



HAL
open science

LES EVENEMENT GLOBAUX AU TRAVERS DES PLAINES D'INONDATION OU LE FIL D'ARIANE DES SYSTEMES FLUVIATILES

Isabelle Cojan

► **To cite this version:**

Isabelle Cojan. LES EVENEMENT GLOBAUX AU TRAVERS DES PLAINES D'INONDATION OU LE FIL D'ARIANE DES SYSTEMES FLUVIATILES. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2006. tel-00537559

HAL Id: tel-00537559

<https://theses.hal.science/tel-00537559>

Submitted on 18 Nov 2010

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

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

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE – PARIS VI

MEMOIRE D'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

**LES EVENEMENT GLOBAUX
AU TRAVERS DES PLAINES D'INONDATION**

OU

LE FIL D'ARIANE DES SYSTEMES FLUVIATILES

ISABELLE COJAN

Il n'y a aucune connaissance de la Terre qui ne commence par l'imagination. Lorsqu'elle disparaît, lorsque se brise la création par l'imaginaire, la curiosité s'évanouit avec elle et le savoir s'épuise.

Francesco Alberoni

RESUME

Ce mémoire pour l'habilitation à diriger des recherches dresse un bilan synthétique d'une partie de mon activité de recherche menée à l'Ecole des Mines de Paris depuis 1995. Il présente les principaux résultats du projet scientifique qui m'anime sur la dynamique des systèmes continentaux et évoque les différentes perspectives scientifiques tant fondamentales qu'appliquées qui y sont associées.

Le mémoire comprend trois chapitres qui résument le cadre de la démarche, les principaux résultats et les perspectives de développements futurs.

Le premier, bibliographique, présente les caractéristiques des plaines d'inondation en mettant l'accent sur les informations qui sont enregistrées par les paléosols : conditions de la pédogenèse, stabilité du paysage, signatures minéralogiques et géochimiques, place des sols dans l'analyse des séquences de dépôt.

Le second illustre les résultats originaux des travaux conduits sur le Crétacé supérieur-Paléocène de Provence en insistant sur la pluridisciplinarité des approches (sédimentologie, minéralogie, paléomagnétisme, isotopes stables, éléments traces). Ces études ont conduit à l'établissement d'une stratigraphie fine corrélée avec l'échelle internationale (GPTS), d'identifier, à partir des signaux des isotopes stables des paléosols, des événements particuliers tels la limite Crétacé-Tertiaire, l'évènement chaud de la fin du Paléocène. Sur le plan paléoenvironnemental et paléoclimatique, la combinaison de ces méthodes a permis de caractériser des périodes relativement arides se traduisant par des faciès spécifiques, dolocrètes phréatiques, et se corrèlent avec les fluctuations climatiques reconnues en milieu marin. Enfin sur le plan paléoécologique, la combinaison de l'analyse des sols avec celles des œufs de dinosaures produit une vision originale du mode de vie de ces animaux et de la reconstruction des paléopaysages.

Le troisième chapitre présente les perspectives d'études futures qui pourraient être développées à partir de ces résultats. Enfin, sont présentées la bibliographie et la notice de titres et travaux.

SOMMAIRE

RESUME	4
SOMMAIRE	5
REMERCIEMENTS	7
INTRODUCTION/ PRESENTATION DE LA RECHERCHE	9
1. LA PLAINE D'INONDATION, UN ENVIRONNEMENT COMPLEXE, VASTE PIEGE A SEDIMENTS (SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE GENERALE).....	11
1.1. LES ELEMENTS CONSTITUTIFS D'UNE PLAINE D'INONDATION	12
1.1.1. <i>Les dépôts liés à l'activité des chenaux.....</i>	<i>13</i>
1.1.2. <i>Les dépôts de crues de débordement et leur évolution.....</i>	<i>14</i>
1.1.3. <i>Les faciès qui ne relèvent pas de la dynamique fluviale.....</i>	<i>15</i>
1.2. VERS UN DECRYPTAGE DES LIMONS DANS LES SERIES ANCIENNES	16
1.2.1. <i>La formation des sols dans la plaine d'inondation.....</i>	<i>17</i>
1.2.2. <i>L'identification des paléosols</i>	<i>18</i>
1.2.3. <i>Intégration des paléosols dans l'architecture des séries sédimentaires.....</i>	<i>22</i>
2. LE CRETACE SUPERIEUR-PALEOGENE DE PROVENCE – APPORTS D'UNE APPROCHE S'APPUYANT SUR L'ANALYSE DE LA PEDOGENESE.....	27
2.1. PALEO GEOGRAPHIE	27
2.2. CARACTERISTIQUES GENERALES DES SOLS CALCIQUES DE PROVENCE	29
2.2.1. <i>Les paléosols carbonatés développés sur les limons de débordement</i>	<i>31</i>
2.2.2. <i>Les faciès palustres.....</i>	<i>33</i>
2.3. LES DOLOCRETES EN HALO - UN NOUVEAU MODELE DE FACIES PHREATIQUES RARES	34
2.3.1. <i>Les dolocrètes dans les séries anciennes.....</i>	<i>35</i>
2.3.2. <i>Les dolocrètes du Crétacé/Tertiaire de Provence – les dolocrètes en halo.....</i>	<i>35</i>
2.3.3. <i>Origine des dolocrètes : les dolocrètes en halo</i>	<i>37</i>
2.4. LES RESTITUTIONS PALEOCLIMATIQUES	38
2.4.1. <i>La minéralogie des sols.....</i>	<i>38</i>
2.4.2. <i>Identification d'épisodes semi-arides.....</i>	<i>39</i>
2.4.3. <i>Conditions humides – les pseudo-gleys.....</i>	<i>42</i>
2.4.4. <i>Conclusion : des fluctuations climatiques significatives à la fin du Crétacé.....</i>	<i>42</i>
2.5. CORRELATION AVEC LES SERIES MARINES.....	42
2.6. PALEOECOLOGIE.....	45
2.6.1. <i>Paléohydrologie.....</i>	<i>45</i>
2.6.2. <i>Paléovégétation.....</i>	<i>47</i>
2.6.3. <i>Des dinosaures nomades.....</i>	<i>50</i>
2.7. CONCLUSIONS.....	51
3. PERSPECTIVES DE RECHERCHE	53
3.1. APPROCHE HAUTE RESOLUTION DES SERIES FLUVIALES ANCIENNES	53
3.2. ARCHITECTURE DES SERIES CONTINENTALES	55
3.3. DES ELEMENTS POUR LA MODELISATION.....	57
LISTE DES FIGURES.....	61
BIBLIOGRAPHIE	63
TITRES ET TRAVAUX.....	75
CURRICULUM VITAE	75

<i>Formation</i>	75
<i>Expérience professionnelle</i>	75
<i>Domaine d'expertise</i>	75
ENSEIGNEMENT ET FORMATION PAR LA RECHERCHE	76
<i>Formation 2^{ème} cycle - Cours</i>	76
<i>Encadrement de DEA- travaux d'étudiants (mémoires ingénieur)</i>	76
<i>Formation 3^{ème} cycle</i>	77
ACTIVITES DE RECHERCHE.....	79
COMMUNICATION ET VALORISATION DE LA RECHERCHE	81
<i>Responsabilités scientifiques</i>	81
<i>Animations scientifiques</i>	81
<i>Membre de Sociétés Scientifiques</i>	81
PUBLICATIONS.....	83
<i>Ouvrage</i>	83
<i>Chapitres dans des ouvrages avec comité de lecture</i>	83
<i>Thèse</i>	83
<i>Revue à comité de lecture</i>	83
<i>Autres publications</i>	85
<i>Communications</i>	85
<i>Rapports d'études</i>	92

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, mes remerciements vont à Ghislain de Marsily, professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, membre de l'Académie des Sciences, qui m'a fortement encouragée à passer cette habilitation à diriger des recherches.

Les travaux présentés dans ce mémoire correspondent à des études pluridisciplinaires qui sont le fruit de nombreuses collaborations tant au sein de l'Ecole des Mines qu'avec des collègues d'universités françaises ou étrangères. Je mentionnerai en premier lieu Bernard Beaudoin, professeur à l'Ecole des Mines de Paris, qui m'a incitée à me pencher sur la compaction dans les milieux continentaux, thème alors privilégié du groupe de Sédimentologie de l'Ecole des Mines. Si les formations du bassin d'Aix-en-Provence se sont révélées d'intérêt assez limité pour ce type d'étude, elles se sont en revanche avérées être un extraordinaire laboratoire paléoenvironnemental au cours des approches intégrées que j'ai conduites avec collègues et étudiants que je tiens à remercier pour nos échanges stimulants et la confiance qu'ils ont accordée à mes projets.

Je tiens à remercier les collègues du groupe Sédimentologie de l'EMP pour nos échanges informels sur les paléoclimats, les restitutions paléogéographiques, Médard Thiry qui m'a fait partager sa passion pour la minéralogie des dépôts continentaux et les étudiants associés à ce projet qui ont grandement participé aux avancées méthodologiques.

Au cours de mes toutes premières campagnes de terrain, j'ai rencontré les équipes qui recherchaient le fameux niveau à iridium de la limite Crétacé/Tertiaire sous l'impulsion de Robert Rocchia (laboratoire mixte CEA/CNRS de Gif-sur-Yvette). Il regardait la stratigraphie communément admise dans le bassin d'Aix avec un œil fort critique ; il m'a ainsi, de façon indirecte, poussée à entreprendre une analyse fine de ces séries et je lui en suis reconnaissante.

Les collaborations avec Maurice Renard et Laurent Emmanuel de l'Université Pierre et Marie Curie, Monique Vianney-Liaud de l'Université de Montpellier II, Géraldine Garcia de l'Université de Poitiers et Gilles Cheylan (Conservateur du Musée d'histoire Naturelle d'Aix en Provence) se sont nouées tout naturellement autour des fameux œufs de dinosaures qui ont rendu célèbre le bassin d'Aix dès la fin du 19^{ème} siècle.

L'approche sur les paléosols a connu, par ailleurs, un fort développement suite à la rencontre de Thure Cerling (Université de Salt Lake City) qui, intrigué par les résultats sur ces œufs, m'a encouragée à regarder avec le même type d'analyses les sols. Lowell Stott (Université de Californie), Bill Berggren (Woods Hole Institute) et Marie Pierre Aubry (Rutgers University) m'ont conduit à quitter le Crétacé supérieur pour le Paléocène à la recherche de l'excursion en carbone de la fin du Paléogène.

Enfin, je tiens à mentionner tout spécialement la collaboration avec Marie-Gabrielle Moreau, "paléomagicienne" de l'IPGP, qui a permis de déchiffrer l'enregistrement magnétique, parfois complexe, dans ces séries continentales. Nos missions de terrain resteront d'excellents souvenirs auxquels sont associés la détermination de Michel Pinault dans la réalisation des forages les plus délicats et l'aide amicale d'Edgard Lorentz.

Je voudrais aussi exprimer mes sincères remerciements aux membres du jury, à commencer par Jose Pedro Calvo Sorento, directeur de l'IGME (Instituto Geológico y Minero de España), spécialiste indiscuté des séries continentales du Miocène espagnol qui présentent de nombreux traits communs avec celles de Provence ; François Baudin, professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, spécialiste des études paléoclimatiques dans les séries anciennes à partir de l'analyse de la matière organique, et qui j'espère, n'aura pas été trop dérouté par ces séries rouges ; Jean-Claude Duplessy, directeur de recherche au CNRS-LSCE, expert international de la variabilité climatique des séries récentes, qui apporte le regard du quaternariste sur ces séries anciennes ; Christian Ravenne, directeur scientifique à l'ANDRA, avec qui j'ai eu de longues discussions dès le début des années 90 sur la stratigraphie séquentielle en milieu continental.

J'ajoute que la réalisation de ce mémoire n'aurait pas été possible sans la compétence de Philippe Le Caer pour les dessins et de Sylvie Boj pour la mise en forme.

Que mes proches trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour avoir su partager ma passion et m'apporter leur soutien.

INTRODUCTION/ PRESENTATION DE LA RECHERCHE

Dans ce mémoire, j'ai résolument choisi de ne pas me livrer à un exercice de style consistant à présenter mes différentes expériences professionnelles et travaux réalisés dans le cadre d'une activité de recherche cohérente. Une telle cohérence est cependant réalité puisque projets et évolutions des thématiques de recherche sont très souvent le fruit de travaux en cours et de rencontres d'où naissent l'envie d'explorer de nouveaux domaines, de tester des outils originaux.

C'est pourquoi, au lieu de présenter un cheminement qui a été une expérience passionnante et enrichissante, j'ai préféré organiser ce mémoire autour des recherches menées dans les séries du domaine continental, plus particulièrement sur les plaines d'inondation (lit majeur des hydrogéologues et géographes, elles correspondent à la surface proche du chenal qui est inondée avec une certaine période de retour par les crues de débordement). Ce domaine a été pendant longtemps négligé, l'accent ayant été porté très tôt sur les dépôts associés à la ceinture de chenaux. Il existe en effet une opposition entre les dépôts de la zone de la ceinture de chenaux, témoins d'une dynamique active et ceux de la plaine d'inondation caractérisés par des sédiments fins, pauvres en structures sédimentaires et en fossiles

Cette vision a toutefois été renouvelée au cours du temps, car les plaines d'inondation constituent des lieux privilégiés de l'enregistrement des événements qui marquent l'évolution des bassins continentaux. En effet, le système convoyeur de matériaux, les cours d'eau, est très mobile et ne préserve qu'un nombre limité de séquences par ailleurs restreintes géographiquement. Ainsi, la part significative du matériel transporté par les cours d'eau qui est stockée dans la plaine d'inondation possède un potentiel de préservation plus grand que celle associée à la ceinture de chenaux dans laquelle les sédiments sont régulièrement mobilisés.

Le point de départ de mon intérêt pour ces domaines continentaux a probablement été mon travail de thèse au cours duquel j'ai été confrontée à la reconnaissance des environnements sédimentaires lors de la prospection de gisements houillers. Il s'agissait de définir à partir de données de sondages (données paléontologiques et plus particulièrement paléobotaniques) des guides de prospection et d'exploitation s'appuyant sur l'évolution spatio-temporelle des environnements sédimentaires à partir des restitutions paléoécologiques. L'utilisation de méthode d'analyse des correspondances était alors très novatrice et a montré tout l'apport d'une telle approche dans ces milieux présentant une forte hétérogénéité : caractérisation des environnements à partir d'associations floristiques, établissement d'enchaînement de paysages, caractérisation des zones de forts remaniements.

Ensuite, lors d'un séjour aux Etats-Unis, j'ai eu l'occasion de travailler sur des séries d'âge jurassique/crétacé riches en niveaux d'anhracite et exploitées dans un contexte tectonique difficile (Sonora, Mexique). L'étude de la minéralogie des faciès détritiques s'est révélé être le critère décisif de la compréhension de l'architecture de cette formation. Cette expérience a été complétée par des études sur le terrain, souvent à l'aide de la pelle, sur la dynamique actuelle du Mississippi : anatomie de bancs sableux d'étiage, de lobes de crevasses à la suite de ruptures de levées.

Parallèlement à cette expérience en domaine continental, j'ai été amenée à travailler dans des séries marines, alliant caractérisation des dépôts de pente et investigations sur les litages réguliers dans les séries pélagiques. Un monde que l'on pourrait opposer au précédent par la diversité de ses faunes, la régularité de son enregistrement et le fort contrôle externe sur l'organisation des séries. Cette accessibilité apparente à un grand nombre de paramètres ne doit pas faire oublier que l'enregistrement est souvent discontinu du fait de l'existence de remaniements sédimentaires et de hiatus, et déformé par son altération au cours de l'histoire géologique. Ce dernier point a retenu mon attention, m'intéressant alors plus particulièrement à la signification des alternances marno-calcaires et leur évolution au cours de la compaction, différenciant alors la part mécanique de la part chimique. D'une approche quantitative de ces dépôts, j'ai été conduite à m'intéresser aux paramètres contrôlant cette organisation, notamment les cycles astronomiques, dits de Milankovitch.

Restait à mon esprit, une interrogation : pourquoi le milieu marin est-il si bien organisé et que le domaine continental nous apparaît comme un ensemble énigmatique face auquel nous sommes assez désarmés pour lire les termes de son évolution ? Peut-être que nos clés de lecture n'étaient pas assez performantes et que des approches associant mesures et méthodes récentes ouvriraient de nouvelles perspectives ?

C'est dans cette optique que j'ai mené mes travaux sur les dépôts de plaine d'inondation. A l'approche classique et incontournable de la description des faciès, j'ai pris plaisir à associer d'autres méthodes pour déchiffrer ces séries et proposer de nouveaux guides de lecture : minéralogie, géochimie et paléomagnétisme.

Reste le choix de sites d'études, qui permettent de comprendre la mise en route et le développement de ces recherches. Le Crétacé supérieur/Paléogène de Provence a constitué un formidable laboratoire. Ces séries continentales, qui ne présentent pas de hiatus majeur sur près de 20 Ma, sont dominées par des faciès de plaine d'inondation, limons de débordement et dépôts lacustres.

Le mémoire est ainsi organisé en trois grandes parties :

- la première, à caractère essentiellement bibliographique général, présente les éléments architecturaux d'une plaine d'inondation à partir de systèmes actuels pour se recentrer sur les limons de la plaine d'inondation, les modifications précoces auxquelles ils sont soumis au travers de la pédogenèse pour aborder enfin la signification des paléosols dans les séries anciennes.

- la seconde partie est consacrée aux résultats originaux que j'ai obtenus sur les formations de Provence. Ceux-ci concernent l'interprétation des faciès, la dynamique climatique, les reconstitutions paléoécologiques et stratigraphiques, l'évolution tectonique.

- la troisième partie traite de prospective, c'est-à-dire des développements nés ou à naître de cette approche. Tout d'abord la transposition des méthodes isotopiques à des séries fluvio-littorales, ensuite une réflexion sur l'influence des facteurs forçant sur l'organisation des séries continentales, enfin une ouverture sur la modélisation de ce type de séries à l'échelle des réservoirs pétroliers.

Enfin, un récapitulatif chronologique et thématique de mon cursus, de mes activités d'enseignement, de recherche ainsi que de mes publications et communications est présenté.

La recherche doit avant tout être un jeu et un plaisir
(Pierre Joliot)

1. LA PLAINE D'INONDATION, UN ENVIRONNEMENT COMPLEXE, VASTE PIEGE A SEDIMENTS (SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE GENERALE)

Les études sur les systèmes fluviaux se sont traditionnellement concentrées sur les processus en liaison directe avec les chenaux fluviaux et plus particulièrement sur l'interaction entre la migration des chenaux et la construction/destruction de la plaine d'inondation (ref. *in* Wolman et Leopold, 1957 ; Brackenridge, 1988 ; Howard, 1992). De façon générale, beaucoup moins d'attention a été portée aux limons de crue qu'aux chenaux, bien qu'ils couvrent cependant de larges surfaces dans la majorité des plaines d'inondation, et qu'ils aient été reconnus comme des éléments importants de celle-ci.

L'accent mis sur les processus liés à l'activité des écoulements dans les chenaux, à la mobilisation, au transport et au dépôt de sédiments grossiers en réponse aux migrations latérale et longitudinale des lits des tributaires, reflète le fait que dans la plupart des cours d'eau actifs, la migration des chenaux fournisse la preuve graphique la plus claire de l'évolution de la plaine d'inondation. De plus, ces faciès détritiques associés à la migration des chenaux présentent un intérêt pour les réserves en matière première soit au travers des placers associés aux dépôts (or, diamant,...), grâce à leur forte porosité susceptible de favoriser de fortes concentrations résultant de la diagenèse (uranium,...), ou de migrations de fluides (pétrole, gaz, eau). De façon tout à fait compréhensible, de nombreuses études se sont concentrées sur cette zone.

Si de nombreux travaux ont été consacrés à l'analyse des dépôts liés à l'évolution des cours d'eau, à leur comparaison avec les systèmes actuels et à la définition de modèles de dépôt qui sont en parfait accord avec les équations de l'hydraulique et la dynamique des systèmes actuels, l'intérêt pour les dépôts de la plaine d'inondation n'a été par contre que beaucoup plus tardif et leur connaissance reste encore beaucoup moins documentée.

Dans un premier temps, suite aux travaux fondateurs de Wolman et Leopold (1957), l'idée selon laquelle les dépôts de plaine d'inondation ne compteraient que pour 10 à 20 % de l'ensemble des dépôts présents dans la plaine d'inondation s'est rapidement imposée. Cette observation, tout à fait pertinente pour des cours d'eau aménagés, ne s'applique en fait pas à l'ensemble des cours d'eau (Ritter *et al.*, 1973). On considère en général que les plaines d'inondation sont faiblement développées dans les systèmes en tresse du fait de la migration conséquente des chenaux et bancs associés, à l'opposé des systèmes à chenal unique dans lesquels la rivière migre lentement dans une ceinture de chenaux bien stabilisée. En fait, le développement de la plaine d'inondation est indépendant du style des chenaux (Miall, 1996).

L'intérêt récent porté à l'érosion et aux apports sur de larges bassins versants a aussi mis en avant le rôle des plaines d'inondation et plus particulièrement leur capacité à piéger les sédiments fins transportés en suspension malgré des taux d'accumulation très faibles. Celle-ci se

situé d'après des études de terrain autour de 20 %, (Lambert et Walling, 1987 ; Middelkoop et Asselmann, 1994). Les taux de sédimentation sont comme on peut s'y attendre faibles. Wolman et Leopold (1957) suggèrent une valeur moyenne autour de 0,15 cm/an.

On distinguera la dynamique à court terme (jusqu'à 1 000 ans) des variations à long terme et d'échelle plus importante. L'intervalle de récurrence entre deux crues dans une plaine d'inondation active est en général de l'ordre de un à deux ans (Leopold *et al.*, 1964). Les récurrences des crues de débordement sont en réalité difficiles à définir à cause des incertitudes dans la définition du niveau de plein bord des rivières.

La signification à plus long terme de ces pertes par transmission dépendra clairement de la vitesse de migration du chenal à l'intérieur de la plaine d'inondation, puisque le matériel fin déposé peut être mobilisé par la suite. Des dépôts de l'ordre de 8 mm/an ont été observés sur l'Amazonie (Meade, 1994) de 2,35 cm/an sur la Coon Creek (Wisconsin) (Trimble, 1976). Toutefois, en considérant la plaine d'inondation dans son ensemble, les auteurs estiment que les dépôts de crues de débordement sont recyclés en 2 500 ans. Cependant dans les bassins où les chenaux sont moins actifs, les limons de débordement peuvent alors représenter un puits de sédiment beaucoup plus stable.

La plaine d'inondation est bordée par deux zones de transitions : la ripisylve au contact avec la ceinture de chenaux et la limite avec le bassin versant. La ripisylve, dans une définition stricte, représente la langue de terre qui est en contact intime avec le cours d'eau et qui inclut seulement la végétation le long des bancs et berges du cours d'eau (Tansley, 1911). Plus récemment, ce terme est souvent utilisé pour désigner une bande de terre plus large qui se confond souvent avec la plaine d'inondation, notamment aux USA (Brown *et al.*, 1978 ; Anderson, 1987). Concernant l'autre transition, plaine d'inondation/bassin versant, il est important de comprendre la transmission de l'eau depuis les coteaux jusqu'au cours d'eau. La circulation hydrologique gouverne non seulement le flux de sédiment mais également la qualité de l'eau par le transport concurrent d'éléments provenant du substrat (Burt et Haycock, 1996).

L'hétérogénéité est certainement la caractéristique majeure des dépôts de la plaine d'inondation. Elle reflète la succession complexe des environnements sédimentaires et des dépôts associés : chenaux fluviaux, plaine d'inondation alimentée par les crues de débordement et ruptures de levées, les lacs. Les processus dans la plaine d'inondation peuvent être ainsi considérés comme un large puzzle en quatre dimensions (x, y, z, t) dans lequel de nombreuses pièces nous sont inaccessibles.

1.1. LES ELEMENTS CONSTITUTIFS D'UNE PLAINE D'INONDATION

Dans les associations de faciès présents dans la plaine d'inondation, l'accent a été très tôt mis sur les faciès liés à la migration des chenaux. Ainsi, dès 1906, Fenneman avait montré que les dépôts de la plaine d'inondation ne sont pas seulement engendrés par les crues de débordement mais aussi par la migration des chenaux fluviaux. En effet, la plaine d'inondation peut être caractérisée comme un milieu de charge mixte dans lequel à la fois des dépôts en suspension et de charge de fond sont représentés (Schumm, 1977 ; Reineck et Singh, 1980).

La série fluviale est ainsi composée d'une alternance de faciès sableux et limoneux, les premiers représentent les dépôts liés à l'activité du chenal alors que les seconds se rattachent aux crues de débordement. Cependant, des sédiments produits par d'autres mécanismes sont également fréquents dans la plaine d'inondation et peuvent même occuper une place conséquente

dans les séries fossiles (Fig. 1-1) : les apports gravitaires (colluvionnement, coulées de débris ou de boue), les dépôts lacustres et les formations éoliennes.

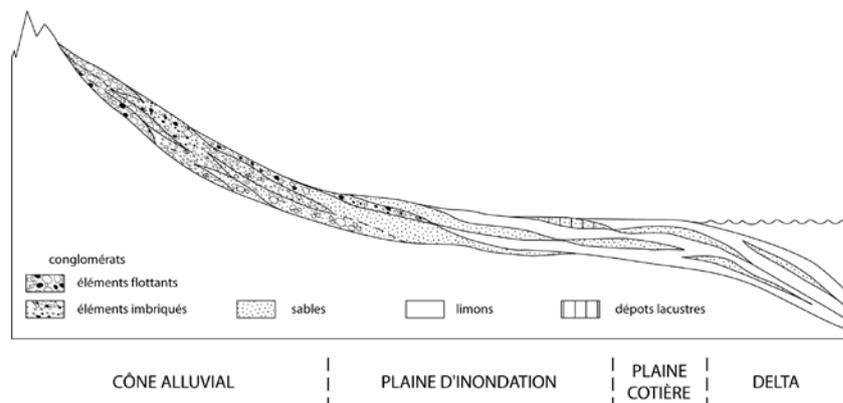


Figure 1-1 : Schéma de l'évolution longitudinale d'un système fluvial

Les dépôts de cônes alluviaux dominés par des conglomérats s'intercalent dans leur partie distale avec les faciès sableux et limoneux du réseau fluvial ou avec des sédiments lacustres. Dans la zone côtière, la partie aval du réseau fluvial, montre fréquemment l'imbrication de faciès fluviaux et marins

Dans ce qui suit, j'ai choisi de présenter les éléments architecturaux de façon générale. On se reportera à de nombreux ouvrages pour avoir une description complète et détaillée des systèmes fluviaux (Miall, 1978 ; Reineck et Singh, 1980 ; Walker et Kent, 1984 ; Walker et James, 1992, ref. in Bridge, 2003).

1.1.1. Les dépôts liés à l'activité des chenaux

Les chenaux constituent des convoyeurs efficaces pour le transport du matériel de l'amont vers l'aval. Ce transport s'effectue à la faveur des crues qui permettent le transport par charge de fond et suspension, assurant, du fait des vitesses contrastées, un granoclassement depuis l'aval vers l'amont. Parfois, la faiblesse des levées permet leur rupture et conduit à des épandages sableux dans la plaine d'inondation.

Les systèmes fluviaux sont généralement classés en quatre grands types prenant en compte la sinuosité et le nombre de chenaux présents. On distingue les systèmes mono-chenaux (rectiligne et méandrique) des systèmes multi-chenaux (en tresse et anastomosés) (ref. in Miall, 1978). Cette classification sous-tend des remplissages sableux des chenaux aux architectures variées caractéristiques de chacun des types.

1.1.1.1. Les remplissages des chenaux

Les chenaux fluviaux, quel que soit leur style, présentent toujours une certaine sinuosité à laquelle sont associés des bancs sableux latéraux. De plus, des bancs sableux aux géométries complexes occupent le lit du chenal suite à la variabilité des courants. Les dépôts associés à la dynamique propre du chenal correspondent à des séquences grano-décroissantes qui reflètent son comblement puis son abandon au cours du temps. Selon l'environnement, les termes dominants de ces séquences comprendront des éléments grossiers (gravier dans les cônes alluviaux et systèmes en tresse) ou plus fins (sables dans les systèmes méandriques, anastomosés).

1.1.1.2. Les levées

Les levées naturelles sont en général mieux exprimées dans les systèmes de charge mixte (sable et argile) dans lesquels le volume de sable est suffisant. Celles-ci se construisent à la faveur des crues de débordement et sont caractérisées par des dépôts argilo-silteux, organisés en fines séquences grano-décroissantes qui peuvent donner naissance à des séquences verticales de plusieurs mètres d'épaisseur. Leur partie supérieure est fréquemment bioturbée par l'action des plantes ou des animaux. Elles portent une végétation distincte de celle du reste de la plaine d'inondation du fait de leur élévation au-dessus de la plaine et de la proximité du chenal.

1.1.1.3. Les faciès de rupture de levée

Les lobes de crevasses traduisent des ruptures des levées à la faveur de fortes crues ou de la faiblesse de la levée suite à des événements indépendants du fonctionnement du chenal (terriers, impacts de blocs de glace lors de débâcles, ou branchages). Ils sont caractérisés par des dépôts sableux en aval de la crevasse et correspondent à des deltas miniatures qui progradent dans la plaine alluviale. Ainsi les lobes de crevasse présentent des granulométries plus fortes que les faciès de levées, comportent des remplissages de chenaux dont la taille est très variable. Dans certains cas, si l'ouverture dans la levée ne cicatrise pas, le chenal peut prendre un nouveau cours, on parle alors d'avulsion.

Les dimensions de ces lobes de crevasses sont très variables et dans les systèmes méandriformes où les ruptures de levées sont fréquentes, ils participent largement à la construction de la ceinture de chenaux.

1.1.2. Les dépôts de crues de débordement et leur évolution

L'évolution des dépôts de débordement est contrôlée par les séquences de crues et la concentration en sédiment des lames d'eau associées à la crue de débordement (Fig. 1-2). En général, ces dépôts correspondent à des limons sauf lors de crues exceptionnelles de type crues éclair au cours desquelles des lames sableuses peuvent recouvrir la plaine d'inondation. En fonction de la fréquence et de l'intensité des crues, l'empreinte de la pédogenèse sera plus ou moins forte dans ces faciès.

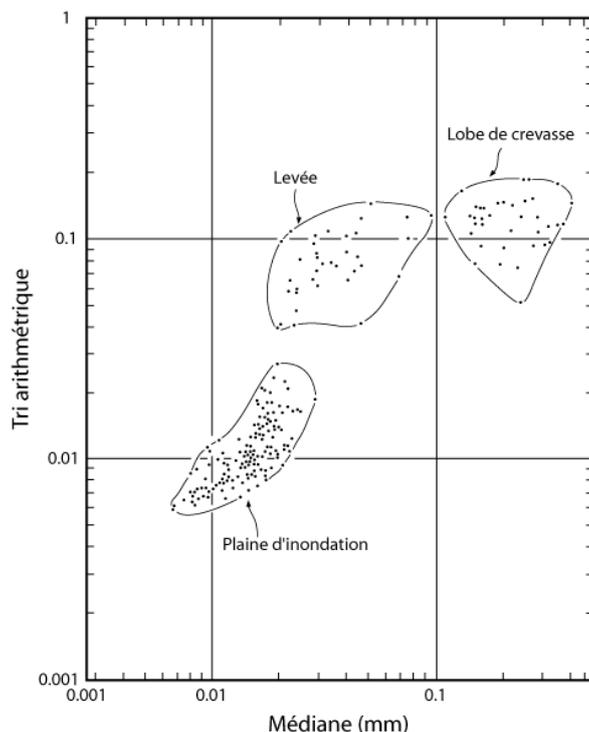


Figure 1-2 : Caractéristiques granulométriques de dépôts de plaine d'inondation associés aux crues (d'après Allen, 1965)

Les limons de débordement constituent les dépôts fluviaux les plus étendus puisqu'ils couvrent l'ensemble des zones où la topographie ne contraint pas l'extension des dépôts de crue de débordement. Ces dépôts sont généralement de granulométrie fine (sils et argiles) et leur épaisseur, très variable d'une crue à l'autre, représente en moyenne des taux d'aggradation faibles.

Ainsi, la plaine d'inondation peut piéger un volume substantiel de sédiment [28 % du matériel en suspension River Culm, Grande Bretagne (Lambert et Walling, 1987) ; 19 % - Waal, Pays Bas, Middelkoop et Asselmann, 1994) ; 23 % - Severn, Grande Bretagne (Walling et Quine, 1993), 10 % - Amazone, Brésil (Meade, 1994)].

Les taux de sédimentation restent faibles, l'estimation autour de 0,15 cm/an (Wolman et Leopold, 1957), est confortée par les valeurs obtenues sur différents cours d'eau [0,21 cm crue du 12/1994 Rivière Waal, Pays Bas (Middelkoop et Asselman, 1994) ; 0,04 cm/an River Culm (Lambert et Walling, 1987)]. Des valeurs nettement supérieures ont été obtenues suite aux changements liés aux pratiques agricoles [2.5 cm/an Coon Creek, Wisconsin (Knox, 1987)] ou aux travaux miniers [2 cm/an Belle fourche River, USA (Marron, 1989)].

Les crues exceptionnelles qui engendrent le dépôt de lames sableuses se distinguent des autres car non seulement elles recouvrent l'ensemble de la plaine d'inondation mais elles contribuent sur un laps de temps très court à un dépôt qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, épaisseur qui contraste fortement avec les dépôts de crues habituels qui ne dépassent guère quelques cm par événement. Ces dépôts, en général très uniformes tant en épaisseur qu'en granulométrie possèdent peu de structures.

1.1.3. Les faciès qui ne relèvent pas de la dynamique fluviale

A côté des dépôts qui relèvent directement de l'activité de l'écoulement du cours d'eau, on peut trouver dans la plaine d'inondation des sédiments dont la mise en place correspond à des processus différents.

1.1.3.1. *Les coulées gravitaires*

Ces dépôts sont très fréquents dans les systèmes de piémonts (cônes alluviaux), zone en pente douce formant un glacis au pied des montagnes. Les cônes alluviaux, situés à la zone de transition entre le bassin versant et la plaine d'inondation, constituent une forme en relief qui compense la rupture de pente existant entre les deux ensembles. On observe alors de larges couches conglomératiques sans granoclassement correspondant aux dépôts gravitaires parfois incisées par des dépôts chenalisés présentant des séquences granodécroissantes. Vers l'aval, ces dépôts évoluent vers des dépôts de rivière en tresse (Blair et McPherson, 1994). Lorsqu'elles sont observées dans des systèmes fluviaux plus distaux, les coulées gravitaires traduisent généralement des instabilités de pente latérales.

Ces larges couches conglomératiques ne présentent pas de granoclassement et contiennent souvent des éléments flottants, correspondant à une mise en place gravitaire. Elles sont souvent incisées par le réseau de chenaux qui recouvre le cône alluvial. Vers l'aval, ces systèmes évoluent vers des rivières en tresse dans lesquels dépôts gravitaires et fluviaux peuvent être intimement liés.

1.1.3.2. *Les milieux inondés (tourbières, lacs, playa)*

Présentes dans pratiquement tous les types de plaines d'inondation, les zones occupées plus ou moins temporairement par des masses d'eau stagnantes alimentées par les eaux de ruissellement (lacs) ou la nappe phréatique (marécages, playa) sont également extrêmement importantes car elles sont souvent caractérisées par une forte diversité biologique et un contenu en matière organique élevé (Tissot et Welte, 1984 ; Kelts, 1988 ; Naiman *et al.*, 1989 ; Carroll et Bohacs, 1995).

