIAIRE EUROPEEN (Tableau I).

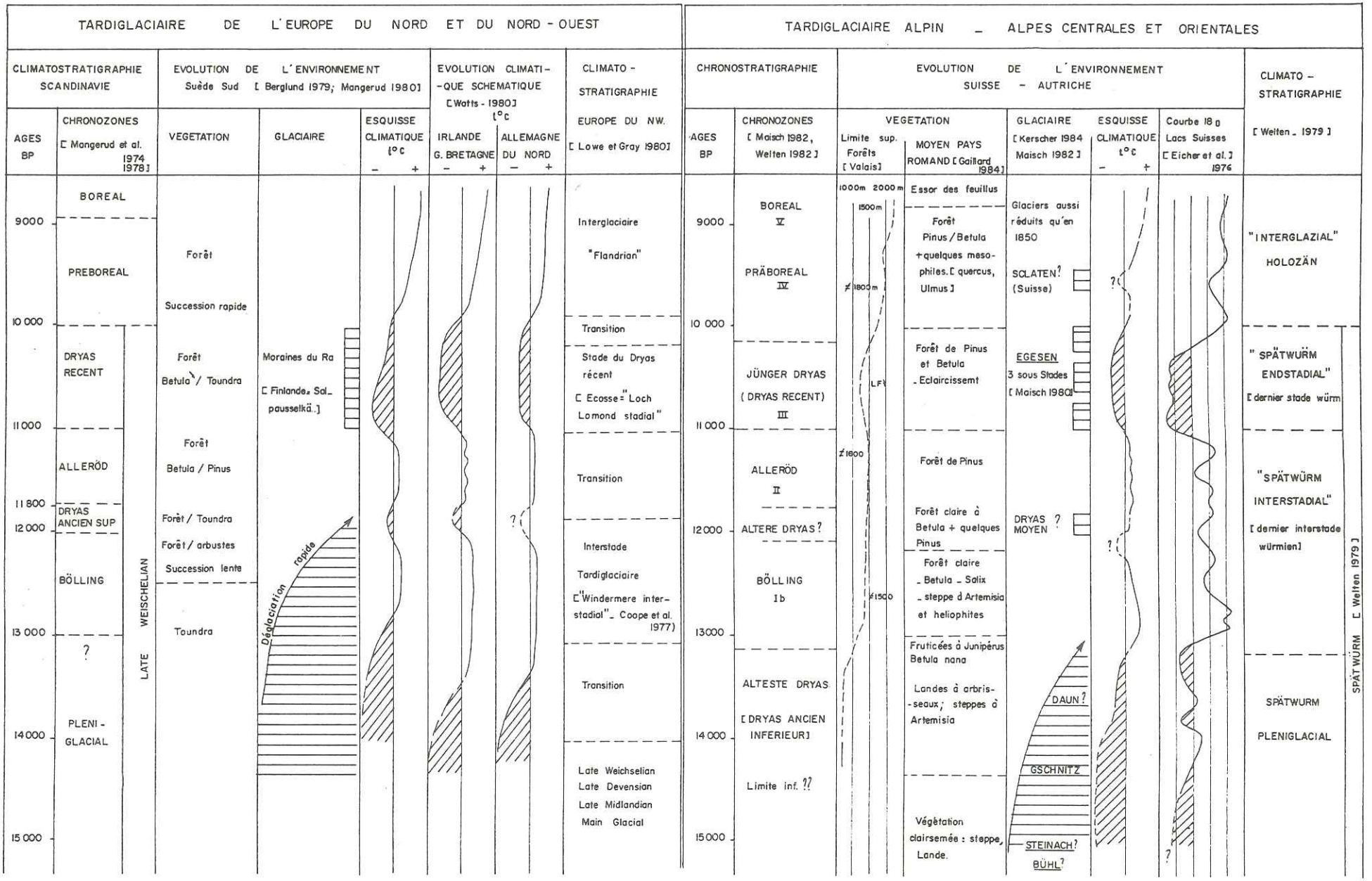
2.1. Le nouveau panorama paléoclimatique de l'Europe du Nord.

Les auteurs scandinaves et britanniques subdivisent le Tardiglaciaire en deux unités climatostratigraphiques d'inégale durée : une période bi-millénaire de nuance climatique "tempérée" assimilée à un *"interstade tardiglaciaire"* qui englobe le *Bölling et l'Alleröd* des chronologies classiques (environ 13500 à 11000 BP); une phase froide terminale, le *Dryas supérieur* dont la durée n'excède pas quelques siècles entre 11 000 et 10 000 BP, et qui correspond à une vigoureuse crise climatique nettement enregistrée par les paléoenvironnements ("Stade du Dryas supérieur").

Ce schéma est fondé sur la discrétion - si ce n'est l'absence - de la flexure climatique froide du Dryas moyen qui ne permet pas d'attribuer au Bölling la signi-

TABLEAU I · LE TARDIGLACIAIRE DE L'EUROPE DU NORD ET DE L'EUROPE MOYENNE (Alpes CENTRALES ET ORIENTALES) Conceptions Nouvelles

CHRONOSTRATIGRAPHIE – CLIMATOSTRATIGRAPHIE – ESSAI DE COMPARAISON



fication d'une oscillation "tempérée" autonome ou d'une biozone aussi clairement individualisée que le pensait son inventeur IVERSEN (1942, 1954). Dans un tel contexte l'Alleröd(12 000 - 11 000 BP) apparaît sur le plan bioclimatique comme le prolongement d'une évolution amorcée peu avant 13 000 BP et qui voit en Scandinavie l'établissement progressif de forêts claires de bouleaux relayées vers le Sud, des Pays Bas à la plaine de l'Allemagne du Nord, par des forêts où le pin devient peu à peu prédominant (Watts 1980).

La rupture climatique du Dryas supérieur, contrairement au Dryas moyen, est décrite comme un évènement paléoécologique majeur. Elle provoque la rétraction de la végétation arboréenne, un nouvel essor des formations herbacées, le développement des landes dans les régions sableuses du Nord de l'Allemagne et des Pays Bas. Il semble cependant que la plupart des espèces végétales de la phase tempérée antérieure persistent et que les changements floristiques revêtent beaucoup plus un caractère quantitatif que qualitatif. Parallèlement les paléoenvironnelents morphologiques euregistrent une recrudescence des phénomènes d'érosion (sédimentation détritique dans les lacs) et une réactivation des processus périglaciaires (phénomènes d'éolisation, sols gelés, activité cryonivale...).

L'évolution paléoclimatique trouve un écho dans les mouvements de la calotte glaciaire scandinave. BERGLUND (1979) a proposé une chronologie précise des étapes du retrait glaciaire au Sud de la Suède. Il souligne la rapidité et la précocité du retrait principal antérieur à 13 000 BP et note que le Bölling correspond à la période de plus grande vitesse de déglaciation. La récurrence glaciaire du Dryas supérieur illustrée par les moraines de la Salpaüsselka en Finlande et du Ra en Suède s'inscrit dans le mouvement général de la déglaciation tardiglaciaire dont elle ne marque, en définitive, qu'un moment de répit de courte durée (stationnement ou réavancée relative).

Un même schéma paléoclimatique est mis en évidence dans les Iles Britanniques où la définition du cycle tempéré Bölling-Alleröd (*"Interstade de Windermere"*) est fondée notamment sur l'analyse des associations de coléoptères fossiles des sédiments lacustres de Windermere au Cumberland. Les auteurs (COOPE 1975; COOPE et JOACHIM 1980) observent que le début de l'amélioration climatique est antérieur à 13 000 BP et que le Bölling correspond aux plus fortes températures du Tardiglaciaire. La crise climatique du Dryas supérieur paraît plus accusée que dans le domaine continental. Elle provoque une récurrence glaciaire dans les montagnes d'Irlande ("Nahanagan stadial"), le réenglacement des cirques du Pays de Galles et du Lake District, une importante progression glaciaire en Ecosse ("Loch Lomond Stadial") et une intense activité érosive et fluviatile (ROSE et al. 1979) alors que prospèrent à nouveau les formation steppiques (Pennington 1977). Cette évolution paléoclimatique s'accorde assez bien avec les courbes de paléotempératures tardiglaciaires des eaux de surface de l'Atlantique Nord-oriental estimées à l'aide des associations de foraminifères planctoniques et des variations de O^{18} des carottes océaniques (MOYES 1981, DUPRAT 1983; PUJOL et DUPRAT 1983...).

Sur la base de ces données LOWE et GRAY (1980) soulignent que les changements climatiques tardiglaciaires les plus significatifs s'inscrivent dans des phases de transition (phase d'amélioration ou de dégradation climatique). Ils proposent une nouvelle subdivision climatostratigraphique pour l'Europe du Nord et du Nord-Ouest (Tableau I)

2.2. Le Tardiglaciaire de l'Europe moyenne : les Alpes Centrales et Orientales (Tableau I).

Les diagrammes polliniques des sites de basse et moyenne altitudes révèlent l'existence généralisée avant 13 000 BP d'une végétation steppique (herbacées, arbres

nains) attribuée à la Fin du Dryas ancien inférieur. A partir de 13 500 BP l'affirmation du réchauffement se manifeste par la montée des courbes de Juniperus, Hippophae, Betula (LANG 1962; WELTEN 1982; BORTENSCHLAGER 1976; GAILLARD 1984...). Parallèlement les sédiments des lacs et tourbières montrent le passage des argiles stériles à des dépôts organiques (craies, gyttjas). L'expansion des fruticées s'accompagne rapidement du développement d'une végétation arborescente (Bölling) qui atteint en général son optimum tardiglaciaire régional au cours de l'Alleröd sous la forme de forêts mixtes de Pinus-Betula avec une nette prédominance des pinèdes à l'Est, au Sud et en montagne. En l'absence d'une oscillation froide du Dryas moyen clairement individualisée on retrouve ainsi *la notion d'interstade Bölling-Alleröd* des quaternaristes nord-européens. La dégradation climatique du Dryas supérieur se traduit par contre assez nettement dans les diagrammes polliniques notamment en altitude où elle provoque un abaissement de la limite supérieure des forêts et une récurrence de la sédimentation détritique dans les lacs et tourbières (MARKGRAF 1969; BORTENSCHLAGER et PATZELT 1969; WELTEN 1977, 1982; ZOLLER 1980, GAILLARD 1984...). Les analyses isotopiques O^{18} / O^{16} effectuées sur les craies lacustres en Suisse, en Autriche (EICHER et al. 1976; EICHER 1976, 1980) confirment cette évolution paléoclimatique (Tableau I). Elles soulignent la rapidité du réchauffement autour de 13 000 BP, le caractère très tempéré du Bölling, l'instabilité et la lente dégradation thermique de l'Alleröd.

Depuis les années cinquante la collaboration étroite des palynologues et géomorphologues suisses et autrichiens a permis de préciser peu à peu les étapes et les modalités de l'évolution glaciaire tardi-würmienne d'altitude. Le phénomène morphoclimatique le plus singulier est, là encore, la précocité et la rapidité du retrait des grands glaciers alpins avant le Bölling (ZOLLER 1977; KERSCHNER 1981; MAISCH 1981; ARN 1984...). Dans ce contexte les stades tardiglaciaires définis par PENCK et BRUCKNER (1909) et dont la liste a été complétée depuis sont attribués aujourd'hui au Dryas ancien inférieur. Tous ces phénomènes s'inscrivent ainsi dans la phase de retrait du Pléniglaciaire supérieur(post 20 000 BP) et il est probable que certains d'entre eux correspondent beaucoup plus à des épisodes de stationnement ou de progression glaciaire relative de signification locale qu'à des stades généralisés et corrélables dans l'ensemble de la chaîne. Ceci souligne d'autant mieux l'originalité de la récurrence glaciaire du Dryas supérieur (stade d'Egesen, Autriche) reconnue et bien datée à peu près partout.

Ainsi, bien que l'impact de la détérioration climatique du Dryas supérieur tende à s'atténuer à basse altitude, l'évolution bioclimatique tardiglaciaire de l'Europe moyenne présente de nombreuses analogies avec celle l'Europe du Nord. Cette conclusion est illustrée par la classification climatostratigraphique proposée par WELTEN (1979) qui assimile la période Bölling-Alleröd à un "interstade" et le Dryas supérieur au dernier stade de la glaciation würmienne (Tableau I).

2.3. Le Tardiglaciaire des Alpes Françaises méridionales: un modèle de transition entre les domaines médio-européen et nord-méditerranéen (Tableau II).

L'évolution bioclimatique régionale s'apparente à celle de l'Europe moyenne (DE BEAULIEU 1977; WEGMüLLER 1977; TRIAT-LAVAL 1979...). Les différences essentielles concernent la précocité des étapes de la reconquête forestière sud-alpine et, sur le plan géomorphologique, une sensibilité plus grandes des paléoenvironnements méridionnaux aux modifications bioclimatiques de nuance nettement subméditerranéenne (JORDA 1980, 1986).

Dans les Alpes duranciennes les sédiments détritiques en grande partie azoïques qui constituent la base de la tourbière de Pelleautier (Tableau II) témoignent, avant 15 000 BP, d'une végétation steppique très pauvre et lacunaire ou de terrains dénudés (DE BEAULIEU et al. 1983, 1984). L'indice d'une amélioration climatique précoce apparaît vers 14 700 BP soulignée par une première phase à Juniperus. Ultérieurement le Bölling correspond dans toute la région à l'installation des pineraies qui atteignent leur optimum au cours de l'Alleröd (limite supérieure de la forêt aux environs de 2 000 mètres). A l'image des Alpes Centrales et Orientales le Dryas moyen n'a pas d'expression palynologique et sédimentologique. Quant à l'influence sur la végétation de la crise climatique du Dryas supérieur elle est surtout sensible en altitude (tourbière du Lac Long, Tableau II) et elle s'estompe dans les étages moyen et inférieur où elle se manifeste tout au plus par un éclaircissement des pineraies (Pelléautier).

Ainsi, du Bölling à l'Alleröd se développe une dynamique forestière initiée précocement peu après 15 000 BP. La dégradation climatique du Dryas supérieur, bien que ressentie par la végétation, ne semble pas avoir affecté profondément l'évolution forestière ultérieure. Tout se passe en définitive comme si le cycle bioclimatique postglaciaire sensu largo avait débuté au Bölling. Ce point de vue avancé par DE BEAULIEU (1977, p. 224) se vérifie encore plus nettement dans l'évolution des paléoenvironnements géomorphologiques.

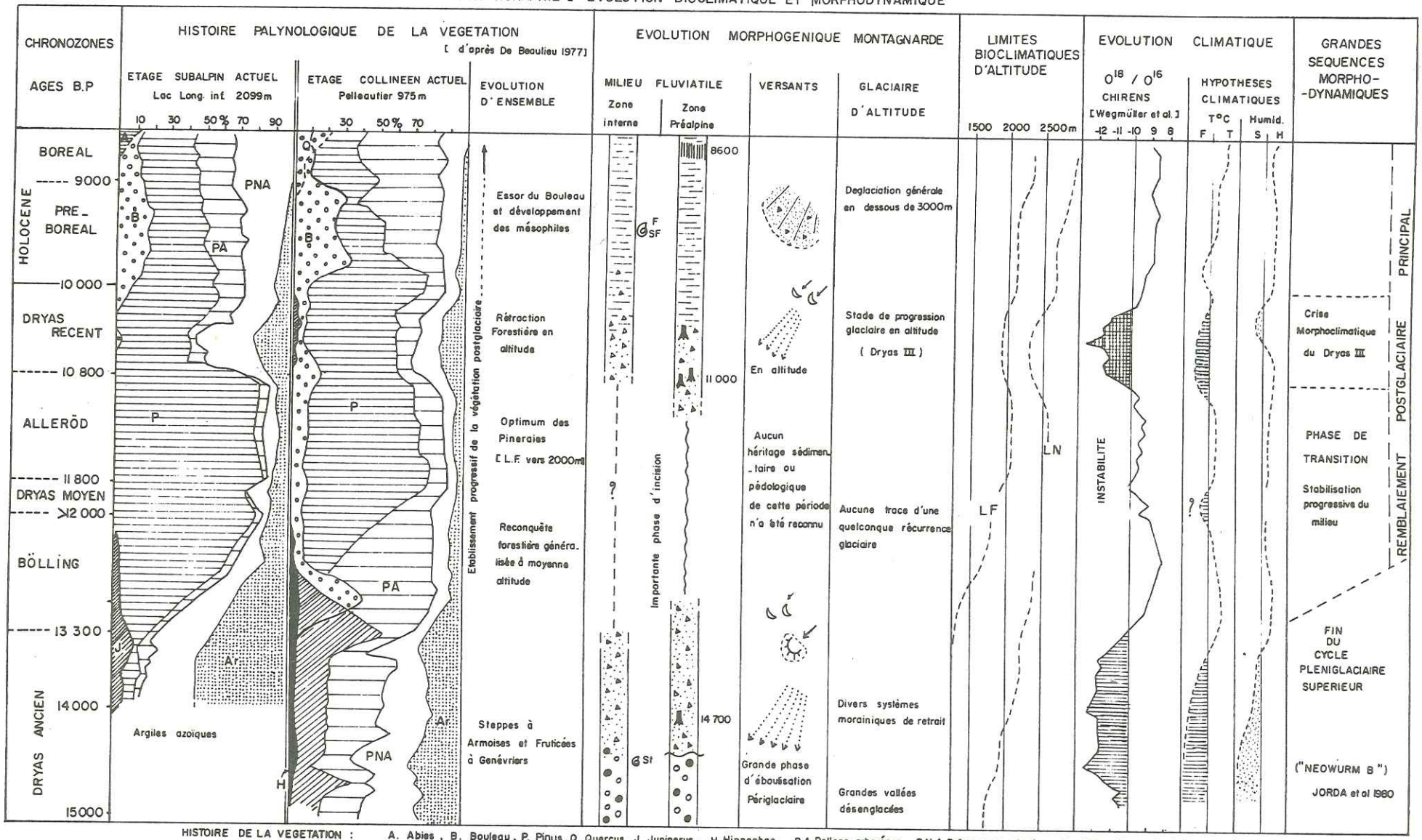
Les diagrammes polliniques des tourbières sud-alpines démontrent que les langues glaciaires s'étaient retirées à l'amont des vallées (haute Durance) et avaient même abandonné les secteurs d'altitude au-dessous de 2 100 mètres (tourbière du Lac Long) dès avant le Bölling (DE BEAUILIEU 1977; DE BEAULIEU et JORDA 1977; JORDA 1984). La déglaciation a été très rapide (JORDA et DELIBRIAS 1981) et la plupart des "stades glaciaires" d'altitude décrits depuis une vingtaine d'années dans l'ensemble des Alpes Françaises et corrélés parfois avec les stades classiques autrichiens (SCHWEIZER 1969; VIVIAN 1975; HANNS 1982) appartiennent à la phase principale de retrait glaciaire antérieure au Bölling qui marque ainsi, selon nous, la fin du Pléniglaciaire supérieur sensu stricto (JORDA 1984). La récurrence glaciaire du Dryas supérieur -équivalent chronologique du Stade d'Egesen- n'a affecté que les plus hauts massifs sud-alpins (BEAULIEU et JORDA 1977; EDOUARD 1979...). Divers auteurs ont montré que les caractéristiques paléoclimatiques de cet épisode sont plus proches de celles des phases "froides de l'Holocène (Age du Fer; "Petit Age Glaciaire" alpin) que des conditions beaucoup plus xériques qui semblent avoir accompagné avant le Bölling les étapes de la régression des grands appareils glaciaires würmiens (KERSCHNER 1981; COUTEAUX 1983; JORDA 1986).

L'étroite relation paléoclimatique et morphodynamique entre le Tardiglaciaire et le Postglaciaire classique (= Holocène) se révèle plus nettement encore lorsqu'on examine globalement l'évolution morphogénique des paléoenvironnements montagnards. C'est ainsi que le "remblaiement postglaciaire principal" qui caractérise les vallées sud-alpines (JORDA 1980, 1986) débute partout au cours de l'Alleröd ou du Dryas supérieur et se poursuit sans rupture majeure jusqu'à la fin de la période atlantique. La même continuité d'évolution s'observe dans la morphogénèse des versants montagnards antérieurement au subboréal. En d'autres termes, le *cycle morphoclimatique postglaciaire* ne se limite pas à la période holocène mais s'amorce résolument au cours du Tardiglaciaire.

Ainsi, de l'Europe du Nord aux rives de la Méditerranée, la spécificité et l'individualisation du phénomène tardiglaciaire s'estompent progressivement. Ceci incite à réviser le concept de Postglaciaire des régions méridionales.

TABLEAU II LE TARDIGLACIAIRE DES ALPES MERIDIONALES

CHRONOSTRATIGRAPHIE - EVOLUTION BIOCLIMATIQUE ET MORPHODYNAMIQUE



HISTOIRE DE LA VEGETATION : A. Abies, B. Bouleau, P. Pinus, Q. Quercus, J. Juniperus, H. Hippophae, P.A. Pollens arboréens, P.N.A Pollens non-arboréens, Ar. Artemisia. LF Limite forestière superieur, LI Limite des neiges (exposition N.NE)

EVOLUTION MORPHOGENIQUE : Nappe alluviale [fluviogl.] — Incision verticale — Epandage torrentiel — Colluvionnement — Remblaiement limoneux — Eboulis périglaciaires — Sol enterré — Glissement en masse — Discordance de ravinement — Affaissement rocheux — Malacofaune : F. Forestière, SF. Semi Forestière, St. Steppique

3. CONCLUSIONS :

La validité de la notion de Tardiglaciaire tient essentiellement à l'existence de la crise climatique du Dryas supérieur fortement ressentie en Europe du Nord et à haute altitude dans la chaîne alpine. Comme le note WATTS (1980) le Tardiglaciaire européen - qui n'a pas d'équivalent en Amérique du Nord - offre l'image *d'un cycle interglaciaire précoce* qui fait un "faux départ" ou dont la dynamique est momentanément interrompue ou ralentie peu après 11 000 BP (Dryas supérieur).

Cependant, et quelle qu'ait été son ampleur, la crise du Dryas récent a été trop brève. Elle n'est pas parvenue en général à bouleverser ou à modifier profondément et durablement le contexte paléoécologique de l'Europe moyenne et surtout méridionale dont la dynamique trouve un prolongement naturel dans l'évolution bio-morphoclimatique du début de l'Holocène.

Dans la majeure partie de l'Europe tout se passe, au niveau des paléoenvironnements, comme si les changements décisifs qui marquent la fin du Pléistocène s'étaient produits dès avant le Bölling ou au début de cette chronozone: retrait principal et parfois définitif au-dessous de 2000 mètres des grands glaciers pléistocènes; démarrage de la reconquête forestière, le Dryas supérieur ne parvenant pas à inverser l'évolution; début du cycle morpho-sédimentaire postglaciaire dans les Alpes méridionales... En définitive, la césure bio-morphoclimatique majeure ne se situe pas entre le Tardiglaciaire et l'Holocène. *Elle correspond le plus souvent à l'affirmation du réchauffement aux environs de 14 000 ou 13 000 BP,* évènement climatique mondial enregistré par les courbes isotopiques de l'oxygène des carottes océaniques (Fin du Stade 2 de EMILIANI 1955; Terminaison IA de DUPLESSY et al. 1972).

L'ensemble de ces observations remet en cause - du moins en Europe méridionale - l'opinion traditionnelle qui assimile la notion dynamique de Postglaciaire à celle d'Holocène essentiellement chronostratigraphique. La conception d'un Postglaciaire élargi à tout ou partie du Tardiglaciaire, défendue par MERCER (1972), est implicitement admise par de nombreux chercheurs. Nous avons déjà évoqué la position de DE BEAULIEU à propos de l'évolution forestière sud-alpine. Dans le bassin aquitain LAVILLE et al. (1983) observent que le Dryas ancien inférieur semble marquer la fin du Pléniglaciaire et que dès ce moment s'amorce la dynamique climatique qui sera celle de l'Holocène. De même BAZILE-ROBERT (1979) en conclusion d'une étude anthracologique consacrée au Pléistocène supérieur du Sud-Est de la France remet en cause la notion de "Würm IV" (= Tardiglaciaire) et souligne que cette période apparaît, malgré ses oscillations thermiques ou pluviométriques, comme le début d'un long interglaciaire dont l'optimum sera atteint au cours de l'Holocène (Atlantique). Enfin, dans une étude récente non encore publiée consacrée à l'histoire de la sècheresse méditerranéenne PONS et al. soulignent que le Tardiglaciaire méditerranéen ne peut être séparé du Postglaciaire dont il est le point de départ. Ils ajoutent que la démarcation déterminante n'est pas entre le Tardiglaciaire et l'Holocène mais entre un *"premier Postglaciaire"* antérieur au Néolithique et un *"deuxième Postglaciaire"* caractérisé par le développement de l'intervention humaine.

Doit-on abandonner pour autant le concept de Tardiglaciaire ? Certainement pas en Europe du Nord et du Nord-Ouest. En Europe méridionale par contre - Alpes du Sud en particulier - la validité de cette période dans le domaine de l'évolution globale des paléoenvironnements ne se justifie pas.Ceci nous paraît avoir des conséquences concrètes quant à l'analyse du détritisme postglaciaire du Sud Est de la France qui ne peut être envisagé dans le seul cadre chronologique de l'Holocène classique.

BIBLIOGRAPHIE

Ne pouvant citer ici tous les travaux consultés, nous renvoyons le lecteur à la bibliographie plus complète qui accompagne les publications suivantes :

ACTES DU COLLOQUE AGSO"PALEOCLIMATS", Bordeaux 1983- Cahiers du Quaternaire, n° hors série, éd. CNRS.

ACTES DU COLLOQUE"STUDIES IN THE LATEGLACIAL OF N.W. EUROPE". Pergamon Press, Oxford, 205 p.

ARN R. (1984) - Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. - Thèse, Université de Lausanne, 307 p, 17 tableaux, 54 fig.

BAZILE-ROBERT E. (1979) - Flore et végétation du Sud-Est de la France pendant la dernière glaciation d'après l'analyse anthracologique - Thèse 3e cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 154 p, 13 fig., 8 pl. photos.

BEAULIEU J.L. de (1977) - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes Méridionales Françaises. - Thèse es Sc., Université Aix-Marseille III, 358 p, 39 diagrammes, 29 fig.

GAILLARD M.J. (1984) - Etude palynologique de l'évolution tardi - et postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays Romand (Suisse) - Thèse, Dissertations Botanicae, Band 77. J. CRAMER Ed. 350 p, 16 diagrammes.

JORDA M. (1980) - Morphogénèse et évolution des paysages des Alpes de Hautes Provence depuis le Tardiglaciaire. B.A.G.F., 472, p. 295-304.

