

Stratigraphie isotopique (carbone et oxygène) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du bassin de Digne-Valensole) : paléoenvironnements et séquences de dépôt

Anne Bialkowski

▶ **To cite this version:**

Anne Bialkowski. Stratigraphie isotopique (carbone et oxygène) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du bassin de Digne-Valensole) : paléoenvironnements et séquences de dépôt. Stratigraphie. Ecole des Mines de Paris, 2002. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00819770⟩

HAL Id: tel-00819770

https://theses.hal.science/tel-00819770v1

Submitted on 2 May 2013

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.



HAL Authorization

ECOLE DES MINES
DE PARIS

Collège doctoral

N° attribué par la Bibliothèque

THÈSE

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"
Ecole Doctorale "Géosciences et Ressources Naturelles"

présentée et soutenue publiquement par

Anne BIALKOWSKI

le 13 décembre 2002

Stratigraphie isotopique (carbone et oxygène) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du bassin de Digne-Valensole) Paléoenvironnements et séquences de dépôt

Directeurs de thèse : Isabelle COJAN et Maurice RENARD

Jury

Bernard	BEAUDOIN	Examinateur
Isabelle	COJAN	Examinateur
Christian	RAVENNE	Rapporteur
Maurice	RENARD	Examinateur
Jean-Pierre	SUC	Rapporteur
Alain	TROUILLER	Examinateur

- Avant-propos -

Avant de présenter les résultats de cette étude, je tiens à remercier sincèrement tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont accompagnée et ont contribué à l'aboutissement de ce projet.

Au cours de ces trois années passées à l'Ecole des Mines de Paris j'ai eu plaisir à découvrir le monde de la recherche au sein du Laboratoire CGES-Sédimentologie ainsi que parmi les membres du laboratoire de Géochimie isotopique et de Stratigraphie des Bassins sédimentaires de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris). Cette thèse a bénéficié du soutien financier de l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs, dans le cadre du partenariat scientifique avec l'ENSMP.

Je remercie Isabelle COJAN, directrice du laboratoire de Sédimentologie de l'ENSMP et directrice de cette thèse, pour son accueil et les moyens mis à ma disposition pour assurer le bon déroulement de la thèse. Je lui suis particulièrement reconnaissante de la confiance qu'elle a su m'accorder alors que le milieu de sédimentation continental représentait pour moi un terrain inconnu. Je tiens ici à lui exprimer ma sincère gratitude pour tous les moments passés, pour son acharnement dans nos réflexions et en particulier pour son soutien au cours des derniers mois intenses de la rédaction.

Je tiens également à remercier Maurice RENARD, co-directeur, d'avoir accepté de me recevoir en tant que membre dans son Laboratoire de l'UPMC, et m'avoir permis l'accès aux laboratoires d'analyses. J'ai apprécié ses remarques constructives.

J'adresse mes remerciements à Bernard BEAUDOIN, responsable de la formation doctorale « Dynamique et Ressources des Bassins sédimentaires » du laboratoire de Sédimentologie, pour son esprit critique et son encadrement sur le terrain au cours du stage de DEA dans le bassin du Sud-Est.

Je souhaite également adresser ma sincère gratitude et mon plus grand respect à Jean-Jacques CHÂTEAUNEUF pour sa gentillesse, sa patience ainsi que l'ardeur dont il a fait preuve dans l'étude des palynofaciès. Sans son aide précieuse, ce volet de l'étude n'aurait pas abouti.

Je remercie chaleureusement Christian RAVENNE d'avoir accepté de rapporter ce travail et de sa motivation à me faire cogiter sur mon projet professionnel.

Je remercie vivement Jean-Pierre SUC d'avoir accepté d'être rapporteur de ce travail ainsi que de l'intérêt qu'il a manifesté envers cette étude au cours de l'excursion du Congrès Strati 2002, pendant laquelle j'ai pu apprécier nos vives discussions.

Je remercie particulièrement Alain TROUILLER, Chef du service géologique de l'ANDRA, de son intérêt marqué pour ce travail ainsi que d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

Mes remerciements vont aussi à Jacques BRUHLET de l'ANDRA pour sa motivation et le soutien industriel apporté.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance à Thure CERLING. Présent au congrès de l'Andra à Reims, il a accepté de différer son départ de France pour se joindre au jury. Je suis ravie de pouvoir rencontrer celui dont le travail m'a éclairé au cours de la thèse.

Je remercie sincèrement l'équipe caennaise, Renaud COUËFFÉ, Patrick GIGOT et Bernadette TESSIER pour nos sorties sur le terrain, nos discussions constructives et critiques. Je remercie particulièrement Patrick GIGOT pour son excellente mémoire et les notes de ses carnets de terrain qu'il a accepté de partager.

Je tiens à exprimer toute ma sympathie à François BAUDIN pour nos nombreuses discussions sur la matière organique et pour sa disponibilité. Je remercie aussi Edwige MASURE pour sa gentillesse et son soutien dans la compréhension des analyses palynologiques peu évidentes. Je remercie Stéphane DENNEBOUY d'avoir accepté de prendre en charge l'analyse du strontium.

Mes sincères remerciements vont également au petit Breton au bonnet rouge, Michel PINAULT, pour son aide sur le terrain et les longues journées passées (je cite) « à gratter des petits trucs carbonatés », sans oublier le volet gastronomique. J'exprime tout ma reconnaissance à Nathalie LABOURDETTE du Laboratoire de Géochimie isotopique de l'UPMC pour sa sympathie et ses compétences dans l'apprentissage de la technique d'extraction isotopique ainsi que Murielle HATTON de l'Université d'Orléans pour sa gentillesse, son dynamisme et la réalisation de lames palynologiques . Je remercie également Jean BACHELET pour les lames minces réalisées, Michel DELACHASSE de la bibliothèque pour m'avoir grandement facilité l'accès aux documents bibliographiques. J'adresse toute ma sympathie à Sylvie BOJ et Dominique VASSILIADIS pour leur grande disponibilité, leur efficacité et leur gentillesse quotidienne.

Je remercie tous les membres du Laboratoire qui ont contribué à ce travail chacun à leur manière. J'adresse tout particulièrement ma reconnaissance à l'équipe technique dessin/photos sollicitée ces dernières semaines : Hugues BAUER, Monique BERGER, Léna DAUPHIN, Philippe LECAER et Simon LOPEZ, pour les macros, les améliorations techniques, le souci du détail et les nombreuses discussions.

Je tiens à exprimer toute ma sympathie aux doctorants et docteurs de l'Ecole des Mines de Paris et de l'UPMC pour l'ambiance de travail, leur bonne humeur et leurs services. J'adresse en particulier un clin d'œil à Johann (dit le Schnydre), Mimi, David (et son organisation), Julien (et son fameux gâteau), ainsi que tous les autres thésards, lillois et orléanais que j'ai eu la chance de côtoyer. Je souhaite exprimer ma profonde reconnaissance envers mes anciens professeurs dont le partage des connaissances et la passion de la géologie m'ont aidé à accomplir mes projets.

J'adresse une pensée affectueuse envers les amies, les amis et l'ami, pour leur soutien moral, le réconfort, nos discussions et nos moments inoubliables passés ensemble, tous ceux-là se reconnaîtront.

Enfin, j'adresse une pensée particulière à ma famille, mes parents et Elodie pour leur soutien et leur confiance et notamment depuis le jour où j'ai décidé « d'être géologue », merci d'avoir toujours cru en moi et de m'avoir soutenue.

Honneur au géologue!
Tout petit vautré dans le gravier
il balbutie heureux areu areu.
Puis son vocabulaire s'enrichit
et chacun de ses mots s'envole vers la pierre
oh si léger!
Grauwacke, gronpholite, granit, gradin de faille.
Oui, avec le caillou le géologue converse.
Penché sur lui et paternel
il demande son nom, son âge
d'où viens-tu, comment vas-tu?
Puis cet homme très doux lui assène un grand coup
et l'éclat qu'il a fait l'appelle échantillon
l'identifie, l'étiquette, le classe.
Le géologue est un homme ordonné
chez lui sa chambre est toujours bien rangée.
Honneur au géologue!
Et honneur à la Terre
toujours en travail
modelant-modelée, transformant-transformée.
Et nous dessus, toujours émerveillés
comme une puce sur un rocher.
Honneur à la géologie!

Théâtre Dire d'Etoile
« Géologie »
Divertissement scientifique
Comédien et textes : Alain Nempout
Musicien : William Schotte

οιδα ουκ οιδα
Απολογια σωκρατοισ

Table des matières

INTRODUCTION 7

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE 9

A- LE BASSIN OLIGO-MIOCENE DE DIGNE 9

1. Cadre structural 9

2. Les diverses formations sédimentaires 13

2. 1. La Molasse Rouge 13

2. 2. La Molasse Grise 14

2. 3. La Molasse Marine 14

2. 4. La Molasse Jaune 15

3. Cadre biostratigraphique 15

3. 1. Réflexion sur la calage des zones de micromammifères 16

3. 2. La stratigraphie de la Molasse Rouge 16

3. 3. La stratigraphie de la Molasse Grise et de la Molasse Marine 19

3. 3. a- la Molasse Grise 19

3. 3. b- La transition Molasse Grise-Molasse Marine 19

3. 3. c- La Molasse Marine inférieure 21

3. 3. d- La Molasse Marine supérieure 21

3. 4. La Molasse Jaune 21

3. 4. a- Le gisement de Cérithes 21

3. 4. b- Les gisements de rongeurs 22

4. Cadre paléogéographique régional 22

4. 1. Reconstitution paléogéographique à l'Oligocène 22

4. 2. Reconstitution paléogéographique à l'Aquitanien 23

4. 3. Reconstitution paléogéographique au Burdigalien 23

4. 4. Reconstitution paléogéographique du Langhien au Serravallien 24

5. Cadre paléoclimatique de l'Oligocène terminal au Miocène moyen 26

B- SYNTHÈSE 27

II- LES ISOTOPES STABLES EN MILIEU CONTINENTAL 29

A- GÉNÉRALITÉS 29

1. Principes 29

2. Le carbone 30

3. L'oxygène 30

4. La spectrométrie de masse 30

5. Le fractionnement isotopique 31

6. Les différents réservoirs de carbone et d'oxygène 31

6. 1. Le cycle du carbone 31

6. 2. Le cycle de l'oxygène 34

B- ENREGISTREMENT EN DOMAINE CONTINENTAL 34

1. Généralités 34

2. Les sols carbonatés-modèle de diffusion du CO2 36

3. Les isotopes de l'oxygène 39

3. 1. Effets de température et de saisonnalité 39

3. 2. Effet de continentalité 39

3. 3. Effet d'altitude 39
4. Les isotopes du carbone *41*
4. 1. Rôle de la végétation 41
4. 1. a- Les plantes en C3 42
4. 1. b- Les plantes en C4 42
4. 1. c- Les plantes CAM 44
4. 2. Autres facteurs 45
4. 2. a- Influence de l'altitude 45
4. 2. b- La température 45
4. 2. c- La porosité du sol 45
4. 2. d- La pression de CO_2 45
5. Conclusions *47*
C- QUELQUES EXEMPLES ILLUSTRANT LES APPORTS DES ÉTUDES ISOTOPIQUES 47
1. Paléoécologie *47*
2. Paléoclimatologique *49*
3. Reconstitution de la paléoatmosphère (pCO_2) *50*
4. Paléoaltitude *50*
5. Stratigraphie *52*
D- CONCLUSION 54

III- LES SERIES ETUDIEES 56

1. Présentation du secteur d'étude *56*
2. Environnements de dépôt *57*
2. 1. Les cônes alluviaux 58
2. 2. Le système fluviatile 58
2. 2. a- La ceinture de chenaux 58
2. 2. b- La plaine d'inondation 59
2. 3. Le domaine lacustre 60
2. 4. Le domaine marin 61
2. 4. a- La plaine côtière 61
2. 4. b- L'environnement de plage 61
2. 4. c- Le domaine de plate-forme interne 61
3. Matériel étudié *62*
3. 1. Les nodules pédogéniques 62
3. 1. a- Paléosols développés sur les limons de la plaine d'inondation 62
3. 1. b- Paléosols et environnement palustre 64
3. 1. c- Protocole analytique 64
3. 2. Etude palynologique 65
3. 2. a- Mise en Oeuvre 65
3. 2. b- Difficultés rencontrées 65

IV- METHODE CHIMIOSTRATIGRAPHIQUE : DEVELOPPEMENT 68

A- ETABLISSEMENT DE LA COURBE MARINE DE RÉFÉRENCE 68
1. Sites retenus *68*
2. Calage sur l'échelle géochronologique *69*
3. Découpage en intervalles isotopiques remarquables *70*
3. 1. L'Oligocène 70

3. 2. Le Miocène 72
B- VALIDATION DE LA CHIMIOSTRATIGRAPHIE 72
1. L'Oligocène inférieur : coupe du Revest *72*
1. 1. Biostratigraphie 72
1. 2. L'enregistrement isotopique $\delta^{13}C$ 75
1. 3. Influence paléoenvironnementale 79
2. L'Oligocène supérieur : la coupe de Sigonce *79*
2. 1. Biostratigraphie 79
2. 2. Enregistrement isotopique $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ 80
2. 3. Influence paléoenvironnementale 83
3. Le Miocène : la coupe de Beynes-Châteauredon *83*
3. 1. Biostratigraphie 83
3. 1. a- Le gisement de Fond d'Eygout 83
3. 1. b- Le gisement de Châteauredon 1 Lalaï 84
3. 1. c- Le gisement de la ferme de Bauregard 85
3. 1. d- Le gisement de Châteauredon 2 Aguilar 85
3. 2. Résultats isotopiques 85
3. 3. Apports stratigraphiques de la palynologie 88
3. 4. Le strontium sur les coquilles d'huîtres 91
3. 5. Influence paléoenvironnementale 93
3. 5. a- Apports de la palynologie 93
3. 5. b- Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ 95
4. Conclusion *97*
4. 1. L'outil chimiostratigraphique 97
4. 2. L'outil paléoenvironnemental 97
C- RÉSULTATS SUR L'ENSEMBLE DE LA ZONE D'ÉTUDE 101
1. Le secteur Ouest : la coupe de Sigonce *101*
1. 1. Biostratigraphie des dépôts miocènes 101
1. 2. Analyse du signal isotopique $\delta^{13}C$ 101
1. 3. Apports des paléoenvironnements 101
2. Le secteur Nord :les coupes du Ravin du Rousset et du Ravin de Maurel *103*
2. 1. La coupe du Ravin du Rousset 103
2. 1. a- Données biostratigraphiques 103
2. 1. b- Résultats isotopiques 103
2. 1. c- Couplage $\delta\ ^{13}C/\delta\ ^{18}O$ 106
2. 2. Le Ravin de Maurel 106
2. 2. a- Biostratigraphie 106
2. 2. b- Les données isotopiques 106
2. 2. c- Couplage $\delta\ ^{13}C/\delta\ ^{18}O$ 110
3. Le secteur Sud : le synclinal de Majastres *110*
3. 1. Biostratigraphie 110
3. 1. a- Le gisement de Majastres, site 716 110
3. 1. b- Le gisement de Majastres, site 1113 110
3. 1. c- Le gisement de gastéropodes 111
3. 2. Analyse du signal isotopique de la coupe du Saule Mort 111
3. 3. Analyse du signal isotopique sur la coupe de Majastres-Village 113

3. 4. Analyse des variations isotopiques au Ravin des Cougnets....115
3. 5. Synthèse paléoenvironnementale du secteur de Majastres....117
4. Le secteur sud : la coupe de Pont d'Aiguines....121
4. 1. Biostratigraphie....121
4. 2. Interprétation du signal isotopique $\delta^{13}C$....121
4. 3. Le signal $\delta^{13}C/\delta^{18}O$....122
D- CONCLUSIONS....124

V- APPORTS DES ISOTOPES A L'ANALYSE DES SERIES CONTINENTALES....127

A- DISCUSSION SUR LES BIOZONES MAMMALOGIQUES....127
1. Le gisement de micromammifères de Pavoux (Sigonce)....127
2. Les gisements de la coupe de Beynes-Châteauredon....127
3. Le gisement de micromammifère du Ravin des Cougnets....128
4. Conclusions....128
B- PALÉOENVIRONNEMENTS....130
1. Impact des facteurs environnementaux....130
1. 1. La pression de CO_2 atmosphérique....130
1. 2. L'altitude....130
1. 3. La pression de CO_2 du sol....132
1. 3. a- Influence de la végétation....132
1. 3. b- Influence des taux de respiration du sol, porosité....132
1. 4. Conclusion....133
2. Restitution paléogéographique....135
C- CONTEXTE DE BASSIN D'AVANT-PAYS....136
1. Découpage en séquences de dépôt....136
1. 1. Découpage séquentiel....138
1. 1. a- Première séquence de dépôt....138
1. 1. b- Seconde séquence de dépôt....138
1. 1. c- Troisième séquence de dépôt....140
1. 1. d- Quatrième séquence de dépôt....140
1. 1. e- Cinquième et sixième séquences de dépôt....141
1. 2. Comparaison avec la charte eustatique....143
1. 2. a- Séquence S1....143
1. 2. b- Séquence S2....143
1. 2. c- Séquence S3....143
1. 2. d- Séquence S4....144
1. 2. e- Séquence S5....144
1. 3. Conclusion....144
2. Architecture des séries sédimentaires....144
D- CONCLUSION....148
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES....150
ANNEXES
Echelles de référence mammalogique
Coupes lithologiques
Protocole d'extraction de la matière organique
Données isotopiques

INTRODUCTION

A la différence du milieu marin qui présente l'avantage de posséder une diversité importante de fossiles permettant une biostratigraphie détaillée, le milieu continental, du fait de l'érosion, des conditions oxydantes et des milieux de sédimentation n'est pas favorable à la préservation des fossiles.

Ainsi, dans le bassin du Sud-Est et plus particulièrement dans le bassin de Digne-Valensole, les dépôts continentaux des séries tertiaires sont identifiés sous le terme de Molasse Rouge et sont souvent peu ou mal contraints biostratigraphiquement. Les seuls éléments stratigraphiques disponibles sont les coquilles de gastéropodes et les dents de micromammifères, qui déterminent des fenêtres de temps d'une durée moyenne de l'ordre de quelques Ma selon les assemblages faunistiques.

L'étude de ces séries déposées dans un bassin d'avant-pays est rendue d'autant plus difficile que les variations latérales de faciès sont fréquentes et rapides. Jusqu'ici, les reconstitutions proposées, bien détaillées à l'échelle locale, ne permettent pas d'avoir une vision de l'architecture de ces dépôts sur l'ensemble du bassin.

Les dépôts continentaux de la Molasse Rouge du bassin de Digne présentent l'avantage de comporter de nombreux paléosols carbonatés. En effet, de l'Oligocène au Miocène moyen, il régnait dans cette région des conditions climatiques semi-arides à tropicales, propices à la formation de sols associés à l'accumulation de carbonates.

Cette étude a pour objectif d'aborder ces séries continentales à partir de l'enregistrement géochimique des isotopes stables du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) préservé dans les paléosols. Une première tentative a utilisé les paléosols carbonatés de la coupe de Beynes-Châteauredon (Lopez *et al.*, 2000). Nous proposons d'élargir la compréhension du signal $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ à l'échelle régionale sur l'ensemble du bassin, au moyen de coupes lithologiques réparties sur une période de temps allant de l'Oligocène inférieur jusqu'au Miocène moyen (Langhien-Serravallien).

Les études sur les séries actuelles ont montré le potentiel de telles analyses pour les reconstitutions paléoécologiques et paléogéographiques et paraissent très prometteuses pour leur transposition dans les séries anciennes comme celles du bassin de Digne-Valensole, caractérisées par de fortes variations latérales de faciès et un contexte tectonique de type bassin d'avant-pays.

Une étude palynologique a ainsi été associée à l'analyse géochimique afin d'apporter des éléments de réponse complémentaires tant sur le plan stratigraphique que paléoécologique.

La démarche suivie a consisté dans un premier temps au lever de coupes lithologiques bien calées biostratigraphiquement dans l'Oligocène et le Miocène, afin de valider l'approche chimiostratigraphique puis, l'étude s'est élargie à un ensemble de coupes bien réparties sur l'ensemble du bassin de Digne-Valensole ainsi qu'au Nord du bassin de Manosque-Forcalquier pour les coupes les plus occidentales.

L'échantillonnage des nodules pédogéniques carbonatés s'est effectué dans tous les horizons rencontrés associés à des environnements de dépôts très diversifiés (plaines alluviale, d'inondation, côtière, environnement palustre). En parallèle, un échantillonnage systématique des niveaux réduits a été réalisé pour l'étude palynologique des kystes de dinoflagellés et des spores et grains de pollens.

Dans un premier temps, nous nous sommes attachés au développement du traitement du signal isotopique $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ en tant qu'outil de corrélation à haute résolution en milieu continental, afin d'établir le cadre stratigraphique des séries étudiées en confrontant les différentes approches (isotopes

stables $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$, palynologie, isotopes du strontium…) et de proposer des corrélations à l'échelle régionale, sur des distances de l'ordre de la dizaine de kilomètres.

Le second aspect de cette étude envisage dans quelles mesures l'association des signaux $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des paléosols carbonatés apporte des éléments de compréhension en terme d'apports aux paléoenvironnements et à la paléoécologie.

Enfin, nous aborderons le plan retenu pour ce mémoire :

- la première partie fait le point sur l'état des connaissances des conditions de sédimentation du bassin oligo-miocène de Digne. Les données biostratigraphiques relatives aux différentes coupes étudiées sont présentées en regard des échelles biostratigraphiques récentes ;

- la deuxième partie expose les apports des analyses de signaux isotopiques des paléosols carbonatés à l'étude des séries continentales. Leurs applications diverses sont illustrées par des exemples choisis ;

- la troisième partie présente l'ensemble des milieux de dépôts rencontrés qui couvrent les systèmes alluviaux et fluviatiles, les environnements lacustres, les dépôts littoraux et marins francs. Une attention particulière est portée à la description des paléosols carbonatés ;

- la quatrième partie est d'abord consacrée à l'analyse des signaux $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ sur les coupes de référence bien calées stratigraphiquement puis à l'extension de la méthode sur les autres coupes en comparant les outils isotopiques aux approches biostratigraphiques et en proposant une reconstitution des paléoenvironnements.

- Enfin, la dernière partie s'attache à montrer les perspectives qui se dégagent des résultats de l'étude sur l'ensemble du bassin de Digne-Valensole en proposant des perspectives d'études dans des domaines aussi variés que la biozonation des micromammifères, la paléoécologie, la paléogéographie, le découpage séquentiel et l'architecture des séries sédimentaires.

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

A- LE BASSIN OLIGO-MIOCENE DE DIGNE

1. CADRE STRUCTURAL

Les chaînes subalpines dans le sud-est de la France constituent la branche Sud de l'arc externe des Alpes et comprennent principalement une seule nappe de chevauchement (Nappe de Digne) qui a subi un déplacement vers le sud-ouest au cours de la dernière période de convergence des Alpes (Debrant-Passart, 1984).

Dans cette région, les séries tertiaires de ce bassin d'avant-pays ont préservé un enregistrement stratigraphique des déformations alpines, à la fois au devant du front de chevauchement (bassin de Digne-Valensole) ainsi que dans un ensemble de bassins développés au sommet des nappes chevauchantes (d'Est en Ouest : Annot, Allons, Argens, Barrême, Majastres…) (Bodelle, 1971 ; Gigot *et al.*, 1974a; Elliot *et al.*, 1985; Sinclair, 1994).

La stratigraphie des dépôts d'avant-pays montre que la déformation à l'intérieur de la nappe de Digne s'est développée au cours de trois périodes majeures (Lickorish et Ford, 1998) :

1) à la fin de l'Eocène, la collision alpine a engendré une flexuration de la zone d'avant-pays conduisant au développement d'un large bassin d'avant-pays (Allen *et al.*, 1986 ; Homewood *et al.*, 1986). Les dépôts associés correspondent à ceux de la zone d'Annot avec des dépôt marins profonds (marnes hémipélagiques et turbidites) qui peuvent atteindre près de 1500 m d'épaisseur.
2) au cours de l'Oligocène inférieur à moyen, la mise en place des nappes des zones internes (Embrunais-Ubaye) a conduit à des déformations substantielles dans la nappe de Digne. La sédimentation s'est déplacée vers l'ouest, devenant dominée par des dépôts continentaux et confinée à des bassins réduits de dessus de nappe, tel le bassin de Barrême qui présente une série d'âge Eocène supérieur-Oligocène, de près de 750m d'épaisseur.
3) Au Mio-Pliocène, un changement du style de déformation conduit à la remontée de morceaux de socle à la faveur de structures profondes (e.g. dôme de Châteauredon,...) et à la réactivation du front de la nappe de Digne qui chevauche sur le bassin de Valensole-Digne. La sédimentation se déplace encore plus vers l'ouest et dans le bassin de Digne-Valensole où l'on observe des dépôts mio-pliocènes qui peuvent atteindre plus de 2000 m.

A la différence des chaînes subalpines du Nord (Vercors, Chartreuse), le bassin d'avant-pays tertiaire du Sud-Est se met en place sur un bâti structural complexe, dû aux déformations significatives qui ont affecté ce domaine pendant les premières déformations alpines, datées du Turonien puis du Crétacé terminal-Priabonien (« phase provençale ») (Debrant-Passart *et al.*, 1984).

Notre zone d'étude s'intéresse plus particulièrement aux séries oligo-miocènes du bassin de Digne-Valensole(Figure 2). On peut considérer que ce bassin d'avant-pays est limité à l'Est par la nappe de

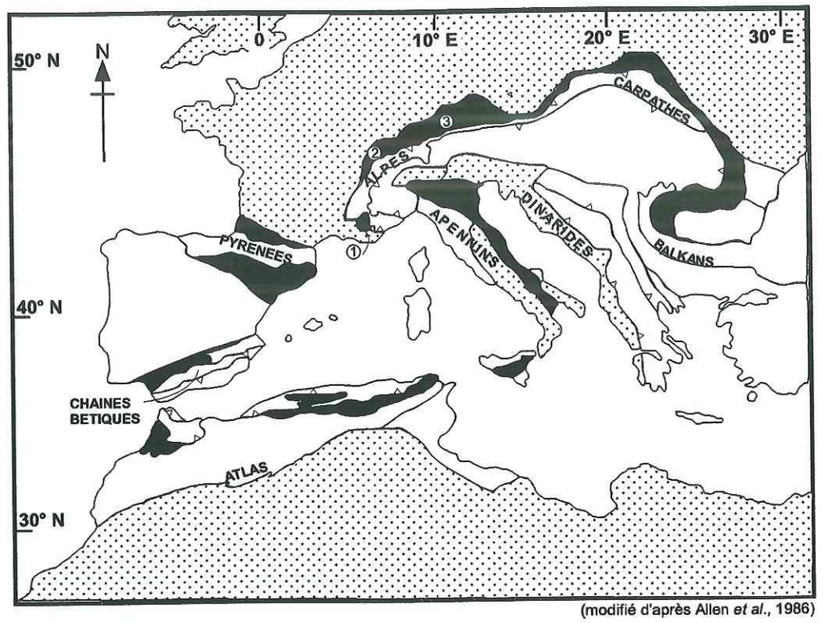


Figure 1: Carte des bassins d'avant-pays de l'Europe de l'ouest, d'après Allen *et al.*, 1986 et coupe schématique E-W des bassins d'avant-pays des Alpes méridionales (modifié d'après Elliott *et al.*, 1985)

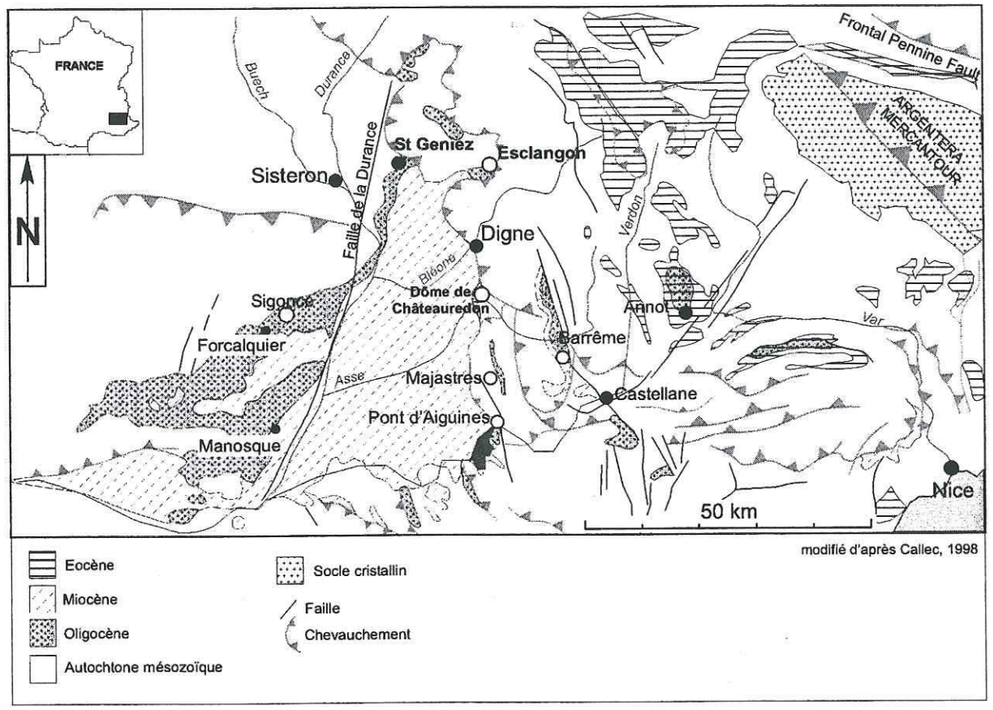


Figure 2 : Carte géologique du bassin de Digne-Valensole

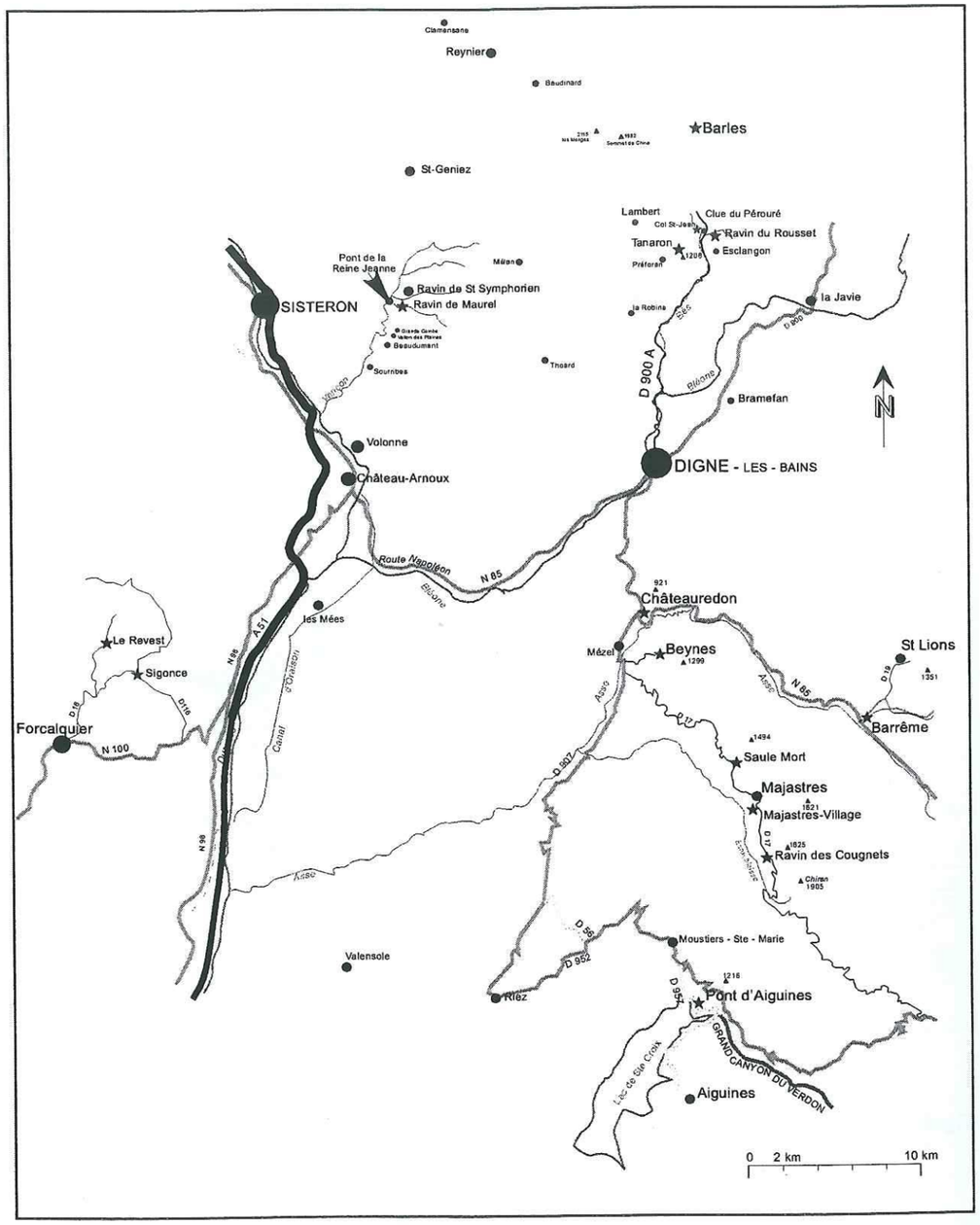


Figure 3 : Carte géographique de localisation du secteur d'étude

Digne et à l'Ouest par la faille de la Durance. C'est dans ce domaine que se situent nos quatre coupes de référence, du nord au sud : Esclangon, Châteauredon, Pont d'Aiguines et au nord-ouest, le Ravin de Maurel. Cependant, les limites de ce bassin ne sont pas aussi nettes. En effet, à l'Est, les écailles

présentes au front de la nappe de Digne au sud du dôme de Châteauredon n'ont subi que peu de déplacement car proches de la zone d'enracinement de la nappe de Digne, ce qui nous a conduit à intégrer les séries du synclinal de Majastres dans notre étude. De même à l'Ouest, les dépôts s'étendent au-delà de la faille de la Durance dans la région de Forcalquier, ce qui nous a amené à analyser les séries de la région de Sigonce.

2. LES DIVERSES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

La série oligo-miocène n'affleure que dans la partie Nord du bassin de Digne-Valensole où les dépôts sédimentaires peuvent atteindre plus de 3000 m d'épaisseur, là où les taux de subsidence sont les plus forts. Malgré des variations latérales de faciès nombreuses et importantes, on distingue classiquement les ensembles lithostratigraphiques suivants :

- la *Molasse Rouge s. l.* continentale réputée d'âge éocène supérieur-oligocène inférieur (Rupélien),
- la *Molasse Grise* constituée de dépôts deltaïques d'âge aquitanien supérieur
- la *Molasse Marine*, d'âge miocène au sens large. On distingue la Molasse Marine inférieure gréso-conglomératique et la Molasse Marine supérieure marno-sableuse,
- la *Molasse Jaune* fluviatile, attribuée au Langhien-Tortonien
- les *Conglomérats de Valensole*, datés du Miocène supérieur au Pliocène terminal

Dans ce travail nous nous intéresserons plus particulièrement aux dépôts de la Molasse Rouge au sens large, exception faite de la coupe du Vélodrome à Esclangon qui offre l'avantage de présenter l'ensemble des formations, Molasse Rouge, Molasse intermédiaire, Molasse Marine (décrite de façon plus succincte) et Molasse Jaune.

2. 1. La Molasse Rouge

La Molasse Rouge *s. l.* correspond à des faciès alluviaux comprenant des dépôts rouges de plaine d'inondation et des chenaux gréso-conglomératiques. La séquence classique commence à la base par une surface d'altération à colonies de *Microcodium* sur lesquels les premiers termes brèchiques très hétérométriques sont composés de matériel d'origine locale et alternent avec des marnes lie-de-vin à paléosols bien développés de type poupées calcaires (Beaudoin *et al.*, 1975). L'imbrication des galets des chenaux torrentiels indique un écoulement d'Ouest en Est (Haccard *et al.*, 1989). Les géométries de ces dépôts sont contrôlées par des structures tectoniques héritées sur lesquelles les sédiments se mettent en place en discordance sur le substrat mésozoïque (Gigot, 1973 ; Gigot *et al.*, 1974).

On trouve ensuite l'ensemble gréseux de la Molasse Rouge, qui peut par endroits reposer directement sur le substratum mésozoïque. Les chenaux de plaine alluviale remplis de grés grossier sont de puissance variable (métrique à décamétrique). Ils alternent avec des limons rouges riches en paléosols à nodules carbonatés. Les figures de courants indiquent des sens d'écoulement vers l'WNW inversés par rapport aux dépôts de la base de la série.

On ne possède des éléments de datation que dans la partie ouest du bassin de Digne (St-Geniez) cf. infra, où la Molasse Rouge a une extension temporelle de l'Eocène supérieur jusqu'au Chattien (Oligocène terminal) (Lapparent, 1938 ; P. Gigot, communication personnelle). En l'absence

d'éléments de datation, la Molasse Rouge dans son ensemble est attribuée à l'intervalle Rupélien supérieur-Chattien, par analogie avec cet équivalent latéral.

2. 2. La Molasse Grise

La Molasse Grise ou Molasse Intermédiaire correspond à des faciès de grès fluviatiles à deltaïques intercalés dans des alternances de marnes grises, marquant des conditions redox plus réduites que celles de la Molasse Rouge sous-jacente. Cette formation est identifiée dans le secteur d'Esclangon et de Lambert où elle fait une centaine de mètres d'épaisseur. Elle marque une transition deltaïque entre les faciès continentaux de la Molasse Rouge et les faciès marins francs de la Molasse Marine. Latéralement, elle se retrouve sur la bordure ouest du bassin, (St-Geniez-Volonne), avec une puissance plus faible (quelques dizaines de mètres).

2. 3. La Molasse Marine

La Molasse Marine correspond à une formation gréso-silteuse transgressive puis régressive (Davies, 1988 ; Tessier, 1989 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991). Celle-ci se compose de quatre membres, distingués à partir de la caractérisation des environnements de dépôt (Beaudoin et Gigot, 1971).

- Membre I (230-250 m) : succession de bancs gréso-conglomératiques parfois riches en fossiles (Lamellibranches, Balanes, Echinodermes etc.) marquant un environnement intertidal soumis à une dynamique de houle et de tempêtes.

- Membre II (170-200 m) : alternances de bancs marno-gréseux très bioturbés avec parfois des fossiles en position de vie et quelques petits niveaux à Lumachelles associés à du matériel plus grossier, caractérisent un milieu subtidal.

- Membre III (300 m) : alternances gréso-silteuses à litages de rides et de mégarides, très peu bioturbées à la différence du membre II. La dynamique de ces dépôts est essentiellement liée aux courants de marée. L'environnement de dépôt est intertidal à subtidal, avec préservation des cycles de marée (Tessier et Gigot, 1989 ; Tessier *et al.*, 1989 ; Couëffé *et al.*, 2001).

- Membre IV (600 m) : marnes dominantes comportant quelques passées de grés, de calcaires marneux ou de gypse discontinu. La faune est abondante (Lamellibranches, Gastéropodes, Balanes, crabes) (Beaudoin et Gigot, 1971). Le milieu de dépôt, où la dynamique tidale est encore marquée, évolue progressivement vers le domaine continental représenté par des marnes marmorisées, des paléosols carbonatés intercalés dans les marnes rouges et l'apparition de chenaux conglomératiques qui annonce les dépôts continentaux régressifs de la Molasse Jaune et les conglomérats de Valensole.

Ces quatre membres atteignent jusqu'à 1600 m d'épaisseur sur la bordure nord du bassin (Ravin du Bramefan, entre Auribeau et Mélan) mais présentent des variations de faciès et d'importantes variations latérales de puissance selon un transect est-ouest. Ils ne font plus que quelques centaines de mètres d'épaisseur à Volonne reflétant le caractère synsédimentaire de la déformation du bassin (Gigot *et al.*, 1974).

Dans le secteur d'Esclangon, seuls les deux premiers membres sont identifiables et l'épaisseur de la série n'est plus que de 700 m au total. Les membres III et IV sont regroupés sous le terme de membre III-IV constitué de dépôts conglomératiques marins. On distingue classiquement une Molasse Marine inférieure (membres I et II, transgressive) datée de l'Aquitanien supérieur au Burdigalien (Tessier et Gigot, 1989 ; Tessier *et al.*, 1989 ; Couëffé *et al.*, 2001). La Molasse Marine supérieure (membres III et IV, d'âge Burdigalien à anté-Langhien) se compose de dépôts marno-gréseux soumis à l'action dominante des courants de marées marquant un environnement estuarien.

2. 4. La Molasse Jaune

La Molasse Jaune ou Molasse Fluviatile (Molasse Marine à Cérithes de la notice de la carte géologique de Digne, Haccard *et al.*, 1989) se compose de rares chenaux gréseux et majoritairement de chenaux conglomératiques alternant avec des marnes rouges, jaunes ou marmorisées, comprenant des paléosols carbonatés à la base. Cette formation de type cône alluvial qui peut atteindre jusqu'à 300 m d'épaisseur, surmonte directement le membre III/IV de la Molasse Marine à Tanaron, dans le secteur d'Esclangon et s'inscrit dans le caractère général régressif de la série. La Molasse Jaune constitue en fait la partie inférieure des Conglomérats de Valensole d'âge mio-pliocène. (Haccard *et al.*, 1989).

A partir des gisements trouvés au passage entre la Molasse Marine et la Molasse Jaune, cette formation est attribuée au Langhien-Serravallien (Clauzon *et al.*, 1987 ; Aguilar *et al.*, 1999). La biostratigraphie de la Molasse Jaune sera abordée plus en détail par la suite.

3. CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Les dépôts continentaux oligo-miocènes du bassin de Digne présentent peu d'éléments chronostratigraphiques directs. En 1938, Lapparent publie le résultat de ses études détaillées dans un bulletin intitulé « Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance ». A partir des sites fossilifères de gastéropodes (Hélix, Limnées, Planorbes) et de characées seules indications stratigraphiques alors disponibles, il s'interroge sur la paléogéographie régionale et fait état de la mer miocène transgressant du Sud au Nord la vallée du Rhône au Burdigalien, et de même vers l'est envahissant la région de la Durance et la partie nord du bassin de Digne. Seuls les terrains aquitaniens sont continentaux. A partir des années 70, le cadre stratigraphique est précisé notamment grâce à la découverte de gisements de rongeurs, qui remettent en cause les schémas paléogéographiques établis (Gigot *et al.*, 1975 ; Lalaï, 1986 ; Hugueney *et al.*, 1992).

Dans ce qui suit, nous présenterons l'inventaire des données biostratigraphiques disponibles et en tenant compte des révisions paléontologiques et en les replaçant dans les dernières échelles de calage chronostratigraphique (Berggren *et al.*, 1995).

Les échelles mammalogiques utilisées dans ce travail sont :

- pour l'intervalle de temps éocène-oligocène, celles décrites par Engesser et Mödden (1997), biozones MP 22 à MP 30 (Annexe 3). Elles sont calibrées par magnétostratigraphie et analyse des âges numériques par Legendre et Lévêque (1997) selon la charte chronostratigraphique de Berggren *et al.* (1995).

- pour le Miocène, celle de Mein (1989 ; Annexe 1), biozones MN. Une comparaison avec les biozones définies dans le bassin molassique suisse (Kälin, 1997) sera également envisagée car ces biozones offrent l'avantage d'être calées par magnétostratigraphie (Kempf *et al.*, 1997).

3. 1. Réflexion sur la calage des zones de micromammifères

Les zones MN (Mammals Neogene) définies par Mein lors du Congrès Néogène à Bratislava en 1975 constituent un système de référence basé sur les assemblages de rongeurs définis à partir de localités-types. Ces gisements-repères sont positionnés chronologiquement compte tenu du degré d'évolution, des migrations et des extinctions des taxons de micromammifères. Or, de Bruijn *et al.* (1992) dans un rapport du RCMNS ("Regional Committee of the Mediterranean Neogene Stratigraphy") soulignent l'ambiguïté des zones MN. En effet, l'échelle MN basée sur les stades d'évolution permet effectivement des corrélations inter-provinces ou inter-bassins. Cependant, une résolution temporelle satisfaisante ne peut être obtenue qu'en établissant une vraie biozonation basée sur les successions de faunes au sein même d'une province déterminée et donc limitée régionalement. En effet, la première apparition comme la dernière occurrence d'un taxon mammalogique n'a qu'une importance locale selon ces auteurs.

Agustí (1999) et Agustí *et al.* (2001) proposent une nouvelle échelle pour le Néogène de la partie ouest de l'Europe en intégrant les données recueillies sur les bassins espagnols. Les auteurs proposent un certain nombre de ré-interprétations possibles par rapport aux données paléomagnétiques de la Molasse suisse concernant le Miocène moyen et supérieur. En revanche, ils reconnaissent la difficulté à définir précisément les biozones du Miocène inférieur, notamment des zones MN1 à MN3. Cette difficulté ressort d'une part de l'homogénéité des faunes et de l'absence de disparition des rongeurs qui ne permet pas de définir des limites précises et d'autre part du manque de coupes suffisamment continues et bien documentées pour la magnétostratigraphie.

Dans le cas de notre étude, nous sommes conscients que ce système de référence basé sur les niveaux repères est un compromis entre la biochronologie et les stades de l'évolution de chaque espèce de rongeurs. Notre objectif n'est pas de remettre en cause l'échelle de biozonation MN mais d'approcher de manière optimale une biochronologie repérée sur l'échelle chronostratigraphique de Berggren *et al.* (1995) afin d'établir un parallélisme avec les corrélations chimiostratigraphiques.

3. 2. La stratigraphie de la Molasse Rouge

Dans la partie brèchique de la Molasse Rouge, P. Gigot (1973) mentionne l'existence de deux gisements au ravin de St Symphorien. Le premier, près de la ruine du Jonquier (site a, Figure 4), comporte des oogones de Characées attribuées au Bartonien (Eocène moyen, P. Gigot, communication orale). Le second gisement (site b, Figure 4) se compose de deux niveaux fossilifères rencontrés dans des passées lacustres et renferme aussi des Characées attribuant la mise en place du complexe de mégabrèches et de klippes sédimentaires de la base de la Molasse Rouge de la limite Eocène supérieur-Oligocène.

La partie inférieure de la Molasse Rouge gréseuse est attribuée, par corrélation latérale avec les dépôts continentaux de l'unité de Turriers qui comportent un gisement de micromammifères dont *Ronzotherium velaunum* (Gigot *et al.*, 1974) caractéristique de la biozone MP 21 à la base du Rupélien (gisement de Ronzon en Haute-Loire, Hugueney, 1997).

Lui succède à St-Geniez une Molasse lacustre qui a livré un gastéropode (site c, Figure 4), *Potamides lamarcki*, Oligocène inférieur. Au-dessus (point côté 1036 m, Figure 4, site1) se localise le gisement du Roucas Blanc qui comprend *Eucricetodon attavus*, *Blainvillimys blainvillei gervai* et *Archeomys gervesi* (biozone MP 25, niveau-repère d'Antoingt), d'âge Chattien basal (P. Gigot, communication orale ; Hugueney, 1997). Au-dessus du gisement du Roucas Blanc, plusieurs niveaux de faunes de Characées (*Rabdochara prelangeri* et *Spherochara*, Figure 4, site2) sont attribués au Chattien (P. Gigot, communication orale).

Dans la partie orientale, par équivalences latérales, Haccard *et al.* (1989) attribuent à la base de la Molasse Rouge brèchique un âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur, plus précisément Priabonien à Rupélien basal, puis au sommet de l'ensemble de brèches de la Molasse Rouge au Rupélien (Oligocène inférieur).

Une faune de gastéropodes (Figure 4, site 3, *Hydrobia dubuissoni*, *Helix ramondi* BRONGN. et *Planorbis cornu*) a été identifiée par de Lapparent (1938) au sommet de la Molasse Rouge gréseuse (Coupe du Bau, Col St-Jean, P. Gigot, *communication orale*) qu'il attribue à l'Aquitanien.

Les études d'autres auteurs impliquent un âge différent. Ainsi, sur la base de la détermination d'un assemblage de pollens et spores dans la Molasse Grise, un âge Rupélien supérieur-Chattien inférieur est trouvé (Esclangon, détermination J.-J. Châteauneuf, Haccard *et al.*, 1989), suggérant un âge Oligocène supérieur pour le sommet de la Molasse Rouge.

Cette incertitude soulève le problème de la continuité de la Molasse Rouge et la Molasse Grise ou du diachronisme de la base de la Molasse Grise. Haccard *et al.* (1989) pensent qu'il y existe une discontinuité et une lacune du Chattien et de l'Aquitanien inférieur.

Sur la base de ces observations, nous retiendrons un âge Eocène moyen (Bartonien) pour la base de la Molasse Rouge et une extension jusqu'à la partie supérieure de l'Oligocène.

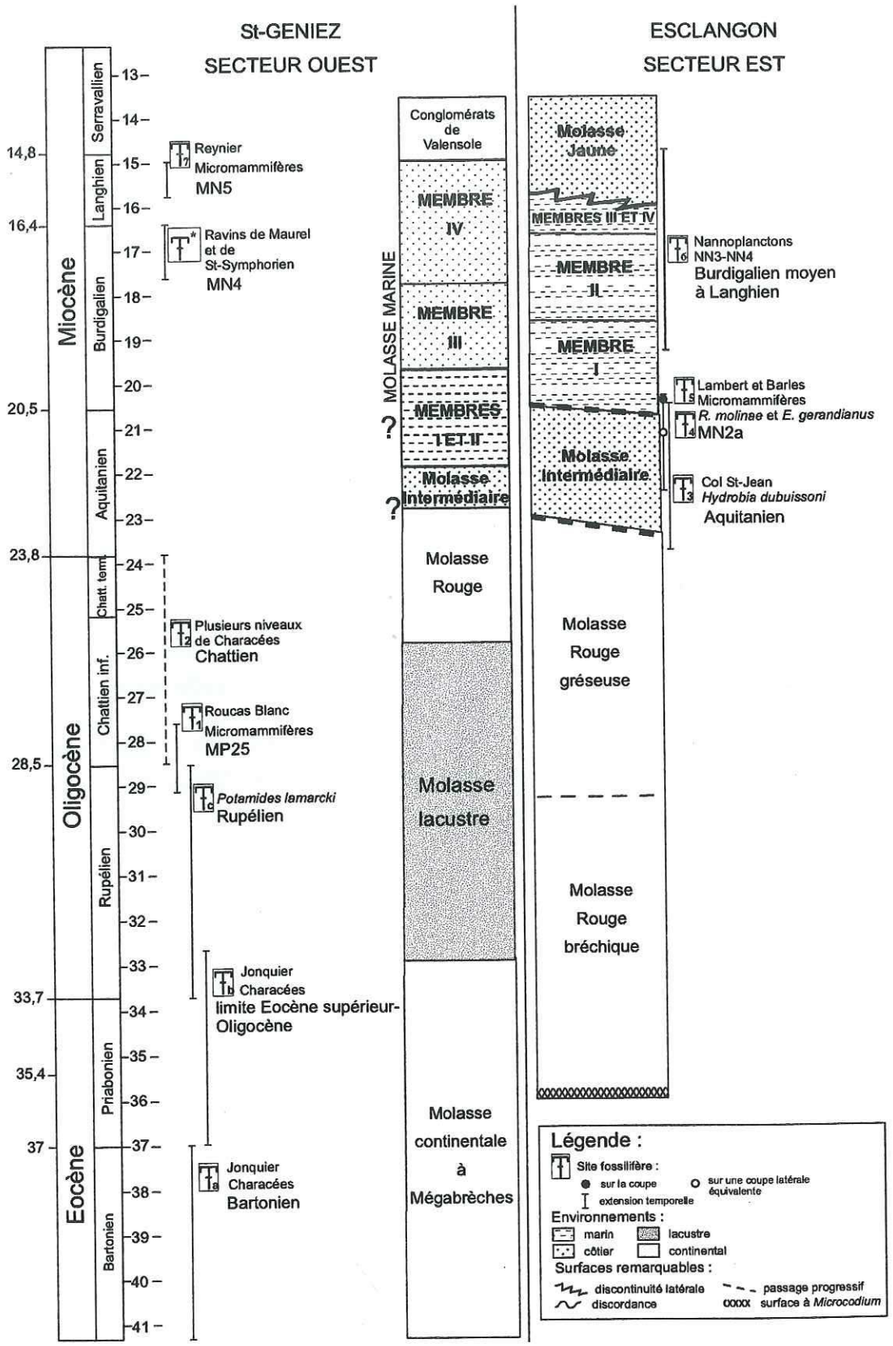


Figure 4 : Biostratigraphie et coupe synthétique du secteur de St-Geniez et du secteur d'Esclangon

3. 3. La stratigraphie de la Molasse Grise et de la Molasse Marine

Pour cette formation on dispose de données sur l'ensemble du bassin, de St-Geniez à l'Ouest à Esclangon à l'Est.

3. 3. a- la Molasse Grise

A Esclangon, Crumeyrolle *et al.* (1991) mentionnent la présence dans les marnes d'une espèce de foraminifères *Ammonia beccarii* (Linné) qui fournit un âge miocène au sens large. Compte tenu de sa grande extension temporelle, ce niveau, dont la localisation n'est pas précisée par les auteurs, ne sera pas retenu dans la figure synthétique (Figure 4) représentant l'ensemble des gisements fossilifères.

3. 3. b- La transition Molasse Grise-Molasse Marine

Deux gisements de micromammifères furent découverts par Gigot et Mein (1973) :

- le gisement de Lambert, juste au-dessous de la Molasse Marine, à l'ouest de la vallée du Bès (Figure 4, site 4).
- le gisement dit de Barles, en rive gauche de la vallée du Bès près d'Esclangon (le long de la D911, Vélodrome), à environ 35 m au-dessus de la base de la Molasse Marine (Figure 4, site 5).

Figure 5 : Tableau synthétique représentant les travaux des différents auteurs sur le gisement de Lambert

Le gisement de Lambert, avec *Ritteneria manca* et *Eucricetodon aquitanicus,* fut attribué dans un premier temps à la biozone mammalogique MN2b (Laugnac), du début de l'Aquitanien supérieur.

Le gisement de Barles est lui aussi typique de la zone MN2b avec les espèces *Ritteneria manca* et *Pseudotheridomys parvulus* (Gigot et Mein, 1973).

Pour Aguilar (1981) les faunes *Ritteneria manca* et *Eucricetodon aquitanicus* sont associées dans le gisement de Lespignan (Hérault). Selon son échelle, l'auteur place le gisement de Lespignan dans le niveau 4 de la superzone A caractérisée par *Eucricetondon*, corrélée au sommet de la zone à nannofossiles NN1 soit dans l'Aquitanien supérieur (Aguilar, 1981, 1982).

Lalaï (1986) complète la biozonation du Miocène inférieur et moyen proposée par Aguilar (1981) et corrèle les gisements de Barles et de Lambert avec celui de Lespignan qu'il place également dans la zone de Laugnac donnant un âge aquitanien supérieur.

Ce premier groupe d'étude semble confirmer un âge aquitanien supérieur pour ces deux gisements.

Ensuite, la méthode de grade-datation (Gourinard *et al.*, 1987) a été appliquée à quelques gisements de micromammifères. Elle estime l'âge des sédiments à partir du degré d'évolution graduelle d'une lignée ayant suivi une évolution progressive sans création de lignées divergentes. Cette méthode attribue aux mammifères de Balizac (MN2b) un âge compris entre –20,6 et –20,9 Ma, ce qui place alors le gisement de Laugnac dans le Burdigalien (Gourinard *et al.*, 1987).

Par ailleurs, Hugueney et Ringeade (1990) soulignent que l'espèce *Ritteneria manca* caractérise la biozone MN2a. Ils positionnent par conséquent le gisement de Lambert en équivalence avec le stratotype de Montaigu (MN2a, Aquitanien inférieur).

Sur le site de Lambert après de nouvelles fouilles, Ringeade et Pages (1990) apportent plusieurs révisions par comparaison aux gisements d'Aquitaine (Gans, Aillas et Cocumont) :

1) L'espèce *Eucricetodon gerandianus* du gisement de Lambert est présente dans les gisements d'Aquitaine, sans montrer cependant de différences significatives entre ces gisements ;
2) En revanche, l'étude des caractères évolutifs des Lagomorphes notamment *Titanomys visenoviensis* révèle un stade intermédiaire entre celui de Gans et Aillas et celui de Cocumont (biozone MN2a), ce qui confirme l'âge aquitanien proposé par Gigot et Mein (1973) pour le gisement de Lambert ;
3) les auteurs déterminent *Ritteneria molinae* (et non *R. manca*) à Lambert et dans les gisements de Gans et Aillas en Aquitaine.

Hugueney *et al.* (1992) effectuent de nouvelles fouilles à Lambert et déterminent sans ambiguïté *Ritteneria molinae*, *Titanomys visenoviensis* et *Eucricetodon gerandianus*. Ces formes vieillissent les gisements en déterminant la zone MN2a ce qui donne un âge Aquitanien inférieur.

Lors du Congrès Biochrom'97, une mise à jour de la biochronologie des gisements de micromammifères en France et en Suisse a été proposée (ref. *in* Aguilar *et al.*, 1997). L'association *Ritteneria manca* et *Eucricetodon gerandianus* est attribuée d'après Kälin (1997) à la biozone suisse de La Chaux, qui représente la moitié supérieure de l'unité mammalogique MN2a. Quant à la partie inférieure de la zone MN2a (Les Bergières), elle est caractérisée par l'association *Ritteneria molinae* et *Eucricetodon aff. gerandianus*, dont les gisements de Lambert et Barles se rapprochent le plus, ainsi que les faunes décrites à Gans et Aillas, datant de l'Aquitanien.

L'ensemble de ces révisions permet de préciser la position stratigraphique du gisement de Lambert : il s'agit bien de l'Aquitanien, zone MN2a, plus probablement de la partie inférieure caractérisée par la biozone suisse des Bergières, soit Aquitanien inférieur, entre -21,9 Ma et –22,4 Ma d'après le calage magnétostratigraphique des données suisses.

3. 3. c- La Molasse Marine inférieure

Deux niveaux de la première et de la seconde séquence de dépôt de la Molasse Marine inférieure du Vélodrome près d'Esclangon (Figure 4, site 6) ont livré des nannofossiles calcaires et des pectens : *Helicosphera ampliaperta* et *Chlamys praescabriuscula*, respectivement (Crumeyrolle *et al.*, 1991). Ces fossiles indiquent selon les auteurs un âge Burdigalien certain.

Au sein du Burdigalien, il est possible de distinguer les zones de nannofossiles NN3-NN4. Toutefois, leur caractérisation nécessite la détermination des assemblages *Helicosphera ampliaperta* et *Sphenolitus belemnos* pour NN3 et *H. ampliaperta* à *Sphenolithus heteromorphus* pour NN4 (Bolli *et al.*, 1985). En l'absence de ces associations, l'âge de ce gisement (Figure 4, site 6) couvre l'ensemble du Burdigalien (NN3 et partie burdigalienne de NN4) soit une extension temporelle donc comprise entre –20,5 et –16,4 Ma.

3. 3. d- La Molasse Marine supérieure

Nous ne disposons d'aucune information stratigraphique publiée sur cette zone. En revanche, deux nouveaux gisements ont été découverts (Couëffé et Maridet, soumis) dans la partie sommitale de la Molasse Marine des ravins de St Symphorien et de Maurel (site *, Figure 4). Ils attribuent un âge burdigalien supérieur (MN4, Tägernaustrasse) à la partie médiane du membre IV.

3. 4. La Molasse Jaune

Nous nous sommes restreints à la description des gisements qui caractérisent la base de la Molasse Jaune qui correspondent à la limite supérieure de l'intervalle stratigraphique étudié.

3. 4. a- Le gisement de Cérithes

Lapparent (1938) mentionne l'existence de faunes de Cérithes (Tanaron) localisées à la limite entre la Molasse Marine et la Molasse Jaune : *Cerithium bidentatum* DEFR., *C. lignitarum* EICHW. et *C. papaveraceum* BAST. Bien que l'extension stratigraphique de ces fossiles, de l'Aquitanien au Tortonien, soit considérable, cet auteur attribue aux Cérithes un âge burdigalien.

Beaudoin *et al.* (1966) ont redécouvert ce gisement et identifié : *Terebralia bidentata* (DEFR.) ainsi que certaines Cérithes de la variété *margaritacea* et d'autres formes proches de *T. vignali* COSSM. Ils rapportent cette association au Tortonien.

Cependant, sur la seule base des espèces trouvées par les différents auteurs, l'âge attribué à ce gisement de Cérithes s'étend de l'Aquitanien au Tortonien (-23,8 à –7,12 Ma). Compte tenu de sa grande extension temporelle, ce gisement ne peut pas être retenu comme étant stratigraphiquement discriminant pour apporter des éléments de datation de la transition de la Molasse Marine à la Molasse Jaune.

3. 4. b- Les gisements de rongeurs

Quatre gisements de micromammifères (partie septentrionale du bassin de Digne) ont été découverts immédiatement au-dessus du toit de la Molasse Marine (Clauzon *et al.*, 1987) et permettent donc de contraindre la limite supérieure des dépôts marins et ainsi d'en déduire l'âge des premiers dépôts de la Molasse Jaune sus-jacente.

Le gisement de Pré Foran (au Nord de Digne, proche de la localité de Tanaron ; Figure 4, site 7) est, selon les auteurs, strictement superposé au toit de la Molasse Marine et en position la plus proximale (Clauzon *et al.*, 1987, 1989). Les gisements de Grande Combe et de Vallon des Plaines (secteur occidental, région de Volonne) lui sont contemporains. Avec *Megacricetodon aff. bavaricus* FAHLBUCH et *Democricetodon sp.*, ces gisements sont attribués d'abord au Langhien supérieur-Serravallien inférieur (Clauzon *et al.*, 1989) puis ces mêmes auteurs lui attribuent un âge serravallien basal (Clauzon *et al.*, 1987) sans préciser cependant la zone mammalogique identifiée.

Dans la Molasse suisse, les espèces *Megacricetodon* et *Democricetodon* caractérisent la zone MN4 (Tägernaustrasse). Cependant, l'espèce *Megacricetodon aff. bavaricus* est enregistrée pour la dernière fois au milieu de la zone MN5 dans la biozone caractéristique de Tobel Hombechtikon (Kälin, 1997 ; Kempf *et al.*, 1997). Ainsi, en regroupant les biozones de Tägernaustrasse et Tobel Hombechtikon, on obtient un intervalle de temps depuis le Burdigalien supérieur jusqu'au Langhien terminal, soit en âges absolus, entre 17,6 et 15,0 Ma (ou 14,7 Ma en tenant compte des incertitudes de la limite supérieure de la zone Tobel Hombechtikon).

Enfin, le gisement de Reynier, situé en équivalence dans un biseau latéral de Pré Foran, près du Ravin du Bramefan, dans le secteur ouest du bassin, renferme *M. aff. germanicus* AGUILAR et *Pseudodryomys hamadryas* MAJOR et est rapporté au Langhien supérieur-Serravallien inférieur (Clauzon *et al.*, 1989).

Par comparaison avec la Molasse suisse, ce *Megacricetodon* est proche de celui du gisement de Jettingen (MN5, Tobel Hombrechtikon, Kälin, 1997) donnant la même fenêtre temporelle que Préforan.

En conclusion, les derniers dépôts de la Molasse Marine sont datés du Burdigalien supérieur et les premiers dépôts de la Molasse Jaune d'Esclangon sont post-Burdigalien supérieur-Langhien.

4. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE REGIONAL

Les hétérogénéités multiples dues à l'histoire du bassin d'avant-pays depuis le Crétacé supérieur, tant sur le plan structural que paléogéographique conduisent à une répartition des domaines de sédimentation complexe.

Nous nous intéresserons ici à la période de temps correspondant aux dépôts tertiaires du bassin de Digne-Valensole, soit de l'Oligocène au Miocène moyen (Figure 2).

4. 1. Reconstitution paléogéographique à l'Oligocène

Nous commencerons la présentation à l'Oligocène car les dépôts éocènes marins (Nummulitique) sont très limités. Ceux-ci s'observent à l'Est dans le synclinal de Barrême et au Nord

dans l'écaille de Turriers. Ils correspondent aux faciès les plus proximaux d'un bras de mer étroit et peu profond, qui borde la chaîne alpine et s'ouvre vers le Nord (Debrand-Passard, 1984).

La fin de cet épisode marin est daté du Rupélien à Barrême (Callec, 2001). On assiste alors au passage plus ou moins continu, du fait d'une tectonique synsédimentaire compressive (Beaudoin, 1975 ; Bodelle, 1971) à des séries continentales préservées dans les synclinaux (Barrême, Taulanne, Majastres, Esparron).

En parallèle, dans la partie occidentale du bassin (région de Manosque-Forcalquier), la sédimentation est liée au rejeu extensif de la faille de la Durance. On observe des dépôts proximaux ainsi que des glissements de grande ampleur dans les séries fluviatiles qui peuvent atteindre plus de 2000 m d'épaisseur au cœur du bassin de Manosque alors que ces dépôts sont presque absents à l'Est de la Durance, limités par le horst de Valensole (Gigot *et al.*, 1975).

Plus au Sud, la coupe de Carry-le-Rouet, reconnue comme le parastratotype de l'Aquitanien, a révélé la présence dans la Formation du Cap de Nautes, plusieurs mètres au-dessus du premier dépôt marin, d'une association de micromammifères du niveau de Coderet, caractéristique de l'Oligocène supérieur (Hugueney *et al.*, 1987). Ces résultats sont confirmés par des foraminifères (Gourinard *et al.*, 1987) et par l'analyse des pollens (Châteauneuf, 1972). Ces données montrent alors que la transgression marine du littoral languedocien a débuté non pas à l'Aquitanien mais dès l'Oligocène supérieur.

4. 2. Reconstitution paléogéographique à l'Aquitanien

A l'Aquitanien (Figure 6), des dépôts marins sont préservés au Sud le long de la côte actuelle (Demarcq, 1984), du littoral de la Nerthe (Marseille) jusqu'aux environs de Montpellier et dans le bassin de Manosque (Ford *et al.*, 1999). Les reconstitutions paléogéographiques ne montrent pas la présence de la mer à cette époque dans le bassin de Digne-Valensole, suggérant que la transgression marine a été limitée au Sud (Demarcq et Perriaux, 1984).

Toutefois, la révision des données biostratigraphiques du bassin de Digne indiquent que les premiers dépôts marins sont d'âge aquitanien (Lalaï, 1986 ; Hugueney *et al.*, 1992). Ceux-ci s'observent à Châteauredon (barre marine m1) et à Esclangon (Lambert) (carte géologique de Digne). Cependant, les auteurs ne proposent pas de schéma paléogéographique.

Ensuite, au Nord, le domaine marin se réduit à la zone au nord du bassin, d'Esclangon à Volonne. L'accumulation des dépôts marins dès l'Aquitanien supérieur y est particulièrement importante : plus de 1000 m de Molasse Marine sur la bordure septentrionale du bassin (ravin du Bramefan, ravin de St-Symphorien), due à des taux de subsidence élevés liés à la déformation synsédimentaire (Haccard *et al.*, 1989 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991).

4. 3. Reconstitution paléogéographique au Burdigalien

La transgression burdigalienne change la paléogéographie et la biogéographie (Figure 6). Elle correspond à une large transgression vers le Nord depuis le Golfe du Lion, jusqu'aux basins de Manosque et de Digne-Valensole. Elle forme un bras de mer péri-alpin en connexion avec la Paratéthys plus au Nord, via les bassins molassiques de Savoie et de la Suisse jusqu'en Autriche (Figure 1) (Demarcq, 1970, 1984 ; Beaudoin *et al.*, 1975 ; Ford *et al.*, 1999).

Dans la vallée du Rhône, la mer burdigalienne s'étend jusque dans le bassin de Carpentras-Orange et de Valréas où les dépôts de la molasse marine sont constitués de calcaires marneux riches en faunes. Plus au nord du bassin de Valréas, les reliefs calcaires crétacés constituent des morphologies qui resserrent le passage de la mer. Sa trajectoire s'infléchit vers le NNE à partir du bassin de Crest, où le couloir devient plus étroit et forme le sillon subalpin. Celui-ci s'élargit ensuite entre la Savoie et le SE du Jura. La molasse se compose de faciès de rivage (molasses vertes ou calcaires) puis évolue en Suisse en dépôts sablo-gréseux, au-dessus des molasses d'eau douce inférieures supposées aquitaniennes (Demarcq et Perriaux, 1984).

Dans le bassin de Digne-Valensole, les apports détritiques sont limités et proviennent du NE du bassin par le delta paléo-durancien (secteur d'Esclangon des systèmes fan-deltaïques alimentés par les piémonts subalpins) et du SE par le delta de Châteauredon (Haccard *et al.*, 1989). Dans ce secteur, les dépôts du Burdigalien au Serravallien représentent plus de 1000 m de faciès marins ou littoraux (Crumeyrolle *et al.*, 1991) intercalés dans les faciès fluvio-lacustres. Les faciès de margino-littoraux sont limités à la bordure septentrionale (de Volonne à Esclangon) et orientale (Châteauredon, Majastres) du bassin de Digne-Valensole (Ford *et al.*, 1999).

Au sud du bassin du Sud-Est, les dépôts marins s'étendent au nord du Lubéron (bassin d'Apt) et au sud (bassin d'Aix-Cadenet) et aussi dans le secteur de la moyenne Durance, dans le bassin de Manosque-Forcalquier.

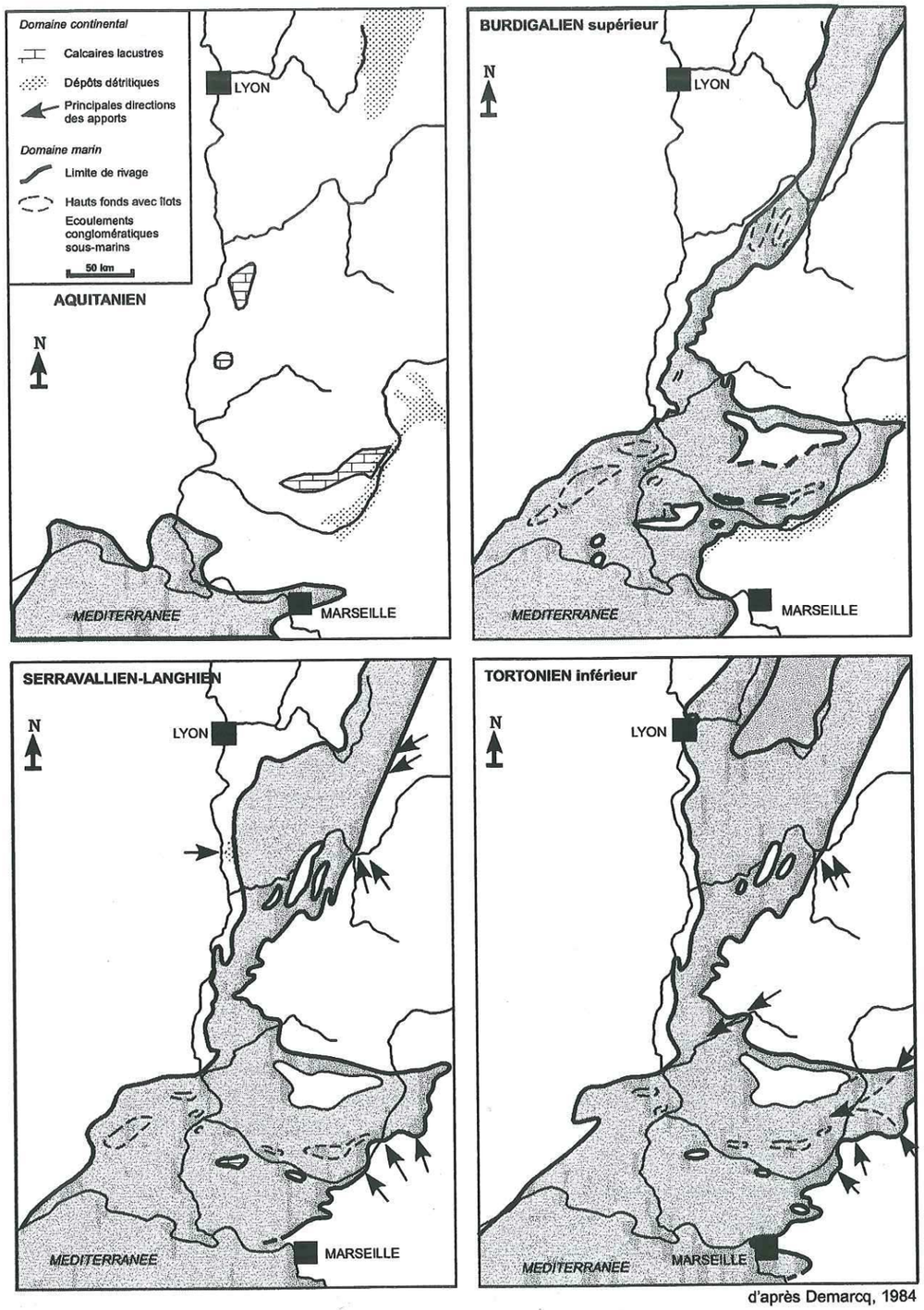
Au SW, de Sète à Châteauneuf-du-Pape, la plate-forme marine est limitée par la faille de Nîmes, seuls les golfes des environs d'Uzès et de Sommières persistent.