Ces masses d'eau sont très sensibles aux variations d'accommodation (apports en eau et en sédiments, tectonique (Olson, 1990 ; Perlmutter et Matthews, 1990 ; Marzo *et al.*, 1996). La position des rives, la chimie des eaux (Renaut et Last, 1994), la nature des dépôts peuvent ainsi varier très rapidement conduisant à une grande variété de séquences de dépôt (ref. in Bohacs *et al.*, 2000) dont la complexité dans l'Actuel (Beuning *et al.*, 1997 ; Flower *et al.*, 1995 ; Scholz et Rosendhal, 1990) n'est que partiellement enregistrée dans les séries anciennes (Anadon *et al.*, 1991 ; Valero-Garcés, 1991 ; Valero-Garcés *et al.*, 1994).

1.1.3.3. *Les dépôts éoliens*

Les dépôts éoliens sont souvent difficiles à reconnaître dans les formations des plaines alluviales s'ils ne constituent pas des ensembles de taille suffisante. Les dépôts éoliens qui présentent d'excellentes qualités réservoirs se développent sur des surfaces de déflation qui atteignent le niveau de la nappe. Ils sont ainsi intimement liés aux dépôts fluviaux et lacustres, même s'ils sont éphémères (Ward, 1988). Dans les milieux désertiques plus favorables à leur dépôt et préservation, ils se présentent dans les séries anciennes, sous forme de dépôts en couche relativement étendue possédant une bonne connectivité latérale mais non verticale (Kocurek, 1988).

1.2. VERS UN DECRYPTAGE DES LIMONS DANS LES SÉRIES ANCIENNES

Les raisons de s'intéresser à la reconstruction des plaines d'inondation des séries anciennes sont nombreuses dans ces milieux qui forment probablement, comme le montrent les

paysages actuels l'un des écotones les plus marqués du paysage continental. Parmi celles-ci, l'on peut citer dans le cadre de ce mémoire : 1) l'inférence des processus qui ont conduit à la formation et l'évolution de la plaine d'inondation, 2) la compréhension des effets des changements environnementaux passés sur les processus contrôlant les modifications de la plaine d'inondation, 3) la reconstruction des conditions bio-climatiques passées et des modifications écologiques.

Si l'on considère les plaines d'inondation dans leur ensemble, les modèles de faciès développés dans les années 1970 (Miall, 1978) ont beaucoup apporté sur la dynamique des systèmes, par contre l'interprétation des sols fossiles en tant qu'éléments architecturaux, au même titre que les faciès primaires, est beaucoup plus récente (Retallack, 1983 ; Reinhardt et Sigleo, 1985 ; Bown et Kraus, 1987 ; Smith, 1990 ; Kraus et Aslan, 1993). La combinaison d'approches telles que la sédimentologie, qui s'intéresse aux processus, aux environnements et aux produits de la sédimentation, avec la pédologie qui est concernée par le développement des sols sur ces matériaux a largement contribué à une meilleure compréhension des systèmes terrestres notamment à partir de l'étude des systèmes quaternaires.

Avant d'aborder les paléosols, une courte présentation des sols actuels permettra de mieux cerner les clés de lecture de ces faciès qui malheureusement ne sont préservés qu'incomplètement dans les séries fossiles.

1.2.1. La formation des sols dans la plaine d'inondation

Les sols peuvent se développer sur l'ensemble des faciès présents dans la plaine d'inondation si des conditions favorables sont réunies, soit principalement un taux de sédimentation relativement faible (inférieur au mm/an) et une stabilité sur un intervalle de temps suffisamment long (supérieur à 10^3 ans) (Wright, 1992). La nature du substrat, le taux de sédimentation et la position de la nappe phréatique par rapport à l'environnement de dépôt seront des éléments qui marqueront l'évolution du sol (Fig. 1-3). Un sol représente une sorte de diagenèse précoce qui peut être préservée ou oblitérée par les effets de la diagenèse d'enfouissement.

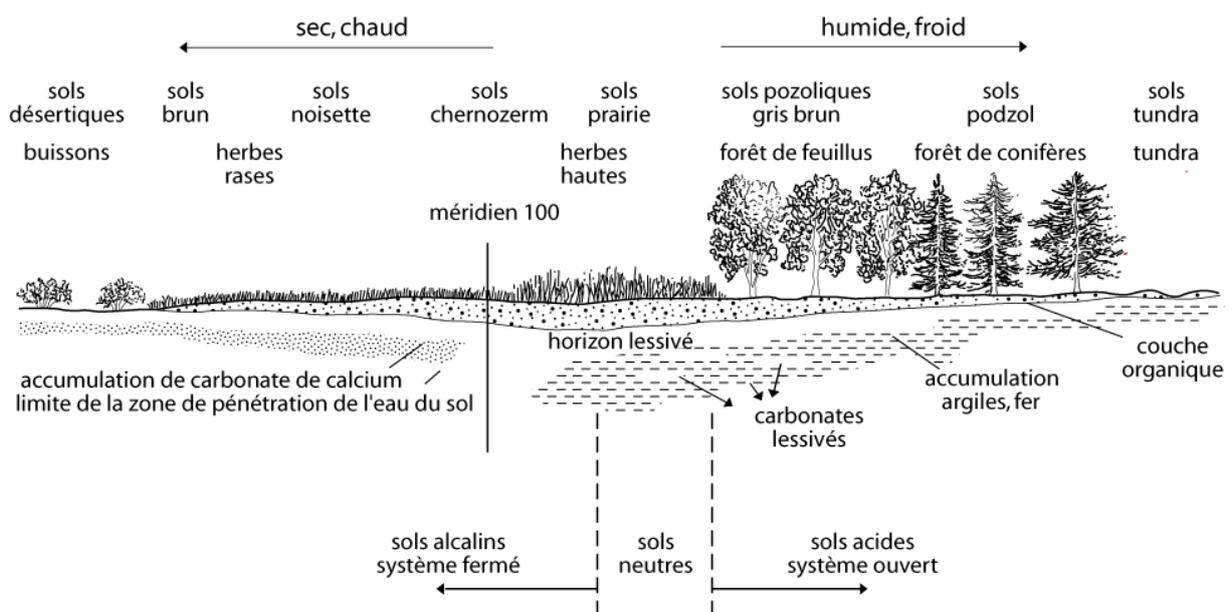


Figure 1-3 : Illustration de deux types classiques de pédogenèse : l'une en milieu froid et humide, l'autre en milieu chaud et sec (d'après Collinson, 1978)

Un sol se forme par altération d'un substrat sous l'influence des éléments météorologiques, de la végétation et des organismes. Sa formation est très lente (de l'ordre de plusieurs milliers d'années) et la pédogenèse s'exprime par des transformations morphologiques et minéralogiques du matériel originel (ref. *in* Duchaufour, 2001). Dans un sol, l'eau à une importance considérable, à la fois en tant que véhicule des éléments dissous et facteur de contrôle des processus de modifications minéralogiques. Au cours de son évolution, le sol se différencie selon une verticale, avec la formation d'un profil constitué de couches plus ou moins parallèles entre elles, appelées horizons. Ceux-ci comprennent à partir du haut du profil :

- des horizons contenant de la matière organique : horizon O (ancien horizon A0, horizon de surface riche en matière organique dit humifère) et horizon E (ancien A2 ou Ae, horizon éluvial, lessivé en argile, pauvre en sesquioxydes et de couleur claire),
- des horizons d'origine minérale, enrichis par illuviation : horizon B (séparé en Bt - accumulation d'argiles, Bca ou Bk - accumulation de carbonates, Bs -accumulation des sesquioxydes),
- enfin le matériau originel ou "roche mère" : horizon C, (R désignant la roche dure sous-jacente).

En fonction de nombreux paramètres (substrat, climat, topographie, végétation, position de la nappe phréatique) et de la durée d'évolution du sol, les profils seront très variables. On peut facilement distinguer (Duchaufour, 2001) les sols à faible altération chimique (regroupent les sols « jeunes » dans des stades initiaux d'évolution - regosols ou fluvisols - et les sols formés dans des conditions climatiques froides et sèches qui limitent l'altération), des sols à altération biochimique dominante (caractéristiques de stations bien drainées généralement dans des zones tempérées et froides) des sols à altération géochimique dominante (surtout localisés dans les régions chaudes suffisamment humides), des sols à pédoclimat contrasté (alternance de saturation en eau et de dessiccation complète caractérisant les climats froids ou les climats chauds subtropicaux à tropicaux).

La classification des sols se heurte au fait que les sols ne sont pas des objets naturels bien définis mais qu'ils se présentent comme un continuum d'une série évolutive. Ceci explique les nombreuses classifications qui s'intéressent à l'un ou l'autre facteur de développement d'un sol. Certaines mettent en avant le caractère lié aux processus de pédogenèse, classifications génétiques développées dans de nombreux pays pour permettre des comparaisons entre régions (par exemple : Australie - Isbell, 1996 ; France CPCS - Blaise et Girard coord., 1995 ; USA - USDA-NCRS, 1998). Le regroupement de ces classifications en une classification hiérarchisée utilisable au niveau international s'est révélé difficile et a débouché après de nombreuses années sur le WRB (World Reference Base for Soil Resources, 1998).

1.2.2. L'identification des paléosols

Bien que l'ensemble des horizons d'un sol soit très rarement préservé dans les séries anciennes, les paléosols sont reconnus à partir des mêmes critères que ceux employés pour les sols actuels : l'existence d'une zonation par horizons, de transformations physiques et minéralogiques dans un plan relativement parallèle à la stratigraphie. Sur le terrain, on s'appuiera principalement sur les critères physiques d'identification de la pédogenèse dont les caractères seront affinés grâce aux analyses en laboratoire.

1.2.2.1. La reconnaissance sur le terrain

Les trois grands critères généralement utilisés sont : les traces de racines, la présence d'horizons et l'existence de structures pédologiques (Retallack, 1985 ; Bown et Kraus, 1987 ; Wright, 1992). Ces structures sont importantes pour interpréter les conditions de formation des paléosols : drainage, comportement chimique.

Les traces de racines indiquent sans ambiguïté que le sédiment a été exposé à des conditions atmosphériques et qu'il a été colonisé par des plantes. D'ailleurs, lorsque c'est le seul critère reconnu, on parle alors d'entisol du fait de l'absence de transformations physiques ou minéralogiques.

Le sommet du paléosol sera placé sur la surface depuis laquelle les racines partent. En l'absence de matière organique, les traces de racines sont tout à fait assimilables à des traces fossiles. Les critères distinctifs sont généralement des embranchements dirigés vers le bas, une section de taille très irrégulière, la présence de radicelles. Toutefois, il n'est pas toujours aisé de faire la distinction entre des traces de terriers et celles de racines, d'autant plus qu'un certain nombre d'insectes utilisent les racines pour se nourrir (Retallack, 1976).

Les horizons pédologiques, même s'il en existe une grande variété, la présence d'une limite supérieure nette (souvent une troncature par contact érosif) et des frontières diffuses entre les horizons et le matériel originel, constituent l'un des critères les plus fiables sur le terrain. La caractérisation des horizons se fait à partir de la granulométrie, la couleur (charte de Munsell, 1975), la réaction avec l'acide et la nature des limites entre horizons.

L'identification des paléosols par comparaison avec les classifications établies à partir des sols actuels permet de mieux cerner les éléments de diagnose (Soil Survey Staff, 1975 ; WRB, 1998). Ainsi, les inceptisols correspondent à des horizons peu développés (le terme de protosol recouvrant l'ensemble des sols depuis les entisols jusqu'aux inceptisols), les vertisols des sols riches en argiles avec des traces de gonflement rétraction, les aridisols des sols riches en CaCO₃ typique de climats arides avec développement d'horizons.

Les structures pédologiques se développent aux dépens de la texture du matériel originel. La structure d'un sol apparaît souvent massive au premier abord, bien qu'elle reflète une organisation complexe avec des agencements particuliers liés aux conditions qui ont régné dans le sol. Cette texture est principalement le résultat de l'activité biologique, des bioturbations par les plantes et animaux, des cycles saturation/dessiccation (Fig. 1-4).

TYPE	EN PLAQUETTES	PRISMATIQUE	COLUMNNAIRE	POLYÉDRIQUE ANGULEUX	POLYÉDRIQUE SUB-ANGULEUX	GRANULAIRE	GRANULEUX
SKETCH							
HORIZON HABITUEL	E, Bs, K, C	Bt	Bn	Bt	Bt	A	A

Figure 1-4 : Différents types de structures communément reconnues dans les paléosols (d'après Retallack, 1997)

Un sol se compose d'agrégats stables (peds) entourés de plans irréguliers (cutans) dont le type le plus courant sont les clay skins ou argiles d'illuviation (Brewer, 1976) formés par les argiles qui viennent colmater les fissures présentes dans le sol lorsqu'elles sont transportées par l'eau. Ces dernières sont restreintes à l'horizon B argileux. On observe également des surfaces de friction qui ne présentent pas d'orientation particulières et sont présentes dans

la partie supérieure des sols soumise aux cycles de saturation/dessiccation. Elles sont classiquement dénommées slickensides.

On observe également des concentrations minérales (glaebules, Brewer, 1964) de nature carbonatée, ferrugineuse ou de sidérite. Celles-ci peuvent être massives (nodules), présenter des laminations concentriques (concrétions) ou des bords diffus (marmorisation). Les nodules, le plus souvent de forme irrégulière ou allongée (poupées, pédotubules) possèdent en général une texture microcristalline ou amorphe.

1.2.2.2. Les processus biochimiques

Même s'il n'est pas possible de remonter à l'ensemble des conditions initiales de formation du sol, certains éléments permettent tout de même d'en apprécier les caractéristiques principales. Cette restitution est obtenue par l'analyse texturale et minéralogique des modifications pédogéniques du matériau initial : texture microscopique, composition de la roche totale, pourcentage et nature des minéraux argileux, nature et densité des nodules, distribution des oxydes, degré de ferruginisation, profils en élément traces,... Parmi l'ensemble des paramètres qui influencent l'évolution des profils, nous citons ci-dessous les majeurs :

- la structure du sol (macro et micro -scopique) conditionne l'aération/la respiration des racines et de la biomasse, la rétention de l'eau par les forces capillaires. Le développement et le fonctionnement du système racinaire va être étroitement lié à ces caractéristiques.
- les gaz présents dans les sols subissent des échanges constants entre l'atmosphère terrestre, l'atmosphère du sol et les solutions du sol. Dans le sol, deux gaz jouent un rôle important : l'oxygène qui conditionne la respiration et qui intervient dans les réactions d'oxydation, et le CO_2 , produit de l'activité respiratoire. Un sol bien aéré contient un peu moins d'oxygène que l'atmosphère mais beaucoup plus de CO_2 (1 à 3 %), soit 2 à 3 fois en moyenne avec des valeurs extrêmes pouvant atteindre 50 (Solomon et Cerling, 1987 ; Cerling, 1991) (Fig. 1-5). Avec la profondeur, le taux en oxygène s'abaisse alors que celui en CO_2 peut atteindre 5 %.

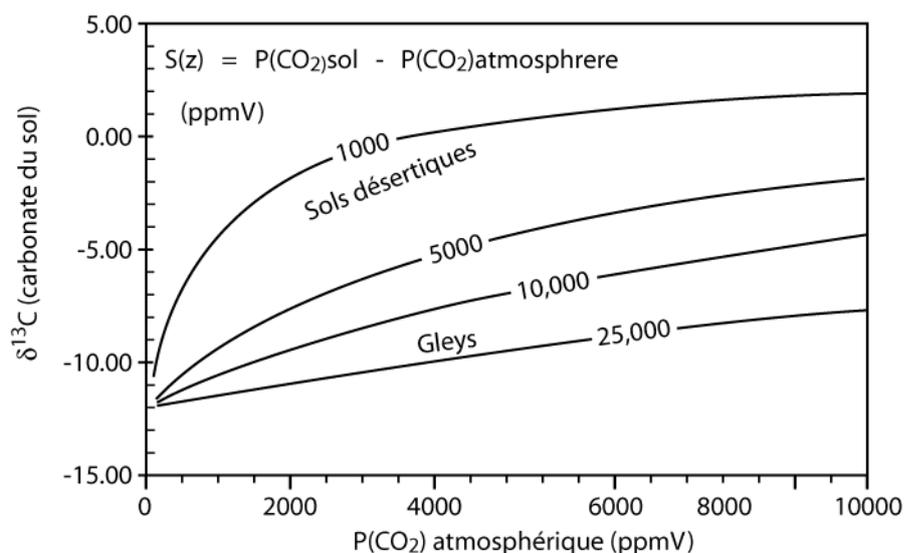


Figure 1-5 : Composition isotopique du carbonate d'un sol exprimée en fonction de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique et du CO_2 provenant du sol. Dans les sols bien drainés, à l'exception des milieux désertiques, le CO_2 provenant du sol [$S(z)$] correspond à des valeurs variant entre 5 000 et 10 000 à une profondeur d'un mètre (d'après Cerling, 1991)

- L'eau du sol occupe une place importante car elle intervient d'une part dans la nutrition des plantes et d'autre part en tant que contrôle des processus et véhicule des éléments dissous. On distingue l'eau de précipitation de l'eau souterraine (nappe phréatique) ; les fluctuations de la teneur en eau du sol au cours de l'année définissent le régime hydrique. Le drainage climatique constitue le facteur de base qui régit les processus d'illuviations et éluviations (argiles). Les contrastes saisonniers (alternances de périodes sèches et humides) jouent un rôle déterminant sur les processus de cristallisation et néoformation des minéraux (Fig. 1-6).

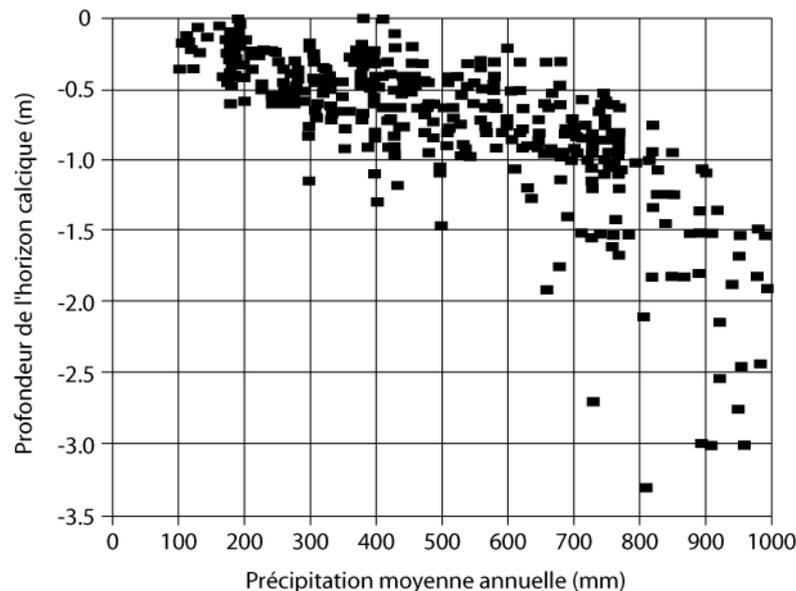


Figure 1-6 : Influence du volume de précipitations sur la position de l'horizon d'accumulation des carbonates (d'après Retallack, 1994) (Profondeur définie par rapport à la surface du sol)

- Enfin, la température n'est pas à négliger car elle favorise l'altération géochimique par hydrolyse des minéraux primaires, néoformation plus ou moins importante de minéraux argileux, et cristallisation des oxy-hydroxydes libérés. L'énergie calorifique reçue provient pour sa majeure partie du soleil et sera modulée en fonction des conditions locales (exposition, couleur du sol,...).

Dans ces approches, l'aspect paléoécologique n'est que peu abordé. L'étude des isotopes stable (carbone, $\delta^{13}\text{C}$ et oxygène $\delta^{18}\text{O}$) dans les paléosols, que ce soit sur la matière organique ou sur les nodules carbonatés, s'est révélée être un outil remarquable pour les reconstructions paléoécologiques des environnements terrestres en complément des analyses sur les restes fossiles surtout lorsque ceux-ci sont rares (Cerling *et al.*, 1989 ; Quade *et al.*, 1989 ; Thackeray *et al.*, 1990 ; Cerling, 1991 ; Serling, 1992, Morgan *et al.*, 1994 ; Frakes et Jianzhong, 1994). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des paléosols sont assez faciles à interpréter lorsque les sols se sont développés sur des intervalles de temps limités au cours desquels les conditions climatiques étaient stables (Amundson *et al.*, 1994b, Buck et Monger, 1995 : Wang *et al.*, 1994) (Fig. 1-7). Par contre, lorsque la durée d'évolution des sols est très longue (10^3 à 10^6 , cf. Machette, 1985), les carbonates pédogéniques peuvent avoir enregistré au cours de leur formation des changements environnementaux ou climatiques (Cerling, 1984, Amundson *et al.*, 1994b).

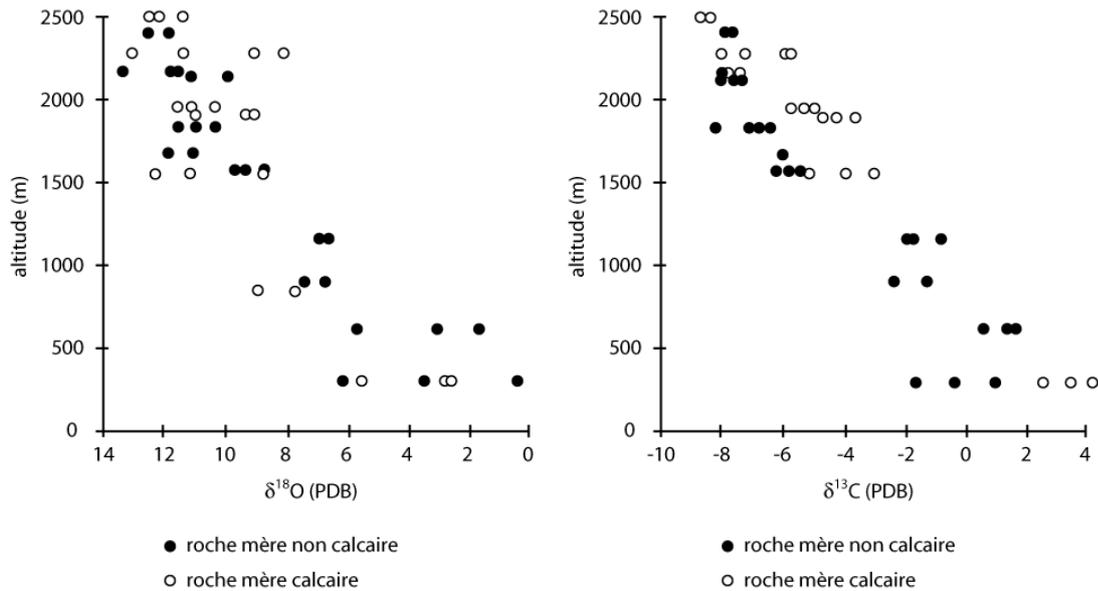


Figure 1-7 : Influence de l'altitude sur la composition isotopique des carbonates pédogéniques prélevés à 50 cm de profondeur dans le sol (d'après Quade et al., 1989)

1.2.3. Intégration des paléosols dans l'architecture des séries sédimentaires

Pendant longtemps, pédologie et géologie ont évolué de façon fort distincte avec un début de réintégration des disciplines dans les années 50 (Erhart, 1956 ; Ruhe, 1956). Ce n'est qu'au cours des années 70 que l'utilisation de la pédologie dans les géosciences a connu un développement certain lorsque les chercheurs se sont intéressés à l'évolution des paysages, cadre intégrant la genèse des sols et l'évolution/stabilité des paléo-topographies, -géographies (Morrison, 1965 ; Allen, 1974a, 1974b, 1978 ; Birkeland, 1974 ; Leeder, 1975, 1976 ; Retallack 1977a, 1977b, 1981a, 1981b ; Bridge et Leeder, 1979). En effet, les faciès de remplissage de chenaux sont d'extension limitée alors que les paléosols peuvent être suivis sur de longues distances (Bown et Kraus, 1987). Même si l'ensemble des horizons d'un sol est très rarement préservé dans les séries anciennes, la composition, la texture et la structure des paléosols est très utile pour établir des comparaisons avec les systèmes actuels afin d'en dégager des éléments sur les climats passés, la végétation, le taux d'aggradation de la plaine d'inondation ou la topographie,...

1.2.3.1. La réponse des systèmes fluviaux aux variations du climat ou du niveau de base

La réponse des systèmes fluviaux aux variations climatiques et de niveau de base a été abordée dès la fin du 19^{ème} siècle à partir d'études sur les cours d'eau quaternaires. Celles-ci ont conduit à l'introduction de plusieurs concepts : le niveau de base (Powell, 1875) la limite inférieure de l'érosion d'une rivière avec le terme ultime correspondant au niveau marin, le « graded stream », le cours profilé de Gilbert (1877) le long duquel le cours d'eau transporte sans érosion ni dépôt, le profil d'équilibre (Mackin, 1948) qui est ajusté au conditions dominantes de décharge (Fig. 1.8). La définition du niveau de base la plus fréquemment reprise est celle de Sloss (1962) : surface d'équilibre au-dessus de laquelle le dépôt est temporaire et en dessous de laquelle la préservation est possible. Le niveau de base correspond au niveau marin seulement dans le domaine côtier.

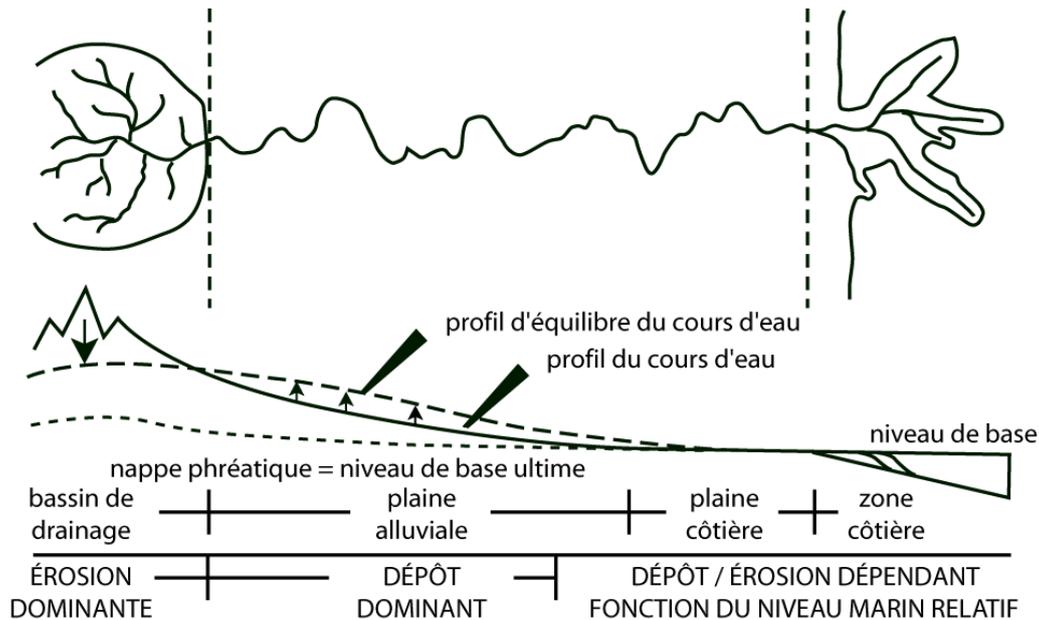


Figure 1-8 : L'influence du profil d'équilibre sur la dynamique fluviale dans les différents éléments géographiques d'un système fluvial (d'après Schumm, 1977, Dalrymple et al., 1997)

L'une des premières études sur les rivières quaternaires est celle de Penck et Brückner (1909) qui, à partir de l'examen des terrasses le long des affluents du Danube en Bavière, a donné naissance au concept des cycles glaciaires/interglaciaires du Pléistocène avec l'aggradation liée aux périodes glaciaires et l'incision et l'abandon aux périodes interglaciaires (Fig. 1.9) ; cette interprétation a été revue à la lumière des travaux plus récents qui montrent que l'incision se produit pendant la période de rupture climatique (passage interglaciaire/glaciaire) et que les dépôts se font majoritairement pendant la période froide.

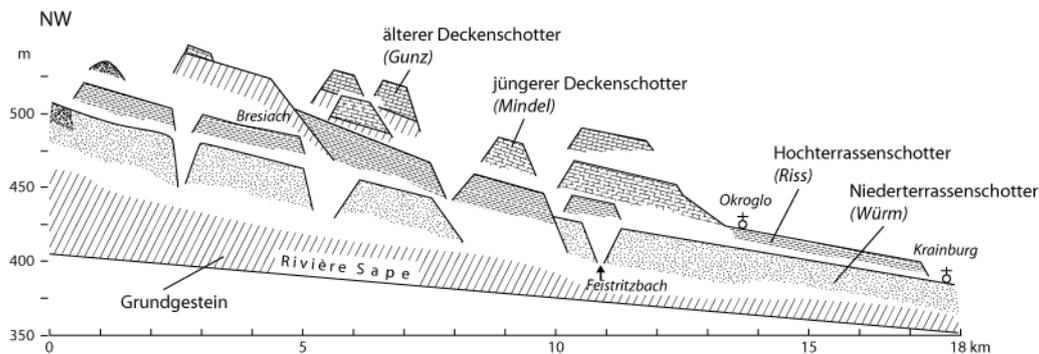


Figure 1-9 : Exemple de dynamique amont : les terrasses glaciaires de la Save (Penck et Bruckner, 1909)

Dans les premiers travaux s'intéressant au domaine aval, Lamothe (1919) sur la Somme en France (Fig. 1.10) et Fisk (1944) sur le Mississippi ont centré leur approche sur la glacio-eustasie avec incision et abandon de la plaine d'inondation pendant la chute du niveau marin et l'aggradation pendant la remontée.

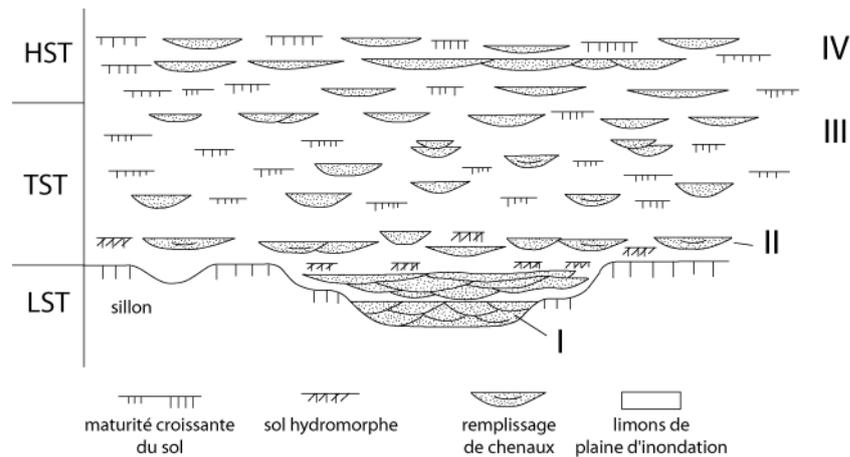


Figure 1-11: Modèle architectural simple de la distribution des sols et de leur type à l'intérieur d'une séquence fluviale déposée pendant un cycle du troisième ordre (Wright et Marriott, 1993)

(LST- dépôts de bas niveau, des sols matures se développent en contre haut des incisions, TST- dépôts de système transgressif, la remontée du niveau de base favorise les sols hydromorphes (II), puis le fort taux d'aggradation donne des sols peu développés mais bien drainés (III), HST- dépôts de haut niveau, le taux d'aggradation baisse favorisant le développement des sols mais aussi diminuant leur potentiel de préservation du fait du remaniement par les chenaux divagants)

1.2.3.2. Restitution de la dynamique des dépôts à l'aide des paléosols

Le taux d'aggradation de la plaine d'inondation peut être très variable et le potentiel de formation d'un sol dépend ainsi, tous les autres paramètres étant considérés constants, du taux d'accrétion. Si le dépôt de sédiment lors des crues de débordement est faible et la période de récurrence des événements suffisamment longue, alors le sol peut incorporer ce matériel supplémentaire au cours de son évolution, on parlera alors de sol/paléosol cumulatif. Par contre si l'épaisseur de sédiment déposée lors de la crue est supérieure à quelques décimètres (ou les événements sont très rapprochés), alors le processus de pédogenèse est interrompu et l'on assiste à la colonisation par la végétation de la nouvelle surface et au développement d'un nouveau sol, le premier sol constituant alors un sol simple. Cette distinction, introduite dans les années 80 (Bown et Kraus, 1987 ; Wright, 1986) a apporté un renouveau dans l'utilisation des paléosols dans la dynamique des plaines d'inondation. Ils sont ainsi utilisés en tant qu'indicateurs géomorphologiques dans la reconstruction de paléopaysages (Retallack, 1983 ; Smith, 1994, Wright et Alonson Zarza, 1990), dans l'évaluation des taux d'accrétion de la plaine d'inondation (Leeder, 1975 ; Behrensmeyer et Tauxe, 1982 ; Bown et Kraus, 1981a ; Atkinson, 1986 ; Kraus et Bown, 1986 ; Kraus et Bown, 1993), de l'amplitude de la migration des chenaux principaux (Retallack, 1986), de la résolution temporelle des sols comportant des restes de fossiles (Bown et Kraus, 1981b ; Behrensmeyer, 1982 ; Retallack, 1984).

Afin de pouvoir utiliser les paléosols comme des indicateurs paléoclimatiques ou environnementaux, les effets de modification diagénétiques suite à l'enfouissement doivent être reconnus et soustraits des modifications pédogénétiques préservées dans les profils. Les formes classiques de modifications liées à l'enfouissement correspondent à la dégradation de la matière organique, au rougissement des oxydes et hydroxydes, à la cimentation de la porosité, à la compaction et à la transformation des argiles comme par exemple illitisation des smectites (ref. in Retallack 1990 ; Terry et Evans, 1994).

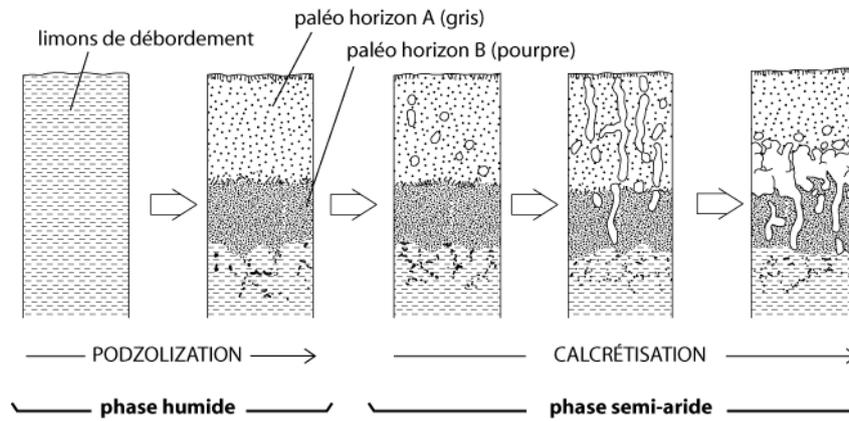


Figure 1-12 : Différents types de pédogenèse mis en relation avec des cycles climatiques (Lehman, 1989)

Les interprétations paléoclimatologiques s'appuient sur les études des séquences de paléosols superposés (Steel, 1974 ; McPherson, 1979 ; Freytet et Plaziat, 1982 ; Wright, 1982 ; Blodgett, 1985 ; Prather, 1985 ; McSweeney et Fastovsky 1987 ; Fastovsky et McSweeney, 1987 ; McFadden, 1988 ; Retallack *et al.*, 1987 ; Sigleo et Reinhardt, 1988 ; Lehman, 1990 ; Terry et Evans, 1994). En fonction des conditions climatiques, différents types de paléosols peuvent s'observer le long de la colonne stratigraphique (Lehman *et al.*, 1989, 1990) (Fig. 1-12), par ailleurs, à l'intérieur d'une période de stabilité climatique, la succession des paléosols et leur degré de maturité constituent un outil puissant pour étudier la migration des chenaux (Bown et Kraus, 1981a, b ; Kraus et Bown, 1988 ; Retallack, 1990 ; Platt et Keller, 1992).