JORDA M. (1986) - Le Dryas récent : une crise morphoclimatique majeure dans les Alpes Françaises du Sud - Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. XX, p.11-28.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

L'EVOLUTION DES VERSANTS SUD ALPINS DE MOYENNE ALTITUDE AU COURS DU QUATERNAIRE SUPERIEUR. VALLEES DU HAUT VERDON ET DE LA MOYENNE DURANCE.

Maurice JORDA*

RESUME - Les formations de pente qui drapent à moyenne altitude les versants des grandes vallées glaciaires préalpines des Alpes de Haute Provence(bassin de la Durance) appartiennent à la fin du Pléistocène supérieur et au Tardi- et Postglaciaire. L'étude des éboulis sensu stricto et de leurs relations avec les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires, alluviaux et colluviaux des vallées du haut Verdon et de la Durance à l'aval de Serre Ponçon permet de préciser les étapes et les modalités climatiques et/ou anthropiques de la morphogénèse des versants au cours des vingt derniers millénaires.

ABSTRACT - The deposits slopes which covers at middle height the sides of the great pre-alpine glacial valleys of the Alpes de Haute Provence (Durance basin) are related to the end of late Pleistocene and Late - and Postglacial periods. The stratigraphical study of the screes sensu stricto and of their relations with the glacial, fluvioglacial, alluvial and colluvial deposits in the upper Verdon and Durance valleys (Serre Ponçon) permits to explicit the stages and the climatic and anthropic conditions of the morphogenesis of the sides during the twenty last millenaries.

Dans les Alpes de Haute-Provence - bassin durancien - les versants des grandes vallées glaciaires incisées dans les séries lithologiques de faciès dauphinois et vocontiens sont caractérisés à moyenne altitude par des formations de pente attribuées essentiellement et sans précision au Quaternaire supérieur (Würm et Postglaciaire). Quel que soit leur âge relatif les éboulis sensu stricto (cônes isolés ou coalescents, tabliers détritiques) présentent fréquemment, sur un même versant, des analogies de faciès liées à la fragilité mécanique des roches-mères subalpines. Ces phénomènes de lithodépendance ne permettent pas toujours de définir les conditions biomorphoclimatiques probables de la genèse de ces éboulis qualifiés très souvent de "periglaciaires" (JORDA 1975; ANDRIES 1980) alors que leurs faciès ne les différencient pas clairement des éboulis subactuels liés à la cryoclastie montagnarde de nature "interglaciaire". En d'autres termes l'interprétation morphodynamique de ces dépôts ne peut être fondée sur le seul examen du matériel, de son degré de tri longitudinal voire même de son organisation interne. Elle doit tenir compte de manière précise des relations chronostratigraphiques, géométriques ou géomorphologiques que ces mêmes dépôts entretiennent - ou n'entretiennent pas - à la base des versants avec les épandages colluviaux, les nappes alluviales, les formations glaciaires ou fluvioglaciaires.

L'étude qui suit se propose d'illustrer ce type d'analyse à l'aide de deux exemples qui résument assez bien les étapes de l'évolution morphogénique des versants sud-alpins de moyenne altitude au cours du Quaternaire supérieur.

* Institut de Géographie, Université d'Aix-Marseille II.

1. LES FORMATIONS D'EBOULIS DU QUATERNAIRE SUPERIEUR DE LA HAUTE VALLEE DU VERDON.

1.1. Le contexte lithostructural et géomorphologique.

A l'aval de Colmars-les-Alpes la vallée glaciaire du Verdon traverse les combes marneuses médio-crétacées de Beauvezer et de Thorame-Haute. Au-delà de Thorame et jusqu'à la dépression orthoclinale de Saint-André-les-Alpes la rivière s'engage dans une longue vallée en gorge incisée dans les calcaires néocrétacés et qui a conservé des dépôts morainiques et des lambeaux de nappes fluvioglaciaires étagées attribués au Riss et au Würm (JORDA 1975).

A l'amont de la gorge les combes de Beauvezer et de Thorame-Haute sont ceinturées par les calcaires néocrétacés dont l'épaisseur dépasse plusieurs centaines de mètres. Ces calcaires particulièrement sensibles au fractionnement mécanique et à la cryoclastie sont à l'origine de puissantes couvertures d'éboulis associées à des dépôts morainiques et d'obturation latérale qui appartiennent à divers stades de retrait ou de progression relative du glacier würmien du Verdon. Le stade le plus important (stade de progression) dont le dispositif frontal est situé à plusieurs kilomètres à l'amont des moraines du maximum glaciaire de la vallée est caractérisé à Thorame-Haute par une accumulation morainique à gros blocs qui passe rapidement à l'aval à une nappe fluvioglaciaire (terrasse proglaciaire de Thorame-Haute). Latéralement le dispositif morainique et fluvioglaciaire est en relation avec un ensemble de cônes d'éboulis coalescents particulièrement développés en rive gauche où l'exploitation de gravières permet d'observer de bonnes coupes

1.2. Les éboulis de Thorame Haute (Fig. 1).

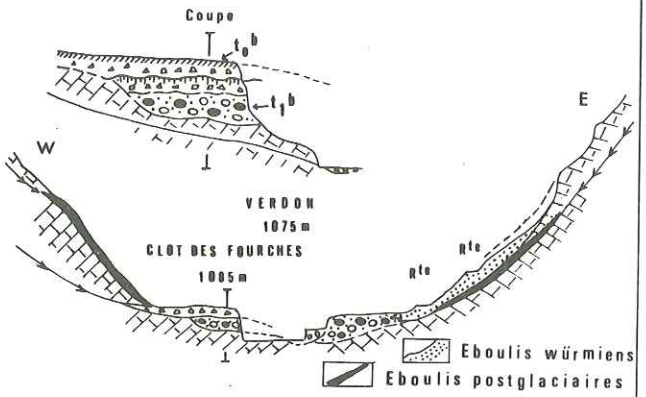
Ces dépôts cryoclastiques ont été décrits et interprétés par ANDRIES (1980) qui les attribue au Würm sans précision. Epais à leur base d'une trentaine de mètres les éboulis associent des lits ou lentilles caillouteuses à structure ouverte et des niveaux gras à matrice limono-graveleuse (faciès assez fruste *d'éboulis stratifiés*). La masse des dépôts est irrégulièrement cimentée par le carbonate de calcium notamment en surface où les encroûtements prennent un faciès pédogénétique (croûte noduleuse).

Les éboulis reposent généralement sur la roche en place (calcaires néocrétacés), mais ils recouvrent parfois aussi des placages morainiques non remaniés piégés dans les irrégularités du versant rocheux. A la base du versant les cônes coalescents "s'appuient" sur la terrasse fluvioglaciaire ou les moraines du stade de Thorame. Plusieurs coupes cependant montrent que la partie profonde des éboulis s'associe latéralement aux dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires. L'ensemble du dispositif suggère ainsi deux conclusions = la mise en place des premiers éboulis a accompagné ou suivi de peu la décrue de la langue glaciaire du Verdon qui occupait la vallée à l'aval de Thorame-Haute et dont les moraines sont conservées sur le versant rocheux (flanc de l'auge glaciaire), mais *l'élaboration principale du tablier détritique est contemporaine du stade glaciaire de Thorame qui a suivi.*

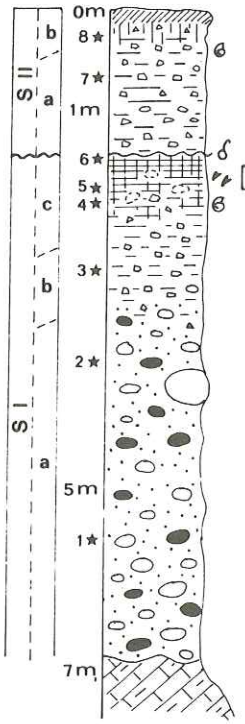
Nous ne disposons pas dans le bassin du Verdon de datations isotopiques relatives aux dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires würmiens. Cependant le stade de Thorame Haute présente par son ampleur et la fraîcheur étonnante du dispositif proglaciaire auquel il a donné naissance des analogies évidentes avec *la récurrence glaciaire fini-würmienne* mise en évidence dans la vallée voisine de la Bléone (JORDA et DELIBRIAS 1981). Cette récurrence succède à une *phase interstadiaire* légèrement antérieure à 20 000 BP (datations C14) soulignée par un paléosol brun calcique. Un sol enterré

FIG.1 - EBOULIS DE THORAME HAUTE

Coupe du Clot des Fourches



CARTE ENTREVAUX 1/50000 | X = 838,4 | Y = 207,3



Sol calcimagnésique peu évolué

II^a Epandage torrentiel supérieur

4590 ± 130 BP — Paléosol brun calcique faiblement lessivé

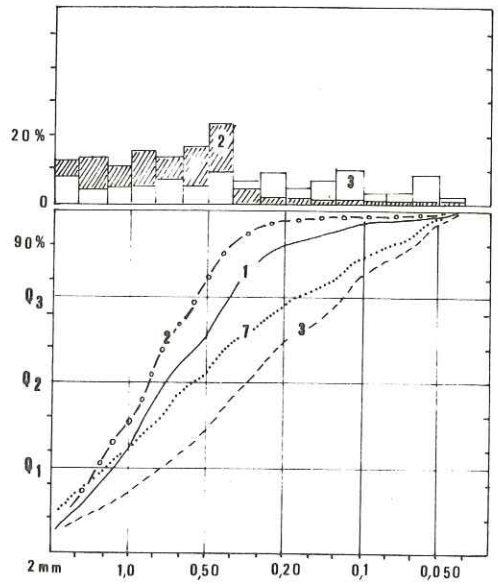
I^b Epandage cryoclastique sub-torrentiel
_ matrice argilo-limoneuse

I^a Nappe fluvioglaciaire hétérométrique
_ matrice sableuse

Marno-calcaires médio-crétacés

★ Echantillons (analyses sédimentologiques)

GRANULOMETRIE DES SABLES



N° Echantillons	Stratigr.	Séquences	BIOSTRATIGR.	GRANULOMETRIE Fraction < 2 mm (20 40 60 80 %)	Degré de tri $S^0=\sqrt{\frac{Q1}{Q3}}$		Texture	MINERALOGIE Mx Argileux 1/10 (1 2 3 4 5 6 7 8 9)	F	Q	PEDOLOGIE CaCO3 % (0 20 40 80)	Mat. Org. (0 % 2 4 6)	pH	Eau à 105°	COULEUR (Munsell)
8★		b			2,40	MT	A	V Sm K		+			8,10	3,3	10YR 6/2
7★		a			2,34	MT	A			++			8,45	1,7	10YR 6/4
★		c			2,26	MT	A.A			++					
6★					2,28	MT	A.A			+			8,35	2,6	10YR 6/2
5★					2,53	MT	AA	K		+			8,15	5,0	10YR 6/4
4★													8,50	3,1	10YR 7/2
3★		b			2,26	MT	A			+			8,55	3,5	10YR 7/2
2★		SI a			1,53	BT	S.S	Sm					8,75	0,85	10YR 7/2
1★					1,67	ABT	Sa	Sm					8,85	0,9	2,5Y 7/2

interstadiaire du même type se rencontre dans la vallée du Verdon, à l'aval de Thorame, sur la terrasse fluvioglaciaire wurmienne principale (maximum glaciaire würmien). Par contre le même sol n'existe pas sur la nappe proglaciaire du stade de Thorame ou sur les formations morainiques qui lui correspondent à l'amont. Très significative à cet égard est la coupe de la terrasse de Thorame, en rive droite du Verdon (coupe du Clot des Fourches, Fig. 1) qui montre, au-dessus de la nappe fluvioglaciaire, un épandage caillouteux cryoclastique puis des limons argileux coiffés par un sol enterré à débris charbonneux du début du Subboréal (4590 + 130 BP, GIF. 4460). De la même manière, dans la Combe de Beauvezer à l'amont, les moraines latérales du stade de Thorame sont ravinées par des formations de pente datées à leur base du début du Préboréal en l'absence de toute trace d'une pédogénèse antérieure (JORDA 1988, à paraître).

L'ensemble de ces observations conduit à attribuer le stade glaciaire de Thorame et les grands éboulis périglaciaires qui lui sont associés à l'ultime phase froide du Pléniglaciaire supérieur clairement individualisée dans le bassin de la Bléone. Il en résulte que les éboulis plus récents emboîtés généralement dans les tabliers détritiques précédents et assimilés, faute d'argument chronologiques, au complexe périglaciaire würmien des versants (JORDA 1975; Carte géol. Allos 1/50 000 ..) doivent être rapportés au Tardiglaciaire ou au Postglaciaire.

1.3. Les formations d'éboulis post-würmiens du haut Verdon.

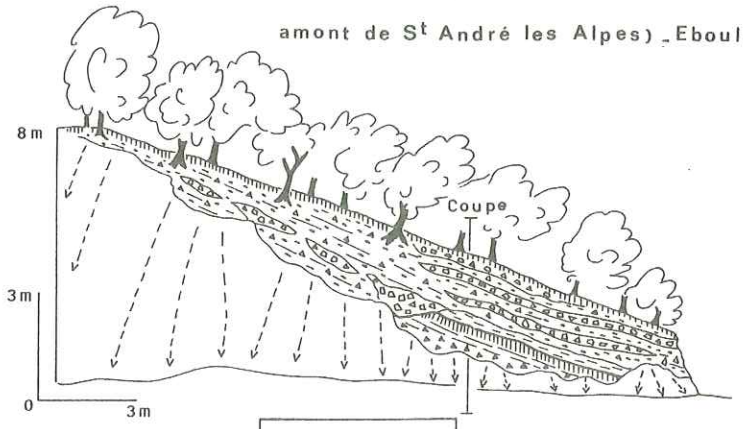
De la Combe de Beauvezer au bassin de Saint-André les grand éboulis würmiens sont engraissés à leur base par des cônes ou des talus détritiques surbaissés à abondante matrice fine. Ces dépôts liés le plus souvent à des couloirs d'alimentation localisés sont particulièrement développés à l'aval de Thorame où de nombreuses coupes peuvent être observées le long de la route de Saint-André. Ils montrent généralement la superposition de deux ensembles détritiques séparés par une discontinuité d'érosion ou les vestiges d'un sol enterré.

La coupe de Champ Moutet(Fig.2) est située en rive droite du Verdon, à 4 Km à l'amont de Saint-André. La formation de pente s'appuie sur la terrasse würmienne principale qui domine la rivière d'une quinzaine de mètres. La séquence détritique inférieure(S.I) dont on n'observe pas la base est constituée par un matériel caillouteux de faciès cryoclastique dépourvu de litage et qui provient sans doute en partie du remaniement des éboulis würmiens. A leur partie supérieure les cailloutis sont envahis par des limons argileux à galets calcaires pulvérulents et accummulation calcitique diffuse qui précèdent un sol brun enterré holocène, décarbonaté, daté sur débris charbonneux de la fin de l'Atlantique(5240 $^{+}$ 120 BP, GIF. 5307). Les limons contiennent une malacofaune en mauvais état à affinité forestière(présence de Cepea hortensis). Le sol enterré présente les caractéristiques des sols bruns forestiers liés à la pédogénèse de l'*optimum bioclimatique postglaciaire régional*(JORDA 1980, 1987).

La formation supérieure(séquence S.II) tronque le sol atlantique ou ravine profondément les cailloutis sous-jacents. Elle débute par des limons gris hydromorphes à débris charbonneux auxquels succède un ensemble caillouteux à matériel hétérométrique et abondante matrice caractérisé par un litage fruste et discontinu. La pente des lits ou lentilles, voisine d'une quinzaine de degrés, est nettement inférieure à celle des éboulis classiques. Elle suggère un épandage gravitaire assisté par le ruissellement voire même par un écoulement concentré(esquisse de chenaux). La coupe s'achève par une rendzine colluviale sous pinède de reboisement.

Le dispositif d'ensemble s'inscrit assez bien dans le schéma de l'évolution morphogénique de la fin du Tardiglaciaire et du Postglaciaire sud-alpins mis en évidence dans nos études antérieures(JORDA 1980 ...). La mise en place de la formation caillouteuse inférieure de faciès cryoclastique suppose une période d'intense activité

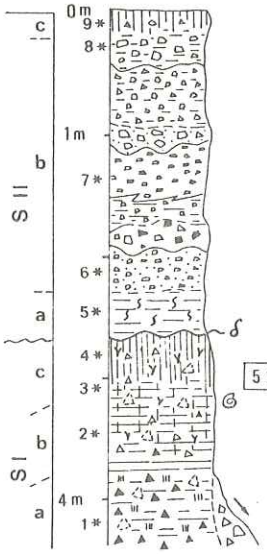
FIG. 2 - FORMATIONS DE PENTES DE LA VALLEE DU VERDON (rive droite - amont de St André les Alpes) - Eboulis de Champ Moutet



Entrevaux. 1/50 000

x = 936,5
y = 196,3
z = 1000 m

Coupe Ve



Nappe caillouteuse supérieure

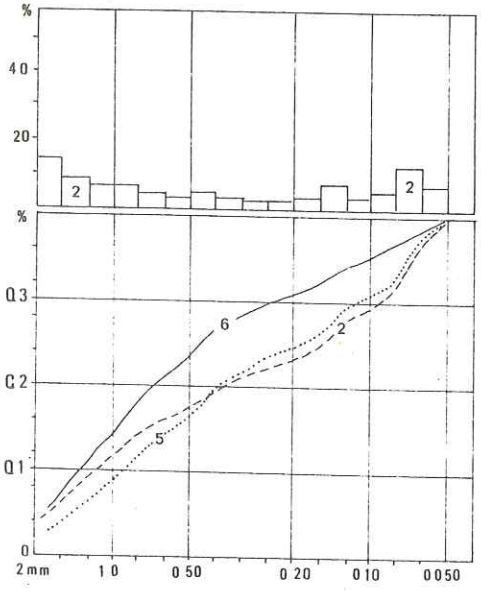
Limons gris beige hydromorphes.

Sol enterré atlantique à débris charbonneux

5240 ± 120 BP

Nappe caillouteuse inférieure à matériel "cryoclastique" remanié ?

GRANULOMETRIE DES SABLES



N° Echantillons	Lithostratigr	Profondeur (m)	GRANULOMETRIE Fraction < 2 mm (20 40 60 80 %)	Degré de tri $S^0 = \sqrt{\frac{Q3}{Q1}}$	Texture	PEDOLOGIE $CaCO_3$ % (0 20 40 60 80)	PEDOLOGIE Mat Org (0 % 2 4 6 8 10)	pH	COULEUR (Munsell)	INTERPRETATION MORPHO-SED. PEDOGENESE
9*		0 m			Las		5	8,30	10 YR 6/4	
8*				3,0 MT	Las	37	1,9	8,45	10 YR 7/2	Eboulis mixte colluvionné (Lentilles ou poches de matériel ruisselé).
		1								
7*				2,4 MT	Las	41	1,4	8,40	10 YR 7/3	
		2								
6*				2,2 MT	Las		1,6	8,45	10 YR 7/3	
5*				2,8 MT	Al		1	8,55	10 YR 7/3	
4*		3		3,5 TMT	Al		2,8	8,55	10 YR 7/2	A/B Sol brun calc. partiellement
3*					A	7,2	1	8,50	7,5 YR 6/4	(B) recarbonaté
2*				3,6 TMT	Al	19	1,3	8,50	7,5 YR 6/4	
		4								Eboulis "mixte" (remanié) abondante matrice - hydromorphie
1*				3,5 TMT	Al	34	1,4	8,50	7,5 YR 7/2	

érosive du versant et de réactivation de la dégradation mécanique des escarpements rocheux. Postérieurement au Würm sensu stricto de telles conditions "rhexistasiques" n'ont pu se réaliser qu'au Tardiglaciaire et notamment lors de la crise morphoclimatique du Dryas supérieur dont l'impact a été sensible en montagne (JORDA 1986). L'arrivée progressive de limons argileux qui coiffent les cailloutis, puis le développement du sol brun atlantique témoignent au contraire d'une stabilisation ultérieure du versant liée sans aucun doute au développement optimum des forêts montagnardes au cours de la première moitié de l'Holocène (de BEAULIEU 1977). L'épandage des premiers cailloutis de la séquence détritique supérieure marque un renversement brutal de la tendance morphogénique, contemporain ou légèrement postérieur à la fin de l'Atlantique. L'abondance de débris de charbons de bois disséminés dans cette formation supérieure incite naturellement à attribuer sa mise en place à la dégradation anthropique protohistorique et/ou historique de la couverture forestière protectrice. Il est probable cependant qu'une première intervention humaine sur le milieu végétal s'est exercée de manière sporadique dès la fin du Néolithique comme paraît en témoigner la présence de charbons de bois disséminés dans le sol atlantique; plusieurs sites néolithiques ont d'ailleurs été découverts dans le bassin du Verdon, la plupart situés il est vrai beaucoup plus à l'aval (Courtin 1974).

Ainsi le modelé actuel des versants de la haute vallée du Verdon résulte essentiellement de la morphogénèse du Pléniglaciaire würmien supérieur et du Postglaciaire. Le même phénomène s'observe dans la vallée de la Bléone intra-montagnarde (JORDA et DELIBRIAS 1981) et plus nettement encore dans la vallée glaciaire de la Durance (région de Serre Ponçon).

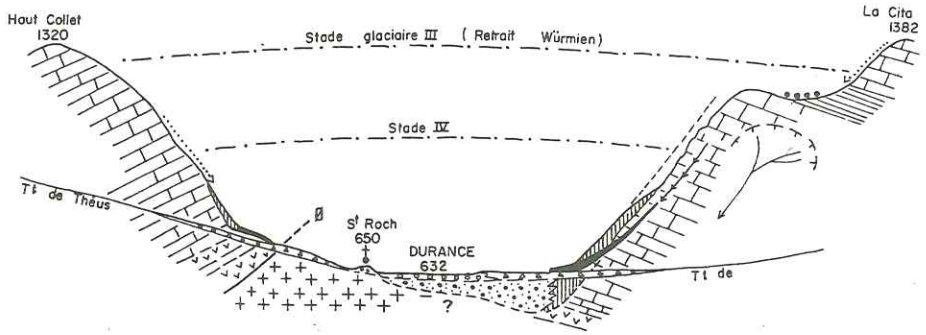
2. LES FORMATIONS DE PENTE DE LA VALLEE DE LA DURANCE A L'AVAL DE SERRE PONÇON (Fig. 3).

2.1. Le contexte lithostructural et géomorphologique.

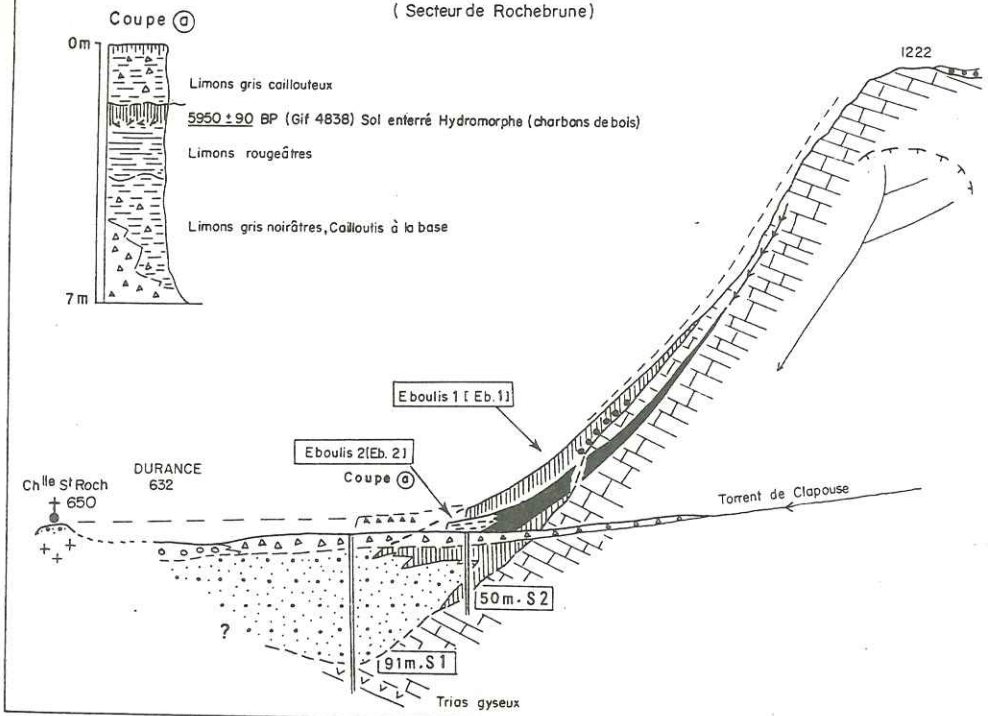
A l'Aval de sa confluence avec l'Ubaye la Durance traverse sur une vingtaine de kilomètres le dôme structural liasique de Remollon ceinturé au Nord par l'anple dépression périphérique du "Sillon de Gap" ouverte dans les Terres noires jurassiques. Au cours du Würm le glacier durancien grossi de celui de l'Ubaye a submergé à peu près totalement le dôme de Remollon et débordé vers le Sud dans les bassins de diffluence de Seyne-les-Alpes et de Turriers où sont conservés les dispositifs morainiques des principaux stades de retrait (JORDA 1972). Le courant de glace principal empruntait au Nord le Sillon de Gap, mais un courant secondaire était canalisé à travers le dôme par la vallée de la Durance (GIDON et MONTJUVENT 1969). Le long de ce tracé la vallée actuelle a conservé le profil transversal de l'auge glaciaire würmienne incisée dans les calcaires et marno-calcaires schisteux du Lias inférieur et moyen épais d'un millier de mètres. Ces faciès sont à l'origine de puissants tabliers d'éboulis hérités ou actuels qui drapent le versant régularisé de rive gauche à l'aval de Serre-Ponçon (versant d'ubac). Sur le versant de rive droite, en adret, les éboulis ont été en grande partie détruits par des alvéoles d'érosion et des bassins torrentiels responsables des vastes cônes de déjection encore actifs des torrents de Trente Pas, de Merdaret et de Valauria (Théus). Sur la rive gauche de la Durance subsistent des vestiges de cônes plus anciens ou de terrasses rocheuses qui constituent une banquette discontinue à une vingtaine de mètres au-dessus du lit majeur actuel de la rivière. Ces cônes perchés semblent contemporains du modeste lambeau de nappe fluvioglaciaire durancienne de la Chappelle Saint-Roch qui domine la Durance au Sud-Est de Remollon et repose sur un affleurement du substratum paléozoïque du dôme (Fig. 3A).