Dans la région de Nice, la sédimentation calcaire du bassin d'Antibes-Biot constitue la molasse de Vence qui s'étend vers le nord. En parallèle, le bassin du cap d'Ail est alimenté par les conglomérats en provenance des piémonts subalpins (Demarcq et Perriaux, 1984). Les assemblages de faunes traduisent l'influence de la mer ligure et non de la mer rhodanienne. Plus tard, une seconde ouverture s'effectue entre la Corse et la Sardaigne, la macrofaune devient alors commune entre celles de Corse, d'Italie, du Var, de la vallée du Rhône, du Languedoc et même de l'Atlantique (Demarcq, 1984).

4. 4. Reconstitution paléogéographique du Langhien au Serravallien

Du Langhien au Serravallien les incursions marines disparaissent au nord et la sédimentation continentale domine sur le bassin de Digne-Valensole. Les dépôts fluviatiles sont constitués de conglomérats d'origine subalpine, premiers termes des conglomérats de Valensole, constituant le delta de la paléo-Durance. Un diachronisme de 5 Ma du mur des conglomérats de Valensole a été mis en évidence grâce aux gisements de rongeurs (Clauzon *et al.*, 1987, 1989). Ainsi, la progradation des dépôts de piémont alluvial de la bordure nord du bassin sur les faciès de tidalites de la Molasse Marine intervient dès le Serravallien basal (gisement de Pré Foran, Clauzon *et al.*, 1987, 1989).

A partir du Tortonien inférieur, la mer se retire du bassin de Digne-Valensole (Figure 6). Cette phase est suivie de la progradation vers le sud d'une puissante série de conglomérats (jusqu'à 600 m d'épaisseur) chenalisants, apportés par la paléo-Durance et la paléo-Asse en provenance du démantèlement des zones du piémont alpin, en cours de déformation ou issus de sources locales. En parallèle, la faille de la Durance est réactivée en décro-chevauchement et le massif de l'Argentera à l'Est et la zone du Vaucluse à l'Ouest subissent un soulèvement crustal (Demarcq, 1984 ; Ford *et al.*, 1999)



d'après Demarcq, 1984

Figure 6 : Paléogéographie du bassin du Sud-Est de l'Aquitanien au Tortonien inférieur (d'après Demarcq, 1984)

5. CADRE PALEOCLIMATIQUE DE L'OLIGOCENE TERMINAL AU MIOCENE MOYEN

Les indications paléoclimatiques dont nous disposons s'appuient essentiellement sur les données polliniques.

Le climat au Rupélien est caractérisé par les pollens *Boehlensipollis hohli* et *Wetzeliella gochtii*. Le climat, d'abord chaud et sec, évolue au Rupélien supérieur vers des conditions fraîches et humides, alors que le Rupélien terminal enregistre un retour de l'aridité.

En montagne, la forêt de basse altitude thermophile est bien implantée dans les environnements lacustres abondants à cette période. Puis, la sécheresse favorise la disparition des flores de plaines et de marécages, réduisant la végétation aux Graminées (Schuler et Sittler, 1976 ; Châteauneuf et Nury, 1995).

Le Chattien est marqué par la disparition du pollen *Boehlensipollis hohli* et l'apparition des Oleaceae, Malvaceae et les premiers *Tsuga* associés à *Slowakipollis hippophaeoides*, déjà présents au Rupélien. Les conifères d'altitude (*Abies*, *Picea*) et les flores palustres sont bien implantés.

A l'inverse, au Chattien terminal, le climat tropical et humide est favorable au développement dans l'arrière-pays montagneux de la forêt méso- et mégatherme (flores tempérées et conifères). Sur le littoral, une flore herbacée de type savane apparaît (Schuler et Sittler, 1976 ; Châteauneuf et Nury, 1995).

La limite Oligocène-Miocène ainsi que l'Aquitanien sont marqués par un réchauffement climatique important et une aridité accentuée (Sittler, 1967 ; Demarcq *et al.*, 1984). Sous moyenne altitude, la flore de l'Aquitanien est dominée par des éléments mégathermes majoritaires dont les principaux représentants sont les Juglandaceae (forêt persistante), *Pinus*, *Quercus* et *Olea* (Demarcq et Perriaux, 1984). A plus haute altitude, la forêt est principalement constituée d'arbres à feuilles caduques (Suc *et al.*, 1999). Quelques taxons reliques du Paléogène persistent (Restionaceae, Aglaoreidia).

A partir de l'Aquitanien supérieur et en particulier à partir du Burdigalien supérieur-Langhien, le climat tropical favorise le développement de la mangrove à *Avicennia marina*, équivalente des mangroves appauvries actuelles, présente sur le littoral du Languedoc et en Catalogne (Bessedik, 1981 ; Bessedik et Cabrera, 1985). Dans l'arrière-pays, les milieux forestiers à caractère sclérophylle témoignent d'un climat tropical à saisons contrastées (Bessedik, 1982). L'optimum climatique du Burdigalien supérieur-Langhien et la présence de nombreux lacs contribue à l'extension septentrionale de ce type de végétation caractéristique. La flore s'appauvrit alors en éléments thermophiles tertiaires pour se rapprocher des espèces actuelles.

A cette période, dans le domaine marin, l'extension des récifs coralliens du littoral méditerranéen est maximale (Chevalier, 1961). De même, le rapport isotopique $^{18}O/^{16}O$ des foraminifères planctoniques de sites DSDP de l'Océan Atlantique enregistre deux optimums de réchauffement, à la base et au sommet du Burdigalien (Shackleton et Kennett, 1975 ; Rabussier-Lointier, 1980 ; Zachos *et al.*, 2001).

Pour le Langhien, Suc *et al.* (1999) établissent des cartes de paléovégétations (Figure 7). Ils distinguent deux aires de répartition de la flore :

- au Nord, l'implantation de la mangrove à *Avicennia* associée à une végétation tropicale ;
- au Sud, sur le pourtour de la mer péri-alpine et de la Catalogne, des environnements plus secs et plus ouverts.

A partir du Langhien-Serravallien, les genres mégathermes (Bombacaceae, Euphorbiaceae, Icacinaceae, Simaroubaceae, Avicenniaceae et Hamamelidaceae) disparaissent définitivement (Bessedik *et al.*, 1984). Un refroidissement climatique s'amorce vers –15 Ma (Bessedik, 1982 ; Bessedik *et al.*, 1984). L'évolution du climat, plus sec et moins chaud (Demarcq *et al.*, 1984) est également enregistrée par une chute des valeurs des courbes isotopiques $^{18}O/^{16}O$, en liaison avec l'installation de la calotte glaciaire arctique (Vergnaud-Grazini et Rabussier-Lointier, 1980).

B- SYNTHESE

Le bassin de Digne-Valensole constitue un bassin d'avant-pays au front du chevauchement des chaînes subalpines méridionales. L'activité tectonique synsédimentaire se traduit par une subsidence continue à l'origine de l'épaisseur importante des sédiments et des variations latérales de faciès fréquentes.

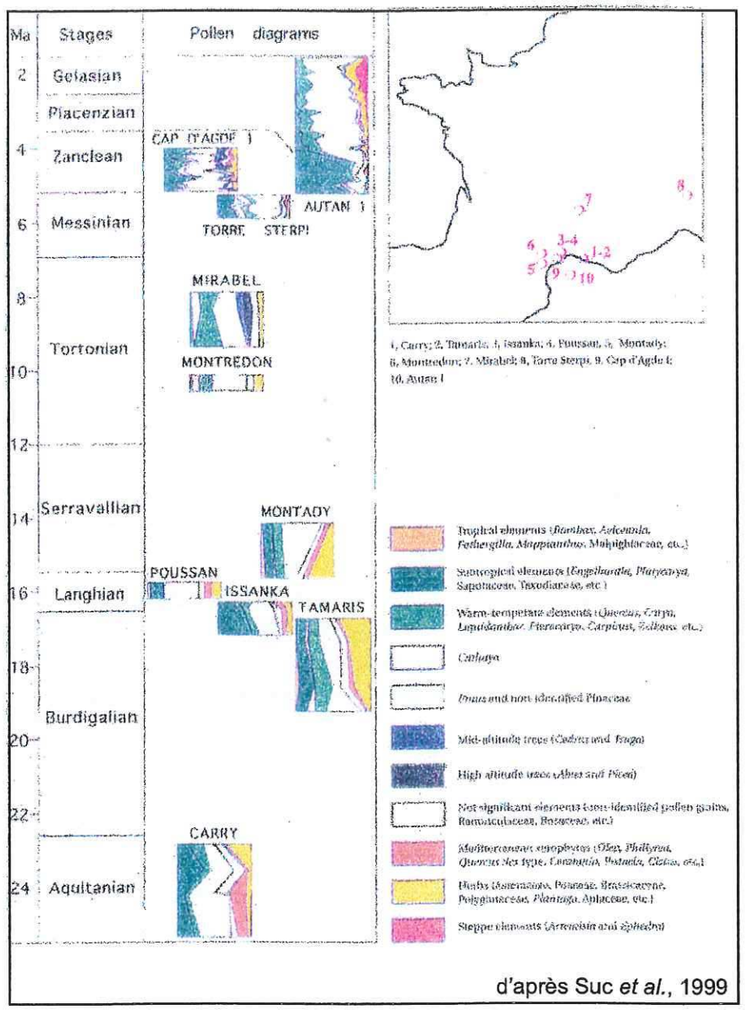
Les séries tertiaires oligo-miocènes du bassin de Digne-Valensole ont enregistré l'originalité de l'histoire de la sédimentation au travers des particularités structurales de ce bassin d'avant-pays et des modifications paléogéographiques qui l'ont affecté.

Le contrôle tectonique s'exerce dès l'Oligocène inférieur et moyen par le début de la subsidence dont le dépôt-centre migre progressivement vers l'ouest du bassin.

De l'Oligocène à l'Aquitanien, la sédimentation continentale se traduit par des faciès brèchiques, gréseux ou fluvio-lacustres et est confinée dans les synclinaux.

La transgression burdigalienne constitue un événement majeur qui bouleverse la paléogéographie régionale. La subsidence continue du bassin permet le dépôt de plus de 2000 m de sédiments marins, organisés en séquences de dépôt.

Le climat plutôt frais et humide de l'Oligocène inférieur évolue au cours de l'Oligocène supérieur et plus particulièrement à l'Aquitanien, vers un climat chaud et aride favorable au développement de la forêt mégatherme (c'est-à-dire à feuilles persistantes). Le Burdigalien terminal-Langhien est caractérisé par un climat tropical à saisons contrastées propice au développement de la mangrove à *Avicennia* sur le littoral et de la forêt sclérophylle en arrière-pays. Ce caractère tropical s'accentue au cours du Langhien. Un refroidissement climatique au Serravallien vers 15 Ma entraîne la disparition des éléments mégathermes et l'apparition progressive de la flore actuelle.



d'après Suc *et al.*, 1999

Figure 7 : Evolution de la végétation et du climat de l'Aquitanien au Pliocène terminal d'après les enregistrements polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie (Suc et al., 1999)

II- LES ISOTOPES STABLES EN MILIEU CONTINENTAL

La partie précédente présentant le bassin de Digne-Valensole montre en particulier que les gisements fossilifères sont rares tant dans les dépôts marins très littoraux, que dans les dépôts continentaux. Par ailleurs, le climat tropical avec saisons alternées qui régnait au début du Tertiaire a été favorable au développement de sols avec horizons d'accumulation de carbonates. Ces derniers, bien distribués tout au long des séries, constituent un outil potentiel pour développer une nouvelle approche tant stratigraphique que paléoenvironnementale sur les séries continentales.

Après une présentation rapide de la géochimie des isotopes stables du carbone et de l'oxygène, nous développerons leur utilisation en domaine continental.

A- GENERALITES

1. PRINCIPES

Dans la nature, certains éléments chimiques possèdent différents isotopes stables ou radioactifs (azote : $^{15}N/^{11}N$, soufre : $^{34}S/^{32}S$, carbone : $^{13}C/^{12}C/^{14}C$) caractérisés par un poids atomique différent (variation du nombre de neutrons dans le noyau).

Pour un corps donné, le rapport isotopique entre deux isotopes d'un même élément est défini comme le quotient de la masse des représentants de l'isotope le plus lourd par la masse des représentants de l'isotope le plus léger. Le spectromètre de masse mesure alors la différence entre le rapport isotopique de l'échantillon étudié et celui d'un standard. Cette différence, normalisée par rapport au standard, est exprimée en ‰ et se nomme delta isotopique. Dans le cas des isotopes ^{13}C et ^{12}C on a donc la formule :

$$\delta^{13}C = \left(\frac{\frac{^{13}C}{^{12}C}_{échantillon} - \frac{^{13}C}{^{12}C}_{standard}}{\frac{^{13}C}{^{12}C}_{standard}} \right) \times 1000$$

Les standards sont souvent choisis avec des rapports isotopiques élevés (afin d'éviter les erreurs de mesure) ce qui conduit à un rapport isotopique de l'échantillon plus faible que le standard d'où un rapport isotopique δ négatif. Classiquement on parlera de valeurs positives pour des rapports isotopiques « enrichis » en isotopes lourds et de valeurs négatives pour des rapports « appauvris » en isotopes lourds et donc enrichis en isotopes légers.

Dans ce qui suit, nous limiterons la discussion aux isotopes du carbone et de l'oxygène, éléments utilisés dans cette étude :

2. LE CARBONE

Il existe trois formes d'isotopes du carbone dans la nature : ^{12}C (98,89 %), ^{13}C (1,11 %) et ^{14}C (10^{-10} %). Les deux premières formes sont des isotopes stables (ni radiogéniques, ni radioactifs), qui, à la différence du ^{14}C, radioactif, ne présentent pas de période de décroissance radioactive et ont par conséquent un rapport isotopique stable au cours des temps géologiques.

Dans la mesure des isotopes stables, le standard retenu correspond au carbone contenu dans la calcite des rostres de *Belemnitella americana* appartenant aux calcaires crétacés de la Pee Dee Formation (Caroline du sud, U. S. A.) d'où le standard Pee Dee Belemnite (PDB1 ; Craig, 1957).

3. L'OXYGENE

Dans la nature, l'oxygène ne possède que des isotopes stables (^{16}O, 99,759 %, ^{17}O, 0,037 % et ^{18}O, 0,204 %). Le standard retenu correspond au « standard mean ocean water » où SMOW, défini pour la mesure isotopique des eaux. Les analyses sur carbonates peuvent être exprimées soit par rapport au SMOW ou au PDB, ,une formule permettant le passage de l'un à l'autre (Faure, 1986). Dans notre étude nous prendrons la référence PDB.

4. LA SPECTROMETRIE DE MASSE

McCrea (1950) puis Urey *et al.* (1951) ont développé la méthode permettant la mesure du $\delta^{13}C$ des carbonates à partir du dégazage du CO_2 par attaque avec l'acide orthophosphorique H_3PO_4 sous forme anhydre. La réaction est la suivante :

$$CaC0_3 + 2H^+ \xrightarrow{\text{à 25°C}} CO_{2(gaz)} + H_2O + Ca^{2+}$$

Au cours de cette réaction, tout le carbone de la calcite est transféré au dioxyde de carbone. Il n'y a donc pas de fractionnement isotopique et le $\delta^{13}C$ du gaz est identique à celui de la calcite attaquée.

En ce qui concerne l'oxygène, on observe un fractionnement isotopique avec la répartition des atomes de la calcite entre le dioxyde de carbone et l'eau. Hors, sous vide et à une température constante, le coefficient de fractionnement caractérisant cette répartition est connu et on peut en déduire le $\delta^{18}O$ du $CaCO_3$ de départ.

En 1947, Alfred Nier développa le premier spectromètre de masse à double entrée et à double collecteur de gaz. Cet appareil permet la mesure simultanée de deux isotopes et la mesure du rapport à la fois sur le standard et l'échantillon, et donc par déduction le delta isotopique. Cette technique de mesure est appliquée aux isotopes des éléments chimiques légers (H, C, N, O, et S). De plus, l'utilisation de standards internationaux permet de comparer les bases de données entre différents laboratoires.

On se réfèrera aux travaux de Bigeleisen (1965), de Fritz et Fontes (1980) et de Swart *et al.* (1991) pour plus de détails concernant la méthode et les protocoles de fractionnement des isotopes stables du carbone et de l'oxygène.

5. LE FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE

Au cours d'une réaction chimique, les isotopes d'un même élément vont se comporter selon des cinétiques différentes en fonction de leur taille et de leur poids atomique (Urey, 1947).

A la surface de la terre, plusieurs processus tels que la photosynthèse, le métabolisme des organismes, l'évaporation sont à l'origine du fractionnement isotopique. On observe alors une ségrégation en faveur des isotopes les plus légers aboutissant à des produits de réaction isotopiquement plus légers que leurs précurseurs.

A titre d'exemple, on observe une différence entre la signature isotopique du carbone de la matière organique actuelle marine et continentale ($\delta^{13}C$ = - 25 à - 20 ‰) et celle de l'atmosphère ($\delta^{13}C$ = - 8 ‰) (Trumbore *et al.*, 1996). Cette différence s'explique par les processus de photosynthèse qui favorisent l'assimilation de la forme « légère » du carbone.

Dans l'océan, les eaux de surface (150 premiers mètres) ont une signature isotopique plus positive c'est-à-dire enrichie en isotopes plus lourds ^{13}C qu'en profondeur car les organismes planctoniques prélèvent préférentiellement le carbone isotopique « léger » pour la fabrique de la matière organique. A la mort de ces organismes, leur décomposition relâche les isotopes légers du carbone appauvrissant les eaux de fond par rapport aux eaux de surface. Il en va de même pour l'oxygène qui entre dans la constitution des tests de foraminifères.

L'eau est également soumise à des processus de fractionnement isotopique, en particulier au cours de l'évaporation et de la condensation. La vapeur d'eau est en équilibre avec l'eau liquide mais elle est appauvrie en ^{18}O d'environ 10 ‰ car les isotopes lourds sont entraînés par les précipitations. La détermination de la composition isotopique de l'eau est très complexe car en plus de l'évaporation à partir des océans, il faut prendre en considération d'autres facteurs tels que l'évaporation en domaine continental, le mélange des masses d'air, les échanges isotopiques entre les pluies et l'évaporation locale (climat, végétation, lac etc.)

6. LES DIFFERENTS RESERVOIRS DE CARBONE ET D'OXYGENE

6. 1. Le cycle du carbone

A la surface de la terre, on considère qu'il existe trois grands réservoirs de carbone : l'océan, l'atmosphère et la biomasse. Le carbone est stocké sous forme de carbone organique et de carbonates. Les différents réservoirs, leur abondance et leurs signatures isotopiques $\delta^{13}C$ sont illustrés dans la Figure 8 (Koch et al., 1992).

Le réservoir océanique est de loin le plus important avec plusieurs millions de GtC (gigatonne de carbone soit 10^{15}gramme de carbone) et contient aussi bien du carbone organique que du carbone inorganique dont le $\delta^{13}C$ diffère selon les processus de fractionnement impliqués. On distingue une composante biologique, chimique et géologique. Les processus principaux contrôlant le $\delta^{13}C$ des eaux marines sont la production biologique et la décomposition de la matière organique. Le sous-réservoir

biologique marin contient 0,5 GtC. Un flux de 30 GtC/an de CO_2 dissous est exporté vers les eaux profondes où la réserve est de 40000 GtC. Enfin, environ 3 GtC/an de carbone organique et inorganique dissous (COD et CID) est transféré pour être enfoui sous la forme de carbone organique dans les sédiments ou dans les carbonates, qui représentent respectivement 12 et 50 millions GtC. Parmi les 12 millions GtC du réservoir de carbone organique, suite à l'enfouissement et aux processus diagénétiques, le pétrole représente 1000 GtC dont 5à 6 GtC/an sont utilisés en tant que combustibles fossiles.

Le réservoir atmosphérique est essentiellement composé de CO_2 avec 700 GtC (depuis la période de croissance industrielle s'ajoute environ 5 GtC/an de CO_2 provenant de la combustion des hydrocarbures). Le flux de carbone vers le réservoir océanique est de 40 GtC/an.

La biomasse terrestre (végétaux et animaux) représente un réservoir de 2000 GtC avec un flux annuel de 70 GtC échangé avec le réservoir atmosphérique. Les rapports isotopiques sont très variés selon les différents composés organiques impliqués (type de plantes, CO_2 du sol, végétation aquatique...).

Le réservoir océanique étant le plus volumineux, toute variation dans la composition isotopique du carbone de celui-ci va avoir une répercussion sur le $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique et sur le réservoir continental qui incorpore le CO_2 atmosphérique par l'intermédiaire de la biomasse. Les variations du signal $\delta^{13}C$ enregistrées dans les sédiments marins entraînent alors des réponses du signal $\delta^{13}C$ en domaine continental. Les amplitudes observées sont néanmoins différentes compte tenu des processus de sélection préférentielle des isotopes et de la thermo-dépendence du coefficient de fractionnement (Cerling, 1991).

Les réservoirs de carbone, notamment l'océan et l'atmosphère, sont en équilibre isotopique sur une période de temps de l'ordre de 1000 à 5000 ans équivalente au temps nécessaire au mélange des eaux océaniques (Mook, 1986). Donc, à l'échelle des temps géologiques, les équilibres isotopiques entre les différents réservoirs peuvent être considérés instantanés (Sundquist, 1985). Ce principe est à la base des parallélismes établis entre la chimiostratigraphie en domaine marin et la chimiostratigraphie en domaine continental (Retallack *et al.*, 1987 ; Thackeray *et al.*, 1990 ; Koch *et al.*, 1992 ; Sinha et Stott, 1994 ; Thiry et Dupuis, 1998 ; Mora et Driese, 1999 ; Cojan *et al.*, 2000).

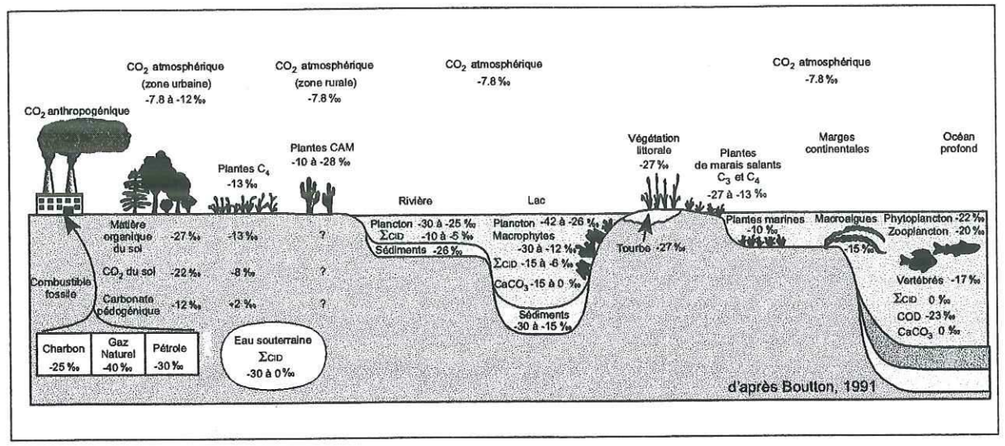


Figure 8 : Réservoirs de carbone et signatures isotopiques associées, d'après Boutton, 1991

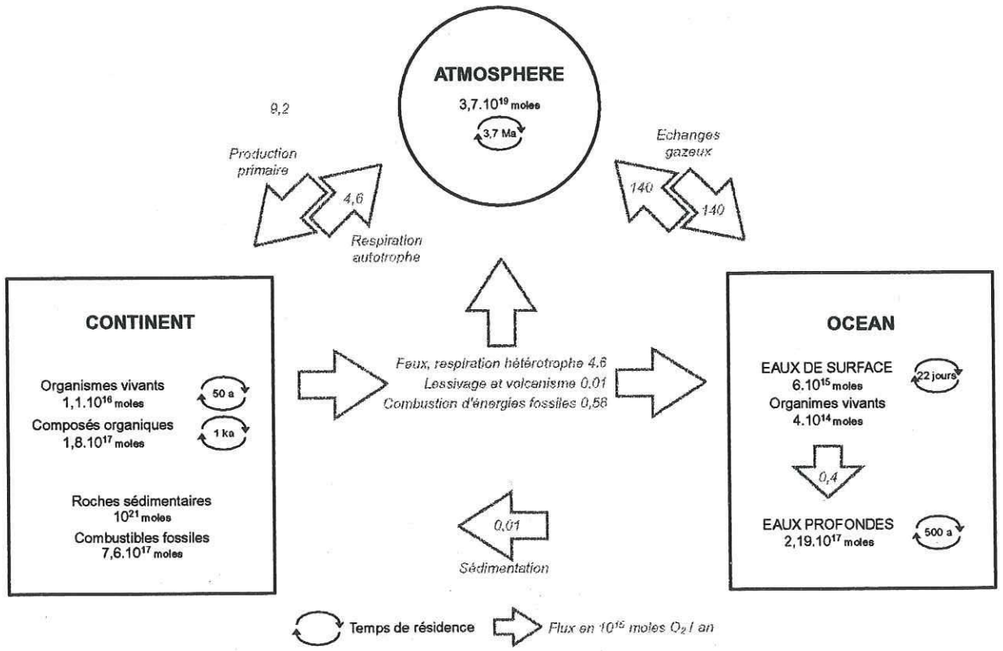


Figure 9 : Réservoirs d'oxygène à l'échelle globale, flux et temps de renouvellement, d'après Keeling et al. (1993)

6. 2. Le cycle de l'oxygène

Le cycle de l'oxygène est étroitement connecté aux différents réservoirs du cycle de l'eau. Le cycle de l'oxygène dépend principalement des échanges entre l'atmosphère et les organismes vivants, essentiellement par la photosynthèse du phytoplancton des océans, mais aussi par la photosynthèse des plantes terrestres, la respiration des animaux, et l'eau disponible dans les sols ou les lacs. Au cours de la photosynthèse, le CO_2 atmosphérique est prélevé pour participer à la synthèse des hydrates de carbone, entrant dans la constitution des végétaux, puis l'O_2 est rejeté dans l'atmosphère. Ainsi, au travers du cycle de l'eau, l'oxygène sera de façon identique sensible aux variations de latitude, de température et de continentalité.

L'atmosphère est le réservoir majeur (Figure 9) : il représente un volume deux cents fois plus important et un temps de renouvellement environ cent fois plus grand que ceux des deux autres réservoirs réunis (oxygène dissous dans l'océan et biomasse).

B- ENREGISTREMENT EN DOMAINE CONTINENTAL

1. GENERALITES

L'étude des isotopes du carbone et de l'oxygène a été utilisée sur une grande variété de matériel en milieu continental : les coquilles des gastéropodes (Lécolle, 1983, 1985 ; Leone *et al.*, 2000) ou des œufs d'autruches (Johnson *et al.*, 1998 ; Ségalen *et al.*, 2002), de dinosaures (Folinsbee, 1970 ; Cojan *et al.*, sous presse), l'émail des dents de mammifères (Bocherens et al., 1996 ; Thackeray *et al.*, 1990 ; MacFadden *et al.*, 1994 ; Wang et Cerling, 1994 ; Quade *et al.*, 1995 ; Blondel *et al.*, 1997), la matière organique totale (Hayes *et al.*, 1989 ; Kelly *et al.*, 1993 ; Magioncalda *et al.*, 2001), la matière organique des loess (Hatté *et al.*, 1998 ; Xiao et An, 1999), les spéléothèmes (Bar-Matthews et Ayalon, 1997 ; Linge *et al.*, 2001) et les paléosols carbonatés (Cerling et Hay, 1986 ; Retallack *et al.*, 1987 ; Wang et Zheng, 1989 ; Mora *et al.*, 1991 ; Cojan,1999 ; Cojan *et al.*, 2000 ; Mora et Pratt, 2002).

Dans cette étude, nous n'avons travaillé que sur les paléosols carbonatés et dans ce qui suit, nous allons présenter les différents paramètres susceptibles d'influencer leur signature isotopique. En effet, les variations des isotopes du carbone reflètent des changements de végétation, les variations de conditions paléoclimatiques et géographiques et les fluctuations de concentration et de signature isotopique du CO_2 atmosphérique ($CO_{2\ atm}$) en équilibre avec le domaine marin. De même, les isotopes de l'oxygène permettent d'évaluer les variations de températures de surface, d'évaporation et de composition isotopique des eaux météoriques.

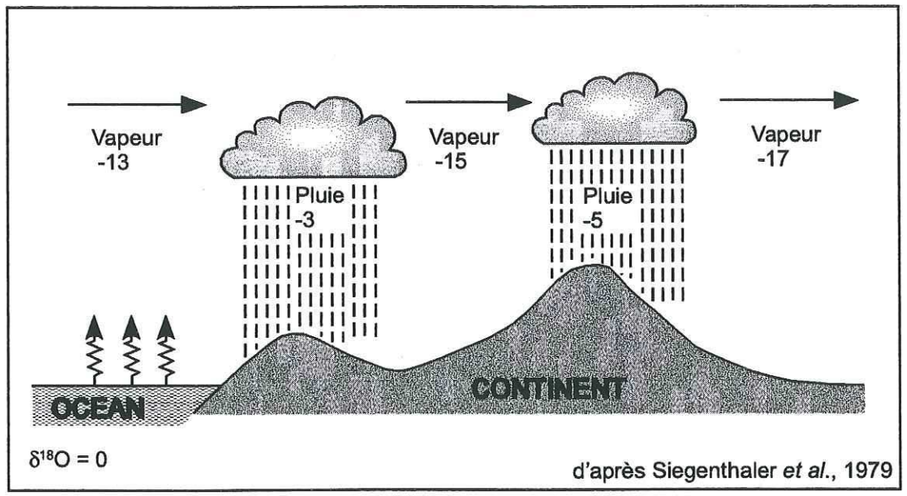


Figure 10 : Illustration schématique des processus de fractionnement isotopique pour le cycle de l'eau dans l'atmosphère (d'après Siegenthaler, 1979)

2. LES SOLS CARBONATES-MODELE DE DIFFUSION DU CO2

Dans un sol, le carbone peut avoir deux origines : la roche-mère carbonatée et le CO_2 issu des composés biologiques.

Une partie des carbonates peut, en effet, être héritée de la dissolution des calcaires pré-existants.

Quade *et al.* (1989) ont testé en fonction de l'altitude l'héritage de la composition $\delta^{13}C$ dans un sol où la roche-mère est carbonatée et un sol où la roche-mère se compose de dépôts d'alluvions. Les résultats montrent un parallélisme des valeurs isotopiques (Figure 10, Quade *et al.*, 1989) pour les deux types de sols ce qui met en évidence l'absence d'héritage de la nature de la roche-mère dans la formation des carbonates du sol.

Ces études montrent que la signature isotopique des carbonates des sols est surtout influencée par les processus biologiques (Cerling *et al.*, 1989). En effet, au cours de la formation d'un sol à horizon carbonaté, nécessitant au moins quelques milliers d'années (Birkeland, 1984), les processus de production du CO_2 du sol par la décomposition de la matière organique et la respiration par les racines des plantes sont 100 à 1000 fois supérieure à ceux dus à la dissolution des carbonates détritiques (Cerling, ,1984 ; Cerling et Quade, 1993). Par conséquent, les processus de diffusion du CO_2 dans le sol sont prépondérants. A partir de ces observations, le système CO_2-H_2O-CaO a été modélisé par Cerling (1984) pour des sols actuels.

Par ailleurs, Cerling (1991) a testé les effets de la diagenèse sur les paléosols éocènes de la Willwood Formation (Wyoming) où certains nodules présentent des traces de recristallisation de la micrite en sparite. Les mesures effectuées montrent que les valeurs $\delta^{13}C$ restent constantes alors que les valeurs du $\delta^{18}O$ sont nettement plus négatives indiquant une réouverture du système calcite-CO2 dans un milieu soumis à évaporation et donc à de fortes températures

D'un point de vue sédimentologique, les sols carbonatés se forment en général sous des climats semi-arides à sub-tropicaux recevant moins de 350 mm/an de précipitations (Duchaufour, 1982 ; Cerling, 1984). La formation des carbonates pédogéniques dans un sol est représentée par la réaction de précipitation suivante :

$$CaCO_3+H_2O+CO_2 \rightarrow Ca^{2+}+2HCO_3^-$$

La vitesse de la réaction dépend du produit de solubilité de la calcite $K_{calcite}$:

$$K_{calcite}=\frac{aCa^{2+}\cdot a^2HCO^{3-}}{pCO_2}$$

où aCa^{2+} et $a^2HCO_3^-$ sont les activités des ions Ca^{2+} et HCO_3^- respectivement, et pCO_2 la pression partielle de CO_2 dans le sol.

La pression partielle du CO_2 dans un sol se compose du $CO_{2\ atm}$ présent dans les interstices du sol, en proportions mineures, et du $CO_{2\ resp}$, produit par la respiration des racines des plantes, la dégradation de la matière organique et l'activité bactérienne. Ainsi, la pression partielle du CO_2 du sol est plus élevée que celle de l'atmosphère.

Le modèle de diffusion de Cerling (1984) a montré qu'il existe dans un sol une décroissance exponentielle de la composition isotopique du CO_2 avec la profondeur (Figure 11) : le gradient est très élevé à proximité de la surface alors qu'il devient faible au-delà d'une certaine profondeur.

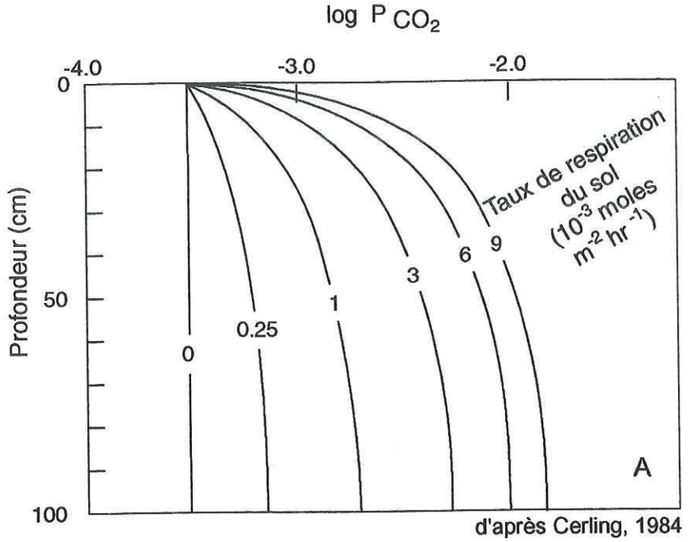
Cette évolution dépend de la proportion de $pCO_{2\ atm}$ dans le sol. Celle-ci est importante dans les cinquante premiers cm, d'autant plus lorsque les taux de respiration du sol sont faibles.

Le modèle de diffusion a par ailleurs été testé sur des écosystèmes actuels. De forts taux de respiration du sol sont enregistrés pour des végétations de type herbacées et sont de surcroît accrus pendant la période de croissance des plantes (autour de 6 à $9*10^{-3}$ moles/m^2/h). Au contraire, au cours de la période froide ou de sécheresse, la croissance des plantes est ralentie voir nulle et les taux de respiration du sol sont donc particulièrement faibles autour de $1*10^{-3}$ moles/m^2/h. Par conséquent, deux paramètres influencent la pression de CO_2 du sol : la période de croissance des plantes et le type de biomasse du sol, dont nous reparlerons plus en détails par la suite.

Au-delà de 50-70 cm de profondeur, la pression partielle de CO_2 est constante, les taux de respiration du sol sont stabilisés et l'impact de la contribution du CO_2 produit par la décomposition de la matière organique ou la respiration des racines est clairement dominant sur la part de $CO_{2\ atm}$. Donc, la composition isotopique du $CO_{2\ resp}$ généré est étroitement liée à celle de la matière organique dont les relations avec la composition isotopique des carbonates pédogéniques est traitée ci-dessous (Figure 11, Koch *et al.*, 1992 ou Boutton, 1991).

Aux principes essentiels du modèle de diffusion s'ajoutent d'autres paramètres tels que la période de précipitation des carbonates à l'échelle annuelle, la température, le type de végétation (Cerling et Quade, 1993 ; Cerling, 1999). Des études menées sur l'actuel, il ressort que les flux de $CO_{2\ resp}$ dans le sol sont nettement supérieurs au flux du $CO_{2\ atm}$ et par conséquent que la composition isotopique de la végétation a un impact dominant.

Dans les séries plus anciennes, il est difficile de caractériser chacune de ces variables et les valeurs isotopiques mesurées correspondent aux résultats des interactions entre ces facteurs.



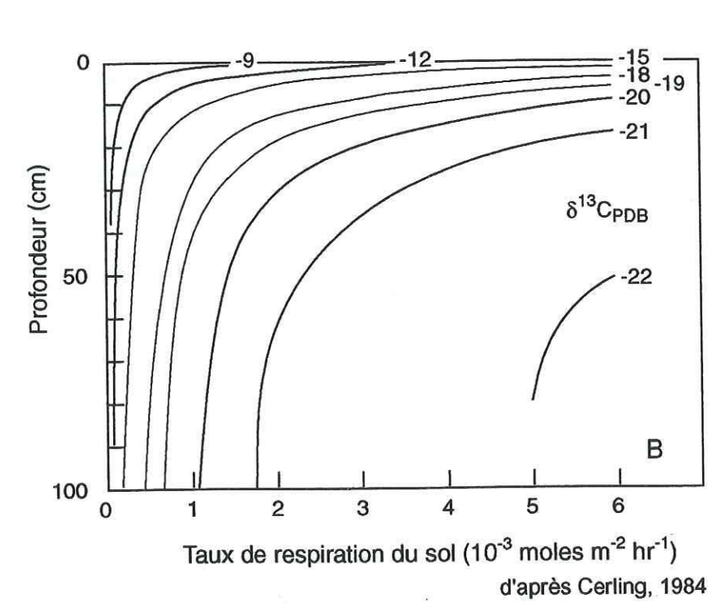


Figure 11 : A- Illustration de la décroissance de la pCO_2 pour différents taux de respiration du sol en fonction de la profondeur ; B- Composition isotopique du CO_2 du sol pour différents taux de respiration du sol, calculée d'après le modèle de Cerling (1984)

3. LES ISOTOPES DE L'OXYGENE

Une partie de l'oxygène qui entre dans la composition des carbonates pédogéniques provient des eaux de pluie qui circulent dans les sols. Toutefois, leur composition isotopique ne reflète pas exactement la signature isotopique des précipitations car il faut prendre en compte les possibles effets liés à l'évaporation et à la température du sol. Par ailleurs, la composition isotopique des eaux météoriques résulte de l'interaction entre plusieurs facteurs : température, continentalité, saisonnalité et altitude.

3. 1. Effets de température et de saisonnalité

La composition isotopique des eaux météoriques est étroitement corrélée à la température moyenne annuelle de l'air (Dansgaard, 1964). Les isotopes de l'oxygène sont soumis au fractionnement au cours de l'évaporation et de la condensation. Le coefficient de fractionnement entre l'$H_2{}^{18}O$ et l'$H_2{}^{16}O$ est respectivement de 1,010 et 1,085 à 20°C. On observe un enrichissement de l'eau météorique en ^{16}O au cours de l'évaporation à partir des océans des régions chaudes et un appauvrissement en ^{18}O lors de la condensation de la vapeur d'eau due à la combinaison de plusieurs facteurs (Figure 10) (Siegenthaler, 1979 ; Siegenthaler et Oeschger, 1980). Avec la diminution de la température depuis les basses vers les hautes latitudes, la concentration en isotopes lourds ^{18}O de la vapeur diminue progressivement, les eaux de pluie sont préférentiellement enrichies en isotopes lourds.

Les effets de la saisonnalité sont identiques à ceux de la température, les saisons froides conduisant à un appauvrissement en ^{18}O et à des valeurs négatives du $\delta^{18}O$.

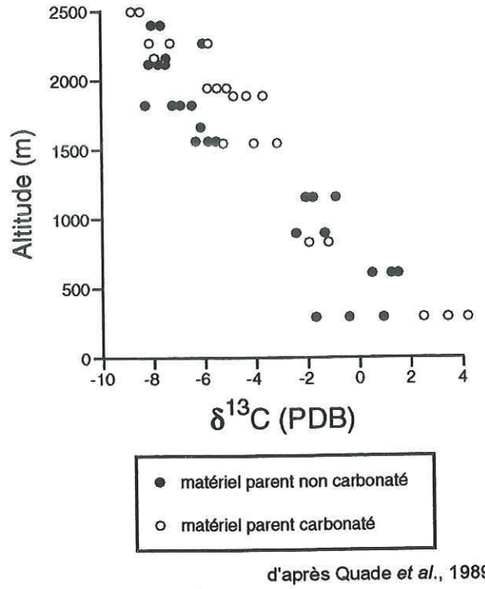
3. 2. *Effet de continentalité*

Lors du déplacement des masses d'air depuis la zone côtière vers l'intérieur des terres, la condensation de la vapeur d'eau conduit à un enrichissement en isotopes lourds de l'eau de pluie par rapport à la vapeur d'eau de la masse d'air. Il en résulte que le $\delta^{18}O$ de l'eau de pluie décroît et devient de plus en plus négatif au fur et à mesure de son avancée sur le continent (Lécolle, 1983, 1985).

3. 3. Effet d'altitude

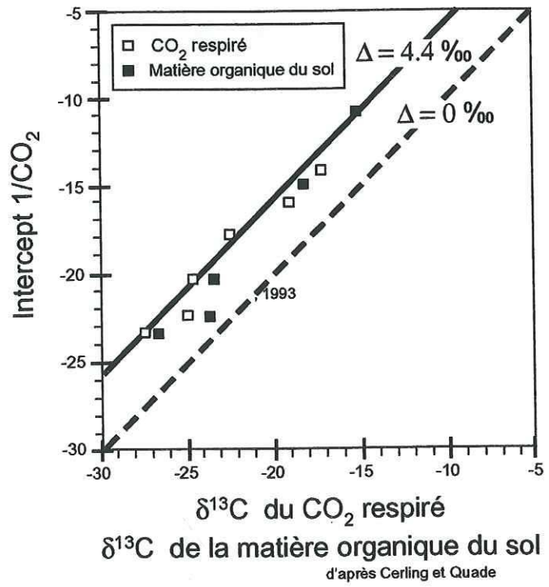
On observe une diminution de la composition isotopique en ^{18}O avec l'altitude selon un gradient moyen de –0,2 ‰ / 100m (Siegenthaler, 1979) et peut être plus prononcé (- 0,6 ‰ / 100 m) dans les régions polaires ou plus faible dans les régions tropicales (Rozanski *et al.*, 1992, 1997). Ce gradient dépend aussi de nombreux autres facteurs tels que la température de la face d'exposition aux pluies des montagnes etc.

Quade et al. (1989) ont comparé le gradient calculé ($\delta^{18}O_{(SMOW)} = -6{,}0\text{-}4{,}1*10^{-3}*Z$, où Z est l'altitude en mètres) à celui obtenu à partir des sols carbonatés et constatent une bonne adéquation (Figure 12). La composition isotopique $\delta^{18}O$ des carbonates pédogéniques est donc directement liée au



d'après Quade *et al.*, 1989

Figure 12 : Composition isotopique $\delta^{13}C$ des carbonates pédogéniques à 50 cm de profondeur en fonction de l'altitude et indépendance des valeurs isotopiques selon la nature de la roche-mère (d'après Quade *et al.*, 1989b)



d'après Cerling et Quade

Figure 13 : Composition isotopique du CO_2 du sol respiré et de la matière organique, d'après Cerling et Quade, 1993

$\delta^{18}O$ des eaux météoriques. Ce signal peut cependant être perturbé par des facteurs locaux tels que l'évaporation ou la saisonnalité.

Chamberlain et Poage (2000) ont utilisé les variations du rapport $^{18}O/^{16}O$ des eaux de surface ou des précipitations en fonction de l'altitude des sites étudiés. Le gradient moyen est de 0,21 ‰ / 100m. Ainsi, les auteurs ont pu reconstituer l'évolution topographique de deux chaînes de montagnes au cours du Mio-Pliocène en analysant la signature isotopique de la kaolinite qui traduit l'altitude à laquelle les précipitations ont du monter pour franchir la chaîne.

Les carbonates pédogéniques font partie des indicateurs potentiels de la composition isotopique $\delta^{18}O$ des eaux météoriques ceci sous réserve de l'influence du fractionnement, thermodépendant, et de conditions locales telles que la morphologie du bassin versant, le réseau hydrologique souterrain, l'infiltration différentielle des eaux de pluie et l'évaporation locale liée aux taux de respiration du sol et donc au type de végétation. Dans le cas particulier d'un sol désertique par exemple, les valeurs $\delta^{18}O$ seront plus positives car enrichies en isotopes lourds ^{18}O au détriment des isotopes légers ^{16}O redistribués suite à l'évaporation directe du sol.

Des études portant sur le $\delta^{18}O$ des paléosols carbonatés (Latorre *et al.*, 1997), sur la matière organique des loess (Hatté *et al.*, 1998) l'apatite des dents de mammifères (Koch *et al.*, 1989) ou sur les otolithes des poissons (Patterson *et al.*, 1993) ont permis d'apporter des éléments de réponse quant à la reconstitution des paléoclimats, des paléotempératures et des cyclicités saisonnières.

4. LES ISOTOPES DU CARBONE

Les coefficients de diffusion du $^{13}CO_2$ et du $^{12}CO_2$ (D^{13}/D^{12} = 1,0044) sont différents, ce qui entraîne dans un sol une diffusion plus rapide du $^{13}CO_2$ et donc un enrichissement en profondeur en $^{13}CO_2$ du $CO_{2\ sol}$ par rapport au $CO_{2\ resp}$ par le sol c'est-à-dire le CO_2 produit par la respiration. Ainsi, on constate un enrichissement de 4,4 ‰ en isotopes ^{13}C pour le $CO_{2\ sol}$ en profondeur, par rapport à la matière organique (Amundson *et al.*, 1987 ; Cerling *et al.*, 1991 ; Cerling et Quade, 1993).

L'ensemble de ces processus, diffusion et respiration, participe à la précipitation des carbonates dont la composition isotopique est voisine de – 11 ‰ (Figure 8, Koch, 1998) soit un enrichissement d'environ 15 ‰ par rapport à celle de la matière organique (- 26 ‰).

4. 1. Rôle de la végétation

Au cours de la photosynthèse, le prélèvement de CO_2 atmosphérique ($CO_{2\ atm}$) par les plantes s'accompagne d'une sélection significative en faveur du ^{12}C au détriment des isotopes plus lourds du ^{13}C. Ce phénomène a lieu lors de la diffusion du CO_2 dans les stomates de la feuille, de sa dissolution dans la cellule végétale, au cours de la carboxylation (fixation du carbone) par le chloroplaste de la feuille où le CO_2 est transformé en CH_2O ou hydrate de carbone, qui entre dans la synthèse de la matière organique. Ces étapes successives de fractionnement conduisent à des modifications de la composition en isotopes stables et notamment à une diminution de 5 à 25 ‰ du $\delta^{13}C$. L'importance du fractionnement isotopique dépend du mode de photosynthèse de la plante :

- le cycle de Calvin ou en C3,
- le cycle de Hatch-Slack ou en C4,
- le cycle du métabolisme acide des crassulacées ou CAM (Crassulacean Acid Metabolism).

4. 1. a- Les plantes en C3

La plupart des plantes à fleurs, des arbres, des arbustes et des herbes (comme le blé, le riz) des zones tempérées, les forêts tropicales sont connues sous le terme de plantes en C3 car elles produisent une molécule à trois atomes de carbone en suivant le cycle photosynthétique de Calvin-Benson. Au cours du fractionnement isotopique de la photosynthèse, les plantes en C3 ont un retard à l'assimilation du $^{13}CO_2$ par rapport au $^{12}CO_2$, et sont donc enrichies en ^{12}C, plus léger. Les valeurs isotopiques sont très étendues, comprises entre – 20 et – 35 ‰ (valeur médiane à - 27 ‰ ; Smith et Epstein, 1971 ; Deines, 1980 ; O'Leary, 1988).

Le comportement isotopique des plantes en C3 ne dépend pas uniquement des conditions climatiques : la pression de CO_2 atmosphérique est un facteur discriminant. Ainsi, la photorespiration des plantes en C3 est optimale pour des pressions de CO_2 atmosphérique fortes et des conditions de stress, par exemple la température au cours de la période de croissance (Ehleringer *et al.*, 1997 ; Cerling *et al.*, 1997). Soumises à des conditions de stress hydrique, par exemple sous régimes climatiques arides à semi-arides (Figure 14), la discrimination isotopique des plantes en C3 vis-à-vis des isotopes plus lourds (^{13}C) décroît et les valeurs isotopiques seront alors plus élevées, de l'ordre de -20 ‰ (Ehleringer, 1993). A l'inverse, les valeurs isotopiques peuvent être plus faibles de l'ordre de -35 ‰ pour des plantes vivant sous la canopée de la forêt tropicale où les isotopes ^{12}C sont concentrés au niveau des feuilles des arbres les plus hauts où l'évapotranspiration est la plus intense, ce qui entraîne une plus forte discrimination $^{13}C/^{12}C$, renforcée par la faible luminosité (Van der Merve et Medina, 1989). La même tendance est observée pour des plantes vivant dans un milieu très hydrophile telle la ripisylve qui stabilise les berges des rivières et utilise l'eau disponible dans le cours d'eau ou dans la nappe, selon les saisons (Baker *et al.*, 2000 ; Snyder et Williams, 2000).

Le développement des plantes en C3 est donc bien adapté au climat tempéré où les taux de respiration du sol sont forts. On les trouve dans les écosystèmes depuis les tropiques jusqu'aux hautes latitudes. Elles sont cependant favorisées par des températures élevées jusqu'à 35°C et par des pressions de CO_2 atmosphérique comprises entre 400 et 600 ppmV, (Cerling *et al.*, 1997).

4. 1. b- Les plantes en C4

Les herbes adaptées aux régions arides telles que des graminées (le maïs, le sorgho), la plupart des Euphorbiacées, les herbes des savanes ou des grandes prairies sont des plantes en C4 (Sage *et al.*, 1999).

Les plantes en C4 produisent une molécule à quatre atomes de carbone suivant le cycle de Hatch-Slack : le CO_2 respiré est d'abord fixé dans le mésophylle qui produit des molécules intermédiaires qui sont transférées dans la paroi membranaire où elles sont transformées en énergie selon le cycle de Calvin-Benson.

L'anatomie particulière des feuilles (anatomie de Kranz) leur confère une capacité très forte à l'assimilation du CO_2. Au cours de la photosynthèse, lors de l'assimilation du CO_2, les plantes en C4 ont une faible discrimination du $^{13}CO_2$. Par conséquent, les valeurs $\delta^{13}C$ seront plus élevées que celles des plantes en C3. La plage des valeurs isotopiques des plantes en C4 est plus restreinte que celle des plantes en C3, entre – 10 et – 14 ‰ (valeur médiane autour de – 13 ‰ ; Smith et Epstein, 1971).

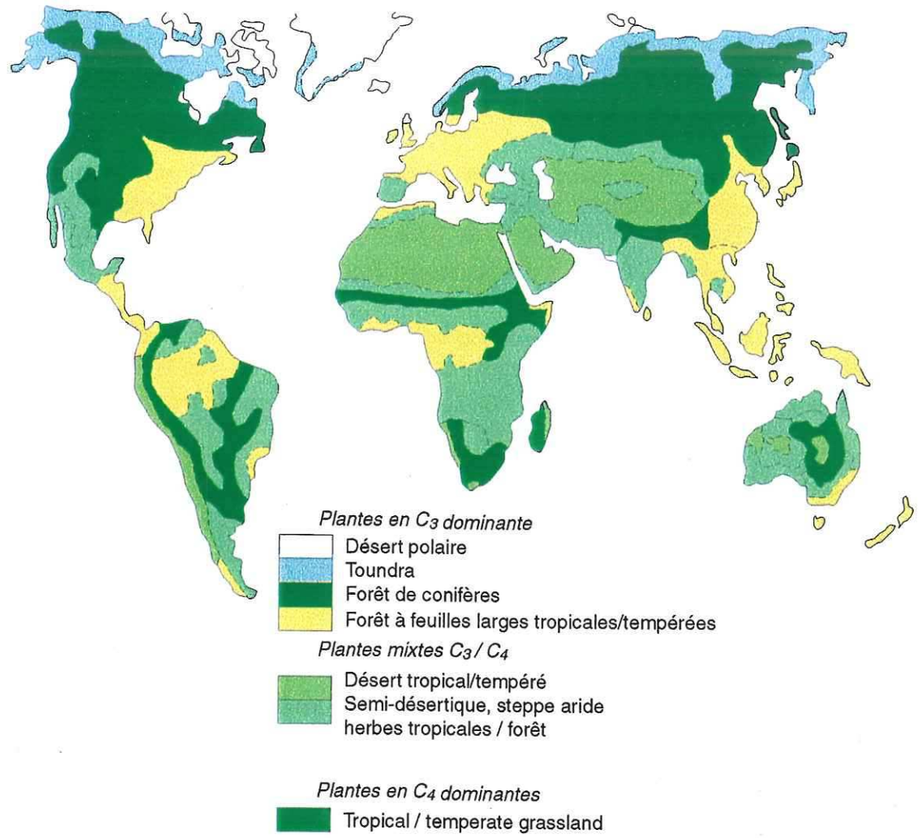


Figure 14 : Carte de répartition générale des écosystèmes en C3 et C4 à travers le monde (d'après Cerling et Quade, 1993)

La photosynthèse des plantes en C4 est particulièrement efficace pour des températures élevées et des intensités lumineuses fortes (Thomasson *et al.*, 1986). Leur développement est favorisé par des saisons chaudes correspondant à leur période de croissance (Ehleringer et Monson, 1993 ; Tieszen *et al.*, 1997) et est limité pour des températures nocturnes inférieures à 8°C. Globalement, le taux de photosynthèse des plantes en C4 est plus grand que celui des plantes en C3, avec des taux d'échanges gazeux compris respectivement autour de 30 µmole CO_2 / mole d'air et entre 0 et 5 µmole CO_2/mole d'air (Osmond *et al.*, 1982). De plus, la photosynthèse en C4 est favorisée par des concentrations en CO_2 atmosphérique faibles, inférieures à 400-500 ppmV. Ce facteur est considéré comme essentiel dans le développement de ce type de végétation et peut devenir un facteur limitant au delà du seuil précédent. La capacité d'adaptation des plantes en C4 étant très développée, leur croissance sera importante même si les conditions favorables ne sont réunies que temporairement, en particulier le stress hydrique au cours de la période de croissance.

Parmi les écosystèmes actuels adaptés à la croissance des plantes en C4 (Figure 14) on trouve les écosystèmes des climats tropicaux à sub-tropicaux (savanes) et les zones tempérées à semi-désertiques (grandes prairies d'Amérique). Le climat méditerranéen constitue une exception car la période de croissance des végétaux au printemps correspond encore à la période froide de l'année ce qui, par conséquent, favorise le développement des plantes en C3.

Les premières traces de plantes en C4 présentant les caractéristiques de l'anatomie de Kranz sont enregistrées à la fin du Tertiaire, notamment dans la « Ricardo Formation » du Miocène moyen de Californie datée à 12,5 Ma (Nambudiri *et al.*, 1978), bien que des cellules de type Kranz aient été suspectées dans le Crétacé supérieur (Brown et Smith, 1972).

Il semblerait que le développement des plantes en C4 au cours des temps géologiques ait été favorisé par la chute de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère (Mora *et al.*, 1991 ; Cerling, 1992a, 1992b ; Mora *et al.*, 1996 ; Ehleringer *et al.*, 1997). L'aridité ou des températures élevées ne seraient pas suffisantes pour permettre leur évolution (Ehleringer *et al.*, 1991).

4. 1. c- Les plantes CAM

Les plantes CAM (cactus, kalanchoe…) sont adaptées aux conditions de stress hydrique et de faibles concentrations en CO_2 atmosphérique. On les rencontre en particulier dans des régions désertiques, où les stomates sont fermés le jour, pour protéger la plante de la dessiccation, et ouverts la nuit. Elles fonctionnent sur le même mode que les plantes en C4 mais leur stratégie de survie réside dans la fixation du CO_2 au cours de la nuit. Le principal avantage de ce métabolisme est que le CO_2 est utilisé la nuit pour synthétiser la matière organique, limitant ainsi les pertes en eau. Les molécules synthétisées la nuit sont utilisées le jour ce qui entraîne la libération du CO_2, qui est repris dans le cycle de Calvin.

Les plantes CAM ont la particularité d'avoir des valeurs $\delta^{13}C$ intermédiaires entre celles des plantes en C3 et celles des plantes en C4, ce qui rend leur identification difficile à partir de la composition isotopique qui peut tout aussi bien refléter un mélange de plantes C3/C4 que la présence de plantes CAM.

4. 2. Autres facteurs

4. 2. a- Influence de l'altitude

Avec l'altitude, la proportion d'isotopes légers ^{12}C augmente, les isotopes lourds ^{13}C sont progressivement exclus du CO_2 du sol. D'autre part, les conditions climatiques, plus froides et plus humides, tendent à privilégier le développement des plantes en C3 avec pour conséquence des taux de respiration du sol élevés. Ces deux principales raisons conduisent à une diminution du $\delta^{13}C$ avec l'altitude (Quade *et al.*, 1989a ; Quade et Cerling, 1990).

4. 2. b- La température

La thermodépendance du coefficient de fractionnement du couple calcite-CO_2 à l'équilibre rend difficile l'estimation de la température à partir de la composition isotopique des sols carbonatés (Romanek *et al.*, 1992). Le gradient thermique du couple calcite-CO_2 (gaz) est de -1‰/10°C (Figure 15) et son influence ne doit pas être négligée (Cerling, 1999). La connaissance du coefficient de fractionnement est importante car elle rentre en compte dans l'estimation des niveaux de pCO_2 atmosphérique anciens à partir des compositions isotopiques des sols carbonatés (Cerling, 1991, 1992a, b ; Mora *et al.*, 1991, 1996 ; Mora et Driese, 1999 ; Yapp, 1993).

Cependant, les paléosols carbonatés se forment en profondeur, sous des climats tropicaux à subtropicaux ce qui implique des températures moyennes comprises entre 15 et 35°C. En effet, les hautes températures favorisent la précipitation des carbonates (solubilité rétrograde de la calcite). De plus, ils se forment préférentiellement sous des climats où la période de croissance des plantes est pendant la saison chaude. La gamme de température étant réduite, il semble donc justifié de minimiser l'impact de la température sur la composition isotopique du carbone des sols (Cerling, 1992a).

4. 2. c- La porosité du sol

La porosité libre du sol (proportion d'espaces remplis par l'air) intervient sur la diffusion des gaz dans un sol. Les sols peu drainés ont une porosité voisine de zéro et présentent des traces de marmorisation dues aux réactions d'oxydoréduction. Les sols carbonatés ont une porosité comprise entre 0,3 et 0,4.

Le modèle de Cerling (1991) montre que la porosité, au même titre que la connexion des pores, affecte de façon conséquente la concentration en CO_2 du sol en diminuant le coefficient de diffusion (Figure 16) : pour une valeur donnée du $\delta^{13}C$ des carbonates du sol, plus la porosité est élevée, plus la composante $pCO_{2\,atm}$ sera minimisée.

4. 2. d- La pression de CO_2

D'après le modèle de Cerling et son application aux paléosols, la pression partielle de CO_2 dans les sols n'a pas d'impact significatif (Cerling, 1991) à l'exception des sols étudiés en altitude (2865 m) où le $CO_{2\,sol}$ augmente avec la profondeur et montre une bi-cyclicité saisonnière (Solomon et Cerling, 1987).

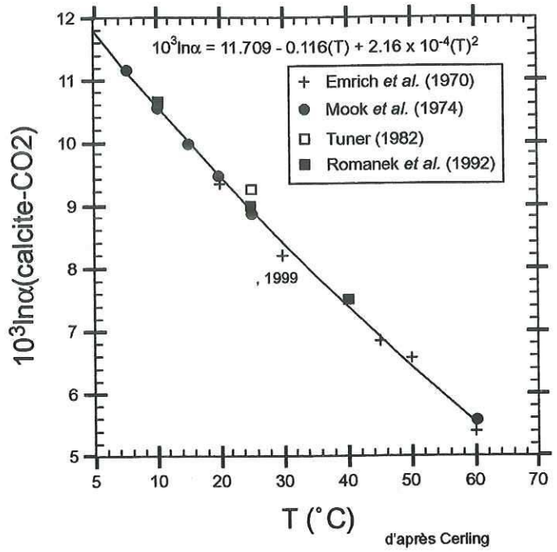


Figure 15 : Distribution linéaire en échelle logarithmique entre le coefficient de fractionnement de la calcite à l'équilibre avec le CO_2 et la variation de la température (d'après Cerling, 1999)

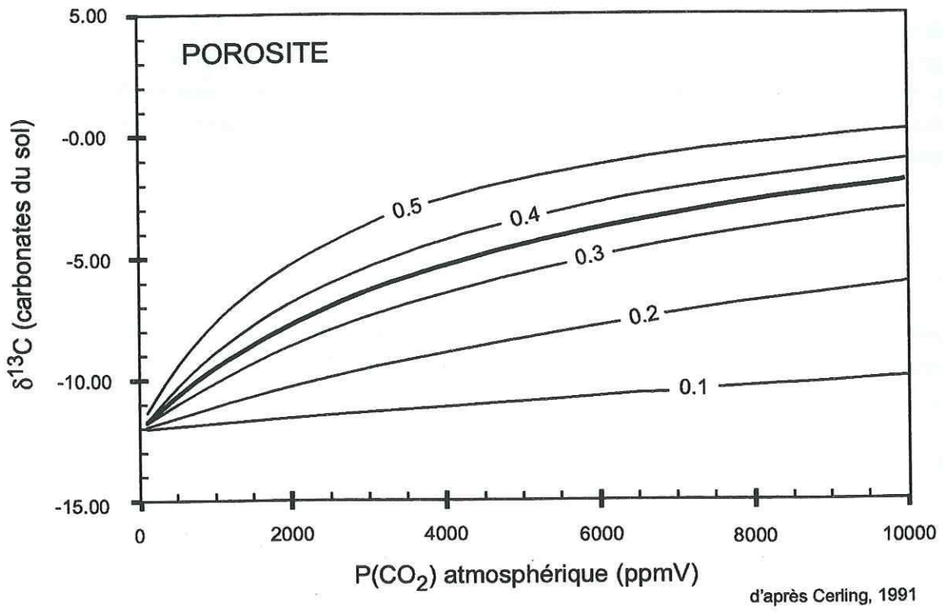


Figure 16 : Variations de la composition isotopique et de la pCO_2 en fonction de différents degrés de porosité (d'après Cerling *et al.*, 1991)

5. CONCLUSIONS

Nous avons essayé de présenter les paramètres majeurs, facteurs de variations des signaux isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ dans les sols carbonatés. L'amélioration de cette approche est à poursuivre au travers des expériences sur l'actuel et par le développement des modèles.

Parmi les variables en interaction, il est possible de faire un certain nombre d'approximations. Ainsi, dans un sol carbonaté, en profondeur :

- La composition isotopique en carbone $\delta^{13}C$ est essentiellement influencée par le couvert végétal (type de plantes C3/C4, taux de respiration du sol…) et dans une moindre mesure, par la concentration en CO_2 atmosphérique.
- Le signal $\delta^{18}O$ représente la composition isotopique des eaux météoriques modifiée par les processus de fractionnement isotopique au cours de l'évaporation/condensation dans le sol (température, pression, altitude, continentalité).

Nous exposons maintenant au travers de quelques travaux quelles sont les informations apportées par les signaux isotopiques du carbone et de l'oxygène dans les études des séries anciennes.

C- QUELQUES EXEMPLES ILLUSTRANT LES APPORTS DES ETUDES ISOTOPIQUES

Les exemples présentés ci-dessous constituent une sélection qui illustre les grands domaines dans lesquels les études sur les isotopes stables ont permis des avancées significatives dans la compréhension des systèmes continentaux. On s'est attaché à présenter plus particulièrement les résultats des études appliquées aux paléosols carbonatés.

1. PALEOECOLOGIE

Le signal isotopique $\delta^{13}C$ des carbonates pédogéniques (et des autres sources de carbone comme celui de l'apatite de dents, de la matière organique etc.) permet d'estimer la contribution des plantes en C3 et en C4 au sein d'un écosystème, apportant ainsi des indications sur la paléoécologie, comme par exemple le développement des plantes en C4 (Figure 17). Cet outil a été utilisé au travers d'études variées sur les séries tertiaires et quaternaires, en Amérique (Amundson *et al.*, 1988 ; Wang *et al.*, 1993 ; MacFadden *et al.*, 1994 ; MacFadden et Cerling, 1996 ; Latorre *et al.*, 1997 ; Mora et Pratt, 2002), en Afrique (Cerling et Hay, 1986 ; Cerling *et al.*, 1991a ; Morgan *et al.*, 1994 ; Lee-Thorp & Beaumont, 1995 ; Leakey *et al.*, 1996) et en Asie (Quade *et al.*, 1989b ; Cerling *et al.*, 1993 ; France-Lanord et Derry, 1994 ; Morgan *et al.*, 1994 ; Freeman et Colarusso, 2001).

Par exemple, au Nord du Pakistan, dans les séries sédimentaires du Groupe du Siwalik d'âge Mio-Pléistocène (depuis – 18 Ma jusqu'à l'actuel) les paléosols carbonatés offrent un enregistrement

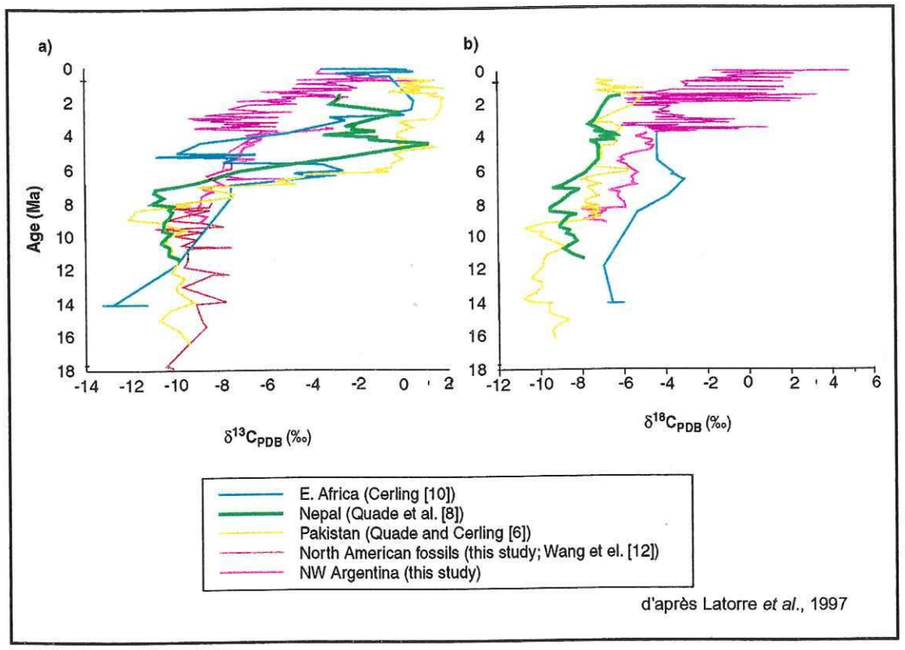


Figure 17 : Expansion des plantes en C4 entre 8 et 7 Ma indiquée d'après les paléosols et les dents fossiles enregistrée sur quatre continents (Latorre et al., 1997)

détaillé (Cerling *et al.*, 1989 ; Quade *et al.*, 1989b ; Quade *et al.*, 1995). Avant 8 Ma, les valeurs $\delta^{13}C$ des paléosols carbonatés oscillent en moyenne autour de – 9 à – 11 ‰. Ces valeurs en moyenne sont caractéristiques des plantes en C3. Les fluctuations reflètent alors soit la présence d'une faible proportion de plantes en C4 dans l'écosystème soit une variabilité naturelle de la matière organique des plantes en C3. A partir de 7 Ma, le signal isotopique $\delta^{13}C$ est brusquement enrichi en ^{13}C et atteint des valeurs de +3 ‰ indiquant un écosystème dominé par le pôle en C4. La même évolution est constatée pour le signal $\delta^{18}O$. Quade *et al.* (1989b) relient ces variations à des changements climatiques régionaux et notamment à l'intensification du régime de mousson, apparu il y a 11-10 Ma, et accru à partir de 7 Ma. La mise en place du système de mousson s'accompagne de l'apparition des premières grandes prairies herbacées en C4 (Cerling *et al.*, 1993) et d'une adaptation alimentaire significative des mammifères herbivores après 7,4 Ma (Morgan *et al.*, 1994). Cependant, la présence des plantes en C4 dans la composition du régime alimentaire des herbivores est perçue dès 9,4 Ma. Une étude récente sur la fraction moléculaire de la matière organique (Freeman et Colarusso, 2001) confirme et précise l'expansion des plantes en C4 dès 9 Ma.

2. PALEOCLIMATOLOGIQUE

La reconstitution des paléoclimats à partir du signal isotopique $\delta^{18}O$ des paléosols carbonatés ou d'autres objets d'études (dents de vertébrés par exemple) est fréquemment ciblée sur l'intervalle de temps plio-pléistocène à Actuel (Cerling *et al.*, 1988 ; Wang et Zheng, 1989 ; Kelly et Yonker, 1993 ; Smith *et al.*, 1993 ; Slate *et al.*, 1996 ; Taupin *et al.*, 2002) dans lequel le signal est assez précis. Cependant, pour des périodes plus anciennes, les approches paléoclimatiques sont souvent associées à la paléoécologie et à des changements de flore majeurs (cf. § précédent ; Cerling *et al.*, 1988).

Une autre approche paléoclimatologique consiste à reconstituer les variations saisonnières de température et le signal $\delta^{18}O$ des eaux météoriques enregistrées dans les lamines des dents de mammifères terrestres (Koch *et al.*, 1989 ; Koch *et al.*, 1998) .Elles montrent qu'il existe une relation spécifique entre les faibles valeurs du $\delta^{18}O$ et les périodes hivernales.

Considérons à nouveau l'expansion des plantes en C4 reconnue dans les régions d'Asie, d'Inde, d'Afrique du Sud et de l'Est et d'Amérique du Nord au cours du Miocène terminal (cf. références II- C- 1.). En Amérique du Sud en particulier, Latorre *et al.* (1997) ont comparé les signaux isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des paléosols carbonatés et ceux de l'émail des dents des herbivores (NW de l'Argentine). Le signal isotopique montre un premier décalage vers 7,3 et –6,7 Ma suggérant la présence des premières plantes en C4. Néanmoins, le développement d'une végétation dominée par les plantes en C4 n'apparaît que vers 3,5 Ma. Ces résultats montrent alors que l'expansion des plantes en C4 n'a pas été synchrone à l'échelle de la planète. Si l'apparition à l'échelle du globe des plantes en C4 peut être liée à un contrôle global tel la chute de pCO_2 atmosphérique (Cerling *et al.*, 1993), leur développement est certainement favorisé par les conditions climatiques régionales (Latorre *et al.*, 1997). Ainsi, en Argentine, les auteurs proposent un changement de climat avec une augmentation des pluies d'été. L'accroissement de la température moyenne annuelle ou la réduction de l'humidité contribue alors à favoriser les forts taux d'évaporation du sol caractéristiques des grandes prairies (perte des isotopes légers ^{16}O, donc une évolution vers des valeurs positives du $\delta^{18}O$) et favorables aux plantes en C4.

En parallèle, le signal isotopique de l'émail des dents fossiles révèle la même tendance avec un décalage vers des valeurs plus fortes et une composante importante des plantes en C4 dans le régime alimentaire des herbivores dès 7,6 Ma.

Les auteurs concluent qu'un changement climatique, associé ou non à une diminution de la pCO_2 atmosphérique, peut justifier la composition $\delta^{18}O$ des sols carbonatés sous couvert végétal de prairies.

3. RECONSTITUTION DE LA PALEOATMOSPHERE (PCO_2)

La concentration du CO_2 du sol est égal à la somme de la concentration du $CO_{2\ resp}$ et de la concentration du $CO_{2\ atm}$. Le modèle de diffusion de Cerling (1984) montre qu'en profondeur dans un sol, la concentration du CO_2 est constante (au-delà de 50-70 cm). A partir des observations sur les sols actuels, il est possible de reconstituer les paléo-concentrations du $CO_{2\ atm}$ au cours des temps géologiques en utilisant la composition isotopique (carbone) des sols carbonatés.

Les estimations de la concentration en CO_2 de l'atmosphère reflètent des fortes valeurs à la fin du Paléozoïque, une chute de la concentration autour de 1000 ppmV au début du Permien, des valeurs plus fortes durant le Mésozoïque comprises entre 2000 et 3000 ppmV et une décroissance sous 1000 ppmV au cours du Tertiaire (Cerling, 1992a ; Yapp, 1993 ; Mora *et al.*, 1991, 1996 ; Mora et Driese, 1999). Ces estimations, obtenues à partir des $\delta^{13}C$ des carbonates pédogéniques, sont en accord avec les travaux de Berner sur le cycle géochimique du carbone (1991) et de Pagani *et al.* (1999) sur les alkénones et foraminifères planctoniques pour le Miocène (Figure 18).