Le rôle des variations climatiques sur les séries fluviales a aussi été suggéré comme étant le contrôle majeur. Toutefois le peu de publications comparées à celles sur les rôles du niveau marin ou niveau de base et le large spectre d'interprétations laissent une impression de confusion (Talbot et Williams, 1979 ; Berhensmeyer et Tauxe, 1982 ; Lettis, 1985 ; Retallack, 1986 ; Frostick et Reid, 1989 ; Blair *et al.*, 1990 ; Hall, 1990 ; Olsen, 1990 ; Wright, 1992 ; Ashley et Hamilton, 1993 ; Lopez-Gomez et Arche, 1993 ; Olsen et Larsen, 1993 ; Leopold, 1994). L'incision peut ainsi être associée aussi bien au passage d'un climat humide vers un climat plus sec que l'inverse, ou à des crues catastrophiques. Ces contradictions apparentes reflètent en fait la complexité de la réponse d'un système fluvial à des variations climatiques : une incision à l'amont peut conduire à des dépôts vers l'aval (Schumm, 1965), le passage de conditions semi-arides à arides se traduira par une diminution des apports alors que l'évolution d'un climat humide vers semi-aride verra l'augmentation des apports par destruction de la végétation (Langbein et Schumm, 1958).

En général, l'interprétation climatique s'appuie sur l'étude des sols et non sur la réponse du système fluvial au changement climatique (ref. *in* Parrish, 1998) ou sur le passage entre un système fluvial et d'autres types de dépôts terrestres : fluvial éolien (Olsen et Larsen, 1993 ; Yang et Nio 1993 ; Clemmensen *et al.*, 1994) ou sur des modélisations qui proposent des modèles dans lesquels est faite la part entre le rôle de la cyclostratigraphie (durées inférieures à 10^5 années et celle de la tectonique (périodes supérieures à 10^5 années) (Perlmutter et Matthews, 1990 ; Paola *et al.*, 1992).

*A l'origine de toute connaissance, nous rencontrons la curiosité !
Elle est une condition essentielle du progrès
(Alexandra David-Neel)*

2. LE CRETACE SUPERIEUR-PALEOGENE DE PROVENCE – APPORTS D'UNE APPROCHE S'APPUYANT SUR L'ANALYSE DE LA PEDOGENESE

Cette partie est consacrée à la présentation des résultats originaux que j'ai obtenus sur le Crétacé supérieur-Paléocène du bassin d'Aix-en-Provence. La première partie s'attache à une description générale de ces séries de ce bassin en insistant sur les caractéristiques générales des paléosols (Cojan, 1993, 1999). Les parties suivantes traitent plus spécifiquement des résultats novateurs que j'ai obtenus en s'appuyant sur les articles dans lesquels ceux-ci ont été publiés et dont les textes sont fournis en annexe. Celles-ci sont organisées selon quatre grands thèmes :

- les dolocrètes phréatiques de Provence qui ont constitué une base pour un nouveau modèle, celui des dolocrètes en halo, alternatif au modèle classique des dolocrètes en ruban (Colson et Cojan, 1996),

- les restitutions paléoclimatiques à partir des paléosols ont conduit à une caractérisation originale des épisodes semi-arides à partir d'une étude intégrée du faciès, de la minéralogie et de l'enregistrement paléomagnétique (Cojan et Moreau, sous presse),

- les corrélations avec les séries marines et notamment la reconnaissance pour la première fois de l'excursion de la limite Crétacé/Tertiaire en milieu continental, complétée par celle de l'événement chaud de la fin du Paléocène (Cojan *et al.*, 2000),

- les restitutions paléoécologiques, mettant en évidence l'existence d'une forêt galerie bordant les cours d'eau et décrivant les habitudes des femelles dinosaures dans la période de ponte (Cojan *et al.* 2003).

2.1. PALEO GEOGRAPHIE

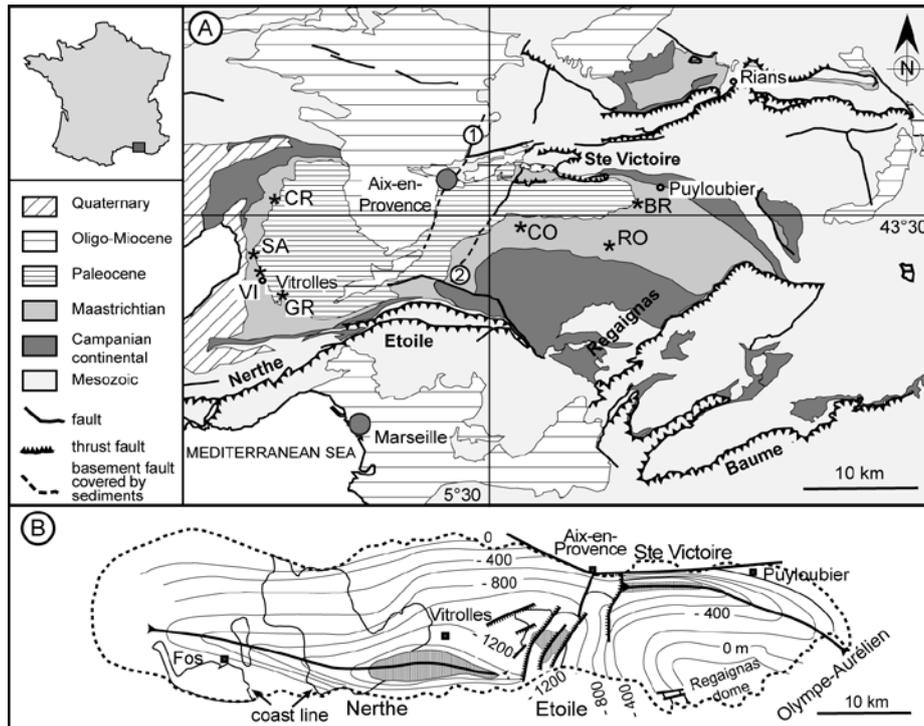


Figure 2-1 : A, Carte géologique schématique et stratigraphie des séries continentales de Provence ; B, Carte des isobathes de la couche de la grande mine (Campanien inférieur) (Cojan et Moreau, sous presse)

Le bassin de Provence se situe dans le sud de la France, entre le village de Puyloubier à l'est et la ville de Vitrolles à l'ouest (Fig. 2-1). Il est bordé au nord et au sud par la chaîne de la Sainte Victoire et au sud par celles de la Nerthe et de la Sainte Beaume. La région a été marquée par une longue période de sédimentation continentale qui a duré de la fin du Santonien au Lutétien, soit près de 30 Ma (entre 83 Ma et 50 Ma), sans changement paléogéographique majeur (ref. *in* Durand et Gieu, 1980 ; Durand, 1989) (Fig. 2-2, 2-3).

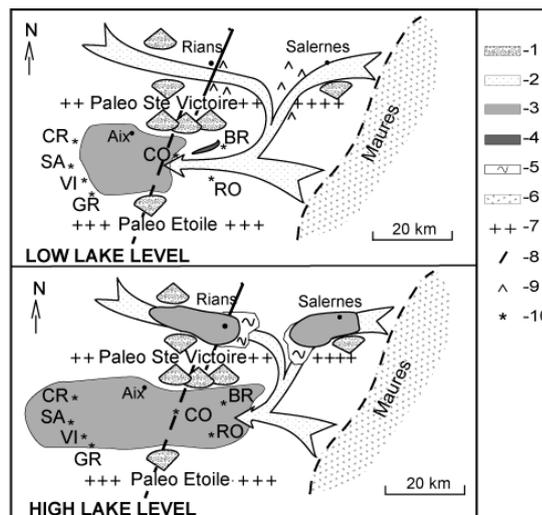


Figure 2-2 : Reconstitutions paléogéographiques du bassin d'Aix-en-Provence (Cojan, 1993). (1- cônes alluviaux, 2- rivières, 3- lac, 4- playa, 5- matériel glissé, 6- socle, 7- paléorelief, 9- diapir, 10- coupes majeures, BR- Brégnières, CO- Collet rouge, CR- Collet, Redon, GR- Griffon, RO- Rousset, SA- Saragousse, VI- Vitrolles)

Les reconstructions paléogéographiques montrent une plaine d'inondation bordée par des reliefs latéraux au nord et au sud et dans laquelle le cours d'eau principal, longitudinal s'écoulait dans un lac permanent et situé dans la zone du faisceau de failles Aix/Meyreuil (Cojan, 1993) (Fig. 2-2). Le système fluvial principal trouvait son alimentation dans le massif des Maures comme en témoigne la nature du matériel détritique (Durand et Gieu, 1980). Les données palynologiques, bien que limitées aux zones favorables à la préservation de la matière organique, indiquent un climat chaud et relativement humide, typique des zones tropicale à sub-tropicale actuelles (Medus, 1972 ; Asrhaf et Erben, 1986).

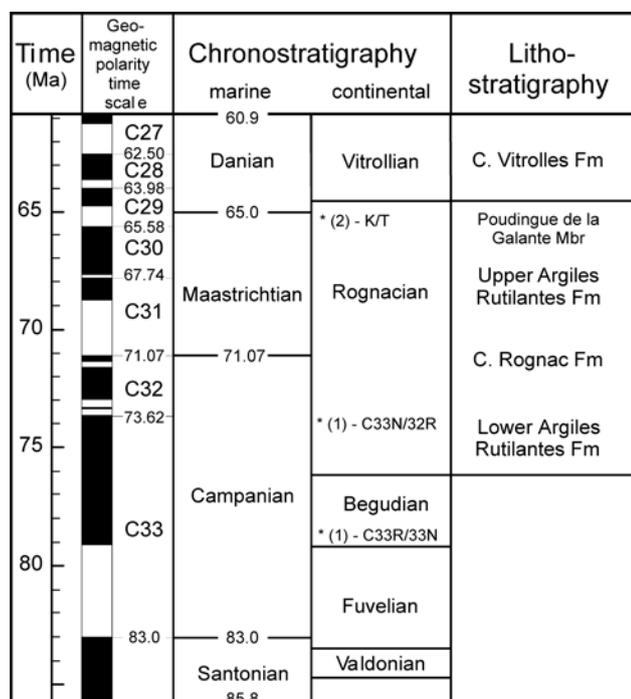


Figure 2-3 : Cadre stratigraphique des séries continentales de Provence (Cojan et Moreau, sous presse)

Les séries du Crétacé supérieur Paléogène de Provence comprennent des faciès de plaine d'inondation qui comportent peu de dépôts de remplissages de chenaux, traduisant probablement une relative stabilité de la ceinture de chenaux qui divaguait assez peu sur l'ensemble de la plaine d'inondation. Ces faciès sont également caractérisés par l'abondance des horizons de pédogenèse. La grande majorité des paléosols correspond à des vertisols calcimorphes. Les dépôts lacustres s'intercalent régulièrement dans la série, traduisant de larges migrations des rives du lac en réponse à des déformations ou conditions hydrologiques variables. La faible tranche d'eau de ces lacs indique un paysage de faible relief dans lequel les déformations contrôlent l'architecture mais affectent peu la topographie.

2.2. CARACTERISTIQUES GENERALES DES SOLS CALCIQUES DE PROVENCE

Les séries de Provence présentent de nombreux paléosols qui se sont développés sur un substrat toujours relativement riche en carbonates que se soient les limons de débordement ou les faciès marginaux des lacs. Les paléosols qui montrent des accumulations de carbonates sont les plus fréquents et les plus largement distribués dans ces formations.

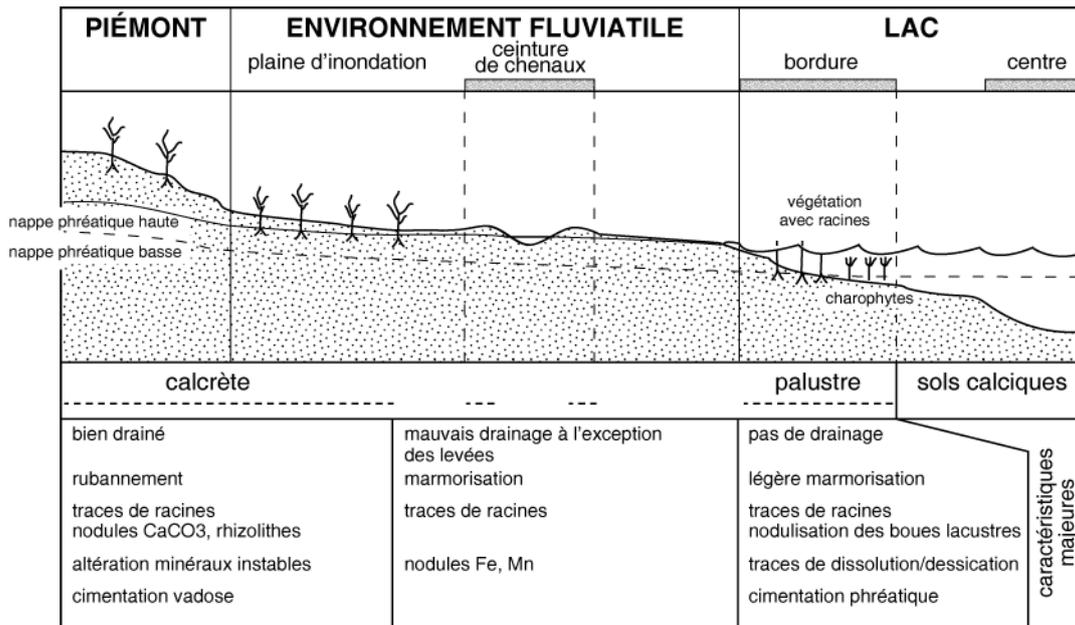


Figure 2-4 : Caractéristiques majeures de la pédogenèse en fonction des environnements (Cojan, 1999)

Les différents faciès présents dans les séries sont affectés à des degrés variables par les processus pédologiques (Fig. 2-4), lors de leur exposition permanente ou périodique à des conditions subaériennes. La nature du matériel originel, riche en carbonate de calcium, et le climat régnant à cette époque, tropical à sub-tropical d'après les pollens (Médus, 1972) ont favorisé le développement de sols carbonatés. Le carbonate de calcium présent dans le sédiment est ainsi capable de migrer vers le bas des profils dans les zones climatiques où domine une alternance de périodes sèches et humides. Dans ce contexte, les sols et paléosols qui possèdent un horizon calcique (pétrocalcique) sont souvent appelés calcrètes. Malheureusement le terme calcrète reste le sujet de nombreux débats parce qu'il a été utilisé pour décrire des faciès qui résultent de processus divers. D'excellentes revues sur les différents sens de ce terme ont été publiées (*e.g.* Esteban et Klappa, 1983 ; Wright et Tucker, 1991 ; Milnes, 1992 ; Alonzo Zarza, 2000). Sans autre précision, le terme calcrète sera utilisé ici dans le sens d'un calcrète pédogénique.

Plusieurs classifications existent pour la description des calcrètes. Celles-ci s'appuient principalement sur des descriptions des éléments macroscopiques de l'horizon calcique dans le profil et sur la morphologie des ciments carbonatés (Gile *et al.*, 1966 ; Goudie, 1973, Netterberg, 1980). D'autres prennent en compte le rôle des caractéristiques des roches parents (taille des grains et minéralogie) sur la vitesse de développement du profil (Machette, 1985 ; Wright et Tucker, 1991).

Les calcrètes pédogéniques fossiles ne peuvent pas être considérées comme un type de sol car ils ne correspondent qu'à une partie du sol. En effet, dans les séries anciennes, la partie supérieure du sol, l'horizon humique, l'horizon A et une partie de l'horizon B, sont tronqués. En général, on peut observer une partie de l'horizon Bt avec une limite très progressive vers l'horizon Bk. Dans le profil, l'horizon d'accumulation des carbonates offre un seuil à l'érosion tant par l'action de l'eau (ruissellement) ou du vent (déflation) et représente la partie du sol qui a le plus de chances d'être préservée. Il est ainsi malheureusement difficile d'apprécier dans les séquences anciennes la profondeur initiale de la zone d'accumulation des carbonates qui pourrait fournir des indications précieuses sur les conditions climatiques.

Les premiers stades d'accumulation de carbonates correspondent à de petits enduits carbonatés sur les grains, à de discrètes concrétions de carbonates tendres à très durs qui évolueront au cours du temps vers des nodules coalescents donnant des faciès alvéolaires puis des cuirasses. Les éléments macroscopiques prédominants dans les calcrètes sont le rubanement, les nodules de taille variée (de quelques millimètres à plusieurs centimètres) les rhizolithes (lithification de racines) ou les rhizoconcrétions, cimentation autour de racines par des nodules qui s'empilent verticalement.

2.2.1. Les paléosols carbonatés développés sur les limons de débordement

Associés aux dépôts de plaine d'inondation, les horizons fossilisés des paléosols présentent des épaisseurs qui peuvent varier entre 0.5 m et 3 m (Fig. 2-5A). La majorité de ces sols correspond à des sols cumulatifs. Ceci implique une migration de l'horizon d'accumulation vers le haut du profil au cours du temps en réponse à un taux d'aggradation supérieur à celui d'enfoncement lié à la pédogenèse. Dans les paléosols de Provence, seuls les horizons Bt et Bc ont été préservés. Sur le terrain la caractérisation de ces deux horizons s'appuie sur la présence des nodules carbonatés pour le Bc et de surfaces de glissements (slickensides) pour le Bt.

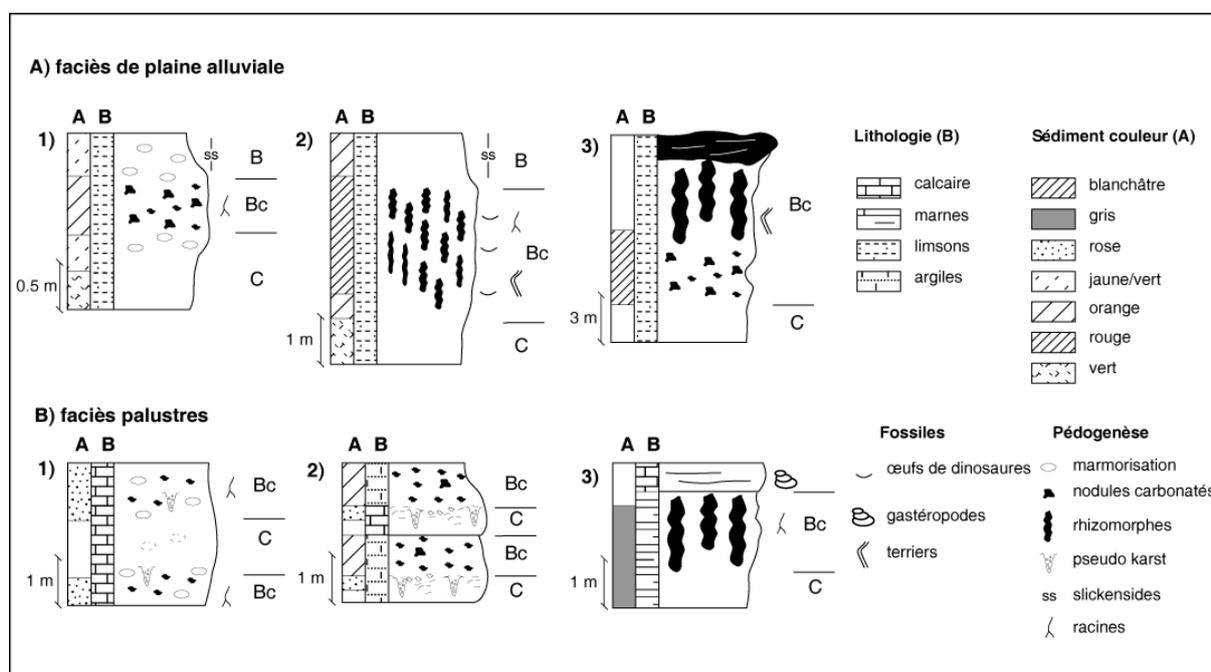


Figure 2-5 : Les différents types de calcrètes observés en Provence (Cojan, 1999)

(A1- calcrète peu évolué, nodules épars, 2- rhizoconcrétions verticales développées autour de racines, 3- calcrète mature avec un débit en plaquette en son sommet, puis un débit prismatique soulignant les rhizoconcrétions verticales et enfin des nodules épars à la base. B1- marmorisation dominante et quelques rares nodules, 2- zone noduleuse bien développée au sommet des faciès lacustres, rhizoconcrétions donnant une structure prismatique à l'ensemble, mais absence de nodulisation)

Un des éléments typiques de ces sols est le rubanement qui résulte de l'accumulation des hydroxydes de fer dans l'horizon Bt. Bien que le sommet de ces anciens sols n'ait jamais été préservé, on observe souvent la succession de couleurs suivantes : une augmentation vers le bas de l'intensité des rouges (avec une gradation depuis le jaune-orange vers le rouge sombre). Sous l'horizon le plus sombre, une séquence inverse s'observe jusqu'au matériel parent de couleur brun gris-vert. Dans les limons qui n'ont été soumis qu'à une pédogenèse légère, les paléosols

montrent alors une légère marmorisation dans les couleurs jaune-orangé avec des halos aux limites diffuses.

Les traces de racines représentent un des éléments les plus courants des paléosols de Provence. Elles correspondent à la partie la mieux préservée des plantes puisque, dans ces séries des macrorestes de plantes n'ont jamais été trouvés dans les dépôts de plaine d'inondation. Les traces de racines sont en général verticales, irrégulières en largeur et montrent de nombreuses radicelles. Leur taille ne dépasse pas quelques millimètres en diamètre et peut atteindre 1 m en longueur. Les radicelles sont très souvent horizontales. Dans les premiers stades de la pédogenèse, les traces de racines sont souvent entourées de halos faiblement colorés (blanchâtres) qui représentent les transformations chimiques dans le micro-environnement associé aux racines vivantes (champignons, micro-organismes, eau du sol,...) (Buurman, 1980 ; Retallack, 1985 ; Pipujol et Buurman, 1993).

A l'affleurement, le paléosol revêt toujours un aspect irrégulier dû à la résistance à l'altération différente des nodules carbonatés et des masses argileuses présentes entre ces nodules. Dans l'horizon d'accumulation riche en argile (Bt), un type courant de cutane correspond aux revêtements argileux déposés grâce aux eaux qui circulent dans les fissures présentes dans le sol (argillans d'illuviation, Brewer, 1976). Des surfaces de glissement (slickensides) sont associées à ces cutanes argileux résultant des cycles de gonflement et de rétraction des argiles lors de l'alternance de périodes sèches et humides.

Un autre élément typique de ces paléosols est la concentration localisée en carbonate de calcium. Par rapport au rubanement, l'horizon enrichi en carbonate (Bc) se trouve souvent à l'intérieur de l'horizon le plus rouge. Il est caractérisé par des accumulations de carbonates diffuses et des nodules carbonatés bien distincts qui peuvent devenir coalescents et jusqu'à former un horizon massif. Lorsque la pédogenèse est peu marquée, les accumulations de carbonates restent très diffuses et limitées à des halos autour des traces de racines.

Dans les faciès argileux, les particules du sol (peds) se présentent plutôt en plaquettes avec des formes assez sub-anguleuses. Les peds carbonatés se trouvent dans les sols plus évolués, dans lesquels le rubanement est bien marqué. Leur géométrie varie entre une forme irrégulière relativement ronde et des formes en colonnettes prismatiques ou en structures polyédriques compactes. Les formes irrégulières sont très fréquentes dans des horizons assez peu calciques là où les nodules sont assez disséminés, et de petite taille (< 2 cm en diamètre). Les nodules bien développés tendent à être coalescents (K horizon de Gile *et al.*, 1966). Les textures verticales sont aussi assez courantes, les nodules de carbonate de calcium forment alors des structures colonnaires autour des racines. Ces structures sont typiques des paléosols à forte densité des racines (Klappa, 1980). Les structures prismatiques n'ont été observées que rarement dans ces séries. Elles étaient alors présentes dans la partie inférieure de l'horizon Bc où elles sont associées avec des nodules carbonatés polyédriques compacts.

Dans les dépôts du Crétacé supérieur, de nombreux œufs de dinosaures ont été trouvés dans ces limons de débordement, la grande majorité est préservée dans l'horizon d'accumulation Bc. La relation entre les œufs de dinosaures et les nodules carbonatés montre que les œufs ont été pondus avant le développement des nodules carbonatés. Une succession de niveaux contenant des œufs à l'intérieur de l'horizon Bc d'un même paléosol suggère des périodes de faible sédimentation en relation avec les dépôts successifs de limons de débordement.

Sur la base de ces observations macroscopiques, les calcrètes observés dans le bassin de Provence correspondent aux stades 2 et 3 de la classification de Machette (1985). Dans les limons de débordement, les calcrètes peuvent être facilement identifiés sur la base de leur caractéristiques macroscopiques ; dans certains cas, les faciès palustres peuvent être relativement similaires.

2.2.2. *Les faciès palustres*

Dans le domaine continental, la précipitation de carbonate de calcium est principalement réduite aux environnements qui comportent un substratum riche en carbonates et dans les zones marginales des lacs ou mares éphémères. Sur les zones bordières de ces masses d'eau, les traces des modifications pédogéniques à l'intérieur des boues riches en carbonates sont fréquentes. L'emploi de l'adjectif de palustre pour décrire ces faciès (Freytet et Plaziat, 1982) s'est rapidement généralisé (Cabrera *et al.*, 1985 ; Platt, 1989 ; Platt et Wright, 1992 ; Valero Garces *et al.*, 1994).

Les sols qui se développent sur ces substrats carbonatés impliquent les mêmes processus que dans le développement d'un sol sur des limons de débordements sédiments alluviaux, hormis le fait que la teneur en carbonate de calcium est plus élevée et que la granulométrie et la texture du sédiment sont différentes (Fig. 2-5B). Dans les séries de Provence, les lacs correspondaient à des masses d'eau peu profondes et non stratifiées. Les dépôts palustres présentent en général un taux élevé en carbonates (souvent voisin de 90 %), résultant de la forte production en carbonates de la zone littorale (Freytet et Plaziat, 1982 ; Freytet, 1984 ; Platt, 1992). La précipitation inorganique est favorisée par les températures élevées alors que la bio-précipitation est gouvernée par les algues, l'activité des plantes racinaires et l'encroûtement de carbonates sur la végétation (Klappa, 1980 ; Wright et Robinson, 1988). Une autre source de carbonates d'origine biologique correspond aux restes des organismes à test calcaire dont les plus courants sont les mollusques et les ostracodes et parmi les plantes les charophytes. Le rôle des charophytes, en tant que contributeurs majeurs en carbonate de calcium dans les zones littorales, a été reconnu depuis longtemps (Freytet et Plaziat, 1982). La zone marginale du lac représente également un domaine dans lequel les sédiments d'origine détritiques sont piégés par la végétation ou se déposent suite à la perte d'énergie des cours d'eau à l'approche du niveau de base du lac. Les apports en sédiments détritiques peuvent contribuer à la teneur en carbonates des sédiments littoraux s'ils sont riches en éléments carbonatés ou la réduire s'ils contiennent plutôt des éléments terrigènes.

Les faciès palustres appartiennent aux zones dans lesquelles les carbonates lacustres sont soumis aux processus de pédogenèse pendant les phases d'exposition subaérienne, mais qui restent tout de même saturés en eau pendant une période conséquente. Les processus les plus courants correspondent à la colonisation par les plantes (reflétée par les traces de racines et les halos de marmorisation, la nodulisation, les retraits liés à la dessiccation pendant les périodes sèches (formation de nodules et de fentes autour des grains), la dissolution et précipitation de carbonates pendant les périodes de haut niveau des eaux. Dans cet environnement, on observe un spectre continu de faciès allant des carbonates lacustres aux carbonates palustres et enfin aux calcrètes (Esteban et Klappa, 1983).

En Provence, les faciès palustres correspondent essentiellement à des dépôts riches en calcaire. Les autres types de faciès littoraux correspondent à des faciès évaporitiques comportant des moules de cristaux de gypse ou à des calcrètes ou dolocrètes phréatiques (Colson et Cojan, 1996) seront présentés avec les dolocrètes phréatiques.

Les faciès palustres montrent des horizons de la même façon que les sols développés sur des substrats à la composition plus variée. La roche mère, une boue riche en carbonate de calcium peut être distinguée du sédiment modifié par la pédogenèse par sa couleur blanchâtre. Le passage à l'horizon de pédogenèse est caractérisé par une marmorisation de couleur délavée, dans les tons rose, violacé et jaune. Lorsque l'apport en matériel détritique est significatif, la boue carbonatée lacustre est mélangée dans sa partie supérieure avec un sédiment qui contient une proportion plus importante de minéraux argileux et d'éléments détritiques. Alors, l'horizon B ressemble beaucoup à celui d'un calcrète développé sur des limons avec des nodules carbonatés dispersés dans un matériel de couleur rougeâtre. Une limite inférieure nette peut constituer un

bon critère pour distinguer ces sols calciques de ceux de la plaine d'inondation. La transition graduelle du faciès lacustre au faciès palustre indique un abaissement limité du niveau du lac. L'empilement vertical de nombreuses séquences de ce type suggère une aggradation accompagnée d'une montée permanente du niveau relatif du lac qui était en phase avec les apports en sédiments. Ce motif est exactement le contraire de celui décrit par Sanz *et al.* (1995) dans le Bassin de Madrid où les lacs éphémères étaient envahis par les dépôts alluviaux. En Provence, l'apport en matériel détritique était probablement très limité.

Les traces de racines sont généralement verticales. Une pédogenèse débutante est marquée par des fissures verticales, probablement des moulages de racines qui donnent une texture prismatique aux niveaux palustres. Des fissures horizontales, remplies de calcite sparitique sont souvent associées aux racines. Dans certains faciès, on observe de larges structures verticales de 2 à 20 cm de diamètre et jusqu'à 70 cm de hauteur. Celles-ci sont interprétées comme des rhizoconcrétions qui correspondent à du carbonate de calcium précipité autour des racines. Des structures similaires dans le bassin de Cameros avaient été interprétées comme des racines de plantes plus importantes (Platt, 1989). Cependant, la présence de traces de radicules prises dans le carbonate plaide en faveur de concrétions. Ce type de faciès peut facilement ressembler à un horizon Bc. Les racines mortes créent des conduits qui facilitent la circulation de l'eau et les processus de dessiccations autour d'elles. Un élément distinctif des faciès palustres est certainement les structures de pseudo-karst typiques des environnements subaériens avec un faible apport terrigène (Freytet et Plaziat, 1982). Ces structures correspondent aux différents stades de la dessiccation d'une boue carbonatée affectée par la pédogenèse. Les premiers stades sont caractérisés par la colonisation par les racines et des fissures (horizontales et verticales) qui ont facilité la bréchification *in situ* de la boue lacustre. Ensuite, des fentes de dessiccation profondes, développées à la faveur des conduits laissés par les plantes mortes sont remplis par des intra-clasts qui tombent des parois des conduits. Ce stade correspond à une pédogenèse plus prononcée sous des conditions climatiques qui ont favorisé de longues périodes de bas niveau des eaux lacustres. Les cavités ne sont que partiellement remplies avec des intra-clasts, on observe également des sédiments boueux et des remplissages sparitiques qui ont précipité lors de remontées des eaux du lac. Lorsque les nodules carbonatés se développent, les faciès palustres seront identifiés sur la base de la matrice autour des nodules qui est souvent composée d'une boue marneuse de couleur gris/vert ou d'une boue carbonatée rosâtre. Lorsque l'apport terrigène est suffisant, les nodules carbonatés sont dispersés dans un sédiment silto-argileux difficile à distinguer des limons de débordement.

2.3. LES DOLOCRETES EN HALO - UN NOUVEAU MODELE DE FACIES PHREATIQUES RARES

La présence de dolocrètes dans les séries continentales est très largement associée aux dépôts lacustres et aux sols. Les accumulations de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, présentes dans les sols ou en relation avec ceux-ci, sont regroupées sous le terme générique de dolocrètes (Nettenberg, 1980). La présence de dolomite dans les horizons inférieurs des calcrètes a été notée par de nombreux auteurs (*e.g.* Watts, 1980 ; Hutton et Dixon, 1981 ; Drees et Wilding, 1987 ; Philips et Milnes, 1988). L'origine de la dolomite a généralement été négligée ou simplement attribuée à une augmentation du rapport Mg/Ca des solutions qui percolent dans le sol suite à la précipitation de calcite plus haut dans le profil du sol (Hutton et Dixon, 1981).

2.3.1. Les dolocrètes dans les séries anciennes

Ces croûtes riches en dolomite peuvent être d'origine pédogénique ou phréatique. Les dolocrètes pédogéniques sont rares même s'ils ont été identifiés dans le Tertiaire d'Afrique du sud (Botha et Hughes, 1992) et le Trias supérieur de France (Spötl et Wright, 1992). La formation de dolocrètes en relation avec des environnements marécageux a été proposée dans le Carbonifère de Belgique (Mucchez et Viaene, 1987) et du Pays de Galles (Searl, 1988). Les dolocrètes phréatiques, bien que plus abondants que les pédogéniques, n'ont été décrits que dans relativement peu de localités. Celles-ci comprennent le Quaternaire d'Australie (Mann et Horowitz, 1979 ; Arakel et McConchie, 1982 ; Carlisle, 1983), le Tertiaire du Koweït (Kalaf, 1990 ; el-Sayed *et al.*, 1991) et de Tunisie (Abdeljaouad *et al.*, 1984 ; Sassi *et al.*, 1984). Les occurrences mésozoïques comprennent le Jurassique moyen du Maroc (Lang *et al.*, 1990) et le Trias supérieur de France (Spy-Anderson, 1980/81, Schmitt et Simon-Coinçon, 1985 ; Spötl et Wright, 1992) et d'Allemagne (Richter, 1985).

2.3.2. Les dolocrètes du Crétacé/Tertiaire de Provence – les dolocrètes en halo

Dans les séries de Provence, deux niveaux de dolocrètes ont été identifiés dans l'intervalle stratigraphique correspondant au passage Crétacé/Tertiaire (Fig. 2-6). Le plus important (ξ) est observé aussi bien à proximité des dépôts du lac permanent, que dans les limons de débordement de la plaine d'inondation et dans les dépôts de bordure de lac. Ce dolocrète majeur passe latéralement à des calcrètes aussi bien vadoses que phréatiques. Plus loin, dans la plaine d'inondation, on trouve des dolomites de playa auxquelles sont associés des moules de cristaux de gypse. Le second dolocrète, plus jeune (ζ), est présent à l'est du bassin et s'est formé dans une zone de dépôts de mare éphémère.