FIG. 3 FORMATIONS DE PENTES DE LA VALLEE GLACIAIRE DE LA DURANCE (aval de Serre Ponçon) _ DU PLEISTOCENE SUP. AU POSTGLACIAIRE

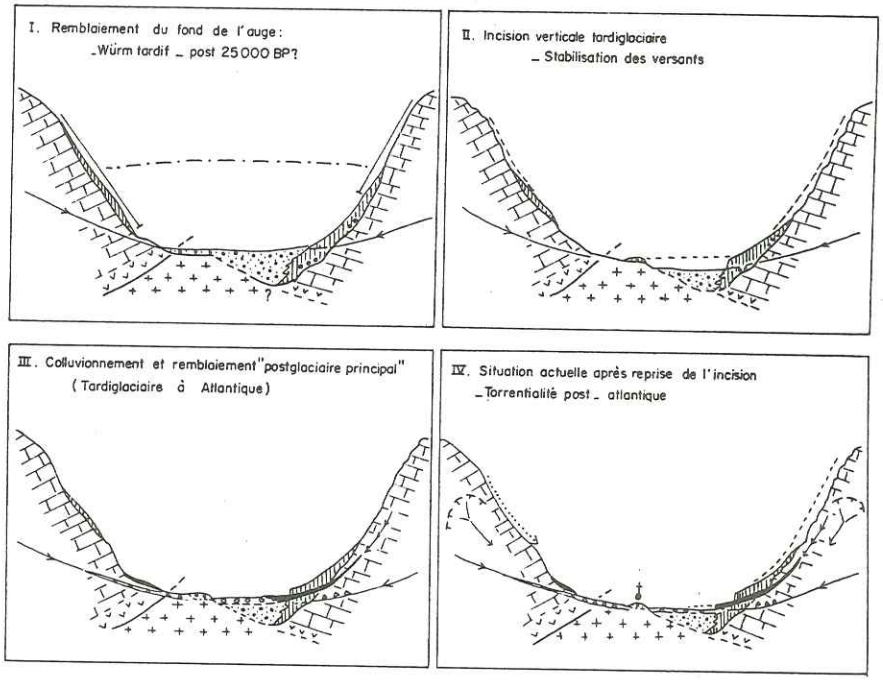
A. PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLEE AU NIVEAU DE ROCHEBRUNE



B. DISPOSITIF DES FORMATIONS DE PENTE EN RIVE GAUCHE
(Secteur de Rochebrune)



C. EVOLUTION MORPHOGENIQUE DEPUIS LA FIN DU PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR
Esquisse cinématique



Remblaiement de l'auge glaciaire.
[Moraines, sédiments lacustres (?), Fluvioglaciaires.]

Eb.1 _ Eboulis périglaciaires contemporains du remblaiement

Eb.2 _ Eboulis et Sédiments du premier "Postglaciaire"
[Tardiglaciaire à Subboréal]

Nappe torrentielle contemporaine de Eb.1

Cône torrentiel Holocène supérieur
[Subboreal à actuel]

Moraines würmiennes

Eboulis "crayons" actifs

Versant réglé périglaciaire

Alvéole torrentiel actuel

S1 et S2 = Sondages

SUBSTRATUM : contact anormal

Socle cristallin [Séricitoschistes]

Trias gypseux

Lias calcaire

Lias marneux [Aalénien inf.]

La structure des formations de pente peut être analysée en rive gauche, au débouché du Torrent de Clapouse où les éboulis ont été exploités en gravières lors des aménagements EDF (secteur de Rochebrune).

2.2. Les éboulis de Rochebrune.

A l'image de la haute vallée du Verdon deux générations d'éboulis emboîtés peuvent être distinguées (Fig. 3B).

2.2.1. *Les éboulis les plus anciens* (Eb.1) contribuent à la régularisation du profil du versant. Ils sont constitués par un matériel caillouteux cryoclastique assez hétérométrique à la base, plus homogène et mieux stratifié vers le sommet (éboulis en crayons). La nappe détritique partiellement bréchifiée repose directement sur la paroi rocheuse de l'auge glaciaire (canelures et vestiges de surfaces polies) ou sur de minces placages de moraines à galets striés. Une série de sondages réalisés depuis le début du siècle et pendant les travaux EDF à l'aval de la gorge de Serre Ponçon a montré l'existence sous le plancher alluvial actuel d'un surcreusement glaciaire d'une centaine de mètres. Au niveau de Rochebrune les sondages permettent de reconstituer le profil d'un sillon dissymétrique dont l'axe est situé au Sud de la Durance et au pied du versant d'ubac. Le sondage S1 (Fig.3 B) établi au centre du cône du torrent de Clapouze a traversé une cinquantaine de mètres d'alluvions puis une formation compacte de limons argileux noirâtres à galets disséminés (faciès local classique des moraines de fond) avant d'atteindre à 91 mètres de profondeur le lit rocheux constitué de Trias gypseux. Le sondage S2 (Fig.3 B) plus proche du versant a rencontré essentiellement des éboulis bréchifiés analogues aux éboulis Eb. 1. Il apparaît ainsi clairement et comme l'avaient déja souligné divers auteurs (cf. MORET 1950) que ces éboulis passent sous le lit majeur actuel et s'interstratifient latéralement au remplissage morainique ou alluvial du fond de l'auge glaciaire würmienne. A l'amont de Rochebrune la partie supérieure des tabliers d'éboulis est en relation avec la banquette d'érosion et les vestiges de cônes torrentiels perchés évoqués précédemment. Ce niveau marque vraisemblablement la fin du remblaiement de l'auge glaciaire souligné au centre de la vallée par le lambeau fluvioglaciaire durancien de la Chapelle Saint Roch (Fig.3 B).

En définitive la mise en place des éboulis Eb.1 a débuté aussitôt après le retrait de la dernière langue de glace qui occupait la vallée à l'aval de Serre-Ponçon (stade glaciaire IV du bassin de seyne-les-Alpes - JORDA 1972). Elle s'est poursuivie jusqu'à la fin du remblaiement de l'auge glaciaire et sous des conditions climatiques périglaciaires favorables à une intense activité cryoclastique sur les versants.

2.2.2. La deuxième génération d'éboulis, emboîtée dans le versant würmien, est en relation avec des alvéoles d'érosion et des couloirs d'éboulisation partiellement actifs. Le matériel caillouteux (éboulis en crayons) très riche en matrice marneuse noirâtre passe à la base à un talus ou glacis colluvial qui domine de quelques mètres le cône historique du Torrent de Clapouse et le lit majeur de la Durance. Une coupe située au pied du versant (Fig.3 B, coupe a) permet d'observer la partie supérieure limono-caillouteuse de ces dépôts dans laquelle se différencie un sol enterré hydromorphe à charbons de bois datés au C14 de la période atlantique (5950 $^{+}$ 90 BP - GIF 4838). La mise en place de cette génération d'éboulis et de colluvions apparaît ainsi contemporaine de la première moitié du Postglaciaire. Elle est vraisemblablement synchrone de la nappe détritique inférieure de la coupe de Champ Moutet dans la haute vallée du Verdon dont elle reproduit d'ailleurs le schéma lithostratigraphique (cailloutis de base - limons colluviaux - sol atlantique).

2.2.3. Essai d'interprétation d'ensemble.

Le dispositif de versant de Rochebrune permet de définir les principales étapes de l'évolution morphogénique locale depuis le retrait définitif du glacier durancien (Fig.3 C).

Le problème essentiel dont dépend dans une large mesure notre interprétation est celui de l'âge des éboulis Eb.1. Ces derniers succèdent au retrait local du glacier durancien qui appartient nécessairement à un épisode tardif de la glaciation würmienne dont les moraines du maximum sont situées, on le sait, à une soixantaine de kilomètres à l'aval au niveau de Sisteron. Cet épisode de retrait est cependant antérieur à 15 000 BP comme le confirment les diagrammes polliniques des tourbières de la haute vallée de la Durance (de BEAULIEU 1977). Dans le secteur de Serre-Ponçon et de Rochebrune il n'existe pas de formation de pente ou de paléosols intermédiaires entre les éboulis würmiens et les éboulis postglaciaires sensu largo. En d'autres termes la phase d'incision qui succède à la mise en place des éboulis Eb.1 précède immédiatement l'épandage des éboulis postglaciaires. L'ensemnble de ces observations conduit à situer le retrait glaciaire et les éboulis qui lui sont associés à la fin du Pléniglaciaire supérieur (post "*interstade de la Bléone*" ?). Le remblaiement de l'auge glaciaire s'est poursuivi sans doute pendant une assez longue période et il est probable que la partie supérieure des éboulis est contemporaine de tout ou partie du Tardiglaciaire inférieur des chronologies classiques (Dryas ancien inférieur). Dans ce contexte la phase d'érosion qui a suivi correspond au Bölling-Alleröd. L'importance de cette phase d'incision verticale des vallées et d'érosion des versants würmiens a été reconnue dans l'ensemble des Alpes de Haute Provence (JORDA 1986). L'évolution postglaciaire ultérieure pose moins de problèmes; elle s'inscrit dans un schéma qui s'apparente à celui de la haute vallée du Verdon. La Fig.3 C résume de manière cinématique notre interprétation d'ensemble.

3. Conclusions.

Dans les grandes vallées intra-montagnardes sud-alpines englacées au cours du Würm les modelés et les couvertures détritiques des versants de moyenne altitude *appartiennent essentiellement à la fin du Pléniglaciaire supérieur et au Postglaciaire.*

L'évolution des versants témoigne de l'englacement tardif de ces vallées. Cette observation conduit à remettre en cause l'attribution par de nombreux auteurs du maximum glaciaire würmien du bassin durancien à un épisode relativement ancien de cette période froide ("Würm II" de la chronologie alpine) ou du moins à admettre une très importante réavancée glaciaire au cours du Pléniglaciaire supérieur ("Würm III") analogue à celle de la vallée de la Bléone;

Le schéma morphodynamique proposé met en évidence enfin deux importantes périodes d'érosion des versants et d'incision verticale des vallées. La première ("période mésowürmienne" ?) est soulignée par la quasi absence dans ces vallées de dépôts de pente würmiens antérieurs aux éboulis pléniglaciaires. Elle nous paraît confirmée par le fait que les moraines würmiennes et les dépôts d'obturation latérale les plus anciens fossilisent systématiquement des topographies d'érosion profondément incisées dans la roche en place (JORDA 1975). La deuxième période d'érosion des versants correspond vraisemblablement à la phase "tempérée" du Tardiglaciaire classique (Bölling-Alleröd). Elle précède la mise en place de la seconde génération d'éboulis et des premiers dépôts colluviaux ou alluviaux post-würmiens datés à leur base et sur de nombreuses coupes de la fin de l'Alleröd ou du Dryas supérieur (début du "*cycle morpho-sédimentaire postglaciaire*" - JORDA 1986). Cette phase d'érosion met ainsi un terme à l'évolution morphogénique du Pléistocène supérieur sensu stricto.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRIES D. 1980 - Les éboulis ordonnés du Haut-Pays Niçois. Thèse 3e cycle, Université de Nice, 153 p., 1 vol. de figures et planches.

BEAULIEU J.L. 1977 - Contribution pollenanalytique à l'hitoire tardiglaciaire et holocène des Alpes Méridionales Françaises. Thèse Sciences, Université Aix-Marseille III, 358 p.

COURTIN J. 1974 - Le Néolithique de la Provence. Mémoires de la Société Préhistorique Française, t. 11, 340 p.

GIDON M. et MONTJUVENT G. 1969 - Essai de coordination des formations quaternaires de la Moyenne-Durance et du Haut-Drac. Bull. AFEQ, 19, p. 145-161.

JORDA M. 1972 - Etude des formations glaciaires de la région de Seyne (Alpes de Haute Provence). Méditerranée, 2, p. 51-72.

JORDA M. 1975 - Les montagnes du Haut-Verdon, étude géomorphologique. Méditerranée, 1, p. 37-58.

JORDA M. 1980 - Morphogénèse et évolution des paysages des Alpes de Haute-Provence depuis le début du Tardiglaciaire. B.A.G.F., 472, p. 295-304.

JORDA M. et DELIBRIAS G. 1981 - Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes Françaises du Sud. Le Würm récent du bassin de la Bléone (Alpes de Haute-Provence). Bull. AFEQ, 3-4, p. 173-182.

JORDA M. 1986 - Le Dryas récent : une crise morphoclimatique majeure dans les Alpes Françaises du Sud. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. XX, p.11-28

JORDA M. 1987 - Morphogénèse postglaciaire des régions intra-alpines françaises du Sud. Le bassin de Barcelonnette (Ubaye) du Tardiglaciaire au Subboréal. Colloque Int. sur les "Premières Communautés paysannes en Méditerranée occidentale", Montpellier Sept. 1983, p. 61-69.

MORET L. 1950 - Sources thermales et grands travaux de barrages. Trav. Lab. de Geol. de la Fac. Sc. Univ. Grenoble, t. 28, p. 79-96.

Les analyses pédologiques ont été effectuées au Laboratoire de Géographie Physique de l'Institut de Géographie d'Aix-en-Provence par A. DELGIOVINE, Assistant Ingénieur CNRS. Les datations C14 ont été réalisées au Centre des Faibles Radioactivités de GIF-sur-YVETTE par Mme G. DELIBRIAS.

ORIGINE DES COULEURS GRISE ET ROUGE DE LA "MOLASSE ROUGE" OLIGOCENE DE BARLES (Chaînes subalpines méridionales)

Van Tri NGUYEN*, Jacques PERRIAUX* & Jean-Pierre USELLE*

Université de Grenoble - Institut Dolomieu

Résumé : L'étude pétrographique et minéralogique de cette formation démontre que le sédiment détritique qui la constitue était gris à son arrivée sur l'aire de dépôt. Son altération sur place, de nature pédologique due à un climat modérément hydrolysant, est responsable de sa coloration rouge.

Abstract: The petrographic study of this formation shows that the detrital sediment it is made of was grey when deposited.

Its on the spot alteration is of pedological origin: its red colour was caused by a moderately hydrolysing climate.

PRESENTATION GENERALE (Fig.1)

La **"Molasse rouge"** de Barles est une épaisse série détritique (500 m) attribuée à l'Oligocène et qui affleure dans le bassin de Digne (chaînes subalpines méridionales). Discordante et transgressive sur le Mésozoïque (Tithonique, Néocomien essentiellement), cette formation molassique continentale correspond à une sédimentation de piémont alimentée par un système de chenaux en tresses divagant dans une playa où s'étalaient les limons de débordement (Fig.2).

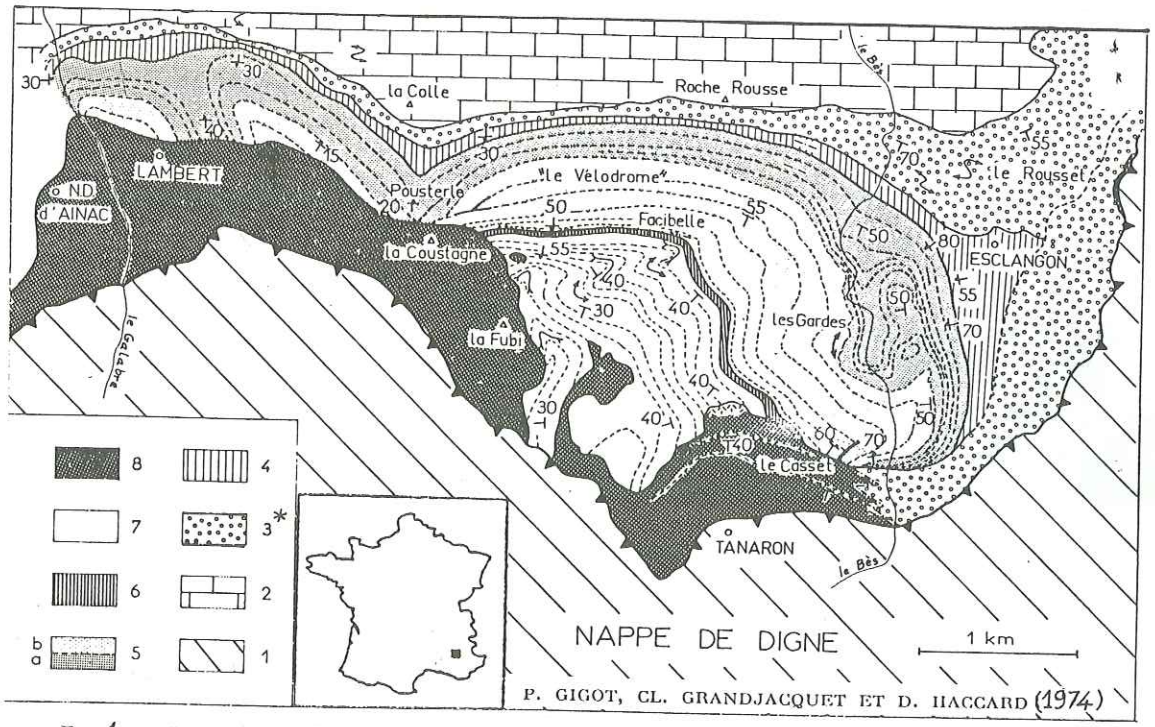


FIG. 1 — Carte simplifiée de la bordure nord du bassin tertiaire de Digne entre Lambert et Esclangon.

1 : Trias et Lias (nappe de Digne) ; 2 : substratum mésozoïque de la série tertiaire de la demi-fenêtre de Barles ; 3 : molasse rouge ; 4 : molasse intermédiaire ; 5 : molasse marine burdigalienne, *a* : faisceau inférieur de bancs calcaréo-sableux, *b* : faisceau supérieur marno-sableux ; 6 : molasse marine helvétienne-tortonienne (niveau à Cérithes) ; 7 : molasse jaune ; 8 : bassin résiduel.

La stratification est soulignée par des pointillés.

Au niveau de la vallée du Bès, le passage de la molasse rouge d'Esclangon aux lambeaux de molasse rouge et klippes de Mésozoïque du Casset peut être interprété soit comme un passage latéral (lame tectonique s'effumant en klippes tectoniques dans le bassin résiduel), soit comme une superposition géométrique (discordance des sédiments du bassin résiduel sur la molasse rouge). Nos observations ne nous permettent pas de trancher entre ces deux hypothèses.

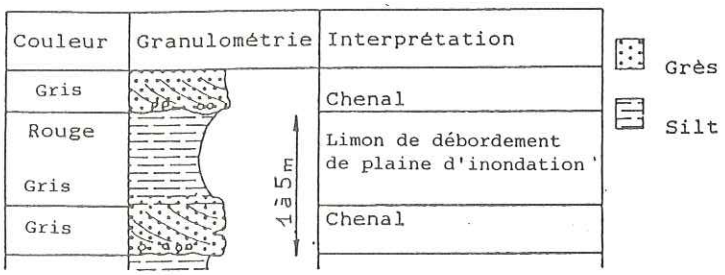


Fig.2: Relation entre la coloration grise et la coloration rouge dans la Molasse rouge de Barles

DESCRIPTION DU FACIES DES CHENAUX

Les chenaux constituent des corps gréseux, lenticulaires, allongés suivant une direction SSW-NNE; le litage incliné vers le NNW indique le sens du paléocourant responsable des apports. Le grès qui remplit ces chenaux présente les caractères suivants: les quartz sont grossiers et anguleux; les feldspaths et les muscovites sont rares mais frais; la glauconie détritique est abondante: vue au microscope électronique à balayage, la surface des grains est lisse et présente cet aspect en feuillets onduleux caractéristique de la structure d'une glauconie intacte, non altérée; la matrice est une calcmicrite argileuse dans laquelle la diffractométrie X révèle une illite baillante, ouverte dont l'origine détritique est confirmée par l'observation au MEB (Fig.3); les oxydes fer sont quasiment inexistants (absence totale d'hématite, goethite en proportion infinitésimale). La couleur est uniformément grise.

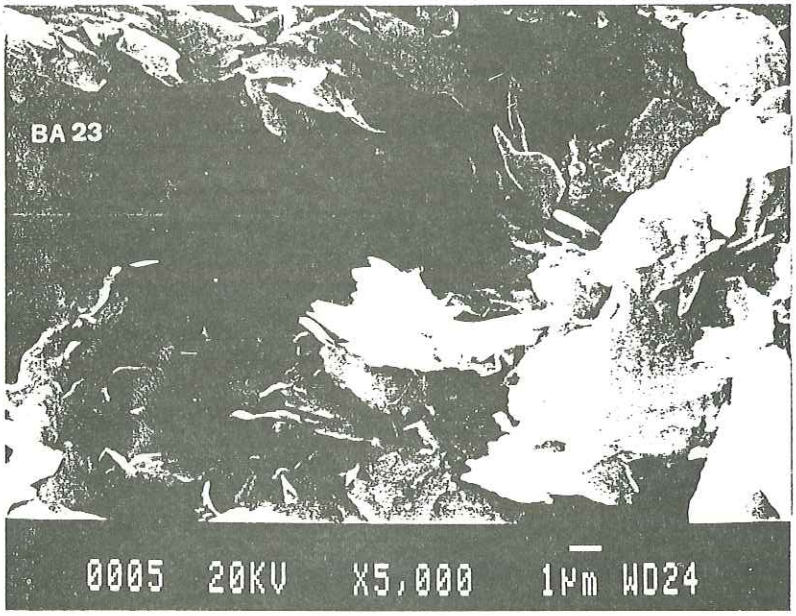


Fig.3

Illite en feuillets.

DESCRIPTION DES LIMONS DE DEBORDEMENT DE LA PLAINE ALLUVIALE

Ces limons sont des lutites bariolées, bioturbées par des terriers d'animaux (vers) et des racines. La couleur est généralement rouge (d'où le nom de cette formation), plus rarement grise et localisée à la base des séquences.

Le faciès gris présente les mêmes caractères pétrographiques et minéralogiques que les grès des chenaux mais la granulométrie, beaucoup plus fine, est celle d'une lutite.

Le faciès rouge présente des caractères très différents: à côté des quartz très fins, anguleux et non altérés, les feldspaths, toujours aussi rares, ne sont plus aussi frais et les autres minéraux ont disparu, en totalité ou en partie: les micas ont totalement disparu. L'illite a pratiquement disparu et son altération a engendré des interstratifiés (illite-smectite, illite-vermiculite, smectite-chlorite) qui constituent 50 % de la matrice.

La glauconie a, elle aussi, pratiquement disparu et n'existe plus que sous la forme de rares individus très altérés, entourés d'une auréole de diffusion de nature goethitique; dans ces individus, l'altération est confirmée par l'analyse chimique (par microsonde électronique) qui révèle un départ du potassium et du fer et une augmentation de la teneur en aluminium et en calcium. En revanche, on voit apparaître en forte proportion (14 %) un minéral argileux nouveau: de la kaolinite-hématite en plaquettes hexagonales, néoformée où le Fe^{+++} a remplacé l'Al^{+++} . On admet que l'altération de la glauconie a engendré, sur place, cette kaolinite-hématite.

Les oxydes de fer se présentent sous deux formes:

- une forme libre, dont une part, peu abondante (2%) existe en auréoles de diffusion autour des fantômes de glauconie et l'autre part colore en ocre rouge les calcmicrites et les argiles (interstratifiés) de la matrice;

- une forme d'abord libre, qui est primitivement de la goethite mais, qui après combinaison avec la smectite issue de l'altération de la glauconie et déshydratation, engendre la kaolinite-hématite rouge.

LE PROCESSUS DE LA COLORATION ROUGE (Fig.4)

A son arrivée sur l'aire de dépôt, le sédiment est gris. Il conserve cette couleur grise originelle dans les chenaux où, à cause de son abondance, la sédimentation est protégée de l'oxydation. Il en est de même, dans la plaine alluviale, pour les limons de débordement qui restent gris et intacts lorsqu'ils sont protégés de l'oxydation par une sédimentation abondante et continue, mais qui subissent bioturbation et altération quand la sédimentation se ralentit ou s'arrête (sommets de séquences notamment).

Ce phénomène d'altération pédologique, sur place, est ménagé: il n'atteint pas les quartz et que très peu les feldspaths; en revanche il est suffisant pour transformer les illites détritiques en interstratifiés et détruire les ferro-magnésiens (glauconie) qu'il transforme, par une suite de réactions d'oxydo-réduction en smectite puis en goethite, enfin en kaolinite-hématite.

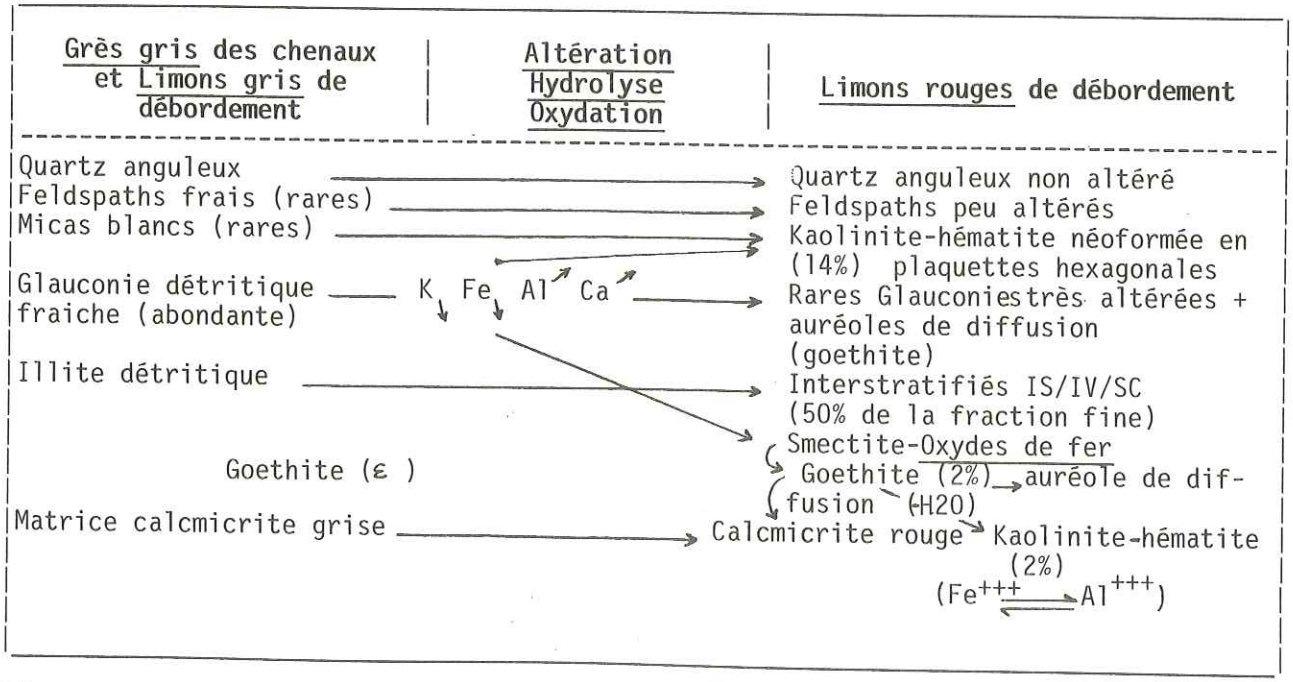


Figure 4: Représentation schématique des processus de l'altération pédologique modérée synsédimentaire responsable de la rubéfaction de la Molasse Rouge de Barles

La coloration en rouge du sédiment tire son origine de cette altération pédologique sur le lieu du dépôt, soumis à un climat modérément hydrolysant, de type méditerranéen chaud ou tropical sec, à saison alternantes: en saison humide, le fer des ferromagnésiens (glauconie) est libéré et fournit la goethite (Fe_2O_3, H_2O); en saison sèche la goethite est oxydée et transformée en hématite (Fe_2O_3).