4. PALEOALTITUDE

Il s'agit d'un problème souvent difficile dans les séries sédimentaires continentales car on ne dispose que de peu d'indices discriminants (paléovégétation, enregistrement sédimentaire). L'estimation de la paléoaltitude à partir du signal isotopique des eaux météoriques est d'ailleurs un sujet peu exploré. Les processus de condensation de la vapeur des nuages en eau de pluie conduisent à un appauvrissement en ^{18}O, depuis les basses altitudes vers les hautes altitudes (Dansgaard, 1964).

Quade *et al.* (1989a) ont étudié des sols carbonatés de l'Holocène (Great Plains, USA). Au travers de différents transects, ces auteurs ont mis en évidence une relation entre la composition isotopique $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des profils pédogéniques et l'altitude. La décroissance du $\delta^{13}C$ dans un sol carbonaté est plus rapide à plus haute altitude et elle serait due à l'augmentation des taux de respiration du sol avec l'altitude, tendance accentuée par les variations saisonnières. De même, les valeurs $\delta^{18}O$ ont un comportement similaire, qui s'explique en plus de l'effet thermique soit par une évaporation plus importante en surface, soit par une infiltration préférentielle des isotopes légers en hiver à une profondeur plus grande.

D'autres études s'intéressent plus particulièrement à la relation existant entre la paléoaltitude et l'histoire des régions en soulèvement tectonique telles que le plateau du Tibet et l'Himalaya (Stern *et al.*, 1977 ; Chamberlain et Poage, 2000 ; Garzione *et al.*, 2000a, 2000b). Les isotopes de l'oxygène apportent des informations sur l'altitude à laquelle les masses d'air ont dû monter pour franchir les chaînes de montagnes. Ces informations permettent de reconstituer l'histoire de la surrection des orogènes.

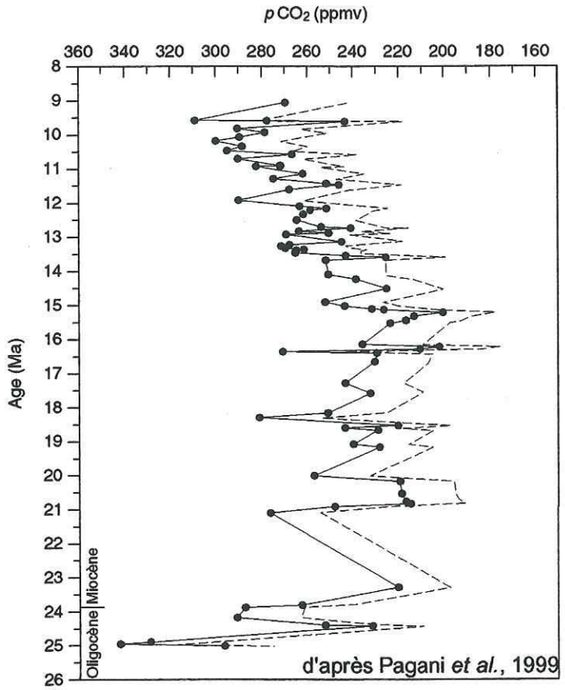


Figure 18 : Estimation de la pCO_2 atmosphérique au cours des temps géologiques entre 8 et 26 Ma (Pagani et al., 1999)

5. STRATIGRAPHIE

Les enregistrements des signaux isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ du réservoir océanique présentent des fluctuations remarquables qui peuvent être reliées précisément aux signaux continentaux enregistrés par les paléosols carbonatés, l'émail des dents de mammifères, de la matière organique, l'atmosphère etc. Le signal $\delta^{13}C$ se prête le mieux à ce type d'étude.

Un certain nombre d'excursions isotopiques connues dans le domaine marin ont été identifiées dans les séries continentales : limite Crétacé-Tertiaire (Cojan *et al.*, 2000), limite Permo-Trias (Retallack *et al.*, 1987) ainsi que des évènements plus brefs. Par exemple, l'événement isotopique de la fin du Paléocène (LPTM, Late Paleocene Thermal Maximum) qui s'inscrit dans une période marquée par une augmentation progressive des températures (de 58 à 50 Ma), se marque par un réchauffement court et rapide (< 150 ka) à 57,5 Ma (Kennett et Stott, 1991 ; Zachos *et al.*, 1993). Ceci se traduit par une chute des valeurs du $\delta^{13}C$ de 3 à 4 ‰, attribué à la libération d'hydrates de gaz (Zachos *et al.*, 1993). Cet événement a été retrouvé dans les séries continentales d'Amérique du Nord et d'Europe avec la même amplitude à partir des paléosols carbonatés (Koch *et al.*, 1992 ; Cojan *et al.*, 2000), ou de la matière organique continentale (Thiry et Dupuis, 1998 ; Sinha et Stott, 1994 ; Magioncalda *et al.*, 2001) ou l'apatite des dents de mammifères (Koch *et al.*, 1992). Cet événement est associé à un renouvellement de faunes dans le bassin du Bighorn, Wyoming (limite Clarkforkian-Wasatchian).

L'utilisation stratigraphique des isotopes (carbone et oxygène) dans les séries continentales est répandue dans le Quaternaire (Hatté *et al.*, 1998 ; Xiao et An, 1999) et aussi dans les séries plus anciennes (Koch *et al.*, 1992 ; Mora et Driese,1999 ; Cojan *et al.*, 2000 ; Lopez *et al.*, 2000 ; Brand et Brenckle, 2001 ; Joachimski *et al.*, 2002 ; Ségalen *et al.*, 2002) (Figure 19).

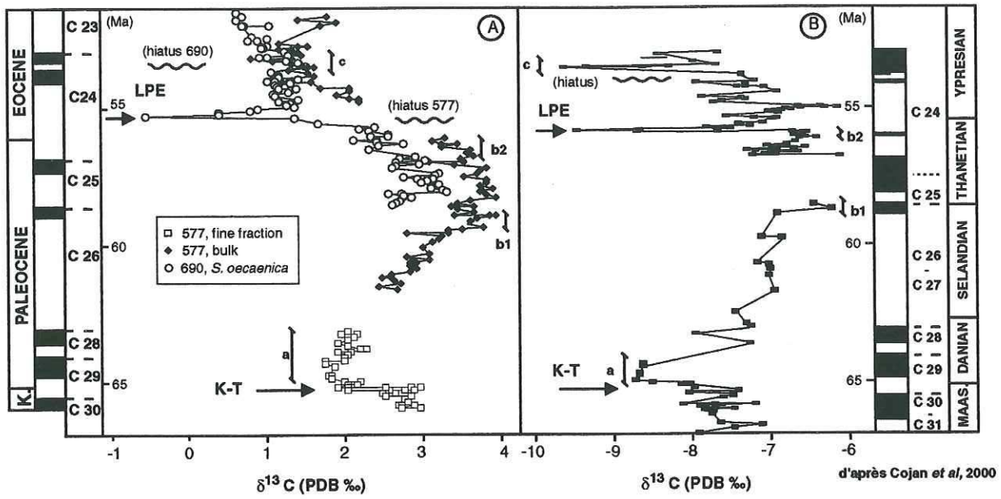


Figure 19 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ des paléosols carbonatés et magnétostratigraphie de la limite Paléocène-Eocène d'après Cojan *et al.* (2000)

D- CONCLUSION

La stratigraphie à partir des isotopes du carbone est utilisée afin d'améliorer les corrélations entre les séries marines et continentales grâce à l'équilibre isotopique existant entre les réservoirs océaniques et atmosphériques, sur une échelle de temps courte par comparaison à l'échelle des temps géologiques.

Le processus de diffusion du CO_2 dans les sols dépend essentiellement de la végétation bien que d'autres paramètres interviennent. Il semble intéressant de multiplier les études quantitatives sur l'actuel pour arriver à mieux contraindre ces différents facteurs et pour préciser les processus de fractionnement en particulier les processus biologiques.

Le signal isotopique $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des paléosols recèle une large quantité d'informations tant dans la reconstitution des écosystèmes (changements de végétation, apparition des plantes en C4), l'estimation de la $pCO_{2\ atm}$, que dans la restitution des climats ou paléotempératures, dans l'intérêt stratigraphique (datations, corrélations), éventuellement associé à d'autres méthodes telles que la magnétostratigraphie ou la biostratigraphie.

III- LES SERIES ETUDIEES

Dans un premier temps, nous avons dû valider la méthode chimiostratigraphique dans le domaine continental à partir de coupes de référence dans l'Oligocène (coupes du Revest et de Sigonce, secteur ouest) et le Miocène (coupes de Beynes et de Châteauredon). Celles-ci ne présentent apparemment pas de hiatus sédimentaires et sont relativement bien calées temporellement.

Par la suite, cette approche a été étendue à des coupes bien réparties sur l'ensemble du domaine d'étude, représentant des milieux de dépôts variés afin d'intégrer les interprétations paléoenvironnementales et paléogéographiques et d'apprécier les architectures de ces séries de bassin d'avant-pays.

Cette partie est consacrée à la description sédimentaire des environnements de dépôt rencontrés.

1. PRESENTATION DU SECTEUR D'ETUDE

Ces coupes se répartissent en trois grands secteurs géographiques (Figure 2). Les levers détaillés sont disponibles en annexe B.

► un secteur sud, dans lequel les dépôts se développent de l'Oligocène jusqu'au Miocène moyen :

- la coupe du Pont d'Aiguines (Annexe 11), au NW du Pont du Galetas, à la rencontre du Verdon et du lac de Ste Croix,
- les affleurements du synclinal de Majastres regroupant trois coupes réparties du Sud au Nord (coupe du Ravin des Cougnets (Annexe 10), coupe de Majastres-village (Annexe 9), et coupe du Saule Mort (Annexe 8). Du fait du déplacement de l'écaille de Majastres au front de la nappe de Digne, ce site doit être replacé en position paléogéographique dans les reconstitutions ultérieures (déplacement d'environ 10 km vers le NE)
- les coupes de Beynes, Châteauredon (Annexe 6, Annexe 7),

► un secteur nord, dans lequel les séries s'étendent de l'Oligocène à l'Aquitanien inférieur :

- la coupe du Ravin du Rousset (Esclangon, en rive gauche du Bès, Annexe 15). Elle offre la succession la plus complète de la bordure septentrionale du bassin,
- la coupe du ravin de Maurel, sur la bordure NW du bassin de Digne, à l'est de Sisteron (Annexe 14)

► un secteur ouest, d'âge oligocène, au nord de Forcalquier,

- les coupes du Revest (Annexe 12) et de Sigonce (Annexe 13), (à l'ouest de la faille de la Durance) qui appartiennent déjà au prolongement du bassin de Digne-Valensole vers le bassin de Manosque-Forcalquier.

Les différents sites d'étude offrent tous d'abondants horizons de paléosols carbonatés et bien répartis au sein d'environnements de dépôts sédimentaires variés : le domaine côtier (coupe de Beynes-Châteauredon, Majastres-village, le Revest), le milieu continental à dominance fluviatile (coupes de Majastres-village, le Saule Mort, Ravin des Cougnets, Ravin du Rousset, Le Revest, Ravin

de Maurel) et l'environnement continental à dépôts lacustres fréquents (coupes de Sigonce, de Pont d'Aiguines). Il apparaît alors intéressant d'étudier la variation du signal isotopique en relation avec la diversité des faciès sédimentaires rencontrés dans une optique de reconstitutions des paléoenvironnements et de la paléoécologie.

Au lever classique des coupes sédimentologiques présentées en annexe, le travail de terrain a consisté :

- à relever les variations de couleurs du sédiment après retrait de la couche altérée superficielle ce qui apporte des indications sur les conditions d'oxydoréduction,
- à prélever en profondeur les échantillons de marnes de teintes plus grisâtre ou foncée afin de procéder à l'extraction de la matière organique, en prenant soin d'éviter les contaminations de surface,
- à noter et prélever les niveaux noirs contenant des faunes chétives de types limnées, planorbes, fréquemment associées aux dents de rongeurs, afin d'établir un lien avec les niveaux fossilifères décrits dans la littérature,
- à prélever des échantillons de marnes (coupes de Beynes, Châteauredon, Saule Mort, Pont d'Aiguines, Ravin des Cougnets) dans un objectif d'étude palynologique mais également d'analyse des argiles au diffractomètre à rayons X,
- à échantillonner des coquilles d'huîtres *Ostrea Crassissima* (coupe de Châteauredon) afin de tester la datation par les isotopes du strontium,
- à l'échantillonner de façon systématique de tous les niveaux de pédogenèse carbonatée rencontrés, en précisant le type de nodules, isolés ou de type poupées calcaires. Les niveaux de plusieurs mètres d'épaisseur ont été échantillonnés à la base, au milieu et au sommet de l'horizon carbonaté.

Les échantillons de nodules carbonatés ont été prélevés en profondeur afin de limiter d'éventuelles influences de l'altération de surface. La qualité des nodules est liée à la résistance des carbonates et à leur composition micritique, sans diagenèse, ou sparitique, ayant subi des influences diagénétiques. Ainsi, les nodules crayeux ou gréseux ont été écartés. Le choix des échantillons retenus pour les analyses est fait de façon à respecter une répartition homogène des mesures isotopiques (pas d'analyse régulier) compte tenu également du temps passé pour la réalisation de chaque analyse, de son coût et des impératifs de planning du laboratoire. Les différents types de nodules en relation avec la roche-mère sont présentés ci-dessous.

2. ENVIRONNEMENTS DE DEPOT

Dans le cadre de cette étude, nous avons étudié des coupes présentant chacune une variété d'environnements de dépôt depuis la ceinture de chenaux aux faciès de plaine d'inondation, de lacs, et d'environnements marins-côtiers.

Seules les coupes de Châteauredon (Annexe 7), de Majastres-village (Annexe 8) et du Revest (Annexe 12) offrent des exemples de faciès sous influence marine, intercalés dans des séries continentales.

L'étude de chaque coupe comporte, outre une description lithologique classique, une description des couleurs selon un code réalisée à partir des limons débarrassés de leur altération de surface. La position des échantillons prélevés (nodules carbonatés, argiles) et le découpage selon le type d'environnement de dépôt sont précisés.

Nous présentons les différents environnements rencontrés afin d'éviter des descriptions répétitives qui auraient été induites par une présentation par coupe.

2. 1. Les cônes alluviaux

Ceux-ci se présentent soit sous forme de nappes conglomératiques (conglomérats du Galetas, carte géologique de Moustiers-Ste-Marie, qui s'organisent sur près de 30 m en séquences conglomératiques strato- et grano-décroissantes, Planche Photos 4) soit par des chenaux au remplissage grossier, de type conglomérats ou brèches et à la base très érosive. Ces faciès traduisent un environnement torrentiel de cône alluvial développé en zone de piémont. Ces faciès sont particulièrement bien développés dans les dépôts de brèches à la base de la Molasse Rouge du Ravin du Rousset (Annexe 15) et à la base de la coupe de Pont d'Aiguines (Annexe 11). Des chenaux conglomératiques très érosifs sont bien illustrés par les dépôts de la Molasse Jaune à Tanaron (Annexe 16), dans la partie inférieure de la Molasse Rouge du Ravin de Maurel (Annexe 14) et sur une partie de la coupe du Ravin des Cougnets au sud de Majastres (cote 145 à 180 m, Annexe 10).

2. 2. Le système fluviatile

Les faciès fluviatiles rencontrés dans l'Oligo-Miocène du bassin de Digne sont composés en grande majorité par des limons et des grès de plaine d'inondation. Les grès correspondent aux chenaux fluviatiles. Les limons rouges provenant des crues de débordement successives sur la plaine d'inondation constituent le support matriciel pour la pédogenèse et la formation des horizons de paléosols carbonatés (Planche Photos 4).

2. 2. a- La ceinture de chenaux

Les chenaux fluviatiles seront décrits sur la base de critères regroupant la morphologie (stabilité du chenal et de ses berges), le rapport largeur/profondeur, la structure interne et la texture des grains. Nous essaierons dans la mesure du possible de leur attribuer un style fluviatile (rectiligne, méandriforme, tresse ou anastomosé). Cependant, vouloir identifier des caractères déterminant un style spécifique de rivière reste délicat compte tenu des nombreuses formes intermédiaires réparties entre les quatre styles principaux (Miall, 1985, 1992).

Le système fluviatile anastomosé

Les remplissages sableux se composent de grès à grains fins à moyens. Les chenaux sont en forme de lentilles dissymétriques et isolées, érosives à la base dans les dépôts de limons de la plaine d'inondation comportant le plus souvent des horizons de nodules carbonatés.

Les chenaux sont de taille restreinte, avec un rapport largeur/profondeur faible(30/3 à 5) et une asymétrie variable. Cette configuration est particulièrement bien exprimée à la base de la coupe de Châteauredon (Annexe 7).

Ces chenaux sont associées à de fines lentilles gréseuses comme des dépôts de crevasses (faciès gréseux fréquents sur la coupe du Saule Mort et du ravin des Cougnets, Annexe 8 et Annexe 10 ; cote 110-120 m, coupe de Châteauredon).

Ce type de dépôt de rivière est associé à des systèmes anastomosés, drainage sur de faibles pentes que l'on rencontre plus particulièrement en zone de plaine côtière ou de delta interne (Smith & Smith, 1980 ; Cairncross *et al.*, 1988).

Le système fluviatile en tresse

A la différence des dépôts fluviatiles précédents, on trouve des chenaux constitués de bancs sableux construits (auges, stratifications planes obliques). La granulométrie est plus grossière, la forme beaucoup plus allongée avec un rapport largeur/profondeur plus élevé. Les dépôts de levées sont pratiquement inexistants et les faciès de crevasses sont rares.

Ce style de chenaux sinueux et construits est présent : sur la coupe de Châteauredon (Annexe 7, cote 125-130 m), puis à l'Ouest, au niveau du virage au bord de la route Napoléon et plus à l'Est sur la coupe des Courtiers ; sur la coupe de Majastres-Saule Mort (Annexe 8) aux cotes 60 et 170 m ; sur la partie supérieure de la coupe de Majastres-village (Annexe 9), de la cote 60 à 96 m.

Ce type de chenaux est interprété comme des dépôts de rivière en tresse.

Le système fluviatile en méandres

On peut aussi observer des barres d'accrétion latérale dont la direction de progradation est perpendiculaire à l'écoulement général, associées à dépôts argileux de comblement du chenal (par exemple, dans le virage de la route Napoléon près de Châteauredon).

Chaque unité est constituée de grés massifs à la base s'amincissant latéralement et plus fins à proximité de la surface du banc. Ces différentes unités sont délimitées par des surfaces d'érosion d'accrétion latérale qui indiquent des pauses dans le développement du système et dont la direction de plongement indique le sens de déplacement latéral des chenaux.

Ce type d'architecture est fréquent dans les dépôts de rivière en méandres où ils constituent une « point bar » et se rencontre aussi plus occasionnellement au niveau de l'embouchure d'un fleuve ou dans des environnements fluviatiles de type tresse, au milieu du lit principal (Miall, 1992).

La barre d'embouchure

Parmi les différents corps sédimentaires rencontrés, on peut observer autour de la cote 170-185 m de la coupe de Châteauredon un corps sableux, épais (plus de 15 m) et très étendu latéralement (une centaine de mètre de large). Il est interprété en barre d'embouchure, constituée principalement de nappes sableuses amalgamées granocroissantes avec à la base quelques auges. Le sommet de la barre est tronqué par un conglomérat constitué par éléments roulés hétérométriques d'origine locale à matrice gréseuse.

En continuité latérale, cette barre se retrouve à l'ouest dans le virage avant le village de Châteauredon, sous les traits de la barre de méandres décrite ci-dessus.

2. 2. b- La plaine d'inondation

Cet environnement est représenté par des dépôts de limons de crues d'inondation au sein desquels peuvent se développer des paléosols carbonatés (Plaziat *et al.*, 1987).

La couleur des limons rouges est issue du drainage de l'horizon A de lessivage. La couleur des limons couvre toute la gamme de couleurs des oxydes de fer et de manganèse associant le gris, le vert-olive, le marron, l'ocre, l'orangé, le rose, le rouge vif et le rouge violacé (lie-de-vin ; exemple

caractéristique de la Molasse Rouge d'Esclangon, Annexe 15). Les couleurs ocre et marron sont dues à la goethite (coupe du ravin des Cougnets, Annexe 10) et des couleurs plus rouges reflètent la présence d'hématite.

La partie préservée des paléosols correspond essentiellement à l'horizon Bc représenté par des nodules isolés ou coalescents sont associés aux limons de plaine d'inondation, qui constituent la roche-mère de ces dépôts (coupe de Sigonce, Annexe 13 ; coupe de Beynes, Annexe 6). Nous détaillerons plus en détail par la suite les différents types de nodules rencontrés dans cette étude (Planche Photos 1).

Parmi les altérations aériennes, on a observé des surfaces cariées par des colonies de Microcodium. Ces colonies sont identifiées dans les brèches de base de la Molasse Rouge au ravin du Rousset et peuvent être associées aux premiers dépôts continentaux du bassin de Digne (Gigot, 1974). Elles sont aussi présentes sur le site de Pont d'Aiguines (Annexe 11, cote 140-150 m, Planche Photos 3). Elles sont associées à des oxydes de fer en remplissage de conduits verticaux ou horizontaux de plusieurs dizaines de cm de long et de 1 à 2 cm de diamètre développées dans des calcaires lacustres. Ce type d'altération est attribué à de la pédogenèse (Klappa, 1978 ; Plaziat et Freytet, 1978 ; Freytet *et al.*, 1987).

La plaine d'inondation est alimentée par des crues de débordement, soumise à la pédogenèse. L'intensité de celle-ci dépend du régime climatique, du taux de construction de la plaine d'inondation (fréquence et intensité des crues), de la hauteur de la nappe phréatique, de la mobilité des éléments chimiques et de la présence de matière organique vivante ou dégradée.

2. 3. Le domaine lacustre

L'environnement lacustre est représenté par deux types de dépôts qui dépendent étroitement des apports détritiques.

Les dépôts de calcaires palustres, de quelques dizaines de cm à 1 m d'épaisseur, forment des couches carbonatées souvent craquelées au sommet, soumises à dessiccation et à la déstructuration (formation d'intraclastes). Ces dépôts sont souvent marmorisés et présentent des traces de racines de plantes phréatophytes. Ils évoluent à émersion en calcaires palustres vers les berges, où la végétation est installée (coupes de Pont d'Aiguines, Annexe 11, de Châteauredon, Annexe 7, du Revest, Annexe 12 et de Sigonce, Annexe 13, Planche Photos 2)).

Dans le cas d'apports détritiques, les dépôts correspondent à des marnes grises, éventuellement riches en débris organiques (cotes 238-280 m de la coupe de Châteauredon, les Ruines, Annexe 7). Leur présence traduit l'apport de sédiment détritiques dans le lac. A ces dépôts sont fréquemment associés à des dépôts de paléosols hydromorphes (coupe du ravin du Rousset, Annexe 15) ou de type calcrète (cotes 5 m et 152 m, coupe de Châteauredon, Annexe 7 ; cote 100 m, coupe de Majastres-Saule Mort, Annexe 8).

L'ensemble de ces dépôts est attribué à des lacs de faible profondeur soumis régulièrement à la pédogenèse.

2. 4. Le domaine marin

Les faciès exprimant l'environnement de dépôt marin sont peu fréquents dans les coupes étudiées (Sigonce, Châteauredon et Majastres-village). En allant depuis le domaine le plus proximal vers le plus distal, on distingue des faciès de plaine côtière, de plage et de plate-forme interne (Planche Photos 5).

2. 4. a- La plaine côtière

La plaine côtière correspond à une zone mixte où se côtoient des processus d'énergie fluviatile. Une distinction a pu être faite entre :

- les dépôts marneux marmorisés de couleur ocre-gris-violacé, témoins des battements de la nappe brefs et répétés, avec des paléosols fréquents (cote 185-205 m, Châteauredon, Annexe 7).
- dans certaines zones, associées aux marnes, on observe des dépôts sableux de lobes de crevasses et des dépôts de particules fines amenées par les crues de débordement du système fluviatile (cote 280-350 m, coupe de Châteauredon, Annexe 7). Ces dépôts

Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de plaine côtière plus ou moins soumise à l'influence fluviatile en fonction de la distance du lieu d'observation au réseau de chenaux.

2. 4. b- L'environnement de plage

Ce type de sédiments est caractérisé à la fois par les structures sédimentaires et les informations biologiques.

Un litage de type flaser-, wavy- et lenticular- bedding est présent dans les trois barres marines inférieures (cote 15-65 m) de la coupe de Châteauredon (Annexe 7) ainsi que dans la barre marine sommitale sur laquelle est construit le village (cote 380 m). Les rythmites tidales sont très bien préservées et des imbrications de galets s'observent occasionnellement.

Les bioturbations de type faciès *Skolithos* (Châteauredon, barre marine supérieure) ainsi que des galets perforés et des cordons coquilliers (huîtres, lamellibranches) sont associés aux structures précédentes.

Nous attribuons ces dépôts à un environnement marin allant de la plage jusqu'à la zone intertidale.

2. 4. c- Le domaine de plate-forme interne

Des structures de type stratifications obliques en mamelons (*Hummocky Cross Stratifications*) ont été identifiées sur la coupe de Châteauredon (Annexe 7) dans la troisième barre marine (cote 60 m) et dans la barre marine sommitale (cote 380 m). Celles-ci demandent une énergie de houle suffisamment puissante présente reflétant l'action des tempêtes sous le niveau des vagues de beau temps (Walker et Plint, 1992).

3. MATERIEL ETUDIE

Suite au lever des coupes, l'étude a porté essentiellement sur l'analyse des nodules carbonatés de paléosols et sur la palynologie.

3. 1. Les nodules pédogéniques

Les nodules carbonatés des paléosols étudiés se développent dans deux types d'environnements de dépôt : la plaine d'inondation et le domaine palustre.

3. 1. a- Paléosols développés sur les limons de la plaine d'inondation

Les nodules pédogéniques sont issus d'un processus de migration progressive des éléments lessivés depuis l'horizon A (sous l'horizon humique) vers l'horizon B. Ce dernier se subdivise en deux sous-ensembles : l'horizon B *s.s.* où s'accumulent les argiles lessivées, et en-dessous, l'horizon Bc enrichi en carbonates. Dans la cas de la plaine d'inondation, les horizons de nodules carbonatés se développent sur les limons qui constituent la roche-mère du sol (Planche Photos 1).

Dans les paléosols étudiés, on a observé la préservation de l'horizon d'accumulation des carbonates et éventuellement d'une partie de l'horizon d'accumulation des argiles.

La formation des nodules pédogéniques carbonatés dépend essentiellement des conditions climatiques spécifiques et aussi de la dynamique des apports sédimentaires.

Les conditions climatiques optimales correspondent à un climat caractérisé par une alternance de périodes sèches et de périodes humides et à des précipitations comprises entre 100 et 300 mm par an (Duchaufour, 1982 ; Cerling et Quade, 1993). De telles conditions permettent la dissolution des ions carbonates, leur migration et leur accumulation principalement au-delà de 50 cm de profondeur.

Les horizons de nodules carbonatés peu épais correspondent à des apport sédimentaires rares mais importants (sols simples, Kraus et Aslan, 1999). La pédogenèse est interrompue par des dépôts de la crue. En revanche, les horizons de nodules carbonatés épais sont développés lorsque les apports des crues sont suffisamment faibles pour permettre la continuité du développement du sol (sol cumulatifs, Morrisson, 1978 ; Duchaufour, 1982 ; Collinson, 1996 ; Kraus et Aslan, 1999).

La plupart des nodules pédogéniques sont isolés, de taille comprise entre quelques mm et plusieurs cm. Ils présentent une surface irrégulière, et se trouvent dans des limons par un rubannement lié aux couleurs d'oxydation (cote 150-200 m, coupe du Revest, Annexe 12 ; coupe de Majastres-village, Annexe 9 ; partie inférieure de la coupe de Châteauredon, Annexe 7).

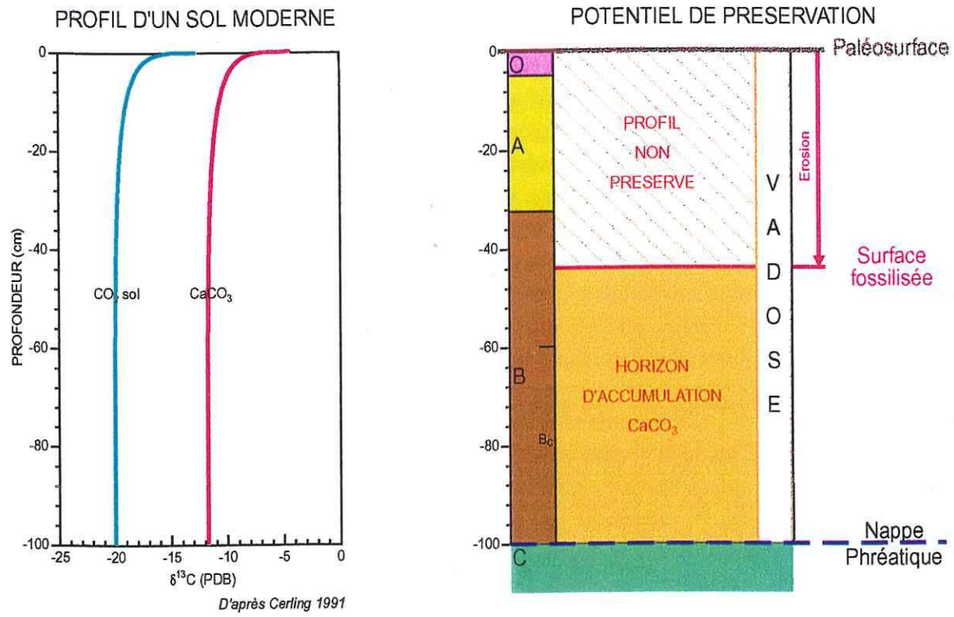


Figure 20 : Profil pédogénique illustrant l'horizon d'accumulation des carbonates en profondeur et concentration de CO_2 associée

3. 1. b- <u>Paléosols et environnement palustre</u>

Selon les variations du bilan hydrologique, les lacs sont soumis à des périodes d'émersion, favorables au développement de la végétation sur les bordures du lac, dans le domaine palustre. Là, se forment des tubulures ou manchons calcaires, encore appelés rhizomorphes ou poupées calcaires (Planche Photos 2).

Ce sont des concrétions verticales irrégulières de carbonate précipité autour des racines de plantes, dont la structure végétale n'est que rarement conservée (Klappa, 1980 ; Wright *et al.*, 1988). Plaziat *et al.* (1987) distingue les plantes xérophytes, dont les racines sont étendues et peu profondes, des plantes phréatophytes, dont les racines profondes atteignent la nappe phréatique. En effet, la libération du dioxyde de carbone dans le sol au niveau des racines au cours de la photosynthèse contribue à la précipitation des ions carbonates dans le sol.

De très beaux exemples de ce type de paléosols avec « poupées calcaires » sont observés sur les coupes de la Molasse Rouge du ravin de Maurel (cote 50 à 100 m, Annexe 14), sur la partie de la Molasse Rouge gréseuse d'Esclangon (cote 120 à 200 m, Annexe 15) et sur la coupe du ravin des Cougnets (cote 140 à 220 m, Annexe 10).

Parmi ceux-ci, le paléosol carbonaté de la coupe du Saule Mort (cote 100 m, Annexe 8) est exceptionnel par son épaisseur (4 m) et son stade de maturité puisqu'il présente l'aspect d'un horizon compact. La partie supérieur possède une structure prismatique évoluant vers la partie inférieure sous la forme de tubulures ou poupées calcaires s'enfonçant dans les limons rouges ou grisâtres sous-jacents. La surface supérieure, compacte, peut présenter des pseudo-microkarts remplis d'argiles résiduelles et/ou de concrétions carbonatées de type oncolites, ou de nodules pédogéniques carbonatés.

3. 1. c- <u>Protocole analytique</u>

Dans cette étude, 340 échantillons de poudres ont été analysés.

Un certain nombre d'échantillons peut avoir subi une altération superficielle qui va se traduire par des valeurs extrêmes caractéristiques d'une réouverture du système calcite-CO_2-H_2O alors soumis aux influences des eaux météoriques de surface. Un nodule carbonaté, présentant des critères de sélection peu satisfaisants (par exemple, faible dureté), ne sera pas analysé. Ainsi, moins de 5 % des échantillons analysés n'ont pas été retenus pour l'interprétation.

Les échantillons de nodules carbonatés ont été prélevés en profondeur afin de limiter d'éventuelles influences de l'altération de surface. La qualité des nodules est liée à la résistance des carbonates et à leur composition micritique, sans diagenèse, ou sparitique, ayant subi des influences diagénétiques. Ainsi, les nodules crayeux ou gréseux ont été écartés. Une étude en lame mince vient en complément du diagnostique de terrain. Les nodules pédogéniques sont constitués de micrite et ne présentent que de rares recristallisations.

Parmi les échantillons retenus, les analyses n'ont été conduites que sur un certain nombre de façon à respecter une répartition homogène des mesures isotopiques (pas d'analyse régulier) et en tenant compte des impératifs du laboratoire.

Le protocole de préparation des échantillons consiste, après les avoir brosser, à faire subir aux nodules un passage de quelques minutes aux ultrasons afin d'éliminer toute trace d'argile qui pourrait être présente au sien des interstices de la surface du nodule. S'il y a des limons résiduels, la surface des nodules peut être abrasée. Les échantillons de nodules pédogéniques carbonatés sont ensuite séchés une journée à l'étuve (40°C), puis réduits en poudre fine. Le protocole d'analyse est celui en vigueur au laboratoire de « Géochimie des bassins sédimentaires » de l'université Pierre et Marie Curie (Paris). Le CO_2 est extrait des carbonates par la méthode classique d'extraction par l'acide orthophosphorique. Le gaz recueilli est analysé sur un spectromètre de masse de type CG-Micromass 602 dont la précision est ± 0,10 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et ± 0,05 ‰ pour le $\delta^{13}C$.

3. 2. Etude palynologique

3. 2. a- Mise en Oeuvre

Les échantillons silto-argileux de couleur grise plus ou moins foncée ont été prélevés de façon systématique sur le terrain et en profondeur. Dans un premier temps, il s'agissait de tester la qualité du contenu organique des sédiments. Pour cela, nous nous sommes attachés à analyser essentiellement une centaine d'échantillons des coupes de Beynes (Annexe 6) et de Châteauredon (Annexe 7) qui présentent l'avantage d'être bien calées tant par la chimiostratigraphie des isotopes stables que par la biostratigraphie.

Le protocole de préparation utilisé correspond au protocole classique d'étude des palynofaciès, en vigueur au laboratoire de UPMC (détaillé en annexe ; Durand et Nicaise, 1980). Nous ne présenterons ici que les grandes lignes du protocole. Chaque échantillon (20 g) est broyé au mortier manuellement. La poudre subit trois attaques acides successives : la première à l'acide chlorhydrique à froid (HCl), la seconde, à l'acide fluorhydrique (HF) et la troisième à l'HCl à chaud. Le résidu est centrifugé dans une liqueur dense de chlorure de zinc $ZnCl_2$ de densité 2,0 à 1500 trs/min pendant 5 minutes, puis le surnageant est rincé plusieurs fois à l'eau distillé. Puis, le refus du tamisage entre 10 et 160 µm est récupéré pour le montage des lames.

Seules 13 lames de palynofaciès de la coupe de Châteauredon ont fourni des assemblages suffisamment riches pour obtenir des résultats qualitatifs et semi-quantitatifs intéressants à partir des spores et des grains de pollens.

3. 2. b- Difficultés rencontrées

Un certain nombre de difficultés ont été rencontrées au cours de la préparation des échantillons. Elles relèvent d'une part des modalités du protocole opératoire et d'autre part de la qualité intrinsèque des sédiments prélevés.

A la suite des différentes attaques acides, il est apparu qu'un dépôt de minéraux était toujours présent. Ceci peut sans doute s'expliquer par la quantité importante de matériel de départ (20 g) et par la composition minéralogique de celui-ci, car en général, les sédiments échantillonnés ont toujours une composante siliceuse importante malgré leur tendance argileuse.

La séparation par la liqueur dense n'était pas toujours efficace, les particules minérales (plus denses) et des particules organiques (anneau en surface ou surnageant) n'étaient pas systématiquement séparées.

Le plus petit tamisage a été réalisé à 10 µm, sans doute aurait-il été préférable de tamiser à 5 µm afin de récupérer même les plus petits grains de pollens.

Malgré les aléas des préparations, les échantillons prélevés ont une fraction siliceuse importante, indépendamment du soin apporté au prélèvement. De plus, une série d'échantillons analysée par pyrolyse Rock-Eval (UPMC, au laboratoire de stratigraphie dirigé par F. Baudin) pour déterminer la quantité de matière organique totale (COT) s'est révélée être très pauvre en matière organique, entre 0,16 et 1,65 %. Il n'est donc pas certain qu'un autre protocole analytique puisse permettre une meilleure extraction de la matière organique pour l'étude des palynofaciès.

IV- METHODE CHIMIOSTRATIGRAPHIQUE : DEVELOPPEMENT

A- ETABLISSEMENT DE LA COURBE MARINE DE REFERENCE

La sélection d'une courbe isotopique marine doit répondre à deux critères : la fréquence des mesures doit être suffisamment élevée afin de fournir un signal détaillé et doit couvrir à la fois l'Oligocène et le Miocène. Aucun site DSDP n'offre ces possibilités.

Nous avons donc été contraints d'utiliser une courbe marine de référence composite pour la période de temps allant de l'Eocène supérieur au Miocène moyen. De même, nous n'avons pu utiliser les données des foraminifères planctoniques parce que les données disponibles ne donnaient pas un signal suffisamment détaillé. Par conséquent nous avons utilisé la courbe isotopique des foraminifères benthiques. Le signal isotopique des planctoniques peut être perturbé par les variations de températures plus marquées, ou des courants de surface qui entraînent un mélange des eaux marines, le signal des benthiques pouvant être plutôt influencé par les courants de fond.

1. SITES RETENUS

Parmi les données disponibles dans la littérature, nous avons choisi :

- le site 803D du Leg 130 (Barrera *et al.*, 1993 ; *Cibicidoides spp.)* renseigne l'Oligocène. Il est positionné également dans l'Océan Pacifique, au NE du Plateau d'Ontong Java.

- le site DSDP 588 (Kennett, 1986 ; Leg 90) regroupe le site 588C (*Cibicidoides coryelli*) qui documente la limite Oligocène-Miocène inférieur, suivi du site 588A (*Cibicidoides kullenbergi*) pour le Miocène moyen et supérieur. Ce Leg est localisé au sud-ouest de l'Océan Pacifique, à l'est de l'Australie, dans la partie nord de la ride de Lord Howe et juste avant le bassin de Nouvelle Calédonie.

La courbe de référence marine obtenue est donc une courbe composite. Elle regroupe les valeurs isotopiques à haute résolution $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des tests des foraminifères benthiques.

Les conditions climatiques au cours de l'Oligocène et jusqu'au début du Miocène à l'échelle globale étaient marquées par des périodes d'expansion des volumes de glaces (Zachos *et al.*, 1993, 1996, 1997, 2001). La courbe isotopique $\delta^{18}O$ obtenue grâce aux foraminifères benthiques a permis d'identifier neuf intervalles glaciaires au cours du Miocène (Miller *et al.*, 1991). Les conditions climatiques se sont réchauffées à l'Oligocène terminal, puis sont suivies d'un refroidissement brutal à la limite Oligocène-Miocène (glaciation Mi-1, Zachos *et al.*, 1997). Au cours du Miocène, l'optimum climatique est enregistré autour de 17 Ma marqué par un réchauffement des eaux de fond et de surface de +6°C par rapport à l'actuel (Shackleton et Kennett, 1975). Une augmentation de plus de 1 ‰ des valeurs du $\delta^{18}O$ à partir de 14,5 Ma indique l'installation rapide de conditions glaciaires avec l'expansion de la calotte à l'est de l'Antarctique (Zachos *et al.*, 2001) qui ont conduit à la stratification des masses d'eau et au renforcement de la circulation des masses d'eau.

Pagani *et al.* (1999) ont utilisé les données isotopiques des sites 588 (sud-ouest du Pacifique, 608 (Atlantique nord) et 730 (marge de l'Oman) afin de calculer et de reconstituer la courbe des

pressions de CO_2 atmosphérique pour la période de temps Oligocène-Miocène (25-9 Ma). Ces données seront utilisées dans la suite de ce travail.

2. CALAGE SUR L'ECHELLE GEOCHRONOLOGIQUE

Les âges absolus attribués aux valeurs isotopiques des foraminifères benthiques des sites DSDP retenus ont été recalés à partir des biozones de nannoplancton ou de foraminifères définies dans les carottes. Afin de pouvoir présenter un ensemble cohérent, nous avons recalé les limites de biozones sur l'échelle chronostratigraphique de Berggren *et al.* (1995).

Pour le site 803, les auteurs (Barrera *et al.*, 1993) conseillent de se référer pour la limite Oligocène-Miocène à l'âge absolu donné par les foraminifères planctoniques à 23,7 Ma. Nous avons respecté la décision de ces auteurs et nous avons considéré les mêmes foraminifères pour établir la correspondance avec l'échelle de Berggren et *al.* (1993), qui attribue un âge de 23,8 Ma à la limite Oligocène-Miocène.

Pour le site 588, Kennett (1986) se réfère aux âges fournis par les zones de nannoplancton. L'âge de la limite NN1/NN2 posant problème, nous avons adopté l'échelle de Berggren *et al.* (1995) utilisant les foraminifères.

Les correspondances entre les âges des limites utilisés par les auteurs des sites DSDP et les limites d'âges de l'échelle de Berggren *et al.* (1995) sont mentionnées dans les tableaux suivants. En fonction de la distribution des marqueurs, la définition des limites de biozones est plus ou moins précise. Cependant, il ne nous est pas possible d'en estimer l'incertitude.

Limites des biozones de nannoplancton	Ages des biozones en Ma **Site 588** Kennett (1986)	Ages des limites en Ma Berggren et al. (1995)
NN7/8	12,2	11,3/10,9 ?
NN6/7	13	11,8
NN5/6	15	13,6
NN4/5	17	15,6
NN3/4	17,8	18,3
NN2/3	19	19
NN1/2	20,5	21,5
Limite Oligo-Miocène NP25/NN1	23,6	23,8
Limites des biozones de nannoplancton	**Ages des biozones en Ma Site 803 Barrera et al. (1993)**	**Ages des limites en Ma Berggren et al. (1995)**
Limite Oligo-Miocène NP25/NN1	23,7	23,8
NP24/25	28,2	27,1
NP23/24	30	28,5
NP22/23	31,6	29,4
NP21/22	32,8	30,3
NP19-20/21	34	32
NP18/19-20	36,6	33,8

3. DECOUPAGE EN INTERVALLES ISOTOPIQUES REMARQUABLES

La courbe isotopique marine de référence (Figure 21) a été découpée en intervalles isotopiques $\delta^{13}C$ caractérisés par une forme spécifique (excursion positive ou négative marquée, oscillations remarquables, amplitudes de variations etc.). Dans la mesure du possible, les limites d'intervalles sont positionnées sur les valeurs les plus négatives de la période de temps considérée à l'exception du Miocène inférieur pour lequel nous avons souhaité identifier un plus grand nombre d'intervalles d'où deux positions de limites sur les valeurs les plus positives. Ainsi, pour la période de temps étudiée, sept intervalles ont été identifiés pour l'Oligocène (notés R-1 à R-4 pour le Rupélien et C-1 à C-3 pour le Chattien) et six (notés I à VI) pour le Miocène inférieur et moyen.

3. 1. L'Oligocène

Nous distinguons :

- l'intervalle R-1, à partir de 34 Ma et jusqu'à 32,7 Ma, à l'Oligocène basal, se caractérise par un pic positif important depuis +0,7 ‰ jusqu'à +1,5 ‰ suivi d'un retour aux valeurs de départ ;
- l'intervalle R-2, de 32,7 à 31,6 Ma, est caractérisé par trois pics remarquables traduisant une excursion positive, depuis +0,7 ‰ à +1,2 ‰ ;
- l'intervalle R-3, de 31,6 à 30,3 Ma, est peu documenté. Suite à une petite augmentation rapide des valeurs $\delta^{13}C$ de +0,7 ‰ à +0,8 ‰. Le signal paraît se stabiliser puis augmente à +1 ‰. Depuis l'intervalle R-3, la tendance générale de la courbe décroît ;
- l'intervalle R-4, de 30,3 à 28,5 Ma, la courbe décroît par oscillations de +1 ‰ à +0,1 ‰, puis les valeurs augmentent jusqu'à 0,7 ‰ ;
- l'intervalle C-1, de 28,5 à 27,4 Ma, traduit d'abord une décroissance des valeurs de +0,7 ‰ à +0,2 ‰, puis de nombreuses variations rapides et de forte amplitude comprises entre +0,2 ‰ et +0,8 ‰ pour les plus forts écarts ;
- l'intervalle C-2, de 27,4 à 25,6 Ma, se caractérise par une forme en cloche, excursion positive puis négative, séparées par un palier d'environ 1,5 Ma autour des valeurs fortes à +0,9 ‰ en moyenne ;
- l'intervalle C-3, de 25,6 à 23,3 Ma : suite à une rapide augmentation des valeurs de 0,5 à 0,9 ‰, la courbe représente un palier autour de +0,7 ‰ marqué par des petites oscillations du signal régulières, puis l'intervalle se termine par une augmentation très nette des valeurs, de +0,7 ‰ à +1,7 ‰, caractéristique de la transition vers le Miocène.

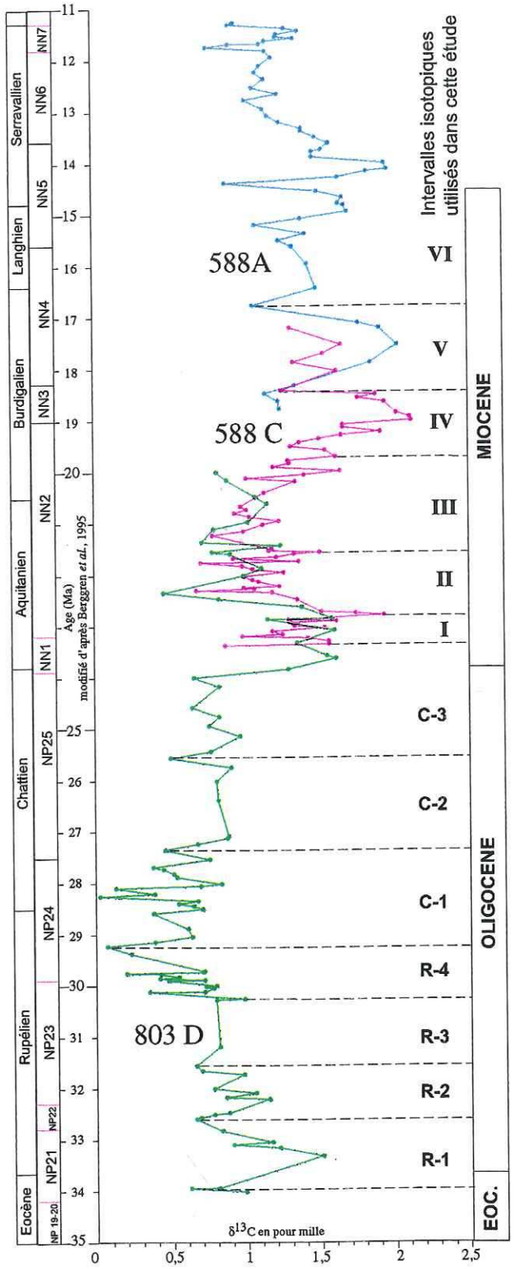


Figure 21 : Courbe isotopique composite choisie pour cette étude, recalée en âge par rapport à l'échelle chronostratigraphique de Berggren et al. (1995)

3. 2. Le Miocène

On décrit successivement :

- l'intervalle I est caractéristique de la limite Oligocène-Miocène. Il se traduit par un shift rapide et important de plus de 1 ‰, depuis +1 ‰ jusqu'à +2 ‰, sur une période de temps allant de 23,3 à 22,8 Ma environ ;
- l'intervalle II, de 22,8 à 21,6 Ma, a une forme particulière en creux débutant par une excursion négative (de +2 ‰ à +0,7 ‰) suivie d'un palier d'1 Ma autour de +0,7 ‰ puis une excursion positive (de +0,7 ‰ à +1,5 ‰). Des variations de plus haute fréquence se superposent à cette évolution en grand ;
- l'intervalle III, de 21,6 à 19,7 Ma, est caractérisé par de nombreuses petites fluctuations des valeurs traduisant une tendance générale croissante de +0,8 ‰ à +1,7 ‰ ;
- l'intervalle IV, de 19,7 à 18,5 Ma, se marque par une forme en cloche avec une excursion positive graduelle de +1,2 ‰ à +2,1 ‰, puis se termine par un retour rapide aux valeurs initiales ;
- l'intervalle V, de 18,5 à 16,8 Ma, est caractérisé par une courbe en cloche remarquable avec une excursion, positive (de +1,3 ‰ à +2,1 ‰), puis négative (+2,1 ‰ vers +1,1 ‰) ;
- l'intervalle VI, au-delà de 16,8 Ma, se distingue de l'intervalle V par une augmentation rapide et importante des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ suivie d'un palier à tendance décroissante.

B- VALIDATION DE LA CHIMIOSTRATIGRAPHIE

Pour l'Oligocène, nous avons été obligé de prendre deux coupes de référence. La première (Le Revest) couvre la partie inférieure de l'Oligocène alors que la seconde, Sigonce, s'étend sur la partie supérieure.

1. L'OLIGOCENE INFERIEUR : COUPE DU REVEST

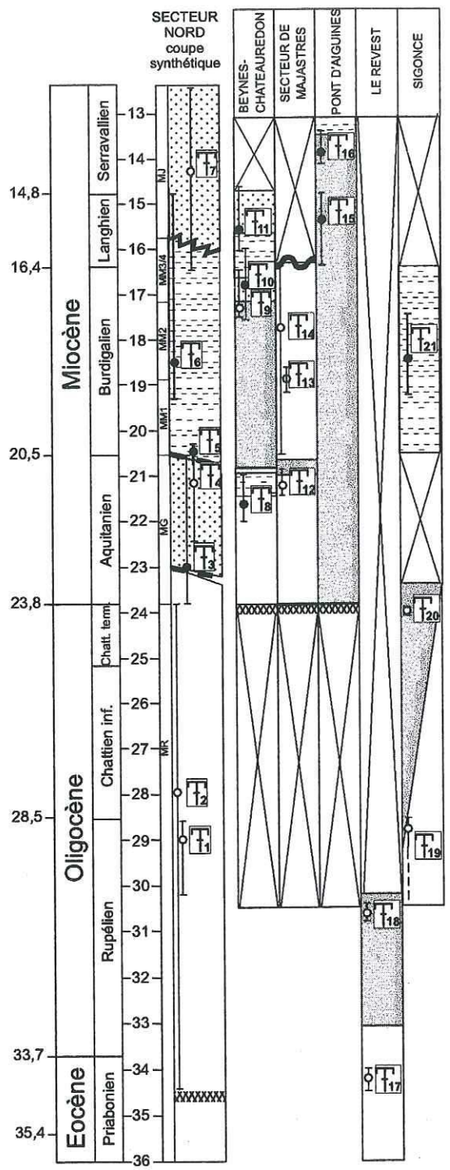
1. 1. Biostratigraphie

La coupe du Revest (Annexe 12) ne possède pas de gisements fossilifères directement positionnés sur le lever lithologique, mais elle est néanmoins encadrée à la base par un gisement de Characées et de micromammifères au Pont du Lauzon (Figure 22, site 17) dans la formation du Ludien supérieur-Rupélien inférieur (e7-g1) et au sommet par deux gisements de micromammifères (Figure 22, site 18) de la formation des Calcaires de Vachères (g2c), mentionnés sur la notice de la carte géologique de Forcalquier (Gigot *et al.*, 1982).

Latéralement sous la base de la coupe, deux intercalations de lignite dans la vallée du Lauzon, à l'Ouest de Serre Bérenguier (à proximité du hameau Les Janets) ont livré d'une part des Characées (*Tectochara* et *Harrisichara tuberculata*) et d'autre part une faune de micromammifères (Figure 22, site 17) comportant *Patriotheridomys altus*, *Pseudoltinomys cuvieri* et *Glivarus priscus* datant la formation du Ludien supérieur soit Eocène terminal. A titre de comparaison, en Espagne, dans le

bassin central de Catalogne (sous-bassin de Moyà) le gisement de Sant-Cugot-de-Gavadons recense les espèces *Theridomys glopeae*, *Pseudoltinomys cuvieri* et *Glivarus priscus*. Cette association se rapproche assez du gisement de la vallée du Lauzon et correspond à la biozone MP 19 (réf. Groupe Oligocène, BiochroM'97 ; Annexe 3). Cette biozone, définie par le niveau-repère d'Escamps, présente des lignées évolutives ce qui permet de la dater par la méthode des âges numériques (Legendre et Lévèque, 1997 ; Annexe 4) puis par étalonnage, d'estimer le niveau-repère MP19 au chron C13R, soit en valeurs absolues, un âge proposé compris environ entre – 34,5 et – 34 Ma c'est-à-dire la partie la plus récente de l'Eocène supérieur (Priabonien élevé).

Au sommet de la coupe, les deux niveaux des Calcaires de Vachères (Figure 22, site 18) contiennent des gastéropodes *Potamides lamarcki* et deux gisements de micromammifères. Le premier, près du pont du Lauzon, a livré *Pseudocricetodon cf. montalbanensis* présent dans les biozones MP22 (zone de Balm) et MP23 (zone de Lovagny 14 ; Engesser et Mödden, 1997). Le second, au sud de la ferme de la Blache, en rive est du Lauzon, contient l'association suivante : *Blainvillimys sp.*, *Paracricetodon cf. walgeri*, *Eucricetodon moguntiacus*, *Pseudocricetodon philippi*, *Oligodyromys planus*, *Paleosciurus sp.* et entre autres *Eomys antiquus*. Ce dernier en particulier apparaît pour la première fois en MP23 (biozone suisse de Lovagny, gisement-repère d'Itardies). L'ensemble des données positionne ce gisement dans le niveau de référence MP23 (Engesser et Mödden, 1997) dont l'âge numérique, comparé à la datation paléomagnétique attribuée au chron 11R (+12N), conduit à un âge proposé entre environ – 30,8 et - 30,4 Ma, soit un âge rupélien moyen ou plus généralement, oligocène inférieur (Legendre et Lévèque, 1997 ; Annexe 4).



Légende :

Site fossilifère : ● sur la coupe ○ sur une coupe latérale équivalente ; I extension temporelle

1 : Roucas Blanc, près de St Geniez (micromammifères)
Eucricetodon atavus, *Blainvillimys blainvillei gervai*, *Archeomys gervesi*
zone d'Artouingt, Rupélien sup.
P. Gigot, 2002, geological map 1/50000, Sisteron, *sous presse*

2 : plusieurs niveaux de Characées, près de St Geniez, Eocène sup. - Chattien
P. Gigot, 2002, carte géologique 1/50000, Sisteron, *en préparation*

3 : Coupe du Bau, près du Col St Jean, Esclangon
Hydrobia dubuissoni, *Helix ramondi* BRONGN., *Planorbis cornu*
Aquitanien
de Lapparent, 1938

4 & 5 : sites de micromammifères de Lambert et Barles
Ritteneria molinae et *Eucricetodon gerandianus*
biozone MN2a, Les Bergières et La Chaux 7, Hugueney *et al.*, 1992
Aquitanien moyen
Gigot and Mein, 1973

6 : base de la Molasse Marine, membre 2, *Helicosphera ampliaperta*
zone de nannoplancton NN3-NN4 , Bolli *et al.*, 1985
Burdigalien moyen à Langhien
Crumeyrolle *et al.*, 1991

7 : site de micromammifères de Reynier, Molasse de Mauduech
sites équivalents latéraux : Préforan, Grande Combe et Vallon des Plaines
Megacricetodon aff. germanicus AGUILAR et *Pseudodryomys hamadryas* (MAJOR)
MN5 à MN8 (base), Langhien à Serravallien
Clauzon *et al.*, 1989; Aguilar *et al.*, 1999

8 : Micromammifères de Fond d'Eygout
Ritteneria manca et *Peridyromis occitanicus*
MN2a -MN2b, biozones de La Chaux 7 et La Mèbre 698
Aquitanien moyen à sup.; Kälin, 1997; Kempf *et al.*, 1997
Mein, 1989

9 : Micromammifères de Bauregard
Megacricetodon collongensis
MN4 , La Romieu
Burdigalien sup.; Kälin, 1997
Mein, 1989

10 : Châteauredon 1 Lala' (micromammifères)
Megacricetodon aff. bavaricus, *Democricetodon cf. freisingensis or cf. gaillardi*, *Microdyromys koeningswaldi*, *Prolagus cf. oeningensis* etc.
MN4-MN5, biozones de Tägernaustrasse et Vermes 1
Burdigalien sup.- Langhien inf.
Lala', 1986; Mein, 1989, Aguilar *et al.*, 1999

11 : Châteauredon 2 Aguilar (micromammifères)
Megacricetodon aff. germanicus
MN5 (partie médiane), Tobel Hombrechtikon
Langhien; Kempf *et al.*, 1997
Lala', 1986; Mein, 1989, Aguilar *et al.*, 1999

12 : Ravin de l'Aco de Guichard, site 716 (micromammifères)
Eucricetodon aquitanicus
Aquitanien sup.
Mein, 1989

13 : Ravin des Cougnets, site 1113 (micromammifères)
Ligerimys antiquus, *Prodryomys gregarius*, *Melissiodon dominans*, *Prolagus vasconiensis*
MN3b, Burdigalien moyen, Kälin, 1997
Mein, 1989

14 : faune de Gastéropodes
Potamides papaveraceus, *Pirenella guebhardi*, *Tympanotomos margaritaceus* (dét. G. Truc)
Burdigalien
de Graciansky *et al.*, 1982

15 : faune de Gastéropodes
Megalotachea turonensis, *Tudorella draparnaudi*, *Planorbius cornu*
Langhien
Gigot *et al.*, 1976

16 : Site de micromammifères : *Megacricetodon aff. similis*, *Democricetodon affinis*, *Microdyromys koeningswaldi*, *Prolagus oeningensis* etc.
MN6, Sansan, Bachetl-Ornberg
Serravallien inf.; Kempf *et al.*, 1997
Gigot *et al.*, 1976; Mein, 1989

17 : Gisement du Pont du Lauzon
Charaçées : *Tectochara* et *Harrischara tuberculata*
Micromammifères : *Patriotheridomys altus*, *Pseudoltinomys cuvieri*, *Glivarus priscus*
MP 19 (niveau-repère d'Escamps), Groupe Oligocène, BiochroM'97, 1997
Eocène terminal, -34,5 à -34 Ma, Legendre & Lévêque, 1997
Gigot *et al.*, 1982

18 : Niveaux des Calcaires de Vachères
Gastéropodes : *Potamides lamarcki*
Micromammifères Pont du Lauzon : *Pseudocricetodon cf. montalbanensis*
MP 22 (zone de Balm) et MP 23 (zone de Lovagny 14), Engesser & Mödden, 1997
Micromammifères de la Blache : *Blainvillimys sp.*, *Paracricetodon cf. walgeri*, *Eucricetodon moguntiacus*, *Pseudocricetodon philippi*, *Oligodyromys planus*, *Paleosciurus sp.* *Eomys antiquus*
MP 23 (zone de Lovagny 14), Engesser & Mödden, 1997
Oligocène inf. , -30,8 à -30,4 Ma, Legendre & Lévêque, 1997

19 : Ravin de Notre-Dame
sondage Astardant-1, BRGM, 1982 : disparition du pollen *Boehlensipollis* qui caractérise la limite Stampien-Chattien, soit Oligocène supérieur

20 : Gisement de la ferme de Pavoux :
Charaçées : *Rhabdochara langeri*
Micromammifères : *Adelomyarion vireti*, MP 30 (zone de Kütingen), Engesser & Mödden, 1997
gisement-repère de Coderet, Hugueney & Truc, 1976a
Limite Oligocène-Miocène, -24,1 à -23,9 Ma, Legendre & Lévêque, 1997

21 : Association de Lamellibranches, caractéristiques du Burdigalien moyen (Gigot *et al.*, 1982)

Environnements : marin, lacustre, côtier, continental

Surfaces remarquables : discontinuité latérale, discordance, passage progressif, surface à *Microcodium*

Grandes unités stratigraphiques : MR Molasse Rouge ; MG Molasse Grise ; MM Molasse Marine (membres 1 à 3/4) ; MJ Molasse Jaune

Figure 22 : Biostratigraphie des coupes étudiées et comparaison au secteur d'Esclangon

1. 2. L'enregistrement isotopique $\delta^{13}C$

La biostratigraphie confère à l'ensemble de cette coupe un âge oligocène inférieur (Figure 22).

Le signal isotopique $\delta^{13}C$ possèdent des valeurs comprises entre – 4 ‰ et – 9 ‰, alors que les valeurs du $\delta^{18}O$ sont plus resserrées, entre –5 et –7 ‰.

Malgré les fortes amplitudes rencontrées dans le signal $\delta^{13}C$, plusieurs intervalles peuvent être différenciés (Figure 23) :

- la zone A, de 0 à 125 m, suite à des oscillations autour de – 5,5 ‰, montre une excursion positive rapide, de – 6 ‰ à – 4 ‰, suivie d'une chute continue des valeurs jusqu'à – 6,7‰. A l'exception des premières oscillations à la base du signal, probablement associées à l'Eocène terminal, la zone A est corrélée à l'intervalle R-1 du Rupélien basal.
- la zone B, de 125 à 170 m, se caractérise par une courbe en cloche avec un maximum autour de – 5,2 ‰. Cette zone est associée à l'intervalle R-2 de la courbe isotopique marine, daté du Rupélien inférieur.
- la zone C, de 170 à 200 m, est marquée par un premier palier à –7,5 ‰ d'environ 20 m (entre 170 et 195 m), et un second en son sommet autour de –9 ‰ (250 à 280 m). L'absence d'échantillons au centre rend l'interprétation difficile. On peut proposer d'assimiler la base de la zone C à l'intervalle R-3, Rupélien moyen, et la partie supérieure à l'intervalle R-4, Rupélien supérieur.

Si l'on peut reconnaître sur l'ensemble de la coupe l'évolution générale vers des valeurs négatives du signal isotopique caractéristiques du Rupélien, en accord avec les données biostratigraphiques, le signal $\delta^{13}C$ ne permet pas une corrélation détaillée avec le signal marin, surtout compte tenu des variations de forte amplitude de l'ordre de 4 ‰ alors qu'elles ne sont que de 1,5 ‰ dans le marin. Ceci suggère l'influence significative de paramètres paléoenvironnementaux sur le signal préservé dans les paléosols carbonatés.

La Figure 24 souligne les corrélations précédentes où le signal $\delta^{13}C$ est déformé selon des taux différents pour chaque zone selon l'échelle des hauteurs, ceci dans l'objectif de faire ressortir les grandes variations. Les effets des facteurs paléoenvironnementaux (marin/côtier) sont indiqués de façon qualitative.

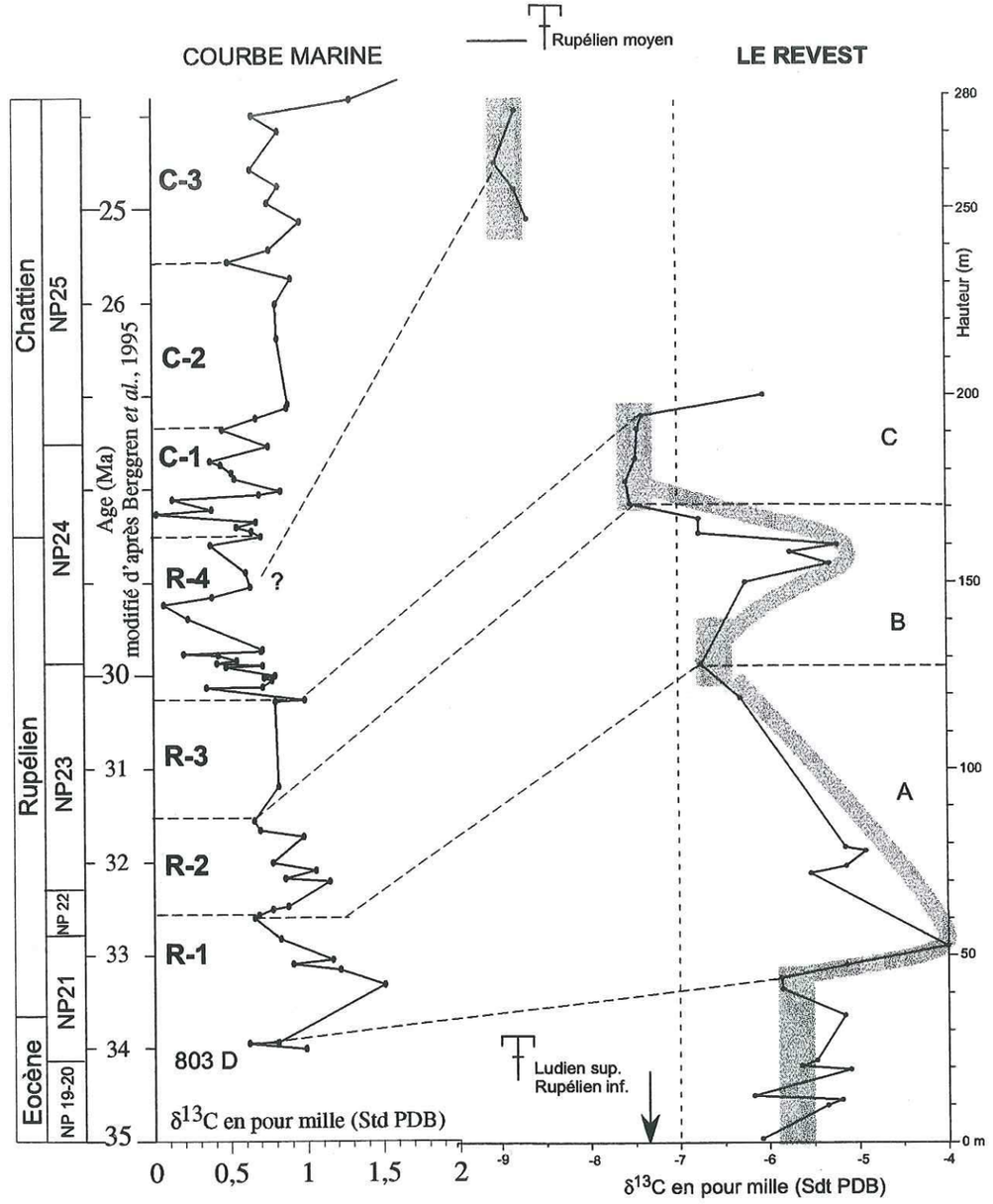


Figure 23 : Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Revest avec la courbe marine de référence

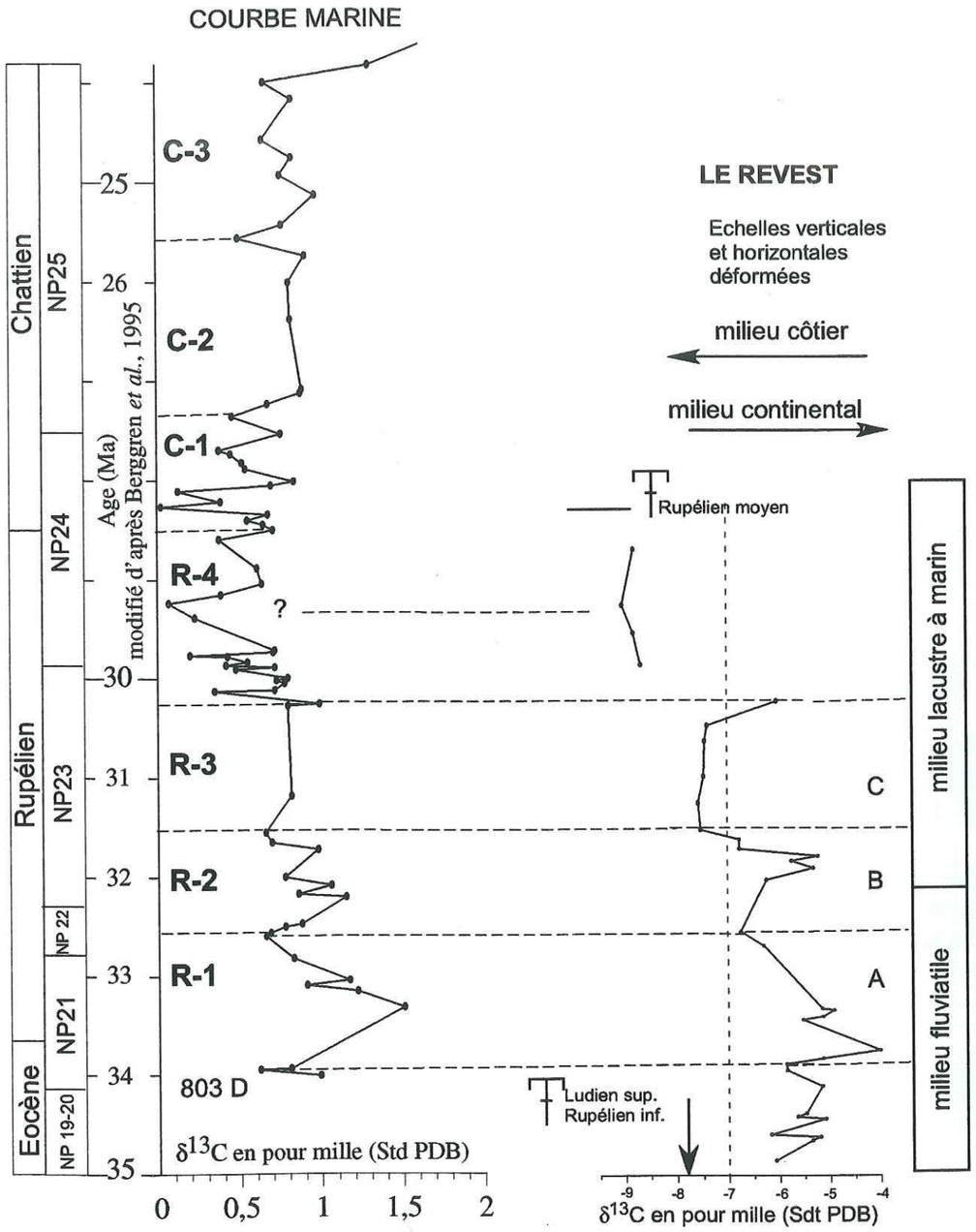


Figure 24 : Interprétation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Revest déformé selon l'axe des ordonnées, et corrélations à la courbe marine

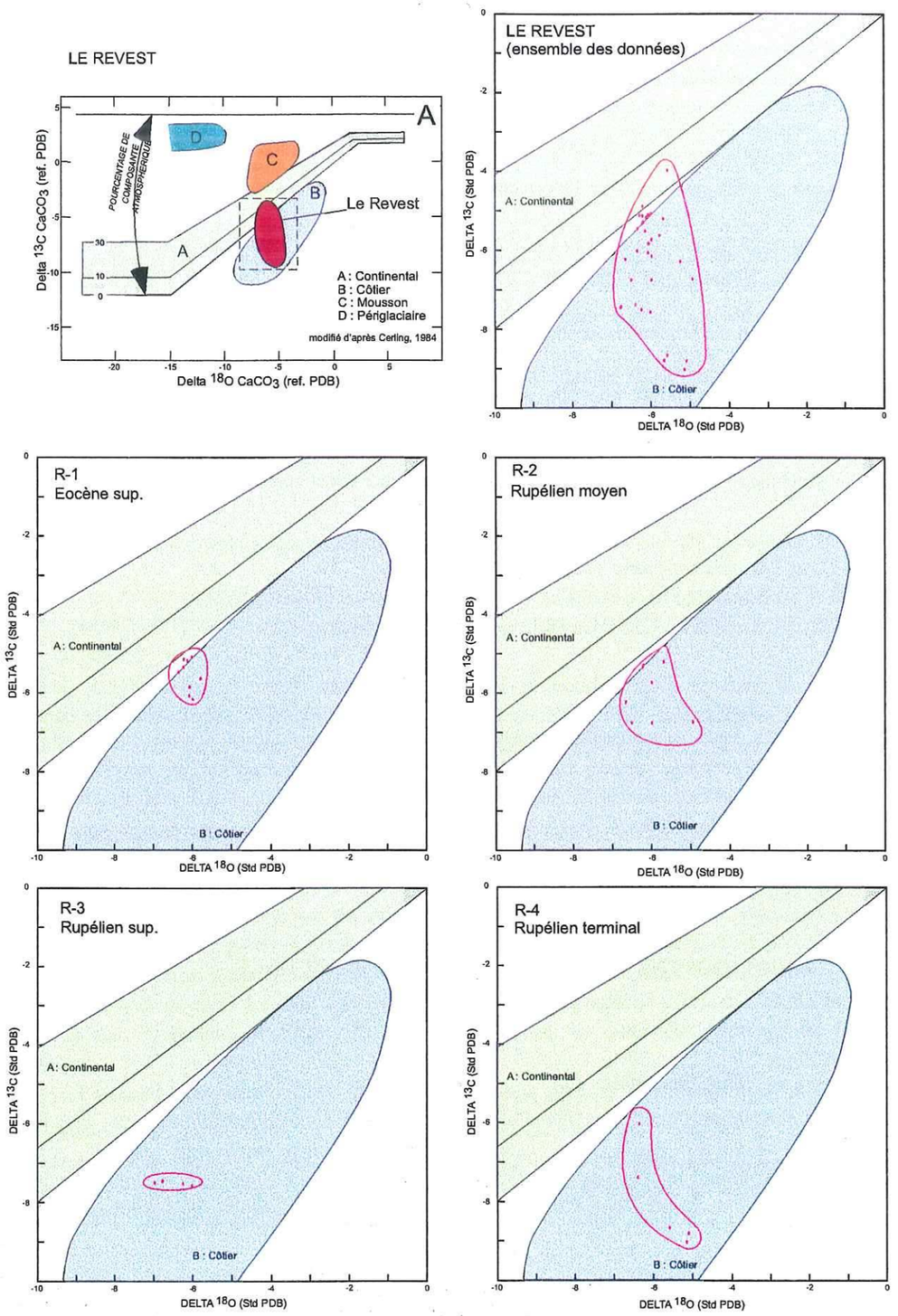


Figure 25 : Couplage entre les valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ pour la coupe du Revest

1. 3. Influence paléoenvironnementale

Le couplage entre les valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ pour la coupe du Revest permet de mettre en évidence les variations environnementales. La démarche s'appuie sur les études menées dans les environnements actuels où l'on peut facilement distinguer les grands régimes climatiques sur les diagrammes $\delta^{13}C/\delta^{18}O$.