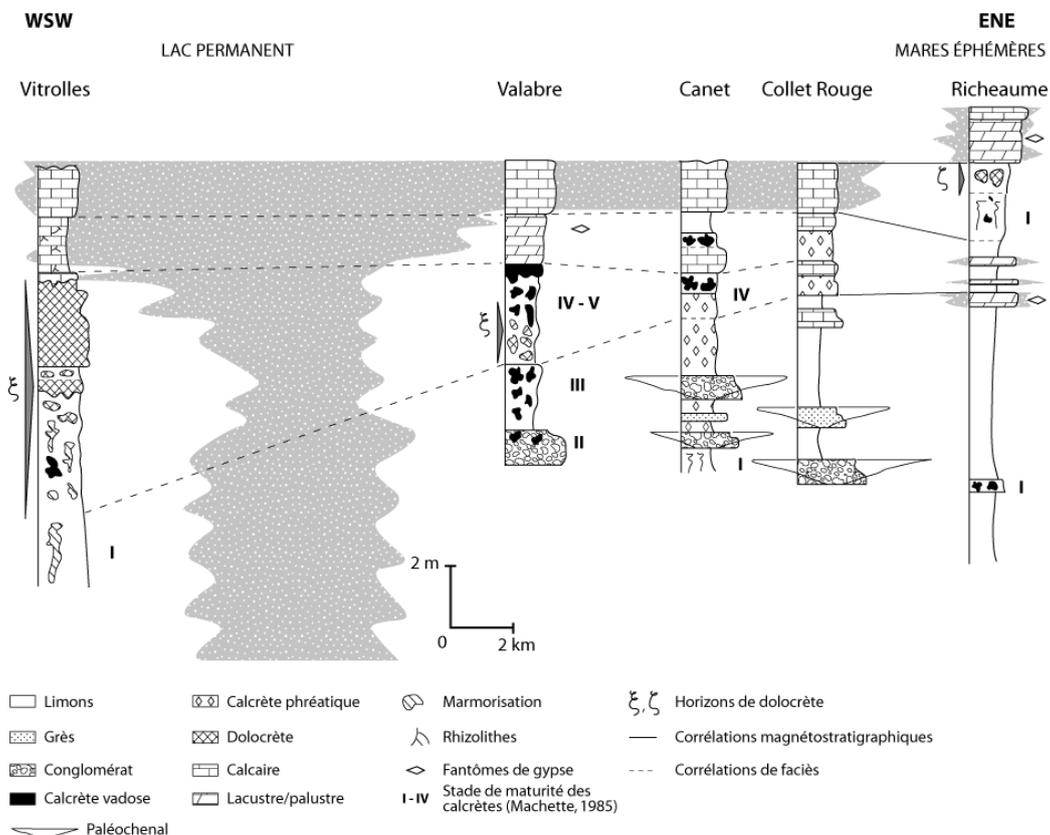


Figure 2-6 : Les dolocrètes de Provence (Colson et Cojan, 1996). La coupe présentée recoupe l'ensemble du bassin (cf. Fig. 2-2)

L'épaisseur des dolocrètes varie entre 1,5 m et 8 mètres. Ceux-ci se sont principalement développés dans des limons rouges ou des boues sans structure. En général, ils passent de façon progressive aux sédiments sous-jacents non altérés. La limite supérieure des dolocrètes n'est jamais bien définie, quel que soit le faciès le surmontant. Les dolocrètes passent vers le haut soit à des calcrètes très matures (stades IV-V) sur la bordure orientale du lac, soit à des carbonates palustres portant de fortes traces de pédogenèse (bordure occidentale du lac). Les dolocrètes montrent des stades morphologiques variés. A sa base, le dolocrète est généralement marmorisé avec des rares nodules, irrégulièrement espacés et dont la taille ne dépasse pas le décimètre. La quantité de nodules augmente vers le haut, créant ainsi un horizon de coalescence qui vers le haut passe à un horizon massif. Les plus matures consistent en des horizons marmorisés, noduleux, en nid d'abeille ou massifs.

Les limons de débordement représentent les faciès hôtes les plus courants des dolocrètes bien que l'association sur certains sites des parties supérieures des dolocrètes avec les faciès palustres laisse à supposer que les dolocrètes aient pu se former aux dépens des carbonates palustres. Les limons montrent une marmorisation, la présence de colonies *in situ* de microcodium (type en épis de maïs, Freydet et Plaziat, 1982), de rares traces de racines et de petits nodules de calcite (diamètre de 1 à 2 mm) qui démontrent l'existence d'une pédogenèse. Les grains détritiques sont principalement constitués de quartz (25 %), de silt calcitique (50 %) avec, en faible proportion, des feldspaths potassiques, des fragments de roches (roches ignées, schistes, carbonates) et des débris de microcodium remaniés. La matrice qui compose jusqu'à 25 % de la roche est composée de minéraux argileux et d'oxy-hydroxides de fer. La composition moyenne de l'assemblage des minéraux argileux est 10 % kaolinite, 10 % chlorite, 15 % interstratifiés illite/smectite, 25 % illite et 40 % smectite.

L'analyse semi-quantitative aux RX montre une diminution du contenu en quartz qui passe de 20 % dans le matériel hôte à 5 % dans les horizons supérieurs des dolocrètes en raison de son remplacement progressif par la phase carbonatée. Toutefois, aucune silice authigène n'a été observée. Les minéraux argileux associés aux dolocrètes sont en général en faible quantité et ne dépassent jamais 20 %. Dans les dolocrètes, l'assemblage de minéraux argileux évolue vers le haut du profil de telle façon que le contenu en minéraux argileux détritiques diminue laissant place aux minéraux authigènes tels que la smectite et la palygorskite. Dans les profils très matures, smectite et palygorskite constituent l'ensemble de la fraction argileuse alors que dans les profils moins matures on n'observe que de la smectite.

Les dolocrètes sont majoritairement composées de rhomboèdres généralement unimodaux dont la taille varie entre 10 et 60 μm même si l'on trouve quelques cristaux de dolomite rhomboédriques nettement plus gros. La composition de la dolomite est assez uniforme $\text{Ca}_{54}\text{Mg}_{46}(\text{CO}_3)_2$ avec un peu plus de calcite dans le cœur ($\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{45}$). Les cristaux de dolomite montrent une fabrique idiomorphe, « planar-euhedral » décrite par Sibley et Gregg (1987) qui porte localement des traces d'altération postérieure. Le centre des cristaux de dolomite est souvent trouble. Il correspond soit à de la calcite sparitique, soit à un mélange dolomite \pm calcite avec des minéraux argileux comme l'indique la distribution des éléments Mg, Ca, Al et Si. Les minéraux argileux tapissent de façon serrée les interstices entre les cristaux de dolomite. Des feuillettes argileux recouvrent parfois les cristaux de quartz ; ils sont alors interprétés comme des signes d'illuviation. L'agencement des fibres de palygorskite (4 μm de long et 1 μm de large) qui apparaissent à la surface des cristaux de dolomite suggère que la croissance de la palygorskite ait précédé celle de la dolomite.

2.3.3. Origine des dolocrètes : les dolocrètes en halo

Les dolocrètes de Provence contiennent de nombreux éléments caractéristiques des profils d'altération. L'occurrence d'horizons nodulaires, coalescents ou massifs sont typiques de nombreux profils de calcrètes, dolocrètes ou silcrètes récents. De plus, les processus d'altération complexes et l'origine par substitution de la dolomite sont indiqués par la corrosion des grains siliciclastiques, la texture avec des éléments flottants, ainsi que l'évolution verticale de la distribution des minéraux argileux le long du profil.

L'origine phréatique de ces dolocrètes est indiquée par une épaisseur significative des profils et aussi par des limites inférieures et supérieures graduelles (Wright, 1994). Les observations micromorphologiques sont également en faveur d'une origine phréatique. La taille et la distribution unimodale des cristaux de dolomite de fabrique euédrique implique des conditions physico-chimiques relativement stables, caractéristiques de cette zone. Une origine pédogénique peut être exclue sur la base de l'absence de structures biogéniques (alpha fabric de Wright, 1990) et de ciments vadoses (structures en pendants ou ménisques) à l'intérieur des dolocrètes, même s'ils présentent d'autres éléments en faveur d'une telle interprétation (horizons nodulaires, coalescents ou massifs ; corrosion des grains siliciclastiques, distribution verticale des minéraux argileux).

Dans leur revue des calcrètes et dolocrètes phréatiques, Wright et Tucker (1991) ont attribué la formation des dolocrètes en milieu phréatique à trois grands processus : dégazage de CO₂, évaporation et évapo-transpiration des eaux phréatiques de faible profondeur et l'effet de l'ion commun en proportion variable dans les masses d'eau en contact

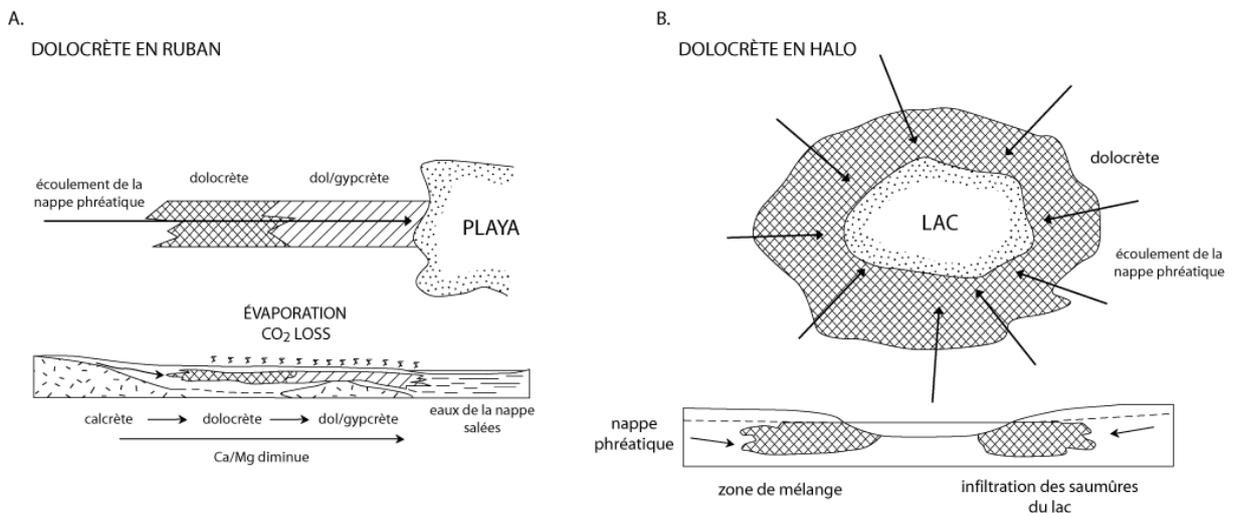


Figure 2-7 : Les deux modèles de formation des dolocrètes (Colson et Cojan, 1996)

A- Le dolocrète en ruban, reconnu à l'intérieur de l'Australie, la succession latérale des calcrète, dolocrète et gypcrète correspond à l'évaporation vers l'aval des eaux de la nappe lors de la traversée d'un bassin alluvial aride (d'après Arakel, 1986). B- Le dolocrète en halo, modèle alternatif d'après les dolocrètes du Danien de Provence se sont formés dans la zone de mélange des saumûres lacustres concentrées et denses avec les eaux de la nappe (Cojan et Colson, 1996)

Le modèle le plus communément évoqué pour la formation des dolocrètes dans les environnements continentaux est celui des dolocrètes par évaporation décrit dans le centre de l'Australie (Carlisle, 1983 ; Arakel, 1986 ; Jacobson *et al.*, 1988) (Fig. 2-7A). Ce modèle prédit que la formation des dolocrètes est due à l'évaporation et l'évapo-transpiration, ainsi qu'à l'évolution vers l'aval des eaux souterraines, *i.e.* un accroissement du rapport Mg/Ca vers le centre du bassin de drainage causé par la précipitation du carbonate de calcium dans les calcrètes situés en amont.

Selon un profil suivant la pente, le dolocrète est précédé en amont par un calcrète et il passe en aval à un gypcrète.

La distribution des calcrètes et dolocrètes dans le bassin de Provence ne correspond pas au motif attendu d'après le modèle australien (Arakel, 1986). Les dolocrètes de Provence se sont développés autour d'étendues d'eau sans rapport avec la taille de la zone de recharge ou sa distance à la zone d'observation (Colson et Cojan, 1996). Si l'évaporation au cours de l'écoulement des eaux souterraines était le principal facteur conduisant à la formation des dolocrètes, alors nous devrions trouver la succession calcrète puis dolocrète selon la direction E-O qui correspondait à l'écoulement général (Cojan, 1993). Au lieu de cela, les dolocrètes s'observent, non seulement autour des faciès de lac permanent, *i.e.* dans la partie centrale du bassin de drainage, mais aussi à proximité de faciès de playa situés dans une zone amont. L'occurrence de dolocrètes soit à proximité des dépôts du lac permanent ou dans une région marquée par la présence de plusieurs étangs suggère que l'origine des dolocrètes ait été liée à ces masses d'eau. De plus, la taille unimodale et la texture euédrique des dolocrètes indiquent des solutions de faible sursaturation par rapport à la dolomite ainsi que des conditions relativement stables (Sibley et Gregg, 1987).

La position des corps des dolocrètes dans la séquence de faciès ainsi que leur texture indiquent ainsi que l'évolution des eaux souterraines le long de l'écoulement du fait de l'évaporation n'était pas le facteur crucial dans leur formation. Leur origine est plutôt attribuée au mélange des eaux souterraines régionales avec les saumures lacustres qui infiltraient la zone phréatique pendant les périodes de forte évaporation. Nous avons ainsi proposé de nommer les dolocrètes qui se forment dans un milieu lacustre marginal, selon ce nouveau modèle alternatif, des dolocrètes en halo (Fig. 2-7B).

2.4. LES RESTITUTIONS PALEOCLIMATIQUES

Si la description macroscopique des paléosols permet de bien apprécier le degré d'évolution de ceux-ci, l'étude des transformations minéralogiques permet de mieux comprendre les processus associés à ceux-ci et de caractériser le contexte climatique et les toposéquences.

2.4.1. La minéralogie des sols

La composition minéralogique des limons de la plaine d'inondation est relativement stable et peut être caractérisée par l'analyse des limons de la ceinture de chenaux sur lesquels l'empreinte de la pédogenèse est faible. Ils contiennent environ 25 % de carbonate de calcium, 15 % de quartz et jusqu'à 60 % d'argiles. Les grains comprennent près de 50 % de grains de silts calcitiques, 25 % de quartz et de faibles pourcentages de feldspaths potassiques et de fragments de roches (roches ignées, schistes,...).

Dans les profils des calcrètes développés sur les limons, la composition de la roche totale montre un fort pourcentage de carbonate de calcium (80 %) puis de minéraux argileux (10-15 %) et enfin de quartz (5 %). L'association de minéraux argileux montre une augmentation significative des interstratifiés illite-smectite, voire de la smectite au détriment du contenu en illite. Cette évolution souligne le développement de minéraux argileux authigéniques en relation avec la pédogenèse. Dans les profils les plus matures, l'assemblage de minéraux argileux n'est plus composé que de smectite et de palygorskite.

Dans les faciès palustres, la forte teneur initiale en carbonate de calcium (> 80 %), a favorisé la coalescence des nodules carbonatés, par contre, les assemblages minéralogiques sont

assez similaires de ceux des limons de débordement, suggérant des pédogénèses de durées du même ordre de grandeur.

2.4.2. Identification d'épisodes semi-arides

Les résultats de l'analyse des faciès et minéralogiques, associés aux données palynologiques suggèrent un climat chaud avec une alternance de périodes sèches et humides pour favoriser la migration/précipitation des carbonates dans les sols. Dans ce cadre général, plusieurs périodes sont caractérisées par des conditions hydrologiques plus extrêmes, qui ont conduit à des modifications spécifiques. Ces périodes sont appelées par la suite épisodes semi-arides (Fig. 2-8).

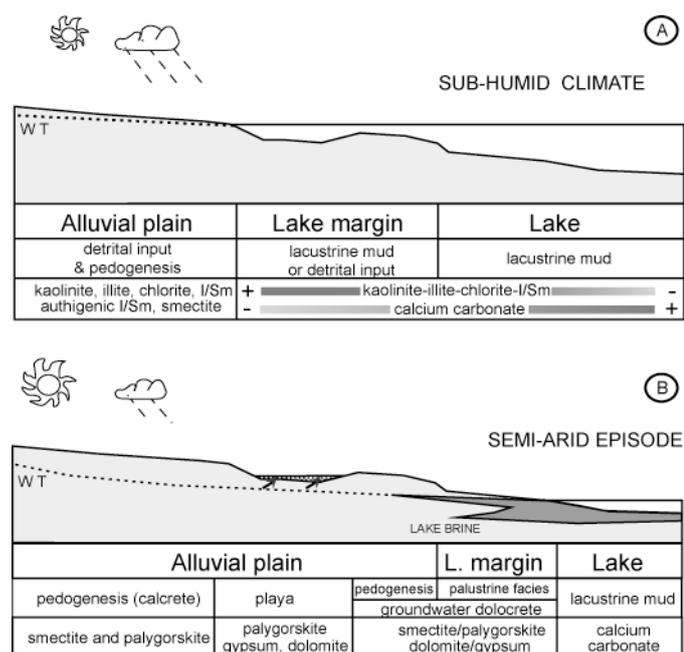


Figure 2-8 : Les transformations minéralogiques observées dans les sols en fonction des variations climatiques (Cojan et Moreau, sous presse)

On observe les faciès suivants :

- vers le centre du lac, des érosions le long des tributaires qui peuvent atteindre près de 2 m de profondeur et des bréchifications importantes de la surface des bancs ;
- sur les rives des lacs, l'association des dolocrètes à des calcrètes ou des faciès palustres en fonction des reliefs de la bordure du lac ;
- dans la plaine d'inondation, le développement de paléosols matures avec une large proportion de minéraux argileux authigéniques (smectite voire palygorskite),

L'empreinte des épisodes semi-arides est également présente dans l'enregistrement magnétique porté par les sédiments (Cojan et Moreau, sous presse). Celle-ci a été révélée au cours des analyses conduites pour établir un magnétostratigraphie détaillée de ces séries.

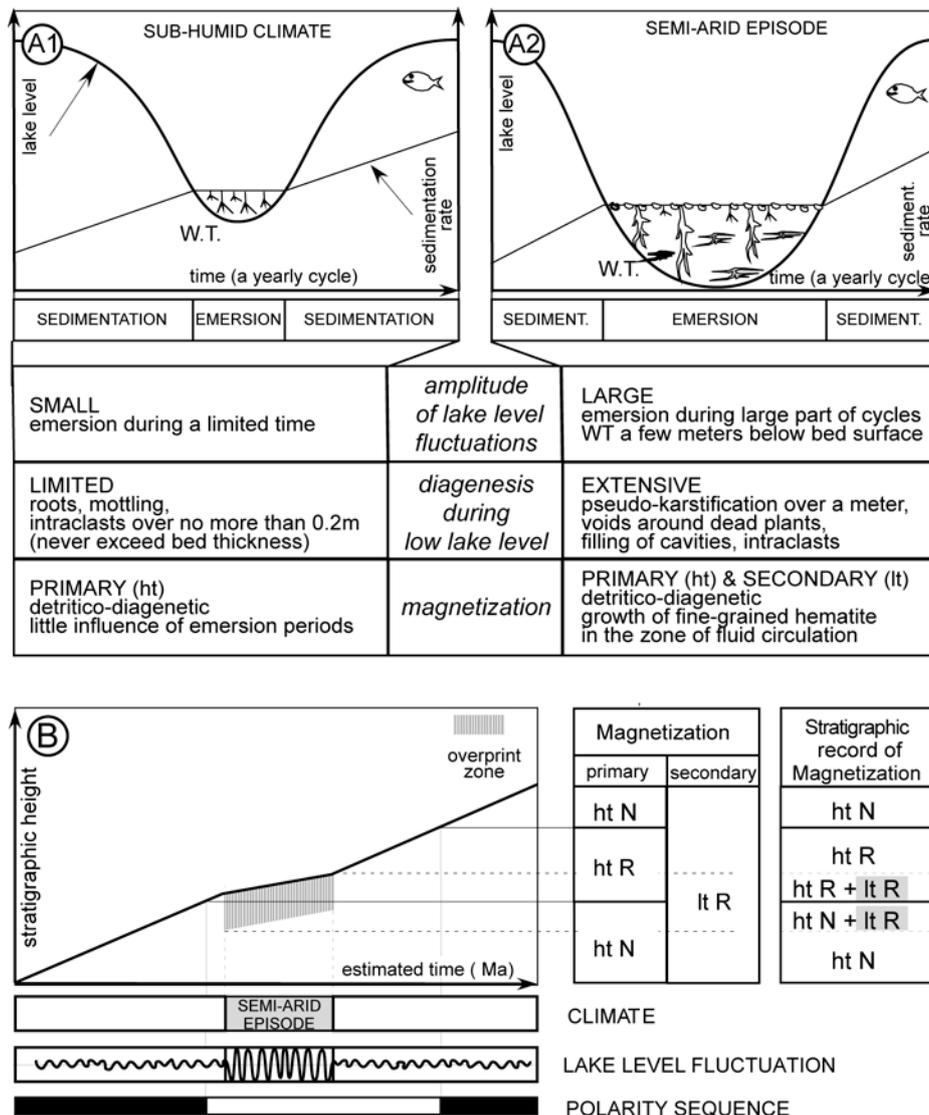


Figure 2-9 : Schéma d'acquisition du signal magnétique au cours des épisodes semi-arides (Cojan et Moreau, sous presse)

A - Effets de l'amplitude et de la durée de la variation du niveau du lac au cours d'un cycle climatique humide ou semi-aride.
B - Exemple de l'enregistrement paléomagnétique au cours d'un épisode semi-aride

Certains niveaux présentent en effet un signal magnétique complexe qui porte plusieurs composantes dont l'une associée à une température de déblocage faible (400° C) et l'autre à une température autour de 600° C (Cojan et Moreau, sous presse). Dans les conditions climatiques moyennes, les périodes d'émersion ou les fluctuations de la nappe sont limitées et le signal détritico est préservé. Le signal, interprété comme primaire, est porté par de la magnétite ou de l'hématite avec une température de déblocage allant jusqu'à 620° C.

Par contre, lors des épisodes semi-arides, les durées des périodes d'émersion et les amplitudes de fluctuation du niveau des lacs ou de la nappe phréatique sont plus conséquents (Fig. 2-9). L'abaissement de la nappe phréatique a alors permis la percolation de l'eau sur plusieurs mètres créant ainsi des conditions favorables aux processus diagénétiques tels que la dissolution/précipitation des carbonates, des contextes fluctuant entre conditions oxydantes/réductrices. L'ampleur de ces processus diagénétiques a permis le développement de petits grains d'hématite (température de déblocage allant jusqu'à 400° C). Ces grains ne sont identifiés que lorsqu'ils portent un signal antipolaire au signal primaire.

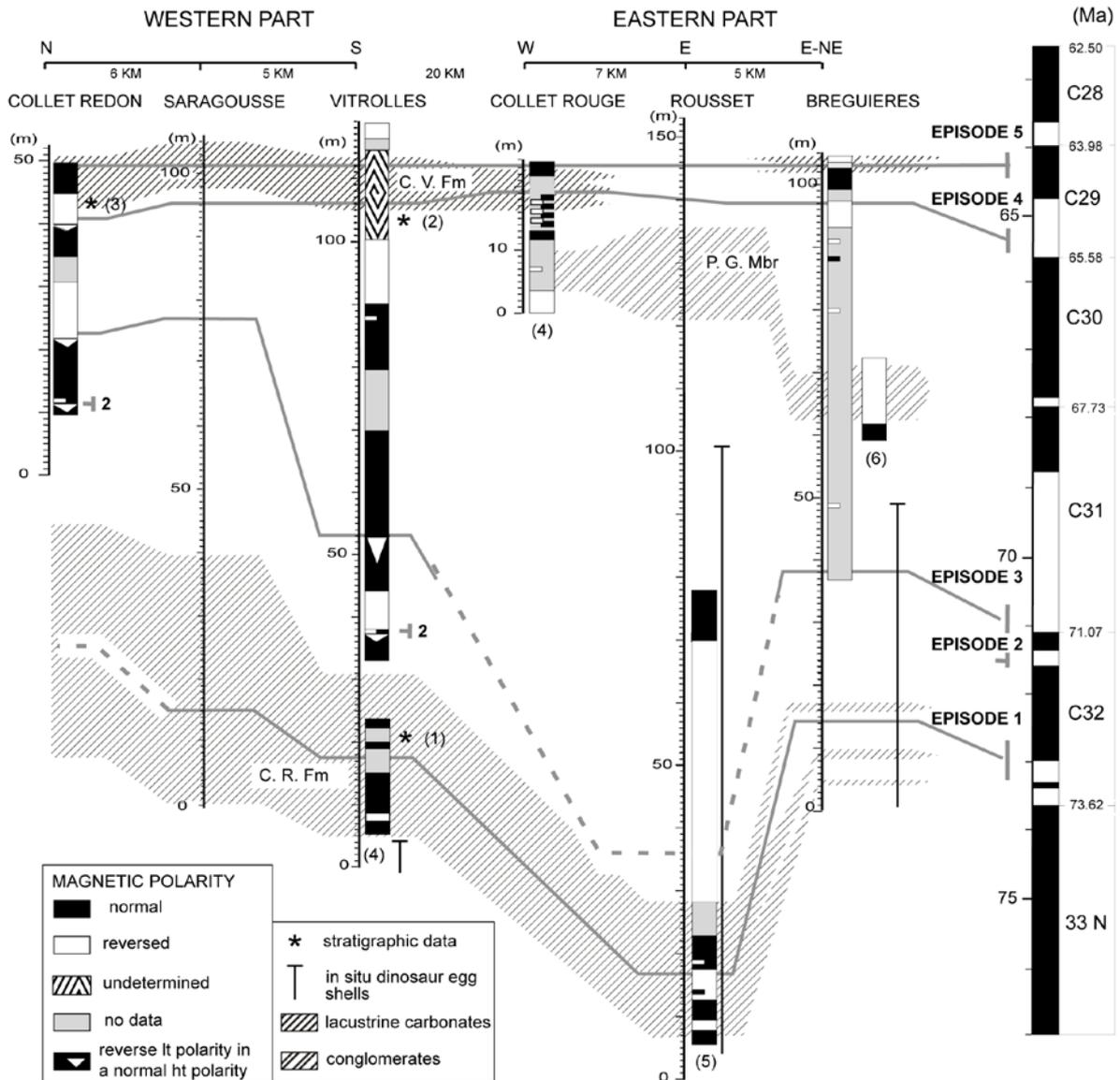


Figure 2-10 : La distribution des épisodes semi-arides dans les séries de Provence (Cojan et Moreau, sous presse)

A partir de la distribution stratigraphique similaire des zones de transformation minéralogique poussée associées aux épisodes semi-arides et de ces signaux paléomagnétiques possédant une composante de basse température, cinq épisodes semi-arides ont été identifiés dans la série d'âge crétacé supérieur/paléocène (Fig. 2-10). Le premier se situe dans la formation du calcaire de Rognac et est reconnu à partir des érosions et des traces de pédogenèse (pas de données minéralogiques et paléomagnétiques). Le second est identifié à partir des données paléomagnétiques, les troisième, quatrième et cinquième présentent des transformations minéralogiques et paléomagnétiques.

Ces épisodes semi-arides constituent des repères très précieux dans ces séries dont les variations latérales de faciès sont rapides. Ils permettent également de proposer des restitutions des topo-séquences.

2.4.3. Conditions humides – les pseudo-gleys

A l'opposé des épisodes précédents, on observe dans les limons de la plaine d'inondation des séquences de paléosols qui contrastent avec les autres par l'absence de nodules carbonatés, la présence de nodules de fer et des couleurs de marmorisation dans les gammes bleu-mauve.

Ces observations indiquent un lessivage très limité des oxydes (présence d'oxydes de manganèse). L'analyse minéralogique révèle des minéraux argileux peu transformés avec de fortes teneurs en illite (dont certaines fort bien cristallisées) et de faibles proportions d'interstratifiés.

L'ensemble de ces éléments nous a conduit à relier ces faciès avec une période relativement fraîche au cours de laquelle la nappe phréatique était haute et ne subissait que de faibles fluctuations ne favorisant pas les transformations minéralogiques.

2.4.4. Conclusion : des fluctuations climatiques significatives à la fin du Crétacé

Le climat moyen qui régnait en Provence à la fin du Crétacé - début du Paléogène a permis le développement de nombreux paléosols de type calcrètes. Ceci implique un climat suffisamment chaud pour faciliter les réactions chimiques et l'alternance de saisons sèches et pluvieuses. Les précipitations annuelles moyennes peuvent être estimées entre 400 et 700 mm par an.

Les épisodes semi-arides, si l'on s'appuie sur les travaux menés en Australie, impliquent des précipitations annuelles moyennes de 110-280 mm, potentiel d'évaporation 2 000 à 3 000 mm, et de fortes précipitations intermittentes (Mann et Horwitz, 1979 ; Carlisle, 1983 ; Arakel, 1986).

L'épisode plus humide voit le potentiel d'évaporation diminuer fortement ainsi que le contraste saisonnier puisque la nappe phréatique demeure près de la surface, ne subissant que de faibles oscillations.

2.5. CORRELATION AVEC LES SERIES MARINES

Le cadre stratigraphique des séries continentales de Provence a pendant longtemps reposé sur la biostratigraphie. Dans ces séries continentales, la distribution des fossiles est très liée aux faciès. Les faciès lacustres sont les plus favorables à la préservation des fossiles (charophytes, gastéropodes, pollens) alors que les limons de débordement ne contiennent que des œufs de dinosaures. Des étages continentaux ont ainsi été définis à partir des données des séries du sud de la France (Babinot et Durand, 1980a, 1980b). Cependant, les premières magnétostratigraphies publiées sur ces séries ont remis en question les corrélations de ces étages régionaux avec l'échelle marine (Westphal et Durand, 1990).

Les paléosols carbonatés, et plus particulièrement la composition isotopique du carbone contenu dans les nodules carbonatés, possèdent un potentiel intéressant pour la corrélation des séries continentales avec le domaine marin. Les rares exemples de stratigraphie isotopique qui couvrent des intervalles de temps assez longs montrent une bonne corrélation entre les signaux marins et terrestres (Cerling *et al.*, 1993 ; Morgan *et al.*, 1994).

Si l'on considère le cycle du carbone, le principal réservoir en carbone que constitue le milieu marin joue un rôle de régulateur au niveau terrestre. Les variations dans la composition isotopique du réservoir marin se retrouvent dans les réservoirs moindres que sont l'atmosphère et la biomasse du système terrestre. Les temps relativement courts d'échange entre les réservoirs

font que le système terrestre enregistre les fluctuations à haute fréquence de la teneur en CO₂ de l'atmosphère (Koch *et al.*, 1992 ; White, 1994).

La période couvrant la fin du Crétacé et le Paléogène est très propice à ce type d'études car elle est caractérisée par d'importants changements dans le réservoir marin qui sont bien exprimés dans l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ des séries marines (Stott *et al.*, 1990 ; Kennett et Stott, 1991).

La construction d'une chemostratigraphie à partir de l'analyse du ^{13}C des nodules carbonatés des séries provençales a été accompagnée d'une magnétostratigraphie. L'échantillonnage a été conduit de façon simultanée pour les deux types d'analyses en respectant pour la magnétostratigraphie un pas de 1 m, notamment lorsque la fréquence des sols était plus large.

L'échantillonnage réalisé a montré que les meilleurs faciès pour l'analyse paléomagnétique étaient les sédiments lacustres à palustres. Bien que le signal de ces faciès soit de faible intensité, il ne comporte pas de composantes secondaires, ce qui n'est pas du tout le cas des limons de débordement pédogénisés dont le signal magnétique présente souvent plusieurs composantes. Comme l'on n'observe pas de changement de polarité magnétique associé aux variations de lithologies, le signal magnétique est interprété comme primaire avec une composante diagenétique mise en relation avec les fluctuations des conditions hydrologiques (cf. § 3.3.2.).

La composition des isotopes du carbone des nodules carbonatés des paléosols peut être influencée par plusieurs facteurs tels que le type de végétation, la température, le taux de respiration du sol, la profondeur depuis la surface de la zone de précipitation des carbonates, le taux de production de CO₂. Dans notre étude, nous avons considéré que certains de ces paramètres étaient constants : le paléoclimat tropical à sub-tropical, la composition de la plaine d'inondation assez stable, la végétation composée uniquement de plantes en C3 (Hayes *et al.*, 1989).

Les nodules ont été collectés en fonction de plusieurs critères : une forme irrégulière, une limite nette avec l'encaissant, une teneur en carbonates voisine de 100 % et une texture micritique. Dans le cas des faciès palustres, les tests conduits sur plusieurs niveaux montrent que lorsque le faciès palustre porte les critères suivants, présence de racines, marmorisation et des nodules bien individualisés, la composition isotopique du carbone des nodules est très voisine de celle des sols voisins développés sur des limons.

Les résultats de la magnétostratigraphie et des isotopes du carbone sont présentés en relation avec l'échelle paléomagnétique internationale (MPTS, Cande et Kent, 1995) et les courbes marines du $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 2-11) :

- A la base de l'intervalle étudié, les renversements du champ magnétique sont assez fréquents. Ils sont associés à un signal $\delta^{13}\text{C}$ qui évolue régulièrement vers des valeurs négatives (minimum à - 9 ‰) puis revient à des valeurs voisines de celles de la base de la coupe. La zone de décroissance rapide du signal en ^{13}C , associée à une zone de polarité négative, est attribuée au chron 29R et interprétée comme correspondant à l'évènement de la limite K/T. Celui-ci se trouve ainsi localisé entre les deux épisodes semi-arides supérieurs (événements 4 et 5).

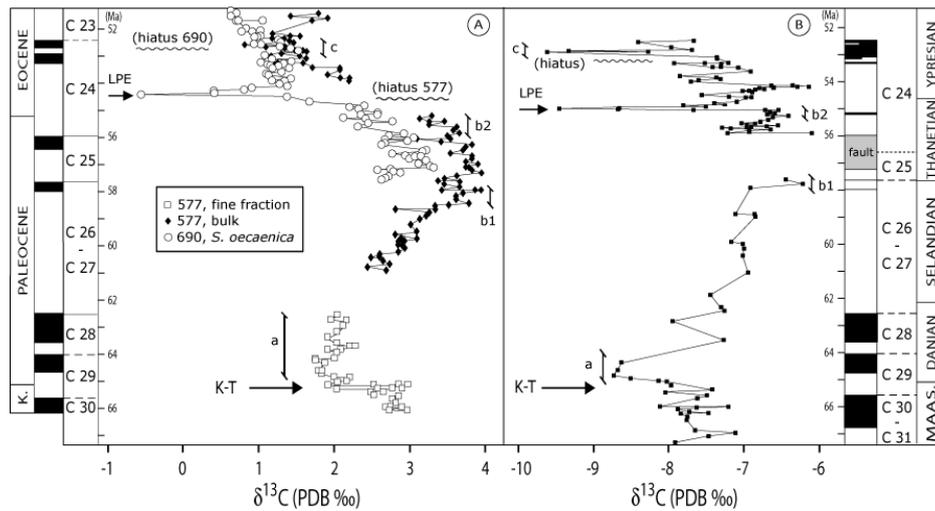


Figure 2-11 : Mise en évidence de la limite K/T et de l'évènement LPTM à partir de la chémiostatigraphie du carbone (Cojan *et al.*, 2000)

- Au-dessus, dans un intervalle de polarité essentiellement inverse, la courbe isotopique montre une dérive régulière vers des valeurs positives. Cette tendance caractérise en fait le Paléocène inférieur - moyen dans le milieu marin. L'amplitude de variation, de l'ordre de 3 ‰ sur les données de Provence, est tout à fait comparable à celle observée dans le domaine marin. Ceci permet d'attribuer la séquence paléomagnétique aux chrons 26, 25, 24.
- Dans le chron 26, l'enregistrement isotopique des paléols montre une excursion rapide. Celle-ci est enregistrée par plusieurs échantillons sur un intervalle de près de 7 m d'épaisseur. L'amplitude de l'excursion, de l'ordre de 4 ‰, est très similaire à celle observée dans le milieu marin à la fin du Paléocène (Kennet et Stott, 1991), et dans les séries continentales du bassin de Big Horn (Wyoming, Koch *et al.*, 1992) et du bassin parisien (Stott *et al.*, 1996).
- Au-dessus de l'excursion en $\delta^{13}\text{C}$, les valeurs isotopiques reviennent à des valeurs voisines de celles précédant l'excursion. La variation abrupte dans le signal continental après un long plateau est interprétée comme l'existence d'un hiatus masquant la décroissance lente observée dans le milieu marin.