Cette couleur s'est conservée intacte jusqu'à l'Actuel car on ne constate aucune altération ultérieure, diagénétique ou épigénétique: l'analyse par chromatographie le montre, qui décèle une accumulation de Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3 à la surface du faciès rouge et de SiO_2 et Na_2O dans le faciès gris.

CONCLUSION

La **Molasse rouge de Barles** correspond à un dépôt en milieu continental, sur une playa, d'un sédiment gris apporté par un système de chenaux en tresses depuis un continent nourricier situé au SSE, soumis à un climat non altérant. On peut admettre que cette absence d'altération pourrait être la conséquence d'une fraîcheur de la température dûe à une altitude relativement élevée de la zone de départ.

Après dépôt, les limons de débordement sont bioturbés et altérés en surface par un climat modérément hydrolysant à saisons alternantes et qui est responsable de la couleur rouge des sédiments de la plaine d'inondation.

BIBLIOGRAPHIE

- GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D., (1974).- Evolution tectonosédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène Bull. Soc. Géol. France (7) XVI n°2, p.128-139.

NGUYEN VAN TRI (1988).- Etude des relations entre l'altération et la couleur des sédiments à travers deux exemples: la Molasse Rouge oligocène de Barles et les sables éocènes du Royans (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle Géologie Appliquée - Université Joseph FOURIER - Grenoble.

MINERALOGIE, GEOCHIMIE ET DATATIONS K.Ar. DES FRACTIONS FINES DANS LE BASSIN NUMMULITIQUE, AU SUD ET A L'EST DU PELVOUX (Alpes externes méridionales, France).

Pierre FABRE*, Alexandre LAMI*, Christine MOSSER**,
Jean-Louis PAIRIS*+ et Michel G. BONHOMME*+

Résumé

La minéralogie, la géochimie et la datation K/Ar des fractions fines du Nummulitique marin des abords méridionaux et orientaux du Pelvoux (du Champsaur à la vallée de la Guisane) et du Gapençais occidental (massifs du Dévoluy et de Céüse) ont été étudiées. Trois coupes ont été examinées : celle des Queyras (Dévoluy), celle de Villard-de-Montmaur (massif de Céüse), et celle des Roranches dans le Champsaur occidental. Ces coupes ont été complétées, pour la partie orientale de la couverture du Pelvoux, par le prélèvement d'échantillons isolés, représentatifs de la série.

La minéralogie des argiles montre la présence constante d' illite (sauf dans la base de la coupe de Villard-de-Montmaur (où dominent les smectites) en association avec de la chlorite et divers interstratifiés et parfois de la kaolinite. L'étude géochimique a porté sur les coupes des Queyras et de Villard-de-Montmaur. Dans les deux cas, les corrélations illite/Ti, Sc, Y, Zr, révèlent le caractère détritique et non néoformé de l'illite.

Les datations K-Ar s'étagent de 170 à 110 Ma dans le massif de Céüse et le Dévoluy, traduisant le caractère détritique de l'illite. Aux Roranches où les âges sont compris entre 123 et 75 Ma, l'association à illite-chlorite est déjà sous l'influence des évènements d'âge alpin. Cette influence était attendue dans la couverture orientale du Pelvoux où les datations se répartissent entre 54 et 31 Ma.

L'âge K/Ar des illites détritiques ne dépasse pas 170 Ma. Comme l'altération météorique fournit souvent des âges intermédiaires, il n'est pas exclu que ces illites proviennent des socles hercyniens, du Massif Central principalement. Cependant les études sur la diagénèse dans le Sud-Est de la France ont montré l'importance d'un évènement daté du Dogger-Malm, entre 170 et 160 Ma. Si les illites déposées dans le bassin nummulitique des Alpes occidentales ont cet âge, leur origine doit être recherchée dans les couvertures triasico-liasiques après érosion et redéposition.

Abtract

Mineralogy, geochemistry and K/Ar dating of fine fractions (<2 µm) from marine Paleogene beds of the Pelvoux cover (Champsaur and Guisane valley) and of the Western Gapençais (Céüse and Dévoluy massifs) were studied along Les Queyras section (Dévoluy), Villard-de-Montmaur section (Céüse), Les Roranches section (Champsaur) and in five samples of the eastern margin of the Pelvoux.

Clays mineralogy shows constant presence of illite (except in the lower part of the Villard-de-Montmaur section, where smectites prevail). Illite is associated with chlorite and various mixed-layers minerals and sometimes with kaolinite.

---

* UNIVERSITE JOSEPH FOURIER, INSTITUT DOLOMIEU, 15, RUE MAURICE-GIGNOUX, F-38031 GRENOBLE CEDEX.

** CENTRE DE SEDIMENTOLOGIE ET DE GEOCHIMIE DE LA SURFACE (C.N.R.S.), 1, RUE BLESSIG, F-67084 STRASBOURG CEDEX.

+ UNITE ASSOCIEE AU C.N.R.S., UA 69, GEOLOGIE ALPINE, PUBLICATION N°781.

In the Queyras and the Villard-de-Montmaur sections, chosen for the geochimical study, illite is not newlyformed : the illite/Ti, SC, Y, Zr correlations always support its detrital origin.

The K/Ar age range from 170 to 110 My in the Céüse and the Dévoluy massifs, pointing to the illite detrital character. In the Roranches section, where ages range from 123 to 75 My, the illite-chlorite association is already influenced by the alpine metamorphic events. This influence was expected in the eastern Pelvoux cover : there ages range from 54 to 31 My.

The detrital illite K/Ar ages never exceed 170 My. Since the weathering is often responsible for intermediate results, these illites might come from the Hercynian basement, chiefly from the French Massif Central. However, recent studies in Southeastern France show the importance of a strong diagenetic Jurassic event (Dogger-Malm, i.e. between 170 and 160 My). Considering the similar ages of the illite deposited in the Paleogene basin, the origin of this mineral may be better sought in the Triassic-Liassic cover, after erosion and redeposition.

1. INTRODUCTION

Le Nummulitique étudié ici s'étend en une demie auréole qui enserre le massif du Pelvoux, du col du Lautaret au Champsaur occidental sur les façades occidentale, orientale et méridionale du massif, pour s'étendre vers l'ouest sur le Gapençais occidental jusque dans les massifs du Dévoluy et de Céüse (fig. 1) : il constitue les dépôts tertiaires de la partie septentrionale du Poinçon d'Aspres-Rouaine (Pairis et al., 1986). Constituée de plusieurs formations superposées, d'épaisseurs variables, la série paléogène montre schématiquement, de bas en haut, des Couches infranummulitiques (présentes seulement dans quelques secteurs privilégiés), des Calcaires nummulitiques, des Calcaires intermédiaires, des Marnes nummulitiques, et enfin, des assises détritiques terminales qui coiffent l'ensemble (essentiellement les Grès de Saint-Disdier pour le secteur gapençais et les Grès du Champsaur aux abords immédiats du massif cristallin).

Les couches calcaires débutent au Priabonien inférieur sur le Pelvoux lui-même où la série pourrait peut-être atteindre l'Oligocène par sa partie terminale. Dans le Gapençais occidental, la base des calcaires est datée du Priabonien (Fabre et Pairis, 1984) et l'Oligocène est bien représenté dans la série (Fabre et al., 1986) : toutes ces formations paléogènes sont nettement diachrones.

Trois coupes ont été examinées, celles des Queyras dans le Dévoluy, celle de Villard-de-Montmaur dans le massif de Céüse et celle des Roranches dans le Champsaur. Ces coupes ont été complétées, pour la partie orientale de la couverture du massif cristallin, par le prélèvements d'échantillons dispersés, représentatifs de la série (fig. 1).

2. METHODES EXPERIMENTALES

Les échantillons ont été préparés au broyeur à boules ou, pour quelques uns, au broyeur à agate.

Des diffractogrammes X ont été réalisés, d'abord sur poudre de roche totale non orientée, puis sur des agrégats orientés de la fraction inférieure à 2 µm de chaque échantillon. Ces préparations ont été effectuées et analysées à Grenoble, selon les méthodes mises au point par l'Université de Strasbourg (Collectif, 1978) et par Holtzapffel (1985).

L'analyse chimique ainsi que les calculs statistiques ont été réalisés à Strasbourg sur la fraction inférieure à 2 µm des coupes des Queyras et de Villard-de-Montmaur.

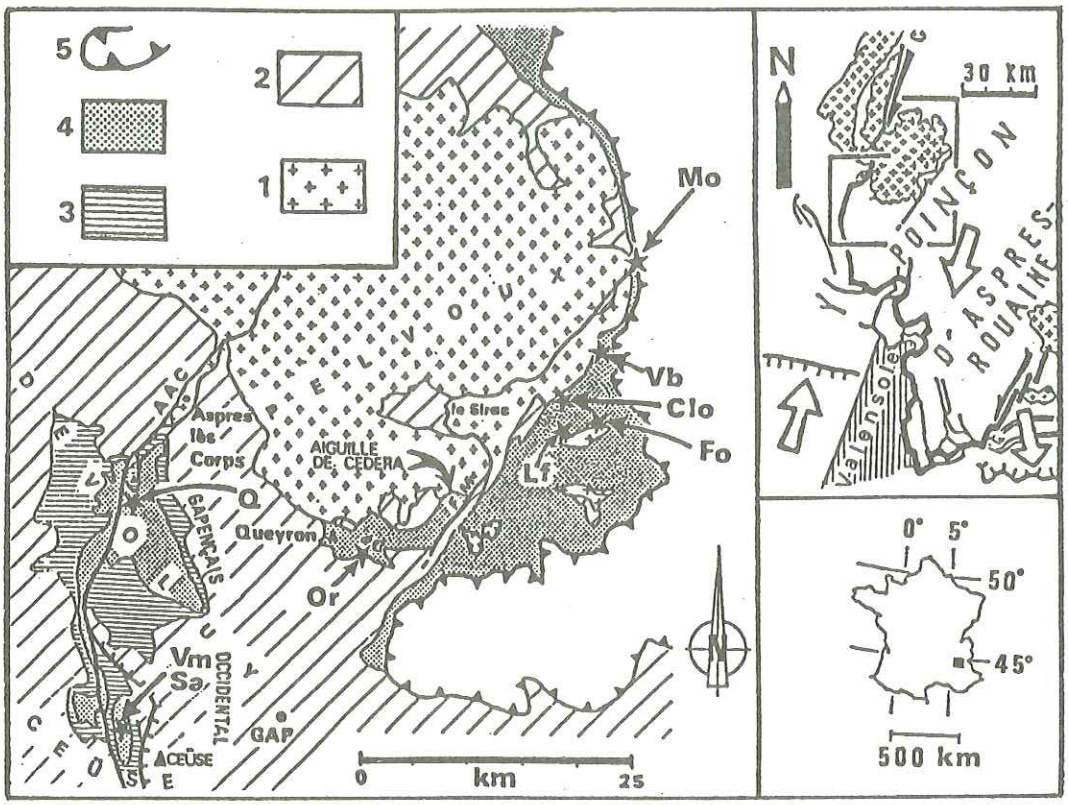


Fig. 1 -Le massif du Pelvoux et son enveloppe sédimentaire. Localisation des échantillons du tableau de la figure 2

1. SOCLE ANTETRIASIQUE; 2. MESOZOIQUE ANTESENONIEN; 3. SENONIEN; 4. TERTIAIRE; 5. CHEVAUCHEMENT PENNIQUE

Au total, 16 échantillons ont été choisis dans les 3 coupes, pour être soumis à une datation K/Ar (4 échantillons dans la coupe des Roranches, et 6 dans chacune des deux autres). A cet ensemble ont été ajoutés 5 échantillons dispersés provenant des marges orientale et sud-orientale du Pelvoux. Les techniques d'analyse, le mode de calcul et les constantes utilisées sont décrits dans Bonhomme et al. (sous presse).

3. LES DONNEES

3.1. ANALYSES MINERALOGIQUES

Les analyses sur roches totales montrent pratiquement les mêmes minéraux dans tous les échantillons : calcite (sauf exception rarissime), phyllosilicates, quartz, plagioclases et, quelquefois, dolomite. Les teneurs des différents composants varient beaucoup selon les divers faciès que présente chaque coupe, ainsi que d'un secteur à l'autre pour le même faciès.

La minéralogie des argiles montre une association illite-chlorite-$_{10-14}$sm aux Roranches, une association illite-chlorite-$_{10-14}$sm et $_{14}$c-$_{14}$sm avec de la kaolinite (0 à 30%) aux Queyras et enfin une dominante smectitique à Villard-de-Montmaur avec de l'illite, de la kaolinite et des interstratifiés vers le sommet de la coupe. Dans le Champsaur, c'est l'association illite-chlorite qui domine. Les indices de cristallinité sont très variables, allant de la zone de la diagénèse à l'anchizone.

3.2. ANALYSES GEOCHIMIQUES

L'étude géochimique a porté sur les coupes des Queyras et de Villard-de-Montmaur seulement : la coupe des Roranches s'est avérée en effet renfermer de la dolomite (probablement héritée de remaniements à partir de couches triasiques) et n'a donc pu être utilisée dans ce but. Quant aux coupes situées sur les limites orientales du massif du Pelvoux, elle montrent trop souvent des traces d'une tectonisation plus ou moins poussée et n'ont donc pas été retenues pour ce type d'analyse.

Dans les deux coupes étudiées sous cet angle, les corrélations illite/Ti, Sc, Y et Zr, révèlent le caractère détritique et non néoformé de l'illite. De même la kaolinite est détritique à Villard-de-Montmaur où d'ailleurs la smectite semble être le seul minéral néoformé.

3.3. ANALYSES RADIOCHRONOLOGIQUES

3.3.1. Coupe du torrent des Queyras

Six échantillons ont été étudiés dans cette coupe (fig. 2). Deux appartiennent aux Calcaires intermédiaires, soit à la base (Q 35) soit au milieu de la formation (Q42). Les autres échantillons proviennent successivement de la base des Marnes nummulitiques (Q 57), de leur partie haute (Q 67, prélevé dans des argilites noires) et, pour les deux derniers (Q 74 et Q 78), de la base plus argileuse des Grès de Saint-Disdier par lesquels se termine ici la série du Paléogène marin.

Dans cette coupe, les âges isotopiques des argiles varient de 110 Ma à 163 Ma. Un phénomène de corrélation inverse s'observe entre l'âge isotopique et le rapport des réflections 002 d'ordre 2 et d'ordre 1 des diffractogrammes sur pâte orientée sans traitement (indice d'Esquevin). Les âges apparents les plus récents correspondent également aux arrivées feldspathiques, donc d'origine cristalline. L'âge apparent de ces matériels est au plus égal à l'âge le plus jeune, soit 110 Ma. La région source peut donc être un socle déjà atteint par les évènements alpins et dont les feldspaths et les micas ont perdu lors de leur altération métamorphique alpine, tout ou partie de leur argon radiogénique, ramenant leur âge apparent à toute valeur quelconque entre 300 et 30 Ma (cette dernière correspondant aux mesures effectuées sur les échantillons du Champsaur oriental).

En effet, le rajeunissement isotopique pourrait être attribué au mélange avec des phengites alpines néoformées, comme peuvent le laisser supposer les valeurs supérieures à 0,40 de l'indice d'Esquevin, ainsi que les teneurs en TiO_2 et en éléments hygromagmatophiles.

Les âges isotopiques conduisent à considérer ici la présence d' un matériel diagénétique plus ou moins altéré, pour les valeurs comprises entre 138 et 163 Ma (échantillons Q 35 et Q 42). Notons à ce propos que l'on a obtenu des âges de 160-165 Ma sur les fractions fines du Trias supérieur et du Lias inférieur de la vallée du Rhône (Cévennes, région d'Alès, sondage de Saint-Lattier : Bonhomme et Millot, 1987). Il s'agit d'un phénomène généralisé déjà observé sur les argiles du Rhétien de la région de Barles, au NE de Digne (Bonhomme et al., 1980).

3.3.2. Coupe du Villard-de-Montmaur

Six échantillons ont été traités dans cette coupe. Le premier (Vm 17) provient d'un joint silteux de la formation des Calcaires nummulitiques; deux échantillons (Vm 28 et Sa 12) proviennent des Calcaires intermédiaires, enfin les trois derniers ont été prélevés dans les Marnes nummulitiques (Sa 18, Sa 20 et Sa 32).

Les âges calculés ici présentent moins de variations importantes que dans la coupe du torrent des Queyras. Par contre, il faut noter que les âges calculés les plus anciens (150 et 170 Ma, fig. 2) correspondent aux échantillons contenant le

	Echantillon	Position stratigraphique	Minéralogie de la fraction fine								Données isotopiques K/Ar			
			Illite %	Chlorite %	Kaolinite %	Smectite %	Inter-stratifiés	Minéraux accessoires	I002/I001	Ind. crist	K_2O %	40 Ar rad. / 40 Ar tot. %	40 Ar rad. (nl/g)	t (Ma ± 2σ)
E – SE Pelvoux	Clo 4	Eocène	70	30	0	0	0	Fk, dol.	3,1	0,52	6,81	46,3	6,86	31,0 ± 1,6
	Fo 12	Eocène	95	5	0	0	0	Fk, Pl.	3,2	0,46	6,61	58,8	10,30	47,7 ± 2,2
	Lf 9	Eocène	60	40	0	0	0	Fk, dol.	3,5	0,52	6,06	41,8	5,78	29,3 ± 1,8
	Mo 11	Eocène	60	35	5	0	0	Fk, dol.	3,7	0,60	5,89	54,1	10,30	53,4 ± 2,6
	Vb 32	Eocène	80	20	0	0	0	Fk,Pl,dol.	3,4	0,56	5,56	49,6	9,45	51,9 ± 2,4
Champsaur	Or 314	Eocène sup.	60	30	0	0	10	Q *	0,42	7,6	5,13	82,52	19,07	112 ± 3
	Or 1214	Eocène sup.	50	45	0	0	5	Q **	0,37	5,3	4,50	82,43	18,47	123 ± 5
	Or 116	Eocène-Olig.?	60	40	0	0	0	Q, ε Pl	0,46	4,1	5,18	84,51	17,02	99 ± 3
	Or 216	Eocène-Olig.?	60	30	0	0	10	ε Pl	0,46	9,1	4,90	75,56	12,08	75 ± 3
Ceüse	Vm 17	Oligocène	25	0	0	75	0	Q **	n.d.	n.d.	2,68	76,57	12,82	142 ± 5
	Vm 28	Oligocène	20	0	0	80	0	Q ***	n.d.	n.d.	1,46	66,99	6,50	133 ± 10
	Sa 12	Oligocène	30	0	15	55	0	Q **	n.d.	7,8	3,01	75,72	14,19	141 ± 5
	Sa 18	Oligocène	45	0	30	25	0	Q *	n.d.	4,1	2,82	64,39	16,21	170 ± 8
	Sa 20	Oligocène	50	0	30	20	0	Q *	0,36	6,1	3,55	71,17	17,96	150 ± 6
	Sa 32	Oligocène	40	0	15	35	10	Q	0,34	7,1	3,64	62,91	18,12	148 ± 4
Dévoluy	Q 35	Eocène sup.	45	15	10	0	30	Q **	0,44	10	3,08	77,63	16,90	163 ± 5
	Q 42	Eocène sup.	55	0	20	0	25	Q ***	0,37	7,1	3,40	78,33	15,71	138 ± 5
	Q 57	Eocène sup.	45	10	15	0	30	Q	0,47	10	4,10	78,58	15,71	115 ± 6
	Q 67	Oligocène	60	15	10	0	15	Q	0,46	7,4	4,35	81,32	19,84	136 ± 3
	Q 74	Oligocène	55	30	0	0	15	ε Q	0,49	8,4	4,30	78,36	15,78	110 ± 4
	Q 78	Oligocène	65	20	0	0	15	0	0,40	7,6	4,40	83,19	17,45	119 ± 4

Figure 2 – **Minéralogie de la fraction fine et données isotopiques K/Ar du Nummulitique du Pelvoux et du Gapençais occidental.**

dol., dolomite ; Fk,. feldspaths potassiques ; Pl., plagioclases ; ε: traces ; * : présent ; ** : important ; *** : très important

pourcentage maximal de kaolinite, ce qui confirme la relation de la kaolinite avec le matériel détritique indiquée par l'étude géochimique.

L'origine du matériel argileux pourrait être attribuée à un détritisme remaniant des couches du Jurassique, la fourchette 160-170 Ma correspondant à la dominante de la diagénèse du Jurassique moyen (voir ci-dessus les remarques sur la région d'Alès). Un âge isotopique de 160 Ma a par ailleurs été calculé dans les Terres noires callovo-oxfordiennes de la régions de Veynes (Bonhomme et al., 1980).

3.3.3. Coupe des Roranches

Deux des échantillons ont été prélevés dans les Marnes nummulitiques (près de la base de la formation pour l'un (Or 314), près de son sommet pour l'autre (Or 1214). Les deux autres échantillons proviennent de la base des Grès du Champsaur, plus argileuse, au contact des marnes sous-jacentes d'une part et à 5 m au-dessus de ce contact (Or 116 et Or 216).

Les âges apparents relevés (fig. 2) varient en fonction de l'appartenance à l'une ou l'autre des ces deux formations, les plus récents (99 et 75 Ma) se rencontrant dans les deux échantillons supérieurs.

L'âge isotopique est d'autant plus jeune que l'indice d'Esquevin est élevé. Il apparaît aussi que la diminution de l'âge radiochronologique correspond à une augmentation des feldspaths au sein de la roche totale, ce qui est un indice de détritisme. Par contre l'indice d'Esquevin, qui est supérieur à 0,40, est soit un indice de néoformation (Bonhomme, 1987), soit un indice de détritisme.

L'indice de cristallinité des illites (I_K) fournit lui aussi une information ambiguë. En effet, cet indice décroît en cas de recristallisation, mais il présente des valeurs faibles aussi en cas de détritisme abondant.

Deux interprétations sont possibles pour expliquer ce rajeunissement apparent des âges radiochronologiques au fur et mesure que l'on s'élève dans la coupe :

1. Un détritisme abondant vers le sommet de la coupe amène un matériel plus jeune que 75 Ma (âge minimal relevé) comme dans la coupe des Queyras. La présence d'une augmentation des quartz, des feldspaths et peut-être des micas inclinerait à faire pencher vers cette interprétation.

2. Une recristallisation contemporaine de la phase méso-alpine provoque l'ouverture plus ou moins complète des phyllosilicates fins, ramenant leur âge apparent de 170 Ma environ à une valeur quelconque située entre 170 et 30 Ma.

En fait cette dernière hypothèse semble la plus probable car ce secteur est le plus interne des trois où ont été placées les coupes : il est donc le plus susceptible d'avoir subi les effets du métamorphisme. Par ailleurs, il n'y a plus de kaolinite ni d'interstratifiés $_{14}C-_{14}Sm$ dans ces échantillons, ce qui est un indice d'évolution diagénétique des argiles (Dunoyer de Ségonzac, 1969).

3.3.4. Echantillons des bordures orientales du Pelvoux

Il s'agit d'échantillons prélevés ponctuellement et représentatifs, chacun, d'une partie de la série du Paléogène marin.

La minéralogie des fractions fines révèle que ces échantillons contiennent de l'illite et de la chlorite. L'indice de cristallinité situe ces illites dans le domaine épimétamorphique.

Les datations K/Ar s'étagent de 53,4 Ma à 29,3 Ma (fig. 2). Les âges de l'ordre de 50 Ma se retrouvent au nord du massif du Pelvoux (Grand et al., en préparation) et dans les biotites de l'est du massif (Demeulemeester, 1982). L'âge de 30 Ma environ peut être exact, et dans ce cas, il représente la date du refroidissement à

la fin du climax méso-alpin. Il peut être intermédiaire et résulter alors d'un dégazage incomplet de l'argon : dans ce cas, le climax du métamorphisme serait plus récent que 30 Ma.

3.3.5. Conclusion à l'étude radiochronologique

Tous les âges isotopiques observés, quelle que soit l'interprétation donnée, sont en fait des âges intermédiaires : aucune datation ne donne l'âge des sédiments. L'origine du matériel argileux peut être recherchée dans la couverture jurassique diagénétisée à environ 160 Ma. Ce matériel a subi une ouverture isotopique partielle, soit par suite de l'altération météorique à la date du dépôt, c'est à dire vers 35 Ma, soit par suite des effets du métamorphisme alpin. L'autre mécanisme pouvant expliquer la diminution de l'âge apparent est le mélange mécanique avec du matériel micacé d'origine éo-alpine à méso-alpine.

Dans tous les cas, l'attribution de la zone-source à un socle cristallin hercynien non transformé à l'alpin est difficile à admettre car aucun âge isotopique n'est supérieur à 170 Ma. Par ailleurs, lorsque la composante détritique non phyllosilicatée croît, l'âge isotopique décroît : ceci montre bien que l'origine du matériel détritique a un âge plus jeune que 170 Ma (coupe des Queyras et de Villard-de-Montmaur).

La coupe des Roranches est la plus interne des trois coupes et les secteurs orientaux du Pelvoux sont plus internes encore. Les échantillons provenant de ces régions sont exempts de toute trace de matériel argileux de surface (kaolinite, interstratifiés, smectite). L'interprétation des données radiochronologiques la plus probable consiste donc à attribuer au métamorphisme alpin la réduction de l'âge isotopique, soit par ouverture des argiles en fonction des transformations minéralogiques alpines, soit par l'apparition de matériel détritique venant de zones de socle déjà atteintes par les évènements alpins.