La Figure 25 montre que les valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ subissent une forte dispersion indiquant que les paléosols ont enregistré des conditions climatiques fluctuant entre le domaine continental et le domaine côtier.

Si l'on prend les intervalles stratigraphiques proposés à partir de l'analyse $\delta^{13}C$, on observe l'évolution suivante :

- les intervalles R-1 et R-2 c'est-à-dire Eocène terminal-Rupélien moyen, traduisent un environnement en limite du domaine continental et du domaine côtier
- l'intervalle R-3, Rupélien supérieur, exprime l'influence d'un climat côtier
- l'intervalle R-4, Rupélien terminal, montre une tendance côtière plus fluctuante.

Cette évolution s'exprime aussi dans la sédimentation :

- R-1 et R-2, sont caractérisés par des dépôts fluviatiles,
- R-3, est dominé par des carbonates lacustres et des marnes grises,
- R-4, comprend des dépôts tidaux intercalés dans des marnes grises.

Ainsi, la tendance côtière s'accentue à partir du Rupélien moyen ce qui se traduit dans l'évolution de la sédimentation. Cette évolution s'exprime par le passage de la sédimentation fluviatile à la sédimentation lacustre (R-3), avec la présence de lèches marines représentées par des tidalites (R-4).

Par conséquent, les faciès sédimentaires de la coupe du Revest associés au couplage des isotopes de l'oxygène et du carbone expriment la proximité du trait de côte et la présence de la mer à partir du Rupélien supérieur.

2. L'OLIGOCENE SUPERIEUR : LA COUPE DE SIGONCE

2. 1. Biostratigraphie

La coupe de Sigonce, levée dans le ravin de Notre-Dame où affleurent des marnes et calcaires palustres (g3P), est un équivalent latéral des Calcaires de Reillanne (Annexe 13). Sous cette formation se trouvent les Calcaires et Lignites de Sigonce, g2d, dans lesquelles le sondage Astardant 1, réalisé par le BRGM en 1982, a livré des flores permettant une biostratigraphie précise (Michoux, 1982). Ce forage recoupe les Calcaires et Lignites de Sigonce et la partie inférieure des marnes et calcaires palustres où commence le début de la coupe. D'après les études palynologiques qui ont été menées, la disparition du pollen *Boehlensipollis* dans la partie terminale des Calcaires et Lignites de Sigonce (Figure 22, site 19) caractérise la limite Rupélien-Chattien. Par conséquent, la base de notre coupe commence à l'Oligocène supérieur-base du Chattien.

La première partie de coupe, constituée de dépôts lacustres/palustres et de nombreux horizons de paléosols notés g3P sur la notice de la carte géologique de Forcalquier, se développe jusqu'au replat noté Collet du Plan, où l'on rencontre d'après la carte les premiers termes marins m1b qui se poursuivent jusqu'au sommet de la colline de La Combe, au point coté 579. Nous reparlerons de la seconde partie de la coupe plus en détail par la suite.

Sous le contact g3P-m1b, dans la Formation des Calcaires des Mourres en équivalence latérale, g3*M*, se trouve le gisement de la ferme de Pavoux (Figure 22, site 20 ; Gigot *et al.*, 1982). Ce gisement renferme des Characées *Rhabdochara langeri* et une association de micromammifères, en particulier l'espèce *Adelomyarion vireti*. Ce rongeur présente des caractères plus proches de la biozone suisse de Kütingen, MP 30 (Engesser et Mödden, 1997), gisement-repère de Coderet (Hugueney et Truc, 1976a). Cette biozone est associée aux chrons C6Cn.3n et C6Cn.2r, soit à des âges magnétostratigraphiques compris entre – 24,1 et - 23,9 Ma (Legendre et Lévêque, 1997 ; Annexe 4). Cette biozone est donc très proche de la limite Oligocène-Miocène.

Sur notre coupe, nous avons replacé en équivalence latérale le gisement de la Ferme de Pavoux, à la cote 112 m (cf. Annexe 13).

2. 2. Enregistrement isotopique $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$

Les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ de la coupe de Sigonce possèdent des amplitudes très fortes et assez variables, réparties entre – 7,5 ‰ et – 3 ‰ (Figure 26). Les valeurs isotopiques $\delta^{18}O$ correspondantes varient entre – 7 ‰ et – 6 ‰.

A l'image de la coupe du Revest, les variations isotopiques $\delta^{13}C$ enregistrées à Sigonce traduisent certainement l'influence des paramètres paléoenvironnementaux étant donné les fortes amplitudes observées. Malgré ces difficultés, le découpage suivant peut être proposé (Figure 26) :

- la zone A, à la base de la coupe, de 0 à 40 m environ, montre une oscillation depuis – 7,5 ‰ jusqu'à un maximum de – 4 ‰, puis un retour des valeurs à – 6 ‰. La forme générale est rapprochée de la base de l'intervalle C-1 situé à la limite Rupélien-Chattien.
- la zone B, de 40 à 85 m environ, est caractérisée par une courbe en cloche depuis - 5,7 ‰ vers – 3,8 ‰, puis un retour à – 6 ‰, suivie d'une chute graduelle des valeurs jusqu'à – 7 ‰. Ce signal est corrélé à la partie supérieure de l'intervalle Chattien inférieur C-1 et probablement à l'intervalle C-2, Chattien moyen, qui traduisent une ébauche d'excursion négative progressive.
- la zone C, de 85 à 120 m environ, avec des fluctuations entre de – 6 ‰ et – 7,5 ‰, peut être associée aux oscillations de l'intervalle C-3, correspondant à l'intervalle de temps du Chattien supérieur.

Le signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Sigonce, dont les fortes amplitudes et l'évolution pouvaient apparaître complexes à première vue, permet d'établir des corrélations avec le signal de la courbe marine. Les âges obtenus sont concordants avec l'âge donné par les repères biostratigraphiques. Les dépôts lacustres/palustres associés aux paléosols des limons rouges sont datés depuis la limite Rupélien-Chattien (- 28,5 Ma) jusqu'à la limite Oligo-Miocène (- 24 Ma).

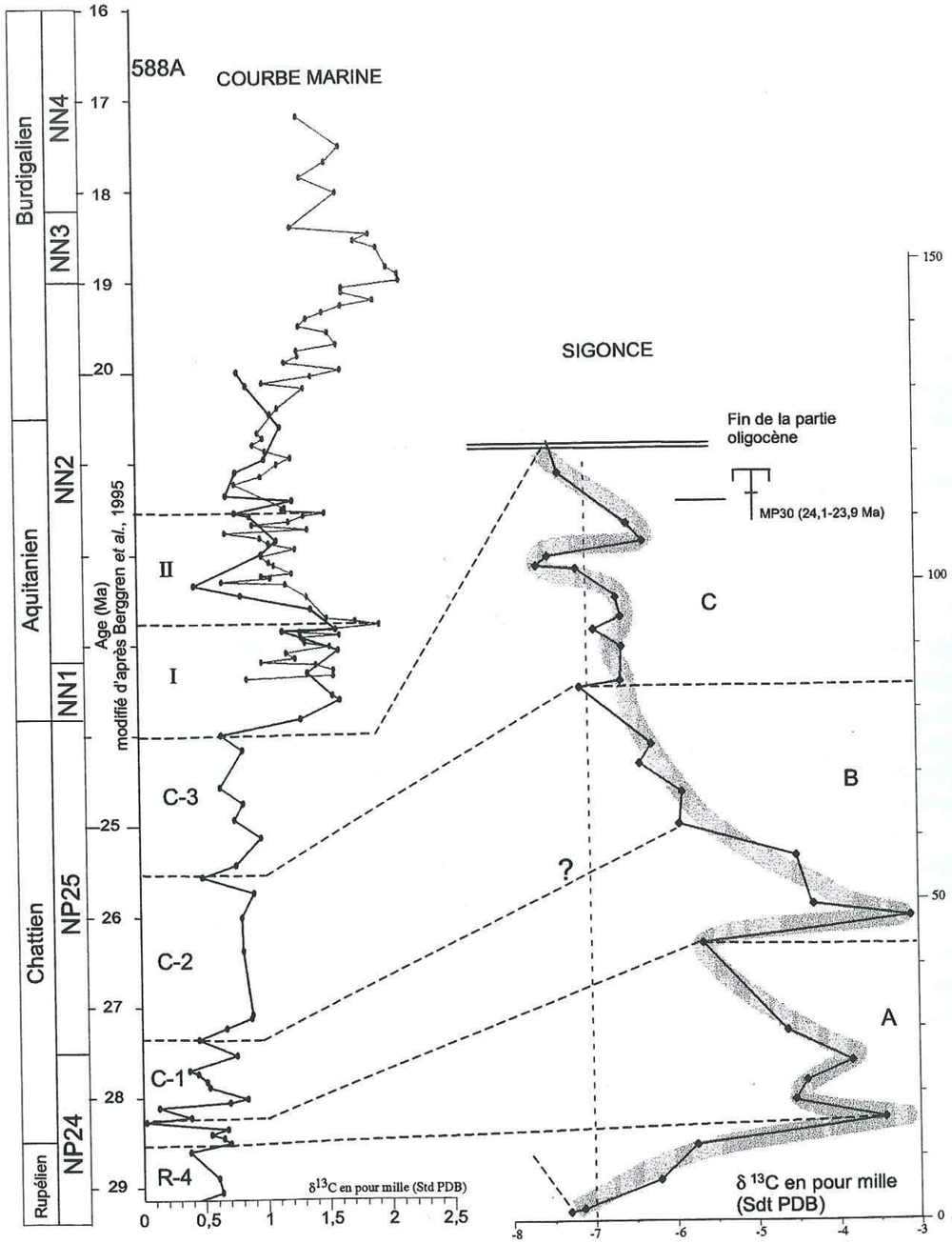


Figure 26 : Corrélation du signal $\delta^{13}C$ de la coupe de Sigonce avec la courbe marine

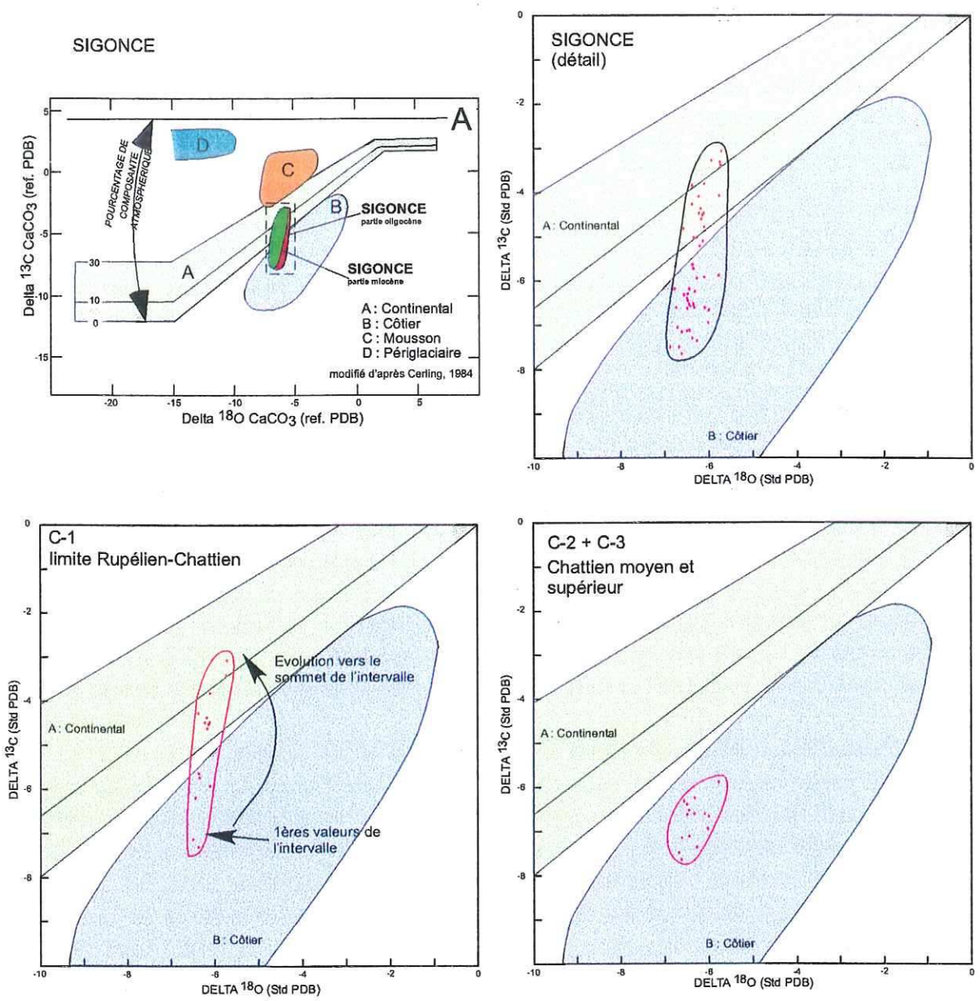


Figure 27 : Couplage entre les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Sigonce

2. 3. Influence paléoenvironnementale

Ici encore, les valeurs isotopiques du $\delta^{13}C$ possèdent de très fortes amplitudes dont l'explication est à rechercher dans les variations des paléoenvironnements. Sur l'ensemble des dépôts de la coupe de Sigonce, la Figure 27 montre essentiellement une dispersion des valeurs $\delta^{13}C$ alors que par comparaison les valeurs $\delta^{18}O$ varient peu.

On constate qu'au cours de l'Oligocène :

- du Rupélien supérieur au Chattien (R-4/C-1), le signal isotopique enregistre une évolution depuis le domaine côtier vers le domaine continental.
- au cours du Chattien moyen et supérieur (C-2 et C-3), les données indiquent un domaine côtier.

Ainsi, la mer, proche de la coupe du Revest au Rupélien terminal, se trouvait également à proximité de la coupe de Sigonce, située à environ 2 kilomètres plus au sud-est. Ce résultat montre le potentiel de la méthode isotopique pour reconnaître les paléoenvironnements lorsque les données sédimentologiques ne sont pas discriminantes. Ainsi, les dépôts lacustres de la coupe de Sigonce (60-110 m) se sont accumulés en domaine côtier.

3. LE MIOCENE : LA COUPE DE BEYNES-CHATEAUREDON

La coupe de Beynes-Châteauredon présente l'avantage de comporter des sites fossilifères assez bien répartis sur l'ensemble de la coupe (micromammifères, huîtres) ainsi que des niveaux riches en matière organique. C'est sur cette coupe que nous avons essayé de valider au mieux les résultats isotopiques, par comparaison avec d'autres méthodes de datation (palynologie, isotopes du strontium).

3. 1. Biostratigraphie

3. 1. a- Le gisement de Fond d'Eygout

Ce gisement, situé à la base de la coupe de Beynes (Figure 22, site 8), dans les marnes rutilantes m1, est décrit dans la notice de la carte géologique de Digne au 1/50000 (de Graciansky *et al.*, 1982). Sur la coupe de Châteauredon, en équivalence latérale, sous la troisième barre marine, un autre gisement de rongeurs a été découvert et contiendrait *Ritteneria manca* (Thome *et al.*, 1989). La détermination par P. Mein fournie dans la notice de la carte géologique place le gisement de Fond d'Eygout dans la zone de Laugnac et lui attribue un âge Burdigalien avec *Ritteneria manca* et *Peridyromys occitanus*.

Lalaï (1986) associe le gisement de Fond d'Eygout à la zone de Laugnac placée dans la zone A4 de la classification du Miocène proposée par Aguilar (1981). Cette biozone A4 est caractérisée par le rongeur *Ritteneria* et détermine l'Aquitanien supérieur. Selon la charte mammalogique de Mein (1990) la première apparition de l'espèce *Ritteneria manca* est positionnée en MN2a. La description

de la faune de Laugnac (MN2b) selon cet auteur fait état de *Peridyromys occitanus* mais ne mentionne pas *R. manca*. Si l'on se réfère à la molasse suisse, *R. manca* et *Peridyromys occitanicus* sont mentionnés dans la zone de La Mèbre 698 qui représente la partie inférieure de la zone de Laugnac, MN2b (Kälin, 1997). Cependant, ces espèces ne sont pas caractéristiques de cette biozone. En revanche *R. manca* est une espèce caractéristique de la zone de La Chaux, positionnée dans la partie supérieure de MN2a (référence de Montaigu, Mein, 1989).

Par conséquent, compte tenu de la présence simultanée de *Ritteneria manca* et de *Peridyromys occitanus*, le gisement de Fond d'Eygout se situe à la transition entre les biozones MN2a et MN2b, plus exactement entre la partie supérieure et la partie inférieure de ces divisions respectivement, soit les faunes de référence de La Chaux 7 et de La Mèbre 698.

Reportée sur l'échelle magnétostratigraphique de Kempf *et al.* (1997) (Annexe 1), la biozone suisse de La Mèbre 698, associée à La Chaux 7, est comprise entre le sommet du chron C6Aar.1r et la limite inférieure du chron C6An.1r. La zone à laquelle le gisement de Fond d'Eygout est attribué se trouve donc comprise dans l'intervalle de temps allant de - 21,9 à – 21 Ma, soit l'Aquitanien moyen à supérieur (Berggren, 1997).

3. 1. b- Le gisement de Châteauredon 1 Lalaï

La carte géologique de Digne (de Graciansky *et al.*, 1982) mentionne le gisement de Châteauredon (Figure 22, site 10) et cite *Megacricetodon collongensis* sans pour autant en préciser les autres espèces. Ce micromammifère détermine selon les auteurs l'Helvétien c'est-à-dire le Langhien et le Serravallien.

Lalaï (1986) reprend l'étude de ce gisement et établit une description complète de la faune : *Megacricetodon aff. bavaricus* FAHLBUSCH, 1964, *Democricetodon cf. freisingensis* ou *cf. gaillardi*, *Microdyromys koenigswaldi*, et entre autres, *Prolagus cf. oeningensis* et *Lagopsis cf. penai*. L'association *M. aff. bavaricus*, ancêtre de *M. germanicus* (Lalaï, 1986) et *D. aff. mutilus* caractérise une zone temporelle comprise entre les gisements d'Europe centrale d'Orechov-Erkertshofen (partie supérieure de MN4) et de Langenmoosen (partie supérieure de MN5) selon Lalaï (1986). Cependant d'après Mein (1989) le gisement de Châteauredon se situerait entre les biozones MN4 et MN8 : en effet, la zone MN4 de la Romieu mentionne *D. mutilus* et la zone MN8 signale *Prolagus oeningensis* et *M. germanicus*.

Aguilar *et al.* (1999) placent le gisement de Châteauredon 1 (Lalaï, 1986) qui comporte *Megacricetodon lalai nov. sp.* bien avant le gisement de Vermes 1 qui comprend *M. aff. bavaricus.*

Dans la molasse suisse, on trouve bien un *Megacricetodon* associé à *Prolagus oeningensis* et *Democricetodon* dans la biozone de Tägernausstrasse qui correspond à la zone MN4 (La Romieu) de Mein (1989). En revanche, *Megacricetodon bavaricus* est une espèce caractéristique de la base de la zone MN5 c'est-à-dire de Vermes 1. Or, dans notre gisement, c'est l'espèce *Megacricetodon aff. bavaricus* qui est présente, elle est donc plus ancienne que *M. bavaricus*. Par ailleurs, la dernière apparition connue de *M. aff. bavaricus* a lieu au milieu de la zone MN5 dans la biozone suisse de Tobel Hombrechtikon. La mise en regard de l'ensemble de ces données permet donc de définir une zone d'extension du gisement de Châteauredon 1 qui s'étend depuis la base de MN4 (biozone suisse de Tägernaustrasse) jusqu'à son sommet, voire légèrement au-delà de la base de la zone MN5 (Vermes 1). Cette extension peut même être limitée à la base de la biozone de Vermes 1, compte tenu de la présence de *Megacricetodon aff. bavaricus*.

Par conséquent, le gisement de Châteauredon 1 Lalaï (sous la barre marine du village, au sommet de la passée lacustre, cf. annexe B-1) appartient à un intervalle allant de la base de la zone MN4 à la biozone MN5 (Mein, 1989 ; Kälin, 1997), soit aux assemblages Tägernaustrasse et Vermes 1. Les repères magnétostratigraphiques associés correspondent à l'intervalle compris entre le chron C5Dn (base) et le chron C5Cn.2n (base), soit entre environ – 17,6 et – 16,5 Ma (Kempf *et al.*, 1997 ; Berggren *et al.*, 1995 ; Annexe 2). En tenant compte de la présence de *M. bavaricus* à la base de la biozone Vermes 1, on obtient pour le gisement de Châteauredon 1 un âge compris entre – 17,6 et – 16 Ma c'est-à-dire entre le Burdigalien supérieur et le Langhien basal.

3. 1. c- Le gisement de la ferme de Bauregard

Ce gisement est situé à la base de la partie lacustre de la coupe de Beynes-Châteauredon (Annexe 7, Figure 22, site 9). Par corrélation il est placé à une position équivalent à celle du gisement de Châteauredon 1 Lalaï. L'absence d'indications plus précises ne permet pas d'affiner la position de ce gisement. Il est identifié dans la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984). Mein (1989) l'attribue à la biozone MN4a (*Megacricetodon collongensis*, La Romieu), dont l'intervalle de temps est compris entre –17,1 à –16,5 Ma, soit Burdigalien supérieur.

Kälin (1997) rapproche la partie la plus récente de l'assemblage suisse de Tägernaustrasse, dans laquelle *Megacricetodon collongensis* est une espèce caractéristique, avec la biozone de La Romieu. Par conséquent, le gisement de Bauregard peut alors être attribué à la partie supérieure de la zone de Tägernaustrasse, soit à l'intervalle magnétostratigraphique compris entre la base du chron 5Dn et la base du chron 5Cn.2n. D'après Berggren *et al.* (1995), ceci correspond à la période comprise entre – 17,6 et – 16,5 Ma, soit le Burdigalien supérieur.

3. 1. d- Le gisement de Châteauredon 2 Aguilar

Les auteurs (Aguilar *et al.*, 1999) mentionnent également l'existence d'un autre gisement de micromammifères, Châteauredon 2, encadrant la barre marine de Châteauredon,(Figure 22, site 11, Annexe 5). Ce gisement a d'ailleurs déjà été signalé par Aguilar (1981). L'auteur détermine *Megacricetodon aff. germanicus*, dont *M. aff. bavaricus* est l'ancêtre. Aguilar *et al.* (1999) positionnent ensuite Châteauredon 2 en équivalence temporelle avec le gisement de Vermes 2 d'Europe centrale, qui appartient à la biozone suisse de Tobel Hombrechtikon (**Annexe 2**) soit la partie médiane de la biozone MN5 de Mein (1989), gisement-repère de Faluns, Pont-Levoy (Annexe 1).

Le gisement de Châteauredon 2 Aguilar appartient donc à l'intervalle de temps qui s'étend de - 16,1 à - 14,7 Ma au sens large (zone MN5 de Mein) et selon Kempf *et al.* (1997) il est restreint à un intervalle compris entre - 15,8 et – 15 Ma c'est-à-dire langhien (Annexe 2).

3. 2. Résultats isotopiques

La description de la chimiostratigraphie de la coupe composite de Beynes-Châteauredon a été publiée par Lopez *et al.* (2000) et est reprise dans cette étude. La Figure 28 présente ces résultats légèrement modifiés car la courbe isotopique a été recalée plus précisément en tenant compte de l'âge absolu des limites d'étages géologiques proposés par Berggren *et al.* (1995) et de l'ensemble des gisements de micromammifères.

Le signal isotopique enregistré par les paléosols de la coupe de Beynes-Châteauredon est particulièrement détaillé et varie entre – 8,5 ‰ et – 6 ‰ pour le $\delta^{13}C$ et entre – 6 ‰ et – 7 ‰ pour le $\delta^{18}O$.

Le signal $\delta^{13}C$ permet de distinguer cinq intervalles isotopiques majeurs corrélés de façon remarquable à l'enregistrement océanique (Figure 28). Nous avons gardé la notation de l'article :

- la zone α est marquée par un court évènement négatif à la base (de – 6,5 vers – 7 ‰) puis par une remontée graduelle de – 7 vers – 6 ‰ où le signal prend la forme de petites oscillations très brèves et de faible amplitude. Cet intervalle est très bien documenté sur la coupe de Beynes au ravin de Fond d'Eygout qui dispose d'un pas d'échantillonnage très serré ce qui permet une corrélation très fine notamment avec les pics α_1 et α_2 de la courbe océanique. Il est associé de façon significative à l'intervalle I de l'Aquitanien inférieur et s'étend de 23,8 à environ 23 Ma.
- le second intervalle A enregistre une forme en creux avec une excursion négative (de - 7 à - 8,5 ‰) puis positive (retour des valeurs à – 7 ‰) séparée par un palier autour de – 8 ‰. De nouveau, la coupe de Beynes permet une excellente corrélation pic à pic avec le signal isotopique océanique. De surcroît, l'événement A est très bien corrélé en domaine continental, entre les coupes de Beynes et de Châteauredon. L'intervalle A est bien rapproché de l'intervalle II entre 23 à 21,5 Ma (Aquitanien moyen).
- le troisième intervalle B, est caractérisé par de faibles fluctuations inscrites dans une tendance croissante progressive de - 7,5 ‰ vers – 7 ‰. Il est corrélé à l'intervalle III également marqué par les mêmes oscillations, entre 21,5 et 20 Ma (Aquitanien supérieur).
- le quatrième intervalle C, est représenté par une courbe en cloche, excursion positive de - 8 ‰ vers – 6,5 ‰ suivie d'un palier autour de – 6,5 ‰ puis une décroissance jusqu'aux valeurs initiales de - 8 ‰. Ces variations sont parallèles à celles observées pour l'intervalle IV de la courbe de référence marin, entre 20 et 18 Ma (Burdigalien inférieur à moyen).
- le cinquième intervalle D, est caractérisé par une forme similaire à l'intervalle précédent mais plus condensée. Il correspond à l'intervalle V de la courbe marine allant de 18 à 17,3 Ma (Burdigalien supérieur).

Le signal $\delta^{13}C$ de la coupe de Châteauredon permet des corrélations très précises avec la courbe marine et présente peu de distorsion d'amplitude du signal.

Nous avons souhaité pouvoir comparer les âges donnés par les isotopes stables avec d'autres méthodes de datation en étudiant notamment la détermination de marqueurs palynologiques et les isotopes du strontium sur les coquilles d'huîtres.

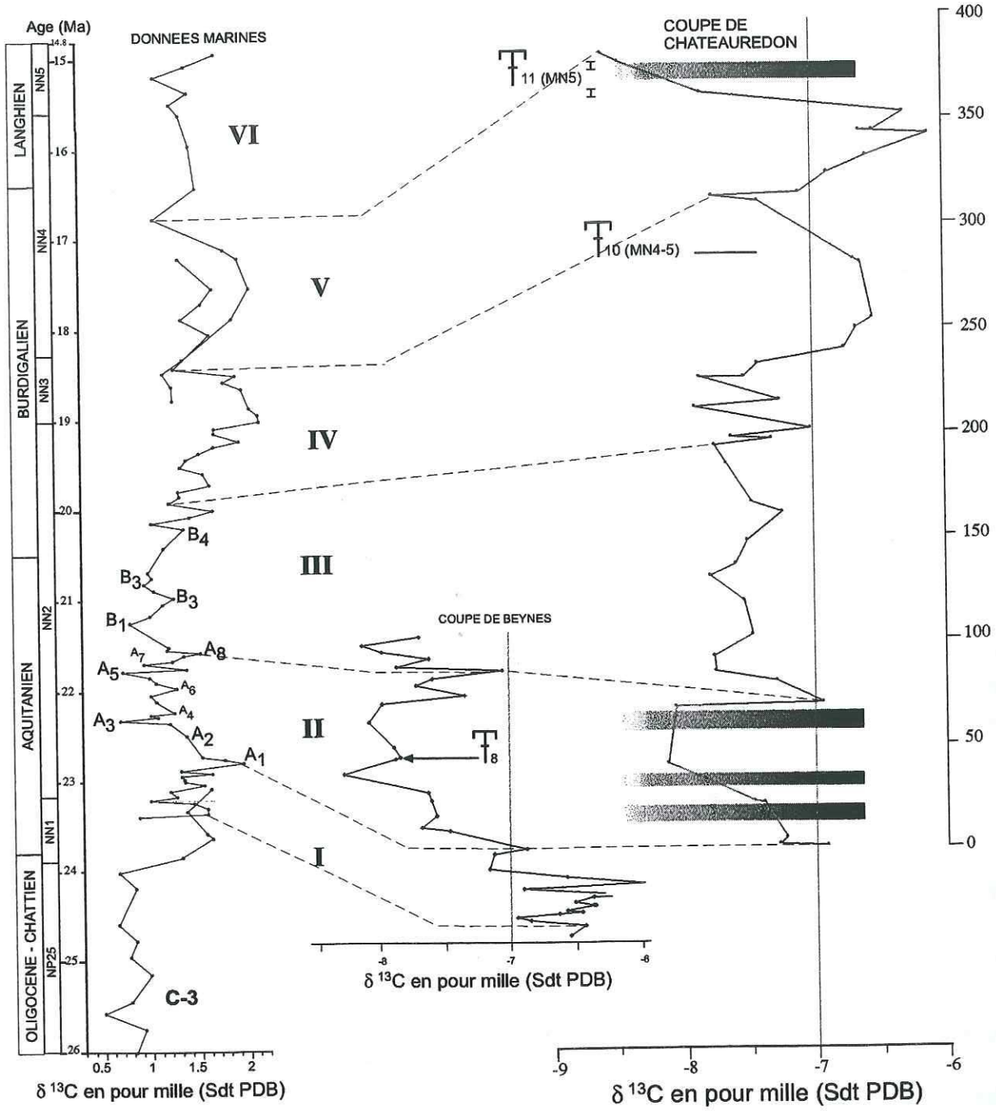


Figure 28 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Beynes et de la coupe de Châteauredon et corrélations à la courbe isotopique marine

3. 3. Apports stratigraphiques de la palynologie

La détermination des kystes de dinoflagellés et des pollens repose sur l'aimable collaboration de Jean-Jacques Châteauneuf qui a fait preuve de patience et d'acharnement pour tenter d'extraire le maximum d'informations du palynofaciès tant la matière organique « préservée » est dégradée et altérée. Seules treize lames ont donné des résultats significatifs susceptibles d'être interprétés (Figure 29, Figure 31).

Les échantillons de la coupe de Beynes-Châteauredon comportent une trentaine d'espèces de kystes de dinoflagellés, contemporains de la sédimentation, dont la couleur claire et la transparence tranche avec celles des espèces remaniées. Les associations ne sont pas assez riches pour donner lieu à des comptages significatifs. Nous avons donc simplement indiqué la présence des espèces identifiées (Figure 29).

Les spores et pollens sont relativement abondants dans les niveaux fossilifères étudiés et ont donné lieu à des estimations qualitatives. Ces dernières donnent une idée des associations végétales représentées, soit aux abords de la zone de sédimentation, soit en amont sur le bassin versant. Les interprétations stratigraphiques sont issues essentiellement des associations de dinokystes et de pollens. Nous reprendrons les résultats apportés par l'étude des spores et grains de pollen par la suite.

Trois associations de kystes de dinoflagellés peuvent être distinguées (Figure 29, Planche Photos 6) :

- une association basale (RU3 à RU5) à ***Cordosphaeridium cantharellum***, *Dapsilidinium pseudocolligerum*, *Homotryblium floripes* et ***Tuberculodinium vancampoe***, dont l'âge peut être considéré comme **aquitanien**, en raison de la présence simultanée de la première et de la dernière espèces citées,

- une association intermédiaire (GR16 à GR27) avec *Homotryblium plectilum*, *Sumatradinium sp.*, *Heteraulacacysta campanula*, *Distatodinium paradoxum*, *Achomosphaera sagena* et A. *crassipellis* et *Impagidinium sp.* dont l'âge est probablement **burdigalien**, les derniers exemplaires connus de ***D. paradoxum*** et de ***H. plectilum*** dans les bassins ouest-européens étant signalés au **sommet de la zone N6**,

- une association supérieure (GR34 à GR38) prélevée sous la barre marine sommitale où se situe un renouvellement des espèces de dinokystes avec la présence d'*Ectosphaeropsis burdigalensis*, *Spiniferites mirabilis* et le genre *Labyrinthodinium* qui peut se positionner, **soit au sommet du Burdigalien soit à la base du Langhien**.

L'interprétation stratigraphique à partir des pollens est rendue délicate dans le Néogène en raison de la perte au cours du Paléogène des principales espèces–guides tropicales et les rares espèces thermophiles qui subsistent, disparaissent et réapparaissent au gré des fluctuations climatiques ou hygrométriques qui vont se succéder jusqu'au Quaternaire. En étant très prudent, on peut dire que les espèces telles que **Armeria, proche d'*Armeria maritima*** et **les Malvaceae apparaissent au Chattien dans les bassins tertiaires de Provence** (Châteauneuf et Nury, 1995) **et sont abondantes à l'Aquitanien/Burdigalien** (RU3 à GR16). En revanche, aucun pollen ne permet de caractériser en terme d'âge la moitié supérieure de la série.

Par conséquent, les âges apportés par les associations de kystes de dinoflagellés confirment ceux obtenus par le signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Beynes-Châteauredon.

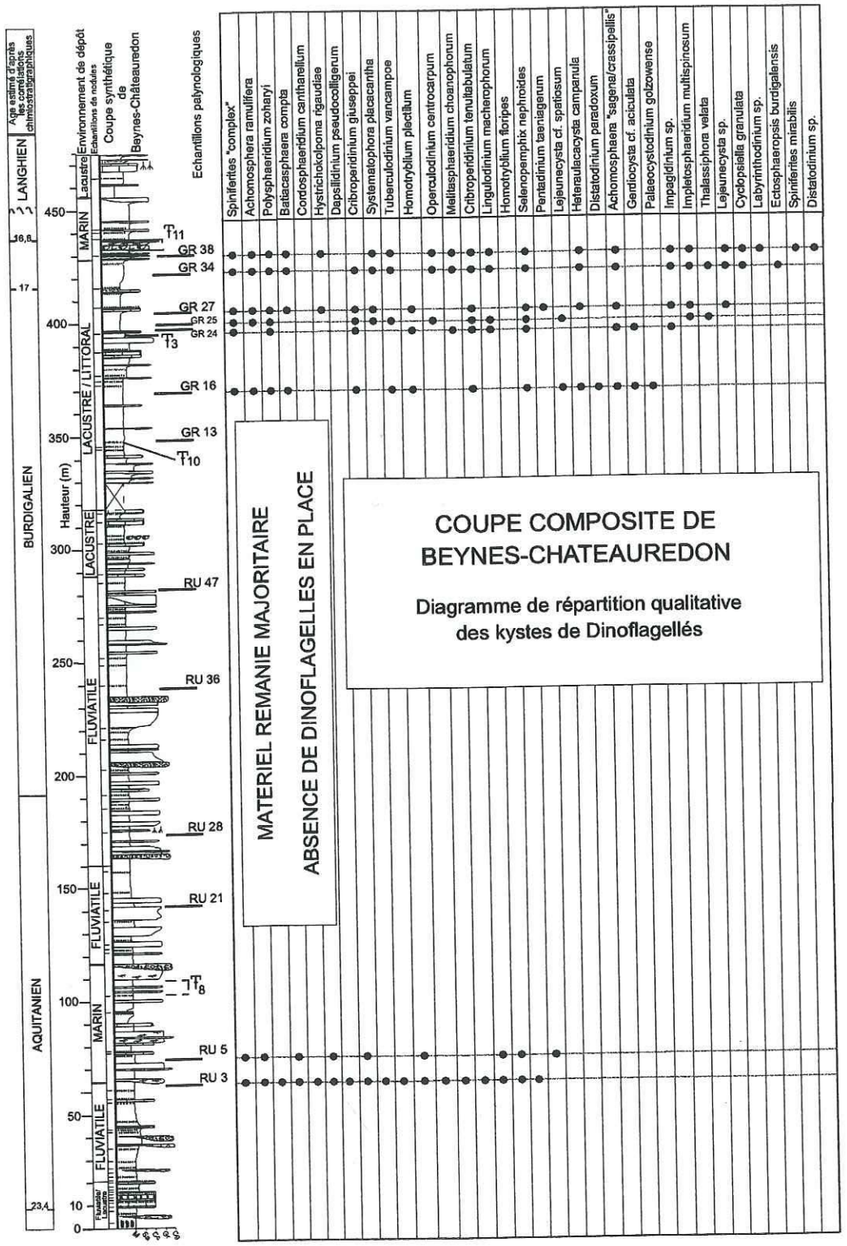


Figure 29 : Diagramme de répartition des kystes de Dinoflagellés de la coupe composite de Beynes-Châteauredon

3. 4. Le strontium sur les coquilles d'huîtres

Le rapport isotopique du strontium $^{87}Sr/^{86}Sr$ a été mesuré sur une dizaine de coquilles d'huîtres de la coupe de Châteauredon et de son équivalent latéral vers l'est, aux Courtiers. Ces analyses ont été conduites par S. Dennebouy au laboratoire mixte CEA-CNRS, LSCE de Gif-sur-Yvette.

Les âges sont estimés à partir de la courbe composite pour l'océan mondial de divers auteurs cités sur la Figure 30 (Dennebouy, 2001). Les valeurs détaillées du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des échantillons sont présentées en annexe :

- les échantillons 7 à 10 sont associés à quatre coquilles différentes provenant de la base des chenaux amalgamés de la coupe des Courtiers. Les âges obtenus sont répartis entre 20,5 et 24 Ma ;
- les échantillons 3 à 6 correspondent à trois coquilles d'huîtres différentes du gisement à la cote 255 m de la coupe de Châteauredon (*Ostrea crassissima*), seuls les échantillons 4 et 5 sont issus de la même coquille. La gamme des âges obtenus se répartit entre 18 et 22,7 Ma. Pour les échantillons 4 et 5 de la même coquille, les fourchettes d'âges sont comprises entre 18-19,6 Ma et 18,2-20,5 Ma respectivement. On remarquera la forte dispersion des valeurs.
- les échantillons 1 et 2 proviennent de deux coquilles d'huîtres de la barre marine du sommet de la coupe de Châteauredon sur laquelle est construite le village. La fourchette d'âges moyens obtenus est comprise entre 16,2 et 18 Ma.

Par comparaison avec les âges apportés par les corrélations chimiostratigraphiques $\delta^{13}C$, on obtient :

- les chenaux amalgamés de la coupe des Courtiers sont placés en équivalence latérale avec la barre de chenaux amalgamés à la cote 110-120 m de la coupe de Châteauredon, dont l'âge estimé à partir des isotopes est compris entre 20,8 et 21,1 Ma. Les valeurs de certains échantillons correspondent assez bien à cet intervalle alors que d'autres sont en dehors.
- le gisement d'huîtres à la cote 255 m est attribué à une fenêtre temporelle comprise entre les pics C4 et C3 soit entre 18,5 et 19 Ma. Les âges indiqués par le strontium s'inscrivent tous dans cette fenêtre temporelle mais avec des écarts dans les valeurs moyennes pouvant être supérieurs au Ma.
- la barre marine peut être estimée entre 16,7 et 17,2 Ma, avec une préférence pour des âges proches du pic D3 c'est-à-dire de 16,7 Ma. Dans ce cas, les âges isotopiques $\delta^{13}C$ et les âges donnés par les isotopes du Sr sont plutôt similaires, l'âge strontium étant de 17,1 ± 0,8 Ma.

Nous pouvons proposer les conclusions suivantes :

- les âges obtenus à partir des isotopes du strontium fournissent ont une précision qui est fonction de la pente de la courbe océanique mondiale de référence sur la période étudiée. Ils fournissent des âges dont l'incertitude varie entre ± 300 ka et ± 2 Ma

- pour un même échantillon, la variabilité des âges déduits du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ peut être très importante, de l'ordre de 500ka à 1 Ma. Il est difficile de savoir étant donné le peu d'échantillons étudiés si cette variabilité correspond à un signal haute fréquence (Dennebouy, 2001) ou à des conditions paléoenvironnementales locales.

- les âges obtenus à partir de la courbe marine des isotopes du strontium sont en accord avec ceux obtenus à partir de l'analyse du $\delta^{13}C$ des paléosols à ± 500 ka lorsque les milieux de dépôt étaient ouverts (barres côtières). En revanche, pour des environnements de dépôt plus internes comme les estuaires, la composante paléoenvironnementale fluviatile peut être très forte et la mesure isotopique n'a pas de signification stratigraphique.

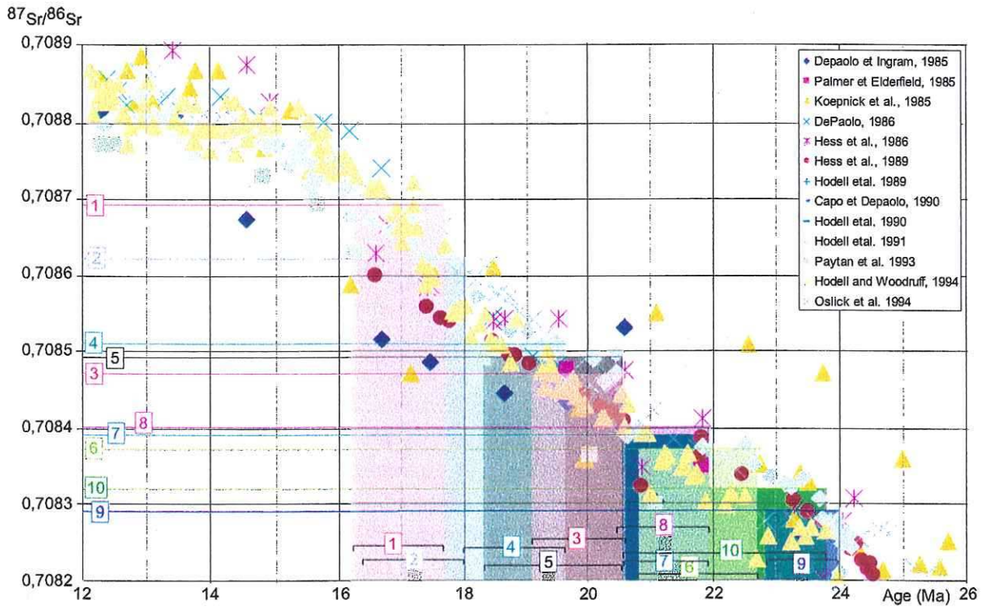


Figure 30 : Rapport isotopique du strontium réalisés sur des coquilles d'huîtres de la coupe de Châteauredon et de la coupe des Courtiers et estimation des fenêtres d'âges (Ma)

3. 5. Influence paléoenvironnementale

3. 5. a- Apports de la palynologie

A partir des dinokystes (Figure 29), en l'absence de comptage, il est difficile d'appliquer les schémas de distribution des espèces en fonction des environnements de dépôts, tels que ceux publiés par Brinkhuis (1992a). Cependant on peut avancer quelques hypothèses en raisonnant sur les présences relatives de certains groupes d'espèces. La concomitance dans la plupart des niveaux analysés d'espèces des genres : *Spiniferites*, *Homotryblium*, *Operculodinium*, *Selenopemphix*, *Polyspheridium* et *Lingulodinium* est caractéristique des zones de dépôts néritiques internes. Dans la partie supérieure de la coupe (GR16 à GR38), des venues d'eaux plus marines ont pu apporter dans la zone de dépôt des espèces caractéristiques de milieux plus ouverts telles : *Impagidinium*, *Distatodinium* ou *Spiniferites mirabilis*. Ce renouvellement spécifique pourrait correspondre à la transgression connue dans la zone méditerranéenne au Burdigalien supérieur-Langhien (Bessedik et Cabrera, 1985).

En ce qui concerne les pollens (Figure 31, Planche Photos 7), les environnements de la base de la coupe (plaine d'inondation côtière et environnements littoraux) sont caractérisés par des pollens anémogames de Pinaceae (70 à 90 % des pollens déterminés) et par des espèces d'habitat palustre (Taxodiaceae) ou littoral (Armeria).

Au-dessus de la zone médiane « aphytique » (c'est-à-dire sans restes végétaux, RU21 à GR13), les environnements fluvio-lacustres étaient plus favorables à une flore diversifiée de bordures d'eaux douces peuplées de Malvaceae, Restionaceae, Cyrillaceae, Betulaceae, Caprifoliaceae, Myricaceae, Sparganiaceae, Eleagnaceae, Nyssaceae et Hamamelidaceae et à une flore arbustive mésotherme représentée par les Juglandaceae, Tiliaceae, Fagaceae, Ulmaceae et Oleaceae.

Enfin, au sommet (GR34 à GR38), les environnements étaient plus ouverts, avec une végétation de savane herbacée où prospèrent les Graminae, les Caryophyllaceae, les Chenopodiaceae, les Asteraceae et les Ericaceae. Les associations de pollens reconnues cadrent donc assez bien avec les environnements de dépôt déduits de l'analyse sédimentologique. Nous présenterons dans ce qui suit les informations paléoenvironnementales apportées par le couplage des signaux isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe Châteauredon.

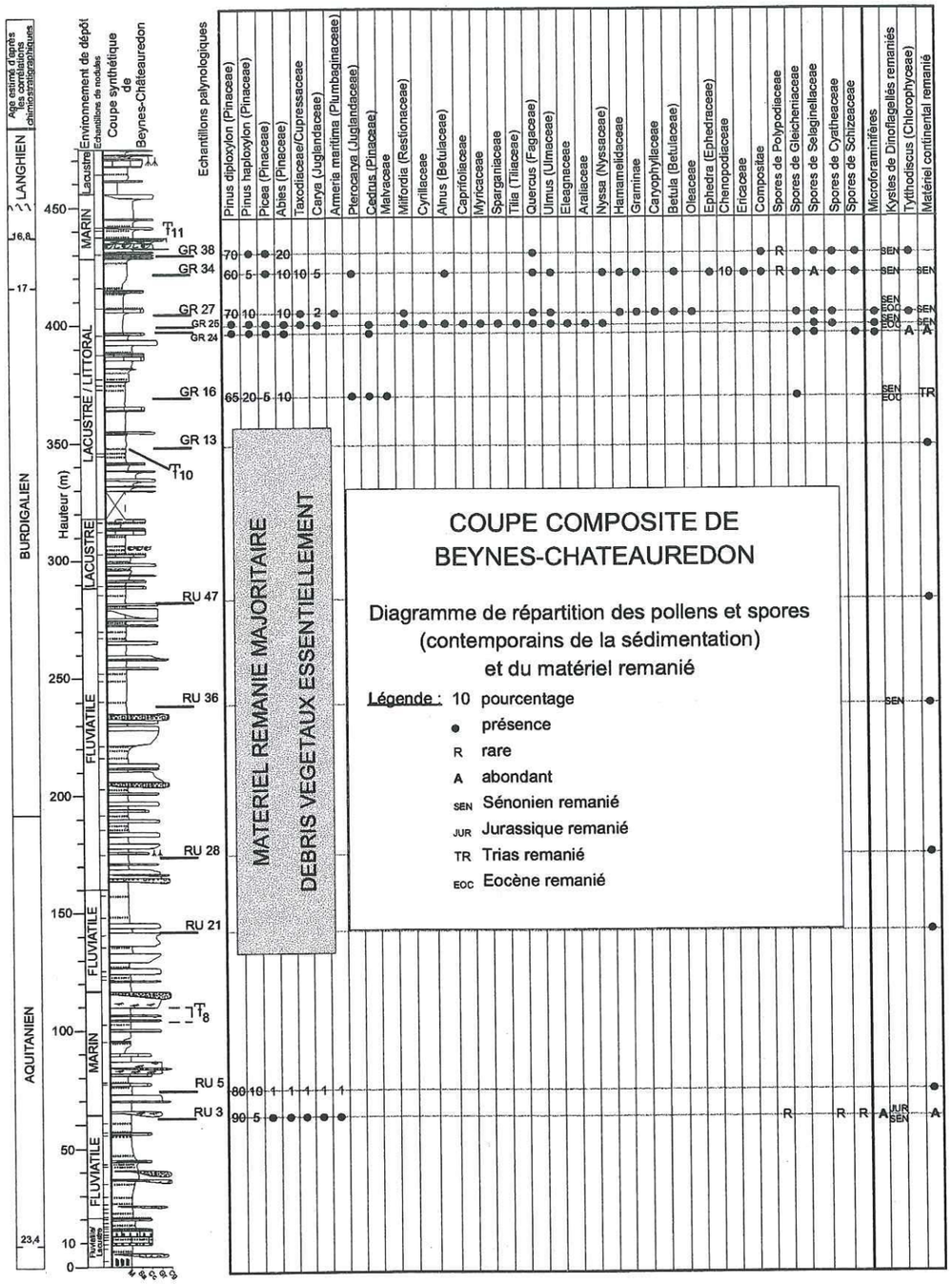


Figure 31 : Diagramme de répartition des spores et grains de pollens de la coupe composite de Beynes-Châteauredon

3. 5. b- *Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$*

La Figure 32 représente la distribution des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Beynes-Châteauredon.

Les données isotopiques de la coupe de Beynes-Châteauredon du Miocène inférieur sont caractéristiques d'un environnement côtier marqué par des valeurs du $\delta^{18}O$ plus positives et des valeurs du $\delta^{13}C$ plus négatives à proximité du littoral. Ces caractéristiques isotopiques traduisant les conditions paléoenvironnementales se retrouvent sur chacun des intervalles isotopiques, que les dépôts correspondent à des faciès tidaux, lacustres ou fluviatiles. Ils permettent ainsi de confirmer que le site de Beynes-Châteauredon est resté en domaine littoral même lorsque les faciès, relevés sur les coupes, n'indiquent pas d'influence marine, depuis l'Aquitanien inférieur jusqu'au Burdigalien supérieur.

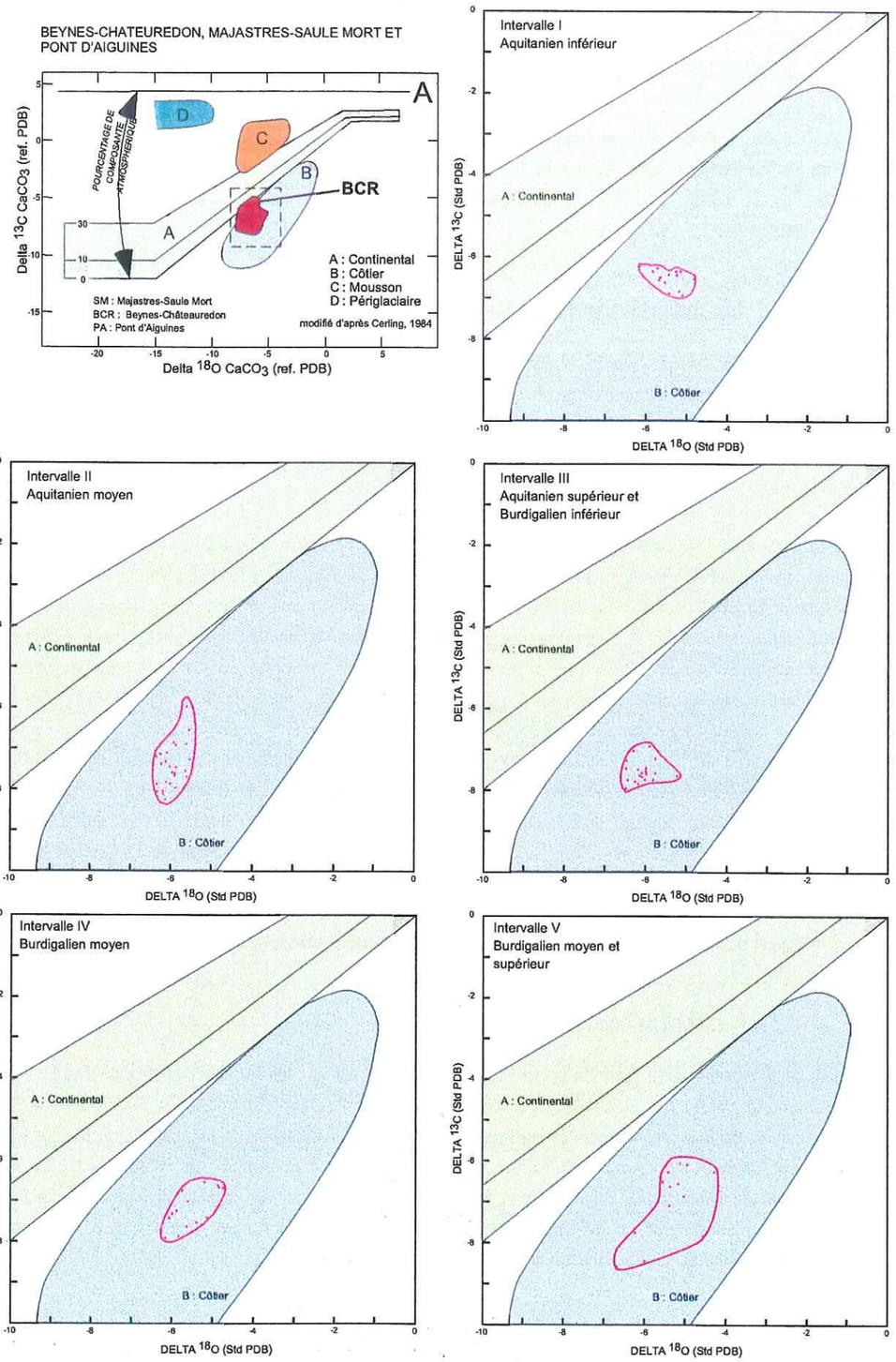


Figure 32 : Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ pour la coupe de Beynes-Châteauredon

4. CONCLUSION

A travers l'étude de ces trois coupes, recouvrant une période de temps s'étendant de l'Oligocène au Miocène moyen, la mesure des isotopes stables des paléosols se révèle être un outil très performant à la fois pour les déterminations stratigraphiques et les reconstitutions de paléoenvironnements.

4. 1. L'outil chimiostratigraphique

Cet outil peut être développé à partir du signal $\delta^{13}C$. Toutefois, il faut prendre en considération les composantes paléoenvironnementales qui induisent des fluctuations du signal beaucoup plus importantes que celles que l'on s'attendrait à avoir à partir de la corrélation avec la courbe marine. Les milieux côtiers présentent des signatures plus négatives alors que les environnements plus continentaux sont caractérisés par des signatures plus positives.

Le découpage en intervalles remarquables permet d'identifier des zones de 0,6 Ma à 2 Ma, établissant un cadre stratigraphique précis. Lorsque les fluctuations environnementales sont faibles et les paléosols suffisamment rapprochés, le signal $\delta^{13}C$ bien détaillé autorise une corrélation à plus haute résolution (quelques 100 ka). Ces résultats sont en accord avec les données biostratigraphiques (faune et flore) et permettent une résolution supérieure à celle des isotopes du Sr utilisable seulement lorsqu'il y a des lèches marines.

Sur la coupe de Beynes-Châteauredon (Figure 33), une plus grande résolution jusqu'à 100 ka peut être obtenue à l'intérieur de chacun de ces intervalles, en fonction des fluctuations du signal $\delta^{13}C$ et du détail de l'échantillonnage tant marin que continental. A titre d'exemple, le second intervalle marin II a une durée de 1,25 Ma. Or, le signal présente de nombreuses petites variations de courte durée qui permettent de découper cet intervalle en six sous-intervalles, chacun ayant une durée d'environ 120 ka. A l'inverse, l'intervalle marin III n'a pas un signal aussi détaillé et par conséquent il ne peut être divisé qu'en quatre intervalles de second ordre dont la résolution varie entre 220 et 680 ka.

4. 2. L'outil paléoenvironnemental

Les diagrammes analysant les relations $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ établis sur les climats actuels se révèlent être très discriminants pour les données de l'Oligo-Miocène. Ils sont en accord avec les données sédimentologiques ou palynologiques et permettent même une attribution paléoenvironnementale plus fine lorsque les données de terrain ne définissent pas de critères d'estimation de la distance à la côte (dépôts lacustres ou fluviatiles). Par exemple, les données isotopiques des dépôts fluviatiles de la base de la coupe du Revest sont à la transition des domaines côtier/continental alors que ceux, très semblables, de la coupe de Châteauredon se trouvent en domaine côtier.

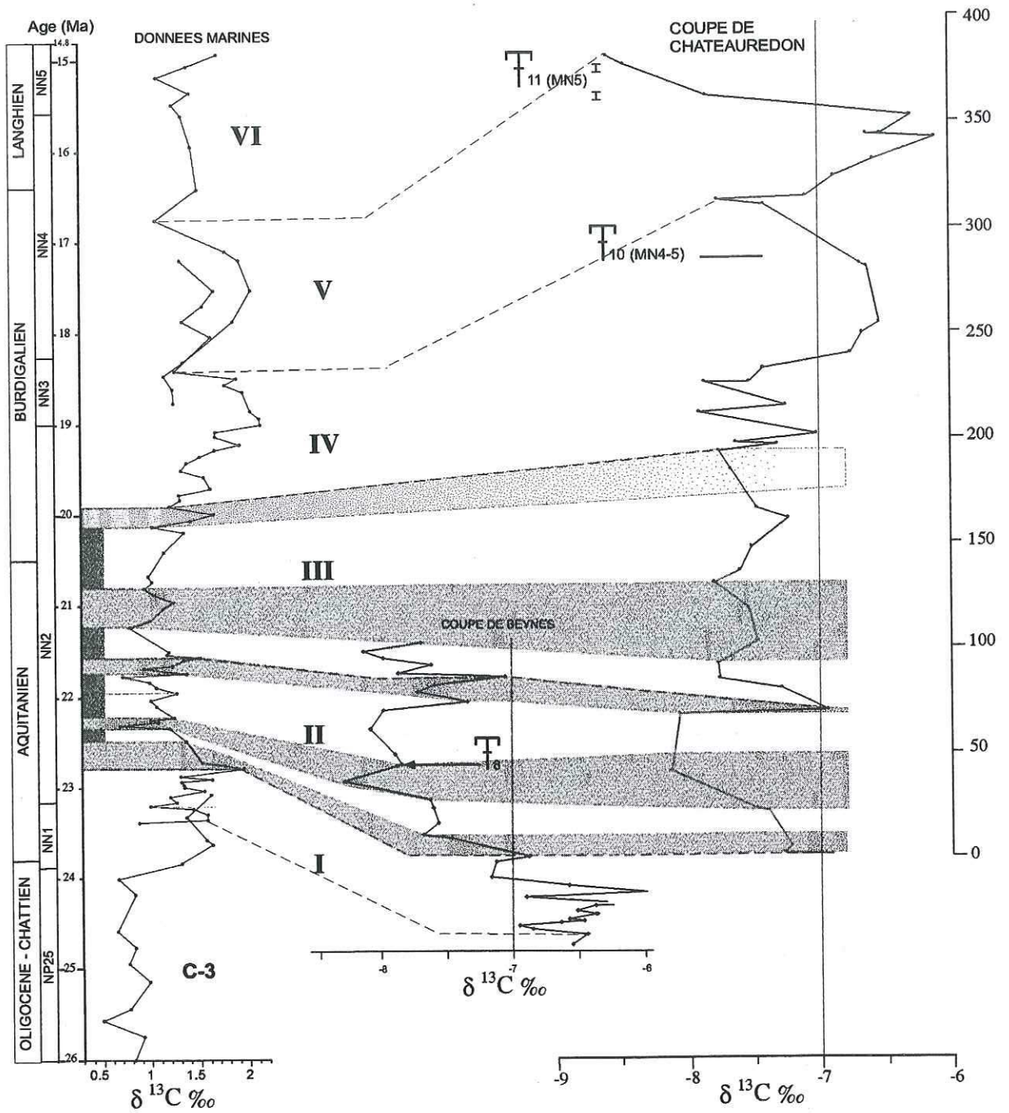


Figure 33 : Découpage en intervalles de temps à haute résolution obtenu pour la coupe de Beynes-Châteauredon et corrélations aux signaux isotopiques marins

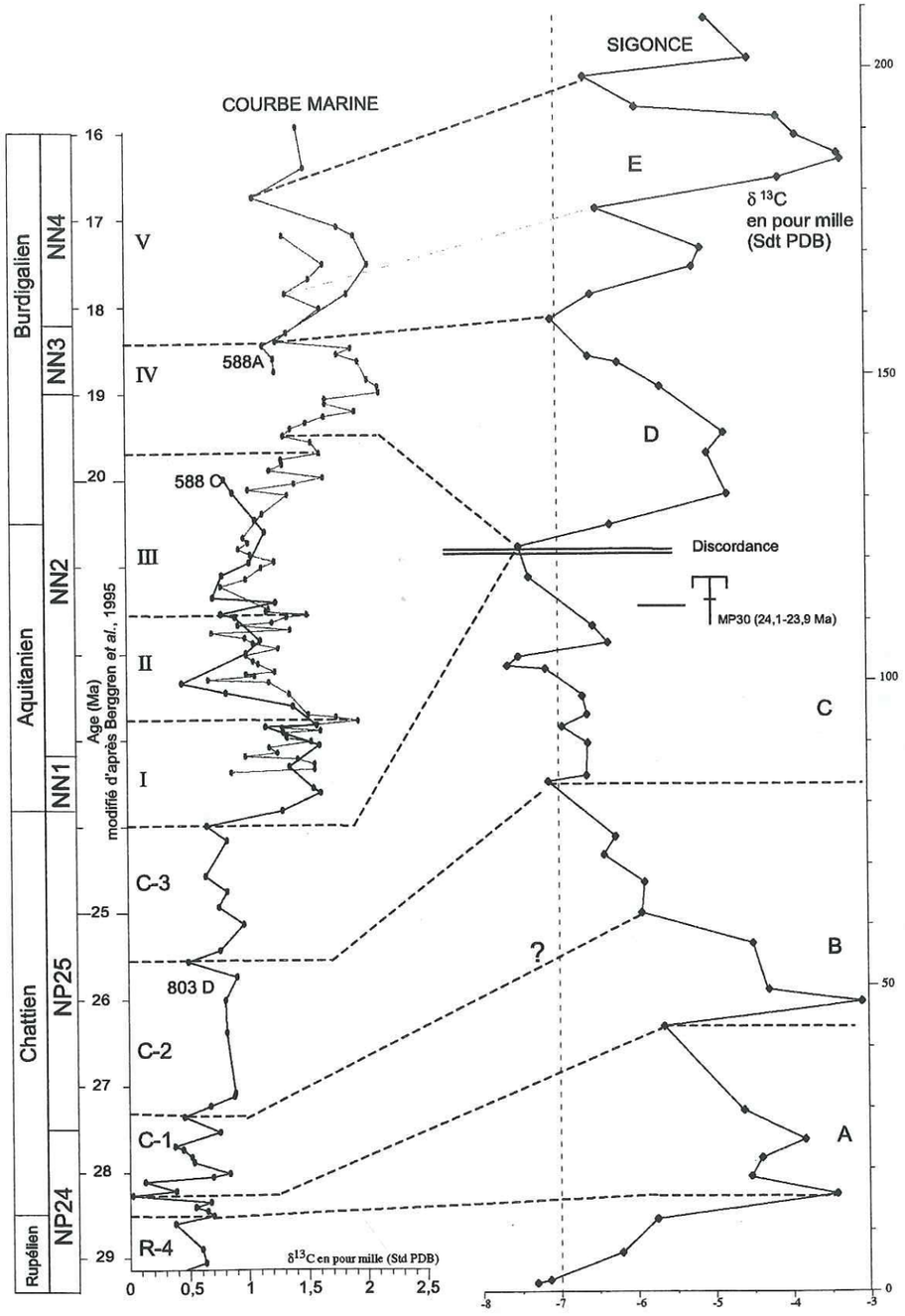


Figure 34 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ complet de la coupe de Sigonce et corrélations à la courbe marine

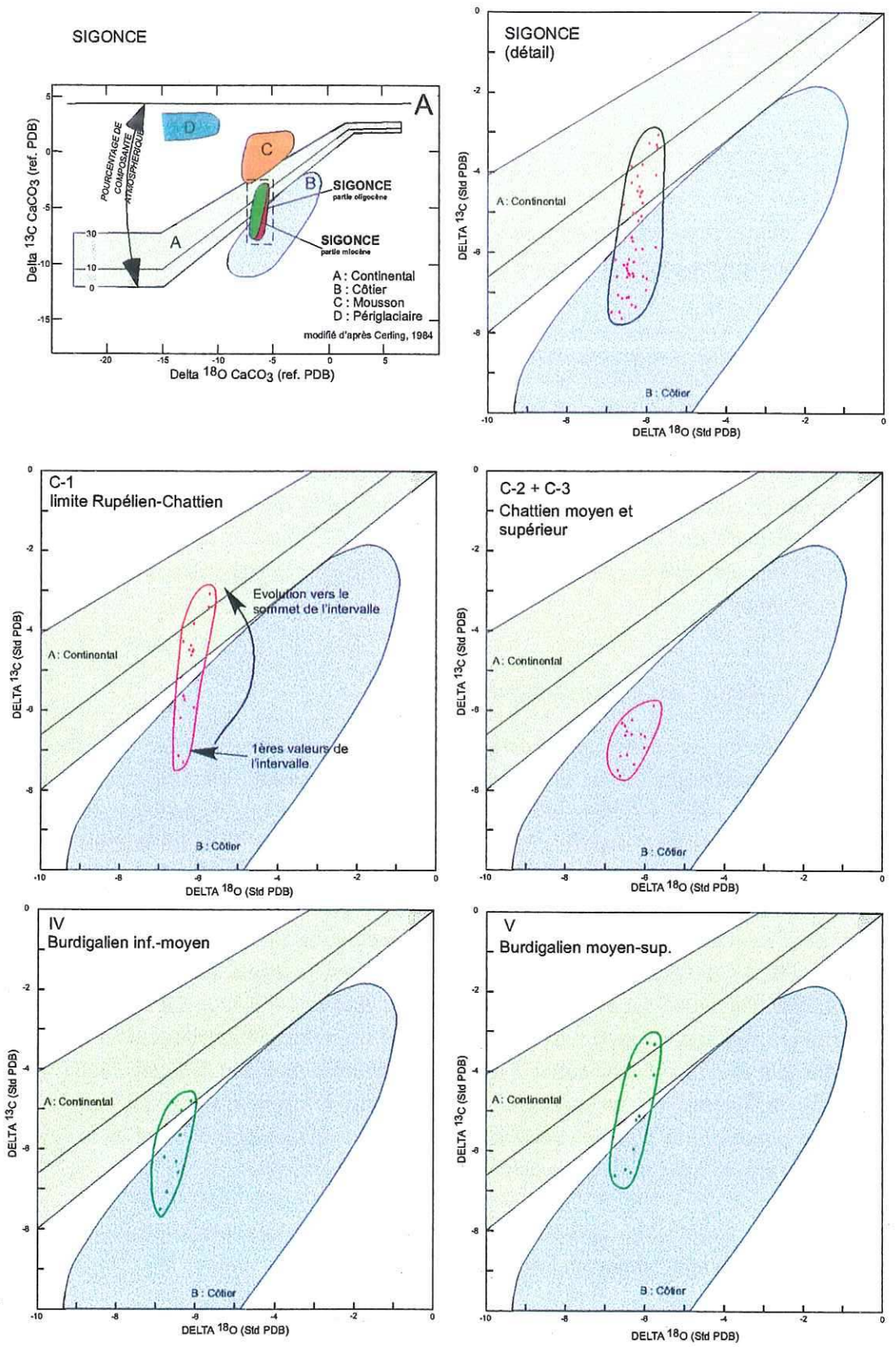


Figure 35 :Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ pour la coupe de Sigonce

C- RESULTATS SUR L'ENSEMBLE DE LA ZONE D'ETUDE

1. LE SECTEUR OUEST : LA COUPE DE SIGONCE

La partie inférieure de cette coupe a servi de référence pour l'Oligocène supérieur. Celle-ci est surmontée par des termes burdigaliens que nous allons étudier.

1. 1. Biostratigraphie des dépôts miocènes

Au-dessus des dépôts de calcaires palustres riches en paléosols et attribués au Chattien, la seconde partie de la coupe (m1b), composée de dépôts marins à littoraux comprenant des paléosols carbonatés dans des marnes grises-ocres, intercalées dans des calcaires et des calcarénites à bioclastes (Calcaires fins du Pibouret, m1bC*P*). Les dépôts m1b sont datés du Burdigalien moyen par une association caractéristique de Lamellibranches (site 21, Figure 22, Gigot *et al.*, 1982). La coupe de Sigonce présente donc une discontinuité entre les dépôts marins et les dépôts lacustres/palustres, non matérialisée sur le terrain.

1. 2. Analyse du signal isotopique $\delta^{13}C$

La description du signal isotopique de la coupe de Sigonce commence à la base des dépôts marins dont le calage biostratigraphique est précisé ci-dessus. Ainsi, on distingue deux zones :

- la zone D, de 120 à 150 m environ, se caractérise par une forme de double excursion avec des valeurs isotopiques croissantes depuis – 7,5 ‰ jusqu'à un palier autour de – 4,8 ‰, puis une chute des valeurs à – 7 ‰. Compte tenu de la discontinuité des termes marins (datés du Burdigalien moyen) sur les dépôts continentaux oligocènes, la forme typique de l'intervalle D correspond parfaitement à l'intervalle IV de la courbe isotopique marine, qui est représentative du Burdigalien moyen.
- la zone E, de 150 à 210 m, représente deux excursions positives successives. La première excursion positive évolue de – 7 ‰ à – 5 ‰ puis les valeurs chutent à – 6,5 ‰. La seconde excursion positive d'amplitude plus importante (environ 3 ‰) montrent des valeurs optimales autour de – 3,5 ‰ puis une décroissance jusqu'à – 6,7 ‰ suivie d'une rapide remontée du signal. L'intervalle E offre une forme très proche de l'intervalle V, en particulier si l'on se réfère à la courbe isotopique marine du site 588C qui montre également ces deux excursions positives. Par conséquent, le sommet de la coupe est daté du Burdigalien moyen à supérieur, plus précisément de 18,5 à 16,8 Ma.

Ici encore, les résultats isotopiques sont en accord avec les données biostratigraphiques et confirment la discontinuité représentant un hiatus de 4,2 Ma.