Les résultats de cette étude intégrant magnétostratigraphie et chémiostatigraphie soulignent la qualité de la signature isotopique du carbone enregistrée par les nodules pédogéniques et le potentiel de corrélation de ce type de données avec les enregistrements des séries marines (forages en mer et coupes à terre) dans une période dominée par une végétation en C3.

L'enregistrement est relativement remarquable puisque les séries continentales ont préservé la trace des évolutions que ce soit à long ou court terme. Ainsi la limite K/T a pu être placée pour la première fois dans le bassin de Provence avec une précision de quelques mètres, ce qui ouvre la possibilité de nouvelles investigations sur la recherche de traces éventuelles de produits liés à l'impact de la météorite. De plus, l'enregistrement détaillé de l'excursion du maximum climatique de la fin du Paléocène dans une série dont le taux de sédimentation est relativement faible (15 m/Ma) souligne le rééquilibrage rapide entre les réservoirs du carbone (un sol tous les 20 ka si l'on retient la durée généralement retenue pour l'excursion entre 100 et 200 ka).

2.6. PALEOECOLOGIE

Les différentes démarches s'appuyant sur les paléosols ont permis de caractériser le climat qui régnait en Provence à cette époque et de mettre en évidence des fluctuations climatiques de haute fréquence et de forte amplitude. Toutefois, ces approches ne permettent pas de proposer des reconstructions de la paléovégétation. La présence de pontes d'œufs de dinosaures tout au long de la série d'âge crétacé supérieur a été utilisée pour aborder une restitution paléoécologique, associant l'hydrologie, la végétation et l'analyse comportementale des dinosaures.

L'étude présentée s'est intéressée à deux coupes remarquables par le nombre d'horizons contenant des pontes de dinosaures. De plus ces coupes appartenaient à des environnements bien distincts : la ceinture de chenaux (coupe de Rousset), la plaine d'inondation (coupe de Roques Hautes) (Cojan *et al.*, 2003). Lors de l'échantillonnage, seules les coquilles provenant de pontes en place ont été prélevées. Les nodules carbonatés des nombreux paléosols qui rythment la sédimentation ont également été prélevés sur la coupe située dans la plaine d'inondation (Cojan *et al.*, 2003).

La majorité des coquilles d'œufs est attribuée à des dinosaures bien que l'on ait jamais retrouvé d'embryon dans les œufs (Dughi and Sirugué, 1957a ; Williams *et al.*, 1984 ; Garcia et Vianey-Liaud, 2001). D'après les restes fossiles, la faune comprenait des théropodes, sauropodes, ornithopodes et un ankylosaure ainsi que des tortues et crocodiles (Buffetaut et Le Loeuff, 1991). En l'absence d'attribution directe d'un type d'œuf à une espèce ou un genre de dinosaure, plusieurs essais de classification des coquilles d'œufs en fonction de leurs micro-, macro-structures et de leurs caractères morphologiques, ont été proposés (Dauphin, 1999a ; Vianey-Liaud *et al.*, 1994 ; Garcia et Vianey-Liaud, 2001).

La plupart des pontes se trouvent dans les limons de débordement, les autres nettement moins nombreuses sont situées dans les sédiments correspondant aux anciennes rives des lacs. Les pontes retrouvées dans les limons de débordement sont presque systématiquement associées à l'horizon Bc des paléosols. La présence de nodules carbonatés à l'intérieur de certains œufs montre que les œufs étaient pondus dans des sédiments non consolidés, avant la pédogenèse, probablement après une période de crue de débordement. L'excellente préservation des coquilles d'œufs est attribuée à l'environnement riche en carbonate de calcium que constitue l'horizon Bc des paléosols.

Lors des analyses géochimiques, la qualité de la préparation des coquilles d'œufs est primordiale car la présence de ciments secondaires ou de sédiment résiduel peut largement biaiser les résultats, les coquilles ont ainsi été usées sur leurs surfaces extérieures et intérieures, puis nettoyées aux ultrasons avant d'être réduites en poudre.

2.6.1. Paléohydrologie

L'interprétation des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ est toujours complexe car de nombreux paramètres entrent en jeu (effet de continentalité, température, évaporation,...). Dans le cas des dinosaures, leur thermophysologie étant toujours sujet de débat, certains auteurs ont postulé que celle-ci pouvait influencer les données isotopiques des coquilles (^{18}O fonction de la composition de l'eau et de la température dans le cas de l'hétérothermie). Cependant, des expériences sur des animaux vivants ont montré que la composition de l'eau demeure le contrôle principal quel que soit le régime thermophysologique (Sarkar *et al.*, 1991).

L'oxygène fixé par le carbonate de la coquille provient de l'eau ingérée par l'animal (Folinsbee *et al.*, 1970 ; De Niro et Epstein, 1978). La variabilité observée dans les mesures sur les coquilles d'œufs est généralement attribuée à la variabilité naturelle des eaux de boisson.

Un premier élément frappe lorsque l'on regarde l'ensemble des données. Sur chaque site, les données des coquilles d'œufs sont assez homogènes entre-elles. De même, sur le site de la plaine d'inondation (Roques Hautes), on observe une bonne cohérence entre les données des paléosols et celles des coquilles. En comparant les sites, on note des écarts de plusieurs ‰ alors que les tranches de temps considérées sont équivalentes (Fig. 2-12).

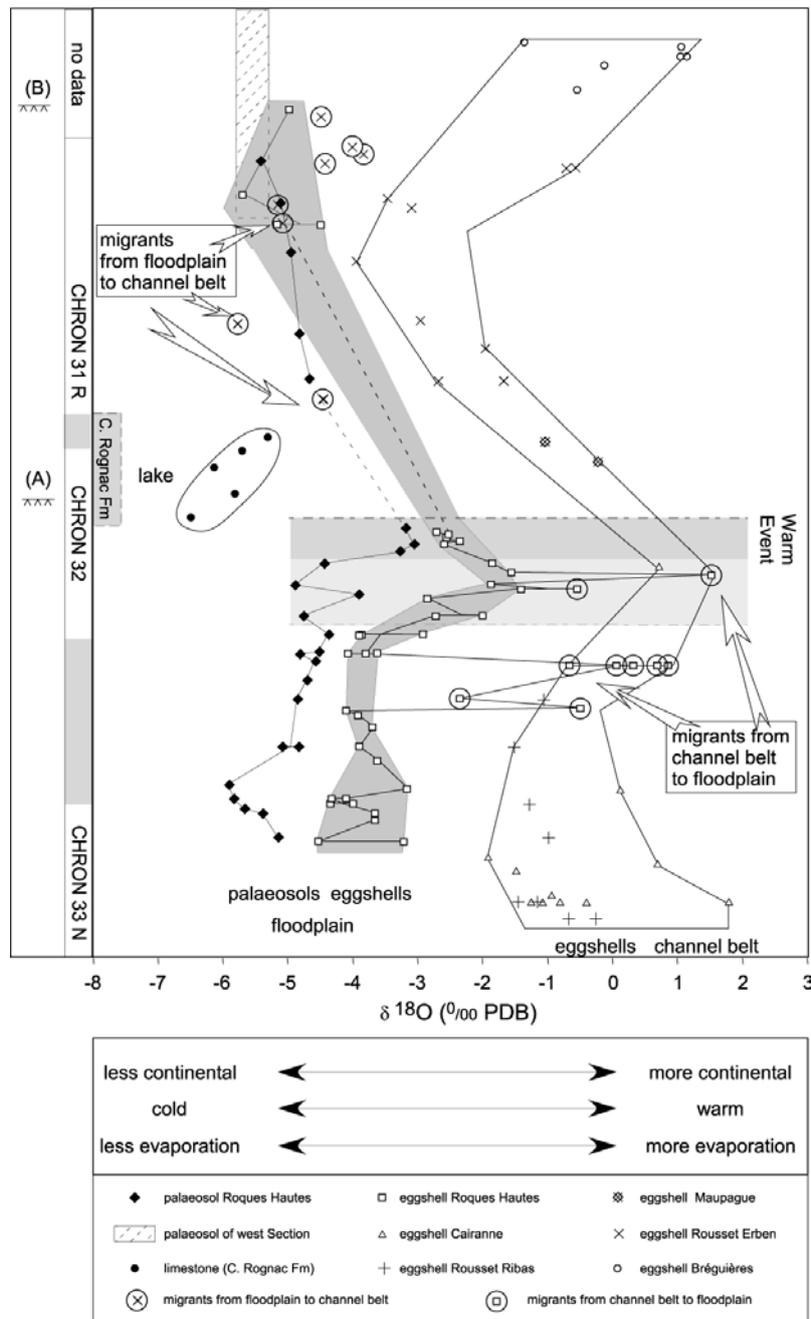


Figure 2-12 : Les données des isotopes de l'oxygène en fonction de la stratigraphie (Cojan *et al.*, 2003)

La réduction de l'écart observé entre les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des paléosols et des œufs au long de la coupe de Roques Hautes est attribuée à une diminution de l'effet de l'évaporation entre le Campanien et le milieu du Maastrichtien. Dans la première moitié de la coupe, les conditions climatiques favorisaient l'évaporation des eaux de ruissellement collectées par les ruisseaux ou dans des mares par rapport à l'eau des sols, ce qui explique l'écart significatif entre les $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de boisson et des nodules des sols. Par contre, dans la seconde moitié de la coupe, les valeurs très voisines indiqueraient des effets limités de l'évaporation conduisant à des valeurs isotopiques similaires pour les eaux de boisson (ruissellement collecté par les ruisseaux) et celles des sols. Ce résultat est tout à fait en accord avec l'évolution des paléosols carbonatés qui montre des horizons d'accumulation Bc bien développés dans la partie inférieure de la coupe alors que ces horizons se réduisent pour devenir peu marqués dans la seconde moitié de la coupe.

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de la seconde coupe (Rousset) montrent des valeurs nettement supérieures à celles de la première coupe, avec un décalage de l'ordre de 2 à 3 ‰. Les eaux de boisson dans cette zone étaient probablement celles du cours d'eau principal qui alimente la région. À côté des analyses isotopiques, l'analyse des éléments traces avait montré une forte teneur en strontium des coquilles d'œufs de cette coupe (teneur entre 600-1990 ppm, moyenne 1200 ppm) alors que les coquilles de la coupe de Roques Hautes possèdent des teneurs beaucoup plus faibles (teneurs < 600 ppm, valeur moyenne 250 ppm). Les fortes teneurs en strontium des échantillons de la coupe de Rousset suggèrent une contribution d'eaux salines au budget chimique du cours d'eau principal. L'origine de ces eaux est à rechercher probablement dans les circulations souterraines qui ont traversé les formations triasiques évaporitiques via les structures diapiriques qui bordent le nord du bassin.

Ainsi la relation entre les fortes valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et les teneurs élevées en Sr montrent que le rapport isotopique des coquilles était influencé non seulement par le taux d'évaporation mais également par la chimie des eaux.

2.6.2. Paléovégétation

Les isotopes stables du carbone constituent un outil précieux pour évaluer la composition de la biomasse. La composition isotopique du carbone des nodules carbonatés des sols est directement reliée à la biomasse (au Crétacé seules des plantes en C3 sont connues) et au taux de respiration du sol. Par contre, la valeur des isotopes du carbone des coquilles reflète le régime alimentaire des animaux, les variations interspécifiques sont généralement mineures comparées à celles liées à l'environnement (Erben *et al.*, 1979 ; Schaffner et Swart, 1991 ; Folinsbee *et al.*, 1970 ; Sarkar *et al.*, 1991).

Ces deux méthodes indépendantes de restitution de la paléovégétation sont utilisées afin de comprendre la grande variabilité des valeurs isotopiques obtenues sur les coquilles. De même que pour les données des isotopes de l'oxygène, on remarque des valeurs bien distinctes entre les deux sites (Fig. 2-13).

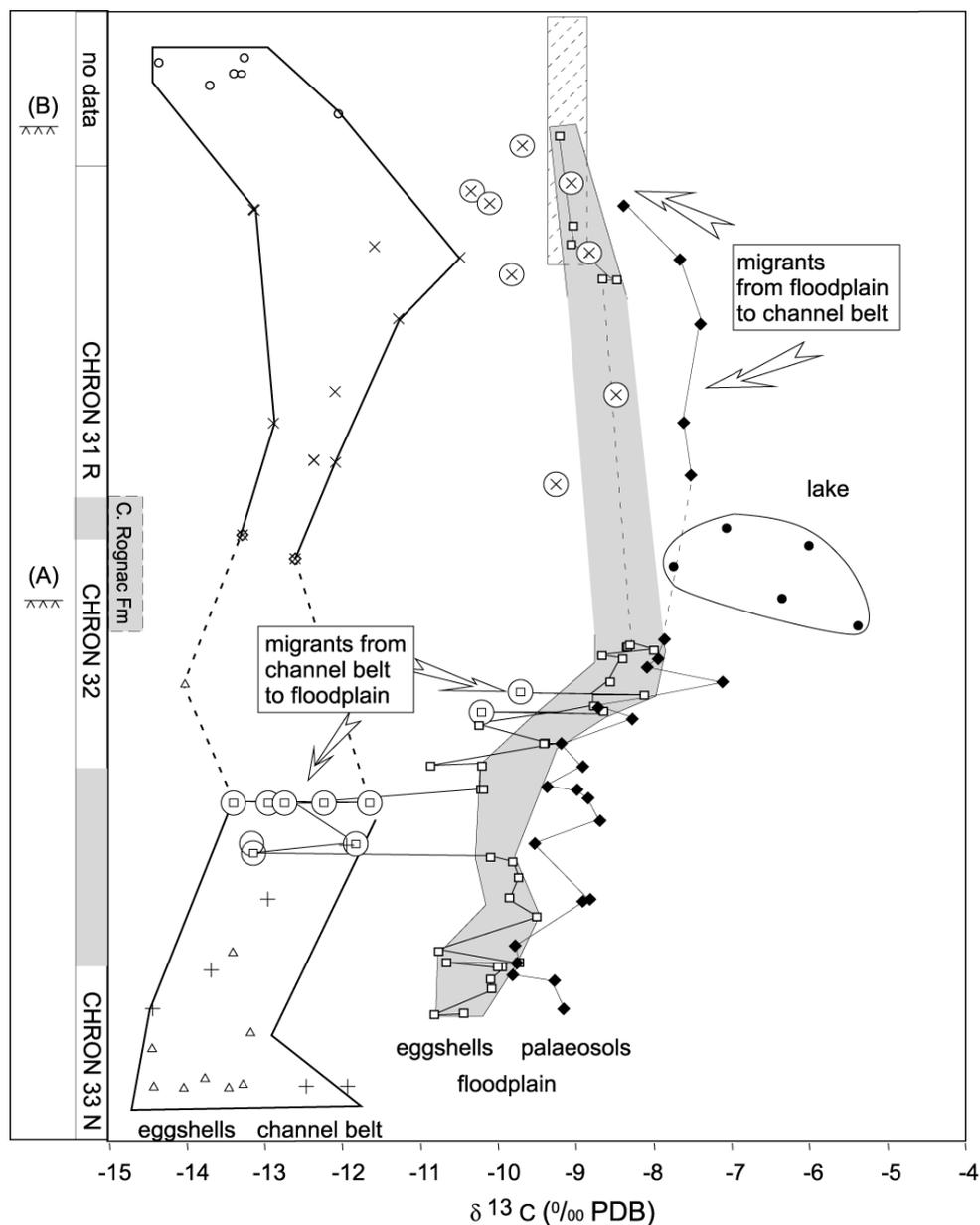


Figure 2-13 : Les données des isotopes du carbone en fonction de la stratigraphie (Cojan et al., 2003)

Les données des paléosols (coupe Roques Hautes) comprises entre - 9.5 ‰ et - 8 ‰ sont tout à fait semblables aux valeurs obtenues pour la fin du Maastrichtien dans la chimiostratigraphie (cf. § 3.4.). Cette homogénéité à l'échelle du bassin conduit à proposer que ces valeurs isotopiques constituent un enregistrement primaire d'une végétation de type C3 poussant dans des conditions similaires sur l'ensemble de la plaine d'inondation.

Les données sur les œufs sont beaucoup plus complexes. Sur la coupe de Roques Hautes, la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ de la coquille est plus faible d'environ 1.5 ‰ que celle des paléosols

correspondants. Quant aux œufs de l'autre coupe, leur valeur est plus négative que celle des œufs de la première coupe de près de 3-4 ‰.

Plusieurs facteurs peuvent être évoqués pour expliquer ces variations : recyclage du CO₂, variabilité du δ¹³C de la végétation.

Le carbone provient de la nourriture. La valeur du δ¹³C de la coquille est donc déterminée par le δ¹³C de la nourriture, modifié par l'effet de fractionnement lié au métabolisme de l'animal. Les expériences sur des animaux actuels montrent un enrichissement d'environ 16 ‰ quelle que soit l'espèce considérée (Von Schirnding *et al.*, 1982 ; Schaffner et Swart, 1991). A chaque niveau de la chaîne trophique, la valeur du δ¹³C croît de 1 ‰ par rapport au régime alimentaire de l'animal, avec des variations individuelles pouvant atteindre 1 à 3 ‰ (De Niro et Epstein, 1978).

Comme nous ne possédons pas d'informations sur le régime alimentaire des animaux (carnivores ou herbivores), la dispersion dans les valeurs du δ¹³C peut être due à une variation intraspécifique ou à des niveaux trophiques différents. Les faibles écarts entre les valeurs du δ¹³C des œufs et des paléosols peuvent être attribués à des œufs pondus par des animaux carnivores alors que les forts écarts seraient attribués à des œufs pondus par des herbivores. Toutefois, un simple effet de variation intraspécifique ne peut pas être exclu et peut suffire à expliquer cette dispersion de l'ordre de 1.5 ‰.

Etant donné les incertitudes sur la chaîne alimentaire, si nous considérons un fractionnement métabolique de 16 ‰ pour les données des coquilles d'œufs du site de Roques Hautes, dont la mesure du δ¹³C varie entre - 8 et - 10 ‰, nous obtenons une valeur variant entre - 26 et - 24 ‰ pour la nourriture, soit un régime alimentaire en C3, résultat en accord avec les données des paléosols.

Comme le fractionnement est relativement indépendant du type de nourriture (Schaffner et Swart, 1991), les valeurs du δ¹³C nettement plus négatives du site de Rousset impliquent un régime alimentaire fort différent pour les dinosaures qui occupaient ce site. D'après les valeurs du δ¹³C des coquilles d'œufs, le δ¹³C des aliments devait se situer entre - 30 et - 34 ‰. Une telle valeur peut s'expliquer par une part dominante d'aliments d'origine aquatique dont la composition isotopique peut varier entre - 11 ‰ et - 39 ‰. Une telle proposition est cependant difficile à soutenir car les œufs sont de même type qu'à Roques Hautes ; ou alors, il faudrait imaginer que les animaux avaient des habitudes alimentaires fonction de l'environnement dans lequel ils vivaient. La présence d'une canopée pourrait également expliquer ces valeurs négatives par recyclage du CO₂, qui peut appauvrir les valeurs jusqu'à 8 ‰. Toutefois les données sédimentologiques et palynologiques ne sont pas en faveur de l'existence d'une canopée qui est généralement limitée aux forêts équatoriales. Au sein des plantes en C3, un large fractionnement du δ¹³C peut être observé en relation avec l'accès aux ressources en eau (Baker *et al.*, 2000 ; Snyder et Williams, 2000). Les plantes en C3 qui poussent dans des milieux humides ont tendance à posséder des valeurs en δ¹³C plus faibles que celles de plantes qui poussent sur des substrats plus secs.

Dans le cas de bassin de Provence, l'interprétation la plus plausible est celle d'une ripisylve bordant les berges du cours d'eau principal. Celle-ci utilisait l'eau du cours d'eau pendant la saison humide et l'eau de la nappe pendant la saison sèche (Fig. 2-14).

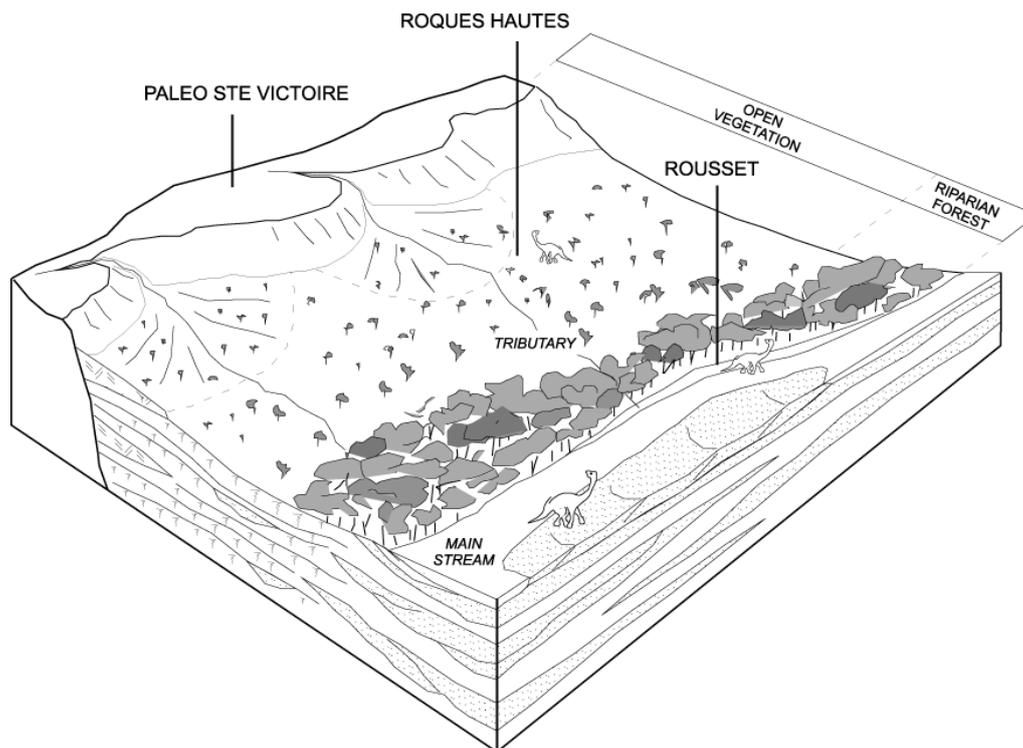


Figure 2-14 : Bloc diagramme représentant la reconstruction du paléopaysage au Crétacé supérieur (Cojan *et al.*, 2003)

2.6.3. Des dinosaures nomades

Les données des différents sites étudiés se placent dans des domaines distincts sur un diagramme $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$. Cette observation nous conduit à proposer que les migrations des animaux entre les deux sites étaient très limitées. Les femelles dinosaures pondaient leurs œufs dans des sites dans lesquels elles avaient vécu depuis quelque temps. En effet, les études sur les oiseaux actuels ont montré qu'il fallait environ deux semaines pour éliminer la signature isotopique d'une eau de boisson précédemment consommée (Folinsbee *et al.*, 1970).

Les animaux actuels pondent leurs œufs à la fin de la saison des pluies lorsque les périodes de sécheresse deviennent plus longues, évitant ainsi les risques de dommage des lieux de ponte par les crues. En s'appuyant sur cette observation, les différences entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la teneur en Sr des œufs des deux sites peuvent s'expliquer par un niveau assez bas des eaux du cours d'eau principal avec de nombreux points d'eau entre les barres sableuses alimentés en partie par la nappe phréatique alors que les ruisseaux drainant les reliefs latéraux étaient alimentés directement par les eaux de pluie.

Cependant, dans chaque coupe, même si la majeure partie de la dispersion observée peut être interprétée par une dispersion intraspécifique, certains échantillons de la coupe de Roques Hautes possèdent des valeurs isotopiques bien trop à l'écart des valeurs moyennes pour être attribuées à cette variation intraspécifique. Ces valeurs correspondent d'ailleurs à celles de l'autre site. Ceci nous conduit à proposer que les œufs possédant ces valeurs hors de la moyenne aient été pondus dans la plaine d'inondation par des dinosaures qui avaient migré depuis peu de la ceinture de chenaux. Réciproquement, sur la coupe de Rousset, certains œufs présentent des signatures du $\delta^{18}\text{O}$ typiques de la plaine d'inondation, suggérant que certains animaux faisaient la migration inverse. Il est important de noter que les dinosaures migrants, identifiés à partir de la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ de la coquille d'œuf, montrent des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ tout à fait en accord avec leur lieu d'origine.

2.7. CONCLUSIONS

Les différents résultats présentés montrent l'apport des approches intégrées, que ce soit au niveau du prélèvement ou des méthodes d'analyse employées. Les différents objets étudiés, les méthodes utilisées apportent des vues complémentaires qui sont essentielles dans l'approche intégrée de l'évolution du bassin : hydrologie, pédogenèse, végétation, effet paléotopographique.

Ces approches multidisciplinaires ont permis de comprendre les paramètres contrôlant la succession des dépôts dans ces séries continentales déposées dans un bassin endoréique. Il ne faut pas oublier la tectonique qui joue un rôle important dans la stabilité de la ceinture de chenaux, créant ainsi un contexte remarquable pour étudier de longues séries de plaine alluviale. L'empreinte des fluctuations climatiques, dans cette zone soumise à un climat tropical, rythme la distribution des faciès par des variations très notables du régime des précipitations, du taux d'évaporation.

*On est tous à la recherche d'une frontière,
une ligne claire entre le rêve et la réalité
(Tabar Ben Jelloun)*

3. PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Après une quinzaine d'années dans le domaine de l'analyse des séries continentales, il apparaît que les potentialités de développement de méthodologies dans ce domaine sont loin d'être épuisées. L'ensemble des questions de recherche portant sur la dynamique des séries continentales semble prometteur.

Au cours de ces années, une longue phase d'apprentissage m'est apparu indispensable à la prise de recul, au temps de réflexion nécessaire pour mener à bien le travail de recherche. Elle m'a également permis de côtoyer des collègues travaillant dans des domaines fort divers et d'échanger avec eux des méthodes de travail, de participer à la formation d'étudiants, sources d'échanges stimulants.

Toutefois, si la recherche menée sur les processus est intéressante, fondamentale et nécessaire, elle ne peut tout régler : un aspect complémentaire tient dans la façon dont les processus s'organisent dans l'espace et le temps. Ainsi apparaît l'intérêt de la formalisation de ces relations spatio-temporelles dans des milieux où les variations latérales de faciès sont très rapides.

C'est le travail de ces prochaines années de définir les contextes favorables ou non et de faire en sorte que de plus en plus de séries continentales puissent être traitées de façon pertinente, efficace, convaincante... Il est trois points sur lesquels j'espère rapidement pouvoir travailler et que j'aimerais présenter.

3.1. APPROCHE HAUTE RESOLUTION DES SERIES FLUVIALES ANCIENNES

Les résultats obtenus à partir des analyses intégrées sur les dépôts de plaine d'inondation (analyse texturale, isotopes stables, minéralogie roche totale et argiles, paléomagnétisme) montrent qu'il est possible d'envisager une lecture fine des séries fluviales, tout en menant des reconstitutions paléoenvironnementales, paléoclimatiques qui peuvent être mises en regard avec les séries marines. Ces éléments ouvrent un domaine d'études sur la dynamique climatique associant les données des milieux continental et marin, jusque là peu exploité dans les séries anciennes du fait des résolutions stratigraphiques généralement fort différentes dans chacun de ces milieux.

Parmi les méthodes utilisées, celle de la mesure des isotopes stables (C et O) est porteuse d'un très grand potentiel car elle permet d'aborder à la fois les aspects stratigraphiques, paléoenvironnementaux et paléoclimatiques. Des développements sont encore nécessaires pour mieux interpréter ces données.

Les difficultés liées au développement de cette méthode sont attachées à des problématiques différentes, telles que le calage stratigraphique des données issues des séries marines qui servent de courbe de référence ; la distribution des sols carbonatés dans la série qui conditionne la résolution envisageable ; la variabilité du signal liée à l'environnement qui peut introduire des déformations significatives de celui-ci.

Dans une chiostratigraphie, la qualité du signal de référence avec lequel les corrélations seront effectuées est essentielle. Ainsi, lors des travaux menés sur le Crétacé supérieur de Provence, il est apparu que peu d'enregistrements des séries prélevées dans les forages des campagnes DSDP/ODP sont continus. L'exemple de l'excursion en $\delta^{13}\text{C}$ de l'événement chaud de la fin du Paléocène, le LPTM (Late Paleocene Thermal Maximum, Stott *et al.*, 1990) est significatif, puisque elle est rarement enregistrée dans sa totalité. La courbe isotopique obtenue à partir des carottes ne comporte bien souvent qu'un ou deux points documentant l'excursion, alors qu'elle est documentée par cinq points dans les formations continentales de Provence. Par ailleurs, les travaux conduits sur le Miocène inférieur à moyen du bassin de Digne Valensole (sud-est de la France) ont souligné une grande variabilité des courbes isotopiques marines lorsqu'il s'est agi de trouver un référentiel pour la chiostratigraphie (Bialkowski *et al.*, sous presse). Les questions qui se sont alors posées reposent plus sur la qualité du calage stratigraphique précis des données que sur la continuité du signal. Si les signaux présentent des évolutions assez comparables d'un site à l'autre, il est souvent difficile de les comparer avec une résolution stratigraphique fine car les points de contrôle stratigraphique sont obtenus avec des méthodes différentes en fonction du matériel disponible et des techniques employées (paléomagnétisme, foraminifères, nannoplancton,...). Même si ce domaine paraît éloigné de l'analyse des séries continentales, il constitue néanmoins la pierre d'angle des corrélations en chiostratigraphie.

Au sein des séries continentales, le travail présenté sur les formations du Crétacé supérieur de Provence avait l'avantage d'avoir été obtenu sur des séries dont le contexte paléogéographique avait peu varié au cours du temps. Ainsi, le paléoenvironnement caractérisé à partir de données isotopiques est fort stable puisque l'ensemble des couples de valeurs ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) se projette sur une zone restreinte des diagrammes $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$, indiquant, si l'on se réfère aux travaux de Cerling sur le Quaternaire (1984), une faible variation des conditions de formation des sols (Fig. 3-1). Par contre, les premiers travaux sur le Miocène inférieur à moyen du sud-est de la France ont montré une sensibilité nette des signaux isotopiques aux environnements dans lesquels les sols se sont formés. On observe alors une variation significative des taux de respiration dans les sols liée à la position de la nappe phréatique et à la distance du site d'étude au trait de côte (Bialkowski, 2004).

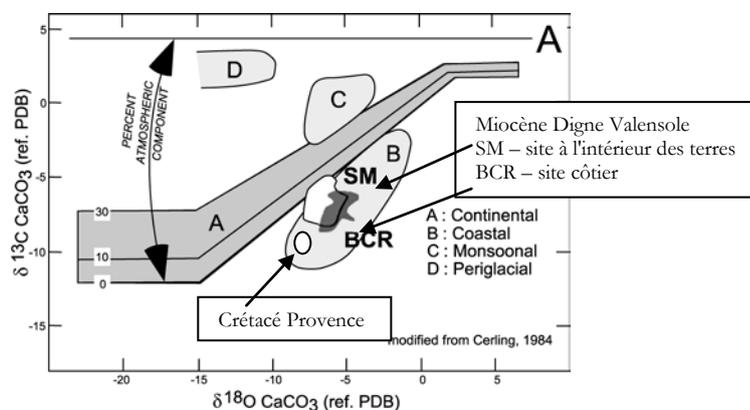


Figure 3-1 : Projection des données isotopiques sur un diagramme permettant de dégager les différents milieux (diagramme tiré de Cerling, 1984 ; de Bialkowski, 2004)

Malgré ces fluctuations paléoenvironnementales du signal, il est toujours possible de reconnaître les grandes évolutions et d'établir des corrélations prenant en compte des domaines homogènes des couples de données isotopiques. La connaissance de cette composante paléoenvironnementale mérite d'être investiguée plus avant car elle constitue une des clés de l'utilisation avec succès de ce type d'approche.

Enfin, bien que les résultats obtenus sur les nodules carbonatés des paléosols aient montré la potentialité de ce type d'approche dans la connaissance de la dynamique des séries continentales et leur corrélation avec les séries marines, on est actuellement limité dans la résolution temporelle par la distribution stratigraphique des paléosols carbonatés. Une façon de s'affranchir de cette contrainte serait de travailler directement sur la matière organique contenue dans les sédiments de la plaine d'inondation. S'il est fréquent d'analyser celle-ci dans les niveaux riches en matière organique, sa recherche dans les horizons plus pauvres, voire très pauvres, du fait du peu de matière nécessaire à l'analyse, devrait permettre d'étudier des séries dans lesquelles les sols carbonatés sont rares, les intervalles dans lesquels la pédogenèse est peu exprimée. Un autre avantage du travail sur la matière organique est d'éliminer une partie des influences paléoenvironnementales puisque la valeur en $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique n'est pas reliée au taux de respiration du sol, par contre elle peut refléter les conditions hydriques.

Ce type d'analyse permettrait de s'affranchir de la présence de sols bien développés pour investiguer les paléo-paysages et reconstituer plus précisément les paléo-environnements en relation avec les masses d'eau présentes. Les séries de domaines margino-littoraux, telles les séries tertiaires du sud de la France peuvent constituer d'excellents laboratoires pour tester la variabilité de l'enregistrement isotopique en fonction de la distance aux masses d'eau que constituent d'une part le trait de côte et d'autre part les lacs.

3.2. ARCHITECTURE DES SÉRIES CONTINENTALES

Si la tectonique est d'abord responsable de l'accumulation des séries alluviales épaisses, l'émergence des modèles de stratigraphie séquentielle, qui entremêlent les concepts de niveau marin, niveau de base et espace d'accommodation ; a apporté une contribution significative dans l'étude des successions alluviales (Van Wagoner *et al.*, 1988 ; Posamentier et Allen, 1993). Par ailleurs, les séries continentales étant par nature discontinues, la mise en correspondance d'intervalles sédimentaires, a priori contemporains, conduit à de longues discussions, à la proposition de modèles fort différents car l'on ne dispose que de peu d'éléments stratigraphiques pour infirmer ou confirmer les modèles proposés.

De même, la reconnaissance de l'influence climatique sur l'organisation de ces séries, bien démontrée dans les systèmes lacustres (Olsen et Kent, 1996 ; Abdul Aziz, 2001) dans lesquels l'enregistrement est plus continu, ou sur les séries alluviales quaternaires de type loess (Lu *et al.*, 1999), se heurte, dans les séries fluviatiles anciennes à la faible résolution stratigraphique et à la grande variabilité des faciès, souvent empreints d'un fort contrôle environnemental.

Les limites de séquences dans les systèmes continentaux sont liées à une baisse du profil d'équilibre du fleuve (Shanley and McCabe, 1993). Toutefois, toute érosion présente dans un cours d'eau peut être reliée à d'autres paramètres que la chute du niveau de base. L'érosion ou le dépôt sont également favorisés par la variation du rapport entre la compétence du cours d'eau et sa charge qui peuvent traduire des changements dans la taille du bassin versant, du couvert végétal, de la distribution et l'intensité de précipitations qui chacun influencent le volume de matériel disponible pour le transport et le débit des cours d'eau (Bogaard et Van Ballen, 2000).