4. CONCLUSION

La différence entre la période de dépôt des sédiments (Eocène supérieur et Oligocène inférieur à moyen) et les âges isotopiques obtenus à partir de leur fraction argileuse n'est pas surprenante car il s'agit, dans tous les cas, de mélanges argileux dont certaines fractions ont été de surcroît altérées, transformées et resédimentées, vraisemblablement plusieurs fois. Deux faits importants doivent être notés en particulier :

1. Les âges calculés sont d'autant plus anciens que les argiles détritiques sont abondantes, mais jamais plus anciens que 170 Ma, ce qui exclut pour ce matériel une provenance directe à partir des massifs hercyniens.

2. Les rapports I_{002}/I_{001} (indices d'Esquevin) les plus élevés correspondent aux âges calculés les plus récents, du fait des néoformations qu'ils traduisent. Celles-ci minorent les valeurs que donnerait le matériel plus ancien avec lequel elles se mélangent.

Les âges calculés varient d'un secteur à l'autre de cette étude : 150 Ma pour le massif de Céüse, 130 Ma pour le Dévoluy septentrional, 100 Ma pour le Champsaur occidental, 40 Ma sur les marges orientales du Pelvoux, alors que le substratum sur lequel est transgressif le Tertiaire est plus ancien près du Pelvoux (Cristallin, Trias à Jurassique supérieur) que dans le Dévoluy et Céüse (Crétacé supérieur). Ce phénomène s'explique par la différence d'influence des transformations alpines entre l'est du Pelvoux, le Champsaur et ces massifs qui non seulement sont plus externes dans la chaîne alpine mais aussi plus éloignés du socle.

Les apports détritiques se révèlent donc être purement locaux dans la première partie des dépôts nummulitiques; ils se mêlent ensuite à des apports et des néoformations d'âge alpin, ceci jusque dans les assises détritiques terminales des coupes. Des apports terrigènes d'origine plus lointaine, en particulier en provenance du Massif Central, même dans la zone la plus externe, ne sont pas nécessaires pour expliquer les faits observés.

BIBLIOGRAPHIE

BONHOMME M.G. (1987) -Type of sampling and comparison between K/Ar and Rb/Sr isotopic of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events. *Chem.Geol.Isot.Sci.Sect.*, 65, pp. 209-222.

BONHOMME M.G. et MILLOT G. (1987) -Diagénèse généralisée du Jurassique moyen (170-160 Ma) dans le bassin du Rhône inférieur jusqu'à la bordure des Cévennes (France). Datations K/Ar d'argiles du Trias et du Lias inférieur. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t. 305, série II, n°9, pp. 431-434.

BONHOMME M.G., SALIOT P. et PINAULT Y. (1980) -Interpretation of potassium-argon isotopic data related to metamorphic events in South-Western Alps. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.*, vol. 60, pp. 81-98.

BONHOMME M.G., APRAHAMIAN J., GIRAULT J., MASCLE G.H. and VIVIER G. (sous presse) - Mineralogy, SEM exoscopy and K/Ar isotopic dating of fine fractions selected from the volcanic sequences in sites 650, 651 and 655 B of Leg 107, Tyrrhenian Sea. *Initial Rep. Deep sea drill. Project.*

COLLECTIF (1978) -Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X. Notes techniques de l'Institut de Géologie, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 34 p.

DEMEULEMEESTER P. (1982) -Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs Cristallins Externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotite et amphibole. Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 227 p.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969) -Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au métamorphisme. *Mém.Serv.Carte géol. Alsace-Lorraine*, n°29, 320 p.

FABRE P. et PAIRIS J.L. (1984) -Variations de faciès et paléogéographie dans les Calcaires nummulitiques des Hautes-Alpes. *10ème R.A.S.T., Bordeaux*, Soc.géol.Fr. édit. Paris, p. 215.

FABRE P., MEDUS J. et PAIRIS J.L. (1986) -Caractérisation de l'Eocène et de l'Oligocène marins dans les chaînes subalpines méridionales à l'ouest de Gap (Hautes-Alpes, France). *Eclogae geol.Helv.*, vol. 79/3, pp. 719-730.

GRAND T., APRAHAMIAN J., BLUNAT P. et BONHOMME M.G. -Datation K/Ar de fractions fines extraites de la couverture liasique métasédimentaire et de spilites triasiques dans la région de Bourg d'Oisans (Alpes Françaises). Mise en évidence d'un évènement thermique d'âge oligocène supérieur-miocène inférieur (en préparation).

HOLTZAPFFEL T. (1985) -Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Soc.Geol.Nord.*, Publ. N°12, 136 p.

PAIRIS J.L., GIDON M., FABRE P. et LAMI A. (1986) -Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *C.R.Acad.Sc., Paris*, t. 303, n°1, pp. 87-92.

L'EVOLUTION THERMIQUE DU DOMAINE SUBALPIN MERIDIONAL (DROME, ALPES DE HAUTE-PROVENCE) : APPORTS DES ETUDES D'INCLUSIONS FLUIDES

Jean-Claude TOURAY*, Nicole GUILHAUMOU**

RESUME. - Depuis la découverte d'inclusions gazeuses à méthane dominant dans les quartz néoformés des septarias de Rémuzat, les recherches ont montré l'existence d'un domaine occidental ayant évolué jusque dans la diagenèe et celle d'un domaine oriental ayant atteint l'anchizone. La frontière , très bien définie, est proche du chevauchement de Digne.

De son côté, l'étude des I.F. de minéraux néoformés des diapirs du domaine vocontien révèle des inclusions primaires hypersalines (à dépôt de halite et parfois de sylvite) et des inclusions primaires à dominante gazeuse (CO_2 et N_2 en proportions variables). Des quartz bipyramidés à "cachet triasique" comparable (mêmes inclusions fluides) ont été découverts ponctuellement dans les Terres Noires, où ils paraissent resédimentés. Un tel fait suggère l'existence de circulations hydrothermales et de mouvements halocinétiques dès le début du Jurassique.

En conclusion, dans le domaine géographique étudié, les inclusions fluides apportent des informations sur l'évolution thermique à l'échelle d'un bassin comme sur les anomalies qui s'y superposent localement.

THERMAL EVOLUTION OF THE "DOMAINE SUBALPIN MERIDIONAL" (DROME, ALPES DE HAUTE PROVENCE) : FLUID INCLUSIONS DATA

ABSTRACT - Since the description of Methane-rich gas inclusions in diagenetic quartz from septarias (Touray and Jauzein, 1967) later investigations demonstrated, in the "Terres Noires", the existence of two domains with contrasted evolutions : a western diagenetic one and a eastern domain evolved until the anchizone. The well defined boundary between these domains is situated near the Digne overthrust.

Fluid inclusions in minerals from diapirs in the vocontian district (Perthuisot and Guilhaumou, 1983) contain strong brines and gases under pressure (CO_2 and N_2 in variable proportions). These inclusions are present into bipyramidal quartz disseminated in the "Terres Noires" black shales (Desmaison et al., 1988), strongly suggesting hydrothermal circulations then diapiric uplift since Early Jurassic.

In the subalpin domain, fluid inclusions studies give direct informations at different scales about the paleothermicity of the passive Tethysian margin.

* Ecole Supérieure de l'Energie et des Matériaux, Université d'Orléans B.P. 6759, 45067 Orléans Cédex 2 et UA CNRS n° 724

** Ecole Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie, 46 rue d'Ulm, 75005 Paris et UA CNRS n° 224.

Depuis une vingtaine d'années (Touray et Jauzein, 1967), le domaine des "Terres Noires" subalpines a fait l'objet d'études relatives aux inclusions fluides des minéraux néoformés, à des stades divers de la diagenèse et de l'anchimétamorphisme. Dans les cavités intracristallines des quartz et accessoirement des sulfates (barytine, célestite) des concrétions carbonatées ont été décrits des remplissages aqueux plus ou moins salins associés à des hydrocarbures liquides et gazeux. Dans les minéraux des diapirs (principalement le quartz) ont été mises en évidence des inclusions hypersalines à dépôt de halite et teneurs variables en gaz fortement comprimés.

Ces deux types de remplissages témoignent, à deux échelles différentes, de la paléothermicité et des migrations de fluides au sein du bassin des "Terres Noires". L'objectif du présent article est de passer en revue les résultats principaux obtenus sur ces deux thèmes dans le cadre de l'histoire de la marge passive de la Tethys.

I. HYDROCARBURES INCLUS DES MINERAUX NEOFORMES DES SEPTARIAS DES TERRES NOIRES SUBALPINES

Les "Terres Noires", d'âge jurassique, affleurent largement dans le domaine subalpin. On y observe, depuis Nyons jusqu'à Barcelonnette, une évolution allant d'assemblages phylliteux d'origine diagénétique jusqu'à des paragenèses anchimétamorphiques (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Artru, 1972 ; Barlier, 1974). L'étude semi-quantitative de la fraction argileuse amène à y distinguer deux zones principales séparées par une frontière proche de la limite actuelle du chevauchement de Digne.

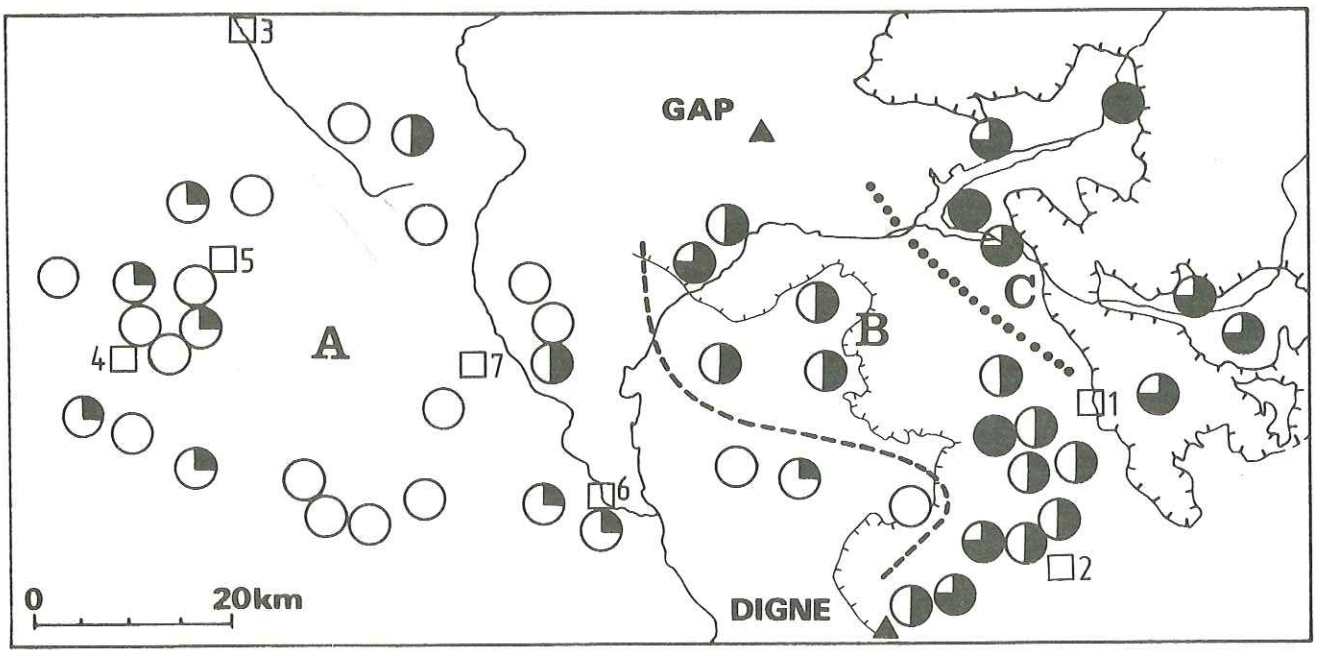


Figure 1 - Variations horizontales de la cristallinité de l'illite dans le domaine des Terres Noires subalpines (cristallinité d'autant meilleure que les cercles ont une fraction noire plus importante).
A : domaine occidental, B et C : domaine oriental. La frontière entre A et B est définie par la disparition de la kaolinite ; elle est proche de la limite d'érosion actuelle du chevauchement de Digne ; la frontière entre B et C est définie par la disparition des interstratifiés illite-smectite.

Lorsque l'on traverse cette frontière d'Ouest en Est, la kaolinite disparaît, les teneurs en illite et chlorite augmentent ainsi que la cristallinité de l'illite (figure 1), par contre la fraction d'interstratifiés illite-smectite diminue notablement pour finalement disparaître.

L'étude radio-cristallographique de ces phases montre parallèlement un accroissement de leur régularité (passage du type structural R = 0 aux types R = 1 et R = 3, Guilhaumou et al., 1988).

L'étude minéralogique a été complétée par des déterminations du pouvoir réflecteur de la matière organique disséminée (Barlier et al., 1974). La limite définie au voisinage du chevauchement de Digne par l'étude des argiles sépare encore deux domaines distincts : A l'Ouest, les réflectances sont distribuées assez régulièrement autour d'une moyenne de 2,1 % tandis qu'à l'Est on observe une distribution bimodale : le mode le plus faible est relatif à des bitumes ayant tardivement migré alors que le mode le plus élevé (R_o = 4,4 %) correspond à de la vitrinite disséminée.

Cette différence est confirmée par les variations de composition des inclusions gazeuses piégées dans des quartz de septarias récoltés dans les deux zones mises en évidence. A l'Ouest, il s'agit de CH_4 impur renfermant des proportions détectables d'hydrocarbures plus lourds. C'est ce qu'indiquent l'analyse de la fraction volatile extraite par broyage sous vide (Touray et Jauzein, 1967 ; Barlier, 1974) comme l'analyse ponctuelle non destructive par microsonde à effet Raman. Ainsi, la composition des phases gazeuses d'inclusions primaires piégées au cours de la diagenèse dans des quartz et célestites de septarias minéralisées de Terres Noires a permis l'estimation quantitative des proportions des espèces CH_4, C_2H_6, C_3H_8, CO_2, H_2S et N_2 avec une erreur de l'ordre de $\pm$ 1 %. On observe selon le degré d'évolution des sédiments encaissants, deux types de mélanges gazeux (Tableau 1) correspondant au "gaz sec" et au "gaz humide" de la littérature pétrolière. On peut montrer que les inclusions ont été piégées durant l'élévation de température et de pression qui a accompagné la diagenèse, sans que l'on puisse observer les traces d'une évolution postérieure (Guilhaumou et al., 1988).

Pour les mélanges complexes de la zone occidentale (figure 3), l'homogénéisation s'opère souvent au-dessus de -82,1°C, température critique du méthane (Touray, 1983). Au contraire, à Blégiers dans la zone orientale, les inclusions deviennent monophasées au-dessous de -82,1°C et sont représentatives du "faciès fluide à CH_4" (Mullis, 1987).

Des inclusions d'hydrocarbures liquides sont présentes dans les deux zones. L'observation microscopique en éclairage UV permet de repérer à coup sûr ces liquides organiques, piégés en inclusions primaires et secondaires. Ces dernières sont présentes dans tous les sites, le long de fracture intraminérales cicatrisées ; elles présentent en fluorescence des caractères spécifiques peut-être en relation avec une maturation plus poussée. Elles pourraient avoir été piégées lors d'évènements tectoniques alpins après une phase de migration d'huiles minérales dans le bassin des Terres Noires.

Dans la zone occidentale, la plupart des inclusions aqueuses s'homogénéisent entre 140 et 160°C, leurs salinités sont moyennes à fortes. A Blégiers (domaine oriental), T_h est comprise entre 180 et 220°C, les salinités étant faibles à moyennes.

Dans ce dernier gisement, on peut encadrer la température de piégeage des fluides entre 200°C, valeur moyenne de T_h, et la limite supérieure de stabilité thermique des huiles minérales. Malheureusement, cette limite est fonction du temps et ne peut en l'occurrence être chiffrée simplement. Dans la zone occidentale, la température de piégeage était comprise entre 150°C, valeur moyenne des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses, et la limite supérieure de stabilité du "faciès fluide" à méthane impur. Cette dernière a été placée à 200°C environ dans le domaine helvétique (Mullis, 1987).

En définitive, tous les résultats soulignent l'importance des différences du degré d'enfouissement des Terres Noires, de part et d'autre du chevauchement de Digne (Touray et Barlier, 1974), avec passage aux fluides de l'anchimétamorphisme dans le secteur oriental.

II. SAUMURES ET GAZ INCLUS DES NEOFORMATIONS "A CACHET TRIASIQUE"

Une étude portant sur les diapirs vocontiens (Perthuisot et Guilhaumou, 1983) a été menée dans les régions de Laragne et de Nyons-Vaison-la-Romaine (figure 2). A Propiac et Montaulieu, s'observent dans les diapirs, dolomite, quartz, albite, feldspaths potassiques ainsi que talc, chlorite magnésienne, phlogopite et phengites. La datation K-Ar (Bellon et Perthuisot, 1980) fournit des âges correspondant au début de l'Oligocène, sans que l'on sache si cette période a été celle de la mise en place des néoformations ou celle d'une "remise à zéro" du chronomètre. Parmi les inclusions fluides, on distingue des inclusions hypersalines à dépôt de halite (et plus rarement sylvite) renfermant parfois des gaz et des inclusions aqueuses de salinité moins forte et parfois riches en gaz.

Dans les minéraux du diapir de Suzette, le CO_2 a été détecté dans tous les cas par analyse à la microsonde Raman, à l'exclusion de tout autre composé. Du CO_2 , liquéfié à température ambiante, a été par ailleurs mis en évidence. Dans les inclusions primaires des minéraux de Propiac et de Montaulieu, les analyses Raman montrent que le CO_2 est mélangé à de l'azote et que la fraction molaire d'azote est comprise entre 0,09 et 0,15. Aucun autre gaz, tel que CH_4, d'autres hydrocarbures, H_2S, SO_2 ou CO, n'a pu être détecté. Dans les inclusions secondaires monophasées gazeuses (Propiac), l'abondance de l'azote est indiquée en particulier par l'observation d'une transition de phases à -146,7°C (vaporisation de l'azote liquide) la composition du fluide étant de 90 % N_2 pour seulement 10 % de CO_2.

L'interprétation thermo-barométrique (Perthuisot et Guilhaumou, 1983) conduit à considérer un piégeage vers 250°C et 1,5 Kb pour les diapirs de Propiac et Montaulieu et vers 360°C et 2,2 Kb pour le diapir de Suzette. Une phase postérieure à plus basse température (200°C) est marquée dans les minéraux de Propiac par le piégeage d'une solution moins concentrée (23 % équ. NaCl) et d'un gaz particulièrement riche en azote, lors d'une évolution à P et T décroissantes.

L'ensemble des données est compatible avec l'hypothèse d'un mélange de deux fluides d'origines différentes : une saumure pauvre en CO_2 familière aux évaporites et un gaz constitué de CO_2 pur ou mélangé avec de l'azote, d'origine inconnue.

Un problème mal résolu est celui de l'âge des processus halocinétiques et des anomalies thermiques associées. Une réponse partielle est apportée par les données récentes obtenues sur les quartz des roches orangées carbonatées ("maladie du Callovien" des anciens auteurs) et les quartz disséminés associés dans la région de Buis-les-Baronnies (Desmaison et al., 1988). Selon leur faciès et leur mode de gisement ont été distingués : a) des filons de carbonates plus ou moins ferrifères ; b) des lentilles bréchiques hectométriques en contact tectonique avec l'encaissant ; c) de petites lentilles à grain fin en enclaves subcondordantes. Des quartz bipyramidés à inclusions hypersalines sont présents dans les deux types de lentilles. Dans les quartz des enclaves à grain fin, l'homogénéisation totale s'opère entre 170 et 190°C. Dans les lentilles bréchiques, où les quartz sont très abondants, des valeurs plus élevées ont été observées (200 à 240°C) ; les inclusions gazeuses associées aux inclusions hypersalines sont, comme à Propiac, des mélanges de CO_2 et N_2 à teneur en azote relativement constante (environ 20 %). L'interprétation thermobarométrique suggère un piégeage à environ 250°C et 1,5 Kbars, conditions semblables à celles déterminées au sein du diapir de Propiac.

Ces observations complètent, dans le secteur considéré, l'inventaire des structures "d'affinité diapirique", en suggérant l'existence de digitations d'origine halocinétique. Une observation complémentaire est celle de quartz bipyramidés isolés dans les "Terres Noires" et découverts à la faveur de recherches de microfaune. Présents dans des niveaux stratigraphiques variés (Bathonien à Oxfordien) mais toujours au voisinage d'ilôts de "roches orangées", ils ont, par leur inclusions fluides hypersalines et leurs inclusions solides d'anhydrite, un indéniable "cachet triasique" (Desmaison et al., 1988). A défaut d'autre hypothèse explicative, ils paraissent bien représenter des éléments resédimentés pendant le Jurassique, attestant ainsi du caractère précoce d'une partie au moins des mouvements halocinétiques dans cette région (Mascle et al., 1986). Par ailleurs, l'existence (à un stade plus ou moins avancé de la diagenèse) de circulations de saumures se diluant à partir des diapirs dans les eaux du bassin est suggérée par certaines données : les inclusions aqueuses des barytines est célestites récoltées dans les septarias du secteur de Buis-les-Baronnies par sont en général peu salines, à l'exception de celles des cristaux les plus proches du diapir de Propiac (Gaidon, 1988).

CONCLUSIONS

Cette rapide revue montre que deux principaux systèmes d'évolution des fluides mutuellement indépendants et tous deux révélateurs de l'histoire de la marge téthysienne subalpine, sont mis en évidence dans la région des "Terres Noires" par les études d'inclusions fluides.

Le premier système, à l'échelle du bassin, correspond à des solutions plus ou moins salines, associés à des hydrocarbures liquides et gazeux. Tous les critères utilisables convergent pour distinguer, à partir des inclusions fluides, un domaine occidental ayant évolué en conditions diagénétiques et un domaine oriental dont la maturation a été poussée jusqu'à l'anchimétamorphisme. Ces deux domaines à degrés d'évolution contrastés, ont été rapprochés au niveau du chevauchement de Digne, à la faveur de mouvements alpins.

Le second système, à l'échelle des structures diapiriques, est représenté par des saumures concentrées familières aux évaporites et des gaz riches en CO_2 et parfois N_2, d'origine profonde probable. La présence, dès le Bathonien, de quartz resédimentés à inclusions hypersalines (Desmaison et al., 1988) est en accord avec l'hypothèse d'une halocinèse précoce en domaine subalpin (Mascle et al., 1986). De rapides mouvements verticaux sur la marge téthysienne alpine ont ainsi ramené en surface les témoins d'une évolution T-P de type anchizonal (250°C ; 1,5 Kbars).

Légende du Tableau 1 - Composition (analyse microsonde Raman) des inclusions gazeuses (V) ou à eau et gaz (LV) des quartz néoformés des "Terres Noires". Température d'homogénéisation (T_h) des inclusions aqueuses associées (histogrammes in : Barlier, 1974). Allos et Blégier : domaine oriental ; tous les autres gîtes : domaine occidental (Guilhaumou et al., 1988). Les chiffres correspondent aux localisations des gîtes sur la figure 1.

		Type	X_{CH_4}	$X_{C_2H_6}$	$X_{CH_3H_8}$	X_{CO_2}	X_{H_2S}	X_{N_2}	Th H_2O°C
Allos	1	V	0,89			0,11			180-220
		"	0,91			0,09			
		"	0,87			0,13			
		"	0,92			0,08			
		"	0,88			0,11	0,01		
Blégier	2	V	0,94			0,05			180
		"	0,92			0,08			
		"	1						
		"	1						
Die	3	LV	0,98	0,02					
		"	0,97	0,03					
		V	0,96	0,02	0,03				
		"	0,95	0,03	0,02				
		"	0,97	0,02	0,01				
Vertegoux	4	LV	0,94	0,02				0,04	
Rémuzat	5	LV	0,92	0,02	0,01	0,04	0,01		150-160
		"	0,95	0,02	0,02				
		"	0,88	0,05	0,07				
		"	0,90	0,04	0,03	0,03			
Ribiers	6	LV	0,96	0,02		0,01	0,01		120-150
Orpierre	7	LV	0,97	0,01	0,01		0,01		
		"	0,96	0,02	0,02				
		"	0,91	0,01	0,01		0,02	0,05	

Tableau 1 - (Légende en fin d'article).

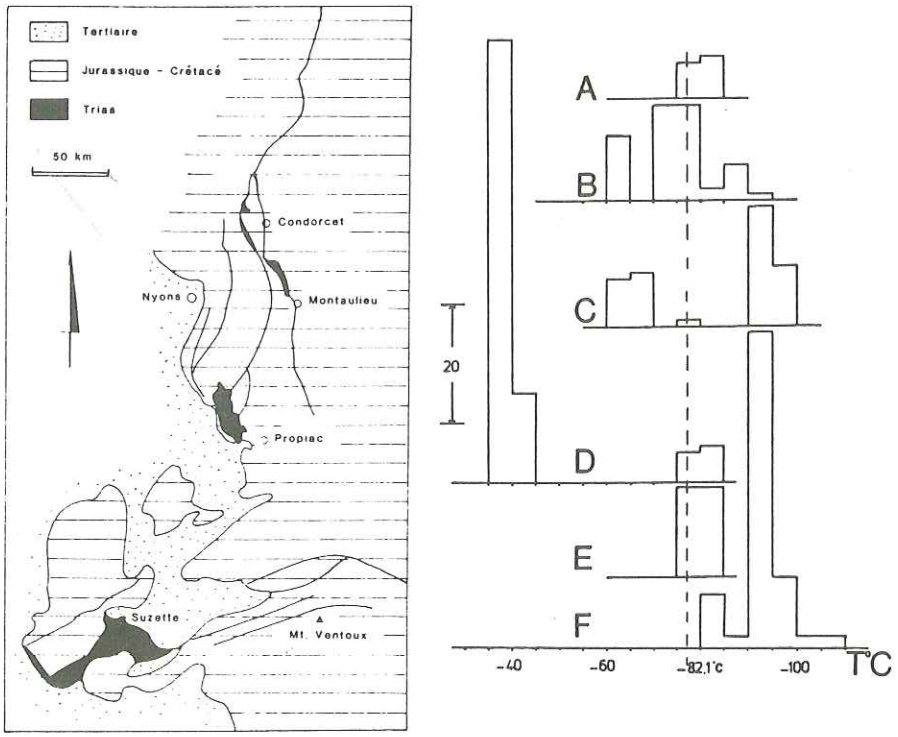


Figure 2 - Températures d'homogénéisation des inclusions gazeuses à méthane des quartz néoformés dans les "Terres Noires". A,B,C,D,E : domaine occidental. F : Blégiers, domaine oriental.
Figure 3 - Les diapirs de la région Nyons-Vaison-la-Romaine.

BIBLIOGRAPHIE

ARTRU P. (1972). - Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. Thèse de Doctorat es-Sciences Naturelles, Université Claude Bernard, Lyon, 173 p.