1. 3. Apports des paléoenvironnements

Au cours du Burdigalien, la position des dépôts oscille à la transition du domaine côtier et du domaine continental (

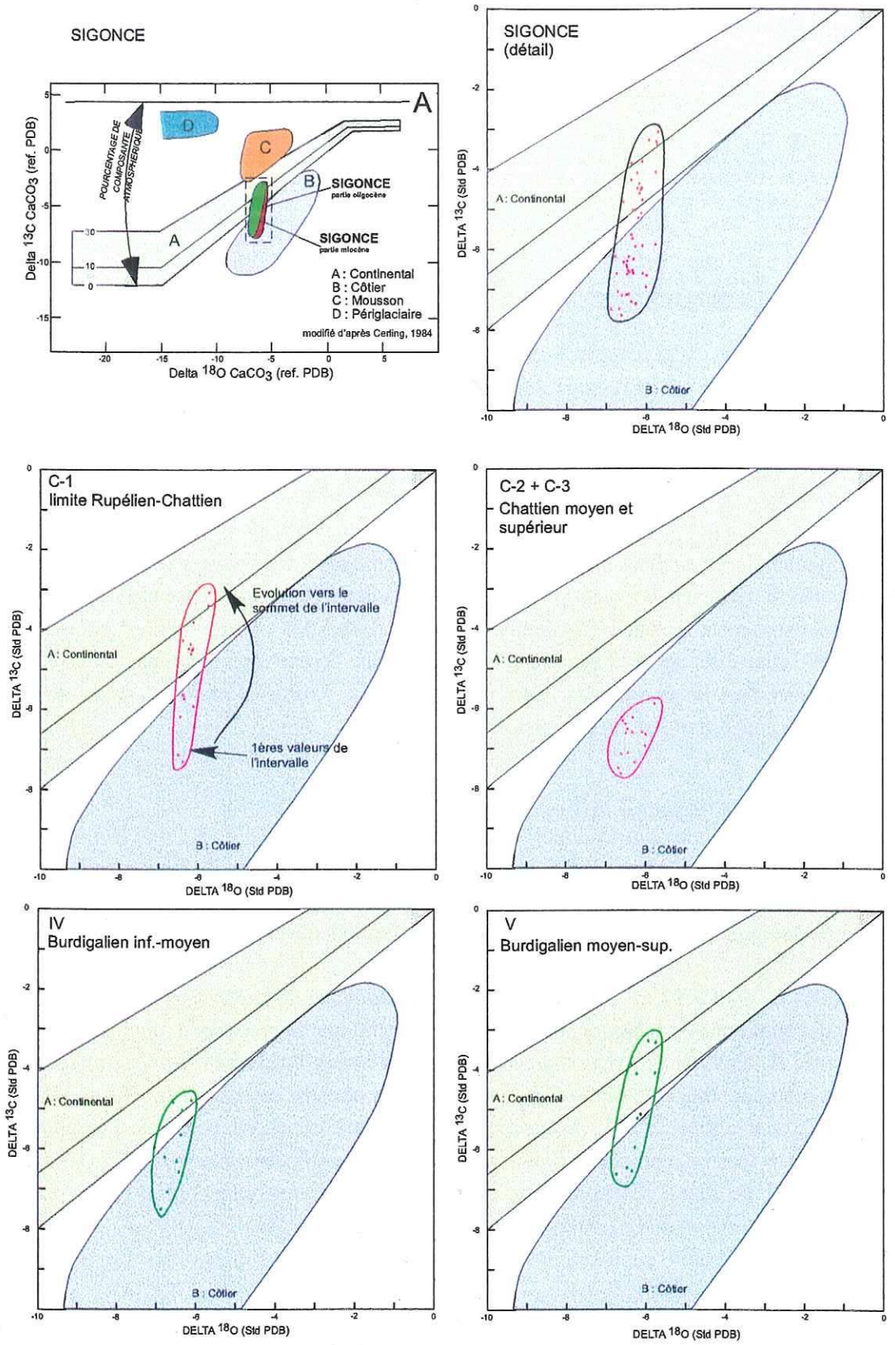


Figure 35). Ce résultat est un peu surprenant car les paléosols sont intercalés entre des dépôts marins attestant le domaine côtier. On remarque par ailleurs, des valeurs isotopiques extrêmes, au-delà de 10 % de la part de composante atmosphérique dans le sol, que nous interprétons comme une précipitation des carbonates à faible profondeur.

On peut se demander si dans cet environnement les précipitations de carbonates se font à faible profondeur induisant une composante atmosphérique plus forte dans les échantillons étudiés.

2. LE SECTEUR NORD :LES COUPES DU RAVIN DU ROUSSET ET DU RAVIN DE MAUREL

2. 1. La coupe du Ravin du Rousset

Sur cette coupe, située près d'Esclangon, nous ne disposons que de peu d'informations biostratigraphiques, dans les niveaux noirs de la Molasse Grise soit près de 100 m au-dessus de notre coupe.

2. 1. a- Données biostratigraphiques

Les niveaux riches en flore situés 100 m environ au-dessus des derniers dépôts continentaux ne contiennent pas le marqueur *Boehlensipollis hohli* dont la disparition caractérise la limite Rupélien-Chattien et plus exactement la zone NP24 (limite supérieure à 28,5 Ma ; Sittler 1984 ; Châteauneuf et Nury, 1995). A la base les auteurs considèrent que l'âge des dépôts est synchrones de ceux de la région de St-Geniez soit Eocène moyen. Ceci nous conduit à considérer que l'intervalle de temps représenté par cette coupe recouvre un Rupélien *s. l.*

2. 1. b- Résultats isotopiques

Le signal isotopique $\delta^{13}C$ enregistré dans la Molasse Rouge du Ravin du Rousset a des valeurs réparties entre – 7 ‰ et – 6,5 ‰ en moyenne, celui du $\delta^{18}O$ est compris entre –7 et –5 ‰.

A partir du signal isotopique $\delta^{13}C$, quatre zones peuvent être distinguées (Figure 36) :

- la zone A, de 0 à 92 m, correspond à la partie brèchique de la Molasse Rouge. Dans cette zone, nous ne disposons que de quelques points qui ne permettent pas de proposer d' interprétation.
- la zone B, de 92 à 220 m, comprend les derniers termes brèchiques (92-120 m) surmontés par la molasse gréseuse. Elle est marquée par une excursion positive de plus de 1,5 ‰, suivie d'une décroissance progressive jusqu'à – 7,1 ‰ ponctuée de plusieurs excusions positives d'amplitude de l'ordre de 0,8 ‰. Cet intervalle est relié à l'intervalle marin R-1 du Rupélien inférieur.
- la zone C, de 220 à 350 m environ, est représentée par trois pics dont le dernier est bien documenté. Cette zone est corrélée à l'intervalle R-2, entre 32,5 et 31,5 Ma.
- la zone D, de 350 à 480 m, est marqué par un signal assez plat autour de – 6,8 ‰. L'intervalle D est relié à l'intervalle R-3, 30,2-31,5 Ma.

L'interprétation des signaux isotopiques pourrait être améliorée puisque seulement 47 échantillons ont été analysés alors que 92 horizons de pédogenèse ont été prélevés. Toutefois, nous n'avons pas d'échantillons supplémentaires dans la zone A. De plus, la série de la Molasse Rouge d'Esclangon présente un taux de sédimentation important avec environ 500 m de dépôts fluviatiles ce qui tend à dilater le signal isotopique enregistré.

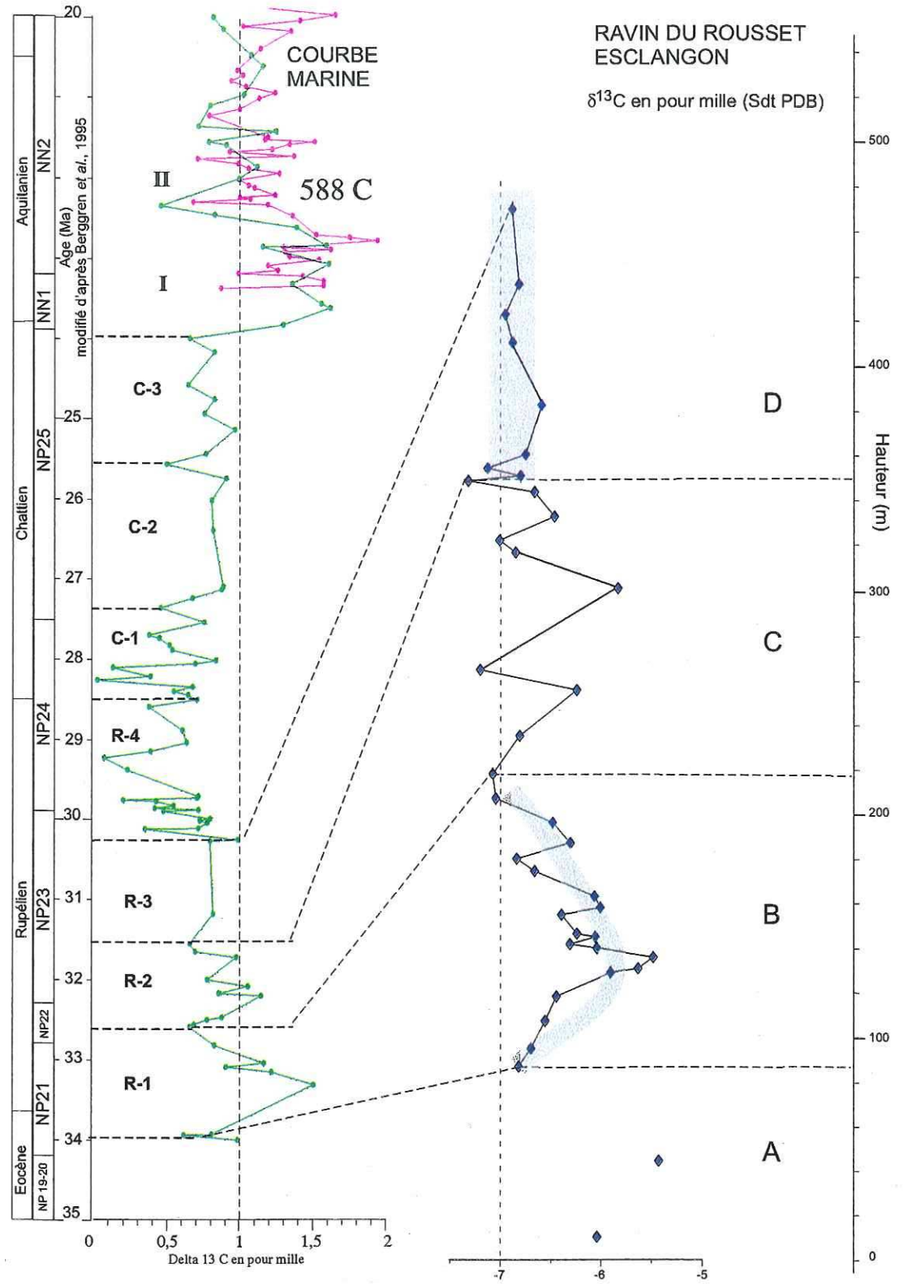


Figure 36 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la Molasse Rouge du Ravin du Rousset et proposition de corrélations avec la courbe isotopique marine

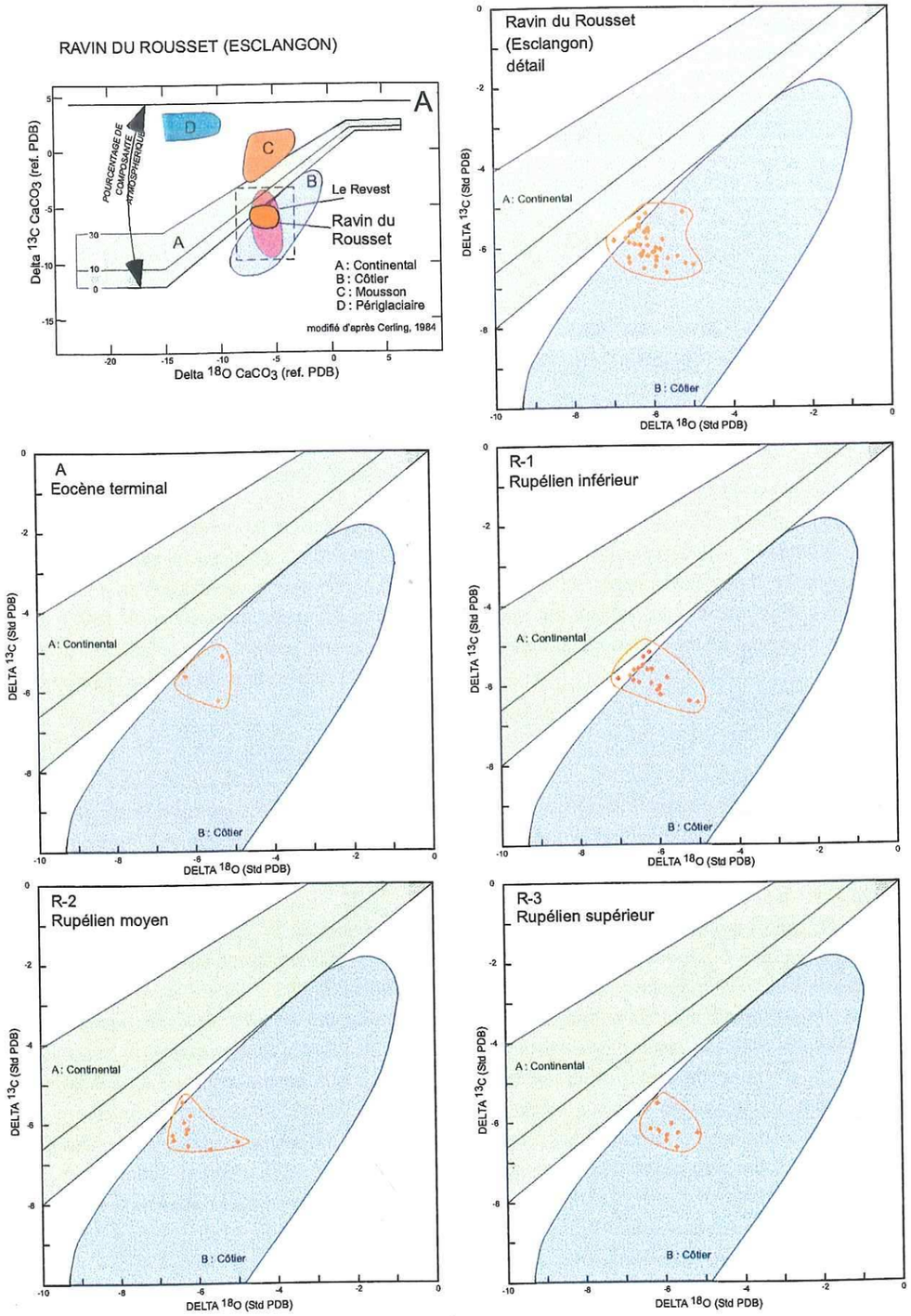


Figure 37 : Couplage entre les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de la Molasse Rouge du Ravin du Rousset

2. 1. c- Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$

Sur le diagramme $\delta^{13}C/\delta^{18}O$, les valeurs de la coupe du Ravin du Rousset se situent essentiellement dans le domaine côtier à la limite du domaine continental. Les paléosols prélevés correspondant à des dépôts de plaine alluviale ou d'inondation, l'interprétation environnementale des données isotopiques nous montre que la mer était assez proche.

Les intervalles isotopiques reconnus sur la coupe du Ravin du Rousset correspondent aux mêmes intervalles que ceux de la coupe du Revest : Eocène terminal au Rupélien moyen (R-1 à R-3). A la différence des valeurs isotopiques de la coupe du Revest, le signal $\delta^{13}C$ du Ravin du Rousset ne présente pas de variations d'amplitudes aussi fortes car il n'y a pas eu de changement d'environnement majeur.

Ainsi, en évoluant vers le Rupélien supérieur, les valeurs isotopiques traduisent la présence de la mer au Revest alors que dans la partie nord-est du bassin à Esclangon, la position du littoral reste stable.

2. 2. Le Ravin de Maurel

Le Ravin de Maurel se situe sur la bordure NW du bassin de Digne, à l'est de Volonne, au sud du Ravin de St-Symphorien, près de la Ferme de Mens. La coupe levée ne débute pas avec le contact sur le substratum à cause de la mauvaise qualité des affleurements.

2. 2. a- Biostratigraphie

Les dépôts continentaux ne possèdent aucun repère biostratigraphique (Annexe 14).

Cependant, nous disposons des données de la région de St-Geniez qui montre que les premiers termes de la Molasse Rouge sont d'âge éocène supérieur-oligocène inférieur. Au sein de la Molasse Rouge, la passée lacustre du Roucas Blanc, que nous mettons en équivalence latérale avec les calcaires lacustres situés à 120-150 m donne un âge chattien (Figure 22).

2. 2. b- Les données isotopiques

Le signal isotopique $\delta^{13}C$ enregistré par la Molasse Rouge du Ravin de Maurel présente des valeurs légèrement plus négatives que l'enregistrement du Ravin du Rousset à Esclangon, avec des valeurs comprises entre – 7,5 ‰ et – 6,0 ‰ (Figure 38). Les valeurs isotopiques $\delta^{18}O$ sont identiques à celles enregistrées sur la bordure ouest, entre – 7,0 ‰ et – 5,0 ‰.

Cinq zones particulières peuvent être identifiées sur la courbe isotopique $\delta^{13}C$ (Figure 38) :

- la zone A, de 0 à 40 m, correspond à la zone brèchique pour laquelle nous avons peu de points. Elle est identifiée par une oscillation très accentuée de – 6 ‰ à – 5 ‰, puis de – 5 ‰ à - 7,5 ‰, suivie d'un pic à – 7,2 ‰ et un retour à la valeur de - 7,5 ‰. Les deux pics sont corrélés à la seconde moitié de l'intervalle C-1 correspondant au Chattien inférieur.
- la zone B, de 40 à 75 m, illustre une zone isotopique relativement stable autour de – 7,3 ‰, et correspond au passage de la Molasse Rouge fluviatile. La zone B est corrélée à l'intervalle C-2,

Chattien moyen, dont la forme et l'amplitude des valeurs correspond parfaitement à l'enregistrement continental.

- la zone C, de 75 à 120 m, est marquée par de nombreuses oscillations comprises entre – 8 ‰ et – 6,3 ‰, d'amplitude plus accentuée par rapport à l'intervalle C-3, d'âge Chattien supérieur, de la courbe marine à laquelle elle est corrélée.
- la zone D, de 120 à 150 m environ, est caractérisée par une excursion positive de plus de 1,5 ‰ (entre - 7,6 ‰ et – 6,1 ‰) avec des fluctuations. Cette évolution est significative de l'intervalle I qui exprime de façon remarquable le passage Oligocène-Miocène. La sédimentation associée à l'intervalle D est notamment marquée par la présence de conditions plus réduites (teintes grises plus abondantes, marmorisation fréquente).
- la zone E, de 150 à 175 m, montre une dépression, négative dans un premier temps de - 6,3 ‰ à – 7,5‰, suivie d'un palier à – 7,5 ‰ et d'une amorce d'excursion positive vers – 7,2 ‰. Cette évolution est caractéristique de l'intervalle II relatif à l'Aquitanien moyen. Les conditions réductrices se maintiennent.

La chimiostratigraphie à partir du signal $\delta^{13}C$ permet donc de dater la coupe du Ravin de Maurel depuis la base du Chattien jusqu'à l'Aquitanien moyen, alors qu'aucun repère biostratigraphique n'est directement disponible dans ces dépôts. Le changement d'environnement qui se produit au sommet de la coupe avec l'expression de conditions réduites dans les sédiments annonce l'arrivée d'environnements de dépôts marins qui apparaissent environ 30 m plus haut avec les premiers termes de la Molasse Marine, qui sont au moins postérieurs à l'Aquitanien moyen.

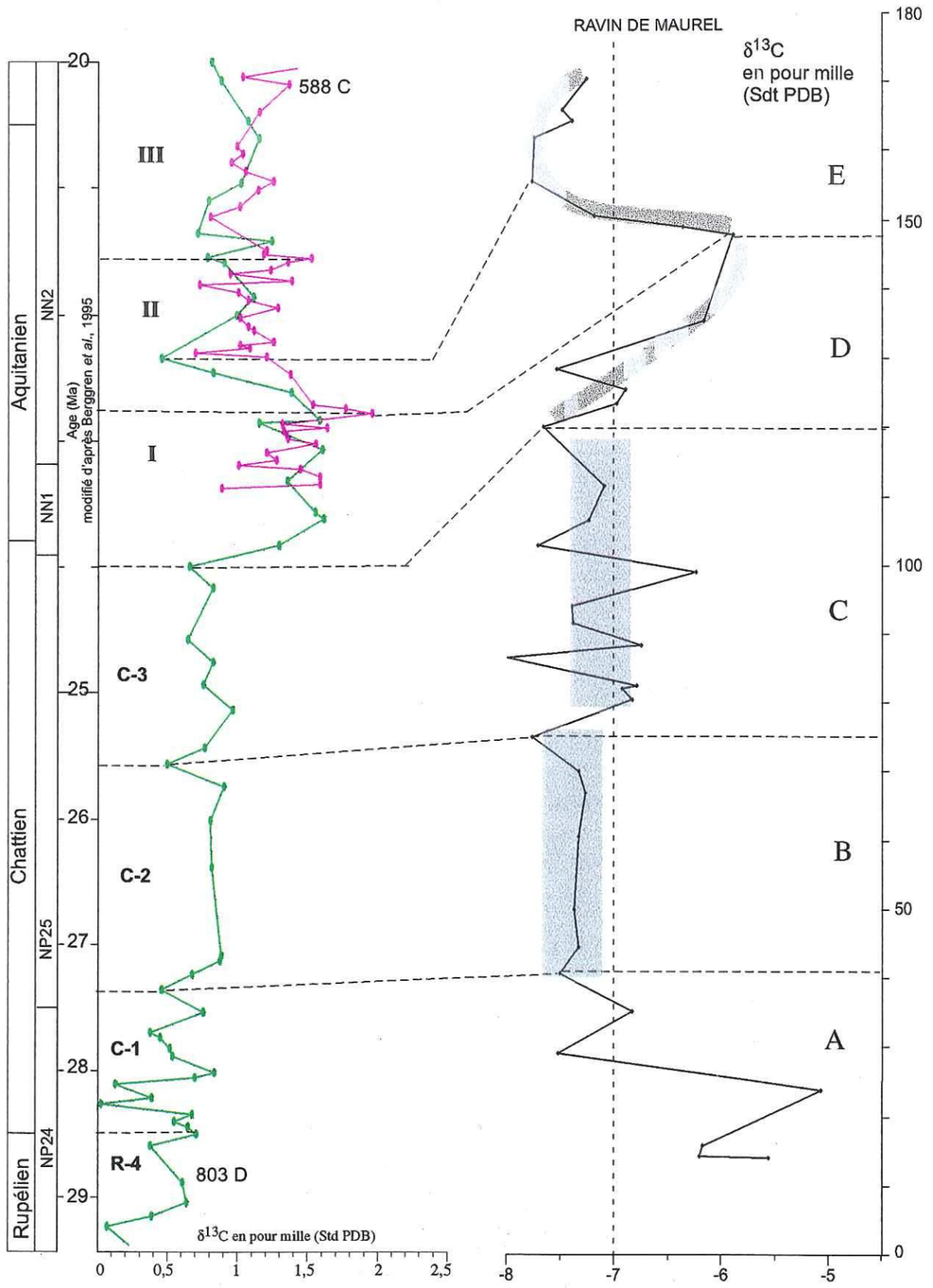


Figure 38: Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ du Ravin de Maurel avec la courbe marine

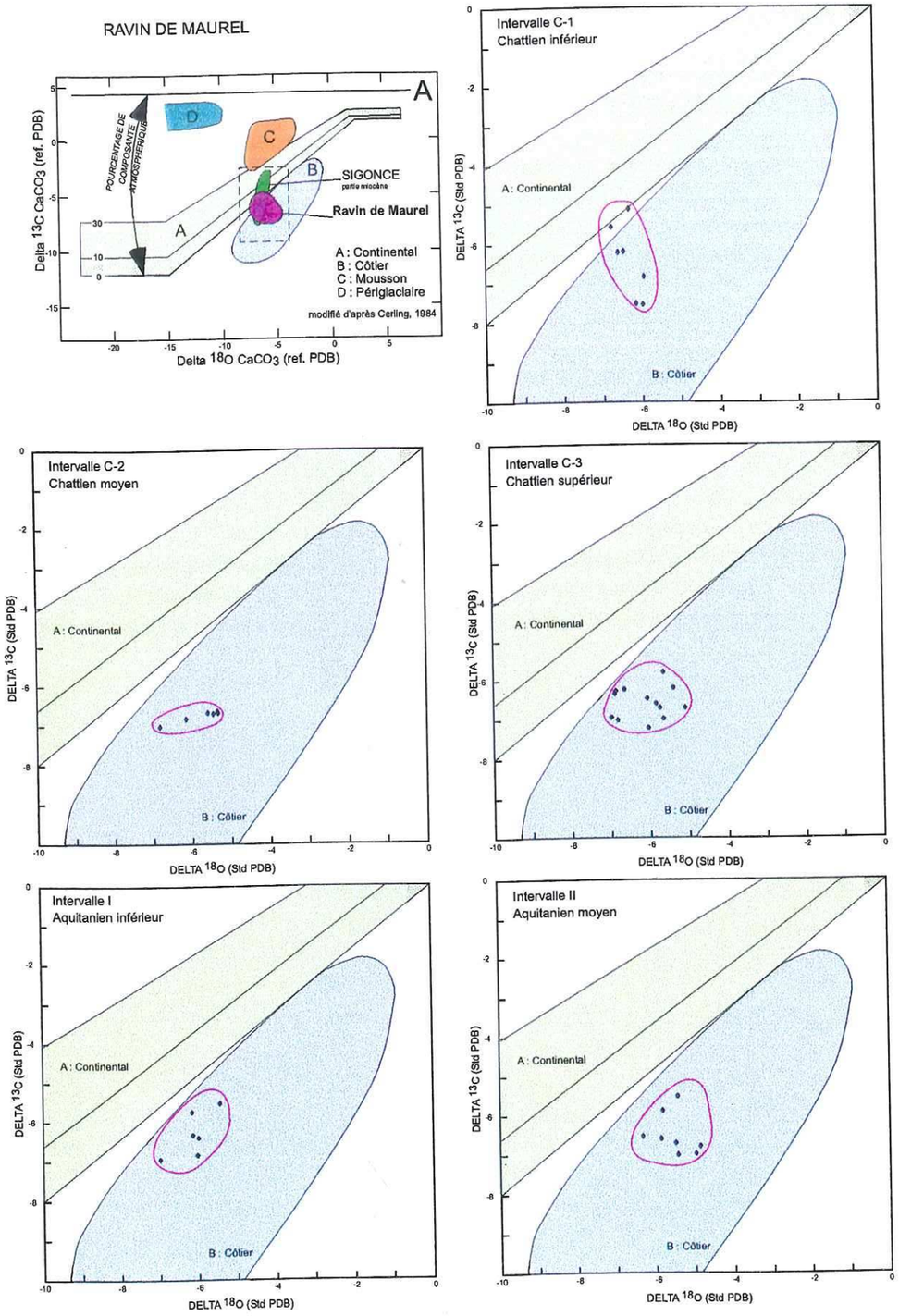


Figure 39 : Couplage entre les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe du Ravin de Maurel

2. 2. c- *Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$*

Sur l'ensemble de la coupe du Ravin de Maurel, les valeurs isotopiques (Figure 39) indiquent un environnement côtier probablement plus marqué à partir du Chattien moyen (C-2) jusqu'à l'Aquitanien moyen (II).

Par rapport à la coupe de Sigonce (Figure 47), les positions paléogéographiques sont analogues pour les intervalles C-1, C-2 et C-3, c'est-à-dire sur l'ensemble du Chattien, marquant une influence marine plus nette à partir du Chattien moyen. Ainsi, l'évolution des environnements enregistrés sur ces deux coupes était similaire.

Par la suite, à l'Aquitanien, les valeurs isotopiques des dépôts du Ravin de Maurel indiquent que la région est restée localisée dans le domaine côtier c'est-à-dire que la mer aquitanienne se situait à quelques kilomètres.

3. LE SECTEUR SUD : LE SYNCLINAL DE MAJASTRES

Nous avons levé trois coupes dans cette zone. A chaque fois, leur sommet est tronqué par les unités chevauchantes ce qui ne donne qu'une idée incomplète de la sédimentation tertiaire dans cette zone.

3. 1. Biostratigraphie

Les quelques gisements disponibles dans cette zone sont présentés dans une même partie. Ainsi, la coupe du Saule Mort (Annexe 8) ne possède pas de gisement fossilifère directement sur la coupe levée, de même pour celle de Majastres-village. En revanche, un gisement est positionné sur la coupe du Ravin des Cougnets. Les autres gisements identifiés, sont en position latérale, sur des coupes voisines, distantes de quelques centaines de mètres des coupes levées.

3. 1. a- *Le gisement de Majastres, site 716*

Ce site se localise dans le ravin de l'Aco de Guichard (Figure 22, site 12), orienté E-W et se poursuit vers l'ouest dans le ruisseau l'Estoublaisse. Ce ravin se situe au sud de la piste à la sortie du village de Majastres, au point côté 716, dans des calcaires lacustres. Mein (1989) identifie *Eucricetodon aquitanicus*, rapporté à la biozone MN2b (Laugnac), soit à l'Aquitanien (Annexe 2). La classification à partir de la molasse suisse (Kälin, 1997) place *E. aquitanicus* comme espèce caractéristique de la base de MN2b, référence de La Mèbre 698.

La zone de La Mèbre 698 est définie par l'échelle magnétostratigraphique entre le chron C6Ar (sommet) et le chron C6An.1r (base), soit entre –21,4 et –20,9 Ma (Kempf *et al.*, 1997 ; Berggren *et al.*, 1995 ; Annexe 2). Ce gisement correspond donc à l'Aquitanien supérieur.

3. 1. b- *Le gisement de Majastres, site 1113*

Ce gisement se situe dans un ravin parallèle au précédent, le ravin des Cougnets, au point côté 1113 (Figure 22, site 13, Annexe 10). Mein (1989) identifie le genre *Ligerimys*, et l'attribue à la zone

MN3 (Annexe 1). Ce rongeur apparaît en effet pour la première fois à la base de la biozone MN3 (Kälin, 1997) mais sans d'autre précision sur l'espèce, ce genre disparaît dans la biozone MN4. Plus précisément, le site 716 contient *Ligerimys antiquus*, *Prodryomys gregarius*, *Melissiodon dominans*, *Prolagus vasconiensis* et *Galerix sp* (communication P. Mein via O. Maridet). On peut constater dans cet assemblage l'absence de rongeurs de la famille des Cricetidae. Or, quelques rares espèces de Cricetidae ont été trouvées en début de zone MN3. Cependant l'absence de Cricetidae indique la période du « Cricetid vacuum » caractéristique de la zone MN3. Par conséquent il est plus probable que ce gisement appartiennent à la seconde moitié de MN3 (MN3b, biozones suisses de Goldinger Tobel 8 et Trub-Sältenbach ; Annexe 2), soit un intervalle de temps compris entre – 19,2 et - 17,6 Ma, c'est-à-dire Burdigalien moyen.

3. 1. c- Le gisement de gastéropodes

La carte géologique de Digne (de Graciansky *et al.*, 1982) mentionne l'existence d'une passée marine précisément au Nord-Est de la ferme de Soleil Bœuf dans laquelle une faune de Gastéropodes caractérise le Burdigalien d'après G. Truc (*Potamides papaveraceus*, *Pirenella guebhardi*, *Tympanotomus margaritaceus*). Nous avons retrouvé le site du gisement et son équivalent dans des calcaires gréseux en plaquettes associés à des dépôts tidaux, qui affleurent au bord de la route, avant le village de Majastres. Par corrélation latérale, cette faune se retrouve environ à mi-hauteur de notre coupe levée plus au nord (Figure 22, site 14). Cette passée marine correspondrait ainsi à la passée lacustre de la partie supérieure de la coupe du Saule Mort (Roux, 1974).

3. 2. Analyse du signal isotopique de la coupe du Saule Mort

Les valeurs en $\delta^{13}C$ ainsi que celles de l'$\delta^{18}O$ oscillent entre – 8 ‰ et – 5 ‰.

Sur cette coupe (Figure 40), on identifie les intervalles isotopiques suivants :

- le premier intervalle A (0-70 m) est caractérisé par une chute rapide des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ de - 6,3 ‰ à - 6,9 ‰ immédiatement suivie par une excursion positive très rapide de - 6,9 ‰ à - 5 ‰. La Figure 40 met en évidence cette corrélation où l'intervalle A est compacté et est bien corrélé à l'intervalle I de la courbe marine, ce qui indique un âge Aquitanien inférieur pour la base de la série du Saule Mort, comme ce que l'on constate pour la coupe de Beynes-Châteauredon.
- le deuxième intervalle isotopique B (70-115 m) possède une forme dissymétrique avec une décroissance régulière très forte vers des rapports négatifs depuis – 5 ‰ jusqu'à – 8 ‰. Ensuite, les valeurs croissent rapidement jusqu'à la valeur initiale de – 5 ‰. L'intervalle B est corrélé à l'intervalle II de la courbe marine, daté de 22,8 à 21,6 Ma (Aquitanien moyen)
- le troisième intervalle C (115-162 m) montre une évolution en dents de scie avec de fortes amplitudes (entre 0,5 et 1,5 ‰) et des rapports isotopiques compris entre – 5,8 ‰ et – 7,7 ‰. Cet intervalle est corrélé à la période III marine, datée entre 21,6 et 19, 7 Ma soit Aquitanien supérieur et Burdigalien inférieur.
- le quatrième intervalle D (165-235 m) est caractérisé par une courbe en cloche avec une augmentation rapide du signal d'environ 2 ‰ suivie d'un palier autour de – 6,4 ‰ puis une excursion symétrique à la première vers des valeurs négatives jusqu'à – 7,8 ‰. Cette zone est associée à l'intervalle IV défini sur la courbe de référence océanique, qui représente un intervalle de temps compris entre le Burdigalien inférieur et moyen , plus précisément de 19,7 à 18,5 Ma.

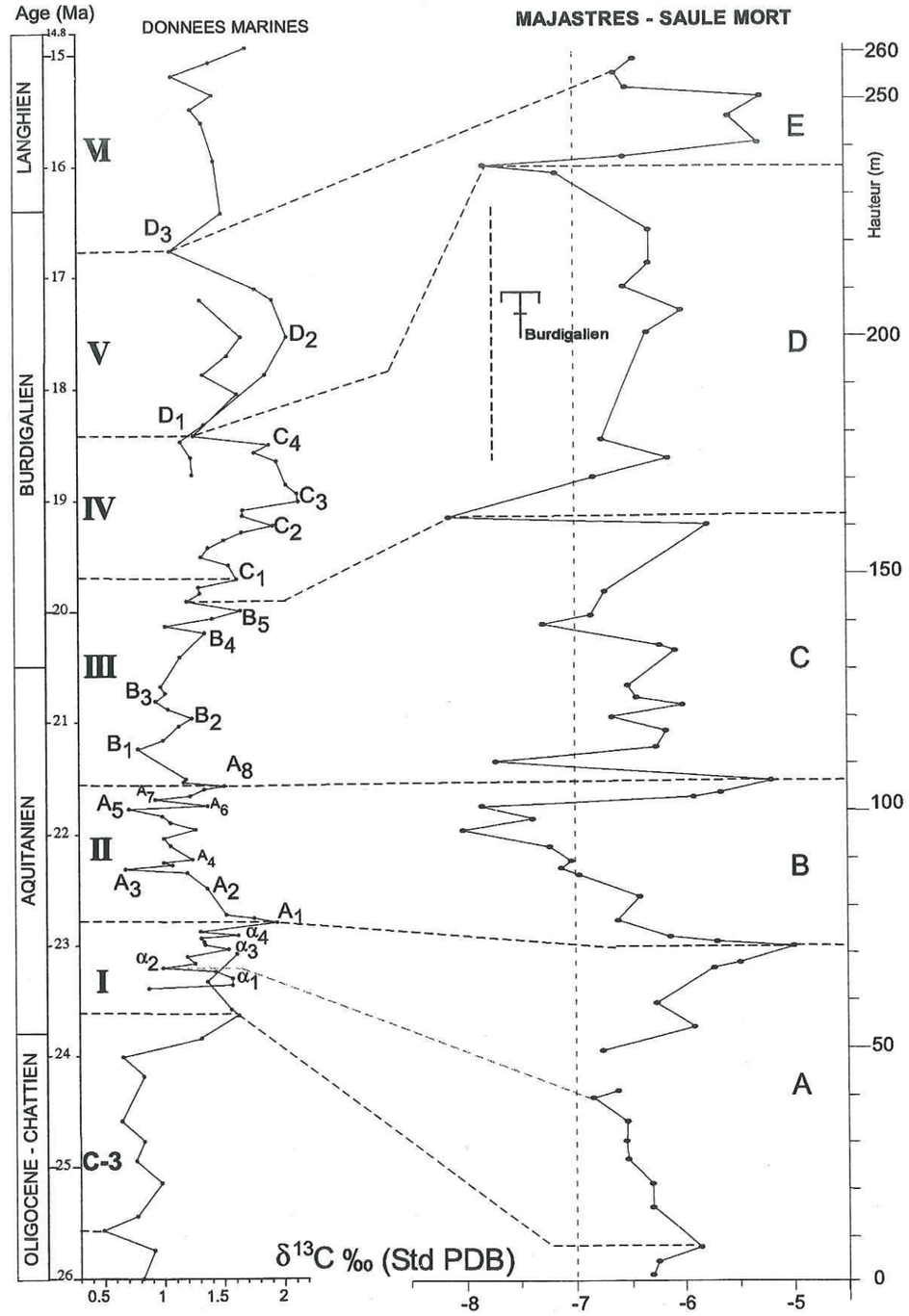


Figure 40 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Saule Mort et corrélation au signal marin de référence

• enfin, le dernier intervalle E (235-260 m) présente les mêmes caractéristiques que l'intervalle précédent avec une augmentation rapide de – 2,5 ‰ d'amplitude, puis des rapports isotopiques stables autour de – 5,5 ‰ qui chutent ensuite à – 6,7‰ et amorcent finalement une remontée. L'intervalle E est parfaitement corrélé à la partie V de la courbe marine, représentant un intervalle de temps compris entre 18,5 et 16,8 Ma (Burdigalien supérieur à terminal).

Bien que l'on observe une grande similitude des formes de chaque intervalle isotopique avec ceux de la coupe de Beynes-Châteauredon (Figure 28), les valeurs absolues, ainsi que les variations d'amplitude du signal peuvent être similaires (intervalles I, II et IV) ou montrer des différences supérieure à une simple erreur analytique (III et V). Cette différence remarquable du signal $\delta^{13}C$ entre les deux sections peut atteindre près de 2 ‰ pour les intervalles III et V et reflète probablement une influence paléoenvironnementale qui sera discutée avec l'ensemble des données du synclinal de Majastres.

3. 3. Analyse du signal isotopique sur la coupe de Majastres-Village

La coupe de Majastres-village (Annexe 9) au sud du village (Figure 2) est en continuité latérale avec la base de la coupe du Saule Mort.

Les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Majastres-village sont comprises entre - 5 ‰ et – 7 ‰. La Figure 41 propose une corrélation entre le signal marin et le signal continental pour lequel l'échelle des hauteurs a été ramenée à des proportions proches de celles de la coupe du Saule Mort, environ 2 km plus au nord. Les corrélation suivantes sont proposées :

• la zone A, de 20 à 55 m, se caractérise par une forme en creux d'amplitude comprise entre 1,5 et 2 ‰, les valeurs de départ diminuent de – 5,2 ‰ jusqu'à – 6,8‰ environ, marquent une légère croissance à – 6,5 ‰, diminuent à – 7 ‰ puis repartent vers des valeurs plus fortes à – 5,5 ‰. Nous proposons de corréler la zone A avec l'intervalle I de la courbe isotopique marine (Figure 41) soit l'Aquitanien inférieur.

• la zone B, de 55 à 100 m, montre une tendance décroissante (Δ=1,5 ‰) de – 5,5 ‰ jusqu'à - 6,8 ‰ sous la forme de paliers irréguliers successifs. Cette excursion négative est probablement corrélée à la base de l'intervalle II et correspondrait alors à l'Aquitanien moyen.

La gamme des valeurs isotopiques sur la coupe de Majastres-village correspond à celles rencontrées à la base de la coupe du Saule Mort (zone A et début de la zone B).

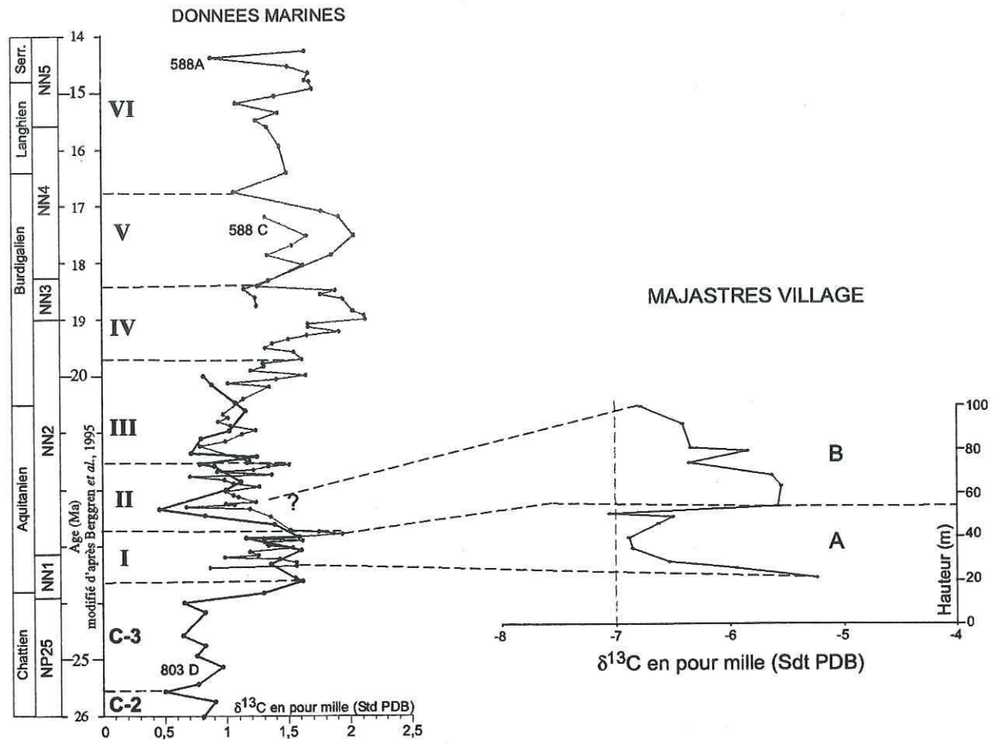


Figure 41 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Majastres-village corrélé au signal isotopique de la courbe marine. L'échelle verticale du signal continental correspond à celle de la coupe du Saule Mort.

3. 4. Analyse des variations isotopiques au Ravin des Cougnets

Les valeurs $\delta^{13}C$ sont comprises entre – 8 et - 7 ‰ pour la majeure partie de la coupe puis sur la seconde moitié elles augmentent brutalement au-delà de – 7 ‰. Les valeurs des isotopes de l'oxygène enregistrées varient entre – 5 et - 6 ‰.

Les corrélations proposées (Figure 42) avec la courbe isotopique marine permettent d'identifier quatre intervalles :

- la zone A, de 0 à 117 m, correspond aux faciès des marnes gypsifères dans lesquelles quelques rares horizons de pédogenèse ont été prélevés. Peu de points ont pu être analysés. Cette zone ne sera donc pas retenue dans l'interprétation.
- la zone B, de 117 à 185 m, est représentée par une évolution globale légèrement croissante de – 7,7 à – 7,2 ‰, avec dans la partie supérieure deux pics bien différenciés à – 7,8 et – 7,6 ‰ et un retour rapide à – 7,2 ‰. Nous proposons une corrélation avec l'intervalle marin III. L'âge des dépôts continentaux associés est donc estimé entre environ 21 et 19,7 Ma, c'est-à-dire de l'Aquitanien terminal au Burdigalien inférieur.
- la zone C, de 185 à 230 m, est caractérisée par un signal mieux détaillé du fait de l'abondance et de la qualité des horizons de paléosols carbonatés. Elle est décrite à la base par une excursion négative en moyenne, de – 7,2 ‰ vers – 7,5 ‰, ponctuée de petits pics vers des valeurs plus positives, une double excursion, de – 7,6 à – 7,1 ‰, suivie d'une chute d'abord progressive autour de - 7,3 ‰, jusqu'à – 7,5 ‰ puis variable entre – 7,3 et – 7,7 ‰. Cette description est aisément identifiable avec l'évolution de l'intervalle marin IV, correspondant au Burdigalien inférieur et moyen.
- la zone D, de 230 à 300 m, présente une augmentation remarquable et rapide du signal de plus de 1 ‰ auquel succède un palier où les valeurs fluctuent peu, entre – 7 et – 6,7 ‰, et se termine par une rapide excursion positive de – 7,1 à – 6,6 ‰. La zone D est alors corrélée à l'intervalle V, sur la base de la première excursion très forte suivie d'une zone sans variations majeures et bien que l'on ne retrouve pas la descente finale de l'intervalle D, le signal continental n'est pas aussi marqué mais il enregistre cependant une nouvelle augmentation des valeurs annonçant la base de l'intervalle VI. Ainsi, sur la base des corrélation isotopiques, le sommet de la coupe peut être attribué au Burdigalien supérieur à terminal.

En conclusion, le signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Ravin des Cougnets offre un enregistrement relativement bien détaillé, qui permet de dater la série depuis l'Aquitanien terminal jusqu'au Burdigalien terminal, en accord avec le gisement de micromammifères. Les valeurs très dispersées et peu nombreuses des 100 premiers mètres de la coupe ne permettent pas de proposer un âge pour le début de la sédimentation tertiaire.

Le signal isotopique $\delta^{13}C$ du Ravin des Cougnets est plus négatif que celui de la coupe du Saule Mort, suggérant des conditions paléoenvironnementales différentes.

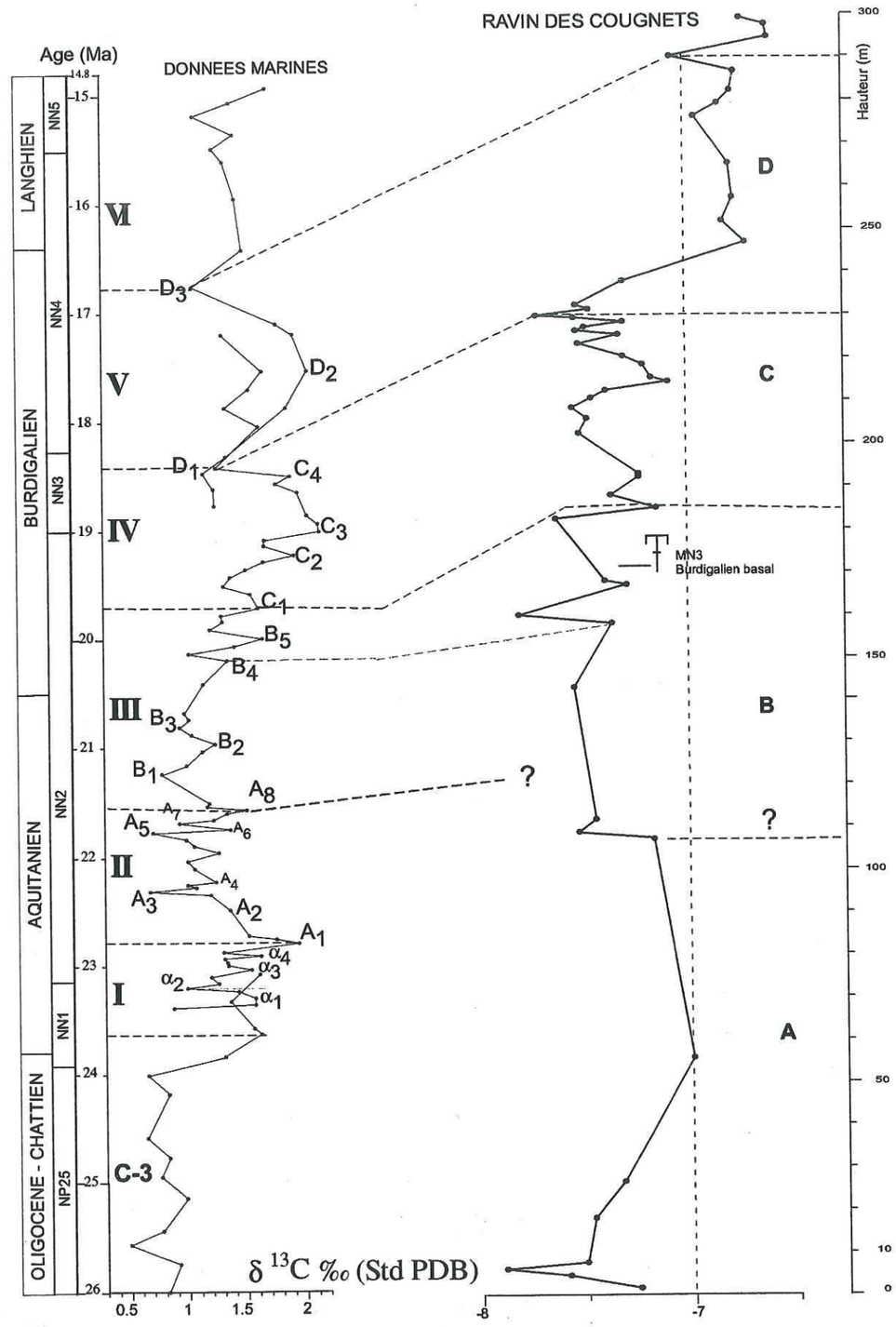


Figure 42 : Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Ravin des Cougnets avec le signal isotopique de la courbe marine

3. 5. Synthèse paléoenvironnementale du secteur de Majastres

La Figure 43 représente la distribution des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des coupes de Beynes-Châteauredon, de Majastres-Saule Mort et de Pont d'Aiguines. Dans un premier temps, nous nous concentrerons sur la comparaison entre les deux premières coupes.

Les intervalles isotopiques décrits sur la coupe du Saule Mort (SM) sont corrélés aux mêmes périodes de temps que ceux de la coupe de Beynes-Châteauredon (BCR). En revanche, les amplitudes du signal au SM sont fortement dilatées (entre – 5 et – 8 ‰) par rapport aux valeurs moyennes de BCR comprises entre – 6,5 et - 8,5 ‰. Le diagramme $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ construit pour des périodes allant de l'Aquitanien inférieur au Burdigalien moyen, montre que les données isotopiques de la coupe du Saule Mort expriment en moyenne une position plus continentale que celles de la coupe de BCR. Seuls l'intervalle I (Aquitanien inférieur) et l'intervalle V (Burdigalien moyen et supérieur) montrent une bonne superposition des données, soulignant les conditions côtière sur la coupe du Saule Mort, bien que les faciès sédimentaires sont constitués de dépôts fluviatiles et de plaine d'inondation.

Les données $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ de la coupe de Majastres-village occupent pour les intervalles I et II (Aquitanien inférieur et moyen) des positions très similaires à celles des données de la coupe du Saule Mort soulignant une position proche de la transition côtier/continental. Les dépôts sédimentaires de la coupe de Majastres-village sont constitués de chenaux de conglomérats à la base puis de dépôts de plaine d'inondation. Or, une centaine de mètres latéralement vers le nord, on trouve en continuité des limons rouges à paléosols carbonatés, plusieurs barres gréseuses superposées, présentant un faciès marin (litage oblique, galets mous, coquilles d'huîtres d'*Ostrea lamellosa*, etc. cf. p. 61). Ici, l'environnement côtier est traduit à la fois par le couplage des valeurs isotopiques et par les faciès sédimentaires.

La corrélation isotopique montre que les faciès lacustres de la coupe du Saule Mort sont stratigraphiquement équivalents des passées marines de Majastres-village. A Châteauredon, cet intervalle est exprimé par les trois barres marines de la base de la coupe et la présence de kystes de dinoflagellés, traduisant un environnement franchement marin.

La situation paléogéographique de la coupe du Ravin des Cougnets est restée stable, en domaine côtier, de l'Aquitanien supérieur au Burdigalien supérieur, comme à Beynes-Châteauredon.

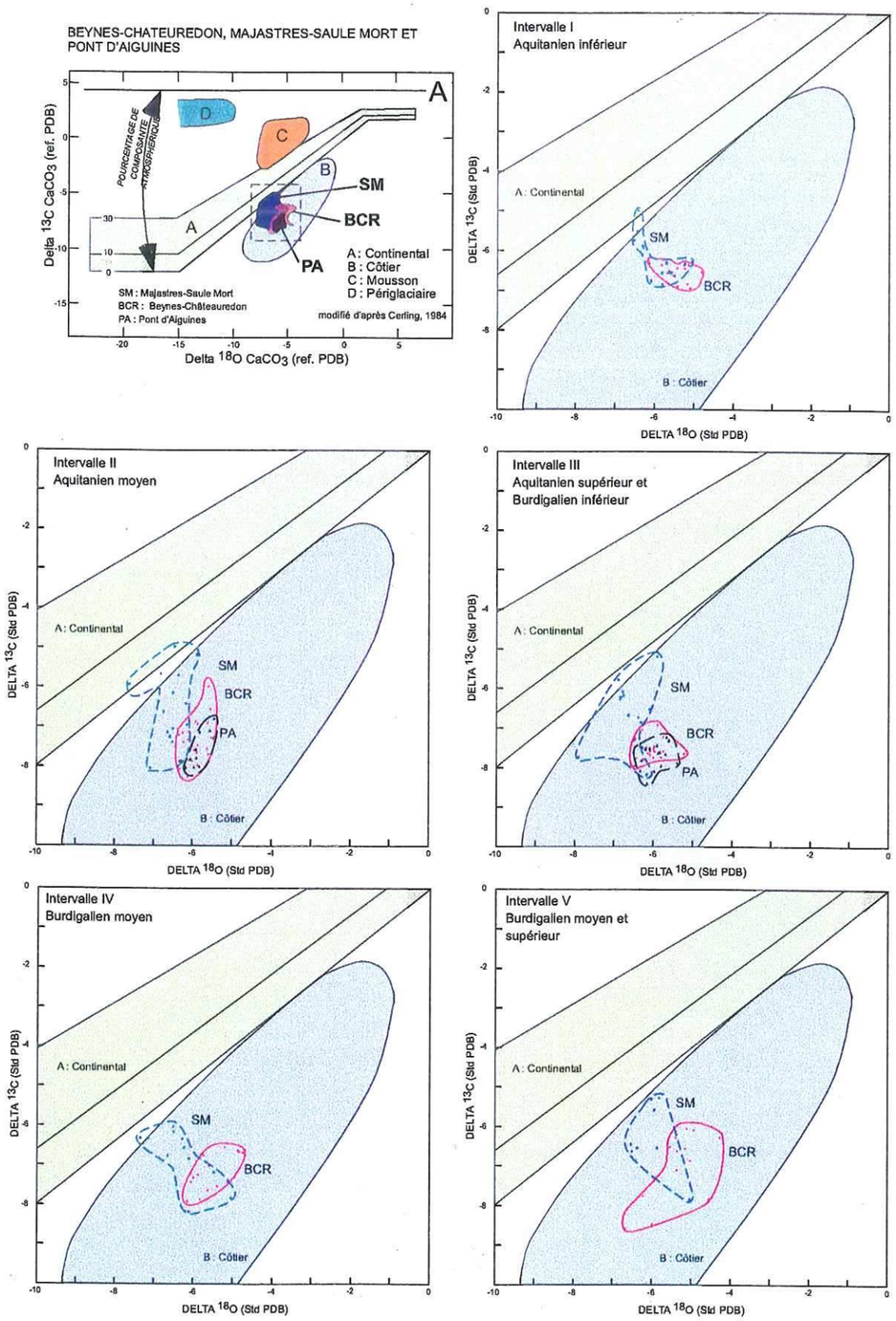
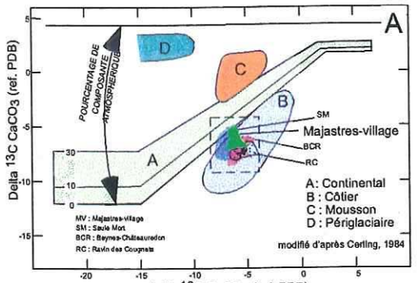
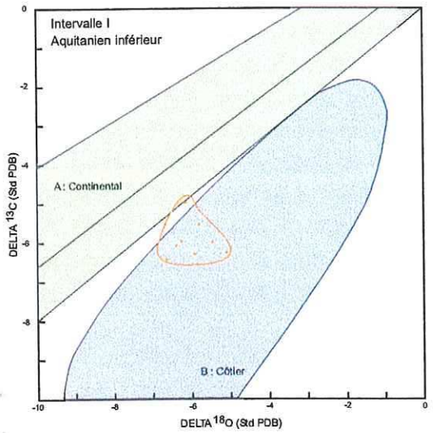


Figure 43 : Couplage des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Beynes-Châteauredon, de Majastres-Saule Mort et de Pont d'Aiguines

MAJASTRES VILLAGE





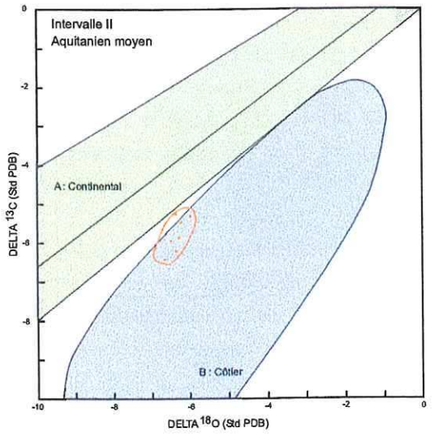
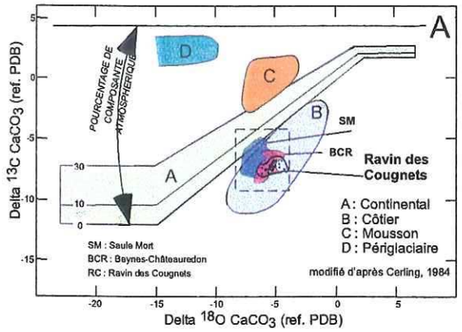
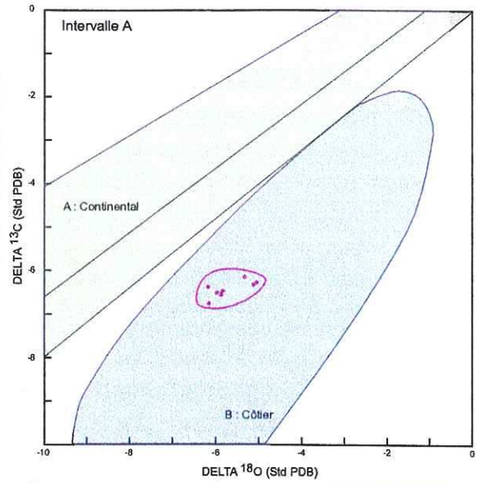
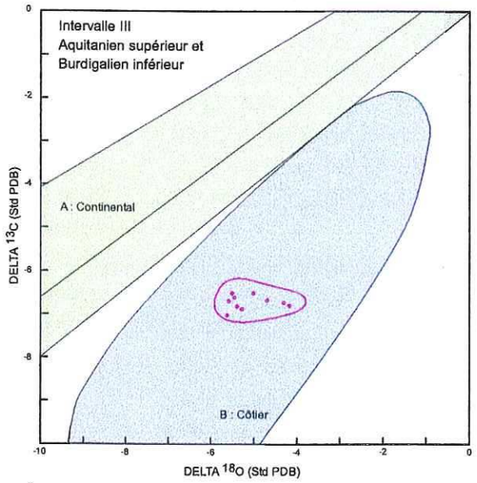


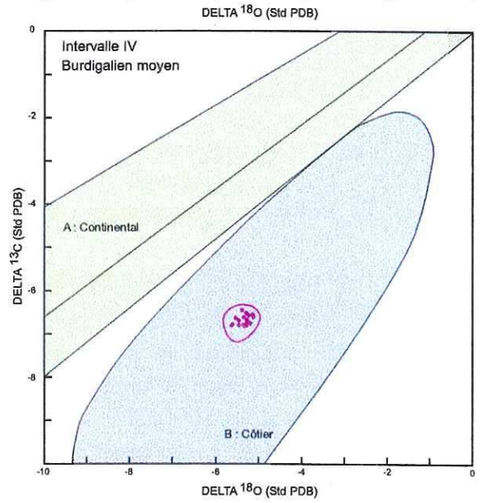
Figure 44 : Couplage des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Majastres-village

MAJASTRES : RAVIN DES COUGNETS









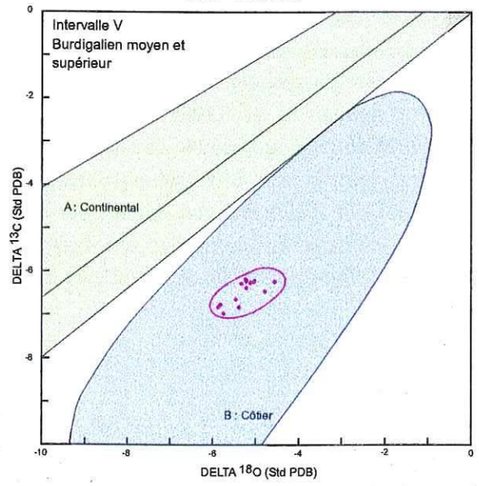


Figure 45 : Couplage des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe du Ravin des Cougnets

4. LE SECTEUR SUD : LA COUPE DE PONT D'AIGUINES

Cette coupe est datée au sommet par plusieurs gisements fossilifères. En revanche, nous ne disposons d'aucune informations stratigraphiques pour la base.

4. 1. Biostratigraphie

Le gisement de micromammifères se situe au sommet de la partie lacustre de la coupe (Annexe 11). La première description du gisement de micromammifères a été faite par Gigot *et al.* (gisement 3a, 1976). Ce gisement (Figure 22, site 16) est associé à une faune de gastéropodes continentaux directement sous-jacents (Figure 22, site 15).

L'association des gastéropodes *Megalotachea turonensis*, *Tudorella draparnaudi* et *Planorbarius cornu* est typique de l'Helvétien inférieur c'est-à-dire du Langhien (Gigot *et al.*, 1976). La faune de micromammifères correspond à *Megacricetodon aff. similis*, *Democricetodon affinis*, *Microdyromys koenigswaldi* et *Prolagus koenigswaldi* pour les plus représentatifs. Selon les auteurs cette faune indique le Miocène moyen (MN4, biozone de La Romieu) et soulève une contradiction : le genre *Microdyromys* est antérieur à la faune typique de Sansan qui est représentative de la biozone MN6 alors que le *Megacricetodon similis* n'est connu quant à lui que dans des niveaux postérieurs à Sansan (Gigot *et al.*, 1976 ; Mein, 1989). Les auteurs lui attribuent alors un âge Miocène moyen.

Aguilar et Clauzon (1981) découvrent de nouveaux gisements de micromammifères et démontrent le synchronisme entre les gisements de Collet Redon, Beaumont, Mirabeau, datés du Serravallien et celui d'Aiguines. Ils attribuent la faune d'Aiguines non plus à Sansan mais la comparent désormais à la faune d'Anwil (MN8) voire même à Beaumont et Collet Redon, plus anciens que le gisement d'Anwil. Aguilar *et al.* (1999) reprennent l'étude de la région de Digne et établissent une corrélation entre le gisement de la coupe des Estruguettes (gisement d'Estruguettes 1), et un gisement proche, celui d'Aiguines 3a, décrit par Gigot *et al.* (1976). Ils proposent un âge plus jeune que celui attribué par Gigot *et al.* (1976) sans pourtant préciser lequel.

Malgré les incertitudes et contradictions soulevées par l'association présente à Pont d'Aiguines, nous avons choisi, en suivant l'interprétation d'Aguilar *et al.* (1999) de le faire correspondre à la base de la zone MN6. En effet, cette zone MN6 (Sansan) semble être une zone charnière pour cette faune. D'un point de vue magnétostratigraphique, la zone MN6 suisse (Bachtel-Ornberg) corrélée à Sansan est limitée à la base par le chron C5ACr (base) et à son sommet par le milieu du chron C5ABn (Kempf *et al.*, 1997 ; Annexe 2). Ainsi, le gisement s'inscrit dans une fenêtre de temps comprise entre -14,2 et -13,4 Ma (Berggren *et al.*, 1995) c'est-à-dire Serravallien inférieur.

4. 2. Interprétation du signal isotopique $\delta^{13}C$

Les valeurs isotopiques du signal $\delta^{13}C$ sont comprises sur la coupe de Pont d'Aiguines (PA) entre - 7 et – 9 ‰. Les valeurs du rapport $\delta^{18}O$ varient entre – 5,2 ‰ et – 6,4 ‰ et présentent une évolution similaire par rapport à la courbe du carbone.

Les résultats isotopiques des faciès lacustres et palustres de Pont d'Aiguines (PA) sont comparés aux variations isotopiques $\delta^{13}C$ de la courbe marine (Figure 46) :

- l'intervalle A correspond à la base de la coupe où aucune données n'a pu être obtenue (Fig. 4D, 0-40 m).
- le second intervalle B (40-70 m) est caractérisé par une diminution rapide de 1 ‰ depuis - 6,8 ‰ jusqu'à – 8 ‰ où se situe un palier à – 8 ‰, puis on observe une légère augmentation des valeurs jusqu'à – 7,7 ‰. Cet intervalle est attribué à la zone II de la courbe marine, Aquitanien moyen.
- le troisième intervalle C (85-135 m) montre une excursion vers des valeurs positives depuis - 8,2 ‰ jusqu'à des valeurs maximales autour de - 7,5 ‰ qui décroissent progressivement jusqu'à - 8,4 ‰. La transition entre les intervalles C et D n'a pas pu être échantillonnée compte tenu de la présence d'un horizon pseudo-karstifié et d'une surface cariée par les colonies de Microcodium qui descendent sur environ dix mètres de profondeur. Cet intervalle est corrélé à l'intervalle III de la courbe, Aquitanien supérieur-Burdigalien inférieur.
- l'intervalle D (135-152 m) montre une décroissance des valeurs isotopiques mais offre trop de peu de données pour être caractérisé.

La coupe de Pont d'Aiguines présente une évolution du signal isotopique $\delta^{13}C$ qui conduit à attribuer les dépôts situés sous la surface pseudo-karstifiée (intervalles B et C) à l'Aquitanien-Burdigalien inférieur, suggérant des dépôts synchrones de ceux des coupes de Beynes-Châteauredon et du synclinal de Majastres. Ensuite, l'attribution stratigraphique de l'intervalle D est plus difficile d'une part parce qu'elle n'offre que peu de données et d'autre part parce que les sites fossilifères 15 et 16 au sommet de la coupe indiquent des âges Langhien et Serravallien inférieur, respectivement (Figure 22 ; Gigot et al., 1976 ; Kälin, 1997). Or, les faciès sédimentaires sont continus au-dessus de la surface pseudo-karstifiée.

Nous proposons l'existence d'un hiatus s'étendant entre le Burdigalien moyen et le Langhien soit entre 3 et 4 Ma. Ce hiatus est exprimé par l'altération profonde des bancs de calcaires lacustres par les colonies de Microcodium.

4. 3. Le signal $\delta^{13}C/\delta^{18}O$

Les isotopes positionnent les dépôts lacustres de Pont d'Aiguines très proches du littoral, même si l'on n'enregistre pas dans la sédimentation d'influence marine directe (Figure 43). On retrouve encore les faciès lacustres associés au littoral.

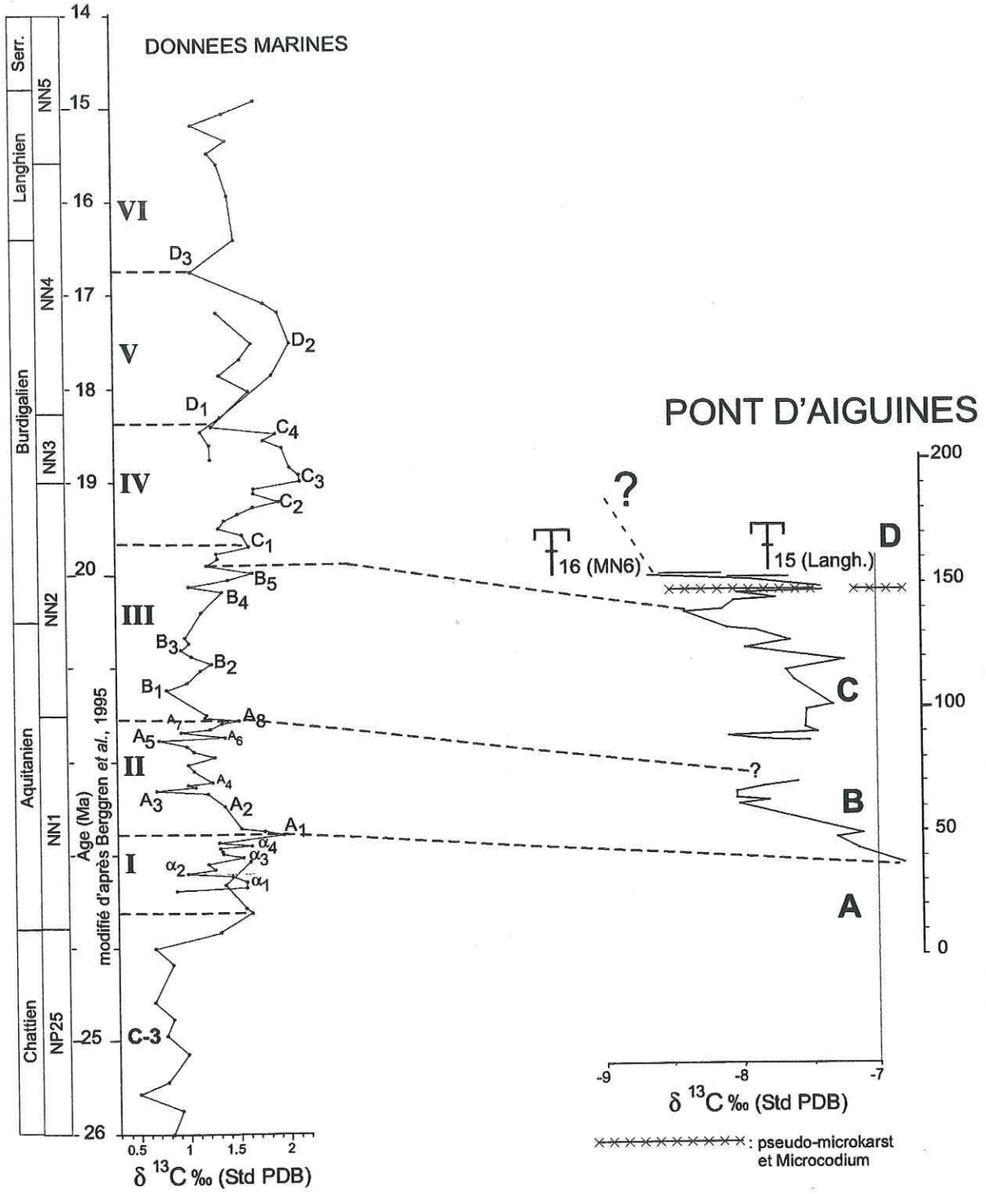


Figure 46 : Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Pont d'Aiguines avec la courbe isotopique marine

D- CONCLUSIONS

Au travers des différentes coupes étudiées, les signaux isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ permettent d'établir un cadre stratigraphique, en accord avec les données biostratigraphiques, ouvrant la perspective de corrélations précises sur plusieurs dizaines de kilomètres. La Figure 47 et la Figure 48 illustrent les corrélations régionales, respectivement sur un transect SW-NE et N-S. Ces résultats révèlent le potentiel et les difficultés de l'outil chimiostratigraphique :

- S'il est aisé de définir à partir du signal $\delta^{13}C$ des intervalles de variations caractéristiques comparables à ceux du domaine marin, l'amplitude de ces variations est souvent perturbée par des paramètres paléoenvironnementaux (gradient domaine côtier/continental) mises en évidence grâce aux diagrammes $\delta^{13}C/\delta^{18}O$. Nous étudierons dans la partie suivante les différents paramètres susceptibles d'être responsables de telles fluctuations.

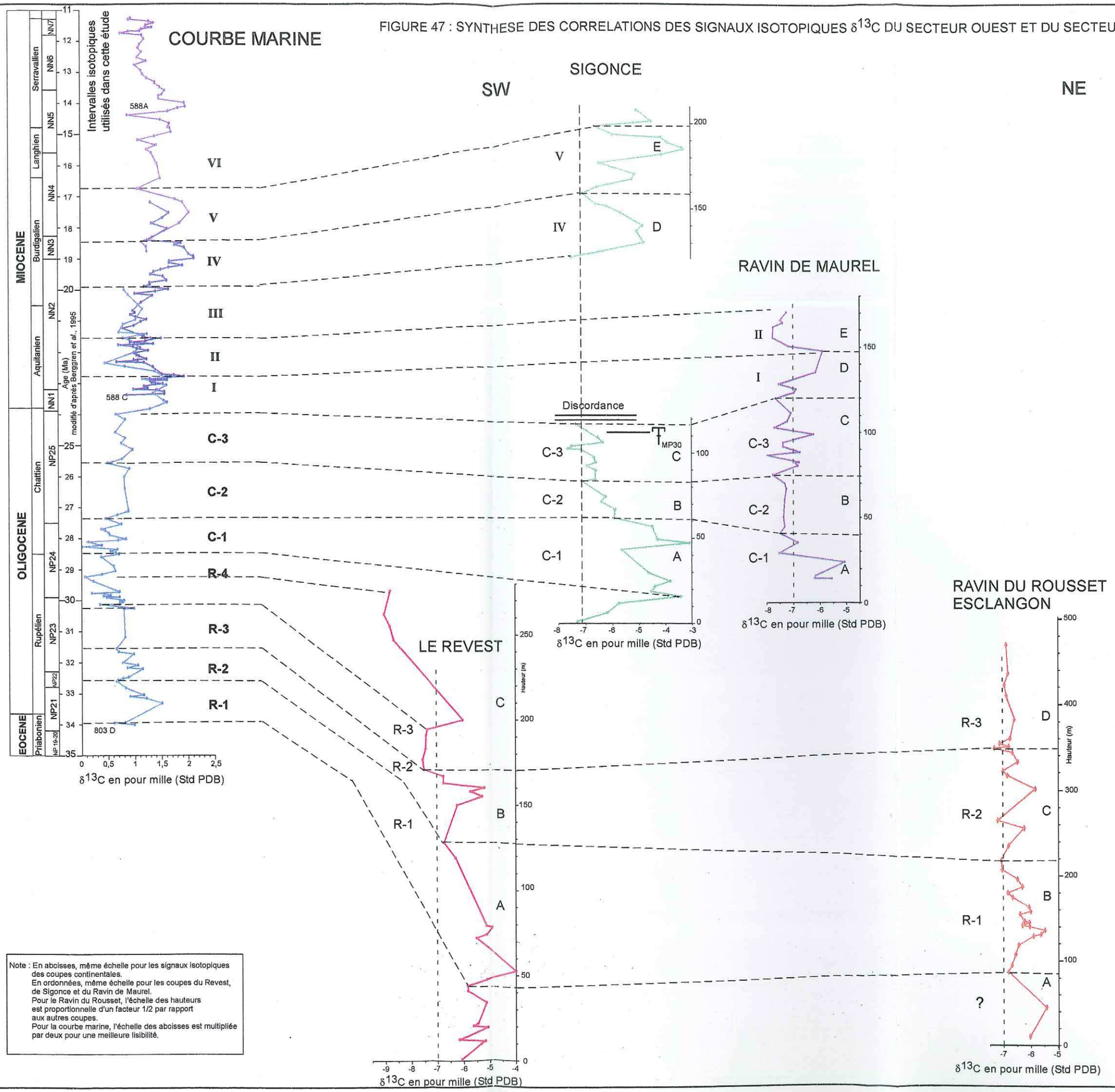
- En général, les intervalles définis sont de l'ordre de 0,6 Ma à 2 Ma. Certaines coupes offrent un enregistrement très détaillé, dont la résolution est réduite à quelques centaines de ka (coupes de Beynes-Châteauredon, de Majastres-Saule Mort par exemple). Nous discuterons dans la partie suivante de l'estimation des fenêtres de temps des gisements de micromammifères grâce à l'enregistrement isotopique $\delta^{13}C$.