Les sols bien développés, voire amalgamés, sont attribués selon les auteurs soit à des dépôts de bas niveau ou de cortège transgressif dans lesquels les chenaux sont généralement également amalgamés (Wright et Mariott, 1993). Par contre, les sols peu évolués, identifiés dans des formations dans lesquelles les chenaux sont isolés, sont rapportés à des taux de sédimentation élevés. La nature des surfaces d'inondation fluviales peuvent correspondre alors à des faciès sous-aquatiques de grande étendue en zone côtière (Dalrymple *et al.*, 1998) ou à des dépôts de nappes sableuses amalgamées (Wright et Mariott, 1993). De plus, en fonction du temps de réponse du système fluvial, les limites de séquences enregistrées dans le domaine alluvial ne sont pas forcément synchrones de celles développées dans le domaine côtier.

La variabilité des réponses d'un système fluvial montre que de nombreuses questions sont encore en suspens. Les études intégrées sur les dépôts de plaine alluviale et plus particulièrement l'analyse des paléosols et la chimiostratigraphie constituent des outils puissants pour aborder ces questions, puisqu'elles permettent de compléter les faciès sédimentaires par des descriptions paléoenvironnementales plus complexes, d'introduire une résolution temporelle dont le pas de temps est de quelques centaines de milliers d'années, soit de l'ordre des séquences de troisième ordre voire de quatrième ordre, périodes des cycles astronomiques.

Les travaux sur le Crétacé supérieur de Provence ont permis d'établir une corrélation entre les événements climatiques enregistrés dans ce bassin endoréique et les grandes évolutions connues à cette époque à partir des enregistrements marins (Cojan et Moreau, sous presse). Ces résultats constituent un élément tout à fait novateur pour les simulations climatiques et la compréhension des interconnexions marin-continental. De plus une première ébauche de l'identification d'un contrôle astroclimatique a suggéré l'identification de cycles à 100 ka dans le Campanien supérieur

Les premiers résultats sur le Miocène inférieur à moyen du bassin de Digne Valensole apportent des résultats très intéressants sur l'organisation séquentielle des dépôts. Ils montrent, à partir des corrélations régionales établies sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres, que l'on peut non seulement identifier par la présence de paléosols très développés les condensations, les zones de by-pass, mais en évaluer la durée à partir de la chimiostratigraphie (Fig. 3-2) (Bialkowski *et al.*, accepté). Il est même possible d'élaborer une dynamique plus complète du système alluvial grâce à l'identification des zones dans lesquelles l'aggradation se produit alors que condensation, voire l'incision dominant sur d'autres secteurs.

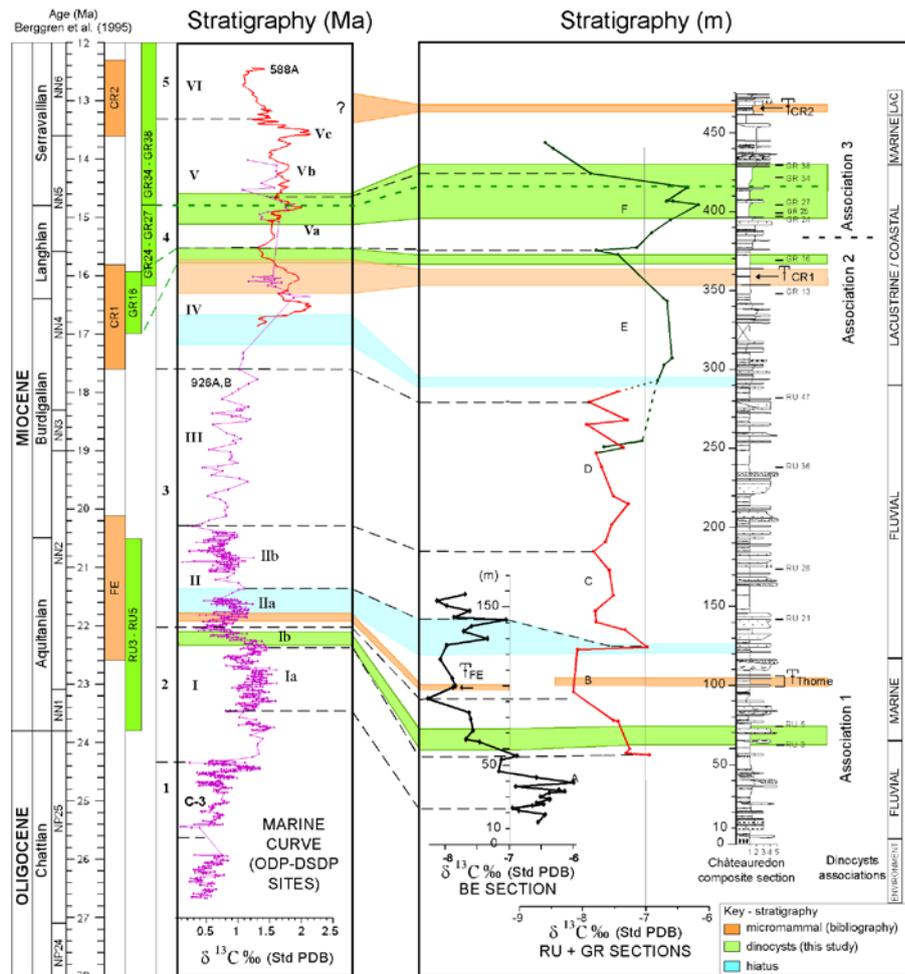


Figure 3-2 : Identification des intervalles de condensation et corrélation avec les zones d'aggradation (Miocène inférieur du bassin de Digne Valensole) (Bialkowski et al., sous presse)

Dans la zone à forte résolution stratigraphiques du Miocène inférieur, l'analyse de la distribution des paléosols et de leur stade de maturité a pu être mis en relation avec les cycles d'insolation et permet d'aborder de façon quantitative de la préservation de ces cycles en fonction de l'environnement. Ce potentiel, faible dans la ceinture de chenaux, s'accroît dans la plaine alluviale et dans les zones de pied de cônes (Bauer et Cojan, soumis).

Ces quelques exemples permettent d'illustrer le potentiel de ces analyses intégrées pour investiguer les séquences de troisième ordre, voire de plus haute résolution. On peut voir là un nouveau contexte qui permettra d'une part de progresser dans la compréhension de la répartition des dépôts sur la plaine d'inondation entre les séquences dans lesquelles la baisse du niveau marin a engendré des vallées incisées et celles où le profil fluvial est peu modifié, voire aggradant ; et d'autre part dans le développement des concepts de préservation, d'espace d'accommodation, de vitesses relatives entre dépôt et préservation.

3.3. DES ELEMENTS POUR LA MODELISATION

Les modèles stratigraphiques sont largement utilisés dans le domaine de la recherche ou de la géologie appliquée car ils permettent à l'utilisateur d'avoir une vue à long terme sur l'évolution du remplissage du bassin, l'architecture des dépôts en réponse aux facteurs de contrôle

(tectonique, eustatisme, apports sédimentaires,...) dont il est facile d'apprécier l'influence en répétant les simulations alors que l'on fait varier ces paramètres. A l'inverse, les simulations peuvent être très utiles pour connaître certains paramètres auxquels on n'a pas d'accès direct en reproduisant des architectures sédimentaires conformes à celles observées, par exemple à l'échelle de l'affleurement ou de la sismique. Les simulations sont alors générées avec des jeux de paramètres plausibles, mais peuvent parfois conduire à des situations qui n'avaient pas été anticipées (Harbaugh, 1990 ; Watney *et al.*, 1999). Enfin, ces modélisations stratigraphiques, lorsqu'elles sont combinées avec les données relatives aux hydrocarbures, peuvent guider une appréciation intégrée du potentiel d'un champ lors de son exploration (Bagirov et Lerche, 1999).

Un autre intérêt des modèles est qu'ils forcent le sédimentologue à identifier et quantifier les principaux processus, les paramètres indispensables et donc d'aller plus loin que la démarche descriptive. Toutefois la démarche de modélisation n'est jamais aisée car l'opérateur est toujours confronté à la validation des données d'entrée et de la construction du modèle.

Bien que les milieux fluviaux aient été largement étudiés, on ne dispose que de peu de modèles s'appuyant sur les processus pour produire différentes réalisations des dépôts associés à ces systèmes. De nombreuses études statistiques se sont attachées à caractériser les systèmes fluviaux au travers d'un certain nombre de paramètres (sinuosité, courbure, longueur d'onde, largeur, profondeur d'un chenal,...). Ces approches sont fort utiles car elles permettent de remonter aux paramètres hydrauliques des écoulements dont les dépôts sont fossilisés dans les séries anciennes. Les systèmes fluviaux constituent donc un domaine privilégié pour ce type d'approche pour plusieurs raisons : la dynamique hydraulique est bien connue, les modèles issus des observations de terrain ou de subsurface sont en accord avec les approches des hydrauliciens et les observations sur les systèmes actuels (ref. *in* Miall, 1996).

La représentation en 3D des séries fluviales constitue un outil stratégique pour l'exploitation des hydrocarbures, le stockage de gaz ou la gestion des nappes aquifères puisqu'elle donne accès à la distribution des corps sableux, à leur connectivité et à la répartition des barrières de perméabilité. Jusqu'ici, les méthodes de modélisation géostatistique statique de type pixel ou objet arrivent à représenter la variabilité des dépôts, l'hétérogénéité des réservoirs (ref. *in* Dubrule, 2004) mais ne peuvent exprimer avec réalisme la complexité de la géométrie des corps sédimentaires et de l'architecture de la plaine d'inondation.

Le développement de modèles stratigraphiques dynamiques s'appuyant sur les processus et reflétant l'aspect stochastique de ceux-ci constitue un enjeu notable car les réservoirs associés à ces environnements de dépôts sont très hétérogènes, puisque constitués de réservoirs unitaires de faible taille, présentant des discontinuités internes propres au mode de dépôt des sédiments lors de la migration des chenaux, des crues de débordement, des périodes de rupture de levées, d'avulsion... Ces modèles sont encore dans leur premiers pas et semblent très prometteurs pour la production de bloc 3D complètement informés. Parmi les méthodes investiguées on notera des modèles qui intègrent des règles d'évolution de la plaine d'inondation (Mackey and Bridge, 1995), des solutions simplifiées du transport de l'eau et des sédiments (SEDSIM, Tetzlaff and Harbaugh, 1989 ; Kolterman and Gorelick, 1996) un ajustement du bloc produit aux données par essai et erreur (Bornholdt *et al.*, 1999 ; Cross et Lessenger, 1999) et les modèles multiagents qui appliquent des règles de relation entre dépôts et processus (Teles *et al.*, 2001).

La connaissance fine de la dynamique des séries anciennes couplée à une approche quantitative intégrant l'hydrodynamisme et l'aspect stochastique des événements a conduit en collaboration avec l'équipe de Géostatistique de l'Ecole des Mines au développement d'un modèle 3D à l'échelle du réservoir de systèmes fluviaux méandriformes, logiciel MCRC (Lopez *et al.*, 2004).

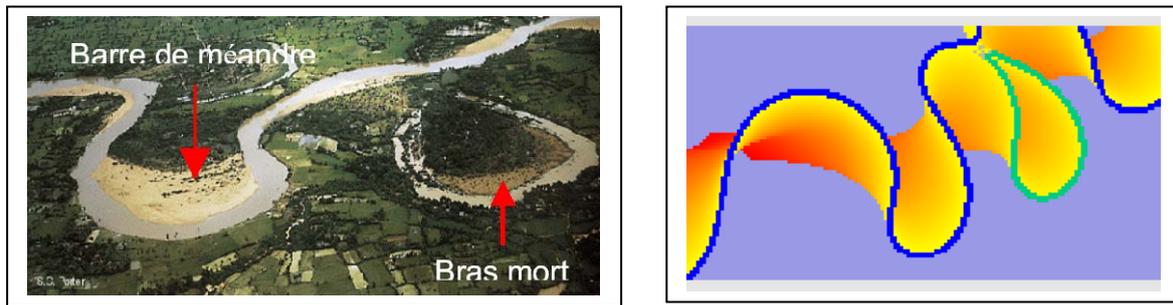


Figure 3-3 : Comparaison des résultats d'une simulation de la migration d'un chenal méandrique avec un système actuel (jaune- sable, vert- bouchon argileux, bleu foncé -chenal, bleu clair-substrat indifférencié) (d'après Lopez, 2003)

Les éléments clés du modèle découlent des équations des écoulements hydrauliques qui gouvernent la migration du chenal (Ikeda *et al.*, 1981) (Fig. 3-3). La connaissance du rôle des paramètres gouvernant les processus permet de tester leur influence sur le développement de la plaine d'inondation et de construire des architectures variées. La migration au sein d'une ceinture de chenaux conduit à des corps sédimentaires dominés par des faciès lenticulaires, alors que les avulsions conduisent à la construction d'une zone de dépôt plus grossiers au sein de la ceinture de chenaux et de la plaine d'inondation. Le long de la série, la proportion variable entre les faciès sableux et faciès fins est attribuée au taux relatif d'aggradation par rapport au taux de migration latérale et peut être facilement gérée par des fréquences de crue ou d'avulsion variables (Lopez, 2003).

Les premiers résultats obtenus sur ce type de modélisation s'appuyant sur les processus paraissent très prometteurs et mettent en valeur encore une fois les apports et le potentiel des approches couplées entre disciplines. Ce type de développement mérite donc d'être poursuivi.

CONCLUSIONS

Pour conclure, ces années de recherche m'ont permis d'approfondir, à partir des analyses intégrées, les relations spatiales et temporelles entre les objets sédimentaires caractéristiques des milieux continentaux et plus particulièrement des systèmes fluviaux. Les méthodes utilisées et les outils développés ont pu faire progresser les connaissances et l'aide à la décision tant pour la recherche fondamentale qu'appliquée.

C'est pourquoi l'importance des données obtenues par ces différentes méthodes d'analyse réside dans leur nombre et leurs relations fonctionnelles. En effet, l'intégration des mécanismes dans un modèle nécessite la connaissance des paramètres de ces mécanismes. C'est dans ce sens que devraient s'orienter des recherches complémentaires, dont les lignes ci-dessus mettent bien en évidence le calendrier : à court terme la validation de l'approche méthodologique sur des séries d'âges variés dans des contextes différents ; à moyen terme, le regard intégré avec son apport à la stratigraphie séquentielle et la cyclostratigraphie ; quant au projet à long terme, les couplages entre domaines continentaux et marins constituent un large chantier. La modélisation s'inscrit en filigrane dans ce calendrier puisqu'elle apporte un regard nouveau sur les données et bénéficie des avancées conceptuelles.

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1 : Schéma de l'évolution longitudinale d'un système fluvial.....	13
Figure 1-2 : Caractéristiques granulométriques de dépôts de plaine d'inondation associés aux crues (d'après Allen, 1965).....	15
Figure 1-3 : Illustration de deux types classiques de pédogenèse : l'une en milieu froid et humide, l'autre en milieu chaud et sec (d'après Collinson, 1978).....	17
Figure 1-4 : Différents types de structures communément reconnues dans les paléosols (d'après Retallak, 1997).....	19
Figure 1-5 : Composition isotopique du carbonate d'un sol exprimée en fonction de la pCO ₂ atmosphérique et du CO ₂ provenant du sol. Dans les sols bien drainés, à l'exception des milieux désertiques, le CO ₂ provenant du sol [S(z)] correspond à des valeurs variant entre 5 000 et 10 000 à une profondeur d'un mètre (d'après Cerling, 1991).....	20
Figure 1-6 : Influence du volume de précipitations sur la position de l'horizon d'accumulation des carbonates (d'après Retallack, 1994) (Profondeur définie par rapport à la surface du sol)	21
Figure 1-7 : Influence de l'altitude sur la composition isotopique des carbonates pédogéniques prélevés à 50 cm de profondeur dans le sol (d'après Quade et al., 1989).....	22
Figure 1-8 : L'influence du profil d'équilibre sur la dynamique fluviale dans les différents éléments géographiques d'un système fluvial (d'après Schumm, 1977, Dalrymple et al., 1997).....	23
Figure 1-9 : Exemple de dynamique amont : les terrasses glaciaires de la Save (Penck et Bruckner, 1909).....	23
Figure 1-10 : Exemple de dynamique aval : la Somme et sa vallée « ancienne » que l'on nommerait aujourd'hui vallée incisée (de Lamothe, 1919).....	24
Figure 1-11 : Modèle architectural simple de la distribution des sols et de leur type à l'intérieur d'une séquence fluviale déposée pendant un cycle du troisième ordre (Wright et Marriott, 1993).....	25
Figure 1-12 : Différents types de pédogenèse mis en relation avec des cycles climatiques (Lehman, 1989).....	26
Figure 2-1 : A, Carte géologique schématique et stratigraphie des séries continentales de Provence ; B, Carte des isobathes de la couche de la grande mine (Campanien inférieur) (Cojan et Moreau, sous presse).....	28
Figure 2-2 : Reconstitutions paléogéographiques du bassin d'Aix-en-Provence (Cojan, 1993). (1- cônes alluviaux, 2- rivières, 3- lac, 4- playa, 5- matériel glissé, 6- socle, 7- paléorelief, 9- diapir, 10- coupes majeures, BR- Bréguières, CO- Collet rouge, CR- Collet, Redon, GR- Griffon, RO- Rousset, SA- Saragousse, VI- Vitrolles).....	28
Figure 2-3 : Cadre stratigraphique des séries continentales de Provence (Cojan et Moreau, sous presse).....	29
Figure 2-4 : Caractéristiques majeures de la pédogenèse en fonction des environnements (Cojan, 1999).....	30
Figure 2-5 : Les différents types de calcrètes observés en Provence (Cojan, 1999).....	31
Figure 2-6 : Les dolocrètes de Provence (Colson et Cojan, 1996). La coupe présentée recoupe l'ensemble du bassin (cf. Fig. 2-2).....	35
Figure 2-7 : Les deux modèles de formation des dolocrètes (Colson et Cojan, 1996).....	37
Figure 2-8 : Les transformations minéralogiques observées dans les sols en fonction des variations climatiques (Cojan et Moreau, sous presse).....	39

Figure 2-9 : Schéma d'acquisition du signal magnétique au cours des épisodes semi-arides (Cojan et Moreau, sous presse)	40
Figure 2-10 : La distribution des épisodes semi-arides dans les séries de Provence (Cojan et Moreau, sous presse).....	41
Figure 2-11 : Mise en évidence de la limite K/T et de l'évènement LPTM à partir de la chimiostratigraphie du carbone (Cojan et al., 2000).....	44
Figure 2-12 : Les données des isotopes de l'oxygène en fonction de la stratigraphie (Cojan et al., 2003)	46
Figure 2-13 : Les données des isotopes du carbone en fonction de la stratigraphie (Cojan et al., 2003)	48
Figure 2-14 : Bloc diagramme représentant la reconstruction du paléopaysage au Crétacé supérieur (Cojan et al., 2003)	50
Figure 3-1 : Projection des données isotopiques sur un diagramme permettant de dégager les différents milieux (diagramme tiré de Cerling, 1984 ; de Bialkowski, 2004)	54
Figure 3-2 : Identification des intervalles de condensation et corrélation avec les zones d'aggradation (Miocène inférieur du bassin de Digne Valensole) (Bialkowski et al., sous presse)	57
Figure 3-3 : Comparaison des résultats d'une simulation de la migration d'un chenal méandrique avec un système actuel (jaune- sable, vert- bouchon argileux, bleu foncé - chenal, bleu clair-substrat indifférencié) (d'après Lopez, 2003)	59

BIBLIOGRAPHIE

- ABDELJAOUAD S., TRIAT J.M., TRUC G. & SASSI S. (1984) - Calcretes and dolocretes of Tertiary age in central and meridional Tunisia, *27th Int. Geol. Cong.*, 27 (2), p. 84.
- ABDUL AZIZ H. (2001) - Astronomical forcing in continental sediments an integrated study of Miocene deposits from the Calatayud and Teruel Basins, NE Spain, PhD Thesis, *Geol. Ultraiectina*, 207, 190 p.
- ALLEN J.R.L. & WILLIAMS B.P.J. (1982) - The architecture of an alluvial suite: rocks between the Townsend Tuff and Pickard Bay Tuff Beds (Early Devonian), Southwest Wales, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B297, p. 51-89.
- ALLEN J.R.L. (1974a) - Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo Welsh Outcrop, *Geol. J.*, vol. 9, p. 181-208.
- ALLEN J.R.L. (1974b) - Geomorphology of Silurian-Devonian alluvial plains, *Nature*, vol. 249, p. 644-645.
- ALLEN J.R.L. (1978) - Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial sites, *Sed. Geol.*, vol. 21, p. 129-147.
- ALONZO ZARZA (2003) - Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record, *Earth-Science Reviews*. 60 ; 3-4, p. 261-298.
- AMUNDSON R.G., WANG Y., CHADWICK O.A., TRUMBORE S., MCFADDEN L., MCDONALD E., WELLS S. & DENIRO M. (1994b) - Factors and processes governing the ¹⁴C content of carbonate in desert soils, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125, p. 385-405.
- ANADON P., CABRERA L. & KELTS K., Eds. (1991) - Lacustrine facies analysis, *Int. Assoc. Sediment.*, Spec. Publ., n° 13, Oxford, Blackwell, 327 p.
- ANDERSON E.W. (1987) - Riparian area definition - a view point, *Rangelands*, 9, 70 p.
- ARACKEL A.V. & MCCONCHIE, D. (1982) - Classification and genesis of calcrete and gypsum lithofacies in palaeodrainage systems of inland Australia and their relationship to carnotite mineralization, *J. Sediment. Petrol.*, 52, p. 1149-1170.
- ARACKEL A.V. (1986) - Evolution of calcrete in palaeodrainages of the lake Napper Area, central Australia, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 54, p. 283-303.
- ASHLEY G.M. & HAMILTON T.D. (1993) - Fluvial response to Late Quaternary climatic fluctuations, central Kobuk valley, northwestern Alaska, *J. Sediment. Petrol.*, vol. 63, p. 814-827.
- ASHRAF A.R. & ERBEN H.K. (1986) - Palynologische Untersuchung an der Kreide/Tertiär-Grenze West-Mediterraner Regionen, *Paleontographica*, Stuttgart, vol. 200, p. 11-163.
- ATKINSON C.D. (1986) - Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient catena in the Capella Formation (Eocene) of northern Spain, *In: Paleosols, Their recognition and interpretation*, P.V. Wright (Ed.), N.J. Princeton, Princeton Univ. Press, p. 139-179.
- BABINOT J.F. & DURAND J.P. (1980a) - Valdonien, Fuvélien, Bégudien, Rognacien, Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes, *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, France, vol. 109, p. 92-171.
- BABINOT J.F. & DURAND J.P. (1980b) - Rognacien, Vitrollien. Les étages français et leurs stratotypes, *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, France, vol. 109, p. 184-192.
- BAGIROV E. & LERCHE I. (1999) - Probability and sensitivity analysis of two-dimensional modelling results. *In: Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentological Computer Simulations* R.H. Goldstein (Ed.), *Soc. Sediment. Geol.*, Spec. Publ., 62, p. 35-68.
- BAISE D. & GIRARD M., COORD. (1995) - Référentiel pédologique, INRA, 220 p.

- 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, *Quat. Int.*, 67, p. 75-88.
- BEGIN Z.B., MEYER D.F. & SCHUMM S.A. (1981) - Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering, *Earth Surf. Proc. Landf.*, 6, p. 49-68.
- BEHRENSMEYER A.K. & TAUXE L. (1982) - Isochronous fluvial systems in Miocene deposits of northern Pakistan, *Sedimentology*, vol. 29, p. 331-352.
- BEHRENSMEYER A.K. (1982) - Time resolution in fluvial vertebrate assemblages, *Paleobiology*, vol. 8 (3), p. 211-227.
- BEUNING K.R.M., TALBOT M.R. & KELTS K. (1997) - A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Albert, East Africa, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 136, 1-4, 15, p. 259-279.
- BIALKOWSKI A. (2004) - 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. Ecole des Mines de Paris, Mémoire des Sciences de la Terre, 46, 203 p.
- BIALKOWSKI A., CHATEAUNEUF J.-J., COJAN I. & BAUER I. () - Integrated stratigraphy and paleoenvironmental reconstruction of the Miocene series of the Châteauredon Dome, S.E. France, *Eclogae Helveticae, accepté*.
- BIRKELAND P.W. (1974) - *Pedology, Weathering, and Geomorphological Research*, Oxford Univ. Press, New York, NY, 285 p.
- BLAIR & MCPHERSON (1994) - Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages, *J. Sediment. Res.*, A, p. 451-489.
- BLAIR T.C., CLARK J.S. & WELLS S.G. (1990) - Quaternary continental stratigraphy, landscape evolution and application to archeology: Jarilla piedmont and Tularosa graben floor, White Sands Missile Range, New Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 102, p. 749-759.
- BLODGETT R.H. (1985) - Paleovertebrates-their utility in reconstructing ancient fluvial floodplain sequences, *3rd Int. Fluvial Sed. Conf.*, Abstract, p. 10.
- BOHACS K.M., CARROLL A.R., NEAL J.E. & MANKIEWICZ P.J. (2000) - Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework, *In: Lake basins through space and time*, E.H. Gierlowski-Kordesch and K.R. Kelts (Eds), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Studies in Geology, 46, p. 3-34.
- BORNHOLDT S., NORDLUND U. & WESTPHAL H. (1999) - Inverse stratigraphic modeling using genetic algorithms. *In: Harbaugh, J.W. et al.*, (eds), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*, SEPM, Spec. Publ. 62, p. 85-90.
- BOTHA G.A. & HUGUES J.C. (1992) - Pedogenic palygorskite and dolomite in a late Neogene sedimentary succession, North Western Transvaal, South Africa, *Geoderma*, 53, p. 139-154.
- BOWN T.M. & KRAUS M.J. (1981a) - Vertebrate fossil-bearing Paleosol units (Willwood Formation, lower Eocene, northwest Wyoming, U.S.A.); implications for taphonomy, biostratigraphy, and assemblage analysis, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 34, 1-2, p. 31-56.
- BOWN T.M. & KRAUS M.J. (1981b) - Lower Eocene alluvial Paleosols (Willwood Formation, northwest Wyoming, U.S.A.) and their significance for paleoecology, paleoclimatology, and basin analysis, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 34, 1-2, p. 1-30.
- BOWN T.M. & KRAUS M.J. (1987) - Integration of channel and floodplain suites, 1. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols, *J. Sediment. Petrol.*, 57, p. 587-601.
- BRACKENRIDGE G.R. (1988) - River flood regime and floodplain stratigraphy. *In: Flood Geomorphology*, V.R. Baker, R.C. Kochel and P.C. Patton (Eds), p. 139-156. Wiley-Interscience, New York.
- BREWER R. (1964) - *Fabric and mineral analysis of soils*, Wiley, New York, 470 p.
- BREWER R. (1976) - *Fabric and mineral analysis of soils*, 2nd edn. Krieger, New York, 482 p.

- BRIDGE J.S. & LEEDER M.R. (1979) - A simulation model of alluvial stratigraphy, *Sedimentology*, vol. 26, p. 617-644.
- BRIDGE J.S. (2003) - *Rivers and Floodplains*. Forms, Processes, and Sedimentary record, 491 p.
- BROWN S., BRISON M.M. & LUGO A.E. (1978) - Structure and function of riparian wetlands, *In: Strategies for protection and management of floodplain wetlands and other Riparian ecosystems*, R.R. Johnson et J.F. McCorminck (Eds), p. 17-31.
- BUCK B.J. & MONGER H.C. (1995) - Stable isotopic evidence for Holocene environmental change, Hueco Basin, Southern New Mexico and West Texas, *Geol. Soc. Am.*, Annual Meeting, New Orleans, Abstracts with programs, 27(6), p. 323.
- BUFFETAUT E. & LE LOEUFF J. (1991) - Late Cretaceous dinosaur faunas of Europe: some correlation problems, *Cretaceous Res.*, vol. 12, p. 159-176.
- BURT T.P. & HAYCOCK N.E. (1996) - *Linking hillslopes to floodplains*, p. 461-492, John Wiley et Sons Ltd.
- BUURMAN P. (1980) - Palaeosols in the Reading Beds (Palaeocene) of Alum bay, Isle of Wight, U.K., *Sedimentology*, 27, p. 593-606.
- CABRERA L., COLOMBO F. & ROBLES S. (1985) - Sedimentation and tectonics interrelationships in the Palaeogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin: transition from alluvial to shallow lacustrine environments, *Excursion Guide, 6th European Regional Meeting, April 12-16, 1985, Int. Assoc. Sediment.*, p. 393-492.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, vol. 100, p. 6093-6095.
- CARLISLE D. (1983) - Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcrettes. *In: Residual Deposits*, R.C.L. Wilson (Ed.), *Geol. Soc. Lond.*, Spec. Publ., 11, p. 185-195.
- CARROLL A.R. & BOHACS K.M. (1995) - A stratigraphic classification of lake types and hydrocarbon source potential: Balancing climatic and tectonic controls, *First Intern. Limno-geological Congress*, Geological Inst., Univ. Copenhagen, Denmark, August 21-25 th, 1995, p. 18-19.
- CERLING T.E. (1984) - The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, p. 229-240.
- CERLING T.E. (1991) - Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols, *Am. J. Sci.*, vol. 291, p. 377-400.
- CERLING T.E., QUADE J., WANG Y. & BOWMAN J.R. (1989) - Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators, *Nature*, vol. 341, n° 6238, p. 138-139.
- CERLING T.E., WANG Y. & QUADE J. (1993) - Expansion of C4 ecosystems as an indicator global ecological change in the late Miocene, *Nature*, vol. 361, p. 344-345.
- CLEMMENSEN L.B., OXNEVAD I.E.I. & DE BOER P.L. (1994) - Climatic controls on ancient sedimentation: some late Palaeozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA, *In: Orbital Forcing and Cyclic Sequences*, P.L. de Boer and D.G. Smith (Eds), *Int. Assoc. Sediment.*, Spec. Publ., 19, p. 439-457.
- COJAN I. & MOREAU M.-G. (sous presse) - Terrestrial climatic fluctuations and global signals - Provence. Correlation or terrestrial climatic fluctuations with global signals during the upper Cretaceous/Danian in a compressive setting (Provence, France), *J. Sediment. Res.*
- COJAN I. (1993) - Alternating fluvial and lacustrine sedimentation: Tectonic and climatic controls (Provence basin, S. France, Upper Cretaceous/Paleocene), *Int. Ass. Sediment.*, Spec. Publ., 17, p. 425-438.
- COJAN I., RENARD M. & EMMANUEL L. (2003) - Palaeoenvironmental reconstruction of dinosaur nesting sites based on a geochemical approach of eggshells and associated palaeosols (Maastrichtian, Provence Basin, France), *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 191, p. 111-138.

- COLSON J. & COJAN I. (1996) - Groundwater dolocretes in a lake marginal environment: an alternative model for dolocrete formation in continental settings (Danian of the Provence basin, France), *Sedimentology*, vol. 43, p. 175-188.
- CROSS T.A. & LESSENGER M.A. (1999) - Construction and application of a stratigraphic inverse model. In Harbaugh, J.W. et al. (Eds), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*, SEPM, Spec. Publ., 62, p. 69-83.
- DE NIRO M.J. & EPSTEIN S. (1978) - Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 495 p.
- DREES L.R. & WILDING L.P. (1987) - Micromorphic record and interpretations of carbonate forms in the Rolling Plains of Texas, *Geoderma*, 40, p. 157-175.
- DUCHAUFOUR Ph. (2001) - *Introduction à la science du sol*, Dunod, 331 p.
- DUGHI R. & SIRUGUE F. (1957a) - Les œufs de dinosauriens du Bassin d'Aix-en-Provence, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 245, p. 707-710.
- DURAND J.P. & GUIEU G. (1980) - Cadre structural du bassin de l'Arc. Le gisement de charbon du bassin de l'Arc (Houillères de Provence), *Industrie minérale*, suppl. 62, 3-12 p.
- DURAND J.P. (1989) - Le synclinal de l'Arc et la limite Crétacé-Paléocène, *Cab. Réserve Géol. Haute-Provence*, Digne, France, vol. 1, p. 2-10.
- DURY G.H. (1965) - Principles of Underfit Streams. *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Pap., 452-A.
- EL-SAYED M.I., FAIRCHILD I.J. & SPIRO B. (1991) - Kuwaiti dolocrete: petrology, geochemistry and groundwater origin, *Sediment. Geol.*, 73, p. 59-75.
- ERBEN H.K., HOEFFS J. & WEDEPOHL K.H. (1979) - Paleobiological and isotopic studies of eggshells from declining dinosaur species, *Paleobiology*, 5 (4), p. 380-414.
- ERHART H. (1956) - La genèse des sols en tant que phénomène géologique ; esquisse d'une théorie géologique et géochimique, biostasie et rhexistasie, Paris, *Masson et Cie*.
- ESTEBAN M. & KLAPPA C.F. (1983) - Subaerial exposure environment. In: *Carbonate depositional environments*, P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore (Eds), *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, Tulsa, 33, p. 1-54.
- FASTOVSKY D.E. & MCSWEENEY K. (1987) - Paleosols spanning the Cretaceous Paleogene transition, eastern Montana and western North Dakota, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 99, p. 66-77.
- FISK H.N. (1944) - *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River*, Mississippi River Commission, Vicksburg.
- FLOWER R.J., MACKAY A.W., ROSE N.L., BOYLE J.L., DEARING J.A., APPLEBY P.G., KUZMINA A.E. & GRANINA L.Z. (1995) - Sedimentary records of recent environmental change in Lake Baikal, Siberia, *The Holocene*, vol. 5, p. 323-327.
- 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.
- FRAKES L.A. & JIANZHONG S. (1994) - A carbon isotope record of the upper Chinese loess sequence: Estimates of plant types during stadials and interstadials, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 108, p. 183-189.
- FREYTET P. & PLAZIAT J.C. (1982) - Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France, B.H. Purser (Ed.), *Contrib. to Sediment.*, vol. 12, 213 p.
- FREYTET P. (1984) - Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis: importance of identifying them for paleogeographical reconstructions, *Bull. Cent. Res. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 8, p. 223-247.

- FROSTICK L.E. & REID I. (1989) - Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel, *J. Geol. Soc.*, London, vol. 146, p. 527-538.
- GARCIA G. & VIANEY-LIAUD M. (2001) - Dinosaur eggshells as biochronological markers in Upper Cretaceous continental deposits, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 169, p. 153-164.
- GARDNER T.W. (1983) - Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p. 664-672.
- GIBLING M.R. & BIRD D.J. (1994) - Late carboniferous cyclothems and alluvial palaeovalleys in the Sydney Basin, Nova Scotia, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 106, p. 105-117.
- GILBERT G.K. (1877) - *Report on the Geology of the Henry Mountains*, Government Printing Office, Washington, DC.
- GILE L.H., PETERSON F.F. & GROSSMAN R.B. (1966) - Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils, *Soil Sci.*, 101, p. 347-360.
- GOUDIE A.S. (1973) - *Duricrusts in tropical and subtropical Landscapes*. Clarendon Press, Oxford, 174 p.
- HALL S.A. (1990) - Channel trenching and climatic change in the southern U.S. Great Plains, *Geology*, vol. 18, p. 342-345.
- 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, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 2961-2972.
- HOWARD A.D. (1992) - Modelling channel migration and floodplain development in meandering streams. In: P.A. Carling et G.E. Petts (Eds), *Lowland Floodplain Rivers*, Wiley, Chichester, p. 1-42.
- HUTTON J.T. & DIXON J.C. (1981) - The chemistry and mineralogy of some South Australian calcretes and associated soft carbonates and their dolomitization, *J. Geol. Soc. Aust.*, 28, p. 71-79.
- IKEDA S., PARKER G. & SAWAI K. (1981) - Bend theory of river meanders. 1. Linear development, *J. Fluid Mech.*, 112, p. 363-77.
- ISELL R.F. (1996) - *The Australian Soil Classification*, CSIRO Publishing, Melbourne.
- JACOBSON G., ARAKEL A.V. & YIJIAN CH. (1988) - The central Australian groundwater discharge zone: Evolution of associated calcrete and gypcrete deposits, *Aust. J. Earth Sci.*, 35, p. 549-565.
- KELTS K. (1988) - Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction, In: *Lacustrine Petroleum Source Rock*, A.J. Fleet, K. Kelts and M.R. Talbot (Eds), Oxford, *Geol. Soc.*, Spec. Pap., n° 40, p. 3-26.
- KENNETT J.P. & STOTT L.D. (1991) - Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene, *Nature*, v. 353, p. 225-229.
- KHALAF F.I. (1990) - Occurrence of phreatic dolocrete within Tertiary clastic deposits of Kuwait, Arabian Gulf, *Sediment. Geol.*, 68, p. 223-239.
- KLAPPA C.F. (1980) - Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance, *Sedimentology*, 27, p. 613-629.
- KNOX J.C. (1983) - Responses of river systems to Holocene climates, In: *Late Quaternary Environments of the U.S.*, vol. 2, *The Holocene*, H.E. Wright and S.C. Porter (Eds), p. 26-41, Univ. Minnesota Press.
- KNOX J.C. (1987) - Historical valley floor sedimentation in the Upper Mississippi valley, *Annals Assoc. Amer. Geographers*, 77, p. 224-244.
- KNOX J.C. (1996) - Fluvial systems since 20.000 yrs BP, In: *Global Continental Palaeohydrology*, K.J. Gregory, L. Starkel and V.R. Baker (Eds), p. 87-108, John Wiley and Sons, New York.
- KOCH P.L., ZACHOS J.C. & GINGERICH P.D. (1992) - Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary, *Nature*, vol. 358, p. 319-322.