BELLON H. et PERTHUISOT V. (1980). - Ages radiométriques K/Ar de feldspaths potassiques du Trias diapirique vocontien. C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 290, p. 1241-1244.

BARLIER J. (1974). - Recherches paléothermométriques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales. Thèse 3ème cycle, Université Paris Sud, 98 p.

BARLIER J., RAGOT J.P. et TOURAY J.C. (1974). - L'évolution des "Terres Noires" subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. Bull. BRGM II, n° 6, p. 533-548.

DESMAISON Y.L., NICOT E. et GUILHAUMOU N. (1988). - Le matériel triasique inséré dans les "Terres Noires" : arguments pétrographiques pour une halocinèse précoce dans la région de Buis-les-Baronnies. Bull. Soc. Géol. Fr. (à paraître).

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). - Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. Mém. Serv. Géol. Alsace Lorraine 29, 320 p.

GAIDON J.L. (1988). - Minéralisations et structuration d'une marge continentale passive : l'exemple des concrétions tubulaires du bassin subalpin (Collovien-Oxfordien). Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard, Lyon, 233 p.

GUILHAUMOU N., JOUAFFRE D., VELDE B. et BENY C. (1988). - Raman microprobe on gaseous inclusions from the diagenetically altered "Terres Noires", (en préparation).

MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., DE GRACIANSKY P.C., KERCHOVE C. et LEMOINE M. (1986). - Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine : vers une réinterprétation des zones de gypse des alpes. C.R. Acad. Sci., Paris, 302, II, 15, p. 963-968.

MULLIS J. (1987). - Fluid inclusion studies during very low grade metamorphism. In : "Low temperature metamorphism", M. Frey ed., 351, p. 162-199.

PERTHUISOT J.P. et GUILHAUMOU N. (1983). - Les diapirs triasiques du domaine vocontien : phases diapiriques et hydrothermales en domaine périalpin. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (7), XXV, 3, p. 397-410.

TOURAY J.C. (1983). - Les inclusions fluides, témoins de la diagenèse et de l'anchimétamorphisme. In "Thermométrie et Barométrie géologiques", M. Lagache Editeur, p. 537-625, Publications de la SFMC.

TOURAY J.C. and BARLIER J. (1974). - Liquid and gaseous hydrocarbon inclusions in quartz monocrystals from "Terres Noires" and flysch à "helminthoides" (French Alps). Fortschr. Mineral. 52 (Special issue), p. 419-426.

TOURAY J.C. et JAUZEIN A. (1967). - Inclusions à méthane dans les quartz des Terres Noires de la Drôme. C.R. Acad. Sci., Paris, 264, p. 1957-1960.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

EVOLUTION THERMIQUE ENREGISTREE PAR LES SEDIMENTS VOISINANT LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES (Alpes, Savoie-Isère, France) INTERPRETATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

Denis Giot*, Geneviève Farjanel*, Gérard Gonzalez*,
Jean-Claude Barfety*, Jean Aprahamian**

Résumé

La matière organique particulaire contenue dans les sédiments encadrant et reposant sur le massif cristallin de Belledonne est utilisée en tant que marqueur paléogéographique et indicateur d'évolution diagénétique.

La méthode pétrographique employée, basée sur l'analyse du pouvoir réflecteur de la vitrinite, permet de discriminer une fraction organique héritée de celle contemporaine du dépôt.

Le détritisme organique apparaît comme un argument paléogéographique faisant clairement apparaître que les formations d'âge carbonifère sont à l'érosion du Trias au Dogger.

Les variations de diagenèse de la matière organique autochtone se distribuent géographiquement selon deux couloirs. Ceux-ci sont interprétés comme étant la marque de paléoflux thermiques, développés le long des deux flancs SO-NE du massif de Belledonne. Il est proposé à titre d'hypothèse que ces anomalies thermiques sont l'expression vers la surface d'un hydrothermalisme profond, engendré par les contraintes compressives développées lors de la translation chevauchante alpine.

Abstract

The particulate organic matter, contained within sedimentary rocks of Early to Middle Jurassic age that were deposited over and around the Belledonne granite massif is analysed to recognise a thermal activity related to the alpine tectonic.

Reworking of coal particles that had evolved to the anthracite stage is very common. It is suggested that carboniferous rocks were subject to erosion at that time within a contrasted paleogeographic high, continental first and submerged during Dogger time. Regional burial diagenesis remains weak (P.R. less than 0,7%), but near the massif on the east and west flanks two major thermal anomalies are superimposed, which reach an anchi-metamorphic grade. The geometrical arrangement of these anomalies is interpreted to correspond to two zones of intense structural deformation, which developped during the alpine compressional tectonics.

The distribution of isotherms suggests the thermal inactivity of the crystalline massifs, as well as a lateral origin of this heat flow, which is probably the consequence of overthrusting of the Belledonne massif from east to west.

* *B.R.G.M. - Dép. CARTE GEOLOGIQUE et GEOLOGIE GENERALE - BP 6009 - 45060 ORLEANS CEDEX*

** *Institut Dolomieu - Univ. de Grenoble - Rue Maurice Gignoux - 38041 GRENOBLE CEDEX*

INTRODUCTION

Sous l'impulsion du programme de recherche scientifique "Géologie profonde de la France" (G.P.F.) concernant l'éventuelle allochtonie des massifs cristallins externes, une étude de la fraction organique particulaire contenue dans la couverture sédimentaire a été entreprise.

Cette démarche vise à établir une zonalité de maturation diagénétique du contenu organique autochtone. Un contrôle de cette zonalité est ensuite recherché permettant de retenir différentes hypothèses, telles que enfouissement, contraintes tectoniques, métamorphisme ...

CADRE DE L'ETUDE

Une centaine de prélèvements, répartis sur un ensemble de coupes bordières (fig. 1), ont fait l'objet d'analyses pétrographiques de la matière organique sur concentré carboné. Cette technique est destinée à estimer le degré de houillification (rang ou évolution thermique) par la mesure de la réflectance de la vitrinite.

La valeur du pouvoir réflecteur (P.R.) d'un échantillon correspond à une moyenne établie à partir d'une population d'au moins cent particules. Un tri sélectif est au préalable réalisé permettant d'isoler les pollutions et surtout les héritages détritiques.

D'une façon générale, le matériel s'est révélé favorable à ce type d'étude, bien que, pour une part non négligeable, la présence en très grande quantité de particules organiques héritées par détritisme provoque une dilution relative des particules autochtones, seules représentatives du degré de diagenèse.

RESULTATS ANALYTIQUES

Les résultats détaillés ont fait l'objet de publications dans le cadre des travaux GPF (BARFETY *et al.*, 1985 ; GIOT *et al.*, 1987) ; ils ne seront pas repris ici de façon détaillée. Les valeurs de P.R. obtenues sont reportées de façon synthétique sur une carte schématique (fig. 1).

LE DETRITISME ORGANIQUE

La méthode pétrographique employée pour l'analyse de la matière organique particulaire dispersée a permis de mettre en évidence la présence de deux populations distinctes dans les zones faiblement affectées par la diagenèse. L'une d'entre elles, faiblement évoluée, est représentative des conditions de dépôt et de diagenèse. L'autre, beaucoup plus évoluée (stade anthracitique), ne peut correspondre qu'à un matériel étranger incorporé selon un processus détritique et remanié d'un dépôt antérieur.

Dans le contexte géologique régional, seules les formations d'âge carbonifère sont susceptibles de fournir ces particules anthracitiques. Une analyse comparative avec la matière organique des séries houillères du secteur de la Mûre confirme cette origine.

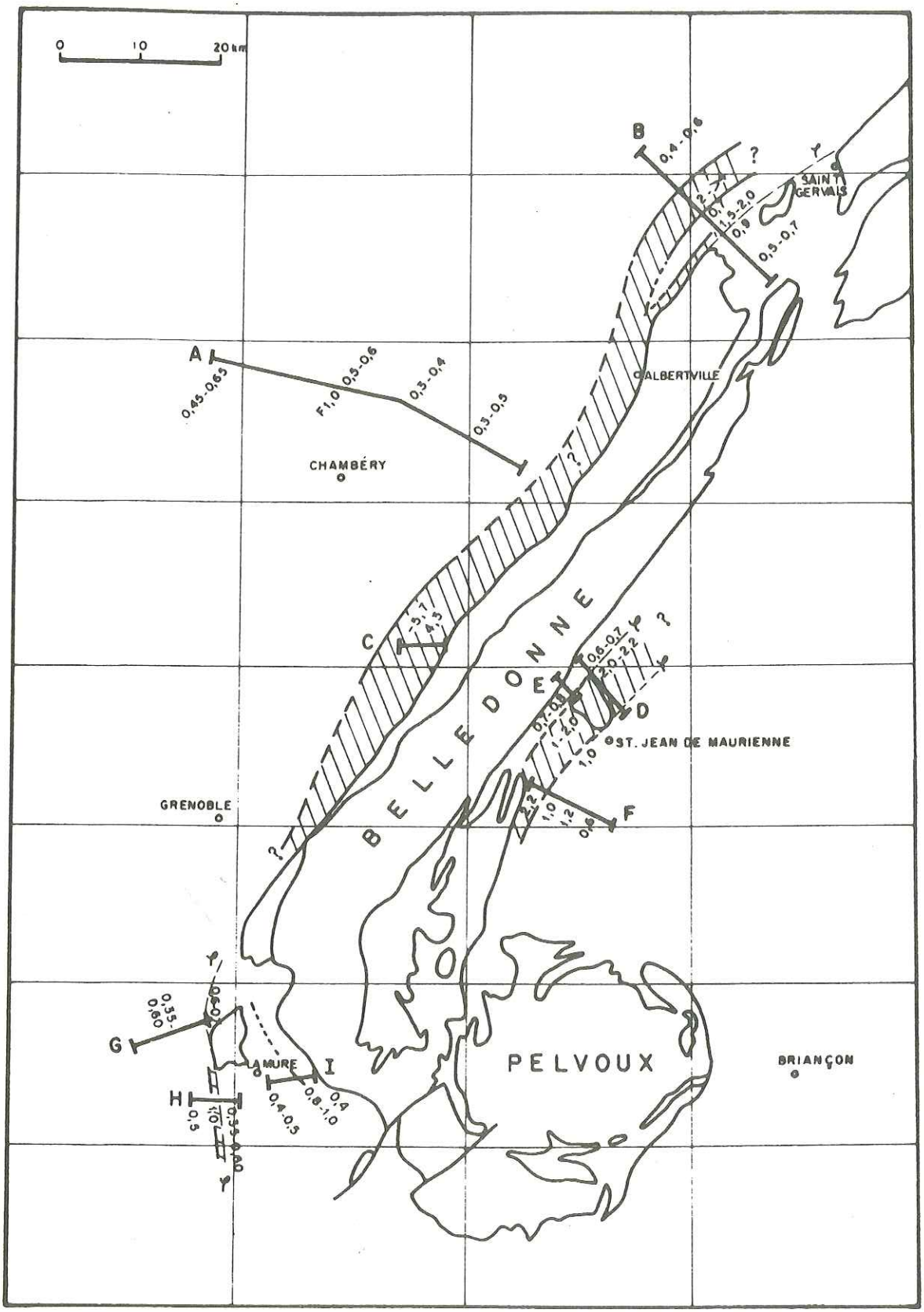


Fig. 1 - Paléothermicité liée au contact socle-couverture mésozoïque sur les flancs est et ouest du massif de Belledonne
d'après l'évolution de la matière organique

0,5 Indication du pouvoir réflecteur de la vitrinite

Accident structural lié aux anomalies thermiques

Anomalie thermique : répartition géographique

Pour la zone sud (coupes G, H, I La MÛre), une analyse statistique (tableau 1) a pu être faite sur un lot de 60 échantillons dans lesquels les particules anthracitiques sont systématiquement présentes ; seules les teneurs varient. Cette analyse a été réalisée pour les formations triasiques et jurassiques jusqu'au faciès Terres Noires inclus ; les séries sus-jacentes n'ont pas été testées.

Etages stratigraphiques concernés	Nombre d'échantillons par fréquence en m.o. remaniée			
	Rare	Présent	Abondant	Très abondant
"Terres Noires"				1
Bajocien inf. et moyen	2		2	4
Aalénien		2	3	1
Toarcien	2	1	4	2
Domérien	3		2	2
Carixien	1		1	1
Lotharingien	1	1		1
Sinémurien		1		
Hettangien				
Trias			1	

Tableau n° 1 - REPARTITION DES PARTICULES ANTHRACITIQUES REMANIEES EN FONCTION DE L'AGE DES FORMATIONS A LA PERIPHERIE DU DOME DE LA MURE

Le nombre d'analyses réalisées reste encore restreint, les déductions proposées doivent donc être considérées comme indicatives, en particulier dans les séries triasiques et hettangiennes. Pour ces séries basales de la couverture sédimentaire mésozoïque, les cartes paléogéographiques [3] montrent les massifs cristallins comme des zones à

sédimentation réduite, sans que pour autant le socle primaire y soit mis à nu. De toute évidence, les remaniements prouvent que les terrains houillers se sont trouvés en position d'érosion sur ces hauts-fonds.

Les schémas paléogéographiques doivent donc être modifiés dans le détail pour faire apparaître des vacuités de sédimentation et des reliefs continentaux.

Du Sinémurien au Toarcien, ces cartes de synthèse montrent de telles zones de socle affleurant et sont donc plus réalistes à l'égard des remaniements observés.

Au cours du Dogger, le domaine des massifs cristallins évolue d'un contexte de plate-forme peu profonde à faible taux de sédimentation (Bajocien) vers un milieu profond pélagique (Bathonien puis Callovien).

Malgré ce changement radical de paléogéographie, les apports détritiques carbonés subsistent. Le modèle avec reliefs continentaux à l'érosion ne peut plus s'appliquer ; il faut invoquer alors un dispositif sous-marin dans lequel le substrat paléozoïque constituerait des fonds rocheux.

Un dispositif de talus à forte pente pourrait rendre compte de ces remaniements.

Ainsi, l'analyse des matières organiques nous incite-t-elle à réexaminer les schémas paléogéographiques jurassiques dans le domaine alpin, pour intégrer le démantèlement progressif de la couverture paléozoïque supérieure et triasique dans des contextes marins à bathymétrie évolutive peu profonde dans un premier temps, plus profonde ensuite.

EVOLUTION DIAGENETIQUE ET CONSEQUENCES GEODYNAMIQUES

Identifier la tectodiagenèse implique de déduire au préalable les effets de la diagenèse d'enfouissement. Des échantillons ont été prélevés en dehors de l'emprise directe de la zone de contact latéral socle-couverture, et permettent de préciser la maturation attribuable à l'enfouissement des sédiments pendant la période subsidente antétertiaire. Globalement, la diagenèse d'enfouissement est restée faible dans l'environnement du massif cristallin et n'a pas excédé, pour les séries liasiques, des températures de l'ordre de 80°C. Pour un gradient géothermique de 3 à 4°C pour 100 m, l'enfouissement du socle n'aurait été que de 2 500 à 2 000 m.

L'analyse de la distribution de la paléothermicité liée en majeure partie à la diagenèse d'enfouissement fait apparaître, à horizon stratigraphique équivalent (Lias), une homogénéité entre la couverture autochtone de Belledonne (Les Saisies - La MÛre) et les séries situées tant à l'est (coupe F) qu'à l'ouest (coupes G, H et I). On peut donc considérer que le Lias a subi des conditions isothermiques ou, en d'autres termes, qu'à l'issue de l'enfouissement maximum, le Lias a été affecté par une thermicité identique, qu'il soit en position structurale haute (série réduite sur le massif) ou basse (série épaisse subsidente latéralement).

Ce dispositif, à isothermes convexes au niveau du massif cristallin, est tout à fait conforme à ce que l'on peut attendre dans un bassin où se différencie un haut-fond de socle enraciné, la conductivité thermique des roches cristallines étant supérieure à celle des sédiments (fig. 2, schéma 1).

Les résultats obtenus permettent d'esquisser (fig. 1) la répartition géographique de l'anomalie paléothermique.

L'intensité maximum de PR (4,3 à 5,7%) dessine une bande d'une largeur supérieure à 5 km au niveau d'Allevard, sur le flanc ouest de Belledonne. Le stade anchimétamorphique y est confirmé et les températures atteintes y seraient voisines de 250°C. L'anomalie est ici directement accolée au socle ; les valeurs maximales apparaissent sur le contact même.

Vers le nord, l'anomalie se maintient, mais se distribue de façon différente. La coupe B (Aravis) fait nettement apparaître un dédoublement. Une première anomalie d'intensité relativement faible (1,5 à 2%) se développe à la base de la série sur quelques centaines de mètres de puissance, en liaison géométrique, si ce n'est génétique, avec une faille mettant en contact l'Aalénien et le Carbonifère. L'anomalie principale apparaît plus à l'ouest, au-delà d'une bande étroite à faible maturation (0,7%). L'intensité est très nettement plus faible qu'à Allevard avec des maxima voisins de 4%.

Ajoutons qu'aussi bien à Allevard qu'à La Giettaz (coupe B), l'anomalie principale se superpose à une série très fortement schistosée et plissée.

Vers le sud, l'anomalie semble disparaître, ou tout du moins s'atténuer considérablement.

Sur le flanc est de Belledonne, un dispositif sensiblement différent a été mis en évidence. L'anomalie principale n'est pas en contact direct avec le socle. Une frange intermédiaire à faible évolution (0,6 - 0,8%), bien que fortement tectonisée, l'en sépare. L'anomalie principale se développe dans un système plissé-écaillé, intégrant des éléments de socle tels que Rocheray, sur une largeur variant de 2 à 4 km. Les intensités sont nettement plus faibles (PR = 1 à 2,2%) que sur le flanc ouest de Belledonne, avec des élévations thermiques évoluant de 100 à 180°C environ.

Les anomalies exprimées par ces deux bandes parallèles à l'allongement du massif, sur ses flancs est et ouest, s'inscrivent dans le contexte de tectogenèse compressive alpine. Elles sont nettement sécantes par rapport au dispositif diagénétique précédemment décrit.

Leur distribution (fig. 2, schéma 2), bien qu'encore partiellement reconnue, indique clairement qu'il ne s'agit plus de flux thermiques crustaux profonds, Belledonne jouant alors un rôle totalement passif à cet égard. On pressent que l'élévation de température déjà importante reconnue par place (env. 250°C) trouve son origine dans des zones fortement tectonisées situées entre le massif cristallin et sa couverture sédimentaire. Les champs thermiques correspondants se réalisent préférentiellement dans les roches sédimentaires sur une largeur apparente plurikilométrique sans se propager dans le socle.

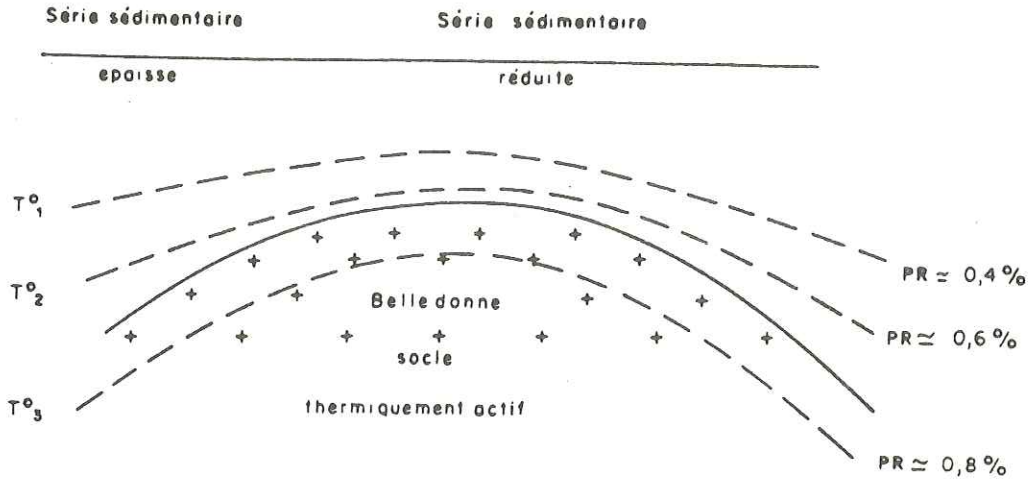


Schéma 1 - Répartition des isothermes (T°) pendant la période de subsidence du bassin

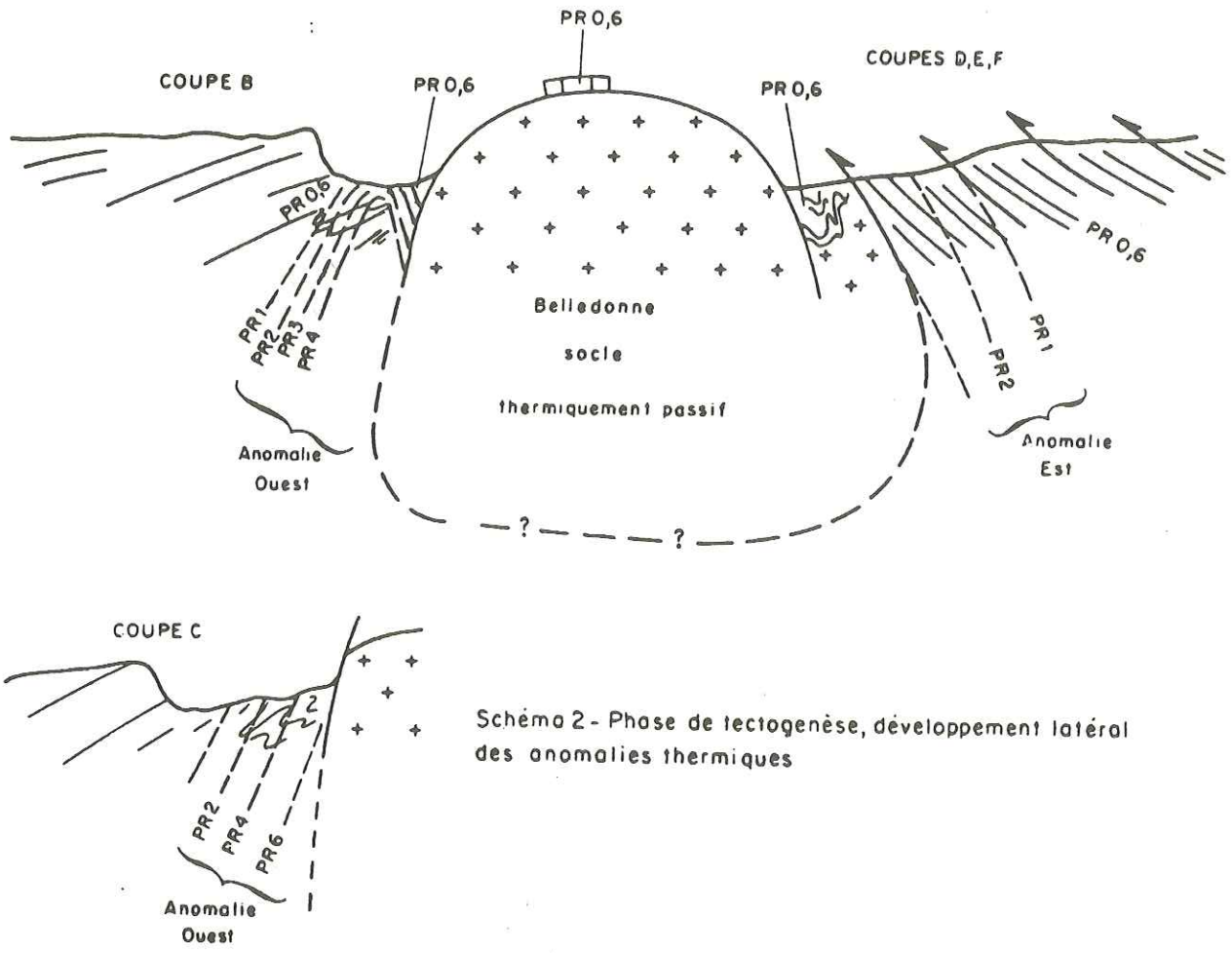


Schéma 2 - Phase de tectogenèse, développement latéral des anomalies thermiques

Figure 2

CONCLUSIONS

L'étude de la matière organique dispersée dans les sédiments fins argilo-carbonatés, peut apporter des précisions sur la paléogéographie et l'évolution géostructurale. En effet, la permanence des remaniements particulaires anthracitiques provenant des terrains carbonifères implique d'imaginer des paléoreliefs à socle apparent ainsi que des processus d'érosion aériens et sous-aquatiques pour expliquer la disparition progressive, au Jurassique inférieur et moyen au moins, de la couverture paléozoique.

Au plan de l'évolution structurale, la tectogenèse alpine imprime une dia- et épigenèse spécifique, atteignant le stade anchimétamorphique, selon deux bandes parallèles à l'allongement du massif de Belledonne (sud-ouest - nord-est).

Ce dispositif est interprété comme correspondant à deux zones de tectonisation particulières, développées lors de la compression alpine.

La distribution des isothermes déduites suggère une origine latérale au massif, sans relation avec le socle profond et conforte l'hypothèse du chevauchement de Belledonne vers l'ouest.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ALPERN B. (1970) - Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires .- *Rev. I.F.P.*, 25/11, 1123-1267.

ALPERN B., DURAND B., ESPITALIE J. et TISSOT B. (1972) - Localisation, caractérisation et classification pétrographique des substances organiques sédimentaires fossiles .- *Adv. org. Géotherm.*, 1971, 1-28 (Pergamon Press, Oxford/braun schweig).

BARFETY J.C. (1985) - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Etude stratigraphique et géodynamique (zone externe des Alpes occidentales françaises) .- Thèse, Grenoble, 656 p.

BARFETY J.C., GIOT D., GONZALEZ G. (1985) - Les paléo-anomalies thermiques liées à la structure alpine - Relations entre le massif cristallin de Belledonne et la couverture sédimentaire. - *Document BRGM* n° 95-5, pp. 7-21.

BLANQUART P. et MERIAUX E. (1975) - Etude comparative du pouvoir réflecteur de veines, passées, lits, veinules, filets et grains de matière organique dispersée dans quelques sédiments du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais .- *Colloq. Int. Pétrographie Matière organique des sédiments*, CNRS (Paris), 15-17 sept. 1973, 28-39.

BOSTICK N.H. et FOSTER J.M. (1975) - Comparison of vitrinite reflectance in coal seams and in kerogene of sandstones, shales, and limestones in the same part of a sedimentary section .- *Colloq. Int. Pétrographie Matière organique des sédiments*, CNRS (Paris), 15-17 sept. 1973,14-25.