- Les coupes ne disposant pas de repères biostratigraphiques ont cependant un signal isotopique $\delta^{13}C$ qui permet un découpage en intervalles remarquables, lesquels sont le plus souvent corrélés de manière satisfaisante à la courbe isotopique marine (coupes du Ravin de Maurel, du Ravin du Rousset, de Majastres-Saule Mort).

- Cette utilisation stratigraphique du signal $\delta^{13}C$ nous a conduit à identifier (Pont d'Aiguines) et à estimer précisément (Pont d'Aiguines et Sigonce) des discontinuités majeures dans la série sédimentaire. Sur la coupe de Pont d'Aiguines le hiatus sédimentaire est estimé à environ 3-4 Ma, caractérisé par une surface d'altération profonde cariée par des colonies de Microcodium. Sur la coupe de Sigonce, la discontinuité des dépôts marins sur les calcaires lacustres oligocènes est estimée à 4 Ma.

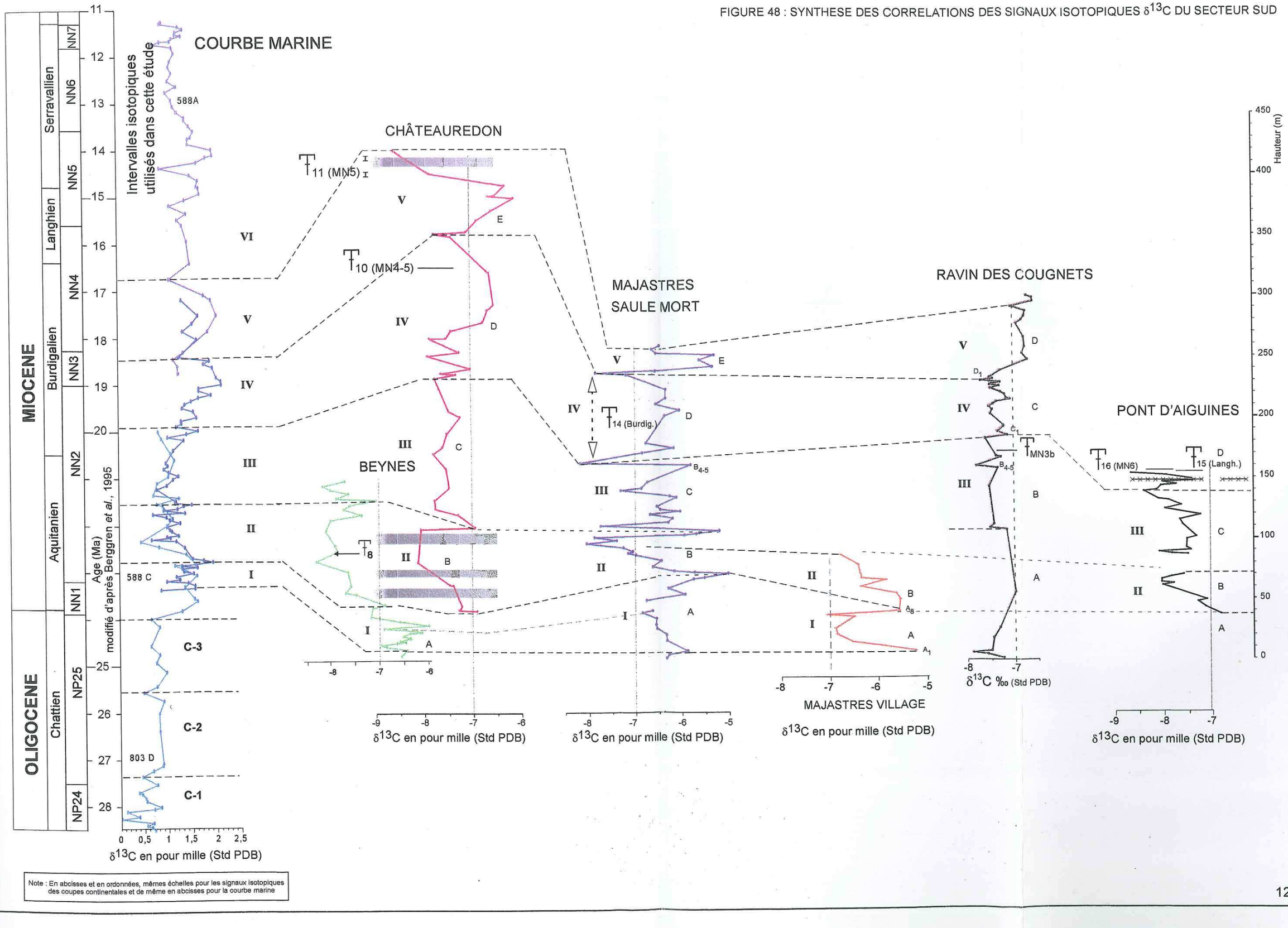
- Sur le plan paléogéographique, ces résultats ouvrent la possibilité de corrélations à haute résolution dans ces séries pauvres en repères stratigraphiques et une caractérisation complémentaire des environnements à partir de l'analyse couplée $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ qui permet d'identifier la proximité du littoral dans des dépôts fluviatiles n'ayant enregistré aucune influence marine. Ces résultats seront développés dans l'étude de l'évolution du bassin de Digne-Valensole.

FIGURE 47 : SYNTHESE DES CORRELATIONS DES SIGNAUX ISOTOPIQUES $\delta^{13}C$ DU SECTEUR OUEST ET DU SECTEUR NORD



Note : En abcisses, même échelle pour les signaux isotopiques des coupes continentales.
En ordonnées, même échelle pour les coupes du Revest, de Sigonce et du Ravin de Maurel.
Pour le Ravin du Rousset, l'échelle des hauteurs est proportionnelle d'un facteur 1/2 par rapport aux autres coupes.
Pour la courbe marine, l'échelle des abcisses est multipliée par deux pour une meilleure lisibilité.

FIGURE 48 : SYNTHESE DES CORRELATIONS DES SIGNAUX ISOTOPIQUES $\delta^{13}C$ DU SECTEUR SUD



Note : En abcisses et en ordonnées, mêmes échelles pour les signaux isotopiques des coupes continentales et de même en abcisses pour la courbe marine

V- APPORTS DES ISOTOPES A L'ANALYSE DES SERIES CONTINENTALES

Comme nous l'avons mentionné précédemment, cette partie est consacrée aux diverses applications et perspectives qui se dégagent des résultats de ce travail à partir des signaux isotopiques $\delta^{13}C$et $\delta^{18}O$ tant d'un point de vue stratigraphique et paléoenvironnemental que d'un point de vue synthétique sur l'architecture des séries sédimentaires du bassin de Digne-Valensole.

A- DISCUSSION SUR LES BIOZONES MAMMALOGIQUES

L'étude couplée du signal $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ des coupes continentales a permis des corrélations avec les données isotopiques marines servant de base à une chimiostratigraphie dont la résolution peut atteindre 100 ka dans les cas les plus favorables et se situe en moyenne autour 1,5 à 2 Ma (Figure 47, Figure 48).

Nous allons établir une comparaison entre les âges que nous avons obtenu pour les gisements de micromammifères du bassin de Digne-Valensole et ceux définis dans l'Ouest de la France et dans le bassin molassique suisse.

Nous utiliserons l'échelle mammalogique de Mein. En Aquitaine, les limites des biozones MN1 à MN3 (Hugueney et Ringeade, 1990) sont définies par corrélations régionales alors que les biozones MN3 à MN6 sont calibrées sur l'échelle des foraminifères et nannoplancton (Duranthon et Cahuzac, 1997). Dans le bassin molassique suisse ces biozones sont définies par rapport à une magnétostratigraphie d'excellente qualité.

Nous avons retenu les gisements pour lesquels la résolution stratigraphique est assez précise : Pavoux (Sigonce), gisements de la coupe de Beynes-Châteauredon et gisement 1113 du Ravin des Cougnets.

1. LE GISEMENT DE MICROMAMMIFERES DE PAVOUX (SIGONCE)

Celui-ci est attribué à la zone MP 30, c'est-à-dire juste avant la limite oligo-miocène, (cf. p.102). Par corrélation des données isotopiques, l'âge attribué au site est compris entre 24,5 et 24 Ma (Figure 47). L'âge que nous obtenons correspond à la limite inférieure de la zone MP30 tant en Aquitaine qu'en Suisse, fournissant un âge équivalent ou légèrement plus ancien au maximum de 400 Ka (Figure 49).

2. LES GISEMENTS DE LA COUPE DE BEYNES-CHATEAUREDON

Nous disposons sur cette coupe de trois gisements :

Le gisements de Fond d'Eygout attribué à la moitié supérieure de la zone MN2a jusqu'à la moitié inférieure de la zone MN2b (cf. p. 83). L'estimation de l'âge par corrélation des signaux isotopiques (22,1-22,2 Ma) est très précis car ce gisement de rongeurs se situe sur la coupe de Beynes pour laquelle le signal isotopique est particulièrement bien détaillé (Figure 48). Cet âge concorde avec celui proposé pour la partie supérieure de MN2a en Aquitaine (Figure 49) et correspond à la base de l'intervalle MN2a sup.-La Chaux 7/MN2b inf. La Mèbre 698 dans la Molasse suisse (22-21 Ma).

Des résultats similaires sont obtenus pour le site de Châteauredon 1 Lalaï (MN4-MN5 inf., cf. p. 84) pour lequel nous proposons, à partir de la chimiostratigraphie, des âges compris entre 18,4 et 18,6 Ma (Figure 48). Cette estimation correspond en Aquitaine au milieu de la zone MN4 et dans la Molasse suisse à la biozone MN3b sup. soit près d'1 Ma plus ancien que les biozones Tägernaustrasse et Vermes 1(MN4-MN5 inf.) auxquelles le gisement est corrélé (Figure 49).

La même tendance est constatée avec le gisement de Châteauredon 2 Aguilar (MN5, partie médiane, cf. p. 85) dont l'âge est estimé par corrélations isotopique entre –17,1 et –16,8 Ma (Figure 48). En Aquitaine, cette fenêtre temporelle représente la partie sommitale de la biozone MN4 alors que dans la bassin suisse elle est associée à la partie sommitale de MN4 soit près de 800 ka plus ancien que la biozone de Tobel Hombrechtikon à laquelle le gisement est attribué (Figure 49).

3. LE GISEMENT DE MICROMAMMIFERE DU RAVIN DES COUGNETS

Ce gisement est attribué à la biozone MN3b (Burdigalien moyen, cf. p. 110) et son âge est estimé à partir de la chimiostratigraphie entre 19,7 et 20 Ma (Figure 48). La comparaison avec le bassin d'Aquitaine fait correspondre les âges estimés à la biozone MN3. Celle avec le bassin molassique suisse est en accord avec la zone MN3 mais à nouveau plus ancienne d'environ 500 à 800 ka par rapport à la fenêtre temporelle de la biozone MN3b (Goldinger Tobel 8 et Trub-Sältenbach) (Figure 49).

4. CONCLUSIONS

La comparaison des données su Sud-Est avec les bassins d'Aquitaine et de Suisse montre pour le premier un relatif accord alors que pour le second nous obtenons systématiquement des âges plus vieux, l'écart pouvant aller jusqu'à près de 1 Ma.

Ces résultats posent la question de l'intercalibration des échelles de référence utilisées pour chacune de ces régions, les biozones d'Aquitaine sur l'échelle des nannofossiles et foraminifères, les données isotopiques continentales du Sud-Est sur les foraminifères benthiques et les biozones du bassin suisse sur la magnétostratigraphie.

Pour le Miocène, les échelles stratigraphiques sont relativement bien établies et même s'il existe un écart lié aux différents référentiels, nos résultats suggèrent l'existence de provinces géographiques différenciées.

En effet, les associations mammalogiques sont sensibles aux conditions environnementales : écologie, impacts de l'altitude, la latitude, barrières géographiques (chaînes de montagnes, mer), variations climatiques (Agustí, 1999, Comte, 2000),

Nous proposons que les différences d'âges observées correspondent à des temps de migration des faunes, depuis le bassin de Digne-Valensole vers le bassin molassique suisse. Un calage par magnétostratigraphie des gisements du Sud-Est permettrait certainement de lever les incertitudes auxquelles nous sommes confrontés.

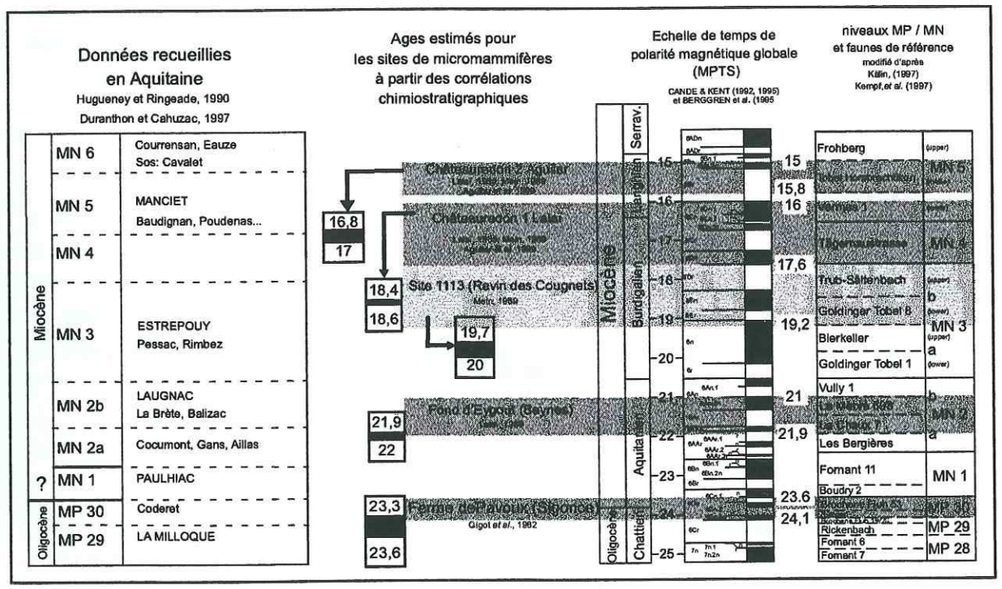


Figure 49 : Tableau synthétique présentant les biozones de micromammifères du bassin molassique suisse en relation avec l'échelle magnétostratigraphique, les âges chimiostratigraphiques estimés et la comparaison aux données du bassin d'Aquitaine

B- PALEOENVIRONNEMENTS

L'analyse couplée des signaux $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ nous a permis de caractériser les environnements en terme de position par rapport au domaine côtier. Nous allons aborder les facteurs paléoécologiques et géographiques susceptibles d'expliquer ces variations avant d'envisager les restitutions paléogéographiques.

1. IMPACT DES FACTEURS ENVIRONNEMENTAUX

Les études sur le signal isotopique des paléosols carbonatés actuels mettent en évidence l'influence de plusieurs paramètres tels que la $pCO_{2\ atm}$, l'altitude, la température, le type de végétation (de type C3 ou C4) et les taux de respiration du sol (Cerling et Quade, 1993). Nous allons évaluer l'influence de ces différents facteurs dans le cadre de note étude.

1. 1. La pression de CO_2 atmosphérique

A l'Oligocène-Miocène, l'estimation de la $pCO_{2\ atm}$ fournit des valeurs comprises entre 200 et 300 ppmV (Figure 18), relativement faibles comparées aux autres périodes géologiques et qui ne présentent pas de variations majeures (Cerling et Quade, 1993 ; Pagani *et al.*, 1999).

Dans ce contexte, nous considérons que la $pCO_{2\ atm}$ était constante à l'échelle régionale sur l'intervalle de temps étudié et n'a pas eu d'influence significative sur l'enregistrement isotopique des paléosols.

1. 2. L'altitude

La différence d'altitude entre deux coupes peut introduire des perturbations dans les valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$. Des études et des modèles sur les sols anciens ou actuels, ou sur les cortèges argileux, estiment qu'il faudrait une augmentation de l'altitude comprise entre 200 et 350 m pour entraîner une variation générale de + 1 ‰ des signaux $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ (Quade *et al.*, 1989a ; Chamberlain et Poage, 2000).

Sur les coupes étudiées, la majorité des systèmes fluviatiles correspondent à des réseaux anastomosés à méandriformes dont les gradients par analogie avec les systèmes actuels sont compris entre 0,15 et 0,3 % (Miall, 1992). Une estimation de la paléo-pente pour expliquer des variations du $\delta^{13}C$ ou du $\delta^{18}O$ comprises entre 0,6 et 1,3 ‰ impliquerait un gradient entre 1 et 2 %. Ce gradient se révèle être bien trop important pour le style de réseau fluviatile observé et l'impact de la variation d'altitude est certainement beaucoup plus faible.

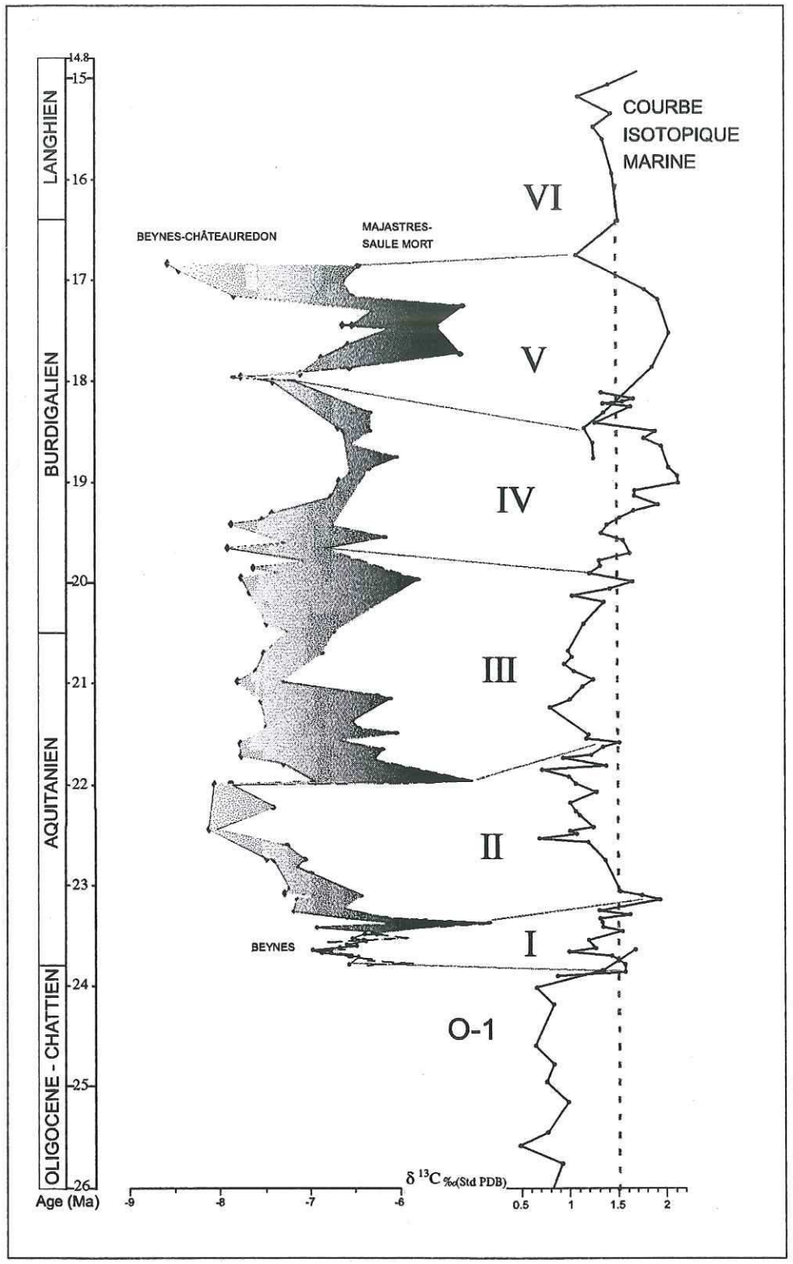


Figure 50 : Décalage isotopique $\delta^{13}C$ pour chaque intervalle défini entre la coupe de Beynes-Châteauredon et de Majastres-Saule Mort

1. 3. La pression de CO_2 du sol

La $pCO_{2\ sol}$ intervenant dans la précipitation des carbonates pédogéniques est composée de l'association de la $pCO_{2\ atm}$ et de la $CO_{2\ resp}$ produite par la dégradation de la matière organique et de la respiration des plantes. Elle est influencée pour un type donné de végétation par les conditions locales telles que la température du sol, la porosité du sol (Cerling et Quade, 1993) et les variations des taux de respiration du sol.

1. 3. a- Influence de la végétation

La composition isotopique des sols carbonatés est ainsi étroitement dépendante du $CO_{2\ resp}$ et donc de la proportion de plantes en C3/C4. En effet, les plantes en C3 sélectionnent préférentiellement le ^{12}C et sont donc enrichies en isotopes légers. Elles ont donc une signature isotopique plus négative, autour de - 28 ‰ ± 3 ‰ alors que les plantes en C4 ont une signature isotopique autour de – 14 ‰ ± 3 ‰ (O'Leary, 1988).

Les carbonates pédogéniques associés à une végétation de type C3 auront une signature $\delta^{13}C$ autour de – 9 à – 11 ‰ alors que ceux associés aux plantes de types C4 monteront des valeurs plus positives entre + 2 et + 4 ‰.

Nos données $\delta^{13}C$ sont comprises entre – 9 et – 4 ‰, et pourraient suggérer au maximum 10 à 20 % de plantes de type C4 dans les coupes situées le plus à l'intérieur des terres pour expliquer le décalage entre 1 et 2 ‰ observés entre les données des mêmes intervalles stratigraphiques des coupes du Saule Mort et de Beynes-Châteauredon (Figure 50) ou entre celles de Sigonce et du Ravin de Maurel.

Cependant, les études sur l'apparition des plantes en C4 s'accordent à envisager des écosystèmes mixtes C3/C4 à partir du Miocène terminal seulement même si les premières traces de plantes en C4 sont enregistrées dès 12,5 Ma (cf. p. 42 et p. 49). Bien que peu probable cette hypothèse nécessiterait d'être étayée par des études complémentaires : analyses isotopiques sur des dents d'herbivores, recherche de plantes en C4 dans la flore, analyse $\delta^{13}C$ de la matière organique…

1. 3. b- Influence des taux de respiration du sol, porosité

Les décalages compris entre 0,5 et 2 ‰ observés entre la coupe du Saule Mort et celle de Beynes-Châteauredon, au même titre que les variations présentent pour d'autres coupes du bassin (entre le Revest et le Ravin du Rousset ou entre Sigonce et le Ravin de Maurel par exemple), expriment donc des variations paléoenvironnementales.

L'estimation des porosités initiales est difficile à apprécier mais ne semble pas jouer un rôle spécifique car nous observons souvent des décalages du signal isotopique entre des coupes présentant des faciès semblables.

Dans l'Actuel, les sols du domaine côtier, caractérisé par une forte humidité (proximité de l'influence de la mer), possèdent des taux de respiration élevés (autour de 1500 ppmV ; Quade et al., 1989a) qui se traduisent par des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ plus négatives et par des valeurs isotopiques $\delta^{18}O$ plus positives.

En revanche, les sols du domaine continental, caractérisé par des conditions de stress hydrique plus importantes, montrent des taux de respiration plus faibles (500 ppmV) associés à une évapotranspiration plus importante. L'enregistrement isotopique se traduit donc par un enrichissement en ^{13}C des carbonates pédogéniques et des valeurs plus positives. Le signal $\delta^{18}O$ évolue de façon plus complexe, d'une part vers des valeurs plus négatives par effet de continentalité et d'autre part il est fortement thermodépendant. Ainsi, même au cours d'une période de stabilité climatique, s'il existe un fort contraste thermique saisonnier alors la gamme des valeurs $\delta^{18}O$ des eaux météoriques sera large (Cerling et Quade, 1993).

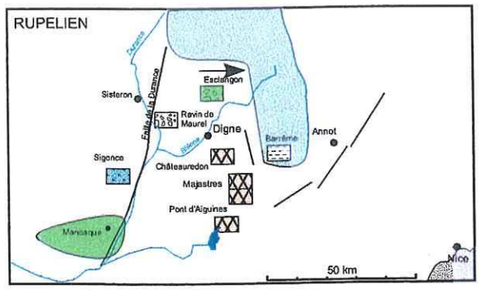
En s'appuyant sur les équations du modèle de diffusion de Cerling (cf. p. 36) une fluctuation du taux de respiration de 1000 ppmV correspond à elle seule à une variation de l'enregistrement $\delta^{13}C$ de 2 ‰ (Cerling, 1991 ; Quade *et al.*, 1995). Le climat du Miocène tropical à sub-tropical avec de nombreux paléosols carbonatés était caractérisé par un climat aux saisons contrastées qui favorisait probablement le développement d'associations végétales différentes entre la zone côtière plus humide sur l'ensemble de l'année et l'arrière-pays soumis à des périodes assez longues de stress hydrique. Un tel paysage est en accord avec les données isotopiques.

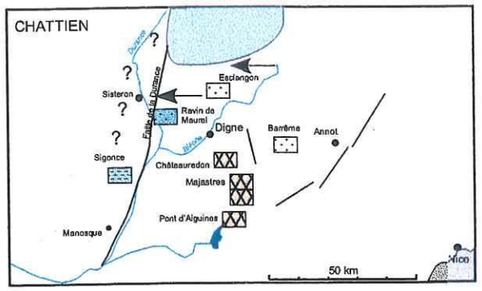
1. 4. Conclusion

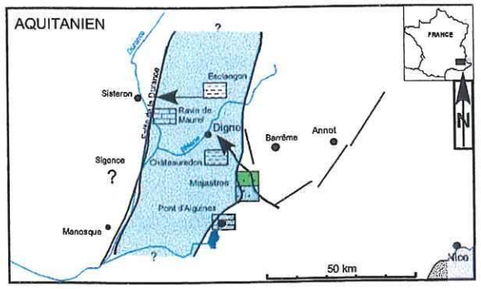
Parmi les paramètres susceptibles d'influencer le signal isotopique des paléosols, une évolution du taux de respiration des sols entre le domaine côtier et le domaine interne semble être le plus probable.

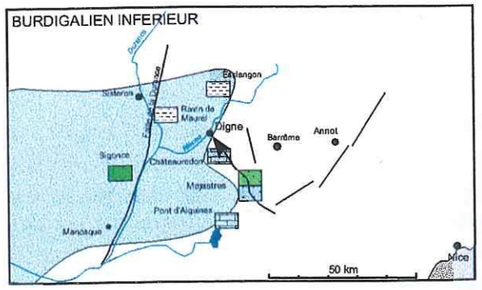
Les valeurs du $\delta^{18}O$ plus positives traduisent des pluies proches de la côte et les valeurs du $\delta^{13}C$ plus négatives illustrent des taux de respiration élevés de la biomasse, sur le littoral, où les conditions de croissance sont favorables. Ces données permettent de préciser que des dépôts se sont faits en domaine littoral même lorsque les faciès fluviatiles, relevés sur les coupes, n'indiquent pas d'influence marine.

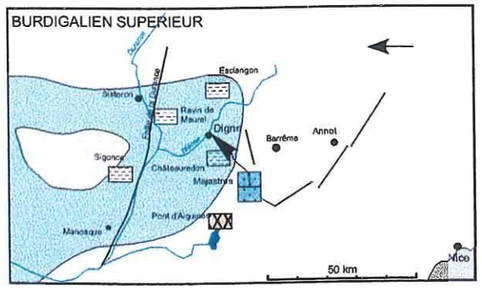
A l'inverse, les valeurs plus positives du signal $\delta^{13}C$ et plus négatives du signal $\delta^{18}O$ expriment une position plus continentale, probablement associée à une végétation de plaine d'inondation interne, plus aride, adaptée à des précipitations moins abondantes par rapport au littoral.











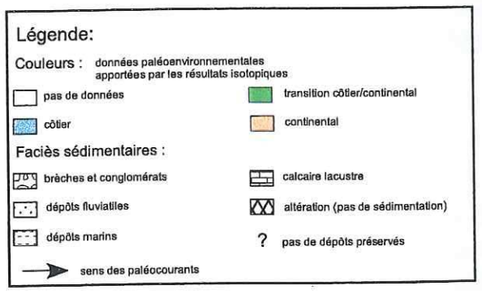


Figure 51 : Proposition de reconstitution paléogéographique du secteur d'étude du Rupélien au Burdigalien supérieur.

2. RESTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Les résultats obtenus sur l'ensemble du bassin de Digne-Valensole (corrélations chimiostratigraphiques, reconstitutions paléoenvironnementales) associées aux données disponibles dans la littérature, nous permettent d'avancer des reconstitutions paléogéographiques depuis l'Oligocène inférieur (Rupélien) jusqu'au Miocène moyen (Burdigalien supérieur) (Figure 51).

Au Rupélien, la mer péri-alpine n'est plus représentée dans son extension méridionale (synclinal de Barrême) que par un milieu littoral (Callec, 2001). A cette période au nord du bassin de Digne-Valensole, se déposent les brèches de la Molasse Rouge (Ravin de Maurel et Ravin du Rousset), dont le signal isotopique des paléosols (Ravin du Rousset) indique un environnement à la transition domaine côtier/continental, ce qui est en accord avec la présence de la mer juste au nord de ces sites (Debrand-Passart *et al.*, 1984). La région de Châteauredon-Majastres-Pont d'Aiguines correspondait alors à un point haut soumis à l'altération continentale. Dans le secteur ouest (Sigonce, le Revest) la signature isotopique des dépôts fluviatiles indique une position côtière probablement induite par la lagune à l'origine des dépôts évaporitiques des environs de Manosque.

Au Chattien, la mer s'était retirée dans un secteur nettement plus septentrional, conséquence du soulèvement du bloc corso-sarde (Dercourt *et al.*, 1993). Les premiers dépôts détritiques en provenance de l'érosion du piémont de la chaîne alpine atteignent la partie nord du bassin (Ravin de Maurel, Ravin du Rousset). La signature isotopique de ces dépôts indique cependant une position proche du littoral. A l'Ouest, des dépôts tidaux sont intercalés dans les faciès lacustres (Le Revest) confirmant la position littorale soulignée par les isotopes. La région de Châteauredon-Majastres-Pont d'Aiguines correspond toujours à un point haut soumis à l'altération continentale.

Les observations sédimentaires et les résultats isotopiques suggèrent une connexion avec la mer, connexion qui est probablement à rechercher vers le Nord et nécessiterait des études sur le secteur d'Esparron-Turriers.

L'Aquitanien est marqué par un changement de l'aire de sédimentation puisque l'on observe les premiers dépôts tertiaires dans la région de Châteauredon-Majastres-Pont d'Aiguines. Ceux-ci débutent par des faciès proximaux de cônes alluviaux surmontés de dépôts fluviatiles s'écoulant vers le NW et comportant des intercalations marines franches (barres tidales, cordons littoraux). Cette période marque aussi le début de la Molasse Marine à Esclangon et dans la région de St-Geniez. En revanche à Sigonce, aucun dépôt de cet âge n'est préservé.

Nous reconstituons un bras de mer limité à l'ouest par la faille de la Durance et marquant une incursion vers l'est jusqu'à la région de Pont d'Aiguines. Les dépôts de milieu plus ouvert se situent dans la région de Châteauredon suggérant une connexion avec la mer par le sud. Les faciès associés à cette transgression correspondent à la tranche d'eau la plus importante reconnue dans les faciès marins du Miocène inférieur (Couëffé et al., 2001 ; thèse en cours).

L'ensemble de ces données remet en question les schémas paléogéographiques classiques dans lesquels les premiers dépôts marins du golfe de Digne sont attribués au Burdigalien (Demarcq et Perriaux, 1984 ; Haccard et al., 1989 ; Thome *et al.*, 1989 ; Curmeyrolle et al., 1991) et confirme les propositions des paléontologues (Lalaï, 1986 ; Hugueney *et al.*, 1992).

Au Burdigalien inférieur, le domaine de sédimentation marine se réduit vers l'est et en revanche s'étend à l'ouest (Sigonce), les dépôts enregistrent une diminution nette de la tranche d'eau (Ravin de Maurel et Ravin du Rousset). La région de Châteauredon-Majastres-Pont d'Aiguines est en domaine côtier souligné par la présence de dinokystes (BCR) ou les indications isotopiques. La mer transgresse du bassin de Manosque-Forcalquier vers le bassin de Digne-Valensole en provenance du domaine rhodanien (Debrand-Passart *et al.*, 1984 ; Rubino *et al.*, 1990).

Au Burdigalien supérieur, la mer rhodanienne est toujours présente sur la bordure septentrionale du bassin, le domaine marin s'étend à nouveau vers l'Est mais la tranche d'eau reste faible sur l'ensemble de la zone (Ravin du Rousset, Ravin de Maurel et Châteauredon). La région de Majastres reste en domaine côtier. Les données de la coupe de Pont d'Aiguines enregistrent une période d'altération qui dure entre 3 et 4 Ma. Les résultats isotopiques de Sigonce indiquent une tendance continentale malgré la présence de barres bioclastiques marines. Soit la composante atmosphérique des paléosols biaise les résultats, soit la topographie était très plane et la mer reculait sur de très grandes distances (dizaine de kilomètres) lors du développement des paléosols. Cette interprétation est soutenue par l'existence de haut-fonds/îles à cette période (Debrand-Passart *et al.*, 1984 ; Rubino *et al.*, 1997 ; Parize *et al.*, 2001).

C- CONTEXTE DE BASSIN D'AVANT-PAYS

Après l'établissement du cadre stratigraphique et les reconstitutions paléogéographiques nous abordons l'évolution de l'architecture des séries du bassin de Digne-Valensole.

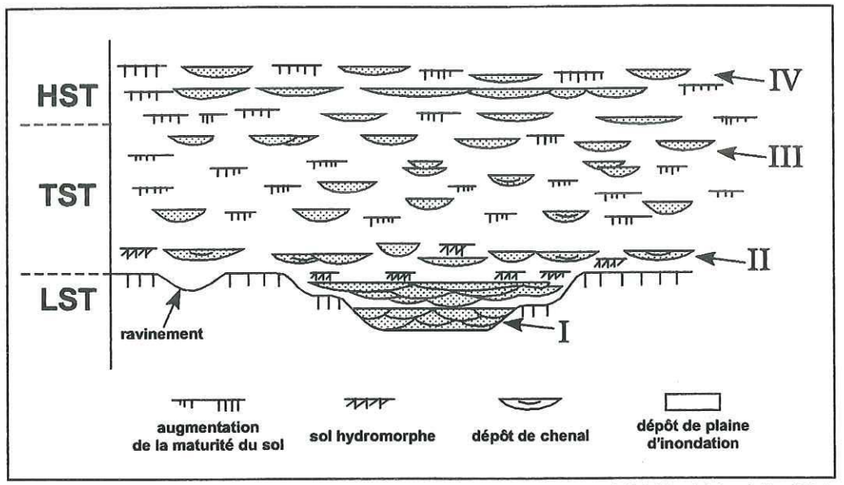
Dans un premier temps nous regardons quelle est l'influence des variations eustatiques en particulier sur une coupe (Beynes-Châteauredon) avant d'intégrer l'évolution géodynamique sur l'ensemble des coupes.

1. DECOUPAGE EN SEQUENCES DE DEPOT

L'approche séquentielle en domaine continental est plus complexe qu'en domaine marin (Wright et Marriott, 1993 ; Shanley et McCabe, 1994, Miall, 1996, Figure 52, Figure 53). La question essentielle est de considérer quelle sera la réponse du système fluviatile aux variations du niveau marin.

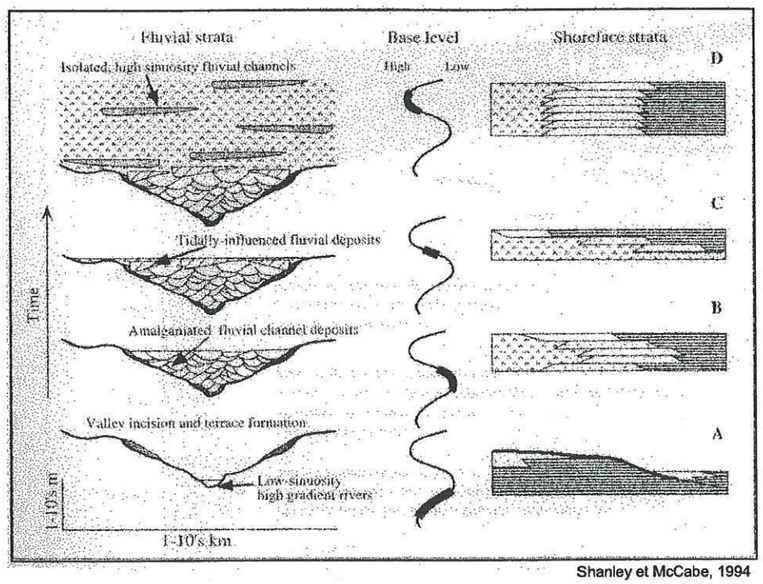
Plus le site d'étude est éloigné de la côte, plus l'impact des variations du niveau marin relatif sera faible. La sédimentation fluviatile est alors contrôlée par la notion de profil d'équilibre, surface fictive qui marque un équilibre entre l'érosion sub-aérienne et l'aggradation des dépôts fluviatiles vers le bassin ou sur la plaine d'inondation. L'espace d'accommodation est alors défini par l'espace entre le profil d'équilibre et le profil du cours d'eau (Posamentier *et al.*, 1988) :

- la chute du niveau marin se répercute par une baisse du profil d'équilibre de la rivière qui va alors inciser ses dépôts
- une hausse du niveau marin entraîne une migration du profil d'équilibre vers le haut ou vers le bassin et par conséquent, une aggradation des dépôts fluviatiles.



Wright et Marriott, 1993

Figure 52 : Illustration du modèle séquentiel en domaine continental d'après Wright et Marriott (1993)



Shanley et McCabe, 1994

Figure 53 : Figure illustrant le modèle séquentiel en domaine continental de Shanley et McCabe (1994)

1. 1. Découpage séquentiel

Le découpage proposé s'appuie sur des coupes localisées en plusieurs sites le long du dôme de Châteauredon et sur des observations plus ponctuelles (Figure 54). Le découpage séquentiel de la série de Châteauredon conduit à distinguer six séquences de dépôt décrites successivement ci-dessous.

1. 1. a- Première séquence de dépôt

La limite de séquence au début de la première séquence de dépôt n'est pas visible sur la coupe de Châteauredon.

Après les faciès continentaux on observe trois barres marines dont la seconde présente les faciès intertidaux les plus développés et est encadrée par des marnes à dinokystes. La surface d'inondation maximale (MFS, « maximum flooding surface ») est ainsi placée au sein de la seconde barre marine.

Latéralement vers l'est, sur la coupe des Courtiers, ces trois barres marines se retrouvent avec des faciès identiques, parfois mieux développées. En revanche plus au sud, sur la coupe de Beynes, la série ne présente que des ensembles silteux grisâtres, témoignant du caractère réducteur du milieu de dépôt.

La limite de séquence (SB, « Surface Boundary ») est placée à la base du conglomérat qui érode le sommet de la troisième barre marine (cote 68 m). Ce conglomérat, continu latéralement sur plusieurs centaines de mètres, marque une incision majeure (3-5 m) et significative tant d'un point de vue spatial que temporel.

1. 1. b- Seconde séquence de dépôt

Au-dessus de la troisième barre marine (cote 80 m), la barre de conglomérats est directement surmontée par des limons de plaine d'inondation avec paléosols carbonatés bien exprimés et chenaux isolés.

Nous n'observons pas de dépôts de bas niveau, les conglomérats sont attribués au début du système transgressif (« early transgressive system tract »).

L'alternance de paléosols matures et de chenaux isolés, aussi bien sur la coupe des Ruines que sur la coupe des Courtiers, traduit un espace d'accommodation important qui permet la construction verticale de la plaine alluviale. Ils s'accompagnent d'un changement du degré d'oxydation des limons de plaine d'inondation (passage des limons rouges à des limons ocres) c'est-à-dire d'un plus haut niveau de la nappe phréatique et indirectement d'un plus haut niveau marin. Ces dépôts sont attribués à l'intervalle transgressif (TST).

La surface d'inondation maximale est exprimée par un niveau de marnes noires (cote 125 m) immédiatement surmonté d'une barre de chenaux amalgamés à oncolites et à stratifications obliques,

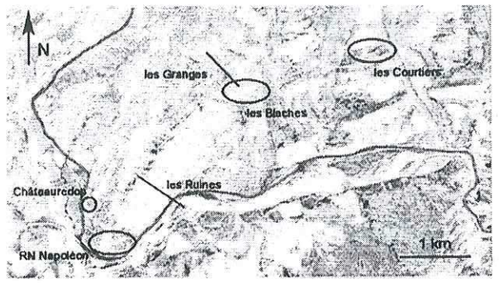


Figure 1 : Carte de localisation des différentes coupes étudiées pour le découpage séquentiel de la série de Châteauredon

d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Ces chenaux amalgamés se suivent latéralement sur plusieurs centaines de mètres vers l'est et vers l'ouest.
A l'Est, aux Courtiers, cet ensemble coïncide avec des chenaux qui présentent à leur base des dépôts riches en huîtres entières (*Ostrea crassissima*) sur une épaisseur de plus d'un mètre.

Les chenaux amalgamés expriment un espace d'accommodation réduit et son attribué à la fin du cortège de haut niveau.

1. 1. c- Troisième séquence de dépôt

La limite de séquence suivante surmonte immédiatement les chenaux amalgamés de la deuxième séquence et se marque par un changement abrupt du style de la sédimentation, caractérisée par des paléosols matures dans des limons très oxydés de la plaine d'inondation.

De nouveau, le prisme de bas niveau marin n'est pas enregistré et nous n'avons pas observé d'érosion au sommet des chenaux amalgamés.

Les limons de plaine d'inondation prennent ensuite des teintes ocres (degré d'oxydation plus faible) traduisant une remontée progressive du niveau de base (vers 140 m). A l'ouest, le caractère réducteur de la sédimentation est davantage accentué (dépôts grisâtres). L'absence d'indices d'influence tidale ou de faunes marines suggère une remontée modérée du niveau marin. Cet ensemble d'alternance de chenaux isolés et de paléosols est attribué à l'intervalle transgressif.

La surface d'inondation maximale, positionnée dans la zone ocre où les conditions sont moins oxydantes, correspond à un banc de calcaire lacustre à palustre (cote 145 m).

Les termes du cortège de haut niveau traduisent une augmentation rapide de l'amalgame des dépôts sédimentaires et donc une nette diminution de l'espace d'accommodation disponible. L'ensemble se termine à l'Est par une barre d'embouchure de plusieurs centaines de mètres d'extension latérale correspondant dans le secteur ouest à des barres de méandres, érodées en leur sommet par un conglomérat ou des chenaux gréseux qui marquent la limite de séquence.

1. 1. d- Quatrième séquence de dépôt

La limite de séquence est marquée par une incision comblée soit par des dépôts conglomératiques dans le cas d'un vallée de taille pluri-hectométrique soit par des apports gréseux dans le cas de vallées de largeur pluri-métrique. Le contraste de matériel est certainement à mettre en relation avec le bassin versant des tributaires.

On observe une transition abrupte entre le conglomérat et les marnes marmorisées et les quelques paléosols matures qui le surmonte. Les corps sédimentaires de cette séquence traduisent une forte accommodation favorisant l'aggradation de la plaine alluviale : corps chenalisants isolés et importants dépôts de plaine d'inondation. Là encore nous n'avons pas de cortège de bas niveau. A l'ouest, les chenaux sont en équivalence avec des calcaires lacustres abondants et une sédimentation réductrice plus prononcée (marnes grisâtres).

La surface d'inondation maximale est exprimée par une passée de marnes verdâtres (255 m) contenant un gisement d'huîtres *Ostrea crassissima*.

A partir de cette zone, on observe un haut niveau de base permanent. L'apparition de kystes de dinoflagellés est enregistrée au sommet de l'intervalle à dominante lacustre (320 m). Cette « série grise » traduit donc un environnement de type plaine côtière interne soumise ponctuellement à des influences marines locales. Le prisme de haut niveau correspond à des dépôts lacustres en milieu réducteur.

La limite de séquence est marquée par un changement rapide du style de sédimentation et est placée au passage des marnes grises à un intervalle caractérisé par des limons oxydés à paléosols matures sur près de 30 m d'épaisseur (de 320 à 350 m). Nous attribuons le paléosol isolé à 295 m à une fluctuation de plus haute fréquence.

1. 1. e- Cinquième et sixième séquences de dépôt

De nouveau, le prisme de bas niveau marin ne semble pas avoir été préservé, on n'observe pas d'incision.

A l'intervalle de paléosols succèdent des dépôts lacustres gris. Le cortège transgressif est ainsi exprimé par des dépôts lacustres et lagunaires d'arrière plage marquant la lente remontée du niveau de base. En effet, jusqu'à la barre marine sommitale, les conditions de dépôts redeviennent réductrices de façon permanente, les calcaires palustres sont abondants, les crues de débordements sont peu représentées et les indices d'influences marines franches sont accentués par la présence répétée de kystes de dinoflagellés.

La barre marine sommitale du village de Châteauredon représente le plus haut niveau de base (MFS). Cette barre gréseuse, continue sur plusieurs centaines de mètres d'est en ouest, possède des caractéristiques du milieu marin franc de type plage. Cette barre se compose de marnes grises à pholades (*Mya*) intensément bioturbées (*Arenicolites*, *Thalassinoides*, terriers de crabes) qui passent latéralement à des barres sableuses de plages à coquilles d'huîtres (*Ostrea lamellosa*) et cordons de galets flottants.

La barre marine est directement surmontée par un conglomérat peu érosif suivi de marnes ocres. La limite de séquence est donc placée juste au sommet de la barre marine.

Nous ne possédons que les premiers termes de la sixième séquence qui ressemble beaucoup à la cinquième.

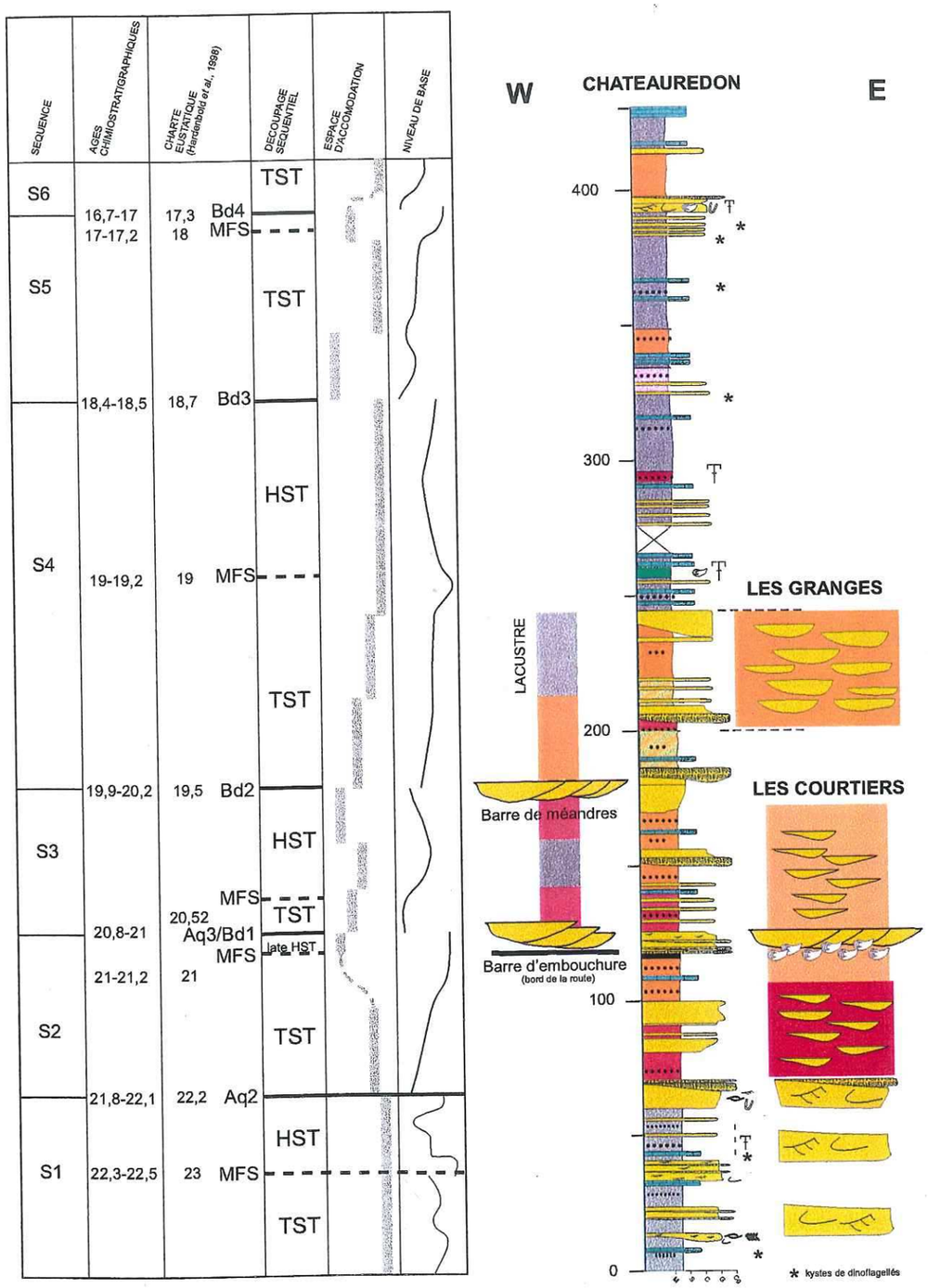


Figure 55 : Découpage séquentiel de la série de Châteauredon et comparaison des âges obtenus par le chimiostratigraphie des isotopes stables et les âges donnés par la charte eustatique

1. 2. Comparaison avec la charte eustatique

Le découpage séquentiel réalisé est calé grâce aux âges obtenus par la chimiostratigraphie des paléosols carbonatés (Figure 48). Ces résultats sont comparés à la charte eustatique globale (Hardenbold *et al.* 1998) en considérant les âges des surfaces remarquables et les amplitudes associées et sont présentés sur la Figure 55. En effet, dans un bassin d'avant-pays, les surfaces remarquables peuvent être atténuées ou exacerbées régionalement, notamment par les déformations tectoniques par rapport à ce qui est observé dans l'océan mondial (Posamentier et Allen, 1993a ; Shanley et McCabe, 1994).

Pour la période de temps considérée (Aquitanien-Burdigalien supérieur) le nombre de séquences identifiées sur la coupe de Beynes-Châteauredon est identique à celui de la charte globale. En revanche, les âges proposés montrent assez souvent des décalages et les amplitudes ne sont pas toujours respectées.

1. 2. a- Séquence S1

La MFS placée dans la seconde barre marine est datée par corrélations isotopiques entre 22,3 et 22,5 Ma alors que la charte la place à 23 Ma. On conserve un décalage semblable pour la limite de séquence (érosion au sommet de la troisième barre marine) avec un âge compris entre 21,8 et 22,1 Ma alors que la charte propose un âge de 22,2 Ma (Aq2).

En étant conscient des incertitudes liées aux âges proposés par chimiostratigraphie (cf. p. 127) on constate, par rapport à la charte, un rajeunissement de 500 à 700 ka de la MFS et d'environ 100 à 400 ka pour la limite de séquence (Aq2) que l'on attribue à une subsidence de la zone (résultat de l'influence tectonique et des apports sédimentaires) supérieure aux vitesses eustatiques.

L'amplitude de la MFS est bien marquée à Châteauredon, de même qu'à l'échelle globale. Elle correspond sur l'intervalle étudié aux dépôts des faciès marins les plus profonds.

1. 2. b- Séquence S2

L'âge attribué à la MFS (21-21,2 Ma) correspond assez bien à celui de la charte à 21 Ma environ. Cette surface est de faible amplitude à Châteauredon comme sur la courbe globale. Elle s'exprime par une variation de faciès peu marquée (niveau noir centimétrique, huîtres à la base des chenaux amalgamés). L'âge de la limite de séquence est plus vieux de 300 à 500 ka par rapport à celui de la courbe globale (Aq3/Bd1, 20,52 Ma). Ceci suggère une tectonique active traduite par une réduction du taux de subsidence au cours de l'Aquitanien supérieur.

1. 2. c- Séquence S3

Des observations similaires sont faites pour la séquence S3 : l'âge de la MFS, estimé entre 20,4 et 20,5 Ma, est du même ordre que celui de la charte globale, l'amplitude est également très peu marquée comme sur la charte eustatique. La limite de séquence placée par corrélation isotopique entre 19,9 et 20,2 Ma est plus ancienne d'environ 500 à 700 ka que celle de la charte (Bd2, 19,5 Ma).

1. 2. d- Séquence S4

L'âge estimé de la MFS (19-19,2 Ma) correspond à celui de la charte (19 Ma). En revanche, l'âge proposé pour la limite de séquence entre 18,4 et 18,5 Ma implique un léger décalage de 200 à 300 ka par rapport à la charte globale (Bd3, 18,7 Ma).

1. 2. e- Séquence S5

L'âge de la MFS estimé entre 17 et 17,2 Ma est d'environ 800 ka plus jeune que celui de la charte (18 Ma). Cet écart se réduit légèrement pour la limite de séquence entre 400 et 700 ka, avec un âge estimé de 16,7-17 Ma pour Châteauredon comparé à 17,3 Ma pour la charte globale (Bd4). L'écart traduit une reprise de la subsidence. D'ailleurs, à l'échelle globale, l'intensité de la MFS est moyenne alors qu'à Châteauredon, elle est assez bien exprimée par comparaison avec l'ensemble de la série.

1. 3. Conclusion

Le découpage en séquences de dépôts de la coupe de Châteauredon montre un contrôle prépondérant de l'eustatisme dans l'organisation séquentielle. Cependant, la tectonique est suffisamment significative pour perturber le signal dans son amplitude et dans l'âge des surfaces remarquables (limites de séquences et surfaces d'inondation maximale).

La présence de vallées incisées et l'absence systématique de cortège de bas niveau induisent des discontinuités temporelles dans la succession sédimentaire. Celle-ci explique la déformation du signal isotopique (par exemple limite de séquence Aq2 où l'enregistrement montre une chute brusque des valeurs isotopiques et non une forme plus douce comme sur le signal marin).

Ce résultat établi sur une coupe permet d'apprécier les variations du taux de subsidence (tectonique et apports sédimentaires) avec des taux croissants lorsque les signaux enregistrés sont en retard par rapport au signal eustatique et des ralentissements lorsqu'ils sont en avance. Une comparaison des séquences de dépôt des différentes coupes permettrait d'aborder la déformation sur l'ensemble du bassin.

2. ARCHITECTURE DES SERIES SEDIMENTAIRES

Sur la base du cadre stratigraphique et des reconstitutions paléogéographiques nous abordons à partir des quelques coupes étudiées les variations du taux de sédimentation et de subsidence sur les trois secteurs considérés, sur sédiments non décompactés (Figure 56).

A l'Oligocène, les taux de sédimentation des secteurs nord et ouest sont similaires (respectivement entre 60 et 100 m/Ma pour le secteur de Sigonce-Le Revest et du Ravin du Rousset).

Ils vont s'intensifier dans la partie nord du bassin au cours du Rupélien alors que la bordure ouest va se stabiliser.

Au cours du Chattien, on observe une rupture des taux de sédimentation entre les secteur ouest et le secteur nord. Les taux de sédimentation les plus élevés (60 m/Ma) sont enregistrés au Ravin de Maurel.

Durant le Miocène, on enregistre le début de la sédimentation à l'Est (secteur de Châteauredon-Majastres-Pont d'Aiguines) mais avec des taux beaucoup faibles par rapport à la zone nord et assez proches du secteur ouest pour lequel les taux de sédimentation sont constants.

Au cours de l'Aquitanien inférieur, le taux de sédimentation augmente à nouveau avec des valeurs maximales au Nord aux environs de 200 m/Ma (Ravin de Maurel, communication personnelle R. Couëffé) et des valeurs plus faibles dans le secteur de Majastres (60 m/Ma).

Cette tendance commence à s'inverser à partir de 23 Ma avec un taux de sédimentation croissant pour la coupe de Beynes-Châteauredon alors qu'il ralentit vers Majastres. A partir de 21,5 Ma, la vitesse de la sédimentation à BCR devient nettement supérieure à celle de Majastres (fin de l'intervalle isotopique II) avec des valeurs comprises entre 60 et 80 m/Ma. Les dépôts de la coupe de Pont d'Aiguines enregistrent un taux de sédimentation qui reste toujours le plus faible (15 m/Ma).

Au cours du Burdigalien, les taux de sédimentation sont forts dans le secteur de Beynes-Châteauredon, de même dans le secteur ouest (Le Revest, Sigonce) alors qu'ils diminuent fortement dans le secteur de Majastres.

Les reconstitutions paléoenvironnementales à partir des données isotopiques indiquent que l'ensemble du bassin de Digne-Valensole est resté à des altitudes proches du niveau marin au cours de l'Oligocène-Miocène inférieur. Seule la zone de Châteauredon-Majastres-Pont d'Aiguines a constitué un point haut au cours du Rupélien-Chattien. Malheureusement, nous ne disposons pas d'éléments pour en évaluer la paléoaltitude.

Etant donné les épaisseurs importantes des séries, nous négligerons les variations bathymétriques pour les dépôts marins et les éventuelles variations d'altitude pour les séries continentales. De plus, les faciès rencontrés traduisent des milieux de dépôts proches du niveau zéro, avec un paysage assez plat, ce qui permet d'associer les taux de sédimentation aux taux de subsidence.

Le résultat de la comparaison des différents taux de sédimentation/subsidence conduit à la représentation en bloc diagramme dans lequel nous avons choisi de prendre comme horizontale de référence le sommet de l'intervalle V (Figure 57).

A l'Oligocène, la sédimentation du secteur ouest et nord est mise en relation avec un jeu d'accidents en décro-chevauchement orientés N/S et connectés à la faille de la Durance compartimentent le secteur ouest par rapport à l'ensemble du bassin de Digne-Valensole pour lequel le dépôt-centre est localisé à l'est de la bordure septentrionale (Gigot *et al.*, 1975, 1982 ; Beaudoin *et al.*, 1975).

Le Miocène se marque par de très forts taux de subsidence au nord et probablement une remontée sur la bordure ouest où les intervalles I, II et III ne sont pas préservés.

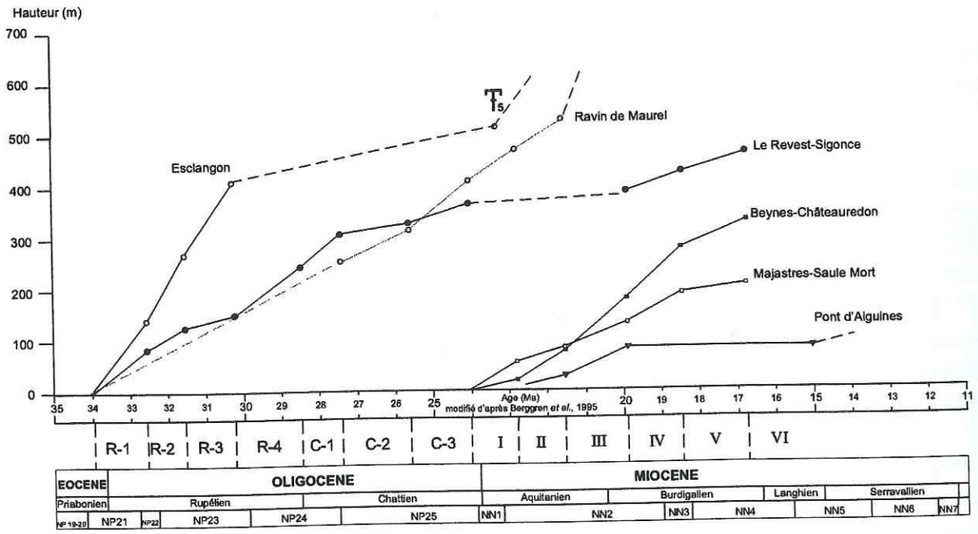


Figure 56 : Diagramme représentant les taux de sédimentation sur l'ensemble du secteur d'étude en intégrant les données disponibles dans la littérature

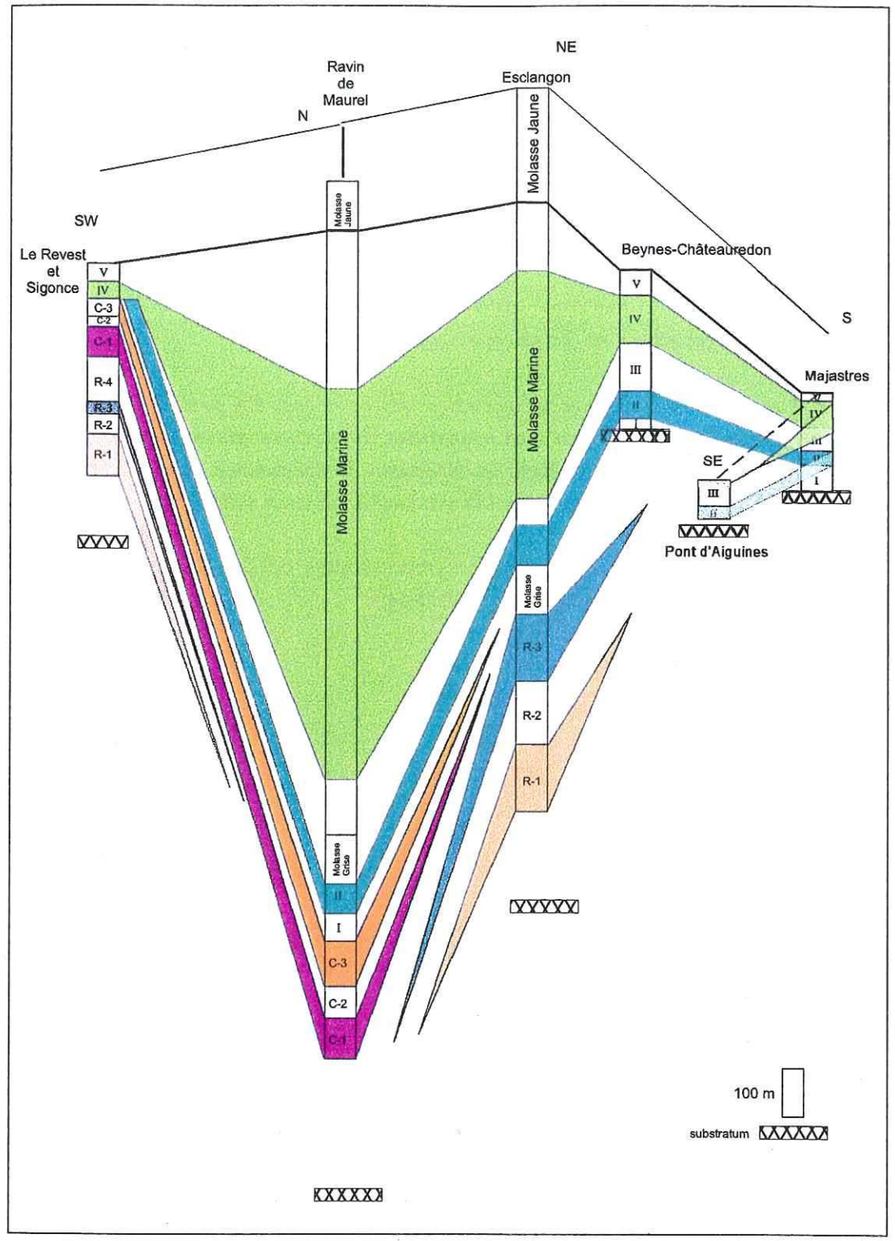


Figure 57 : Bloc diagramme représentant les différentes coupes (en épaisseur non décompactée, en fonction des intervalles temporels) replacées dans leur cadre géographique

D- CONCLUSION

Le calibrage des séries continentales par des âges obtenus par corrélation chimiostratigraphique ouvre de nombreuses possibilités telles que :

- corrélation à haute résolution du signal $\delta^{13}C$ des gisements de micromammifères. Le décalage observé entre le bassin de Digne et celui de Suisse peut être expliqué par une migration des espèces soumises à des contraintes environnementales, depuis ces provinces.

- détermination des contrôles paléoenvironnementaux et apports aux données sédimentologiques dans la reconstitution des paléopaysages.

- apport d'un cadre chronologique au découpage séquentiel dans des zones d'avant-pays où les variations latérales de faciès et d'épaisseur sont nombreuses. Nous avons mis en évidence un contrôle majeur par l'eustatisme, l'absence des cortèges de bas-niveau, la déformation du signal tant dans son amplitude que dans la durée des intervalles respectifs marquant l'influence nette de la tectonique.

- appréciation des taux de sédimentation et reconstitution de l'architecture des séquences sédimentaires, soumise à la déformation de bassin d'avant-pays.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les séries continentales oligo-miocènes étudiées, réparties sur l'ensemble du bassin de Digne-Valensole, disposent de peu de repères biostratigraphiques et présentent des variations latérales de faciès très fréquemment rencontrées en milieu continental. Elles comportent cependant de nombreux horizons pédogénétiques carbonatés, en général bien répartis le long des coupes étudiées. Les dépôts fluviatiles et de plaine d'inondation offrent donc un potentiel exceptionnel pour l'étude des signaux isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$.

L'étude réalisée sur les séries oligo-miocènes du bassin de Digne-Valensole à partir d'une approche sédimentologique, géochimique et palynologique a permis de proposer une approche paléoenvironnementale originale.

• *Implications stratigraphiques*

L'approche stratigraphique s'appuie sur une comparaison entre une courbe isotopique marine et les données continentales. L'incertitude sur nos résultats dépend de la qualité du signal des données de référence et de leur calibrage stratigraphique.

Les intervalles isotopiques remarquables, définis sur la courbe isotopique $\delta^{13}C$ marine, sont identifiés sur le signal isotopique $\delta^{13}C$ continental de chacune des coupes, réparties sur l'ensemble du bassin. Les diagrammes $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ soulignent une influence paléoenvironnementale certaine dans l'amplitude des fluctuations du signal isotopique. Ainsi, grâce aux corrélations, nous avons défini un cadre stratigraphique précis depuis l'Oligocène basal jusqu'au Miocène moyen.

Les corrélations chimiostratigraphiques sont confirmées par les autres méthodes stratigraphiques disponibles : étude du palynofaciès (kystes de dinoflagellés et spores et grains de pollens), sites fossilifères comportant des associations de micromammifères et datation par les isotopes du strontium.

Le potentiel stratigraphique de la méthode est large puisqu'elle donne des résultats satisfaisant même dans le cas de séries ne disposant pas de repères biostratigraphiques.

L'étude du signal $\delta^{13}C$ sur la totalité des coupes précise la stratigraphie régionale depuis l'Oligocène inférieur jusqu'au Miocène inférieur grâce à la corrélation des intervalles isotopiques remarquables, identifiés sur la courbe marine de référence et entre les enregistrements continentaux.

Par ailleurs, l'étude du signal $\delta^{13}C$ offre une résolution supérieure à celle des isotopes du strontium utilisable seulement dans des environnements sous influence marine franche.

Chaque intervalle isotopique représente une fenêtre temporelle comprise entre 1,5 et 2 Ma. La courbe marine étant en général bien documentée, un enregistrement isotopique continental bien détaillé permet d'atteindre une résolution de l'ordre de quelques centaines de ka.

L'excellente corrélation entre les signaux continentaux et marins montre qu'en général les séries du bassin de Digne-Valensole ne présentent pas de discontinuités majeures c'est-à-dire d'une

durée supérieure à quelques 100 ka. En revanche, elle a permis d'évaluer sur la coupe de Sigonce la durée de la discontinuité entre les dépôts de calcaires palustres (Oligocène supérieur) et les dépôts marins (Burdigalien), à près de 4 Ma.

Sur la coupe de Pont d'Aiguines, nous avons mis en évidence par analyse isotopique une surface d'altération majeure au sommet de calcaires lacustres pseudo-karstifiés, cariés par des colonies de Microcodium. Les données isotopiques nous ont conduit à évaluer ce hiatus à 3-4 Ma.

Les estimations des fenêtres temporelles à partir des corrélations chimiostratigraphiques ont permis de préciser les âges des biozones de certains gisements de micromammifères, en établissant une comparaison avec les données du bassin d'Aquitaine et celles de la Molasse suisse calibrée par magnétostratigraphie. Si les âges estimés semblent correspondre en moyenne aux fenêtres temporelles de l'Aquitaine, on constate en revanche un décalage systématique de nos données vers des âges plus anciens, compris entre quelques 100 ka et 1 Ma. Afin d'expliquer cet écart, l'hypothèse d'une migration des espèces sous influence des conditions paléoécologiques et paléoenvironnementales est proposée, depuis le bassin du Sud-Est vers le bassin molassique suisse.

• *Implications paléoenvironnementales*

Les signaux $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ montrent des variations d'amplitudes beaucoup plus fortes que celles du signal marin. L'association des valeurs $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ caractérisent des domaines climatiques actuels et par analogie, ce couplage se révèle être particulièrement intéressant dans l'approche des paléoenvironnements dans les séries anciennes.

Une analyse détaillée des conditions à l'Oligo-Miocène (pCO_2 , type de végétation) des contraintes paléoenvironnementales liées à l'analyse sédimentaire (paysage à topographie assez peu marquée) souligne l'impact dominant de la variation des taux de respiration du sol selon les environnements. Ainsi, les milieux côtiers présentent des signatures isotopiques plus négatives alors que les environnements plus continentaux sont caractérisés par des signatures plus positives.

De plus, l'attribution paléoenvironnementale au domaine côtier, continental ou mixte par les données isotopiques peut être plus fine que l'analyse sédimentologique pour des dépôts n'exprimant pas, au travers de leurs caractéristiques faciologiques propres, une estimation de la distance au trait de côte. Cette relation est notamment observée dans le cas de faciès fluviatiles ou lacustres. Ainsi, des faciès identiques peuvent traduire des environnements situés à des distances différentes de la côte : les données isotopiques des dépôts fluviatiles (base coupe du Revest) sont à la transition des domaines côtier/continental alors que ceux très semblables de la coupe de Châteauredon se trouvent en domaine côtier.

• *Implications sur l'évolution du bassin*

La combinaison des apports stratigraphiques et paléoenvironnementaux des signaux $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ permet de proposer depuis le Rupélien jusqu'au Burdigalien supérieur des schémas de reconstitutions paléogéographiques :

- au Rupélien, on retrouve la proximité de la mer sur les coupes au Nord bien que l'on n'aie pas de faciès marins.

- au Chattien, la présence de la mer est toujours assez proche. La présence de faciès tidaux (le Revest) montre un milieu ouvert, peut-être en relation avec la mer au nord.

- à l'Aquitanien, nos résultats confirment la présence de la mer. Les dépôts les plus anciens se trouvent à Majastres (intervalle I) puis se développent à Châteauredon et Esclangon (intervalle II) et enfin au Ravin de Maurel (sommet de l'intervalle II ou base du III). Nous proposons la présence d'un bras de mer connecté par le Sud d'après la distribution temporelle des faciès. Ce résultat conforte les propositions des paléontologues et remet en question les schémas classiquement admis.

- au Burdigalien supérieur, malgré l'ampleur de la transgression, les secteurs orientaux (Majastres) ne sont pas atteints par la mer alors que l'on retrouve des dépôts marins à Châteauredon et Sigonce. Les données isotopiques de Sigonce soulignent l'existence d'une paléotopographie très plate conduisant à un retrait de la mer très important lors des fluctuations de haute fréquence pendant lesquelles se développent les paléosols.

Le découpage en séquences de dépôts de la coupe de Châteauredon montre un rôle dominant des variations du niveau marin qui se corrèle bien avec la charte eustatique. Il convient de noter que si nous retrouvons le même nombre de séquences, les amplitudes sont nettement déformées (amplitudes très faibles des séquences de la base du Burdigalien). De même, on observe sur certaines séquences un décalage sensible entre l'âge proposé pour les surfaces remarquables et celui de la charte (séquence S5, Burdigalien). Les séquences de cette coupe se caractérisent par l'absence systématique de cortèges de bas niveau.