- KOCUREK G. (1988) - First-order and super bounding surfaces in eolian sequences-bounding surfaces revisited, *In: Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the U.S.*, G. Kocurek (Ed.), *Sediment. Geol.*, vol. 56, p. 193-206.
- KOLTERMANN C.E. & GORELICK S.M. (1996) - Heterogeneity in sedimentary deposits: a review of structure-imitating, Process-imitating and descriptive approaches, *Wat. Resour. Res.*, 32, p. 2617-58.
- KRAUS M.J. & BOWN T.M. (1986) - Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy, *In: Paleosols: Their recognition and interpretation*, P.V. Wright (Ed.), N.J. Princeton, Princeton Univ. Press, p. 180-207.
- KRAUS M.J. & BOWN T.M. (1988) - Pedofacies analysis; a new approach to reconstructing ancient fluvial sequences, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 216, p. 143-152.
- KRAUS M.J. & BOWN T.M. (1993) - Short-term sediment accumulation rates determined from Eocene alluvial paleosols, *Geology*, vol. 21, p. 743-746.
- LAMBERT C.P. & WALLING D.E. (1987) - Floodplain sedimentation: A preliminary investigation of contemporary deposition within the lower reaches of the River Culm, Devon, UK, *Geografiska Annaler*, 69A, p. 47-59.
- LAMOTHE L. (1918) - Les anciennes nappes alluviales et lignes de Rivage du bassin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18, p. 3-58.
- LANG J., MAHDOUDI M.L. & PASCAL A. (1990) - Sedimentation-calcrete cycles in the Mesozoic Red Formation from the central High Atlas (Telouet area), Morocco. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 81, p. 79-93.
- LANGBHEIN W.B. & SCHUMM S.A. (1958) - Yield of sediment in relation to mean annual precipitation, *Am. Geophys. Union, Transactions*, vol. 39, p. 1076-1084.
- LECKIE D.A. (1994) - Canterbury Plains, New Zealand - Implications for sequence stratigraphic models, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 78, p. 1240-1252.
- LEEDER M.R. (1975) - Pedogenic carbonates and flood sedimentation rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies, *Geol. Mag.*, vol. 112, p. 257-270.
- LEEDER M.R. (1976) - Palaeogeographic significance of pedogenic carbonates in the topmost Old Red Sandstone of the Scottish Border Basin, *Geol. J.*, vol. 11, p. 21-28.
- LEHMAN T.M. (1989) - Upper Cretaceous (Maastrichtian paleosols in Trans-Pecos Texas), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, p. 188-203.
- LEHMAN T.M. (1990) - Paleosols and the Cretaceous/Tertiary transition in the Big Bend region of Texas, *Geology*, vol. 18, p. 362-364.
- LEOPOLD L.B. & BULL W.B. (1979) - Base level, aggradation, and grade, *Proc. Am. Phil. Soc.*, 123, p. 168-202.
- LEOPOLD L.B. (1994) - *A View of the River*, Cambridge, Harvard Univ. Press, 298 p.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G. & MILLER J.P. (1964) - *Fluvial processes in Geomorphology*, Freeman, San Francisco.
- LETTIS W.R. (1985) - Late Cenozoic stratigraphy and structure of the west margin of the central San Joaquin Valley, California, *In: Soils and Quaternary Geology of the Southwestern U.S.*, D.L. Weide (Ed.), Boulder, *Geol. Soc. Am.*, Spec. Publ., 203, p. 97-114.
- LOPEZ-GOMEZ J. & ARCHE A. (1993) - Architecture of the Canizar fluvial sheet sandstones, Early Triassic, Iberian Ranges, eastern Spain, *In: Alluvial Sedimentation, Oxford*, M. Marzo and C. Puigdefrègas (Eds), *Int. Ass. Sediment.*, Spec. Publ., 17, Blackwell Scientific Publishing, p. 363-381.
- LOPEZ S. (2003) - Modélisation des réservoirs chenalisés méandriques : approche génétique et stochastique. Ecole des Mines de Paris, Thèse de doct. en géostatistique, 254 p.
- LOPEZ S., COJAN I., RIVOIRARD J., FOUCHE O. & GALLI A. (2004) - Process-based stochastic modelling in the example of meandering channelized reservoirs, EAGE Paris, extended abstract.

- LU H., LIU X., ZHANG F., AN Z. & DODSON J. (1999) - Astronomical calibration of loesspaleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 154, p. 237-246.
- MACHETTE M.N. (1985) - Calcic soils of the south-western U.S., *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 203, p. 1-21.
- MACKEY S.D. & BRIDGE J.S. (1995) - Three dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and pallication, *J. Sediment. Res.*, B65, p. 7-31.
- MACKIN J.H. (1948) - Concept of the graded river, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59, p. 463-512.
- MANN A.W. & HORWITZ R.C. (1979) - Groundwater calcrete deposits in Australia: Some observations from Western Australia, *J. Geol. Soc. Aust.*, 26, p. 293-303.
- MARRIOTT S.B. & ALEXANDER J. (Eds) (1999) - Floodplains: Interdisciplinary Approaches, *Geol Soc. London, Spec. Pub.*, 163 p.
- MARRON D.C. (1989) - The transport of mine tailings as suspended sediment in the Belle Fourche River, west-central Dakota, USA. In: *Sediment and the Environment* (Proceedings of the Baltimore Symposium) *I.A.H.S. Publ. n° 184*, p. 19-26.
- MARZO M., NUMAN W. & PUIGDEFABREGAS C. (1988) - Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones; South Pyrenees, Spain, *Sedimentology*, 35, p. 719-738.
- MARZO M.J., VERGES M., LOPEZ-BLANCO M., MUNOZ J.A., SANTAELARIA T. & BURBANK D.W. (1996) - Third-order underfilling-overfilling foreland basin sequences, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 1996 Annual Convention, San Diego, California, Annual Meeting Abstracts, vol. 5, p. 92.
- MCFADDEN P.L. & MCELHINNY M. (1988) - The combined analysis of remagnetization circles and direct observation in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 87, p.161-172.
- MCPHERSON J.G. (1979) - Calcrete (caliche) paleosols in fluvial redbeds of the Aztec siltstone (Upper Devonian), southern Victoria Land, Antarctica, *Sed. Geol.*, vol. 22, p. 267-285.
- MCSWEENEY K. & FASTOVSKY D.E. (1987) - Micromorphological and SEM analysis of Cretaceous-Paleocene petrosols from Eastern Montana and western North Dakota, *Geoderma*, vol. 40, p. 49-63.
- MEADE R.H. (1994) - Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers, *Quat. Int.*, 21, p. 29-39.
- MEDUS J. (1972) - Palynological zonation of the Upper Cretaceous in southern France and northeastern Spain, *Rev. Paléobot. Palynol.*, vol. 14, p. 287-295.
- MIALL A.D. (1978) - Fluvial sedimentology: an historical review, In: A.D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology*, *Can. Soc. Pet. Geol.*, mém. 5, p. 1-47.
- MIALL A.D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits*, Springer, Berlin.
- MIDDELKOOP H. & ASSELMANN N.E.M. (1994) - Spatial and temporal variability of floodplain sedimentation in the Netherlands, *Report GEOPRO 1994.05*, Fac. Geograph. Sci., Rijkuniversiteit Utrecht.
- MILNES A.R. (1992) - Calcrete. In: *Weathering, Soils and Paleosols*, I.P. Martini and W. Chesworth (Eds), p. 309-348, Elsevier, Amsterdam.
- 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. (1965) - Lake Bonneville: Quaternary stratigraphy of eastern Jordan Valley, south of Salt Lake City, Utah. U.S., *Geol. Surv.*, Prof. Pap., 477, 80 p.
- MUCHEZ P. & VIAENE W. (1987) - Dolocretes from the Lower carboniferous of the Campine-Brabant basin, Belgium, *Pédologie*, 37, p. 187-202.
- MUNSELL COLOR (1975) - Munsell Soil Color Charts. *Munsell Color Compagny*, Baltimore, Md., 24 p.

- NAIMAN R., DECAMPS H. & FOURNIER F. (1989) - Role of Land/Inland *Water Ecotones Landscape Management and Restoration*, MAB Digest 4, UNESCO, Paris.
- NETTERBERG F. (1980) - Geology of Southern African calcretes: 1. Terminology, description, macrofeatures, and classification, *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 83, p. 255-283.
- OLSEN H. & LARSEN P.H. (1993) - Structural and climatic controls on fluvial depositional systems: Devonian of East Greenland, *In: Alluvial Sedimentation*, M. Marzo and C. Puigdefabregas (Eds), *Int. Assoc. Sediment.*, Spec. Publ., 17, p. 401-423.
- OLSEN P.E. & KENT D. (1996) - Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 122, p. 1-4, 1-26.
- OLSEN P.E. (1990) - Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems-Examples from Newark Supergroup of eastern North America, *In: B.J. Katz (Ed.), Lacustrine basin exploration: case studies and modern analogs*, *Am. Assoc. Pet. Geol.*, Mem., 50, p. 209-224.
- OLSON H. (1990) - Astronomical forcing of meandering river behavior, Milankovitch cycles in the Devonian of East Greenland, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Paleoecol.*, vol. 79, p. 99-116.
- PAOLA C., HELLER P.L. & ANGEVINE C.L. (1992) - The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1, Theory, *Basin Res.*, vol. 4, p. 73-90.
- PARRISH J.T. (1998) - *Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record*, Columbia Univ. Press, New York.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*, Tauchnitz, Leipzig.
- PERLMUTTER M.A. & MATTHEWS M.D. (1990) - Global cyclostratigraphy-a model, *In: Quantitative dynamic stratigraphy*, T.A. Cross (Ed.), Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, p. 233-260.
- PHILLIPS S.E. & MILNES A.R. (1988) - The Pleistocene terrestrial carbonate mantle on the southeastern margin of the St. Vincent Basin, South Australia, *Aust. J. Earth Sci.*, 35, p. 463-481.
- PIPUJOL M.D. & BUURMAN P. (1993) - The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro basin NE Spain, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 110, p. 103-113.
- PLATT N.H. & KELLER B. (1992) - Distal alluvial deposits in a foreland basin setting - the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and palaeosols, *Sedimentology*, 39, p. 545-565.
- PLATT N.H. & WRIGHT V.P. (1992) - Palustrine carbonates and the Florida Everglades; towards an exposure index for the fresh-water environment, *J. Sediment. Petrol.*, 52, p. 1058-1071.
- PLATT N.H. (1989) - Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation., W Cameros Basin, N Spain, *Sedimentology*, 36, p. 665-684.
- PLATT N.H. (1992) - Fresh-water carbonates from the Lower Freshwater molasse (Oligocene, western Switzerland): Sedimentology and stable isotopes, *Sediment. Geol.*, 78, p. 81-99.
- POWELL J.W. (1875) - *Exploration of the Colorado River of the West and its Tributaries*, Government Printing Office. Washington, DC., 57 p.
- PRATHER B.E. (1985) - An upper Pennsylvanian desert paleosol in the D-Zone of the Lansing, Kansas City Groups, Hitchcock County, Nebraska, *J. Sediment. Petrol.*, vol. 55, p. 213-221.
- QUADE J., CERLING T.E. & BOWMAN J.R. (1989) - Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, U.S., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, p. 464-475.
- REINECK & SINGH (1980) - Depositional sedimentary environments. Second, revised and updated edition corrected second printing, Springer-Verlag Berlen-Heidelberg-New York, 551 p.

- REINHARDT J. & SIGLEO W.R. (1985) - Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 216, 181 p.
- RENAUT R.W. & LAST W.M. (1994) - Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, n° 50, p. 51-59.
- RETALLACK G.J. (1977a) - Triassic paleosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales, 1. Features of the palaeosols, *J. Geol. Soc. Aust.*, vol. 23, p. 383-399.
- RETALLACK G.J. (1977b) - Triassic paleosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales, 2. Classification and reconstruction, *J. Geol. Soc. Aust.*, vol. 24, p. 19-36.
- RETALLACK G.J. (1981a) - Two new approaches for reconstructing fossil vegetation with examples from the Triassic of Eastern Australia, *In: Communities of the Past: Stroudsburg*, J. Gray, A.J. Boucot and W. Berry (Eds.), P.A. Dowden, Hutchinson Ross, p. 271-295.
- RETALLACK G.J. (1981b) - Fossil soils: indicators of ancient terrestrial environments, *In: Paleobotany and evolution 1*, K.J. Niklas (Ed.), New-York, Praeger, p. 55-102.
- RETALLACK G.J. (1983) - A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: The mid-Tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p. 823-840.
- RETALLACK G.J. (1985) - *Soils of the Past*, Unwin Hyman, Boston.
- RETALLACK G.J. (1986) - Fossil soils as grounds for interpreting long term controls on ancient rivers, *J. Sediment. Petrol.*, vol. 56, p. 1-18.
- RETALLACK G.J. (1976) - Triassic palaeosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales; Part I, Features of the palaeosols, *J. Geol. Soc. Australia*, 23, 4, p. 383-399.
- RETALLACK G.J. (1984) - Completeness of the rock and fossil record; some estimates using fossil soils, *Paleobiology*, 10, 1, p. 59-78.
- RETALLACK G.J. (1990) - *Soils of the Past. An introduction to Paleopedology*, Unwin Hyman, London.
- 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*, 15, p. 1090-1093.
- RICHTER D.K. (1985) - Die dolomite der Evaporite und der dolcrete-Playasequenz im mittleren Keuper bei Coburg (NE-Bayern), *N. Jb. Geol. Palaeont. Abb.*, 170, p. 87-128.
- RITTER D.F., KINSEY W.F. & KAUFFMAN M.E. (1973) - Overbank sedimentation in the Delaware river valley during the last 6000 years, *Science*, 179, p. 374-375.
- RUHE R.V. (1956) - Geomorphic surfaces and the nature of soils, *Soil Sci.*, 82, p. 441-455.
- SANZ M.E., ALONSO ZARZA A.M. & CALVO J.P. (1995) - Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain, *Sedimentology*, 42, p. 437-452.
- SARKAR A., BHATTACHARYA S.K. & MOHABEY D.M. (1991) - Stable isotope analyses of dinosaur eggshells: palaeoenvironmental implications, *Geology*, 19, p. 1068-1071.
- SASSI S., TRIAT J.M., TRUC G. & MILLOT G. (1984) - Découverte de l'Eocène continental en Tunisie centrale ; la formation du Jebel Chambi et ses encroûtements carbonatés, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 2, 299, p. 357-364.
- SCHAFFNER F.C. & SWART P.K. (1991) - Influence of diet and environmental water on the carbon and oxygen isotopic signatures of seabird eggshell carbonate, *Bull. Marine Sci.*, 48, p. 23-38.
- SCHMITT J.M. & SIMON-COINÇON R. (1985) - La paléosurface infra-liasique en Rouergue dépôts sédimentaires et altération associées, *Géol. France*, 2, p. 125-135.
- SCHOLZ C.A. & ROSENDAHL B.R. (1990) - Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, east Africa, *In: Lacustrine Basin Exploration*, B.J. Katz (Ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 50, p. 151-168.

- SCHUMM S.A. (1965) - Quaternary palaeohydrology, *In: The Quaternary of the U.S.*, H.E. Wright and D.G. Frey (Eds), p. 783-794, Princeton Univ. Press.
- SCHUMM S.A. (1968a) - River adjustment to altered hydrologic regimen: the Murrumbidgee River and Palaeochannels, Australia, Prof. Pap., *U.S. Geol. Surv.*, p. 598.
- SCHUMM S.A. (1977) - *The fluvial system*, John Wiley, New York.
- SEARL A. (1988) - Pedogenic dolomites from the Oolite Group (Lower Carboniferous), South Wales, *Geol. J.*, 23, p. 147-156.
- SERLING T.E. (1992) - Development of grasslands and savannas in East Africa during the Neogene, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 97- 3, March, p. 241-247.
- SHANLEY K.W. & MCCABE P.J. (1994) - Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata: report of a working group at the 1991 NUNA Conference on High Resolution Sequence Stratigraphy, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74, p. 544-568.
- SIBBLEY D.F. & GREGG J.M. (1987) - Classification of dolomite rock textures, *J. Sediment. Petrol.*, 57, p. 967-975.
- SIGLEO W. & REINHARDT J. (1988) - Paleosols from some Cretaceous environments in the south-eastern United States, *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 216, p. 123-142.
- SLINGERLAND R.L. ET SNOW R.S. (1988) - Stability analysis of a rejuvenated fluvial system, *Z. Geomorph. N.F. (Suppl.)-Bd.*, 67, p. 93-102.
- SLOSS L.L. (1962) - Stratigraphic models in exploration, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 46, p. 1050-1057.
- SMITH C.M. (1989) - Riparian pasture retirement effects on sediment, phosphorus and nitrogen in channelised surface run-off from pastures., *New Zealand J. Mar. and Freshwater Res.*, 23, p. 139-146.
- SMITH R.M.H. (1990) - Alluvial paleosols and pedofacies sequences in the Permian Lower Beaufort of the south-western Karoo Basin. South Africa, *J. Sediment. Petrol.*, 60, p. 258-276.
- SNYDER K.A. ET 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.
- SOIL SURVEY STAFF (1975) - Soil taxonomy, a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys, *US Department of Agriculture Handbook*, 436 p.
- SOLOMON K. & CERLING T.E. (1987) - The annual carbon dioxide cycle in a Montane Soil: observations, modeling, and implications for weathering, *Water Resources Res.*, vol. 23, n° 12, p. 2257-2265.
- SPÖTL C. & WRIGHT V.P. (1992) - Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris basin, France: a case study of an arid, continental, diagenetic facies, *Sedimentology*, 39, p. 1119-1136.
- SPY-ANDERSON F.L. (1980/81) - Dolocrètes et nodules dolomitiques. Résultats de la dolomitisation directe, en milieu continental de sédiments terrigènes de la 'formation bariolée supérieure' Keuper de la région de Vans, *Bull. Rech. Géol. Min.*, 2 (1), 3, p. 195-205.
- STEEL R.J. (1974) - Cornstone (fossil caliche)-its origin, stratigraphic and sedimentological importance in the New Red Sandstone, western Scotland, *J. Geol.*, vol. 82, p. 351-369.
- STOTT L.D., KENNETT J.P., SHACKLETON N.J. & CORFIELD R.M. (1990) - The evolution of Antarctic surface waters during Paleogene: Inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 113, *In* Barker P.F., Kennett J.P. *et al.*, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, vol. 113, College Station, Texas, *Ocean Drilling Program*, p. 849-863.
- STOTT L.D., SINHA A., THIRY M., AUBRY M.P. & BERGGREN W.A. (1996) - Global $\delta^{13}\text{C}$ changes across the Paleocene-Eocene boundary: Criteria for terrestrial-marine correlations, *In* Knox R.W.O'B., *et al.*, eds, Correlation of the early Paleogene in northwest Europe, *Geol. Soc. (London), Spec. Publ.*, 101, p. 381-399.

- SUMMERFIELD M.A. (1985) - Plate tectonics and landscape development on the African continent., *In: Tectonic Geomorphology*, M. Morisawa and J. Hack (Eds), p. 27-51. Allen and Unwin, Boston.
- TALBOT M.R. & WILLIAMS M.A.J. (1979) - Cyclic alluvial fan sedimentation and the flanks of fixed dunes, Janjari, central Niger, *Catena*, vol. 6, p. 43-62.
- TANDON S.K. & GIBLING M.R. (1994) - Calcrete and coal in late Carboniferous cyclothems of Nova Scotia, Canada: climate and sea-level changes linked, *Geology*, 22, p. 755-758.
- TANSLEY A.G. (1911) - *Types of British vegetation*, Cambridge Univ. Press, 264 p..
- TELES V., BRAVARD J.P., DE MARSILY G. & PERRIE E. (2001) - Modelling of the construction of the Rhône alluvial plain since 15 000 years BP, *Sedimentology*, 48, p. 1209-1224.
- TERRY D.O. & EVANS J.E. (1994) - Pedogenesis and paleoclimatic implications of the Chamberlain Pass Formation, White River Group, Badlands of South Dakota, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 110, p. 197-215.
- TESSON M. & GENSOUS B. (1998) - L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen, *C.R. Acad. Sci., Paris, Sci. Terre des Planètes*, 326, p. 121-127.
- TETZLAFF D.M. & HARBAUGH J.W. (1989) - *Simulating Clastic Sedimentation*, New York, Van Nostrand Reinhold.
- TISSOT B.P. & WELTE D.H. (1984) - *Petroleum formation and occurrence* (2nd ed.), Berlin, Springer-Verlag, 699 p.
- TRIMBLE S.W. (1976) - Sedimentation in Coon Creek Valley, Wisconsin. *Proc. Third Federal Interagency Sedimentation Conf.*, p. 5.100-5.122.
- USDA-NRCS (1998) - Soil Taxonomy, A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, *U.S. Am., Agriculture Handbook*, n° 436.
- VALERO GARCES B.L., GIERLOWSKI-KORDESCH E. & BRAGONIER W.A. (1994) - Lacustrine facies model for non marine limestone within cyclothems in the Pennsylvanian (Upper Freeport Formation, Appalachian Basin) and its implications, *In: Lacustrine Reservoir and Depositional Systems*, A.J. Lomando, B.C. Schreiber and P.M. Harris (Eds), p. 321-381, Core workshop 19, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Tulsa.
- VIANEY-LIAUD M., MALLAN P., BUSCAIL O. & MONTGELARD C. (1994) - Review of French dinosaur eggshells: morphology, structure, mineral and organic composition. *In: Dinosaur eggs and babies*, K. Carpenter, K. Hirsch and J.R. Horner (Eds), *Dinosaur eggs and babies*, Cambridge Univ. Press, p. 1551-1583.
- VON SCHIRNDING Y., MERWE N.J. & VAN DER VOGEL J.C. (1982) - Influence of diet and age on carbon isotope ratios in ostrich eggshells, *Archaeometry*, 24, p. 3-20.
- WALKER R.G. & CANT D.J. (1984) - Sandy fluvial systems. *In: Facies Models*, R.G. Walker, (Ed.), 2nd ed., *Geosci. Can.*, Repr. ser., 1, p. 71-89.
- WALKER R.G. & JAMES N.P. (1992) - Facies models. Response to sea level change, *GEOText* 1, 454 p.
- WALLING D.E. & QUINE T.A. (1993) - Using Chernobyl-derived fallout radionuclides to investigate the role of downstream conveyance losses in the suspended sediment budget of the River Severn, United Kingdom, *Phys. Geogr.*, 14, p. 239-253.
- WANG Y., AMUNDSON R. & TRUMBORE S. (1994) - A model for soil ¹⁴CO₂ and its implications for using ¹⁴C to date pedogenic carbonate, *Geochemica et Cosmochimica Acta* 58, p. 393-399.
- WARD J.D. (1988) - Eolian, fluvial and pan (playa) facies of the Tertiary Tsondab Sandstone Formation in the central Namib Desert, Namibia, *Sediment. Geol.*, 55 (1-2), p. 143-162.
- WATTS N.L. (1980) - Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (Southern Africa): Mineralogy, genesis and diagenesis, *Sedimentology*, 27, p. 661-686.
- WEIMER R.J. (1984) - Relation of unconformities, tectonics, and sea level changes, Cretaceous of Western Interior, USA, *In: Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, J.S. Schlee (Ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 36, p. 7-35.

- WESTPHAL M. & DURAND J.-P. (1990) - Magnétostratigraphie des séries continentales fluvio-lacustres du Crétacé supérieur dans le synclinal de l'Arc (région d'Aix-en-Provence) France, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 8, p. 609-621.
- WHITE J.W.C., CIAIS P., FIGGE R.A., KENNY R. & MARKGRAF V. (1994) - A high-resolution record of atmospheric CO₂ content from carbon isotopes in peat, *Nature*, vol. 367, p. 153-156.
- WILLIAMS D.L.G., SEYMOUR R.S. & KEROURIO P. (1984) - Structure of fossil dinosaur eggshells from the Aix Basin, France, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 45, p. 23-37.
- WOLMAN M.G. & LEOPOLD L.B. (1957) - River floodplains: some observations on their formation, *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 282-C, 109 p.
- WORD REFERENCE BASE FOR SOIL RESOURCES (1998) - AISS, IRSIC, FAO, Rome, 90 p.
- WRIGHT P.V. (1982) - Calcrete paleosols from the Lower Carboniferous Llanely Formation, South Wales, *Sed. Geol.*, vol. 33, p. 1-33.
- WRIGHT P.V. (1986) - Paleosols: Their Recognition and Interpretation, N.J. Princeton, *Princeton Univ. Press*, 315 p.
- WRIGHT V.P. & ALONSO ZARZA A.M. (1990) - Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences, *J. Geol. Soc.*, London, 147, p. 8-10.
- WRIGHT V.P. & ROBINSON D. (1988) - Early carboniferous floodplain deposits from South Wales: a case study of the controls on paleosol development, *J. Geol. Soc. London*, 145, p. 847-857.
- WRIGHT V.P. & TUCKER M.E. (1991) - Calcretes: an introduction. In: *Calcretes*, V.P. Wright and M.E. Tucker (Eds), *Reprint Ser. Int. Assoc. Sediment.*, n° 2, p. 1-22. Blackwell Scientific Publ., Oxford.
- WRIGHT V.P. (1990) - A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic structures. In: *Soil Micromorphology: A basic and Applied Science*, L.A. Douglas (Ed.), p. 401-407, Elsevier, Amsterdam.
- WRIGHT V.P. (1992) - Paleopedology-stratigraphic relationships and empirical models, In: *Weathering, Soils, and Paleosols*, Amsterdam, I.P. Martin and W. Chesworth (Eds), Elsevier, Development in Earth Surface Processes 2, p. 457-499.
- WRIGHT V.P. (1994) - Losses and gains in weathering profiles and duripans. In: *Quantitative diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology*, A. Parker and B.W. Sellwood (Eds), p. 95-123. Kluwer Academic Publisher.
- YANG C.S. & NIO S.D. (1993) - Application of high resolution sequence stratigraphy to the Upper Rotliegend in the offshore, In: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*, P. Weimer and H.W. Posamentier (Eds), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 58, p. 285-316.

TITRES ET TRAVAUX

CURRICULUM VITAE

Nom Isabelle COJAN née POUSSIN
Date de naissance 6 juin 1952
Situation personnelle mariée, 3 enfants
Adresse professionnelle Ecole des Mines, CGES-Sédimentologie
35 rue St Honoré
77300 Fontainebleau
tel : 01 64 64 49 11 - mel : isabelle.cojan@ensmp.fr

Formation

- 1995 : HDR soutenue à l'Ecole des Mines de Paris
Inscription sur la liste des personnels habilités à diriger des thèses à l'EMP
- 1980 : Docteur-Ingénieur, spécialité Sciences et Techniques Minières,
option Prospection des Gîtes Minéraux
- 1977 : Diplôme de la Section d'Études Géologiques et Minières
- 1976 : Ingénieur Civil des Mines, Paris

Expérience professionnelle

- Depuis 1997 : Responsable du Laboratoire de Sédimentologie – EMP
Maître de Recherche (équivalent Directeur de Recherche CNRS)
Centre de Géotechnique et d'Exploitation du Sous-sol
- 1985-1997 : Chargé de Mission - – EMP
Centre de Géologie Générale et Minière
- 1982-1984 : Visiting Lecturer - Université de Cincinnati, Ohio, Etats-Unis
Geology Department
- 1979-1981 : Chargé de Mission - – EMP
Centre de Géologie Générale
- 1976-1979 : Élève chercheur - – EMP

Domaine d'expertise

L'Ecole des Mines a pour mission originelle la formation des ingénieurs qui a été complétée par la formation par la recherche.

Mon activité à l'Ecole s'est articulée autour de trois objectifs majeurs : l'enseignement, la recherche et la formation par la recherche

Mes recherches, développées dans le domaine de la sédimentologie en relation avec l'industrie, m'ont amenée à côtoyer divers environnements et méthodes, pour exercer finalement une attention particulière à la dynamique des milieux continentaux et à la modélisation.

ENSEIGNEMENT ET FORMATION PAR LA RECHERCHE

Formation 2^{ème} cycle - Cours

EMP

- Apprentissage de la géologie - de l'observation sur le terrain à l'interprétation, Cours 30 heures, TP 60 heures (1977-2005)
- Cartographie et analyse structurale - TP 10 heures (1977-1990)
- Analogues terrain : réservoirs en milieux turbiditiques, fluviaux, tectonique synsédimentaire, fracturation. Cours 20 heures, TP 20 heures (1988- 2005)
- Introduction aux séries sédimentaires - Cours 20 heures (Ecoles des Mines de St Etienne 1988, 1989)
- Mini projet sur l'étude intégrée hydrologie et contexte géologique - TP 15 heures (1990-2001)
- Stage de terrain suivi d'une exploitation - Cartographie et dynamique sédimentaire 15 jours de terrain et 30 h d'exploitation (1977, 78, 88)
- Géométrie des réservoirs pétroliers 4 heures (1998, 1999)
- Séminaire - Les vitesses d'évolution des paysages - 4 jours de terrain avec exposés (2004)

DEA (DEA G2S Paris VI- Lille)

- Cours - Dynamique des milieux continentaux - 8 heures (2000, 2001, 2002)
- Stage de terrain - Architecture et analyse de farcies 3 jours (2000, 2001)

Mastère ISIGE (GREF-Ponts et Chaussées - ENSMP)

- Enseignement sur le terrain - Géologie et impact anthropique Cours 24 heures, TP 25 heures (1994-2005)

Cycle formation continue CESMAT – CFSG

- Analyse de la géométrie des réservoirs pétroliers à partir d'enregistrements géophysiques Cours 20 heures (1998, 1999)

Encadrement de DEA- travaux d'étudiants (mémoires ingénieur)

Travaux d'élèves ingénieurs

- 1977 - Ph. Joseph et T. Sempéré
Reconstitution paléomorphologique et dynamique du dépôt au Néocomien dans le Diois
- 1980 - B. Couvrat
Préservation sélective de la matière organique dans un gisement houiller
- 1987 - N. Kessler
Anatomie de chenaux sous-marins, Crétacé
- 1992 - J. Ory
Étude de la diagenèse à partir du signal paléomagnétique
- 1999 - S. Lopez
Essai de chimiostatigraphie dans une série continentale miocène
- 2003 - O. Bahabian
Modélisation de réservoirs turbiditiques - approche stochastique basée sur les processus de dépôt

Travaux de DEA

- 1988 - E. Salinas

- Apport de la décompaction dans la corrélation de séries houillères*
- 1990 - A. Iatzoura
Géochimie et paléoclimat en milieu continental
- 1993 - V. Demollien
Paléomagnétisme et circulations de fluides (Espagne)
- 1997 - T. Hadj-Mokheneche
Cortèges sédimentaires dans un bassin d'avant-pays (S.E. France)
- 1998 - D. Bautista
Dynamique d'un bassin sédimentaire tectonisé (Colombie)
- 2002 - F. Prognon
Cônes alluviaux dans un bassin d'avant pays, enregistrement des déformations
- 2003 - E. Salmon
Gestion des bifurcations-confluences dans les modélisations de réservoirs

Post-doc et assimilés

- 1987 - Jean Roger (Madagascar, Service des Mines)
Dynamique des systèmes de piémont, cartographie, interprétation et synthèse bibliographique
- 1994 - A. Souhel (Université de Marakech, Maroc)
Cyclité dans des séries de plateforme présentant des surfaces d'émersion (Lias du Moyen-Atlas)
- 1996 - T. Michaud (Université de Genève, Suisse)
Paléosols quaternaires des Bahamas (étude texturale des sols et remplissages de karsts de l'île Eleuthera)
- 1998 - F. Rigaut (postdoc EMP)
Modélisation de chenaux turbiditiques, paramètres caractéristiques des chenaux actuels du système Zaiango
- 2000 - M. Shebba (Université de Biskra, Algérie)
Analyse séquentielle et tectonique sédimentaire (Algérie)
- 2003-04 - O. Fouché (postdoc EMP)
Modélisation génétique et stochastique de systèmes fluviaux méandriformes
- 2004 - P. Spagna (Université de Mons, Belgique)
Analyse de terrain d'un système fluvial méandrant

Formation 3^{me} cycle

Participation à l'encadrement de thèses

- 1985-89: - Y. Demaison (directeur de Thèse B. Beaudoin, EMP)
Contrôle tectonique de la sédimentation mésozoïque dans le bassin du S.E. de la France
- 1986-89 - J. Maillart (directeur de Thèse B. Beaudoin, EMP)
Rôle de la compaction différentielle dans la déformation synsédimentaire
- 1998-05 - C Nawratil (directeur de Thèse P. Kindler, Université de Genève)
Apport des sols tropicaux à la connaissance des cycles climatiques du Quaternaire

Direction de thèse à l'EMP

- 1992-95 - J Durdjevic Colson
Restitutions paléoclimatiques et paléohydrologiques en milieu continental
- 1994-00 V. Demollien
Caractérisation des signaux géochimiques primaires et diagénétiques dans des séries alternantes
- 1999-02 A. Bialkowski

- Stratigraphie isotopique (C et O) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du bassin de Digne-Valensole)*
- 1999-03 - S. Lopez
Modélisation de réservoirs chenalisés méandriformes - approche génétique et stochastique
- 2000-04 - J. Gargani
Modélisation de l'érosion fluviale long terme - application au Bassin parisien (faibles érosions) et au Rhône messinien (fortes érosions)
- 2002 - H. Bauer
Influence des facteurs forçant sur l'architecture d'une série de plaine côtière en domaine d'avant-pays (Miocène)
- 2003 - A. Jouve
Evolution de paysages en réponse aux cycles climatiques du quaternaire – application au bassin parisien
- 2003 - F. Prognon
Enregistrement des fluctuations climatiques du Quaternaire par les plates-formes- carbonatées de l'Atlantique ouest - apport des paléosols
- 2003 - N. Hadj-Hacem
Méthodologies pour l'introduction de l'information sismique dans les modèles stratigraphiques

Participation à des jurys de thèse - examinateur

- 2003 L. Segalen - Université de Paris VI
Evolution environnementale du Désert du Namib depuis le Miocène. Apports de la sédimentologie et des rapports isotopiques (13C, 18O) mesurés sur des coquilles d'œufs de ratites
- 2003 J. Schnyder - Université de Lille 1
Le passage Jurassique/ Crétacé : Evénements instantanés, variations climatiques enregistrées dans les faciès purbeckiens français (Boulonnais, Charente) et anglais (Dorset). Comparaison avec le domaine téthysien
- 2005 S. Leleu - Université de Strasbourg
Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/ Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision

Participation à des jurys de thèse -rapporteur

- 1996 S. Mellouki - Université de Paris VI
Les formations carbonatées pléistocènes de la Haute-Moulouya occidentale (Maroc)
- 1998 G. Garcia - Université de Montpellier II
Les coquilles d'œufs de dinosaures du Crétacé supérieur du Sud de la France : Diversité, paléobiologie, biochronologie et paléoenvironnements
- 2001 V. Lignier - Université de Savoie
Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité
- 2004 A. Wattinne - Muséum d'Histoire Naturelle Paris
Evolution d'un environnement carbonate lacustre à bioconstructions, en Limagne bourbonnaise (Oligo-miocène, France)
- 2004 P. Le Guern - Université de Genève
Caractérisation pétrographique et pétrotecturale des éolianites holocènes et pléistocènes
- 2005 C. Nawratil - Université de Genève
Les paléosols des îles calcaires de l'Atlantique ouest : un outil pour comprendre l'évolution du climat pendant le Quaternaire

ACTIVITES DE RECHERCHE

- 1976-1980 • Préparation thèse de Docteur Ingénieur au Centre de Géologie Générale de l'ENSMP - Mise en place de guides sédimentologiques et paléoécologiques pour l'exploitation de séries houillères à partir de méthodes statistiques adaptées à des jeux de données provenant de sondages (Analyse de correspondance, adaptation à des jeux de données partiels) (Bassins houillers du Nord-Pas-de-Calais, de Decazeville, d'Alès et de Lons-le Saulnier)
Partenaires : BRGM et Charbonnages de France / Université de Lille
- 1982-1984 • Étude d'un gisement d'antracite en milieu affecté par la tectonique (Jurassique, Sonora - Mexique) - Ce travail a reposé sur l'identification des milieux de dépôt et la caractérisation de chacun des cycles sédimentaires reconnus à partir de l'analyse pétrographique et de données de faciès.
Partenaires : Direction des Ressources Minérales de Sonora (Mexique) / Université de Cincinnati (USA)
- 1985-1987 • Participation aux recherches du Laboratoire de Sédimentologie de L'ENSMP sur une approche quantitative de la compaction afin d'évaluer l'influence respective de la compaction différentielle et des déformation tectoniques dans des séries de milieux variés. Etablissement de courbes de compaction, travaux sur le terrain et restitution des conditions originelles.
Partenaires : BRGM - ELF - TOTAL
- 1988-1996 • Influence de la diagenèse sur les enregistrements primaires en milieu marin. L'analyse des enregistrements paléomagnétiques, minéralogiques et géochimiques de séries marines composées d'alternances marno-calcaires a permis d'estimer le calendrier de la compaction chimique à partir d'enregistrements anomaux du champ magnétique.
Partenaires : INSU - CEE - I.P.G. Paris - U. Bilbao - Université Paris VI
- 1988 • Dynamique des systèmes continentaux- apport de la géochimie
Identification en milieu continental des fluctuations long terme et haute fréquence du réservoir marin en carbone à partir de l'analyse de la signature isotopique des paléosols (limite K/T, excursion de la fin du Paléocène). Restitution des conditions paléoécologiques (œufs de dinosaures) et paléoclimatiques à partir des isotopes et des stades d'évolution des paléosols à la fois dans des systèmes « green house » et « ici house » (Crétacé, Paléocène, Pléistocène).
Partenaires : INSU - NSF (USA) - ANDRA / USC Los Angeles - Université de Genève - MHN Paris
- 1992-2003 • Programme Géoprospective :
Ce projet concerne plus particulièrement la stabilité et la vulnérabilité des sites susceptibles d'être aménagés pour le stockage de déchets ultimes au regard des évolutions géologiques naturelles. Il correspond à une veille scientifique sur les thèmes associés aux grands domaines suivants. : climat, tectonique, volcanisme, évolution géomorphologique....
Partenaire : ANDRA

2000 - • Etude stabilité des paysages vis-à-vis de l'érosion aux grandes échelles de temps
Cette étude envisage à l'échelle du million d'années l'évolution géomorphologique de l'Est du bassin parisien en réponse aux fluctuations climatiques, à la tectonique. Il s'agit d'une modélisation originale qui s'appuie sur les processus transport/érosion/dépôt en réponse aux fluctuations climatiques et leur effet sur l'évolution des profils d'équilibre des cours d'eau.