DURAND B. (1975) - Indices optiques, potentiel pétrolier et histoire thermique des sédiments .- *Colloq. Int. Pétrographie Matière organique des sédiments*, CNRS (Paris), 15-17 septembre 1973, 205-215.

GIOT D., FARJANEL G., GONZALEZ G., BARFETY J.C., APRAHAMIAN J. (1987) - Evolution thermique enregistrée par les sédiments de couverture des massifs cristallins externes (Alpes, Savoie-Isère, France) - Relations avec la structuration tectonique - *Document BRGM n° 142*, pp. 25-53.

KUBLER B. (1984) - Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse. Température et calorimétrie .- Thermométrie et barométrie géologiques. *Soc. Fr. de Min. et de Crist.*, vol. 2, 489-596.

KUBLER B., PITTION J.L., HEROUX Y., CHAROLLAIS J. et WEIDMANN M. (1979) .- Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie) .- *Eclogae géol. Helv.*, 72/2, 347-373.

LOPATIN N.V. (1971) - Temperature and Geologic time as factors in coalification .- *Akad. Nauk. URSS ser. geol. Izbestiya*, 3, 96-106. English transl. by N.W. BOSTICK.

ROBERT P. (1971) - Etude pétrographique des matières organiques insolubles, exploration pétrolière et connaissance des bassins sédimentaires .- *Revue I.F.P.*, Vol. XXVI, n° 2, février 1971, 105-135.

ROBERT P. (1973) - Analyse microscopique des charbons et des bitumes dispersés dans les roches et mesure de leur pouvoir réflecteur. Application à l'étude de la paléogéothermie des bassins sédimentaires et de la genèse des hydrocarbures .- *Advances in organic geochemistry*, 6ème cong. int. de géoch. organ., 18-21 sept. 1973, 549-569.

SALIOT P. (1978) - Le métamorphisme dans les Alpes françaises .- Thèse, Paris Sud, centre d'Orsay.

Synthèse géologique du sud-est de la France (1984) - *Mémoire BRGM* n° 126.

Géologie Alpine, Mém. h.s.n°14, 1988

HYDROGEOLOGIE DES DISPOSITIFS DETRITIQUES QUATERNAIRES GRAVELEUX DE L'AVANT-PAYS ALPIN

G. NICOUD* et G. MAILLET GUY**.

RESUME : Les formations détritiques grossières de l'avant-pays alpin du Nord sont ici différenciées, décrites chronologiquement et leur contexte hydrogéologique énoncé. Seules les alluvions deltaïques et fluviatiles, postérieures au dernier glaciaire, constituent de puissants réservoirs bien circonscrits et alimentés par les cours d'eau. Par contre, les alluvions analogues antérieures au dernier glaciaire (à deux exceptions près), ainsi que les dépôts de marge glaciaire, tous dégagés par l'érosion glaciaire ou l'épigénie des cours d'eau ne contiennent pas de ressources importantes. L'extraction des granulats devrait donc être dirigée préférentiellement vers ces matériaux peu capacitifs.

ABSTRACT : In the North foreland alpine country, the coarse textured quaternary formations have been differenciated. Here, we describe them chronogically and we state their hydrogeological context. Only deltaïc and fluviatile deposits posterior to the last glacier, make limited thick aquifers. The rivers feed them. On the other hand, the similar alluvion, former the last glacier (except two examples) and deposits of glacial borders are eroded by ice or by superimposed rivers. They don't contain important resources of water. The extraction of sands and gravels would have to do preferably in these uncapacitive layers.

L'eau souterraine exploitable pour l'alimentation en eau potable des collectivités et/ou des industries est d'abord recherchée à proximité du sol, dans les matériaux détritiques grossiers de perméabilité supérieure à 10^{-4} m/s. Aussi, les hydrogéologues s'intéressent-ils aux *réservoirs graveleux* dont ils doivent maîtriser à la fois les paramètres lithologiques et géométriques en même temps que leur alimentation en eau par infiltration.

Dans l'avant-pays alpin, les formations grossières quaternaires perméables se répartissent par rapport à la moraine würmienne unique et imperméable, servant de référence chronologique (figure 1).

I. LES ALLUVIONS GROSSIERES ANTERIEURES AU GLACIAIRE WURMIEN.

La dynamique de mise en place des dépôts nous permet de distinguer :

1°/- Les dépôts lacustres deltaïques.

L'existence de vastes lacs consécutifs à la fonte des glaces alpines dans les

---

* UA 69 et GRECO 35 - Hydrogéologie - Département des Sciences de la Terre - Université de Savoie - B.P. 1104 - 73011 CHAMBERY-Cedex
**Laboratoire de Géologie structurale et appliquée - Université de Franche Comté - Boulevard Maréchal Leclerc - 25000 BESANCON.

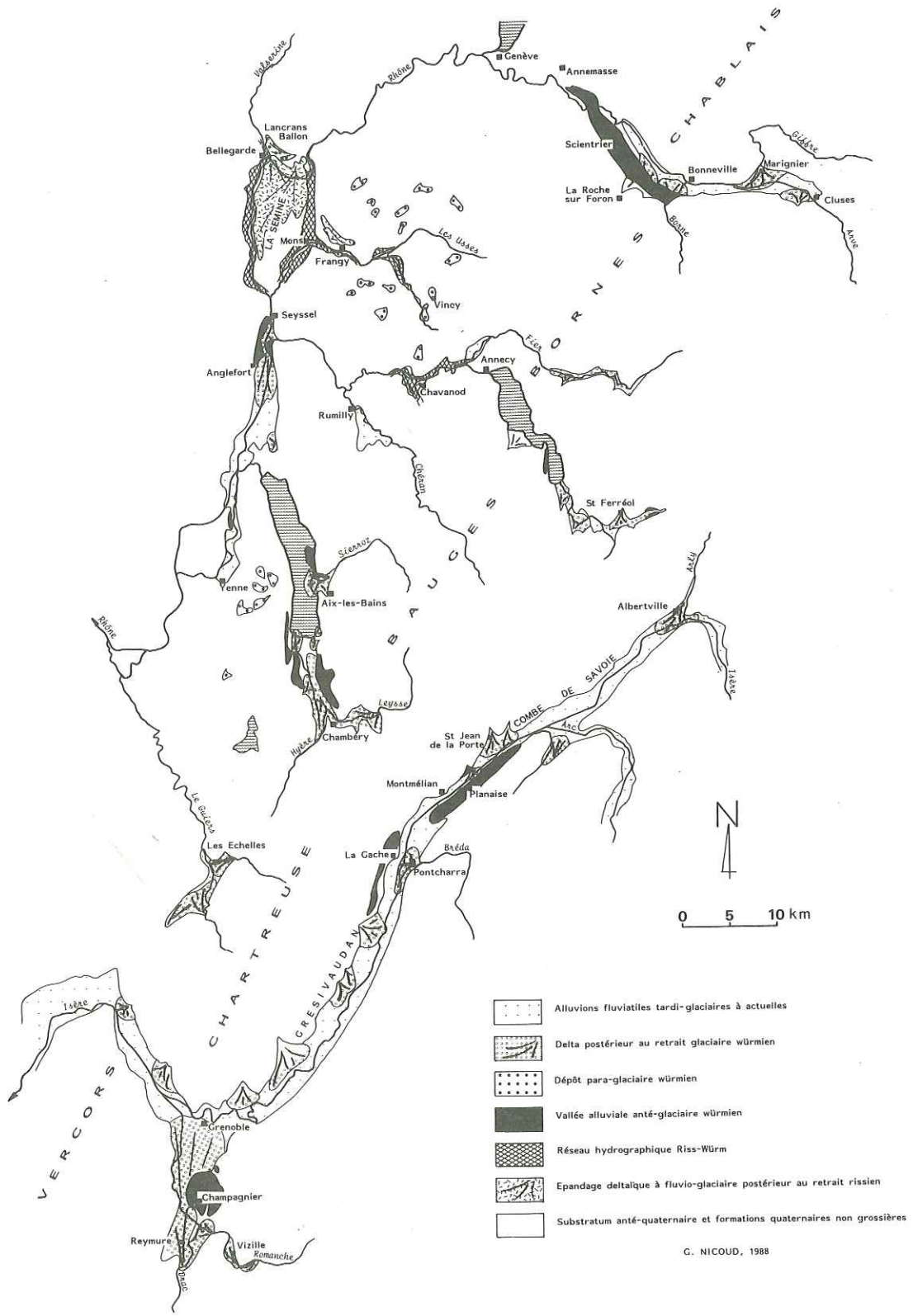


Figure 1 : Localisation des principaux gisements graveleux de l'avant-pays alpin.

ombilics façonnés par les glaciers rissiens a induit, à proximité des apports latéraux, la mise en place de formations graveleuses deltaïques.

1.1 : Les deltas glacio-lacustres de retrait rissien (figure 2).

Alimentés par les cours d'eau de fonte glaciaire, ils renferment de nombreux blocs flottés démesurés dans une matrice sablo-graveleuse aujourd'hui plus ou moins fortement indurée. Nous citerons la base des deltas du Bréda à la Gache, des Usses à Frangy, du Rhône et de la Valserine à Bellegarde (armature du plateau septentrionale de la Semine). Ils reposent le plus souvent sur une moraine inférieure très altérée et relictuelle (Riss ?).

1.2 : Les deltas fluvio-lacustres.

Les glaces ayant disparu, les eaux calibrent les matériaux. Aussi la sédimentation devient plus homogène, de plus en plus graveleuse lors de la progradation des deltas. Les accumulations de la Gache (Bréda) et de la Combe de Savoie à Planaise (Isère - Arc), du Sierroz à Aix-les-Bains, de Champagnier inférieur (Romanche), montrent un passage progressif vers des graviers propres sur des matériaux plus fins argilo-silteux (argiles litées de type Eybens). Ces deltas sont étalés sur plusieurs kilomètres.

2°/- Les dépôts fluvio-torrentiels.

Deux grands dispositifs sont rencontrés scellant une paléogéographie aujourd'hui bien connue.

2.1 : Le réseau hydrographique interglaciaire Riss-Würm (figure 2).

Nous retrouvons là les anciennes vallées torrentielles du Rhône (défilé de Bange à Mons), de la Valserine, des Usses, du Fier et du Chéran (J. Mathian et M. Gignoux, 1958 ; G. Nicoud, 1984). Les graviers, très largement consolidés fossilisent sur une trentaine de mètres de hauteur des thalwegs étroits encaissés dans les grès molassiques ou l'Urgonien.

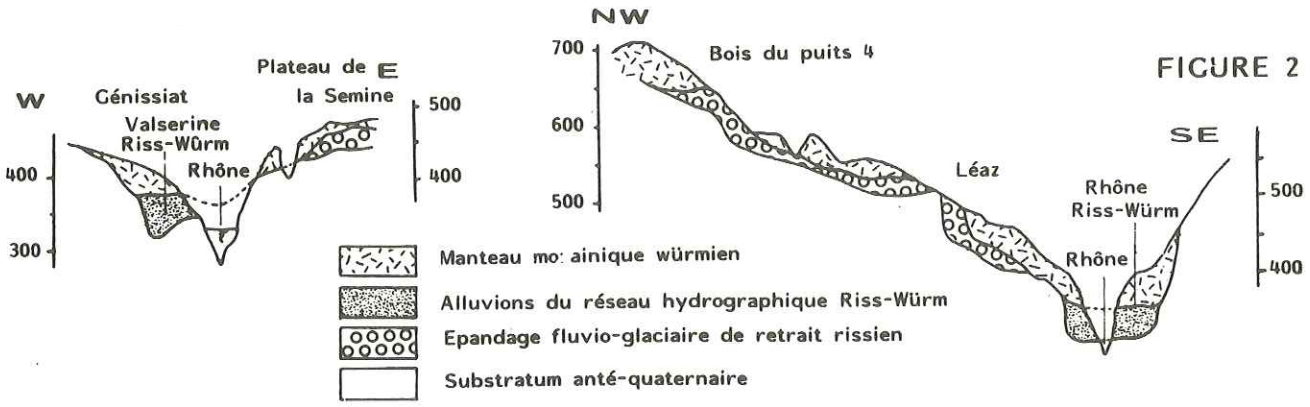


FIGURE 2

Figure 2 : Epandage glacio-lacustre et alluvions torrentielles antérieurs au glaciaire würmien.

2.2 : Les plaines alluviales (figure 3).

Elles résultent du comblement de tout ou partie des vastes dépressions la-

custres par les rivières Arve, Rhône et Isère (vallée du Bourget), Isère (Grésivaudan et Combe de Savoie) et Romanche (plateau de Champagnier). Les sables et graviers subhorizontaux, reposent sur des matériaux lacustres (argiles à lignite) ou deltaïques (foreset-beds). Malgré l'érosion glaciaire würmienne les volumes graveleux sont encore importants (25 à 30m de puissance pour des extensions latérales de plusieurs kilomètres).

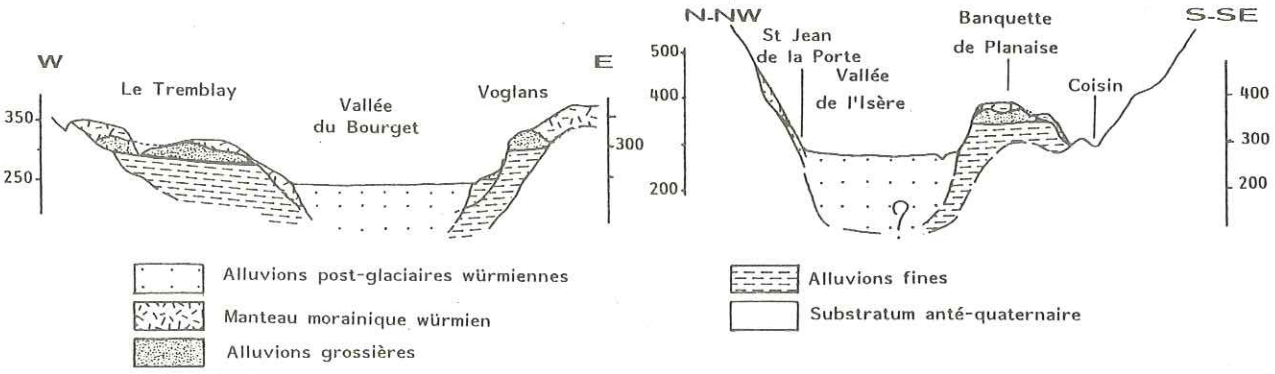


Figure 3 : Alluvions des vallées antérieures au glaciaire würmien.

3°/- L'intérêt hydrogéologique.

Les glaciers würmiens du Rhône, de l'Isère et de la Romanche ont largement démantelé ces vastes accumulations détritiques, aujourd'hui disposées latéralement aux vallées actuelles (banquettes). De même l'épigénie des cours d'eau du plateau molassique tronçonne l'ancien réseau hydrographique. Les réservoirs graveleux, couverts de moraine de fond argilo-silteuse, apparaissent globalement perchés par rapport au niveau général de drainage fixé par les vallées actuelles emboîtées (G. Baconnais, B. Doudoux et G. Nicoud, 1981).

Aussi l'intérêt hydrogéologique des réservoirs anté-glaciaires würmiens est-il réduit faute d'alimentation suffisante et d'une limite latérale imperméable. Ils débitent en sources de déversement à l'interface réservoir - plancher imperméable (argile à lignite de la vallée du Bourget, ...).

Seule *la banquette de l'Arve* à l'aval de la Roche sur Foron, entièrement masquée par une moraine de fond et des sédiments glacio-lacustres argilo-silteux lités, détermine un puissant aquifère bien alimenté par les versants et le Borne. Les débits pompés atteignent 1000 m^3/h par ouvrage (Arthaz, Scientrier, ...). Il en est de même, semble-t-il, pour le Chéran à Chavanod.

II. LES ALLUVIONS GROSSIERES DE LA DEGLACIATION WURMIENNE.

Nous distinguons 2 types de matériaux (figure 4).

1°/- Les dépôts para-glaciaires. (terrasses de Kame, moraines latérales, ...).

Peu puissants dans l'ensemble (10m environ), ils sont constitués de matériel hétérométrique à matrice et/ou niveaux argilo-silteux. Ils constituent des placages nombreux mais de faible extension soulignant les stades de stagnation des glaces lors de la décrépitude würmienne. Ils sont particulièrement bien représentés dans la cuvette des Usses (cotes 600m et 500m) et le bassin de Saint-Jean de Chevelu - Yenne.

2°/- Les dépôts fluvio-lacustres à glacio-lacustres de marge glaciaire.

De petits lacs de barrages glaciaires, alimentés par des ruissellements de versant ou circum-glaciaires, ont permis l'accumulation de matériaux sous forme de deltas, sableux à la base et plus grossiers vers le sommet ; souvent recouverts d'un topset-bed, ces deltas s'étendent assez largement à l'aval immédiat des grands ombilics encore englacés : sables et graviers de Champanod près de la dépression d'Annecy, de Ballon-Lancrans à l'Ouest du Crêt d'Eau et du Bassin lémanique.

Tous ces dépôts reposent sur une moraine de fond argilo-silteuse. Ils apparaissent en buttes pour les uns (2) ou accrochés au versant pour les autres (1).

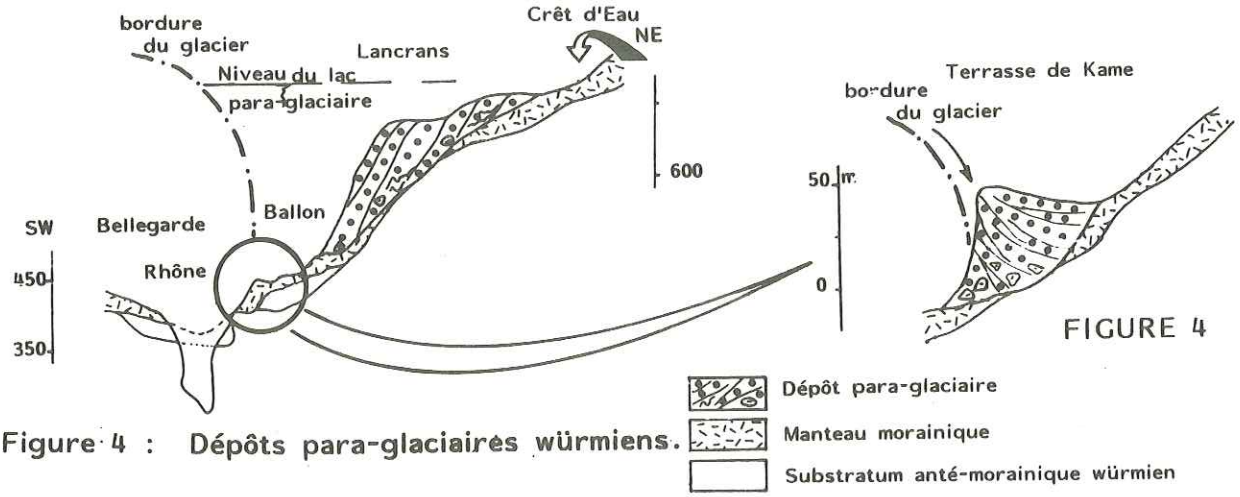


FIGURE 4

Figure 4 : Dépôts para-glaciaires würmiens.

3°/- Conséquences hydrologiques.

Ces réservoirs graveleux, très discontinus, ne représentent pas de gros volumes. Bien alimentés par les précipitations puisque démunis de couverture morainique , ils débitent en sources de déversement au contact de la moraine (sources de Vincy, de Chavanod, ...). Mais ils ne peuvent en aucun cas contenir de nappe exploitable par pompage faute de limites latérales étanches.

Par ailleurs ces dépôts graveleux sont l'objet d'une exploitation intensive pour le Génie Civil, et qui réduit leur volume et leur capacité d'emmagasinement. Les sources, auparavant à débit constant, sont aujourd'hui perturbées et montrent de fortes amplitudes de débit (crues non amorties, étiage sévère), voire une turbidité temporaire des eaux.

III. LES ALLUVIONS FLUVIO-LACUSTRES A FLUVIATILES POSTERIEURES AU GLACIAIRE WURMIEN.

Très largement représentées dans l'avant-pays alpin mais observables uniquement par sondages elles peuvent être groupées en deux dispositifs (figure 5).

1°/- Les cônes deltaïques des grandes vallées.

Les vastes surcreusements glaciaires würmiens présentent essentiellement un comblement de type lacustre (G. Nicoud, G. Monjuvent et G. Maillet-Guy, 1987). Les matériaux grossiers sont situés à proximité des affluents latéraux et/ou amont. Bien circonscrits au sein des sédiments fins environnants, ils atteignent plus de 50m de puissance. Nous citerons les deltas de l'Arve dans le Bassin de Sallanches, du Giffre à Marignier, du Fier-Rhône à Seyssel, de la Leysse et de l'Hyère dans la zone méridionale

de la Vallée du Bourget, du Sierroz à Aix-les-Bains, de Saint-Jean-de-la-Porte dans la Combe de Savoie, du Bréda à Pontcharra, du Drac à Reymure, de la Romanche à Jouchy-Vizille, du Drac-Romanche à Grenoble.

Les débits extraits dépassent 800 m^3/h par ouvrage sur ces sites.

2°/- Les alluvions fluviatiles tardi-glaciaires à holocènes des grandes vallées.

Elles résultent du remplissage de chenaux creusés durant le Tardi-glaciaire dans les alluvions lacustres de toutes les vallées alpines et/ou dans le substratum molassique tendre.

Le plancher de ces réservoirs graveleux est donc le plus souvent constitué par les silts argileux et plus localement par les graviers deltaïques. Dans ce dernier cas il y a connection hydrogéologique entre les deux dispositifs. La base du remplissage des chenaux remanie limons et silts, ce qui réduit la perméabilité de l'ensemble. Peu épaisses (moins de 15m) ces alluvions fluviatiles sont aujourd'hui entaillées par les rivières qui les ont déposées, suite aux effets néfastes des interventions humaines sur le milieu (détournement et rectification des cours d'eau, prélèvement des graviers, ...).

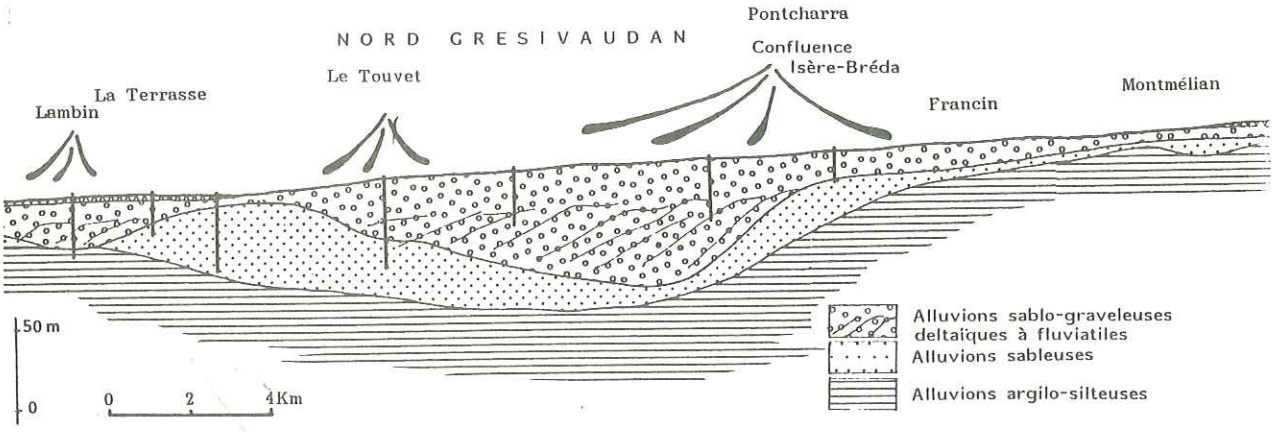


Figure 5 : Alluvions deltaïques à fluviatiles postérieures au glaciaire würmien.

3°/- Intérêt hydrogéologique.

Il est ici considérable. Ces ensembles détritiques grossiers, postérieurs au glaciaire würmien, constituent de vastes réservoirs aquifères exploités.

Les formations deltaïques, bien alimentées par les cônes latéraux et/ou la rivière principale, sont d'autant mieux protégées des contaminations courantes qu'elles sont recouvertes le plus souvent de limons. Ces ressources, en cours d'exploitation, ne sont pas totalement maîtrisées car leur génèse n'a pas encore été clairement perçue par les chercheurs et les gestionnaires de l'eau.

Quant aux alluvions fluviatiles des vallées elles constituent des aquifères facilement exploitables car peu profonds. Bien alimentées par les cours d'eau qui les traversent elles présentent une vulnérabilité certaine qui, associé à leur faible puissance et à une perméabilité plus réduite vers le bas, limitent leur exploitation hydrogéologique.

L'ensemble de ces réserves est menacée par l'encaissement rapide des rivières dans leurs propres alluvions aquifères. Le volume saturé diminue sérieusement par drai-

nage ou déficit d'alimentation (abaissement du niveau piézométrique de plusieurs mètres au cours de la dernière décennie dans le Grésivaudan) (Couturier B. et Fourneaux J.C., 1977).

IV. CONCLUSION.

Les matériaux graveleux représentent, dans l'avant-pays alpin, des masses considérables bien délimitées spatialement mais très modestes devant le volume des sédiments lacustres des grandes vallées (± 5% dans le bassin chambérien par exemple).

Les nombreux dispositifs détritiques grossiers, s'ils présentent bien une perméabilité satisfaisante pour la recherche en eau, ne sont pas tous aquifères. A cela, plusieurs causes :

- l'érosion glaciaire et/ou l'épigénie des cours d'eau ont morcelé les dépôts anciens pour les délaisser au-dessus du niveau général de drainage ;

- le type même du dépôt (paraglaciaire, proglaciaire, ...) peut déterminer un dispositif isolé sur ou contre un versant ;

- la couverture morainique de fond würmienne relativement imperméable ($K \cong 10^{-6}$ m/s) ou des alluvions argileuses limitent ou interdisent toute infiltration.

Les ressources en eau potable exploitable sont principalement situées dans les alluvions fluviatiles tardi-glaciaires à holocènes et surtout dans les grands deltas postérieurs au glaciaire würmien (Reymure pour le Drac, Pontcharra pour le Bréda, Saint Jean de la Porte dans la Combe de Savoie, Chambéry pour la Leysse et l'Hyère, Seyssel-Anglefort pour le Fier et le Rhône, Marignier pour le Giffre, ...). Tous les autres dispositifs alimentent de modestes sources à l'exception de la vallée de l'Arve antéglaciaire würmien qui bénéficie d'une couverture morainique complète à l'aval du système.