La mise en place d'un cadre stratigraphique à haute résolution intégré à l'analyse paléogéographique nous a permis d'évaluer les taux de sédimentation et de subsidence posant les premiers jalons de l'analyse de la déformation du bassin de Digne-Valensole au cours de l'Oligo-Miocène. Les valeurs de subsidence sont assez homogènes à l'Oligocène supérieur et la préservation des séries ne se fait que dans les secteurs Ouest et Nord. Le Chattien marque une période de réduction de la subsidence qui annonce le changement majeur du Miocène avec une sédimentation qui va se développer sur l'ensemble du bassin.

Perspectives

Les résultats de ce travail montrent le potentiel des études isotopiques dans les séries continentales anciennes, même dans des contextes tectoniques actifs dans lesquels les variations de faciès sont importantes. Cependant, plusieurs aspects nécessiteraient d'être développés :

- ***La courbe de référence marine***

La précision du calibrage de la coupe marine de référence pourrait être améliorée si l'on disposait de données calibrées par la biostratigraphie et la magnétostratigraphie. Nous avons été contraints d'utiliser les données des foraminifères benthiques dont le signal est plus conservatif que celui des planctoniques mais les sites retenus sont éloignés de la zone d'étude. Une plus grande proximité géographique permettrait de mieux approcher les variations climatiques.

- ***L'analyse de la matière organique***

Une comparaison des signaux des carbonates et de ceux de la matière organique permettrait d'apporter des précisions sur la paléoécologie et de tester la diagenèse car la matière organique est moins sensible que les carbonates.

- ***L'analyse de l'architecture de la série***

Au travers des quelques exemples que nous avons présentés, une étude plus complète permettrait de comprendre la déformation du bassin et le rôle des différents accidents. Dans cette étude, nous nous sommes attachés essentiellement aux grandes lignes temporelles de cette évolution.

BIBLIOGRAPHIE

AGUILAR J.-P., 1981, Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale, *Thèse de l'Université du Languedoc, Académie de Montpellier,* 202 p.

AGUILAR J.-P., 1982, Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des Rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série II, t. 294, p 49-54

AGUILAR J.-P. & CLAUZON G., 1981, Découverte de trois nouveaux gisements à Rongeurs d'âge miocène en Provence nord-orientale. Implications géodynamiques et paléogéographiques, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série II, t. 292, p 909-912

AGUILAR J.-P., CLAUZON G. & MICHAUX J., 1999, Nouveaux Cricétidés (Rodentia, Mammalia) dans le Miocène moyen de la région de Digne (Alpes de Haute Provence). Systématique, Biochronologie, Corrélations, *Palaeontographica* Abteilung A, 253, Lieferung 1-3, p. 1-28

AGUILAR J.-P., LEGENDRE S. & MICHAUX J. (Eds.), 1997, Actes du Congrès BiochroM'97, 817 p, Ecole pratique des hautes études, Mémoires et travaux de l'Institut de Montpellier, N° 21

AGUSTÍ J., 1999, A critical re-evaluation of the Miocene mammal units in Western Europe : dispersal events and problems of correlation, *in* Hominoid Evolution and Climatic Change in Europe , Volume 1, The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe, Agustí J., Rook L. & Andrews P., p. 84-112

AGUSTÍ J., CABRERA L., GARCÉS M., KRIJGSMAN W., OMS O. & PARÉS J. M., 2001, A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art, *Earth-Science Reviews*, 52, p. 247-260

ALLEN P. A., HOMEWOOD P., WILLIAMS G. D., 1986, Foreland basins: an introduction, *I. A. S. Spec. Publ.*, 8, p. 3-12

AMUNDSON R. G., CHADWICK O. A., SOWERS J. M. and DONER H. E., 1988a, Relationship between climate and vegetation and the stable carbon isotope chemistry of soils in the eastern Mojave Desert, Nevada, *Quaternary Research*, 29, p 245-254

AUBRY M.-P., BERGGREN W. A., STOTT L. & SINHA A., 1996, The upper Paleocene-lower Eocene stratigraphic record and the Paleocene-Eocene carbon isotope excursion: implications for geochronology, *In* Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Knox R. W. O'B., Corfield R. M. & Dunay R. E. (Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ. No. 101, p. 353-380

BAKER R. G., FREDLUND G. G., MANDEL R. D. & BETTIS E. A., 2000, Holocene environments of the Central Great Plains: multi-proxy evidence from alluvial sequences southeastern Nebraska, *Quaternary International*, 67, p. 75-88

BAR-MATTHEWS M. & AYALON A., 1997, Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel, *Quatern. Res.*, 47, p. 155-168

BEAUDOIN B., CAVELIER C., HACCARD D., LANTEAUME M. & PERRIN M., 1966, A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses-Alpes) ; la redécouverte du gisement de Cérithes et ses conséquences structurales, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, VIII, p 458-460

BEAUDOIN B. & GIGOT P., 1971, Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne, Basses Alpes (France), *Sedimentology*, 17, 3-4, p 241-256

BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER III C. C. & AUBRY M.-P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, p 129-212, *in* BERGGREN W. A., KENT D. V., AUBRY M.-P. & HARDENBOL J. (Eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation, Society for Sedimentary Geology Spec. *Publ.* n° 54, 386 p.

BERNER R. A., 1991, A model for atmospheric CO_2 over Phanerozoic time, *Am. Journ. of Science*, 294, p. 339-376

BESSEDIK M., 1981, Une mangrove à *Avicennia L.* en Méditerranée occidentale au Miocène inférieur et moyen. Implications paléogéographiques, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série II, t. 293, p469-472

BESSEDIK M., 1982, Analyse pollinique des dépôts lacustres miocènes de Fabrègues (Aups, Var, France) : Intérêt paléoclimatique, *Geobios*, n° 15, fasc. 4, p 589-592

BESSEDIK M., GUINET P. & SUC J.-P., 1984, Données paléofloristiques en Méditerranée Nord-occidentale depuis l'Aquitanien, Revue de Paléobiologie, Vol. spécial, ISSN 0253-6730, p. 25-31

BESSEDIK M. & CABRERA L., 1985, Le couple récif-mangrove à Sant Pau d'Ordal (Vallès-Pénédès, Espagne), témoin du maximum transgressif en Méditerranée nord occidentale (Burdigalien supérieur-Langhien inférieur), *Newsletter Stratigraphy*, 14, 1, p. 20-35

BIGELEISEN J., 1965, Chemistry of Isotopes, *Science*, Vol. 147, N° 3657, p. 463-471

BIRKELAND P. W., 1984, Soils and Geomorphology, New York, Oxford University Press, 372 p.

BLONDEL C., BOCHERENS H. and MARIOTTI A., 1997, Stable carbon and oxygen ratios in ungulate teeth from French Eocene and Oligocene localities, *Bull. Soc. Géol. France*, t. 168, N° 6, p. 775-781

BOCHERENS H., KOCH P. L., MARIOTTI A., GERAADS D. & JAEGER J.-J., 1996, Isotopic biogeochemistry (^{13}C, ^{18}O) of mammal enamel from African Pleistocene hominid sites: implications for the preservation of paleoclimatic signals, *Palaios*, Vol. 11, p. 306-318

BODELLE J., 1971, Les Formations nummulitiques de l'arc de Castellane, Thèse, Université de Nice

BOLLI H. M. & SAUNDERS J. B., 1985, Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, p. 155-262, *in* Plankton Stratigraphy, Volume 1, Bolli H. M., SAUNDERS J. B. and PERCH-NIELSEN K., Cambridge University Press

BOUTTON T. W., 1991, Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environments, *In* Carbon isotope techniques, Coleman C. & Fry B. (Eds.), Academic Press Inc., p. 173-185

BRAND U. & BRENCKLE P., 2001, Chemostratigraphy of the Mid-Carboniferous boundary global stratotype section and point (GSSP), Brid Spring Formation, Arrow Canyon, Nevada, USA, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, p. 321-347

BRINKHUIS, H., 1992a. Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from central and northeast Italy. Ph.D. dissertation, Utrecht University.

BROWN W. V. & SMITH B. N., 1972, Grass Evolution, the Kranz Syndrome, $^{13}C/^{12}C$ Ratios, and Continental Drift, *Nature*, Vol. 239, p. 345-346

CAIRNCROSS B., STANISTREET I. G., McCARTHY T. S., ELLERY W. N. & GROBICKI T. S. A., 1988, Palaeochannels (stone-rolls) in coal seams; modern analogues from fluvial deposits of the Okavango Delta, Botswana, Southern Africa, *Sedimentary Geology*, 57, 1-2, p. 107-118

CALLEC Y., 2001, La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin), Mém. Sc. Terre, Ecole des Mines de Paris, N°43

CERLING, T.E., 1984, The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. Earth and Planetary Science Letters 71, 229-240.

CERLING T. E., 1991, Carbon dioxide in the atmosphere : evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols, *American Journal of Science*, Vol. 291, p 377-400

CERLING T. E., 1992a, Use of carbone isotopes in paleosols as an indicator of the P (CO_2) of the paleo-atmosphere, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 6, No. 3, p. 307-314

CERLING T. E., 1992b, Further comments on using carbon isotopes in paleosols to estimate the CO_2 content of the atmosphere, *Jour. Geol. Soc. London*, 149, p 673-676

CERLING T. E. & HAY R. L., 1986, An isotopic study of paleosols carbonates from Olduvai Gorge, *Quat. Res.*, 25, p 63-78

CERLING T. E. & QUADE J., 1993, Stable Carbon and Oxygen Isotopes in Soil Carbonates, p. 217-231, *in* P. K. SWART, K. C. LOHMANN, J. McKENZIE & S. SAVIN (Eds), 1993, Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union, 374 p.

CERLING T. E., HAY R. L. & O'NEIL J. R., 1977, Isotopic evidence for dramatic climatic changes in East Africa during the Pleistocene, *Nature*, n° 267, p. 137-138

CERLING T. E., BOWMAN J. R. and O'NEIL J. R., 1988, An isotopic study of a fluvial-lacustrine sequence: the Plio-Pleistocene Koobi For a Formation, East Africa, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 63, p 335-356

CERLING T. E., QUADE J., WANG Y. & BOWMAN J. R., 1989, Carbon isotopes in soils and paleosols as ecology and paleoecology indicators, *Nature*, Vol. 341, No. 6238, p 138-139

CERLING T. E., QUADE J., AMBROSE S. H. and SIKES N. E., 1991a, Fossil soils from Fort Ternan, Kenya: grassland or woodland?, *Journ. Hum. Evol.*, n° 21, p 295-306

CERLING T. E., QUADE J., SOLOMON D. K. and BOWMAN J. R., 1991b, On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, p 3403-3405

CERLING T. E., WANG Y. & QUADE J., 1993, Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene, *Nature*, Vol. 361, p 344-345

CERLING T. E., HARRIS J. M., AMBROSE S. H., LEAKEY M. G. & SOLOUNIAS N., 1997a, Dietary and environmental reconstruction with stable isotope analyses of herbivore tooth enamel from the Miocene locality of Fort Ternan, Kenya, *Journ. Hum. Evol.*, Vol. 33, p. 635-650

CERLING T. E., HARRIS J. M., MacFADDEN B. J., LEAKEY M. G., QUADE J., EISENMANN V. & EHLERINGER J. R., 1997b, Global vegetation change through the Miocene and Pliocene, *Nature*, 389, N°6647, p. 153-158

CHAMBERLAIN C. P. and POAGE M. A., 2000, Reconstructing the paloeotopography of mountain belts from the isotopic composition of authigenic minerals, *Geology*, v. 28, n°2, p. 115-118

CHÂTEAUNEUF, J.-J., 1972, Etude Palynologique, Chapitre 9, *In* Ve Congrès du Néogène méditerranéen, Volume III, Contribution à l'étude de l'Aquitanien. La coupe de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône, France), *Bull. du B. R. G. M.*, deuxième série, Section I, n° 4, p. 59-65

CHÂTEAUNEUF, J.-J., NURY, D., 1995. La flore de l'Oligocène de Provence méridionale : Implications stratigraphiques, environnementales et climatiques. Géologie de la France 2, 43-55.

CHEVALIER J.-P., 1961, Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale, Mém. Soc. Géol. Fr., N°93, 562 p.

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. & MICHAUX J., 1987, 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*, t. 305, Série II, p 133-137

CLAUZON G., AGUILAR J.-P. & MICHAUX J., 1989, Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. V, n° 2, p 361-372

COJAN I., 1999, Carbonate-rich palaeosols in the Late Cretaceous-Early Palaeogene series of the Provence Basin (France), *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 27, p. 323-335

COJAN I., MOREAU M.-G. & STOTT L. E., 2000, Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlation, Geology, v. 28, n° 3, p. 259-262

COJAN I., RENARD M. & EMMANUEL L., 2002, Palaeoenvironmental reconstruction of dinosaur nesting sites based in a geochemical approach to eggshells and associated palaeosols (Maastrichtian, Provence Basin, France), *sous presse*

COLLINSON J. D. & LEWIN J. (Eds.), 1993, Modern and Ancient Fluvial Systems, *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6, Blackwell Scientific Publications, Oxford, ,575 p.

COMTE B., 2000, Rythme et modalités de l'évolution chez les rongeurs à la fin de l'Oligocène. Leurs relations avec les changements de l'environnement, *Paleovertebrata*, Vol. 29, fasc. 2-4, p. 83-360

COUËFFÉ R., TESSIER B., GIGOT P. & BEAUDOIN B., 2001, Le temps préservé sous forme de sédiments : résultats semi-quantitatifs obtenus dans la *molasse marine miocène* du bassin de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, Sud-Est de la France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, p. 5-11

COUËFFÉ R. & MARIDET O., Two Upper Burdigalian micromammal localities in the *Marine Molasse* of Digne basin (Alpes of Haute-Provence, SE France). Stratigraphic and tectonic implications, *Eclogae geol. Helv., soumis*

CRAIG H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol. 12, 133-149

CRUMEYROLLE P., RUBINO J.-L. and CLAUZON G., 1991, Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle, *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 12, p 373-390

DANSGAARD W., 1964, Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16, p. 436-468

DAVIES A. H., 1988, Sedimentological and structural evolution of Tertiary Basins of Alpes-de-Haute-Provence, S. W. Alps, Thesis, Cardiff.

DEBRAND-PASSART, S., COURBOULEIX, S. & LIENHARDT, M.-J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire BRGM France, n° 125, Vol. 1 Stratigraphie et paléontologie et n° 126, Vol. 2 Atlas.

de BRUIJN H., DAAMS R., DAXNER-HOCK G., FAHLBUSH V., GINSBURG L., MEIN P. & MORALES J., 1992, Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisensburg 1990, *Newsl. Stratigr.*, Berlin-Stuttgart, 26, (2/3), p. 65-118

DEMARCQ G., 1970, Etude stratigraphique du Miocène rhodanien, *Mém. B. R. G. M.*, Orléans, 61, 357 p.

DEMARCQ, G., 1984, Paléogéographie, *in* Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM Fr. 125, p. 503-507

DEMARCQ, G. & PERRIAUX, J. (coord.) et al. (1984), Néogène. In: Debrand-Passart, S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM Fr. 125, 469-519

DENNEBOUY S., 2001, Mise en évidence et caractérisation de la variabilité haute fréquence du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ du strontium océanique, Thèse Doct. « Dynamique et Ressources des bassins sédimentaires », Ecole des Mines de Paris, *In* Mém. Sc. De la Terre E.N.S.M.P., Paris, 202 p.

DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELYNCK B., (Eds.), 1993, Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps, and explanatory notes, Gauthier-Villars, Paris, 307 p., 14 maps

DUCHAUFOUR P., 1982, Pedology, George Allen & Unwin (Eds.), London, 449 p.

DURAND B. & NICAISE G., 1980, Procedures for kerogen isolation, *In* : Kerogen, Durand B. (Ed.), Technip, Paris, p. 35-52

DURANTHON F. et CAHUZAC B., 1997, Eléments de corrélation entre échelles marines et continentales : les données du bassin d'Aquitaine au Miocène, *in* "Actes du Congrès BiochroM' 97, AGUILAR J.-P., LEGENDRE S. et MICHAUX J. (Eds.), Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier, 21, p 591-608

EHLERINGER J. R., SAGE R. F., FLANAGAN L. B. & PEARCY R. W., 1991, Climate change and the Evolution of C_4 Photosynthesis, *Trends in Ecology and Evolution*, vol. 6, n°3, p. 95-99

EHLERINGER J. R., 1993, Carbon and water relations in desert plants: An isotopic perspective, *In* Stable Isotopes and Plant Carbon/Water relations, Ehleringer J. R., Hall A. E. & FARQUHAR G. D. (Eds.), Academic Press, San Diego, pp. 115-172

EHLERINGER J.R. & MONSON R.K., 1993, Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway variation, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 24, p. 411-439

EHLERINGER J. R., CERLING T. E. & HELLIKER B. R., 1997, C_4 photosynthesis, atmospheric CO_2, and climate, *Oecologia*, 112, p. 285-299

ELLIOTT T., APPS G., DAVIS H., EVANS M., GHIBAUDO G. & GRAHAM R. H., 1985, A structural and sedimentological traverse through the tertiary foreland basin of the external Alps of Southeastern France, *In* Int. Symposium on Foreland basin, ALLEN P., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G. (Eds.), *Intern. Assoc Sedimentol.*, p. 39-73

ENGESSER B. et MÖDDEN C., 1997, A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals *in* "Actes du Congrès BiochroM' 97", AGUILAR J.-P., LEGENDRE S. et MICHAUX J. (Eds.), Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier, 21, p 475-499

EMERY D. & MYERS K., 1996, Sequence stratigraphy, Emerys & Myers (Eds.)

FAURE G., 1986, Principles of isotope geology, John Wiley & Sons Eds., 589 p.

FERGUSSON K. M., LEHMAN T. H. and GREGORY R. T., 1991, C- and O- isotopes of pedogenic nodules from two sections spanning the K-T transition in West Texas, *Geol. Soc. Ame. Abs. Prog.*, 23, p 302

FOLINSBEE R. E., FRITZ P., KROUZE H. R. & ROBBLEE A. R., 1970, Carbon-13 and oxygen-18 in dinosaur, crocodile, and bird eggshells indicate environmental conditions, *Science*, 168, p. 1353-1356

FRANCE-LANORD C. & DERRY L. A., 1994, $\delta^{13}C$ of organic carbon in the Bengal Fan : source evolution and transport of C_3 and C_4 plant carbon to marine sediments, *Geochim.*

FREEMAN K. H. & COLARUSSO L. A., 2001, Molecular and isotopic records of C4 grassland expansion in the late Miocene, *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 65, N°9, p. 1439-1454

FRITZ P. & FONTES J. C., 1980, Handbook of environmental isotope geochemistry, 406 p.

GARZIONE C. N., DETTMAN D. L., QUADE J., DeCELLES P. G. and BUTLER R. F., 2000a, High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola Graden,Nepal, *Geology*, v. 28, no. 4, p. 339-342

GARZIONE C. N., QUADE J., DeCELLES P. G. & ENGLISH N. B., 2000b, Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}O$ vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya, *Earth and Planetary Science Letter*, 183, p. 215-229

GIGOT P., 1973, Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne (Alpes-de-Haute-Provence), *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série D, t. 276, p 1123-1126

GIGOT P., 1974, Présence de couches inframiocènes à microcodium à la marge orientale du bassin tertiaire de Digne-Valensole, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série D, t. 278, p 2087-2090

GIGOT P. & MEIN P., 1973, Découvertes de mammifères aquitaniens dans la molasse burdigalienne du Golfe de Digne, *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série D, t. 276, p 3293-3294

GIGOT P., GRANDJACQUET C. & HACCARD D., 1974a, Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7ème série, t. XVI, n° 2, p 128-139

GIGOT P., HACCARD D. & BEAUDOIN B., 1974b, Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique et Mésozoïque, « unité de Turriers », mise en évidence sous le chevauchement de Digne (Alpes-de-Haute-Provence), *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série D, t. 279, p. 1063-1066

GIGOT P., GUBLER Y. & HACCARD D., 1975, Relation entre sédimentation et tectonique (en compression et en extension): exemples pris dans les bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence, *IXème Cong. Int. Sédim.*, Nice, Thème 4, Tome 1, p. 157-162

GIGOT P., MEIN P. & TRUC G., 1976, La série continentale de Pont d'Aiguines près de Moustiers-Ste-Marie : un equivalent latéral du miocène marin du bassin de Digne (Alpes de Haute Provence), *Géobios*, n° 9, fasc. 6, p 795-799

GIGOT P., THOMEL G., MERCIER H., COLOMB E., DUBAR M., DUROZOY G. et DAMIANI L., 1982, Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille FORCALQUIER (943) – Orléans : Bureau des recherches géologiques et minières, 27 p. Carte géologique par GIGOT P., THOMEL G., MERCIER H. *et al.* (1982).

GOURINARD Y., MAGNE J., RINGEADE M. & WALLEZ M.-J., 1987, Application de la méthode paléontologique de "grade-datation" à l'étage Aquitanien (Miocène inférieur), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, Série II, n° 13, p 729-733

GRACIANSKY, P.-C. de, DUROZOY, G., GIGOT, P., 1982. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille DIGNE (944) – Orléans : Bureau des recherches géologiques et minières.

HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P. & JORDA M., 1989, Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille LA JAVIE (918) – Orléans : Bureau des recherches géologiques et minières, 152 p. Carte géologique par HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P. et JORDA M. *et al.* (1989).

HATTÉ C., FONTUGNE M., ROUSSEAU D.-D., ANTOINE P., ZÖLLER L., TISNÉRAT-LABORDE N. & BENTALEB I., 1998, $\delta^{13}C$ variations of loess organic matter as a record of the vegetation response to climatic changes during the Weichselian, *Geology*, v. 26, no. 7, p. 583-586

HAUG E., 1891, Les chaînes subalpines entre Gap & Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, III, n° 21, p 122-142

HAYES J. M., POPP B. N., TAKIGIKU R. & JOHNSON M. W., 1989, An isotopic study of biochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation, *Geochim. and Cosmochim. Acta*, Vol. 53, p. 2961-2972

HOMEWOOD P., ALLEN P. A. & WILLIAMS G. D., 1986, Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland, *I. A. S., Spec. Publ.*, 8, p. 199-217

HUGUENEY M., 1997, Biochronologie mammalienne dans le Paléogène et le Miocène inférieur du Centre de la France : synthèse réactualisée, In : Aguilar, J.-P., Legendre, S., Michaux, J., (Eds.), Actes du Congrès BiochroM'97. Ecole pratique des hautes études. Mémoires et travaux de l'Institut de Montpellier 21, pp. 417-430

HUGUENEY M. & TRUC G., 1976a, Découvertes récentes de Mammifères et de Molluques dans des formations d'âge oligocène terminal et aquitanien du SE de la France ; comparaison avec les gisements déjà connus dans la même région, *Géobios*, n° 9, fasc. 3, p. 359-362

HUGUENEY M., BERGER J.-P. & WEIDMANN M., 1987, Présence de mammifères oligocènes dans le parastratotype de l'Aquitanien, *Bull. Soc. Fri. Sc. Nat.*, 76,(1/2), p. 129-135

HUGUENEY M. & RINGEADE M., 1990, Synthesis on the "aquitanian" rodent faunas of the aquitanian basin, *in* LINDSAY E. H., FAHLBUSCH V. *et al.*, eds, European Neogene Mammal chronology. Proc. Of a NATO ARW, Schloss Reisenburg, May 1988 (Nato ASI Series A, life Sciences, v. 180) 630 p.

HUGUENEY, Y.M., MEIN, P. & RINGEADE, M., 1992. Nouvelle datation des gisements de mammifères du bassin de Digne (Lambert et Barles ; Sud-Est de la France) ; extension probable de la transgression aquitanienne dans cette région. Paleontologia I Evolucio 24-25, 123-134.

JOACHIMSKI M. M., PANCOST R. D., FREEMAN K. H., OSTERTAG-HENNING C. & BUGGISCH W., 2002, Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, p. 91-109

JOHNSON B. J., FOGEL M. L. & MILLER G. H., 1998, Stable isotopes in modern ostrich eggshell: A calibration for paleoenvironmental applications in semi-arid regions of southern Africa, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 62, N° 14, p. 2451-2461

KÄLIN, D., 1997. The mammal zonation of the upper marine molasse of Switzerland reconsidered. A local biozonation of MN 2-MN 5. In : Aguilar, J.-P., Legendre, S., Michaux, J., (Eds.), Actes du Congrès BiochroM'97. Ecole pratique des hautes études. Mémoires et travaux de l'Institut de Montpellier 21, pp. 515-535.

KEELING R. F., NAJJAR R. G., BENDER M. L. & TANS P. P., 1993, What atmospheric oxygen measurements can tell us about the global carbon cycle, *Global Biochemical Cycles*, 7, p. 37-67

KELLY E. F., YONKER C. and MARINO B., 1993, Stable Carbon Isotope Composition of Paleosols: An Application to Holocene, p. 233-239, *in* P. K. SWART, K. C. LOHMANN, J. McKENZIE & S. SAVIN (Eds), Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union, 374 p., 1993

KEMPF, O., BOLLINGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B., MATTER, A., 1997. New magnetostratigraphic calibration of Early to Middle Miocene mammal biozone of the North Alpine foreland basin. In : Aguilar, J.-P., Legendre, S., Michaux, J., (Eds.). Actes du Congrès BiochroM'97. Ecole pratique des hautes études. Mémoires et travaux de l'Institut de Montpellier 21, pp. 547-561.

KENNET J. P., 1986, Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, *DSDP Leg 90, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 90, Part 2, Sites 587-594, p 1383-1412

KENNET J. P. & STOTT L. D., 1991, Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene, *Nature*, 353, p. 225-229

KIRSCHBAUM M. A. & McCABE P. J., 1992, Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah, *Sedimentology*, 39, 4, p. 581-598

KLAPPA C. F., 1978, Biolithogenesis of Microcodium: elucidation, *Sedimentology*, 25, p. 489-522

KLAPPA C. F., 1980, Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance, *Sedimentology*, 27, p. 613-629

KOCH P. L., FISHER D. C. & DETTMAN D. L., 1989, Oxygen isotopes in the dentition of extinct proboscideans: a mesure of season-of-death and seasonality, *Geology*, 17, 6, p. 515-519

KOCH P. L., HOPPE K. A. & WEBB S. D., 1998, The isotopic ecology of the late Pleistocene mammals in North America, Part 1: Florida, *Chemical Geology*, 152, 1-2, p.119-138

KRAUS M. J., 1997, Lower Eocene alluvial paleosols: Pedogenic development, stratigraphic relationships, and paleosol/landscape associations, *Palaeogeo., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 129, p. 387-406

KRAUS M. J. & ASLAN A., 1999, Palaeosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach, *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, Vol. 27, p. 303-321

LALAÏ, D., 1986. Nouvelles faunes de Rongeurs de la fin du Miocène inférieur en Provence. Implications géologiques et paléogéographiques. Palaeovertebrata Montpellier 16, 2, p 77-126.

LAPPARENT A. F. de, 1938, Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance, Bulletin du Service de la carte géologique de la France, N° 198, Tome XL

LATORRE C., QUADE J. & McINTOSH W., 1997, The expansion of C_4 grasses and global change in the late Miocene: Stable isotope evidence from the Americas, *Earth and Planatary Science Letters*, 146, p. 83-96

LEAKEY M. G., FEIBEL C. S., BERNOR R. L., HARRIS J. M., CERLING T. E., STEWART K. M., STORRS G. W., WALKER A., WERDELIN L. & WINKLER A. J., 1996, Lothagam: a record of faunal change in the Late Miocene of East Africa, *Journal of Vertebrate Paleontology*, 16, 3, p. 556-570

LEE-THORP J. A. & BEAUMONT P. B., 1995, Vegetation and seasonality shifts during the Late Quaternary deduced from 13C/12C ratios of Grazers at Equus Cave, South Africa, *Quaternary Research*, 43, p. 426-432

LÉCOLLE P., 1983, Relation entre les teneurs en ^{18}O et ^{13}C des tests des Gastéropodes terrestres et le climat océanique et alpin, *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 297, p. 863-866

LÉCOLLE P., 1985, The oxygen composition of landsnail shells as a climatic indicator : Applications to hydrology and paleoecology, *Chem. Geology*, 58, p. 157-181

LEGENDRE S. & LÉVÊQUE F., 1997, Etalonnage de l'échelle biochronologique mammalienne du Paléogène d'Europe occidentale : vers une intégration à l'échelle globale, *in* AGUILAR J.-P., LEGENDRE S. & MICHAUX J. (Eds.), Actes du Congrès BiochroM'97, 817 p, Ecole pratique des hautes études, Mémoires et travaux de l'Institut de Montpellier, N° 21, p. 461-473

LEHMAN T. M., April 1990, Paleosols and the Cretaceous/Tertiary transition in the Big Bend region of Texas, *Geology*, v. 18, p. 362-364

LEONE G., BONADONNA F. and ZANCHETTA G., 2000, Stable isotope record in mollusca and pedogenic carbonate from Late Pliocene soils of Central Italy, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163, p. 115-131

LICKORISH W. H. & FORD M., 1998, Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments, *In* Cenozoic Foreland Basins of Western Europe, MASCLE A., PUIGDEFÀBREGAS C., LUTERBACHER H. P. & FERNÀNDEZ M. (Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, p. 189-211

LINGE H., LAURITZEN S.-E., LUNDBERG J. & BERSTAD I. M., 2001, Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, p. 209-224

LOPEZ S., 1999, Chimiostratigraphie isotopique en milieu continental, Etude de la série tertiaire de Beynes-Châteauredon (Alpes-de-Haute-Provence), *Mémoire, Ecole des Mines de Paris, C.G.E.S.-Sédimentologie*, 33 p.

LOPEZ, S., COJAN, I. & RENARD, M., 2000. Corrélations chimiostratigraphiques entre domaine marin et continental : application à une série du Miocène inférieur (Beynes-Châteauredon, Alpes-de-Haute-Provence, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 330, 837-843.

MacFADDEN B. J., WANG Y., CERLING T. E. and ANAYA F., 1994, South American fossil mammals and carbon isotopes: a 25 million-year sequence from the Bolivian Andes, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, p 257-268

MacFADDEN B. J. & CERLING T. E., 1996, Mammalian herbivore communities, ancient feeding ecology, and carbon isotopes: a 10 million-year sequence from the Neogene of Florida, *Journal of Vertebrate Paleontology*, 16, 1, p. 103-115

MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., BLAMART, D., FAIRON-DEMARET, M. PERREAU, M., RENARD, M., RIVELINE, J., ROCHE, M. & KEPPENS E., 2001, L'excursion isotopique du carbone organique (d13Corg) dans les paléoenvironnements continentaux de l'intervalle Paléocène/Eocène de Varangeville (Haute-Normandie), *Bull. Soc. géol. France*, t. 172, n°3, p. 349-358

McCREA J. M. (1950), The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, *Jour. Chem. Phys.*, 18, p. 849-857

MIALL A. D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth Science Review*, v. 22, p. 261-308

MIALL A. D., 1992, Alluvial deposits, *in* Facies Models: response to sea-level change, Walker R. G., James N. P. (Eds.), Geological Association of Canada, St. John's, New-foundland, p. 119-142

MIALL A. D., 1996, The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology, Ed. Springer

MICHOUX D., 1982, Etude palynologique du sondage Astardant-1, BRGM, 9 p., 3 planches

MEIN P., 1989, pp. 477-483 , Milieu continental in DEMARCQ G. et PERRIAUX J. Chapitre Néogène, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM Fr., n° 125

MEIN, P., 1990. Updating of MN zones. In: Lindsay, E. H., Fahlbusch, V., Mein, P., (Eds.), European Neogene Mammal Chronology. NATO ASI Series, A: Life Sciences, Vol. 180, Plenum Press, New York, pp. 73-90.

MILLER K. G., FAIRBANKS R. G. & MOUNTAIN G. S., 1987, Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion, *Paleoceanography*, Vol. 2, No. 1, p. 1-19

MONTENAT C., BARRIER P. & GARNIER L., 2000, La sédimentation miocène au nord des massifs de Ventoux-Lure (chaînes subalpines méridionales), *Géologie de la France*, N°3, p. 3-32

MOOK W. G., 1986, ^{13}C in atmospheric CO_2, *Neth. Journ. Sea Res.*, 20, p. 211-223

MORA C. I. & DRIESE S. G., 1999, Palaeoenvironment, palaeoclimate and stable carbon isotopes of Paleozoic red-bed palaeosols, Appalachian Basin, USA and Canada, *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, Vol. 27, p. 61-84

MORA G. & PRATT L., 2002, Carbon isotopic evidence from paleosols for mixed C_3/C_4 vegetation in the Bogota Basin, Colombia, *Quaternary Science Reviews*, 21, 985-995

MORA C. I., DRIESE S. G. & SEAGER P. G., 1991, Carbone dioxide in the Paleozoic atmosphere: evidence from C isotope compositions of pedogenic carbonate, *Geology*, n°19, p. 1017-1020

MORA C. I., DRIESE S. G. & COLARUSSO L. A., 1996, Middle to Late Paleozoic Atmospheric CO_2 Levels from Soil Carbonate and Organic Matter, *Science*, Vol. 271, p. 1105-1107

MORGAN M. E., KINGSTON J. D. & MARINO B. D., 1994, Carbon isotopic evidence for the emergence of C4 plants in the Neogene from Pakistan and Kenya, *Nature*, Vol. 367, p 162-165

MORRISON R. B., 1978, Quaternary soil stratigraphy: concepts, methods and problems, *In* Quaternary Soils, Mahaney W. C. (Ed.), Geo Abstracts, Norwich, p. 77-108

NAMBUDIRI E. M. V., TIDWELL W. D., SMITH B. N. & NEBBERT N. P., 1978, A C4 plants from the Pliocene, *Nature*, Vol. 276, p 816-817

O'LEARY M. H., 1988, Carbon Isotopes in Photosynthesis, *BioScience*, Vol. 38, No. 5, p. 328-336

OSMOND C. B., WINTER K. & ZIEGLER H., 1982, Functional significance of different pathways of CO2 fixation in photosynthesis, *In*: Encyclopedia of Plant Physiology, New series, Physiological Plant Ecology, II., Vol. 12B, Lange O. L., Nobel P. S., Osmond C. B. & Zeigler H. (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, p. 480-547

PAGANI M., ARTHUR M. A. & FREEMAN K. H., 1999, Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide, *Paleoceanography*, Vol. 14, n° 3, p 273-292

PARIZE O., BESSON D. & RUBINO J.-L., 2001 Architecture et organisation interne des corps sablo-bioclastiques en remplissage de vallées incises dans le bassin miocène d'Avignon-Carpentras, Livret Guide Excursion, Colloque international « Anatomie des Corps carbonatés », mai 2001, 40 p.

PATTERSON W. P., SMITH G. R. & LOHMANN K. C., 1993, Continental paleothermometry and seasonality using the isotopic composition of aragonitic otoliths of freshwater fishes, *In* P. K. SWART, K. C. LOHMANN, J. McKENZIE & S. SAVIN (Eds), 1993, Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union, p. 191-202

PLAZIAT J.-C., FREYTET P., 1978, Le pseudo-microkarst pédologique : un aspect particulier des paléo-pédogenèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, Série D, p. 1661-1664

PLAZIAT J.-C., FREYTET P. & MAREC P., 1987, Sédimentation molassique et paléopédogenèse en Languedoc, Excursion des 16-17-18 sept. 1987, Livret-Guide n° 3, *Publ. Ass. Sédiment. fr.*, 127 p.

POSAMENTIER H. W. & VAIL P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II. Sequence and systems tract models, *in* Sea-Level Changes- An Integrated Approach, SEPM Special Publication N°42, p. 125-154

POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P. & TESSON M., 1992, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, Examples, and Exploration significance, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, V. 76, No. 11, p. 1687-1709

POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P., 1993, Recent Advances in Sequence Stratigraphy: The Lowstand and Transgressive Systems Tracts, , *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, V. 77, No. 9, p. 1655.

POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P., 1993a, Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins, *Geology*, V. 21, p. 455-458

POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P., 1993b, Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors, *Sedim. Geol.*, 86, n°1-2, p. 91-109

POSAMENTIER H. W., JERVEY M. T. & VAIL P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework, *in* Sea-Level Changes- An Integrated Approach, SEPM Special Publication N°42, p. 109-124

QUADE J., CERLING T. E. & BOWMAN J. R., 1989a, Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 101, p 464-475

QUADE J., CERLING T. E. & BOWMAN J. R., 1989b, Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan, *Nature*, 342, p 163-166

QUADE J., CERLING T. E., MORGAN M. M., PILBEAM D. R., BARRY J., CHIVAS A. R., LEE-THORP J. A. and VAN DER MEZWE N. J., 1992, A 16 million year record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan, *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 94, p 183-192

QUADE J., CERLING T. E., ANDREWS P. & ALPAGUT B., 1995, Paleodietary reconstruction of Miocene faunas from Paşalar, Turkey using stable carbon and oxygen isotopes of fossil tooth enamel, *Journal of Human Evolution*, 28, p. 373-384

RABUSSIER-LOINTIER D., 1980, Reconstitution paléoclimatique du Miocène inférieur d'après les isotopes stables de l'oxygène et du carbone des Foraminifères planctoniques, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XXII, n° 5, p. 731-734

RETALLACK G. J., 1990, Soils of the Past. An introduction to paleopedology, Unwin Hyman, Boston, 520 p.

RETALLACK G. J., LEAHY G. D. & SPOON M. D., 1987, Evidence from paleosols for ecosystem changes across the Cretaceous/Tertiary boundary in eastern Montana, *Geology*, v. 15, p. 1090-1093

ROMANEK C. S., GROSSMAN E. L. & MORSE J. W., 1992, Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 1, p. 419-430

ROUX M., 1974, La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au Sud et au Sud Ouest de l'arc de Castellane. Le bassin d'Eoulx-Brenon et ses dépendances (Feuilles de Castellane et de Moustiers-Sainte-Marie), *Bull. B. R. G. M.*, deuxième série, Section I, n° 2, p 83-99

ROZANSKI K., JOHNSEN S. J., SCHOTTERER U. & THOMPSON L. G., 1997, Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives, *Hydrological Sciences Journal*, 42, 5, p. 725-745

ROZANSKI K., ARAGUÁS- ARAGUÁS L. & GONFIANTINI R., 1992, Relation Between Long-Term Trends of Oxygen-18 Isotope Composition of Precipitation and Climate, *Science*, V. 258, p. 981-984

RUBINO J.-L., LESUEUR J.-L., GUY L. & CLAUZON G., 1990, Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du Miocène rhodanien, Livret-Guide ASF, 67 p.

RUBINO J.-L., PARIZE O., JAVAUX C., LAPORTE-GALLA C., DELHAYE-PRAT V., CLAUZON G. & FONTA O., 1997, Modalités de la transgression miocène à la périphérie du bassin de Carpentras. Influence de la tectonique, Résumé ASF, Montpellier, *Publ. ASF*, 2, p. 239-240

SAGE R. F., LI M. & MONSON R. K., 1999, The Taxonomic Distribution of C_4 Photosynthesis, *in* C_4 Plants Biology, R. F. Sage & Monson R. K. Academic Press 1999, p. 551-585

SCHULER M. & SITTLER C., 1976, Données paléoclimatiques à l'aube des temps néogènes en Haute Provence (France), *Géologie méditerranéenne*, Tome III, N° 3, p. 155-160

SÉGALEN L., RENARD M., PICKFORD M., SENUT B., COJAN I., LE CALLONNEC L. & ROGNON P., 2002, Environmental and climatic evolution of the Namib Desert since the Middle Miocene: the contribution of carbon isotope ratios in ratite eggshells, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 334, p. 917-924

SHACKELTON N. J. & KENNETT J. P., 1975, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 29, p. 743-755

SHANLEY K. W. & McCABE P. J., 1994, Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata, *AAPG Bull.*, V. 78, No. 4, p. 544-568

SIEGENTHALER U., 1979, Stable Hydrogen and Oxygen Isotopes in the Water Cycle, p. 264-273, *in* Lectures in Isotope Geology, JAEGER E. & HUNZIKER J. C. eds., 329 p.

SIEGENTHALER U. & OESCHGER H., 1980, Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude, *Nature*, Vol. 285, No. 5763, p. 314-317

SIEGENTHALER U. & SARMIENTO J. L., 1993, Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, 365, N°6442, p. 119-125

SINCLAIR H. D., 1994, The influence of lateral basinal slopes on turbidite sedimentation in the Annot Sandstones of SE France, *Journ. Sedim. Research*, A64, p. 42-54

SINHA A. & STOTT L. D., 1994, New atmospheric pCO2 estimates from paleosols during the late Paleocene/early Eocene global warming interval, *Global Planet. Change*, 9, 3-4, p. 297-307

SITTLER C., 1967, Mise en évidence d'un réchauffement climatique à la limite de l'Oligocène et du Miocène, *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 2, No. 1-4, p. 163-172

SITTLER C., 1984, Essai de zonation palynologique des dépôts paléogènes des bassins tributaires de la vallée du Rhône et du Midi méditerranéen, *Géologie de la France,* n°1-2, p. 85-90

SLATE J. L., SMITH G. A., WANG Y. & CERLING T. E., January 1996, Carbonate-paleosol genesis in the Plio-Pleistocene St. David Formation, Southeastern Arizona, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, No. 1, p. 85-94

SNYDER K. A. & WILLIAMS D. G., 2000, Water source used by riparian trees varies among stream types on the San Pedro River, Arizona, *Agricultural and Forest Meteorology*, 105, 1-3, p. 227-240

SMITH B. N. & EPSTEIN S., 1971, Two categories of 13C/12C ratios for higher plants, *Plant. Physiol.*, 47, p. 380-384

SMITH D. G. & SMITH N. D., 1980, Sedimentation in anastomosed river system: example from alluvial valleys near Banff, Alberta, *Journ. of Sedim. Research*, 50, 1, p. 157-164

SMITH G. A., WANG Y., CERLING T. E. & GEISSMAN J. W., 1993, Comparison of a paleosols-carbonate isotope record to other records of Pliocene-early Pleistocene climate in the western United States, *Geology*, v. 21, p. 691-694

SOLOMON D. K. & CERLING T. E., December 1987, The Annual Carbon Dioxide Cycle in a Montane Soil : Observations, Modeling, and Implications for Weathering, *Water Resources Research*, Vol ; 23, No. 12, p. 2257-2265

STERN L. A., CHAMBERLAIN C. P., REYNOLDS R. C. & JOHNSON G. D., 1997, Oxygen isotope evidence of climate change from pedogenic clay minerals in the Himalayan molasse, *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 61, N°4, p. 731-744

STOTT L. D., SINHA A., THIRY M., AUBRY M.-P. & BERGGREN W. A., 1996, Global $\delta^{13}C$ changes across the Paleocene-Eocene boundary: criteria for terrestrial-marine correlations, *In* Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Knox R. W. O'B., Corfield R. M. & Dunay R. E. (Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ. No. 101, p. 381-399

STRÖMBERG C. A. E., 2002, The origin and spread of grass-dominated ecosystems in the late Tertiary of North America: preliminary results concerning the evolution of hypsodonty, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177, p. 59-75

SUC J. P., FAUQUETTE S., BESSEDIK M., BERTINI A., ZHENG Z., CLAUZON G., SUBALLYOVA D., DINIZ F., QUÉZEL P., FEDDI N., CLET M., BESSAIS E., BACHIRI TAOUFIQ N., MEON H. & COMBOURIEU-NEBOUT N., 1999, Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas, In The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe, AGUSTI J., ROOK L. & ANDREWS P. (Eds.), Hominoid Evolution and Climatic Change in Europe, Vol. 1, Cambridge University Press 1999, p. 379-388

SUNDQUIST E. T., 1985, Geological perspectives on carbon dioxide and the carbon cycle, IN: The carbon cycle and the atmospheric CO2: Natural variations archean to present, Sunquist T. E. & Broecker W. S. (Eds.), *Geophys. Monogr.*, 32, p. 5-59

SWART P. K., BURNS S. J. & LEDER J. J., 1991, Fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon in carbon dioxide during the reaction of calcite with phosphoric acid as a function of temperature and technique, *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 86, p. 89-96

TAUPIN J.-D., GAULTIER G., FAVREAU G., LEDUC C. & MARLIN C., 2002, Variabilité isotopique des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999 : implication climatique, *C. R. Geoscience*, 334, p. 43-50

TESSIER B. & GIGOT P., 1989, A vertical record of different tidal cyclicities: an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France), *Sedimentology*, 36, p 767-776

TESSIER B., MONFORT Y., GIGOT P. & LARSONNEUR C., 1989, Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale, adaptation d'un outil de traitement mathématique. Exemples en baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine miocène du bassin de Digne, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. V, n° 5, p 1029-1041

THACKERAY J. F., VAN DER MERWE N. J., LEE-THORP J. A., SILLEN A., LANHAM J. L., SMITH R., KEYSER A. & MONTEIRO P. M. S., 1990, Changes in carbon isotope ratios in the late Permian recorded in the therapsid tooth apatite, *Nature*, Vol. 347, p. 751-753

THIRY M. & DUPUIS C. (Eds), 1998, The Paleocene/Eocene Boundary in Paris Basin: the Sparnacian Deposits, *Field Trip Guide, E. N. S. M. P. Mém. Sc. De la Terre*, 34, 91 p.

THOMASSON J. R., NELSON M. E. & ZAKREZEWSKI R. J., 1986, A fossil grass (Gramineae: Chloridoideae) from the Miocene with Kranz anatomy, *Science*, v. 233, p. 876-878

THOME M., RUBINO J.-L., CLAUZON G. & LESUEUR J.-L., 1989, Identification des limites de séquences de dépôts en système fluviatile : le cas du Miocène de Châteauredon (SE France), *in* 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Novembre 1989, p.281-282

TIESZEN L.L., REED B.C., BLISS N.B., WYLIE B.K. & DEJONG D.D., 1997, NDVI, C-3 and C-4 production and distributions in Great Plains grassland land cover classes, *Ecological Applications*, 7 (1), p. 59-78

TÖRNQUIST T. E., 1993, Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility, *Journ. Sedim. Petrology*, 63, No. 4, p. 683-693

TRUMBORE S. E., CHADWICK O. A. & AMUNDSON R., 1996, Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change, Science, 272, 5260, p. p. 393-396

UREY H. C., 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances, Jour. Chem. Soc., 1947, p. 562-581

UREY H. C., LOWENSTAM H. A., EPSTEIN S. & McKINNEY C. R., 1951, Measurements of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States, Bull. Geol. Soc. Am., 62, p. 399-416

VAIL P., AUDEMARD F., BOWMAN S., EISENER P. & PERZ-CRUZ C., 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology-an overview. Cycles and Events in Stratigraphy, Einsele et al. (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 617-659

VAN DER MERVE N. J. & MEDINA E., 1989, Photosynthesis and $^{13}C/^{12}C$ ratios in Amazonian rain forests, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 5, p. 1091-1094

VERGNAUD GRAZZINI C. et RABUSSIER-LOINTIER D., 1980, Essai de corrélation stratigraphique par le moyen des isotopes de l'oxygène et du carbone, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XXII, n° 5, p. 719-730

WALKER R. G. & PLINT A. G., 1992, Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems, *in* Facies Models, response to sea level change, Walker R. G. & James N. P., 1992, p. 219-238

WANG Y. and ZHENG S. H., 1989, Paleosol nodules as Pleistocene paleoclimatic indicators, Luochuan, P. R. China, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 76, p 39-44

WANG Y. and CERLING T. E., 1994, A model of fossil tooth and bone diagenesis: Implications for paleodiet reconstruction from stable isotopes, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, p 281-289

WANG Y., CERLING T. E., QUADE J., BOWMAN J. R., SMITH G. A. & LINDSAY E. H., 1993, Stable Isotopes of Paleosols and Fossil Teeth as Paleoecology and Paleoclimate Indicators: An Example from the St. David Formation, Arizona, p 241-248, *in* P. K. SWART, K. C. LOHMANN, J. McKENZIE & S. SAVIN (Eds), Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union, 374 p.

WRIGHT V. P., PLATT N. H. & WIMBLEDON W. A., 1988, Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols, *Sedimentology*, 35, p. 603-620

WRIGHT V. P. & MARRIOTT S. B., 1993, The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage, *Sedim. Geol.*, V. 86, p. 203-210

XIAO J. & AN Z., 1999, Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 154, p. 179-189

YAPP C. J., 1993, Paleoenvironment and the oxygen isotope geochemistry of ironstone of the Upper Ordovician Neda Formation, Wisconsin, USA, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 57, p. 2319-2327

ZACHOS J. C., LOHMANN K. C., WALKER J. C. G. & WISE S. W., 1993, Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective, *Journ. Geol.*, 101, N°2, p. 191-213

ZACHOS J. C., QUINN T. M. & SALAMY K. A., 1996, High-resolution (10^4 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition, *Paleoceanography*, Vol. 11, No. 3, p. 251-266

ZACHOS J. C., FLOWER B. P. & PAUL H., 1997, Orbitally paced climate oscillations across the Oligocene/Miocene boundary, *Nature*, Vol. 388, p. 567-570

ZACHOS J. C., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E. & BILLUPS K., 2001, Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, *Science*, Vol. 292, p. 686-693

- LISTE DES FIGURES -

Figure 1: Carte des bassins d'avant-pays de l'Europe de l'ouest, d'après Allen *et al.*, 1986 et coupe schématique E-W des bassins d'avant-pays des Alpes méridionales (modifié d'après Elliott *et al.*, 1985)....10

Figure 2 : Carte géologique du bassin de Digne-Valensole....11

Figure 3 : Carte géographique de localisation du secteur d'étude....12

Figure 4 : Biostratigraphie et coupe synthétique du secteur de St-Geniez et du secteur d'Esclangon....18

Figure 5 : Tableau synthétique représentant les travaux des différents auteurs sur le gisement de Lambert....19

Figure 6 : Paléogéographie du bassin du Sud-Est de l'Aquitanien au Tortonien inférieur (d'après Demarcq, 1984)....25

Figure 7 : Evolution de la végétation et du climat de l'Aquitanien au Pliocène terminal d'après les enregistrements polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie (Suc et al., 1999)....28

Figure 8 : Réservoirs de carbone et signatures isotopiques associées, d'après Boutton, 1991....33

Figure 9 : Réservoirs d'oxygène à l'échelle globale, flux et temps de renouvellement, d'après Keeling et al. (1993)....33

Figure 10 : Illustration schématique des processus de fractionnement isotopique pour le cycle de l'eau dans l'atmosphère (d'après Siegenthaler, 1979)....35

Figure 11 : A- Illustration de la décroissance de la pCO_2 pour différents taux de respiration du sol en fonction de la profondeur ; B- Composition isotopique du CO_2 du sol pour différents taux de respiration du sol, calculée d'après le modèle de Cerling (1984)....38

Figure 12 : Composition isotopique $\delta^{13}C$ des carbonates pédogéniques à 50 cm de profondeur en fonction de l'altitude et indépendance des valeurs isotopiques selon la nature de la roche-mère (d'après Quade *et al.*, 1989b)....40

Figure 13 : Composition isotopique du CO_2 du sol respiré et de la matière organique, d'après Cerling et Quade, 1993....40

Figure 14 : Carte de répartition générale des écosystèmes en C3 et C4 à travers le monde (d'après Cerling et Quade, 1993)....43

Figure 15 : Distribution linéaire en échelle logarithmique entre le coefficient de fractionnement de la calcite à l'équilibre avec le CO_2 et la variation de la température (d'après Cerling, 1999)....46

Figure 16 : Variations de la composition isotopique et de la pCO_2 en fonction de différents degrés de porosité (d'après Cerling *et al.*, 1991)....46

Figure 17 : Expansion des plantes en C4 entre 8 et 7 Ma indiquée d'après les paléosols et les dents fossiles enregistrée sur quatre continents (Latorre et al., 1997)....48

Figure 18 : Estimation de la pCO_2 atmosphérique au cours des temps géologiques entre 8 et 26 Ma (Pagani et al., 1999)....51

Figure 19 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ des paléosols carbonatés et magnétostratigraphie de la limite Paléocène-Eocène d'après Cojan *et al.* (2000)....53

Figure 20 : Profil pédogénique illustrant l'horizon d'accumulation des carbonates en profondeur et concentration de CO_2 associée....63

Figure 21 : Courbe isotopique composite choisie pour cette étude, recalée en âge par rapport à l'échelle chronostratigraphique de Berggren et al. (1995)....71

Figure 22 : Biostratigraphie des coupes étudiées et comparaison au secteur d'Esclangon....74

Figure 23 : Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Revest avec la courbe marine de référence....76

Figure 24 : Interprétation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Revest déformé selon l'axe des ordonnées, et corrélations à la courbe marine....77

Figure 25 : Couplage entre les valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ pour la coupe du Revest....78

Figure 26 : Corrélation du signal $\delta^{13}C$ de la coupe de Sigonce avec la courbe marine....81

Figure 27 : Couplage entre les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Sigonce....82

Figure 28 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Beynes et de la coupe de Châteauredon et corrélations à la courbe isotopique marine....87

Figure 29 : Diagramme de répartition des kystes de Dinoflagellés de la coupe composite de Beynes-Châteauredon....89

Figure 30 : Rapport isotopique du strontium réalisés sur des coquilles d'huîtres de la coupe de Châteauredon et de la coupe des Courtiers et estimation des fenêtres d'âges (Ma)....92

Figure 31 : Diagramme de répartition des spores et grains de pollens de la coupe composite de Beynes-Châteauredon....94

Figure 32 : Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ pour la coupe de Beynes-Châteauredon....96

Figure 33 : Découpage en intervalles de temps à haute résolution obtenu pour la coupe de Beynes-Châteauredon et corrélations aux signaux isotopiques marins....98

Figure 34 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ complet de la coupe de Sigonce et corrélations à la courbe marine99

Figure 35 :Couplage $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ pour la coupe de Sigonce....100

Figure 36 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la Molasse Rouge du Ravin du Rousset et proposition de corrélations avec la courbe isotopique marine....104

Figure 37 : Couplage entre les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de la Molasse Rouge du Ravin du Rousset....105

Figure 38: Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ du Ravin de Maurel avec la courbe marine....108

Figure 39 : Couplage entre les valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe du Ravin de Maurel....109

Figure 40 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Saule Mort et corrélation au signal marin de référence....112

Figure 41 : Signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Majastres-village corrélé au signal isotopique de la courbe marine. L'échelle verticale du signal continental correspond à celle de la coupe du Saule Mort....114

Figure 42 : Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe du Ravin des Cougnets avec le signal isotopique de la courbe marine....116

Figure 43 : Couplage des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Beynes-Châteauredon, de Majastres-Saule Mort et de Pont d'Aiguines....118

Figure 44 : Couplage des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe de Majastres-village....119

Figure 45 : Couplage des valeurs isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ de la coupe du Ravin des Cougnets....120

Figure 46 : Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ de la coupe de Pont d'Aiguines avec la courbe isotopique marine....123

Figure 47 : Synthèse des corrélations des signaux isotopiques $\delta^{13}C$ des coupes du secteur Ouest et du secteur Nord....125

Figure 48 : Synthèse des corrélations des signaux isotopiques $\delta^{13}C$ des coupes du secteur Sud....126

Figure 49 : Tableau synthétique présentant les biozones de micromammifères du bassin molassique suisse en relation avec l'échelle magnétostratigraphique, les âges chimiostratigraphiques estimés et la comparaison aux données du bassin d'Aquitaine....129

Figure 50 : Décalage isotopique $\delta^{13}C$ pour chaque intervalle défini entre la coupe de Beynes-Châteauredon et de Majastres-Saule Mort....131

Figure 51 : Proposition de reconstitution paléogéographique du secteur d'étude du Rupélien au Burdigalien supérieur. 134
Figure 52 : Illustration du modèle séquentiel en domaine continental d'après Wright et Marriott (1993) 137
Figure 53 : Figure illustrant le modèle séquentiel en domaine continental de Shanley et McCabe (1994) 137
Figure 54 : Carte de localisation des différentes coupes étudiées pour le découpage séquentiel de la série de Châteauredon 139
Figure 55 : Découpage séquentiel de la série de Châteauredon et comparaison des âges obtenus par le chimiostratigraphie des isotopes stables et les âges donnés par la charte eustatique 142
Figure 56 : Diagramme représentant les taux de sédimentation sur l'ensemble du secteur d'étude en intégrant les données disponibles dans la littérature 146
Figure 57 : Bloc diagramme représentant les différentes coupes (en épaisseur non décompactée, en fonction des intervalles temporels) replacées dans leur cadre géographique 147

- Planches Photos -

Planche 1 : Nodules pédogéniques calcaires

1- Nodule pédogénique carbonaté (isolé)

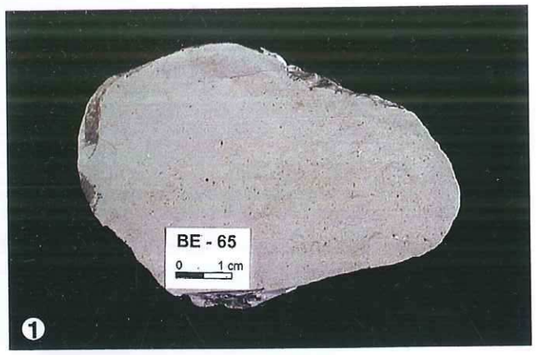
2- Horizon de nodules pédogéniques isolés au sein des limons rouges de plaine d'inondation (sol simple) constituant la roche-mère - Beynes – Châteauredon

3- Alternance des horizons de paléosols carbonatés dans les limons de plaine d'inondation offrant différentes couleurs d'oxydation – Barrême

4- Nodules carbonatés isolés et couleurs de marmorisations des limons

5- Horizons de pédogenèse carbonatée sous un banc de calcaire lacustre.

Planche 1





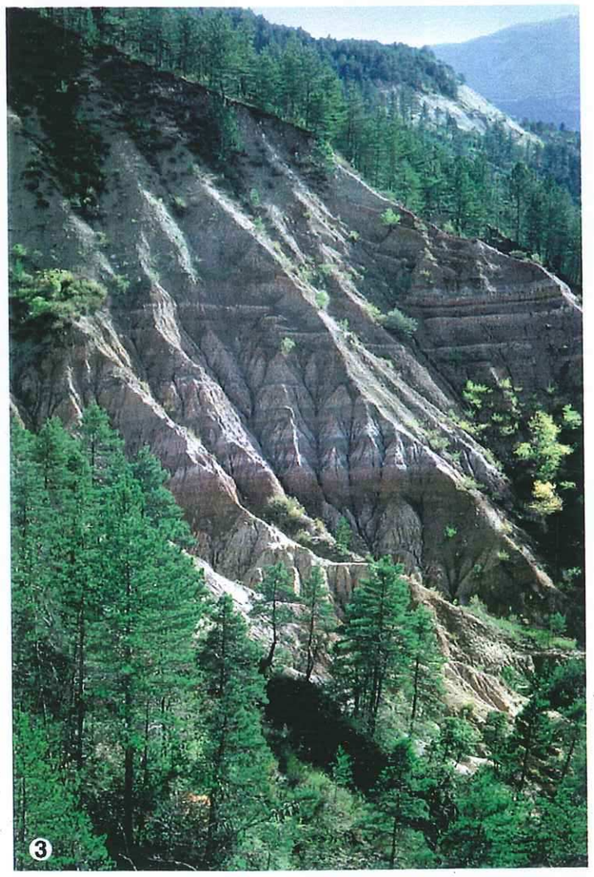






Planche 2 : Environnement lacustre

1- Marnes grisâtres représentant l'environnement lacustre détritique en période de haut niveau de la nappe phréatique (Le Saule Mort)

2- Rhizolithes ou « poupées » calcaires

3- Détail d'un rhizolithe calcaire

4- Détail de la partie supérieure d'un calcrète de plusieurs mètres d'épaisseur montrant les structures verticales - Le Saule Mort

5- Calcrète précédent et structure prismatique de l'ensemble - Le Saule Mort

Planche 2









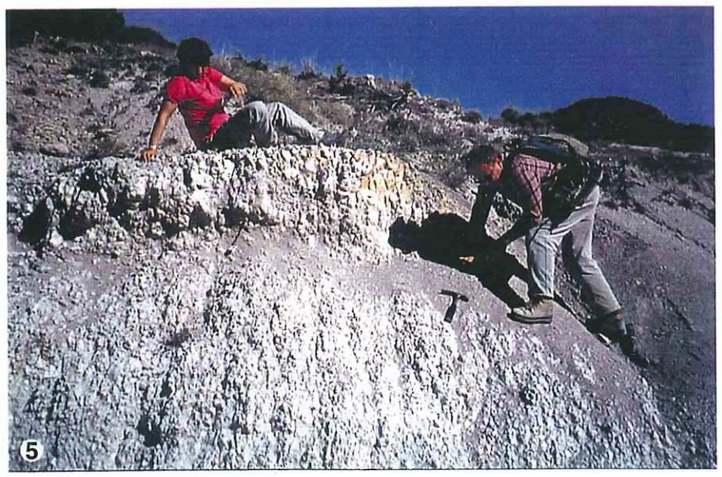


Planche 3 : Pont d'Aiguines

1- Bancs de calcaires lacustres cariés par les colonies de Microcodium (cote 140-150 m), a flèche indique la surface d'altération

2- Détail des colonies de Microcodium encroûtant la roche carbonatée

3- Réseau vertical de conduits ferrugineux traversant le profil d'altération

4- Nodules phréatiques (?) trouvés au sommet des bancs lacustres.

Planche 3









Planche 4 : Environnement fluviatile

1- Cône de piémont constitué de séquences conglomératiques granodécroissantes et stratodécroissantes - base de la coupe du Pont d'Aiguines

2- Détail d'une des séquences conglomératiques

3- Chenal gréseux montrant l'amalgame des dépôts de levées - Châteauredon

4- Alternance de limons de plaine d'inondation et de dépôts de levées planes et très étendues - Ravin du Rousset

5- Les Courtiers :

A- Position de la troisième barre marine en équivalence latérale de celle de Châteauredon,

B- Intervalle comportant des chenaux isolés,

C- Partie sommitale où les chenaux s'amalgament.

Planche 4











Planche 5 : Environnement marin

1- Barre marine présentant des stratifications obliques organisées en fuseaux (Châteauredon)

2- Conglomérat érosif au sommet de la 3e barre marine de Châteauredon

3- Rides de vagues dans des faciès gréseux de la 2nd barre marine de Châteauredon

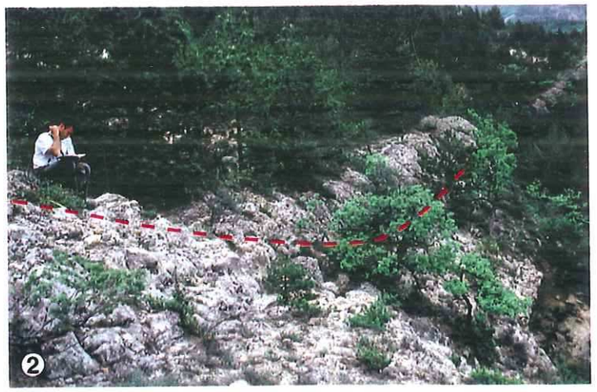
4- Doublets silto-argileux représentant des tidalites (sous la 2e barre marine de Châteauredon)

5- Faciès à bioturbations de la barre marine sommitale sur laquelle est construit le village de Châteauredon

6- Placage d'huitres *Ostrea crassissima* sous les chenaux amalgamés de la coupe des Courtiers.

Planche 5











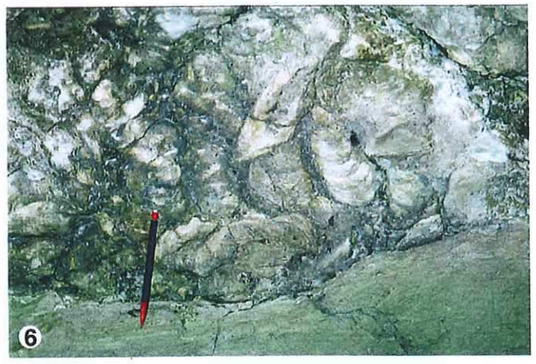


Planche 6 : Kystes de dinoflagellés

1 : *Selenopemphix nephroides*

2 : *Lingulodinium macherophorum*

3 : *Hetraulacacysta campanula*

4 : *Cribroperidinium giuseppei*

5 : *Heterolacacysta cf. porosa*

6 : *Cordosphaeridium cantharellum*

7 : *Hystrichokolpoma rigaudiae*

8 : *Tuberculodinium vancampoe*

9 : *Gerdiocysta acidulata*

10 : *Achomosphaera sagene*

11 : *Tuberculodinium sp.*

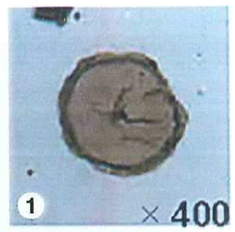
12 : *Achomosphaera ramulifera*

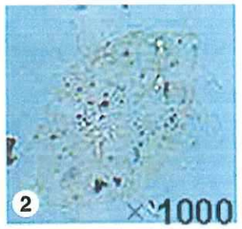
13 : *Maduradinium sp.*

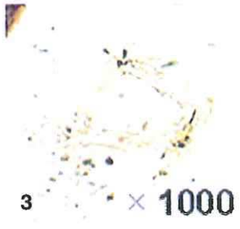
14 *: Melitasphaeridium choanophorum*

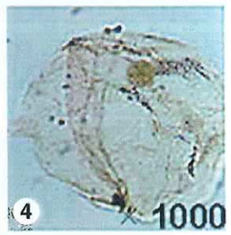
15 : *Achomospharea ramulifera*

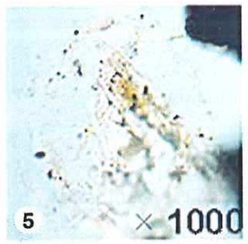
Planche 6

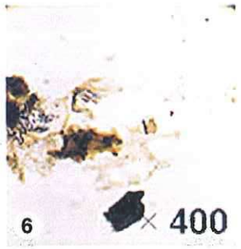


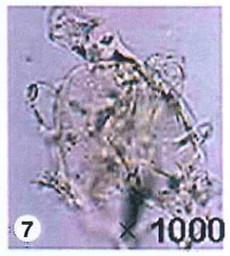


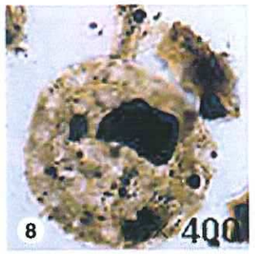


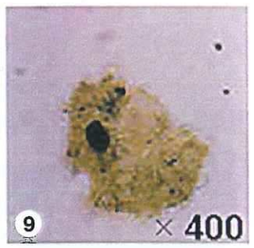


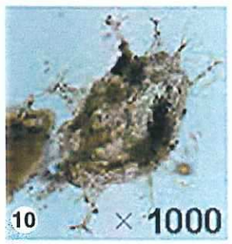


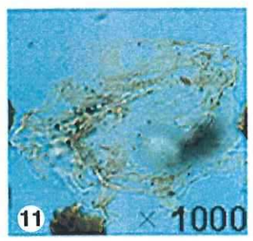


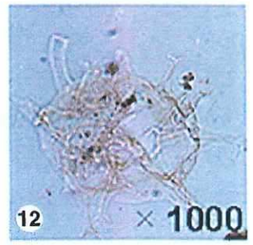




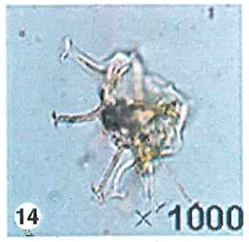












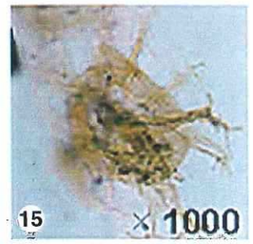


Planche 7 : Spores et grains de pollens

1 : Hamamalidaceae

2 : Asteracea type Anthemis

3 : Nyssa

4 : Chenopodiaceae

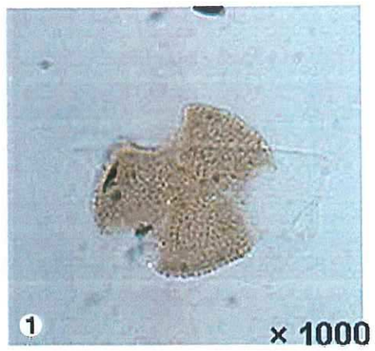
5 :Armeria maritima

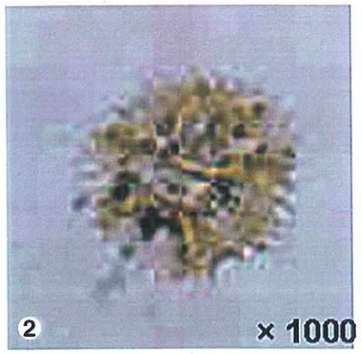
6 : Cupressaceae

7 : Ulmus

8 : Ephedra

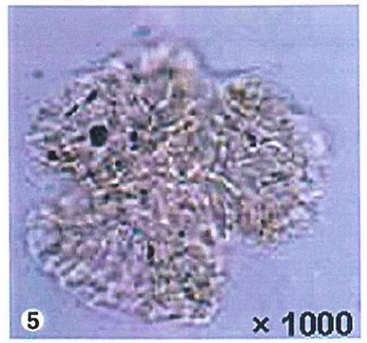
Planche 7

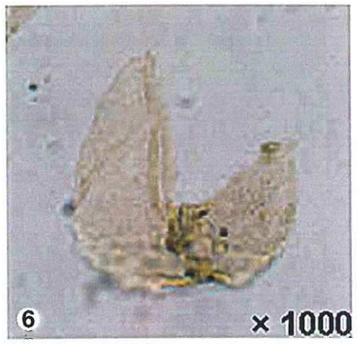




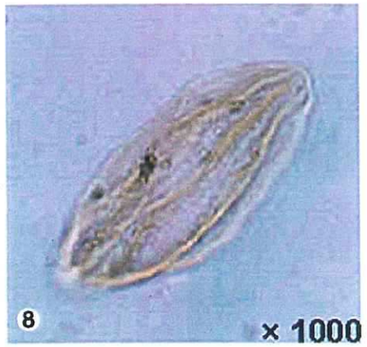












ANNEXES

Echelles de référence mammalogique

Annexe 1 : Echelle mammalogique de Mein

Annexe 2 : Echelle biochronologique des zones MN

Annexe 3 : Echelle des zones mammalogiques MP

Annexe 4 : Echelle des âges numériques pour les biozones MP

Coupes lithologiques

Annexe 5 : légendes utilisées pour la description des coupes

Annexe 6 : Beynes

Annexe 7 : Châteauredon

Annexe 8 : Majastres-Saule Mort

Annexe 9 : Majastres-village

Annexe 10 : Majastres-Ravin des Cougnets

Annexe 11 : Pont d'Aiguines

Annexe 12 : Le Revest

Annexe 13 : Sigonce

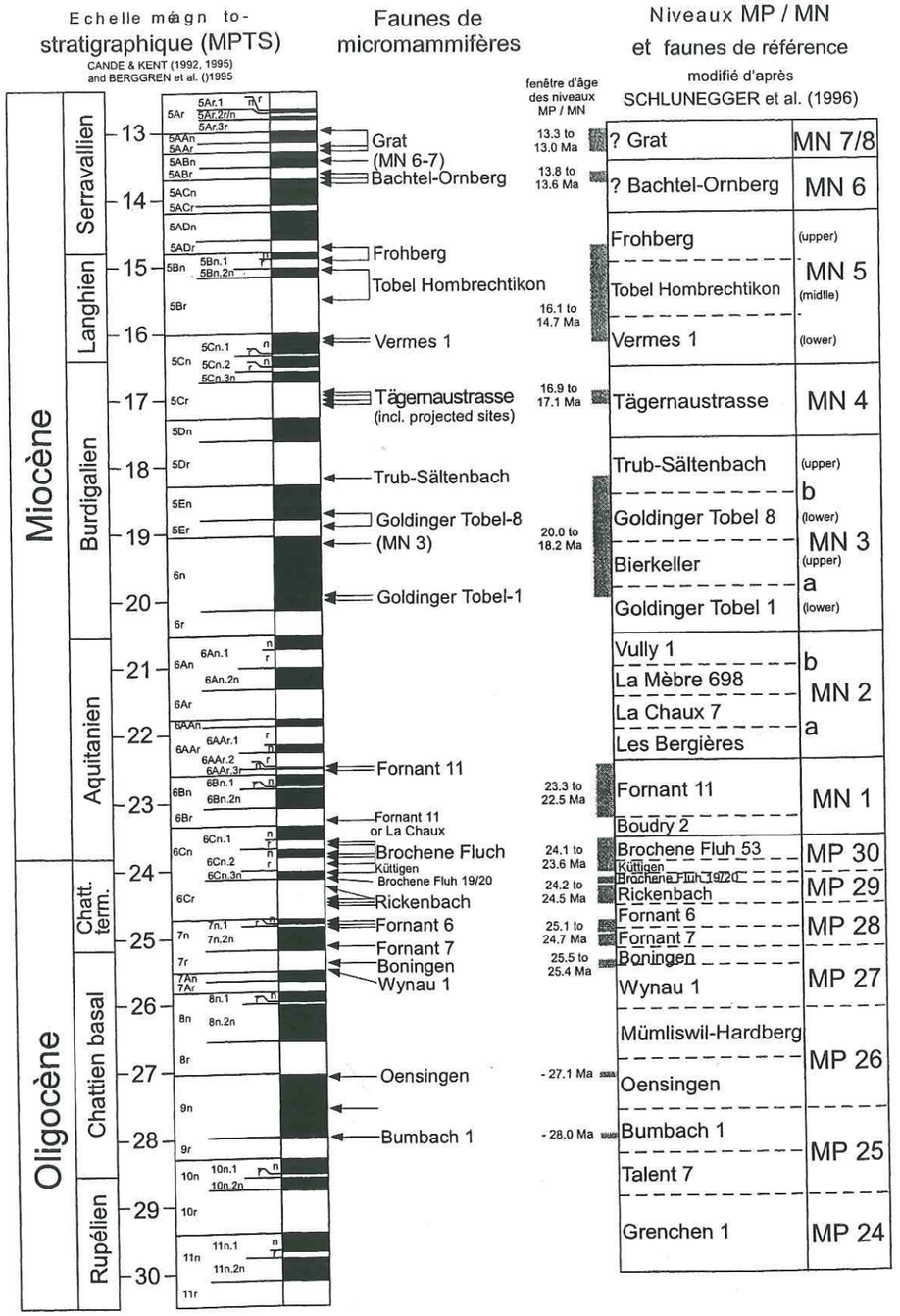
Annexe 14 : Ravin de Maurel

Annexe 15 : Esclangon, Ravin du Rousset

Annexe 16 : Tanaron

	MN	W. Europe	C. Europe	E. Europe	S.E. Europe	W. Asia	N. Africa	Common Taxa: W+C Europe	Common Taxa: Other	First Appearance: W+C Europe	First Appearance: Other	Last Occurrence: W+C Europe	Last Occurrence: Other
ASTARICIAN	8	San Quirze La Grive L3 Excobosa St. Gaudens Solera La Cisterniqa	Kleinsenbach Vermes 2 Giggenhausen San Stephan ANWIL	Przeworno II		Yeni Eskihisar Bayraktepe 3 Sofca	Pataniak 6 Testour	Pliopithecus Galerix Lanthanotherium Plesiodimylus Prolagus Lagopsis Cricetodon Megacricetodon Democricetodon Ischyrictis	Kenyalagomys Alloptox Metasayimys Africanomys Megapedetes Protallactaga	Dryopithecus Desmanella Crusafontina Muscardinus Hispanomys Korynochoerus Protagocerus Tetralophodon Deinotherium	Cricetulodon	Plesiosorex Cricetodon Deperetomys Neocometes Palaeomeryx Prodeinotherium	Megapedetes Zramys Platybelodon
	7	Palencia La Grive M Cerro del Otero La Grenatière Torili Simorre	Cret-du-Lode STEINHEIM Ohningen	Oppole Korethi Mikulov	Plackia	Saricay	Beni Mellal	Leptoplesictis Pseudodaelurus Sansanosmilus Anchitherium Brachypotherium Prosantorhinus Lartelotherium Phylotillon Chalicotherium	Paradiceros	Forsythia Protictitherium Euprox	Dakkamys Byzantinia Pliospalax	Hyaenailouros Hemicyon Dinocyon Plitocyon Plesiaceratherium Mesaceratherium	Hispanotherium
	6	Paracuellos 3,5 Manchones Arroyo del Val Liet SANSAN	Georgensmund Hasnos Sandeizhaussen Szentendrei Klein Hadersdorf Steinberg Goldberg Schonenberg Gorlach Neudorf Sandberg Neudorf Sp	Bielometschev	Prebeza	Candir Pasalar	Al Jadidah	Hyotherium Canohyus Albanohyus Dorcatherium Lagomeryx Micromeryx Dicrocerus Palaeomeryx Eotragus Prodeinotherium Zygolophodon Gomphotherium	Kubanochoerus Kubanotragus Injanatherium Platybelodon Choerolophodon	Silvapithecus Crouzellia Eurolagus Miohyaena Percrocuta Dromaceratherium Aceratherium Listriodon Caprotragoides	Desmanodon Schizogalerix Alloptox Gobicyon Tungurictis Percrocuta Bellajevina Listriodon Caprotragoides Hypsodontus	Ptychoprolagus Glirudinus Taxodon Pseudocyon Cainotherium Taucanamo Archaeobelodon	Turkomys Caucassotherium
ORLEANIAN	5	Ota Pombeira Pontigne Chalas Savigne Munebrega Torralba Thenay PONT LEVOY Ota Pedreizas Beaugency Tarazona Tavers Vieux Collonges	Leoben Puttenhausen Massendorf Langenmoosen Oggenhof Franzenbad Vermes 1 Eibiswald Strakonice	Ksylbulax	Sibnica Kornotini Luzovick Mala Miliva Banja Luka	Chios Hoskoy Murelte Gemerek	Yeroham Roter Al Sarrar Al Dabtiyeh	Prolagus Lagopsis Spermophilinus Pseudoaelurus Herpestides Semigenetta Amphicyon Ursavus		Pliopithecus Eomuscardinus Keramidomys Anchitherlomys Cricetodon Chalicotherium Chilotherium Gaindatherium Conohyus Sanitherium Dicroceros Heteroprox	Turkomys	Amphiperatherium Ligerimys Palaeosciurus Anchitherlomys Palaeogale Gaindatherium Hispanotherium Bunolistriodon Aureliachoerus Sanitherium	
	4	Montreal Ota Farinheira Baigneaux Moratines Aerotrain Corcoles Foissin LA ROMIEU Bunoi Valtores Artenay Ota Narigao	Forsthart Rembach Erkestshofen Orechov Rausherod Dolnice Petersbuch	Bishtube Kintytshe	Aliveri	Horiak 1 Kesekov	Gebel Zeiten Jabal Midra	Anchitherium Phylotillon Cainotherium Lagomeryx Palaeomeryx Albanohyus Prodeinotherium Gomphitherium Zygolophodon Archaeobelodon		Ptychoprolagus Democricetodon Megacricetodon Anomalomys Neocometes Hyaenalliouros Ischyrictes Plesiaceratherium Prosantorhinus Lartetotherium PROBOSCIDEA Brunolistriodon Eotragus Micromeryx Dorcatherium Stephanocemos	Albertona Antemus Shamalina Arabosminthus Cricetodon Bunolistriodon Canthumeryx Dorcatherium	Melissiodon Pseudotheridomys Cynelos Proteceratherium Diaceratherium Brachyodus Procervulus Amphitragulus	
	3	Moratilla Neuville Chilleurs Moli Calopa Serre de Verges Agreda Costablanca Valhondo Estrepouy Horta du Tripas Chitenay Univ. Cato. Lisboa Les Beillaux	Tuchorice Schnaitheim WINTERSHOFWEST Weissbenburg 5 Chomatov Echzell Bissingen Eggenburg Malgen			Harami 3	Wadi Moghara		Mirabelis Eumyarion Deperetomys	Ligerimys Ursavus Pseudarctos Anchitherium Amphimoschus Xenohyus Brachyodus Lagomeryx Acteocemas Stephanocemas Procervelus	Spanocricetodon	Amphilagus Eucricetodon Pseudocricetodon Plesispermophilus Ameniscomys Paratapirus Xenohyus Andegameryx Oriomeryx	
AGENIAN	2b	Loranca Bouzigues Navarrets LAUGNAC Selles-sur-Cher Balizac	Vully 1 Haslach Hessler Schaffhausen			Harami 1		Amphiperatherium Plezodus Amphilagus Titanomys Eucricetodon Pseudocricetodon Melissiodon Steneofiber Cynelos Amphycion Haplocyon Cephalogale Ysengrinia Plesticis Amphictis Palaeogale	Palaeoscaptor Agyspelagus Tachyoryctoides Argyromys Eumysodon Protalactaga	Lagopsis Prolagus Broiliana Plesiogale Paratapirus Xenohyus Aureliachoerus Marcuinomys Rittenetia Armantomys Pseudodryomys Herpestides Potamotherium Phylotillon Oriomeryx	Mirabella Deperetomys Eumyarion	Titanomys Piezodus Herpestides Proailurus Pleuroceros Dremotherium Rhodanomys Proailurus Protapirus Palaeochoerus	
	2a	Cocumont Valquemado Marcoin Lambert Chavroches Cestina MONTAIGU Aillas Gans	La Chaux		Arpyse			Diaceratherium Protaceratherium	Paraceratherium Aprotodon				
	1	Moissac Saulcet Moncalvillo PAULHAIC	Weisenau Rottenburg 3,5,8 Weissenburg 6 Fornant 11 Tomerdingen Wischberg Pyrimont-Challomys Baudry 2					Hyotherium Calnotherium Dremotherium Amphitragulus	Miomeryx Lophiomeryx Prodremotherium	Dimylechinus Titanomys Apeomys Amphicyon Cynelos Palaeogale Proailurus Hyotherium		Eotapirus Bedenomeryx Elomeryx	

Annexe 2 – Charte d'étalonnage magnétostratigraphique des biozones mammalogiques du bassin d'avant-pays alpin pour la période Miocène inférieur à moyen (d'après Kempf et al., 1997)



Annexe 3 – Description des biozones MP pour la molasse suisse, modifée d'après Engesser et Modder, 1997.

FAUNES DE REFERENCE POUR LES ZONES D'ASSEMBLAGE	ZONES MN & MP	CHRONS GPTS (*)	AGE EN Ma	FAUNES (certaines) DE MEME AGE DANS LA MOLASSE	TAXONS CARACTERISTIQUES
BOUDRY 2	MN 1			Les Pierrettes, Choulex, Waldenburg-Humbel, Messen, Unter Staudach	*Rhodanomys transiens*
Base de 6Cn.2n		23,8	LIMITE NEOGENE / PALEOGENE		
BROCHENE FLUH 53	MP 30	6Cn.2r	~23,9	Findreuse 8, 11, 14 (-), Möringen,Krummenau/Thur, Auboranges,Le Gérignoz (-)	*Plesiosminthus winistoerferi*
KÜTTINGEN	MP 30	6Cn.3n	~24,1	Appenzell-Kaubach 3, Talent 19c, Wintersberg/Trempel, Avanchet, Bannwil	*Eucricetodon collatus, Rhodano. hugueneyae, Plesiosminthus schaubi*
BROCHENE FLUH 19/20	MP 29		~24,1	Montsevelier (+), Basel St. Jakob (+)	*Rhodano. hugueneyae, Pseuditheridomys aff. rolfoi*
RICKENBACH	MP 29	6Cr	~24,4	La Cornalle (+), Perrée (+), En Vaux, Mine de Rochette, Findreuse 16, 18, 25	*Issiodo. pseudanoema, Eomys huerzeleri, Eucricetod. praecursor*
FORNANT 6	MP 28	7n.2n	~24,8	Boudry-la-Fabrique, Gösgen-Kanal (+), Nant d'Avril (+), Chavanne, Ebnat-Kappel (+)	*Archaeo. intermedius, Issiodor. limognensis, Eomys major*
FORNANT 7	MP 28	7n.2n	~25,1	Ruisseau du Bey (+)	*Archaeomys quercyi*
BONINGEN	MP 27	7r	~25,3	Losenegg 2, La Vaudèze, Talent 4	Archaeomys robustus, ssiodoromys quercyi
WYNAU 1	MP 27	7r	~25,4	Bavois grès sup., Wolfwil (-), Mümliswil-Nasihöfli (-), Bellières, Wynau 2 (-)	*Archaeomys ehrensteini*
MÜMLISWIL-HARDBERG	MP 26			Cuennet	*Archaeomys stehlini, Eucricetodon huberi*
OENSINGEN	MP 26	9n	~26,9	Talent 1, 8, 11, 16, Schwendibach	*Protechimys blainvillei*
BUMBACH 1	MP 25	9n	~27,8		*Paracricetodon aff. spectabilis, Heterocricetod. hausi*
TALENT 7	MP 25			Réchauvent-Cristallin, Talent 13, Talent 2 (+)	*Protechimys aff. blainvillei*
GRENCHEN 1	MP 24				*Issiodoromys minor*
LOVAGNY	MP 23			Ruisseau des Comballes (-), La Combe	*Blainvillimys aff. gregarius*
BALM	MP 22			Basel-St. Margarethen (+), Dornachbrugg (-)	*Blainvillimys langae, Issiodoro. balmensis, Toeniodus ernii*

Annexe 4 –Liste des niveaux repères, âges numériques mammaliens calculés d'après les lignes évolutives et étalonnage selon les données chronostratigraphiques de Berggren *et al.*, 1995 (d'après Legendre et Mödder, 1997)

	Epoque		Etage	MP	Niveau-repère	Bioâge
-23,8						
	OLIGOCENE	supérieur	CHATTIEN	30	Coderet	-24,0
				29	Rickenbach	-25,0
				28	Pech du Fraysse	-26,0
				27	Boningen	-27,0
				26	Mas de Pauffié	-28,0
				25	Le Garouillas	-29,0
		inf.	RUPELIEN	24	Heimersheim	-30,0
				23	Itardies	-31,0
				22	Villebramar	-32,0
-33,7				21	Soumailles	-33,0
	EOCENE	supérieur	RIABONIEN	20	St-Capraise-d'Eymet	-34,0
				19	Escamps	-35,0
				18	La Débruge	-36,0
				17b	Perrière	-37,0
				17a	Fons 4	-38,0
		moyen	BARTONIEN	16	Robiac	-39,0
				15	La Livinière 2	-40,5
				14	Egerkingen α+ β	-42,0
			LUTETIEN	13	Geiseltal-obere Mittelkohle	-44,0
				12	Geiseltal-untere Mittelkohle	-46,0
				11	Geiseltal-Unterkohle	-48,0
		inf.	YPRESIEN	10	Grauves	-50,0
				8-9	Avenay	-52,à
				7	Dormaal	-54,0
-55,0	PAL.		THANETIEN	6	Cernay	-58,0
			MONTIEN	1-5	Hainin	-62,0
-65,0						

Annexe 5 – Légendes et symboles

Légende

- glaebules pédogéniques isolés
- glaebules pédogéniques tubulaires
- trace de racine
- concrétions ferrugineuses
- concrétions phréatiques
- développement d'un pseudo-microkarst
- site fossilifère
- colonie de Microcodium
- coquille de bivalve
- coquille d'échinoderme
- coquille de pecten
- coquille d'huître
- coquille de gastéropode
- pisolite algaire ou oncolite
- terriers de bioturbations
- imbrication de galets bidirectionnelle
- litage oblique (type flaser)
- litage oblique entrecroisé (HCS)

Code des couleurs

- verdâtre
- ocre
- orange
- rose
- rouge
- lie-de-vin
- gris

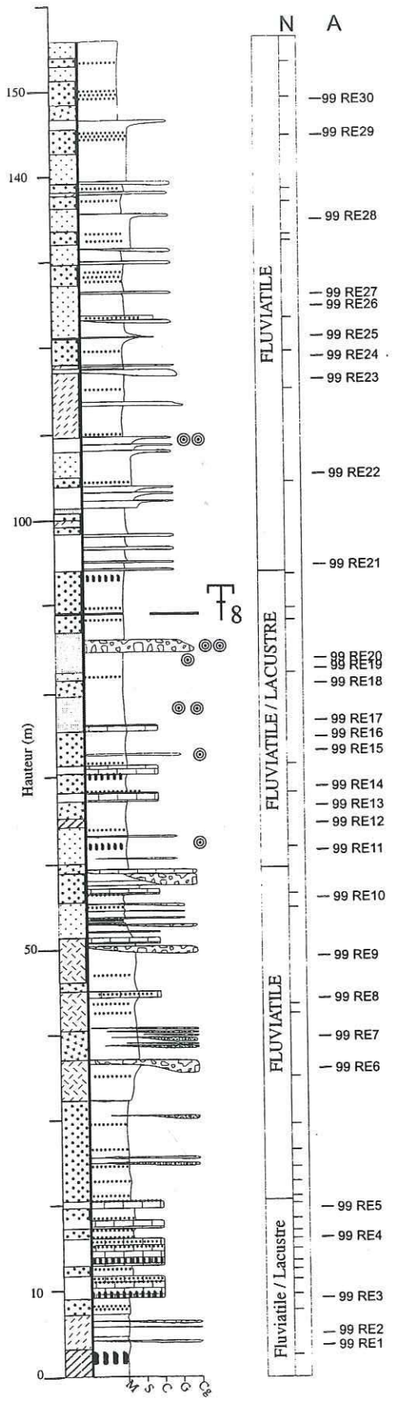
Lithologie :

M Marnes
S Sables
C Calcaires
G Grès
Cg Conglomérats

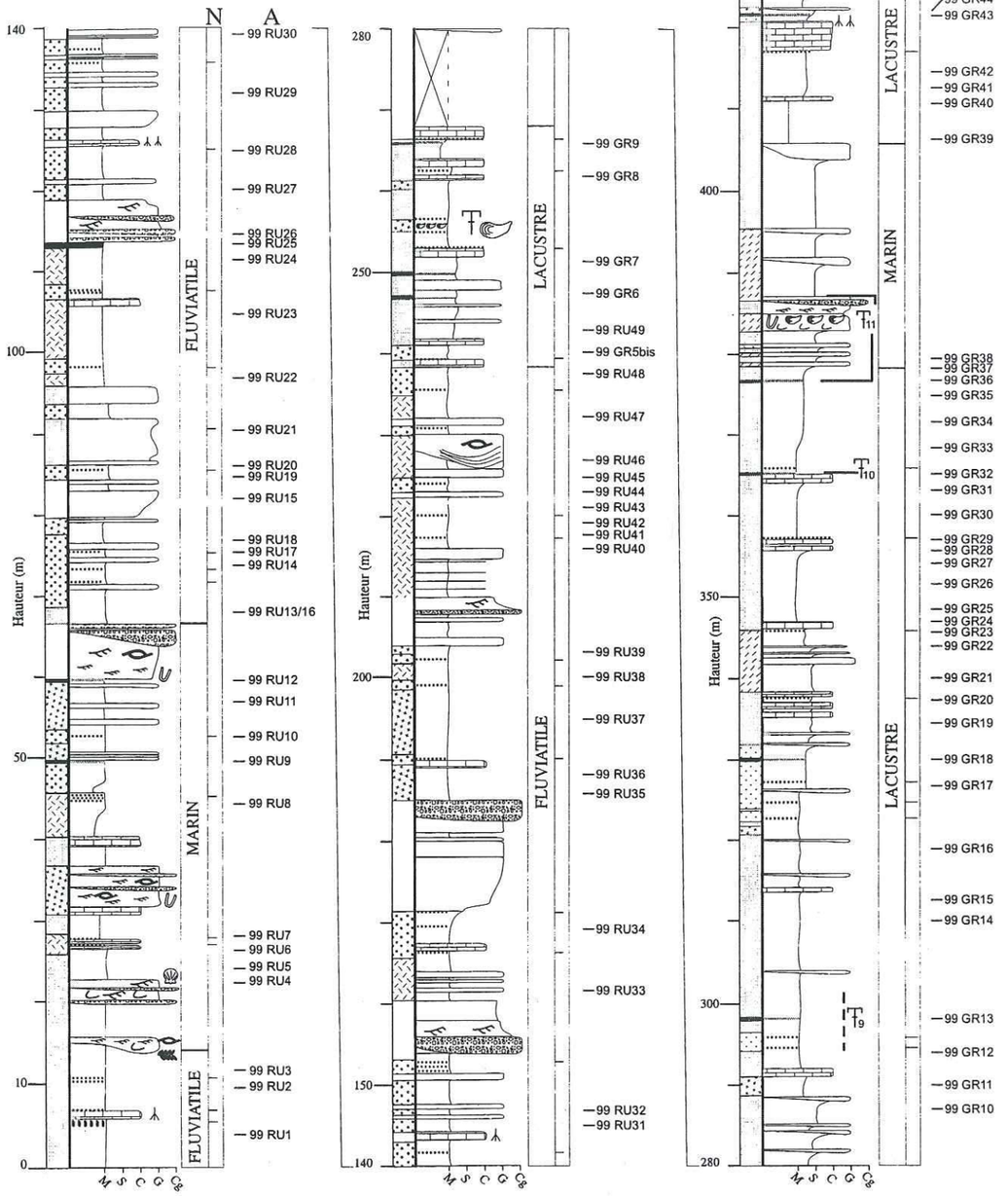
Echantillons :

N Nodules carbonatés
A Argiles

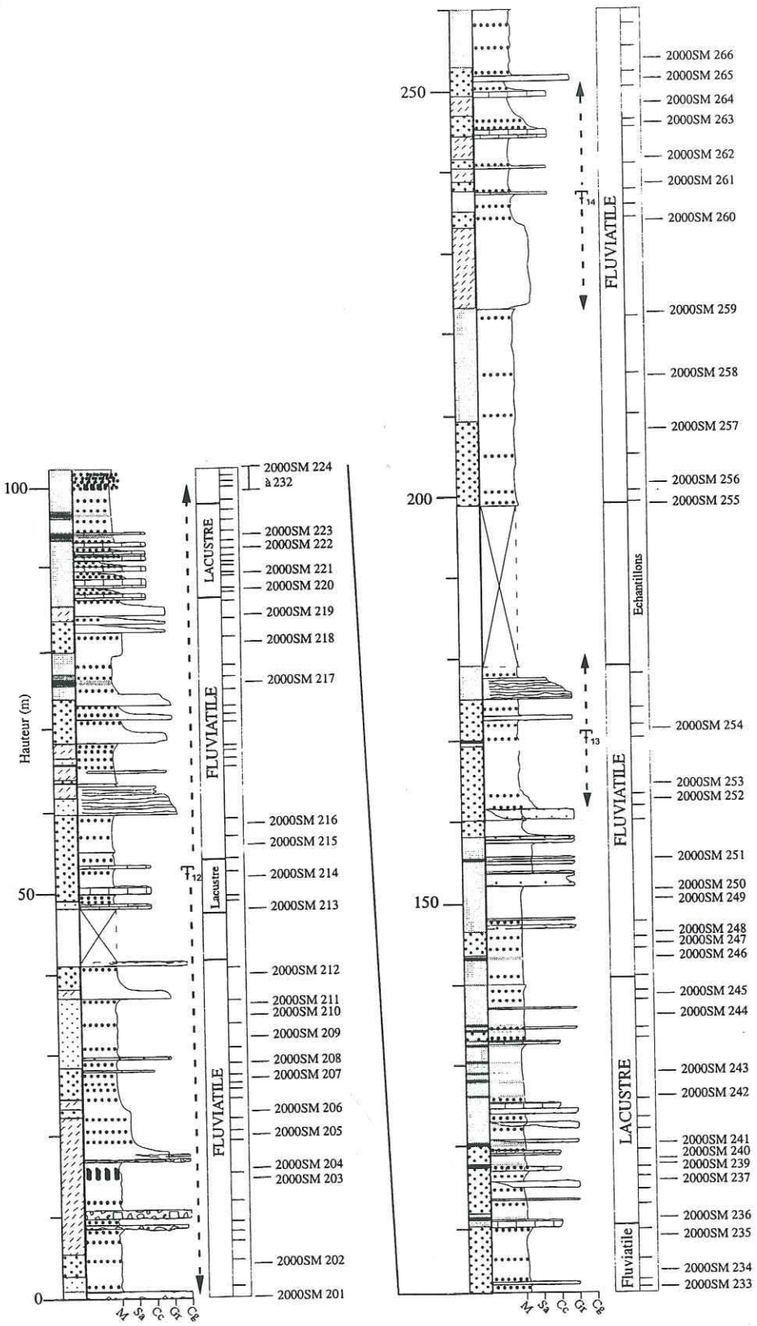
Annexe 6 – Coupe de Beynes



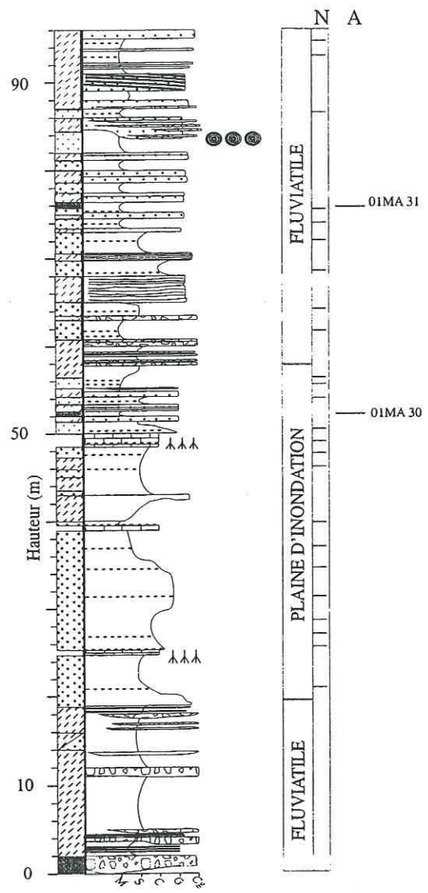
Annexe 7 – Coupe de Chateauredon



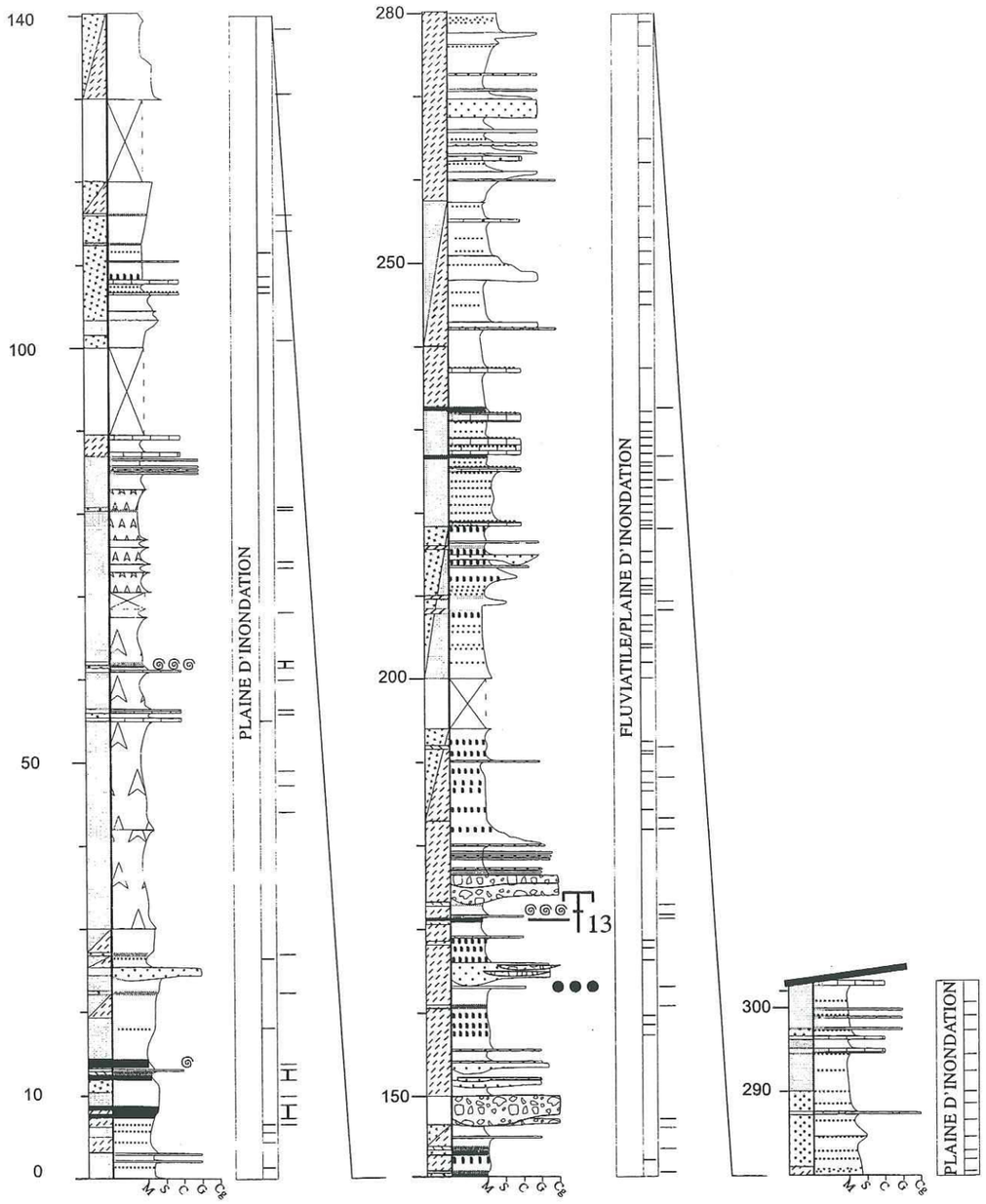
Annexe 8 – Coupe de Majastres-Saule-Mort



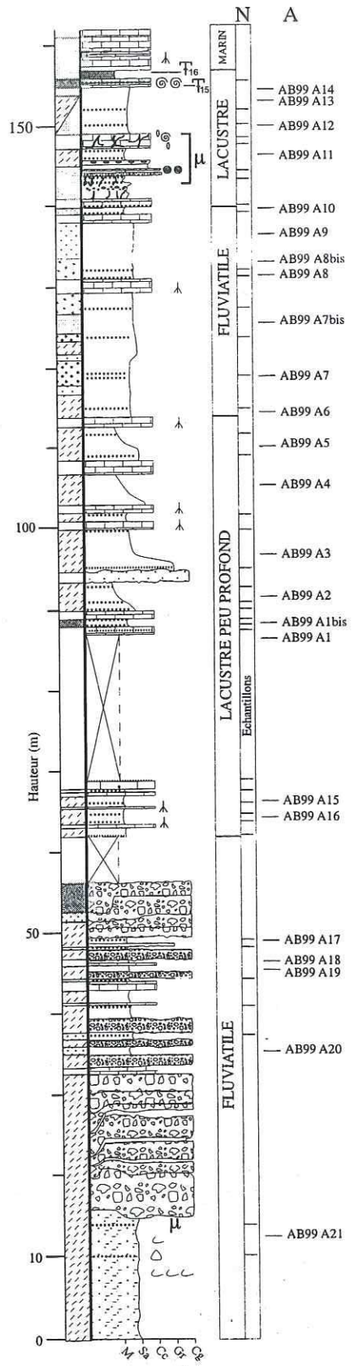
Annexe 9 – Coupe de Majastres-village



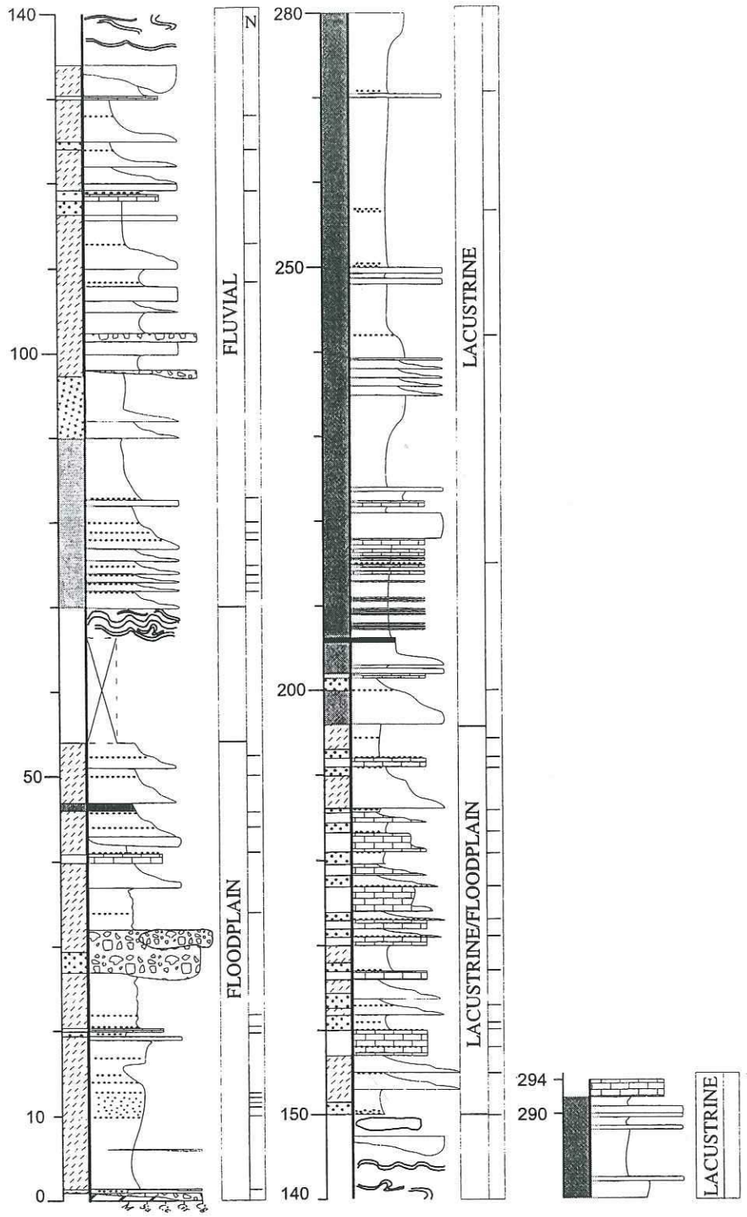
Annexe 10 – Majastres, coupe du Ravin des Cougnets



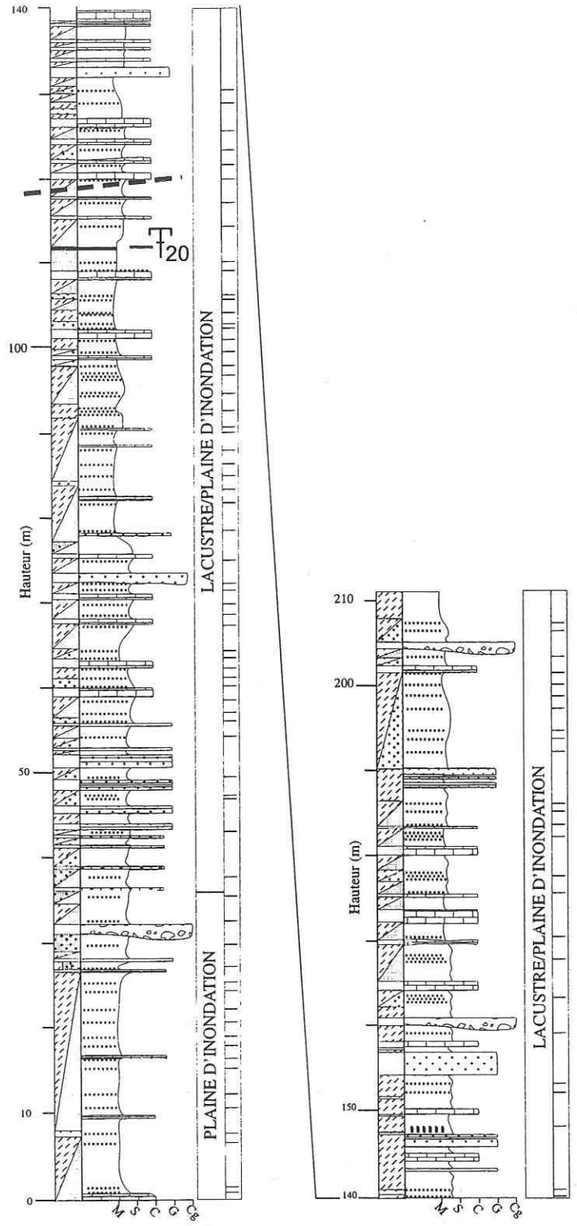
Annexe 11 – Coupe de Pont d'Aiguines



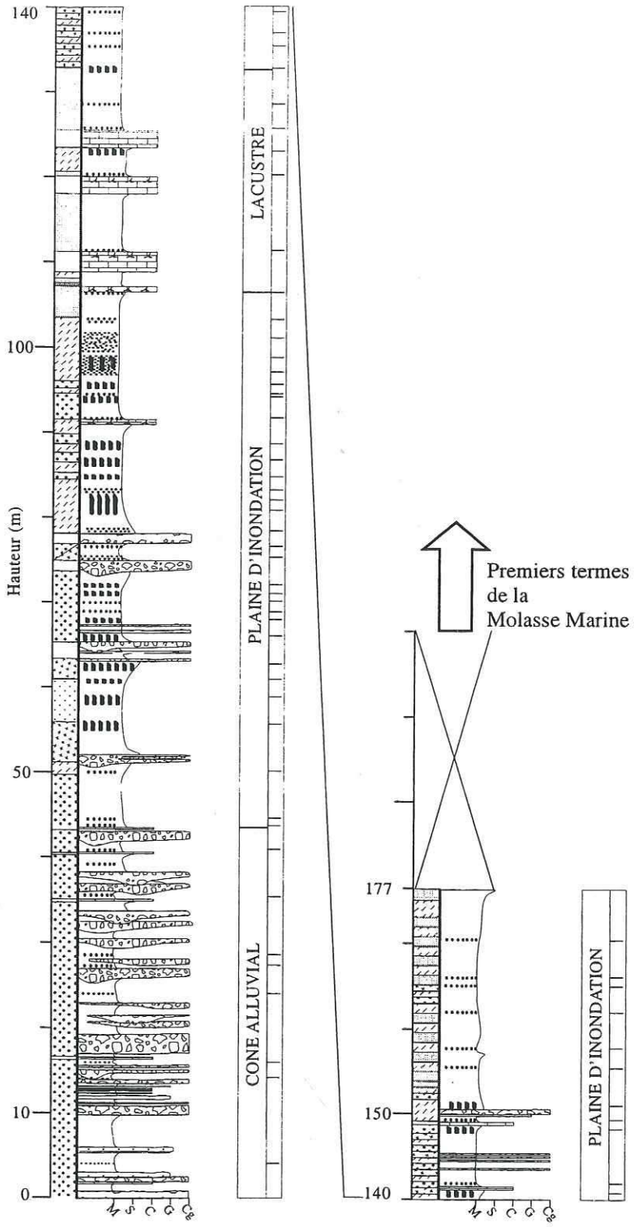
Annexe 12 – Coupe Le Revest



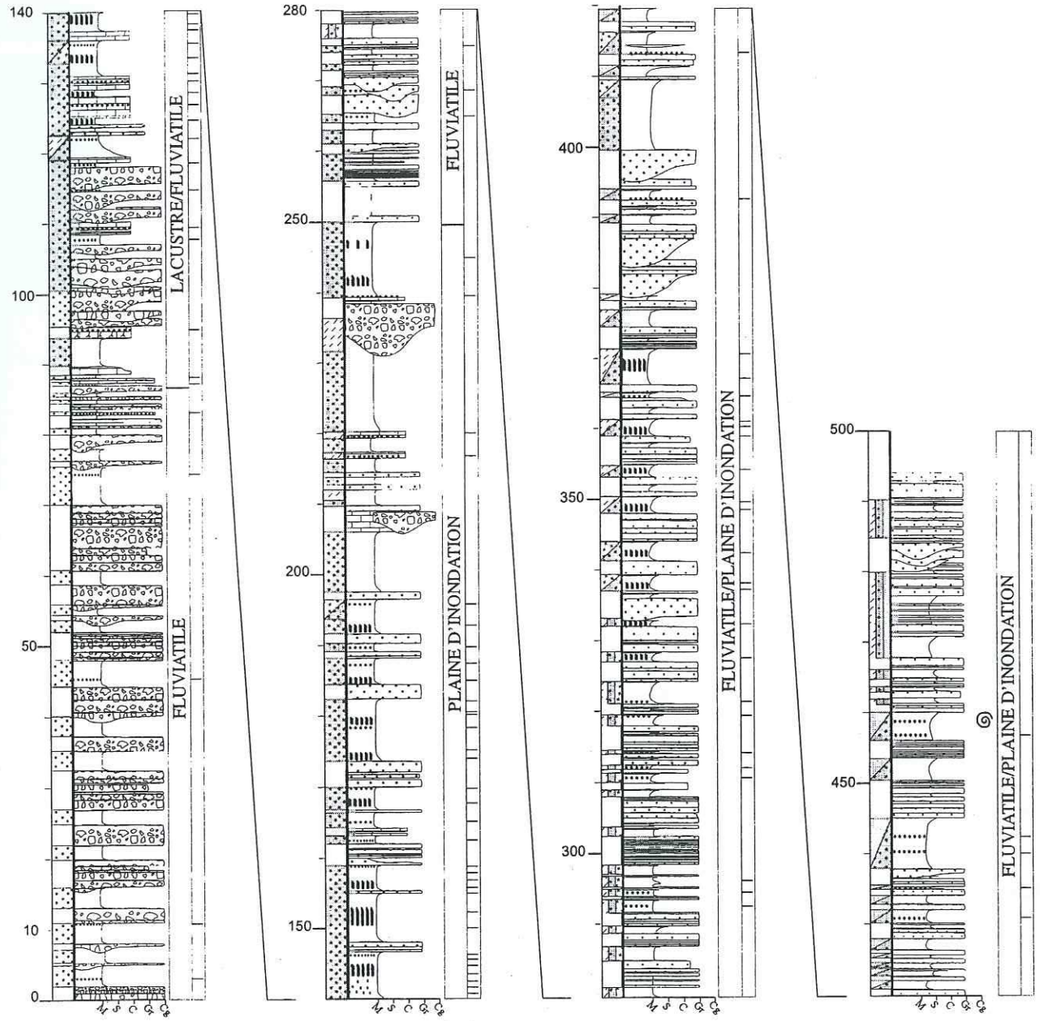
Annexe 13 – Coupe de Sigonce



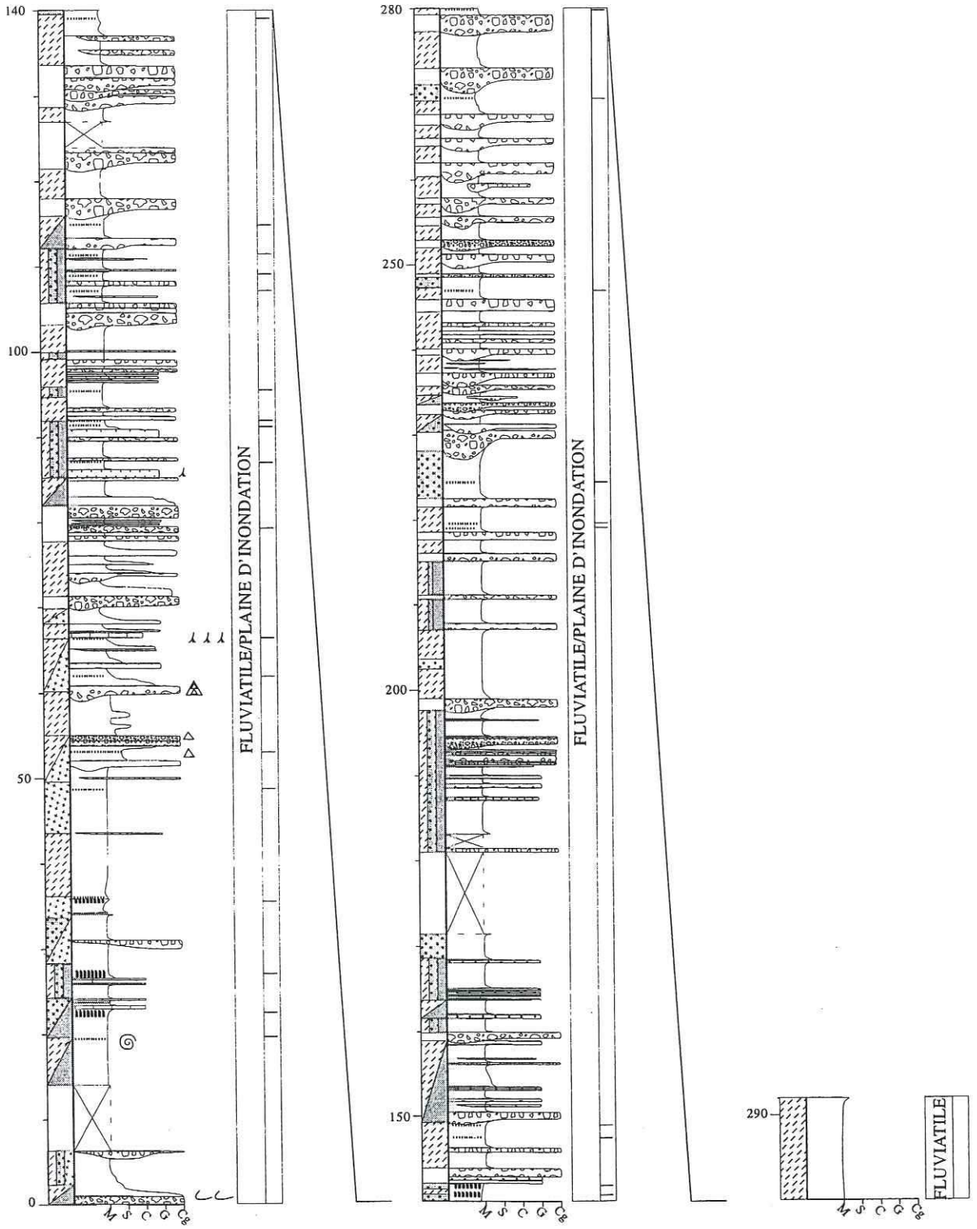
Annexe 14 – Coupe du Ravin de Maurel



Annexe 15 – Esclangon, Coupe du Ravin Rousset



Annexe 16 – Coupe de Tanaron



Protocole d'extraction de la matière organique

Les analyses palynologiques ont été réalisées à partir de l'échantillons de marnes préalablement broyée manuellement afin de ne pas détériorer la matière organique. Les poids varient entre 10 et 20 g selon les échantillons.

Le protocole d'attaque adopté est celui classiquement utilisé en palynologie. Seules les étapes essentielles seront décrites. Une fois broyés, les échantillons sont tamisés afin d'obtenir des grains de 1 à 2 mm de diamètre. L'échantillon subit une première attaque acide à l'acide chlorhydrique HCl à froid, puis après décantation et plusieurs rinçages à l'eau chaude, on réalise une attaque à l'acide fluorhydrique HF à 70 %. Le résidu obtenu est de nouveau attaqué avec HCl à chaud, puis on effectue des rinçages successifs pour arriver à pH neutre.

La séparation à la liqueur dense (chlorure de zinc, $ZnCl_2$) de densité 2.0 n'a pas été réalisée sur tous les échantillons car l'anneau de matière organique ne se formait pas après centrifugation (1500 trs/5min).

La fraction obtenue est filtrée avec un tamis à mailles de 10 µm, puis le résidu est monté entre lame et lamelle pour l'étude du palynofaciès.

DONNEES ISOTOPIQUES

LE REVEST			
Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
RV 10/00 1	1	-6,08	-6,08
RV 10/00 2	10	-5,35	-6,23
RV 10/00 3	11,5	-5,19	-6,13
RV 10/00 5	12,5	-6,17	-5,99
RV 10/00 7	19,5	-5,09	-6,01
RV 10/00 8	20,5	-5,64	-5,79
RV 10/00 9	22	-5,47	-6,35
RV 10/00 10	34	-5,15	-6,22
RV 10/00 11	41	-5,85	-6,08
RV 10/00 12	44	-5,86	-6,06
RV 10/00 13	47,5	-5,13	-6,06
RV 10/00 15 *	52,5	-4	-5,59
RV 10/00 16	72	-5,53	-6,15
RV 10/00 18	74	-5,13	-6,09
RV 10/00 20	78	-4,91	-6,22
RV 10/00 21	79	-5,14	-6,3
RV 10/00 24	108	-8,48	-5,1
RV 10/00 25 *	113	-9,07	-5,14
RV 10/00 27	119	-6,31	-5,26
RV 10/00 29	128	-6,75	-4,95
RV 10/00 30	150	-6,25	-6,66
RV 10/00 31	155	-5,31	-6,21
RV 10/00 32	158	-5,75	-6
RV 10/00 33	160	-5,22	-5,69
RV 10/00 35	163	-6,77	-6
RV 10/00 36	167	-6,77	-6,51
RV 10/00 37	171	-7,53	-6,25
RV 10/00 39	177	-7,58	-6,02
RV 10/00 41	183	-7,47	-6,78
RV 10/00 43	191	-7,45	-6,77
RV 10/00 45	194,5	-7,4	-6,4
RV 10/00 46	200	-6,04	-6,36
RV 10/00 48	215	-4,18	-6,78
RV 10/00 49	247	-8,68	-5,59
RV 10/00 50	255	-8,82	-5,1
RV 10/00 51	262	-9,04	-5,15
RV 10/00 52	276	-8,81	-5,67

SIGONCE			
Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
SIG 10/00 1	1,5	-7,31	-6,37
SIG 10/00 2	2	-7,14	-6,5
SIG 10/00 3	6,5	-6,2	-6,44
SIG 10/00 5	12	-5,75	-6,35
SIG 10/00 7	16	-3,42	-5,73
SIG 10/00 9	19	-4,53	-6,14
SIG 10/00 11	22	-4,39	-6,18
SIG 10/00 13	25	-3,83	-6,1
SIG 10/00 15	29,8	-4,62	-6,17
SIG 10/00 17 *	35,5	-2,23	-5,82
SIG 10/00 19	43,5	-5,65	-6,36
SIG 10/00 20	47,5	-3,09	-5,71
SIG 10/00 22	49,5	-4,29	-6,37
SIG 10/00 23 *	54	-1,85	-5,49
SIG 10/00 25	57	-4,49	-6,22
SIG 10/00 29	62	-5,93	-6,1
SIG 10/00 30	63	-8,07	-6,54
SIG 10/00 32	67	-5,89	-5,78
SIG 10/00 35	71,5	-6,41	-6,5
SIG 10/00 37	74,5	-6,26	-6,32
SIG 10/00 39	81,5	-4,6	-5,76
SIG 5/01 39bis	83,5	-7,13	-6,44
SIG 5/01 40	84,5	-6,63	-6,49
SIG 5/01 41 *	86,5	-3,94	-5,82
SIG 5/01 43	89,8	-6,61	-6,33
SIG 5/01 45	92,5	-6,95	-6,02
SIG 5/01 46	94,5	-6,62	-6,09
SIG 5/01 48	97,5	-6,68	-6
SIG 5/01 50 *	100,5	-4,74	-5,69
SIG 5/01 51	102	-7,16	-6,61
SIG 5/01 52	102,5	-7,65	-6,62
SIG 5/01 53	104	-7,51	-6,67
SIG 5/01 55	106,2	-6,34	-6,56
SIG 5/01 56	109	-6,54	-6,45
SIG 5/01 57	110	-9,42	-5,51
SIG 5/01 59	117	-7,37	-6,27
SIG 5/01 61	122	-7,5	-6,88
SIG 5/01 63	125,5	-6,31	-6,48
SIG 5/01 65	130,5	-4,79	-6,1
SIG 5/01 68	137,2	-5,05	-6,34
SIG 5/01 70	140,5	-4,83	-6,57
SIG 5/01 71	148	-5,66	-6,37
SIG 5/01 72	152	-6,2	-6,78
SIG 5/01 73	153	-6,58	-6,42
SIG 5/01 75	159	-7,07	-6,71
SIG 5/01 76	163	-6,55	-6,35
SIG 5/01 77	167,5	-5,23	-6,21
SIG 5/01 78	170,5	-5,12	-6,13
SIG 5/01 80	177	-6,47	-6,48
SIG 5/01 81	182	-4,1	-5,77
SIG 5/01 83	185	-3,3	-5,93
SIG 5/01 84	186	-3,34	-5,75
SIG 5/01 85	189	-3,88	-6,37
SIG 5/01 86	192	-4,12	-6,22
SIG 5/01 87	193,5	-5,96	-6,27
SIG 5/01 88	195,5	-3,54	-5,86
SIG 5/01 90	198,5	-6,62	-6,74
SIG 5/01 92	201,5	-4,49	-6,11
SIG 5/01 93	202	-3,9	-6,32
SIG 5/01 96	208	-5,05	-6,27

RAVIN DU ROUSSET			
Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
AB 5/00 CP 1	3,8	-4,615	-5,706
AB 5/00 CP 2	11,0	-6,036	-6,227
AB 5/00 CP 3	45,0	-5,427	-5,290
AB 5/00 CP 6	87,0	-6,812	-5,417
AB 5/00 CP 8	95,0	-6,689	-6,026
AB 5/00 CP 9	107,5	-6,553	-5,953
AB 5/00 CP 12	118,5	-6,440	-6,484
AB 5/00 CP 16	129,0	-5,902	-6,387
AB 5/00 CP 18	131,0	-5,631	-6,372
AB 5/00 CP 20	136,0	-5,482	-6,217
AB 5/00 CP 23	140,0	-6,038	-6,152
AB 5/00 CP 25	141,8	-6,305	-6,998
AB 5/00 CP 28	145,0	-6,052	-6,264
AB 5/00 CP 30	146,5	-6,236	-6,703
AB 5/00 CP 33	155,0	-6,389	-6,634
AB 5/00 CP 36	158,0	-6,003	-6,494
AB 5/00 CP 38	163,0	-6,060	-6,607
AB 5/00 CP 42	174,5	-6,657	-5,999
AB 5/00 CP 45	180,0	-6,833	-5,939
AB 5/00 CP 49	187,0	-6,301	-5,783
AB 5/00 CP 52	196,0	-6,477	-6,167
AB 5/00 CP 53	207,0	-7,042	-5,220
AB 5/00 CP 55	218,0	-7,073	-5,009
AB 5/00 CP 57	235,0	-6,806	-6,315
AB 5/00 CP 59	255,5	-6,237	-6,198
AB 5/00 CP 61	264,5	-7,198	-6,254
AB 5/00 CP 65	301,0	-5,830	-6,387
AB 5/00 CP 68 *	309,5	-3,878	-6,498
AB 5/00 CP 70	317,0	-6,844	-6,650
AB 5/00 CP 72	322,5	-7,006	-6,621
AB 5/00 CP 74	333,0	-6,460	-6,352
AB 5/00 CP 77	344,0	-6,658	-6,277
AB 5/00 CP 78	349,0	-7,317	-5,695
AB 5/00 CP 80	351,0	-6,794	-6,160
AB 5/00 CP 81	354,5	-7,125	-5,965
AB 5/00 CP 83	360,5	-6,746	-6,350
AB 5/00 CP 85	382,5	-6,587	-5,837
AB 5/00 CP 88	403,0	-5,951	-6,168
AB 5/00 CP 90	410,5	-6,876	-5,662
AB 5/00 CP 93	423,0	-6,950	-5,949
AB 5/00 CP 94	436,5	-6,812	-6,141
AB 9/00 CP 3 B	470,0	-6,88	-5,18
AB 9/00 CP 2 B *	540,0	-9,3	-6,05
AB 9/00 CP 1 B*	541,0	-8,16	-7,04

COL-St-JEAN			
Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
2001-SJ-01	10,5	-4,576	-5,957
2001-SJ-02	12,5	-5,967	-5,577
2001-SJ-03	20	-6,202	-5,267
2001-SJ-04 *	[illegible]	-4,033	-5,451
2001-SJ-05	32,5	-6,81	-5,3
2001-SJ-06	37,5	-6,334	-6,036
2001-SJ-07	39,5	-6,42	-5,656
2001-SJ-08	47	-5,085	-5,58
2001-SJ-09	52	-5,338	-5,853
2001-SJ-11	61	-5,908	-4,736
2001-SJ-12	63	-7,516	-6,13
2001-SJ-13	112,5	-5,748	-6,375
2001-SJ-14 *	127	-5,671	-0,27
2001-SJ-17	135,5	-4,427	-6,179

TANARON			
Sample i.d.	Hauteur (m)	d13Cv-pdb	d18Ov-pdb
AB 5/00 TA 1	2,0	-4,64	-5,01
AB 5/00 TA 2	19,5	-4,44	-3,65
AB 5/00 TA 4	22,5	-4,58	-3,06
AB 5/00 TA 8	27,0	-4,89	-5,78
AB 5/00 TA 11	36,0	-5,50	-6,21
AB 5/00 TA 12	48,5	-5,39	-6,12
AB 5/00 TA 13	53,0	-5,41	-5,64
AB 5/00 TA 14	62,0	-4,90	-5,33
AB 5/00 TA 15	66,5	-5,91	-6,11
AB 5/00 TA 17	79,5	-5,24	-5,90
AB 5/00 TA 20	87,0	-4,63	-5,53
AB 5/00 TA 21	92,0	-5,70	-6,27
AB 5/00 TA 22	92,80	-3,55	-5,47
AB 5/00 TA 23 *	96,5	1,09	-3,48
AB 5/00 TA 25	108,0	-5,46	-5,93
AB 5/00 TA 26 *	110,0	-3,83	-5,17
AB 5/00 TA 27	112,5	-5,70	-6,27
AB 5/00 TA 29	116,0	-3,99	-5,15
AB 5/00 TA 40	139,0	-5,50	-5,73
AB 5/00 TA 41	141,0	-4,59	-5,58
AB 5/00 TA 42	142,0	-5,82	-5,79
AB 5/00 TA 43 *	147,5	-2,68	-4,96
AB 5/00 TA 44	149,0	-5,88	-5,97
AB 5/00 TA 54	219,0	-4,84	-5,75
AB 5/00 TA 55	219,5	-5,24	-6,62
AB 5/00 TA 57	224,5	-4,37	-5,82
AB 5/00 TA 58	250,5	-6,24	-5,25
AB 5/00 TA 61	269,5	-3,79	-5,71
AB 5/00 TA 62 *	280,0	-9,18	-6,34

RAVIN DE MAUREL			
Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
AB 5/00 RM 2	14	-5,56	*-6,78*
AB 5/00 RM 3	14,2	-6,2	-6,62
AB 5/00 RM 4	15,8	-6,17	-6,48
AB 5/00 RM 5	24	-5,1	-6,34
AB 5/00 RM 7	29,2	-7,53	-5,99
AB 5/00 RM 8	35,2	-6,83	-5,96
AB 5/00 RM 9	40,8	-7,51	-6,16
AB 5/00 RM 11	44,5	-7,33	-5,6
AB 5/00 RM 12	50	-7,37	-5,46
AB 5/00 RM 15	60,5	-7,33	-5,6
AB 5/00 RM 18	67	-7,27	-5,36
AB 5/00 RM 21	70	-7,33	-5,34
AB 5/00 RM 24	75	-7,77	-6,83
AB 5/00 RM 27	80,5	-6,83	-6,87
AB 5/00 RM 28	82	-6,92	-6,9
AB 5/00 RM 29	82,5	-6,79	-6,65
AB 5/00 RM 31	86,5	-8,01	-6,05
AB 5/00 RM 32	88,5	-6,75	-5,4
AB 5/00 RM 33	91,5	-7,38	-5,1
AB 5/00 RM 34	94	-7,39	-5,74
AB 5/00 RM 38	99	-6,23	-5,65
AB 5/00 RM 40	103	-7,72	-5,66
AB 5/00 RM 42	106,5	-7,24	-5,84
AB 5/00 RM 44	111,5	-7,09	-6,07
AB 5/00 RM 45	120	-7,67	-6,99
AB 5/00 RM 47	123,5	-6,98	-6,00
AB 5/00 RM 49	125,5	-6,89	-6,14
AB 5/00 RM 50	128,5	-7,54	-6,03
AB 5/00 RM 52	135,5	-6,16	-6,16
AB 5/00 RM 57	148	-5,89	-5,45
AB 5/00 RM 58	149	-6,36	-5,84
AB 5/00 RM 59	150,5	-7,19	-6,35
AB 5/00 RM 61	155,5	-7,77	-5,45
AB 5/00 RM 62 *	157,8	-4,05	-5,55
AB 5/00 RM 64	161,8	-7,75	-5
AB 5/00 RM 65	164,5	-7,39	-5,51
AB 5/00 RM 66	166	-7,49	-4,88
AB 5/00 RM 68	170,5	-7,26	-5,88

BEYNES

Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
RE1	3	-6,55	-4,82
RE2	7,5	-6,44	-5,43
RE4	10	-6,85	-5,18
RE5	11,5	-6,95	-5,10
RE7	13,5	-6,64	-5,53
RE8	14	-6,46	-5,24
RE9	15,25	-6,57	-5,68
RE11	17	-6,36	-5,14
RE12	17,75	-6,37	-5,26
RE14	19	-6,51	-5,64
RE16	21	-6,37	-5,83
RE17	21,8	-6,24	-6,14
RE18	23	-6,29	-5,71
RE19	25,5	-6,90	-5,42
RE20	28	-5,99	-5,57
RE21	31	-6,57	-5,52
RE23	35,5	-7,16	-6,23
RE26	42,5	-7,13	-6,07
RE27	44,5	-6,88	-5,90
RE30	54	-7,46	-6,00
RE31	55,5	-7,68	-5,88
RE33	61	-7,56	-5,61
RE35	68	-7,60	-5,93
RE36	72	-7,62	-5,87
RE39	81,2	-8,27	-6,11
RE40	88,5	-7,88	-5,98
RE42	89,5	-7,84	-6,09
RE43	94,1	-7,89	-6,32
RE45	105,8	-8,07	-6,31
RE46	115	-7,98	-5,85
RE47	119	-7,34	-6,10
RE48	123,5	-7,71	-5,57
RE50	127,2	-7,59	-6,04
RE51	131,5	-7,05	-6,24
RE52	133	-7,86	-6,12
RE53	137	-7,61	-5,92
RE54	140	-7,97	-6,43
RE55	143,5	-7,65	-6,09
RE56	147,6	-7,69	-6,04

CHATEAUREDON

Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
RU1	57	-6,91	-5,59
RU2	58	-7,28	-5,50
RU3	61	-7,22	-6,33
RU7	78,5	-7,40	-6,21
RU9	79	-7,48	-5,84
RU10	97	-8,12	-6,17
RU13	124,25	-8,06	-6,17
RU14	126	-6,94	-5,84
RU15	137	-7,29	-6,41
RU16	141,75	-7,76	-5,96
RU17	149	-7,77	-6,39
RU18	159	-7,48	-6,42
RU19	175	-7,54	-5,94
RU20	187	-7,80	-6,20
RU22	193	-7,60	-5,71
RU23	204	-7,51	-6,13
RU25	217,5	-7,24	-5,7
RU27	222,25	-7,48	-5,93
RU28	241	-7,67	-5,17
RU29	250	-7,76	-5,76
RU30	253	-7,32	-6,00
GR1	256	-7,63	-5,64
GR2	260	-7,02	-5,62
RU31	268	-7,91	-6,17
RU32	271	-7,25	-5,9
RU33	282,5	-7,87	-5,84
GR5	285	-7,53	-5,41
RU34	289	-7,42	-6,07
GR8	298,5	-6,76	-5,76
GR12	308,5	-6,67	-4,85
GR17	313	-6,54	-5,21
GR18	339,5	-6,62	-4,88
GR19	341	-6,68	-4,75
GR22	369	-7,41	-5,14
GR24	372	-7,76	-6,24
GR25	373,5	-7,10	-5,40
GR27	383	-6,87	-5,05
GR29	391	-6,57	-5,19
CH10	401	-6,11	-4,97
CH11	403	-6,52	-5,57
GR32	403	-6,63	-5,38
CH12 *	405	-4,372	-6,172
CH13 *	410	-2,735	-4,897
CH14	421	-7,84	-4,59
GR34	412	-6,29	-5,42
CH16	423,5	-6,08	-5,15
GR37 *	424	-6,29	-4,30
CH1	436,5	-8,45	-6,01
CH2	440,5	-8,58	-6,68
CH3	442,5	-9,77	-6,40
GR37	464	-6,29	-4,30

MAJASTRES-SAULE MORT

Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
99SM01	2	-6,326	-6,136
99SM02	5	-6,272	-6,188
99SM03	8	-5,876	-6,299
99SM06 *	12,00	-4,294	-4,888
99SM07	16	-6,317	-5,691
99SM09	21	-6,326	-5,226
99SM12	26	-6,538	-5,625
99SM15	29	-6,555	-5,56
99SM17	34	-6,547	-5,81
99SM19	39	-6,857	-5,796
99SM20	40,5	-6,629	-5,489
99SM21	49	-6,763	-6,083
99SM24	54	-5,923	-6,285
99SM28	59	-6,283	-5,059
99SM30	66,5	-5,743	-6,51
99SM31	67,5	-5,521	-6,444
99SM33	71	-5,002	-6,411
99SM34	72	-5,706	-6,317
99SM35r	73	-6,16	-6,458
99SM38	76,5	-6,626	-6,999
99SM40	81,5	-6,425	-6,116
99SM41r *	84	-4,623	-5,517
99SM42	86	-6,967	-6,110
99SM44	87,5	-7,146	-6,597
99SM45	89	-7,049	-6,46
99SM50	92	-7,251	-6,546
99SM53	95,5	-8,044	-7,04
99SM55	98	-7,39	-6,477
99SM57	100,5	-7,877	-6,267
99SM58	102,5	-5,931	-7,583
99SM59	103,5	-5,681	-6,777
99SM60	106	-5,2	-5,84
99SM61	110	-7,75	-7,851
99SM63	113	-6,273	-6,791
99SM65	116,5	-6,181	-6,703
99SM68	119,5	-6,681	-6,581
99SM69	122	-6,022	-6,817
99SM70	123,5	-6,447	-7,235
99SM71	126	-6,525	-6,04
99SM73	133,5	-6,097	-6,715
99SM74	134,5	-6,231	-6,774
99SM75 *	135	-3,196	-5,431
99SM76	139	-7,306	-6,443
99SM77	141	-6,863	-6,268
99SM80	146	-6,735	-6,334
99SM82	160	-5,789	-6,836
99SM83	161,5	-8,175	-6,108
99SM84 *	160	-8,16	-6,241
99SM85	170	-6,837	-6,107
99SM87	174	-6,152	-6,488
99SM88	178	-6,759	-6,653
99SM89 *	199	-7,036	-5,975
99SM90	200,5	-6,34	-6,26
99SM91	205	-6,026	-6,505
99SM92	210	-6,547	-6,225
99SM93	215	-6,32	-7,151
99SM94	222	-6,316	-7,349
99SM95	234	-7,174	-5,471
99SM96	235,5	-7,831	-5,038
99SM97	237,5	-6,539	-5,866
99SM98	240,5	-5,325	-6,01
99SM100	246	-5,591	-5,937
99SM101	250	-5,288	-5,82
99SM102	252	-6,535	-6,365
99SM103	255	-6,624	-6,501
99SM104	258	-6,455	-6,528

MAJASTRES-VILLAGE

Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
99MA01	21	-5,238	-6,159
99MA02	25,5	-5,95	-5,82
99MA04	28,5	-6,52	-5,472
99MA06	34,5	-6,853	-5,111
99MA08	39,5	-6,876	-5,928
99MA09	46	-6,628	-6,409
99MA11	49	-6,49	-6,275
99MA12	50,5	-7,044	-6,66
99MA13	53,8	-5,568	-6,435
99MA16	63	-5,552	-6,376
99MA17	68	-5,625	-5,975
99MA18	73,5	-6,348	-6,282
99MA20	79	-5,84	-6,245
99MA21	80,5	-6,341	-6,314
99MA22	91,5	-6,418	-6,51
99MA24	99,5	-6,776	-6,36

RAVIN DES COUGNETS

Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
AB 9/00 1	1,5	-7,26	-5,11
AB 9/00 2	4,5	-7,59	-5,86
AB 9/00 3	6	-7,89	-6,16
AB 9/00 4	7,5	-7,51	-5,96
AB 9/00 17	18	-7,47	-5,83
AB 9/00 19	26,5	-7,33	-6,17
AB 9/00 24	55,5	-7,00	-5,33
AB 9/00 42	106,8	-7,18	-5,03
AB 9/00 43 *	107,5	-9,00	-4,34
AB 9/00 44	108,5	-7,53	-4,21
AB 9/00 45	111,5	-7,45	-4,34
AB 9/00 51	142,5	-7,55	-5,4
AB 9/00 54	157,5	-7,37	-4,72
AB 9/00 56	159,5	-7,81	-5,63
AB 9/00 59	166,5	-7,3	-5,47
AB 9/00 60	167,5	-7,4	-5,6
AB 9/00 64	182	-7,63	-5,29
AB 9/00 66	184,5	-7,16	-5,52
AB 9/00 68	187,5	-7,37	-5,26
AB 9/00 72	191,8	-7,24	-5,22
AB 9/00 74	192,5	-7,24	-5,13
AB 9/00 75	202	-7,52	-5,27
AB 9/00 78	205,5	-7,48	-5,19
AB 9/00 80	208	-7,55	-5,31
AB 9/00 83	210,2	-7,46	-5,26
AB 9/00 86	212	-7,39	-5,45
AB 9/00 87	214	-7,1	-5,38
AB 9/00 88	215	-7,18	-5,27
AB 9/00 89	218	-7,22	-5,12
AB 9/00 92	220	-7,31	-5,1
AB 9/00 95	223	-7,52	-5,44
AB 9/00 96 *	223,8	-8,13	-5,55
AB 9/00 97	225	-7,33	-5,52
AB 9/00 99	226	-7,53	-5,62
AB 9/00 101	226,8	-7,49	-5,59
99 AB 1	228	-7,31	-5,33
99 AB 2	229	-7,54	-5,33
99 AB 3	229,5	-7,72	-5,69
99 AB 4	231	-7,47	-5,76
99 AB 5	232	-7,53	-5,82
99 AB 6	237,5	-7,31	-5,4
99 AB 8	246,5	-6,73	-5,17
99 AB 10	251,5	-6,84	-5,07
99 AB 12	257	-6,79	-5,15
99 AB 14	265	-6,81	-4,99
99 AB 15	276	-6,97	-5,15
99 AB 16	279	-6,86	-5,27
99 AB 18	282	-6,8	-4,51
99 AB 21	286,5	-6,78	-4,97
99 AB 23	290	-7,08	-4,72
99 AB 25	294,5	-6,62	-5,08
99 AB 26	297,5	-6,63	-4,87
99 AB 27	299	-6,75	-4,92

PONT D'AIGUINES

Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
AI 1 *	10	0,65	-4,02
AI 3	36,5	-6,81	-5,41
AI 5	43,5	-7,14	-5,78
AI 8	47	-7,3	-5,42
AI 9	48	-7,11	-5,52
AI 10	61	-8,02	-5,79
AI 11	62,5	-7,8	-5,86
AI 12	63,5	-8,04	-5,92
AI 13	65	-8,04	-6,14
AI 15	66,8	-7,84	-6,02
AI 16	68	-7,59	-5,88
AI 17	86,5	-7,5	-6,23
AI 18	87	-7,83	-6,25
AI 20	89	-8,09	-6,28
AI 21	90	-7,44	-5,85
AI 22	92	-7,53	-6,14
AI 24	99	-7,52	-6,04
AI 25	101	-7,325	-5,547
AI 26 *	108	-8,79	-6,12
AI 27	111	-7,61	-5,78
AI 28	115	-7,67	-5,63
AI 29	119	-7,24	-5,61
AI 30	124	-7,97	-5,75
AI 31	127	-7,64	-5,82
AI 32	131	-7,89	-5,34
AI 33	132	-8,1	-5,92
AI 34	138	-8,41	-6,1
AI 35	139,5	-8,14	-5,87
AI 36	143	-8,05	-5,26
AI 37	144	-7,75	-5,19
AI 38	146	-8,02	-5,28
AI 39	147	-7,42	-5,36
AI 40	150	-7,93	-5,3
AI 41	152	-8,67	-5,16
AI 42 *	155	-6,6	-4,62

BARREME

Identifiant	hauteur (m)	∂C13(‰PDB)	∂O18(‰PDB)
>99SL01	6	-7,289	-6,769
>99SL03 *	16	-3,298	-5,409
>99SL05	22	-6,738	-5,404
>99SL08	34	-6,006	-5,601
>99SL13	40	-6,218	-5,3
>99SL15	46	-5,597	-5,608
>99SL18	52	-6,286	-5,387
>99SL23	60	-7,151	-6,257
>99SL26	68	-6,855	-5,642
>99SL28	82	-7,011	-5,846
2000 SL 60	87	-7,39	-5,62
2000 SL 61	89	-7,65	-5,63
>99SL29	94	-7,466	-5,953
>99SL30	97	-7,475	-5,596
>99SL32	104	-6,298	-5,685
>99SL34	107	-7,426	-5,678
>99SL37	126	-6,233	-5,697
>99SL40	130	-6,737	-5,706
>99SL42	137	-6,564	-5,567
>99SL48	145	-6,642	-5,91
>99SL50	149	-6,771	-5,736
>99SL53	156	-6,828	-5,574
>99SL55	160	-6,821	-5,661
>99FH01	181	-4,997	-6,01
>99FH02	183	-5,409	-5,377
>99FH03	188	-4,859	-5,759
>99FH04	192	-6,254	-5,777
>99FH07	198	-5,581	-5,705
>99FH08	207	-6,807	-5,362
>99FH09	213	-5,131	-5,453
>99FH10	226	-5,251	-5,692
>99FH11	231	-2,38	-3,527
>99LI01	304	-2,702	-7,217
>99LI02 *	308	-9,063	-5,157
>99LI03	314	-7,159	-4,44
>99LI05	320	-1,959	-7,966
>99LI08	340	-4,208	-6,737
>99LI08A *	340	-9,664	-6,318
>99LI10	345	-5,213	-7,036
>99LI10A	345	-6,033	-4,206
>99LI12	351	-6,033	-4,134
>99LI15	358	-5,418	-5,976
>99LI17 *	362	-1,739	-7,888
>99LI18	370	-6,517	-5,663
>99LI19	380	-5,775	-4,231
>99LI21	385	-5,52	-5,029