La protection des dispositifs graveleux aquifère est bien sûr une nécessité compte-tenu des ressources en eau potable qu'ils renferment. C'est aujourd'hui l'exploitation des granulats sous nappe qui constitue la plus grande menace par les effets qu'elle produit sur les nappes (drainage à l'aval, déficit d'alimentation à l'amont, ...). Aussi les prélèvements d'alluvions fluviatiles et/ou deltaïques grossières postérieures au glaciaire würmien doivent t-ils être règlementés voire interdits au profit des dépôts détritiques inframorainiques paraglaciaires ou würmiens, perchés et drainés, sans intérêt hydrogéologique.

BIBLIOGRAPHIE

BACONNAIS G., DOUDOUX B. et NICOUD G. (1981) - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, série II, p. 1313-1318.

BAUDOIN F. (1984) - Hydrogéologie de l'avant-pays de Chartreuse (Isère). *Thèse 3ème cycle*, Géol. Appl., USTM Grenoble.

COUTURIER B. et FOURNEAUX J.C. (1977) - L'évolution de la nappe de la plaine du Grésivaudan. *Géogr. Alp.*, Grenoble, 65, fasc. 1, p. 25-40.

DUBUS J. (1969) - Le Quaternaire en tant qu'aquifère. Réflexions concernant la contribution de la géomorphologie à la prospection des eaux souterraines. *Revue de géographie alpine*, t. LVIII, vol. 1, p. 465-470.

FOURNEAUX J.C. (1978) - La nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie alpine*, t. 54, p. 25-66.

GIGNOUX M. et MATHIAN J. (1952) - Le Quaternaire rhodanien entre Seyssel et Genève. *Trav. Lab. géol., Univ. Grenoble*, 29, p. 121-162.

MONJUVENT G. (1978) - Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. 1 vol. Institut Dolomieu, USTM Grenoble.

MONJUVENT G. et NICOUD G. (1987) - Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy (France). *Documents du CERLAT*, Mémoire n° 1, p. 213-231.

MORET L. et DEBELMAS J. (1959) - Structure géologique et hydrogéologie du bassin de Vif et de Pont de Claix au Sud de Grenoble. *Trav. Lab. géol., Univ. Grenoble*, t.35.

NICOUD G. (1985) - Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. de l'Ass. Fr. Et. Quat.*, t. 2-3, p. 151-157.

NICOUD G., MONJUVENT G. et MAILLET-GUY G. (1987) - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géol. alp. Grenoble, mém. h.s.*, N° 13, p. 457-468.

NICOUD G., MAILLET-GUY G. et RAMPNOUX J.P. (1987) - Les paramètres hydrogéologiques permettant l'utilisation des alluvions anciennes du bassin chambérien comme sites de décharge contrôlée. *Journées hydrologiques du Comité National de Géographie*, Commission d'Hydrologie continentale. Thonon. Résumé.

PERROUD G. (1982) - Géologie et hydrogéologie des bassins versants du Coisin et du Bas-Gelon (Savoie). *Thèse 3ème cycle*. USTM Grenoble.

SARROT-REYNAULT J. (1971) - Remarques sur l'hydrogéologie des vallées de l'Isère, du Drac et de la Romanche. *Géol. alp.*, t. 47, p. 233-240.

Géologie Alpine, Mém. h.s. n°14, 1988

CONTROLE DE L'HYDROGEOLOGIE DES VALLEES GLACIAIRES PAR LE DETRITISME QUATERNAIRE : EXEMPLE DU BASSIN CHAMBERIEN

Par Geneviève MAILLET-GUY* et Gérard NICOUD**

RESUME : Le bassin chambérien, subdivisé en deux ombilics, résulte d'un comblement lacustre de fond à deltaïque puis fluviatile typique des vallées glaciaires alpines. Ce dispositif géométrique et lithologique contrôle les paramètres hydrogéologiques et hydraulique de l'aquifère.
Il s'ensuit des ressources bien circonscrites aux seules alluvions grossières deltaïques et fluviatiles proches des zones d'apports. Leur alimentation sera principalement fonction du régime des cours d'eau. L'absence de protection superficielle rend ces aquifères vulnérables.
Par ailleurs l'exploitation des eaux souterraines du bassin chambérien est à la limite des possibilités du gisement.

ABSTRACT : Chambéry's basin divided in two umbilics, results from filling up of lake by fluvio-deltaïc deposits. It's typical of glacial alpine valleys. This geometric and lithological system manages the hydrogeological and hydraulic parameters.
It follows limited resources to the only coarse-grained deltaïc and alluvial deposits near zones of broughts. Their alimentation will be principally function of the rate of flow of the rivers. These aquifers are vulnerable without clay top.
Moreover, the exploitation of ground water of chamberien basin is at the limit of layer's possibilities.

Le bassin chambérien constitue la terminaison méridionale de la vallée du Bourget. Le surcreusement glaciaire würmien a fait place à un vaste lac aujourd'hui partiellement comblé de dépôts fins (G. MONJUVENT et G. NICOUD, 1987 ; G. NICOUD, G. MONJUVENT et G. MAILLET-GUY, 1987). Les apports sont fournis par les torrents amont (Leysse, Hyère, ...) et latéraux (Albanne, Nant Petchi, Nant Bruyant, ...). Les alluvions présentent un grano-classement vertical et horizontal, les éléments grossiers se déposant à proximité des zones d'apports.

Cette disposition particulière des matériaux graveleux perméables va entièrement conditionner l'hydrogéologie de ce bassin.

I. L'ALLUVIONNEMENT POSTERIEUR AU GLACIAIRE WURMIEN.

Les glaciers ont subdivisé le bassin chambérien en deux ombilics :

- un petit ombilic oriental, en position de cluse entre Bauges et Chartreuse et bloqué par le verrou calcaire de Chambéry ;
- un vaste ombilic septentrional, orienté N-S, creusé dans les molasses et s'étendant jusqu'au verrou de Chatillon au N du lac du Bourget.

---

* Laboratoire de Géologie appliquée - Université de Franche Comté, Place Leclerc, 25030 Besançon.
**Département des Sciences de la Terre - UA 69 et GRECO 35 Hydrogéologie - Université de Savoie - B.P. 1104 - 73011 CHAMBERY-Cedex.

1°/- Les sédiments lacustres fins.

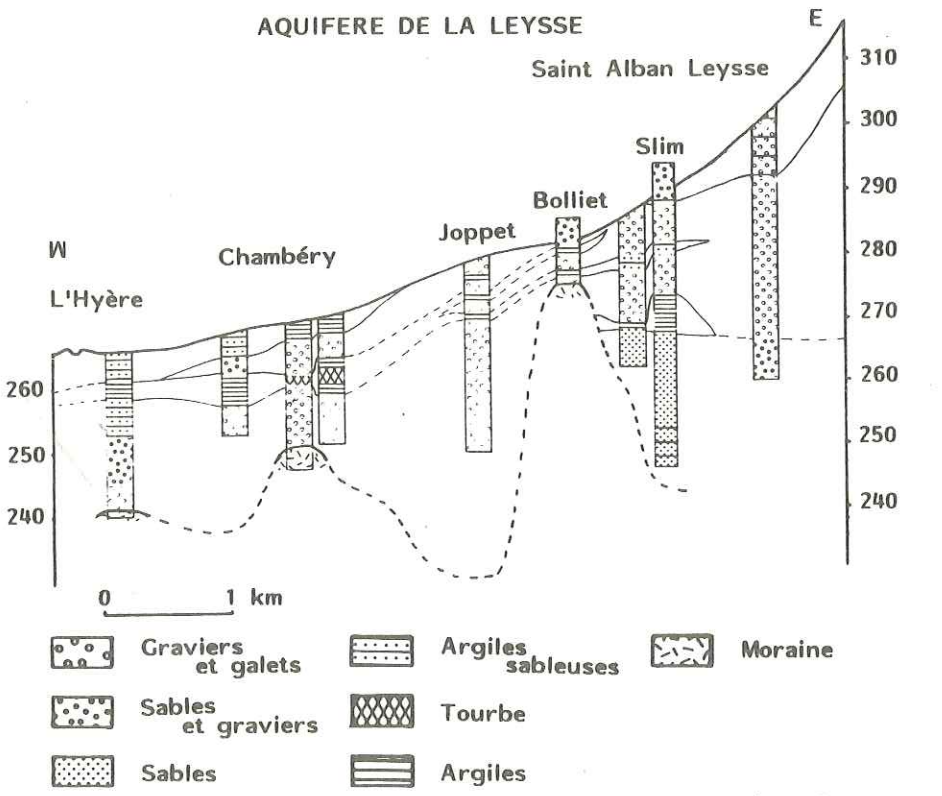
Ils présentent une succession de faciès passant des argiles litées à la base à des silts puis à des sables fins et des éléments grossiers deltaïques au sommet. Les matériaux fins prédominent dans la vallée du Bourget et particulièrement dans l'ombilic septentrional. Des sables fins épais sont aussi rencontrés à l'Est de Chambéry, vers 275m (figure 1). Ils témoignent de l'extension du lac post-glaciaire du Bourget.

2°/- Les sédiments fluviatiles et deltaïques.

Ces sédiments grossiers ravinent, recouvrent ou s'intriquent dans les dépôts lacustres fins. Ce sont principalement les dépôts de la Leysse, issue des Bauges, et de l'Hyère, issue de la vallée de Couz à l'avant de la Chartreuse, qui assurent la plupart de l'alluvionnement grossier.

2.1 : Les alluvions de la Leysse (figure 1)

Figure 1 COUPE LONGITUDINALE : SAINT ALBAN LEYSSE - CHAMBERY

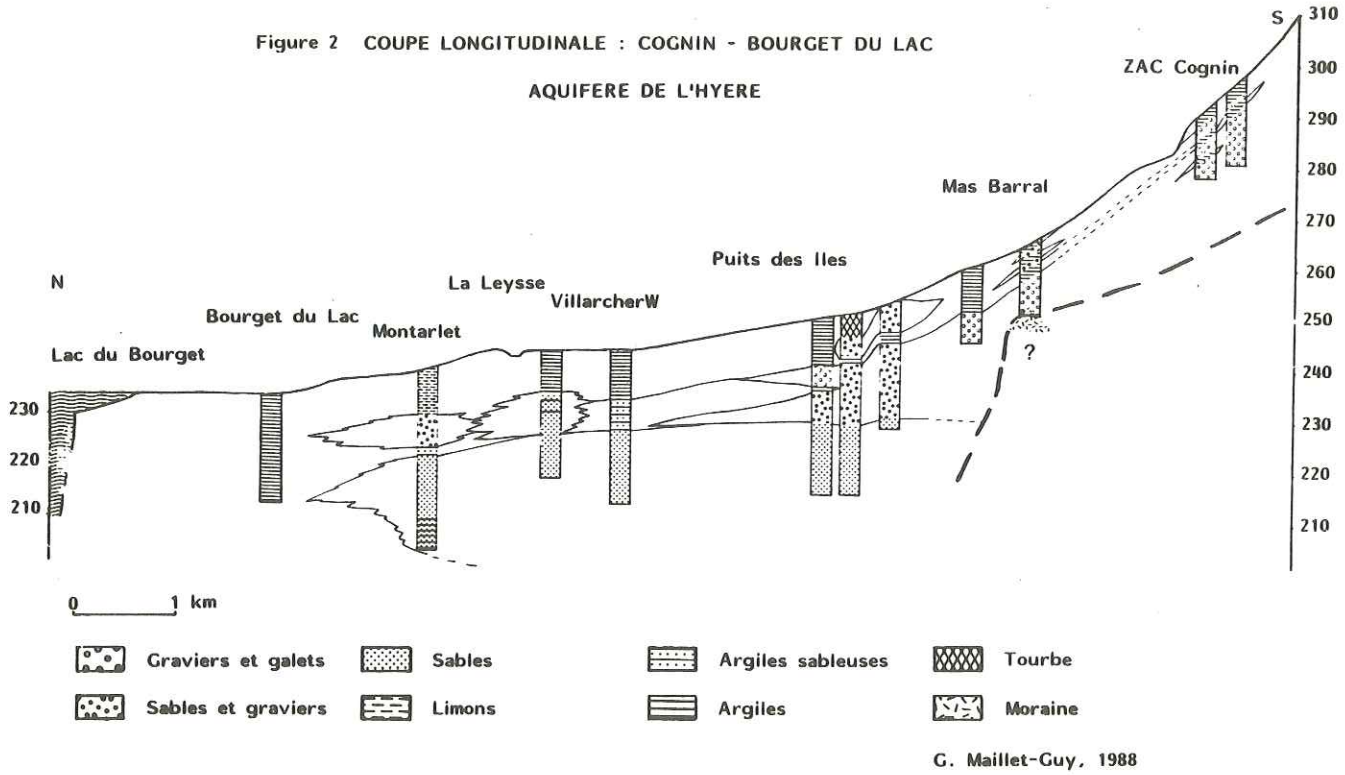


Ils comblent l'ombilic oriental du bassin chambérien. L'épaisseur maximale des dépôts deltaïques à fluviatiles est mal connue. Le relief de la moraine sous-jacente apparaît ici très irrégulier, avec des seuils morainiques sous moins de 10m de couverture (Bolliet, ...) et des dépressions de plus de 50m (Saint-Alban-Leysse, Joppet, ...) remplies de graviers. Les alluvions grossières, subdivisées localement par des niveaux silteux, font progressivement place à des sables, des silts et des limons à l'aval (Musée, Verney, ...).

2.2 : Les alluvions de l'Hyère (figure 2).

Figure 2 COUPE LONGITUDINALE : COGNIN - BOURGET DU LAC

AQUIFERE DE L'HYERE



G. Maillet-Guy, 1988

Elles contribuent au remplissage de la partie méridionale de l'ombilic du Bourget. Leur épaisseur maximale est méconnue, aucun sondage n'ayant atteint le substratum molassique. Les dépôts grossiers ont une extension réduite et se situent à l'amont de la vallée (Cognin, Bissy, ...). Très rapidement, ces alluvions grossières sont relayées par des sables et des silts argileux (Villarcher, ...). Elles sont recouvertes par des limons et des tourbes dont la base est datée du Dryas récent au N de Villarcher.

Sur la bordure ouest de la vallée, des éléments grossiers déposés par les torrents latéraux (deltas du Nant Bruyant, de Montarlet, ...) viennent localement s'intercaler dans les sédiments lacustres fins.

La terminaison des alluvions perméables se situe à l'Ouest de la vallée, à 2,5 km au Sud du lac et à moins de 1 km à l'Est où le contour est plus flou. La jonction des alluvions de la Leysse et de l'Hyère s'effectue au NW de Chambéry, dans une zone étroite délimitée par des versants de Quaternaire anté-glaciaire würmien le bassin de la Leysse se déversant dans celui de l'Hyère.

II. IMPLICATIONS HYDROGEOLOGIQUES.

Les alluvions sont aquifères. Les paramètres hydrauliques des horizons grossiers aquifères dérivent du schéma d'alluvionnement général des ombilics.

1°/- Les zones de nappe libre et/ou nappe captive (figure 3).

L'état de saturation de l'aquifère et l'existence ou non d'un manteau limono-silteux sus-jacent vont imposer l'état hydraulique.

Globalement on distingue des zones de nappe libre à l'amont des bassins où les battements de nappe sont forts (entre 3 et 4m) et des zones de captivité à l'aval, où les battements n'excèdent pas 1 m.

Le passage d'une zone à l'autre se fait par des tronçons intermédiaires soumis aux régimes libre en période de basses eaux et captif en hautes eaux. Localement la présence d'une lentille argileuse peut rendre l'aquifère sous-jacent captif.

2°/- Les écoulements.

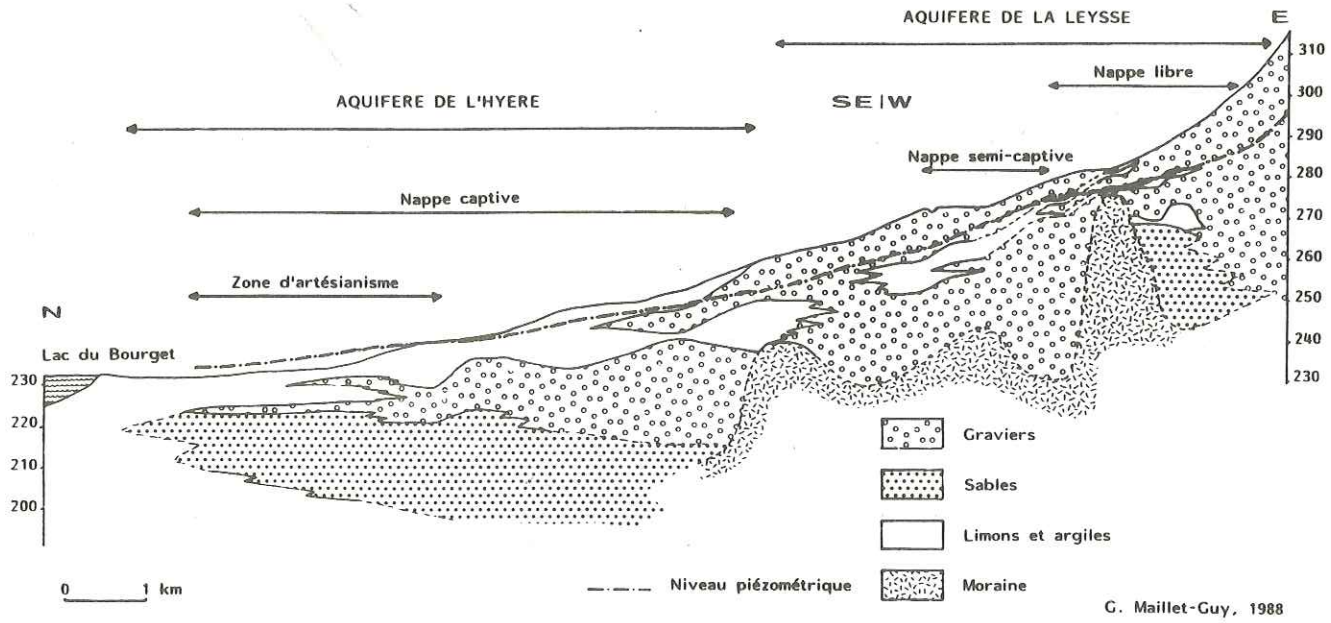
Ils sont facilités au niveau des sillons graveleux alors que les zones moins perméables et les zones de hauts fonds morainiques seront soulignées par une avancée des courbes piézométriques. L'écoulement superficiel n'est pas superposé à l'écoulement souterrain : l'axe de drainage du bassin de la Leysse est déporté vers le Nord alors que la Leysse s'écoule au Sud ; les eaux souterraines du bassin de l'Hyère s'écoulent le long de la bordure est de la vallée et la rivière à l'Ouest.

3°/- Le gradient hydraulique.

D'une valeur moyenne de 0,5% à l'Est de Chambéry, le gradient passe à 1% au niveau du verrou calcaire de Chambéry et souligne le passage en "cascade" de la nappe de la Leysse à la nappe de l'Hyère où le gradient s'établit autour de 0,3%.

Dans le détail ces gradients moyens sont affectés par les hauts fonds et les seuils morainiques.

Figure 3 COUPE LONGITUDINALE: SAINT ALBAN LEYSSE - CHAMBERY - VIVIERS DU LAC



4°/- L'exploitation des nappes.

Sur l'ensemble des forages testés les meilleures perméabilités atteignent 7 à 8.10^{-3} m/s pour l'aquifère de la Leysse et de 3 à 4.10^{-3} m/s pour celui de l'Hyère. Aussi, les prélèvements en nappe sont situés dans les zones à transmissivité élevée, au niveau des cônes d'alluvions grossières. La protection des ressources n'y est pas naturellement assurée.

Plus à l'aval l'écran argilo-silteux protège des pollutions verticales mais les transmissivités sont moindres (diminution de la perméabilité et de la puissance du réservoir graveleux). L'extraction de forts débits (plusieurs 100m³/h) fait appel à des techniques plus élaborées : champ captant, puits à drains rayonnants.

Cette eau souterraine est d'abord destinée à l'alimentation en eau potable de l'agglomération chambérienne (S.I.A.C.). L'eau est naturellement potable et le traitement au chlore reste exceptionnel (environ 15 j/an). La production est assurée par trois puits, deux situés dans l'aquifère de la Leysse à l'amont du verrou de Chambéry (Joppet, Pasteur), le troisième dans les alluvions sablo-graveleuses de l'Hyère (Puits des Iles). De ces trois ouvrages, 10 millions de m³ sont extraits chaque année.

D'autres ouvrages, nombreux, fournissent l'eau industrielle, agricole et géothermique basse énergie. Enfin la mise hors d'eau d'ouvrages enterrés (sous-sol et caves d'immeubles, égoûts de la vieille ville, parkings souterrains, entrée est du tunnel des Monts, ...) nécessite l'implantation d'ouvrages drainants écrêtant la nappe de la Leysse.

L'exploitation des eaux souterraines contenues dans les réservoirs graveleux fluviatiles et deltaïques atteint aujourd'hui ses limites.

III. CONCLUSIONS

Les dépôts grossiers fluviatiles et deltaïques de la Leysse et de l'Hyère constituent au sein d'une sédimentation fine lacustre dominante de remarquables aquifères largement exploités par l'agglomération chambérienne.

Les mécanismes hydrogéologiques sont ici étroitement contrôlés par la structure des dépôts et leur relation avec l'encaissant façonné par les glaciers alpins.

Ce type d'alluvionnement conditionne :

- **la localisation des ressources en eau**. Les eaux sont principalement emmagasinées au niveau des dispositifs deltaïques et fluviatiles.
- **l'alimentation des nappes** assurée par les infiltrations partielles des cours d'eau et des précipitations.
- **les relations géométriques** de l'eau et de son aquifère (nappe libre ou captive).
- **la protection naturelle** des eaux souterraines.

Le bassin chambérien est un bon exemple de nappes des vallées de montagne où l'hétérogénéïté spatiale des alluvions et de leur encaissant commande l'hydrogéologie.

La modélisation **globale** de ces nappes est rendue difficile par les zones de fort gradient hydraulique, par les infiltrations des cours d'eau perchés et par les variations lithologiques rapides.

BIBLIOGRAPHIE.

HANNSS C. (1982) - La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que la plaine alluviale de la Leysse dans le Val du Bourget. *Rev. géogr. Alp.* Grenoble 72, 2-3-4, p. 439-456.

LETOURNEUR J. et MICHEL R. (1971) - Géologie du Génie Civil. *Collection U.* Armand-Colin Edit., 728 p.

MAILLET-GUY G. et NICOUD G. (1986) - Les ressources en eau du complexe alluvionnaire de Chambéry : gisement et exploitation. *11ème R.S.T.* Clermont-Ferrand.

MONJUVENT G. et NICOUD G. (1987) - Les paléolacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy (France). *Documents du CERLAT*, Mémoire n° 1, p. 213-231.

NICOUD G. (1986) - Les eaux souterraines de la vallée de Chambéry : un produit du complexe alluvionnaire. *Ann. Sc. Univ. Franche Comté*, Géologie, 4ème série, fasc. 7, p. 97 à 103.

NICOUD G., MONJUVENT G. et MAILLET-GUY G. (1987) - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine*, Grenoble, n° 13, p. 457-468.

INDEX ALPHABETIQUE DES AUTEURS

AMBERT, 227
APRAHAMIAN, 281
BARFETY, 281
BASSO, 3
BEAUDOIN, 79
BONHOMME, 265
CLAUZON, 215
CORTESOGNO, 9, 179
DALLAGIOVANNA, 9
DEBELMAS, 143
DELAMETTE, 103
DELFAUD, 29
DESMAISON, 79
DI GIULIO, 179
DUBAR, 235
DURAND, 69
FABRE, 265
FARJANEL, 281
GALBIATI, 179
GIOT, 281
GONZALES, 281
GUIEU, 87
GUILHAUMOU, 273
GUIOMAR, 3
JORDA, 241, 251
KERCKHOVE, 129, 143, 155
KINDLER, 163
LAMI, 265
MAILLET-GUY, 291, 299
MAROCCO, 29
MEDUS, 123
MERCIER, 197
MERMET, 55
MOSSER , 265
NGUYEN, 261
NICOUD, 291, 295
PAIRIS, 111, 123, 129, 155, 265
PERRIAUX, 55, 261
REDONDO, 87
ROYANT, 169
SCHADE, 265
THOME, 111
TOURAY, 273
TOUTIN-MORIN, 29, 49, 55
USELLE, 261
VANOSSI, 9
VANUCCI, 179

GEOLOGIE ALPINE

COMITE DE LECTURE

Rédacteur en Chef : J. DEBELMAS

Rédacteurs adjoints: H. ARNAUD et M. GIDON

Conseillers éditoriaux: J. AUBOUIN, B. BEAUDOIN, Ch. CARON, P. COTILLON, J. DESMONS, A. ESCHER, P.Ch. GRACIANSKY, J.P. GRATIER, Cl. KERCKHOVE, M. LEMOINE, G. MASCLE, J.L. PAIRIS, A. PECHER, J. PERRIAUX, M. PIBOULE, R. POLINO, M. TARDY, J.P. THIEULOY, P. TRICART, R. TRUMPY, J. Von RAUMER.

Parcours d'un manuscrit avant publication

Les manuscrits, fournis en trois exemplaires, sont dès leur arrivée examinés par le rédacteur en chef et ses adjoints. Rédigés en français ou en anglais ils doivent être complets, avec leurs figures définitives, leur bibliographie et un sommaire bilingue.

Si le texte proposé répond à ces conditions et rentre dans le cadre de la publication, il est immédiatement envoyé à deux conseillers éditoriaux. Ceux-ci se chargent de la lecture ou choisissent eux-mêmes un autre rapporteur, mais de toute façon, doivent retourner au rédacteur en chef, dans le délai approximatif d'un mois, le manuscrit annoté et accompagné d'un avis général de quelques lignes.

Le manuscrit est alors retourné à l'auteur pour les corrections éventuelles suggérées par les rapporteurs (dont l'anonymat sera respecté) ou par les rédacteurs de la revue.

Sauf demande expresse de ces derniers de revoir le manuscrit repris selon les indications des rapporteurs, l'auteur se charge ensuite de la frappe définitive qui devra respecter certaines normes pour assurer au volume final l'homogénéïté de présentation souhaitable.

Les manuscrits définitifs sont rassemblés et paginés à Grenoble, puis tirés en photocopie ou offset.

Le calendrier du parcours est, en principe, le suivant:

- dépôt des manuscrits avant le 15 mai
- dépôts des manuscrits définitifs, corrigés et tapés, 30 septembre
- sortie du volume annuel en fin d'année

Les numéros spéciaux éventuels feront l'objet d'un calendrier particulier.