Partenaire : ANDRA

1999 - • **Modélisation génétique et stochastique à l'échelle réservoir**

Ce projet développé en commun avec le centre de Géostatistique aborde une nouvelle génération de modèle qui prend en compte les processus dont résulte la géométrie des corps sédimentaires et l'architecture de la série considérée. Le projet a débuté sur les systèmes méandriformes fluviaux et s'ouvre désormais d'une part vers les systèmes fluviaux multichenaux et d'autre part vers les systèmes turbiditiques chenalés qui présentent de grandes analogies avec les systèmes fluviaux.

Partenaires : EXXON MOBIL, GDF, IFP, PETROBRAS, SHELL

COMMUNICATION ET VALORISATION DE LA RECHERCHE

Responsabilités scientifiques

1987 - 1995	:	Secrétaire général de l'Association Sédimentologistes Français (ASF)
1991 - 1996	:	Correspondant National du Programme International de Corrélation Géologique de l'UNESCO (PICG 324)
1994 - 2002	:	Trésorier de l'Association Internationale des Sédimentologistes (IAS)
2002 -	:	Membre du bureau du CNFG
2004	:	Membre comité scientifique du Musée Pays d'Aix

Animations scientifiques

Responsable ou membre du comité d'organisation de plusieurs congrès scientifiques nationaux et internationaux

- 1987 : 1er Congrès Français de Sédimentologie, Paris - ENSMP (200 participants)
- 1989 : 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris - La Villette (250 participants)
- 1991 : 3ème Congrès Français de Sédimentologie, Brest (300 participants)
- 1994 : Colloque Géoprospective, Paris (ANDRA - BRGM - ENSMP - UNESCO) (200 participants)
- 1995 : 16ème Congrès Européen de Sédimentologie, Aix-les-Bains (400 participants)
- 2004 : LAC EAGE Paris (2000 participants)

Rapporteur de revues internationales

SGF, Sedimentology, Paleo3, GSA, IAS Special publications, Journal of Sedimentary research, Sedimentary Geology

Orateur invité

IAS Regional Meeting 2000, Copenhagen
U. Cincinnati, U. Genève, U. Montpellier, U. Strasbourg

Membre de Sociétés Scientifiques

Nationales

ASF	:	Association des Sédimentologistes Français
GEP	:	Groupe Français du Paléogène
GFC	:	Groupe Français du Crétacé

Internationales

AAPG	:	American Association of Petroleum Geologists
IAS	:	International Association of Sedimentologists
SEPM	:	Society for Sedimentary Geology

PUBLICATIONS

Ouvrage

- COJAN I. & RENARD M. (1997) - Sédimentologie. - Masson Ed., Paris, Coll. Enseignement des Sciences de la Terre, 418 p.
- COJAN I. & RENARD M. (2002) - Sedimentology - Balkema, Swets et Zeilingze Publishers, 483 p. (ouvrage publié avec le concours du Ministère français chargé de la culture, Centre national du Livre)

Chapitres dans des ouvrages avec comité de lecture

- COJAN I. & BREMNER-TEIL H. (1982) - Correspondence Analysis used to define the Paleocological Control of Depositional Environments of French Coal Basins (Westphalian and Stephanian). Quantitative Stratigraphic Correlation. - J.M. Cubitt and R.A. Reymont (Eds), John Wiley and Sons Ltd.
- COJAN I. & BEAUDOIN B. (1985) - A paleoecological approach to the understanding of the depositional environment of some Westphalian and Stephanian Coal Basins in France. -IXth Int. Congr. Carboniferous Stratig. Geol., Washington, (1979), 9, (5), p. 63-74.
- LOPEZ S., GALLI A. & COJAN I. (2001) - Fluvial meandering channelized reservoirs : a stochastic and process-based approach. *In* : 2001 Annual conference of the IAMG, Cancun (Mexico), Sept. 6-12, 2001, 16 p. as a contribution to the Geostatistics Section of the Canadian Heavy Oil Association Handbook.

Thèse

- COJAN I. (1980) - Approche paléocéologique de bassins carbonifères français. Thèse Doc. Ing., "Sciences et Techniques Minières", Option "Prospection des gîtes minéraux", 178 p. + Ann.

Revues à comité de lecture

- BEAUDOIN B., RENAUD P., COJAN I. & DESMAISON Y. (1986) - Mise en évidence du contrôle tectonique de la sédimentation : le jeu de l'accident du Col de La Cine au long du Mésozoïque (Région de Digne, S.E. France). - C. R. Acad. Sci. Paris, t. 303, II, n° 9, p. 857-862.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., BUROLLET PF., COJAN I. & FRIES G. (1986) - La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale (Sicile et Tunisie). - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, II, n° 18, p. 1671-1674.
- COJAN I. (1989) - Discontinuités majeures en milieu continental. Corrélation avec des évènements globaux et implications (bassin de Provence - S. France - Passage Crétacé/Tertiaire). - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, sér. II, p. 1013-1018.
- COJAN I. & POTTER P.E. (1991) - Depositional environment, petrology and provenance of the Santa Clara Formation, Upper Triassic Barranca Group, eastern Sonora, Mexico. - *In* "Studies of Sonoran geology", E. Perez-Segura and C. Jacques-Ayala (Eds) - Geol. Soc. Am., Spec. Paper 254, p. 37-50.
- IATZOURA A., COJAN I. & RENARD M. (1991) - Géochimie des coquilles d'œufs de dinosaures : essai de reconstitution paléoenvironnementale (Maastrichtien, Bassin d'Aix-en-Provence, France). - C. R. Acad. Sci. Paris, t. 312, Sér. II, p. 1343-1349.
- COJAN I. & THIRY M. (1992) - Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). - Tectonophysics, vol. 206, p. 79-89.

- COJAN I. (1993) - Alternating fluvial and lacustrine sedimentation : tectonic and climatic controls (Provence Basin, S. France, Upper Cretaceous/Palaeocene). - Proc. 4th Int. Conf. on Fluvial Sedimentation, Barcelone, 1990. - In "Alluvial Sedimentation", M. Marzo et C. Puigdefabregas (Eds), Blackwell Sci. Publ., Spec. Publ. I.A.S., n° 17, p. 425-438.
- MOREAU M.-G., COJAN I. & ORY J. (1994) - Mechanisms of remanent magnetization acquisition in marl and limestone alternations. Case study : Upper Cretaceous (Chron 31-30), Sopelana, Basque Country. - Earth Planet. Sci. Letters, vol. 123, p. 15-37.
- COLSON J. & COJAN I. (1996) - Groundwater dolocretes in a lake marginal environment : an alternative model for the dolocretes formation in the continental setting (Danian of the Provence basin, France). - Sedimentology, vol. 43, n° 1, p. 175-188.
- COLSON J., COJAN I. & THIRY M. (1998) - A hydrogeological model for palygorskite formation in the Danian continental facies of the Provence basin (France). - Clay Minerals, vol. 33, p. 333-347. P207.
- COJAN I. (1999) - Carbonate-rich palaeosols in the Late Cretaceous-Early Palaeogene series of the Provence Basin (France). - Spec. Publs Int. Ass. Sediment., vol. 27, p. 323-335. P246.
- 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, vol. 28, n° 3, p. 259-262. P268.
- COJAN I. (2000) - Late Cretaceous and Early Paleocene lacustrine episodes in the Provence basin, Southern France. - In "Lake basins through space and time", E.H. Gierlowski-Kordesch and K.R. Kelts (Eds), AAPG Studies in Geology, vol. 46, p. 317-332. P269
- LOPEZ S., COJAN I. & RENARD M. (2000) - Corrélations chimostratigraphiques entre domaines marin et continental : application à une série du Miocène inférieur (Beynes-Châteauredon, Alpes de Haute-Provence). - C. R. Acad. Sci. Paris, t. 330, p. 837-843.
- COJAN I., RENARD M. EMMANUEL L. (2003) - Palaeoenvironmental reconstruction of dinosaur nesting sites based on a geochemical approach to eggshells and associated palaeosols (Maastrichtian, Provence Basin, France). - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., vol. 191. p. 111-138.
- SEGALEN L., RENARD M., PICKFORD M., SENUT B., COJAN I., LE CALLONNEC L. ROGNON P. (2002) - Environmental and climatic evolution of hte Namib Desert since the Middle Miocene: the contribution of carbon isotope ratios in ratite eggshells, C. R. Geoscience. Paris, t. 334, , p. 917-924.
- GARCIA G., DUTOUR Y., COJAN I., VALENTIN X. & CHEYLAN G. (2005) - Long term fidelity of megaloolithid dinosaurs to a large breeding ground in the upper Cretaceous of Aix-en-Provence (southern France), Paleovertebrata, *sous presse.*
- COJAN I. & MOREAU M.-G. () - Correlation of terrestrial climatic fluctuations with global signals during the upper Cretaceous/Danian in a compressive setting (Provence, France), J. Sediment. Res., *sous presse.*
- GARGANI J., STAB O., COJAN I. & BRULHET J. () - Process-based model of long-term fluvial erosion : application to the Somme river, France, Terra Nova, *accepté.*
- COJAN I., BRULHET J., CORBONNOIS J., DEVOS A., GARGANI J., HARMAND D., JAILLET S., JOUVE A., LAURAIN M., LEJEUNE O., LE ROUX J., LOSSON B., MARRE A., MOREAU M.-G., RICORDEL C., SIMON-COINÇON R., STAB O., THIRY M. & VOINCHET P. () - Evolution géomorphologique de l'est du Bassin parisien : surfaces anciennes et incisions récentes, Mém. Soc. Geol. Fr., *sous presse.*
- BIALKOWSKI A., CHATEAUNEUF J.-J., COJAN I. & BAUER I. () - Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental reconstruction of the Miocene series of the Châteauredon Dome, S.E. France, Eclogae Helvetica, *accepté.*

Autres publications

- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G. & PINOTEAU B. (1985) - Lois de décompaction et approche des évolutions du taux de sédimentation dans des forages pétroliers du Sud-Est de la France. - Doc. B.R.G.M., n° 95-11, Programme "Géologie Profonde de la France 2", th. 11, p. 134-148.
- ELMI S., BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G. & PINOTEAU B. (1985) - Evolution historique et dynamique de la marge ardéchoise pendant le Mésozoïque. - B.R.G.M., n° 95-11, Programme "Géologie Profonde de la France 2", th. 11, p. 13-50.
- COJAN I. & BEAUDOIN B. (1986) - Mise en évidence d'un contrôle paléocéologique des milieux de dépôt de bassins houillers français à partir de l'analyse de correspondance. Journées "Modifications biologiques, Evénements géologiques", A.G.S.O., Pau, Bull. Centres Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 10, n° 2, p. 349-363.
- BEAUDOIN B., BONIJOLY D., BRUNET M.F., COJAN I., COUREL L., COURTOT P., CULA P., DUBOIS P., ELMI S., GIOT D., PERRAGALLO J., TAUGOURDEAU J. & VINCHON Ch. (1986) - Subsidence et diagénèse de la marge ardéchoise du bassin du Sud-Est. Synthèse géologique régionale et projet de forage. - Doc. B.R.G.M., n° 123, Programme "Géologie Profonde de la France 3", th. 11, 143 p.
- MERCIER D., COJAN I., BEAUDOIN B. & SALINAS ZUNIGA E. (1986) - Apport des associations floristiques dans la caractérisation des paléoenvironnements sédimentaires. (bassin du Nord - Pas-de-Calais). - Réunion. S.G.N.-R.C.P. 642, "Le Paléozoïque Supérieur Continental", Villeneuve d'Asq, 1986. - Ann. Soc. géol. Nord, vol. CVI, p. 155-161.
- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G., MAILLART J., PARIZE O., PINOTEAU B., PINAULT M. & TRUYOL V. (1987) - Mesure directe de la compaction dans les sédiments. - Genebass, Notes et Mémoires CFP, n° 21, chap. 11, p. 235-247.
- MAILLART J., BEAUDOIN B., COJAN I., JOSEPH P. & PINOTEAU B. (1987) - Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle. Exemples dans le Sud-Est de la France. - Genebass, Notes et Mémoires CFP, n° 21, chap. 12, p. 249-257.
- COJAN I. (1992) - Lacustrine depositional sequences in response to fluctuations of the hydrologic balance (Maastrichtian - Provence - France). - III Congr. Geol. Espana y VIII Congr. Latinoamericano de Geol., Salamanca, Simposios tomo I, p. 63-69.
- THIRY M., COJAN I. & AUDEBERT M. (1995) - Anciens paysages dunaires au sommet des sables de Fontainebleau. - Bull. Ass. Natur. Vallée Loing, 71/4, p. 165-173.
- THIRY M. & COJAN I. (1997) - Géologie des sables et grès de Fontainebleau. Eléments pour l'interprétation des observations qui peuvent être faites en carrière et à l'affleurement. Assoc. Natur. Vallée Loing et du Massif de Fontainebleau, Excursion de Bourron-Marlotte à Recloses, 5 p. - In Bull. Ass. Natur. Vallée du Loing, vol. 74/1, 1998, p. 43-47. P192.
- COJAN I., MOREAU M.-G. & STOTT L. (1998) - Carbon isotope and magneto-stratigraphy of the Lower Paleogene continental series of Provence (France). *Strata*, sér. 1, vol. 9, p. 37-40. P201.

Communications

- BREMNER-TEIL H. & COJAN I. (1980) - Correspondence analysis used to define the paleoecological control of the depositional environment of french coal basins. - 26^e Congr. Géol. Int., Paris, vol. II, p. 847.
- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G. & PINOTEAU B. (1985) - Lois d'évolution des taux de compaction, décompaction. - Réunion "Compaction, Pression-dissolution", A.S.F., Paris, Résumés.
- POTTER P.E. & COJAN I. (1985) - Description and interpretation of the type section of the Barranca Group East of Rancho La Barranca, Municipio de San Javier, Sonora. III Congreso Latino-americano de Paleontologia, Mexico, Memoria, p. 101-105.

- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G. & PINOTEAU B. (1986) - Compaction rates, decompaction. VIIth Regional Meeting of Sedimentology, Krakow, p. 17.
- PARIZE O., BEAUDOIN B., BUROLLET P-F., COJAN I., FRIES G. & PINAULT M. (1986) - Fracturation précoce et dynamique des dépôts dans le Numidien de Sicile et de Tunisie. Réun. spéc. SGF-SGI "Océans", Villefranche, Résumés, p. 81-82.
- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G. & PINOTEAU B. (1987) - Evaluation of compaction rates for decompaction processes. - Annual Meet, Amer. Assoc. Pet. Geol., Los Angeles (Mai 87), abstracts, vol. 71, n° 5, p. 529.
- MAILLART J., BEAUDOIN B. & COJAN I. (1987) - Part de la compaction différentielle dans la déformation synsédimentaire : l'Oligocène de la Clue du Pérouré, Sud-Est de la France. 8th I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 334-335.
- BEAUDOIN B., BUROLLET P.F., COJAN I., EL MAHERSSI C., FRIES G., PARIZE O. & PINAULT M. (1987) - Les grès numidiens de Tunisie. - 8th I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 59-60.
- BEAUDOIN B., JOSEPH P. & COJAN I. (1987) - Resédimentation au Jurassique terminal-Berriasien : mécanismes et paléomorphologies. - Coll. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France", Grenoble, Décembre 1986, A.G.S.E. - Géol. Alpine, Mém. h.s., n° 13, p. 187-196.
- MAILLART J., BEAUDOIN B., COJAN I., JOSEPH P. & PINOTEAU B. (1987) - Rôle de la compaction dans la déformation synsédimentaire : exemples dans le Sud-Est de la France. Ier Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 253-254.
- BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G., JOSEPH P., MAILLART J., MERCIER D., PARIZE O., PINAULT M., PINOTEAU B. & TRUYOL V. (1987) - Compaction-décompaction. - Ier Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 44-45.
- COJAN I., JEAN-ROGER, BEAUDOIN B. & MERCIER D. (1987) - Interaction entre milieux fluvial et lacustre au passage Crétacé-Tertiaire dans le bassin d'Aix-en-Provence. - Ier Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 108-109.
- TRUYOL V., BEAUDOIN B. & COJAN I. (1987) - Relations porosité-nature des sédiments dans les dépôts superficiels des grands fonds océaniques. - Ier Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 319-320.
- COJAN I. & BEAUDOIN B. (1989) - Interfingering of terrigenous Fluvial deposits and Lacustrine limestones (K/T Boundary, S. France). - 28th Intern. geol. Congr. Washington DC, abstracts, p. 1.311.
- SALINAS E., BEAUDOIN B., COJAN I. & MERCIER D. (1989) - Sedimentary dynamics in French coal-measures restituted by Decompaction and litho/bio-facies analysis. - 28 th Intern. geol. Congr. Washington DC, abstracts, p. 3.11 - 3.12.
- COJAN I. & BEAUDOIN B. (1989) - Architecture of fluvial and lacustrine deposits in a low topography basin (Provence basin, S. France, KT (boundary)). - 4th Intern. Conf. on fluvial sedimentology, Oct., Barcelone, p. 105.
- COJAN I. (1989) - Structure diapirique contrôlant la sédimentation. Séries continentales de Provence (Rians - K/T). - 2ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 79-80.
- COJAN I. & THIRY M. (1989) - Séquences régressives stampiennes. Exemple des sables de Fontainebleau (Bassin de Paris). - 2ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Paris, Livre des Résumés, p. 81-82.
- COJAN I., BOCLET D., DURAND J.P., FEIST M., KISSEL C., MEDUS J., RENARD M., ROCCHIA R., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. (1990) - Nouvelles données sur le bassin de Provence au passage K/T. - 13è R. S. T., Grenoble, Soc. géol. Fr. Edit., p. 32.
- COJAN I. (1990) - Lacustrine sedimentation in response to base level fluctuations in a low subsidence rate context ("Calcaire de Rognac formation", K/T boundary, Provence, France). - 13th Int. Sediment. Congr., I.A.S., Nottingham, Abstracts of Papers, p. 97.

- COJAN I. (1991) - Séquences de dépôt lacustres en réponse à des fluctuations du bilan hydrologique. - 3ème Congr. Français de Sédimentologie, A.S.F., Brest, Livre des Résumés, p. 89-90.
- COJAN I., RENARD M. & IATZOURA A. (1991) - An isotopic approach of the restitution of continental paleoenvironments and climatic changes around the K/T boundary in southern France. - First Meeting and Workshop, "Paleoweathering records and paleosurfaces", I.G.C.P. 317, p. 9.
- IATZOURA A., COJAN I. & RENARD M. (1991) - Maastrichtian Dinosaur eggshells geochemistry : Aix-en-Provence Basin, France. - Eur. Union of Geosciences "EUG VI", Strasbourg, Terra Abstracts, Errata, p. 71-72.
- COJAN I. & THIRY M. (1992) - Stampian depositional sequences in the Paris Basin. - Internat. Symposium "Sequence stratigraphy of european basins", Dijon, CNRS-IFP, Poster, p. 118-119.
- COJAN I. (1992) - Non marine sequence stratigraphy: high frequency clastic or chemical infilling model. (Cretaceous / Tertiary of Provence Basin). - Internat. Symposium "Sequence stratigraphy of european basins", Dijon, CNRS-IFP, Poster, p. 412-413.
- COJAN I., IATZOURA A. & RENARD M. (1992) - Geochemical approach of paleoenvironnements and climate in continental formations (Upper Cretaceous, Provence, France). - IGCP-324 Glopals, Annual Meeting, Madrid, Abstracts, p. 21-22.
- COJAN I. & THIRY M. (1992) - Tide- and wave-influenced deposits in the sable de Fontainebleau formation (Oligocene, Paris Basin). - Tidal Clastics 92 Sympos., Wilhemshaven, C.F.S. 151, Abstracts Volume, p. 18-20.
- COJAN I., MOREAU M.G. & ORY J. (1992) - Acquisition différentielle dans le temps de l'aimantation rémanente dans des alternances marno-calcaires (Maastrichtien supérieur, Pays Basque). - Réu. spéc. A.S.F.-S.G.F. "Alternances marnes-calcaires originelles et diagénétiques", Paris, Publ. A.S.F. n° 18, p. 1-2.
- COJAN I., RENARD M. & IATZOURA A. (1992) - Géochimie en milieu continental : approche de l'évolution des paléoenvironnements et climats au cours du Maastrichtien (Bassin d'Aix-en-Provence). - Réun. "Signaux physico-chimiques de la stratigraphie", Comité Français de Stratigraphie - Soc. géol. France, Paris, Livre des Résumés.
- BEAUDOIN B., CLAUZON G., ACCARIE H., COJAN I. & MOUROUX B. (1993) - Géoprospective : l'incision du Rhône messinien, âge et modalités. - 4è Congr. Français de Sédimentologie, Lille, Livre des Résumés, p. 33-34.
- MOREAU M.G., COJAN I. & ORI J. (1993) - Differential acquisition in the time of the remanent magnetization in junction with high frequency sedimentary cycles : example from an Upper Maastrichtian section in Basque Country. - Eur. Union Geosciences "EUG VII", Strasbourg, Terra Abstracts, Suppl. Terra Nova, vol. 5, n° 1, C9, p. 263.
- COJAN I. & MOREAU M.C. (1993) - Delayed acquisition of remanent magnetization in marl and limestone alternations (Sopelana section, Maastrichtian, Basque country, Spain). - 14th Reg. Meeting of Sedimentology, I.A.S., Marrakech, Abstracts, p. 110.
- COJAN I., RENARD M. & COLSON J. (1993) - An approach of Maastrichtian climate in continental environment. - SEPM 1993 Meeting, Penn State University, p. 20.
- COLSON J. & COJAN I. (1993) - Marginal lake sequences in relation to lake level fluctuations (Danian, Aix-en-Provence basin, France). - IGCP Project 324 "Glopals", Spec. Symp. "Climatic and tectonic rhythms in lake deposits", Pennsylvania State University, Abstract Book, p. 6-7.
- COLSON J. & COJAN I. (1993) - Influence du paysage et du bilan hydrologique sur le développement des cycles calcrète-dolocrète en milieu lacustre marginal (Danien, Bassin d'Aix-en-Provence). 4ème Congr. Français de Sédimentologie, Lille, Livre des Résumés, p. 99-100.
- COJAN I., MOREAU M.G. & ORY J. (1993) - Identification de drains préférentiels au cours de la diagenèse des alternances marno-calcaires à partir de l'acquisition du signal magnétique. - 4ème Congr. Français de Sédimentologie, Lille, Livre des Résumés, p. 95-96.

- ACCARIE H., BEAUDOIN B., CLAUZON G., COJAN I., HACCARD D., MERCIER D., BERGER E. & MOUROUX B. (1994) - La crise messinienne : expressions, âge et modalités. - Colloque Géoprospective "Le temps en géologie : du passé au futur", ANDRA - BRGM - Ecole des Mines - UNESCO, Paris. - Livre des Résumés, p. 13-15.
- COLSON J. & COJAN I. (1994) - Record of the hydrological balance in the Danian paleosol sequences. - 14th Int. Sedimentological Congr., IAS, Recife, Abstracts, p. S8.3 - S8.5
- COJAN I., MOREAU M.-G. & ORY J. (1994) - Preferential fluid circulations in marl and limestone alternations during burial from the magnetization acquisition pattern. - 14th Int. Sedimentological Congr., IAS, Recife, Abstracts, p. H.5 - H.7.
- COJAN I., RENARD M., COLSON J. & EMMANUEL L. (1994) - Essai de stratigraphie haute résolution en milieu continental. Apports et limites des variations climatiques (Provence - Crétacé supérieur/Paléocène). - 1^{er} Congr. Français Stratigraphie, CFS'94, Toulouse. - Strata, sér. 1, vol. 6, p. 150.
- SOUHEL A. & COJAN I. (1995) - Cyclicité dans les carbonates de plate-forme du Lias moyen du Haut-Atlas de Béni-Mellal (Maroc). - IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology - 5^è Congrès Français de Sédimentologie-ASF, Book of Abstracts, Publication ASF, Paris, n° 22, p. 137.
- COJAN I. (1995) - Lacustrine and palustrine carbonates : facies to investigate the frequency of the lake level fluctuations ; a case of a Maastrichtian Lake. - 1st Limno-Geol. Congr., Research and research methods in ancient and modern basins, Copenhagen, Abstracts of Papers, 1 p.
- COJAN I., RENARD M. & EMMANUEL L. (1995) - Paleoclimate changes during Maastrichtian inferred from pedogenesis and fossil geochemistry in the terrestrial environment (Southern France). - IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology - 5^è Congrès Français de Sédimentologie - ASF, Book of Abstracts, Publication ASF, Paris, n° 22, p. 41.
- COLSON J. & COJAN I. (1995) - Palygorskite in the continental setting : influence of climate and hydrology. - IAS-16th Reg. Meet. of Sedimentology, 5^è Congr. Français de Sédimentologie-ASF, Book of Abstracts, Publication ASF, Paris, n° 22, p. 42.
- COJAN I. (1996) - Paleoflood record from Upper Cretaceous fluvial sequences (Provence, France) . - 17th Reg. Afric. Eur. Meeting of Sedimentology, Sfax, I.A.S.-A.T.E.I.G., Abstracts, p. 64.
- COJAN I. (1996) - Approche physico-chimique de la stratigraphie du Maastrichtien-Danien en milieu continental (Provence). - Séance Spéc. Soc. géol. France "La limite Crétacé-Tertiaire : aspects biologiques et géologiques", Paris, Résumés, 1 p.
- COJAN I. (1997) - Overbank deposit sequences from Upper Cretaceous fluvial sequences. Provence, France, 6th Int. conf. fluvial Sedimentology, Capetown, Abstracts, 41.
- COJAN I., CLAUZON G. & Groupe Géoprospective (1997) - Quantification des vitesses de déformation dans le N.E. de la France au Quaternaire. Apport des terrasses fluviales étagées. - 6^è Congr. Fr. Sédimentologie, Montpellier, Publ. ASF, Paris, n° 27, p. 57-58.
- COJAN I., ACCARIE H., BEAUDOIN B., BERGER E., HACCARD D., MERCIER D., BRULHET J. & MOUROUX B. (1997) - Analyse de la stabilité des cours d'eau. Origine de la métamorphose des rivières . - Journées Scientifiques de l'ANDRA, Bar-le-Duc, Communication Posters, EG13, p. 18.
- CALLEC Y., WERNLI R., HADJ-MOKHNECHE T., COJAN I. & MERCIER D. (1997) - Modalités et âge de la déformation dans la "gouttière Clumanc-Senez". - 6^è Congr. Fr. Sédimentologie, Montpellier, Publ. ASF, Paris, n° 27, p. 43.
- COJAN I., MOREAU M.G. & STOTT L. (1998) - An integrated $\delta^{13}\text{C}$ and magneto-stratigraphy in the early Cenozoic continental series of the Provence Basin (France), Strata, Toulouse, p. 34-38.
- COJAN I., MOREAU M.G. & STOTT L. (1998) - Significance of the carbonate-rich paleosols for building integrated $\delta^{13}\text{C}$ and magneto-stratigraphy in continental series (early Cenozoic, Provence, France). - 15th Int. Sediment. Congr., IAS, Alicante, p. 267.
- DEMOLLIEN V. & COJAN I. (1998) - Respective primary and diagenetic geochemical signals in marl and limestone couplets. - 15th Int. Sediment. Congr., IAS, Alicante, p. 293.

- COJAN I., MOREAU M.-G. & STOTT L. (1999) - Significance of the carbonate-rich paleosols for building integrated $\delta^{13}C$ and magneto-stratigraphy in continental series (Early Cenozoic - Provence, France). - EUG 10, Strasbourg, Abstract Volume, B03 : 4B/35: F7, p. 179.
- COJAN I. (1999) - Importance of groundwater in the distribution of Mg-rich minerals in continental settings. - 19th Reg. Eur. Meet. Sedimentology, Copenhagen, Abstracts, p. 59-61.
- NAWRATIL C., KINDLER P. & COJAN I. (1999) - Bahamian paleosols : a tool for resolving late Pleistocene climates ? Preliminary data from Eleuthera. - "Paleoceanology of reefs and carbonate platforms : Miocene to Modern", Aix-en-Provence, Abstract Book, Publ. ASF, Paris, n° 32, G.F. Camoin et W. C.h. Dullo (Eds), p. 151-152.
- COJAN I. (1999) - Organisation des séquences de dépôts de crues. Contrôle orbital de la sédimentation fluviale. - 7è Congrès Fr. Sédimentologie, Nancy, Livre des Résumés, Publ. ASF, Paris, n° 33, p. 81-82.
- LOPEZ S., COJAN I., RENARD M. & MERCIER D. (1999) - Apport de la chimiostratigraphie pour l'étude des dynamiques de sédimentation continentale. - 7è Congrès Fr. Sédimentologie, Nancy, Livre des Résumés, Publ. ASF, Paris, n° 33, p. 219-220.
- LOPEZ S., COJAN I. & GALLI A. (2000) - Genetic modelling of meandering channelized reservoirs. - Meeting on "Applications of numerical modelling in stratigraphy and basin analysis", BSRG-Geol. Soc. of London, September 2000, Abstract volume, p. 30.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & RENARD M. (2001) - Apport des isotopes à la reconstitution stratigraphique et paléoenvironnementale de la molasse tertiaire de Digne (SE France). - 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 49.
- GARGANI J., COJAN I., COLSON J. & STAB O. (2001) - Modélisation de l'incision du Rhône pendant la crise messinienne. - Workshop "Uplift and erosion : driving processes and resulting landforms", Certosa di Pontignano (Siena), p. 42.
- GARGANI J., COLSON J., COJAN I. & STAB O. (2001) - Erosion, variations eustatiques et compensation isostatique : application au Rhône messinien. - 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 161.
- LOPEZ S., COJAN I. & GALLI A. (2001) - Modélisation de réservoirs fluviaux chenalisés méandriques. Une approche génétique et stochastique. - 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 231.
- LOPEZ S., GALLI A. & COJAN I. (2001) - Modelling meandering channelized reservoirs : a stochastic and process-based approach. - 3rd IMA Conf. on Modelling permeable rocks, Cambridge, p. 1-3.
- BEAUDOIN B., COJAN I. & BRULHET J. (2001) - Les situations de crise (biologiques). - Journée MINANDRA, Partenariat Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés, p. 59-60.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & RENARD M. (2001) - Isotopic composition of paleosols as a stratigraphic and paleoenvironmental tool in continental series (Digne, Molasse, Oligo-Miocène, France). - IAS 2001, 21st Meeting, Davos, Abstracts and Programme, p. 148.
- COJAN I. & MOREAU M.G. (2001) - Contrôles des basses plaines à gradient faible. Niveau de base versus Catena (Bassin de Provence, Maastrichtien, France). - IAS 2001, 21st Meeting, Davos, Abstracts and Programme, p. 41.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & RENARD M. (2001) - Apport des isotopes à la reconstitution stratigraphique et paléoenvironnementale de la molasse tertiaire de Digne (SE France). - 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 49.
- GARGANI J., COLSON J., COJAN I. & STAB O. (2001) - Erosion, variations eustatiques et compensation isostatique : application au Rhône messinien. - 8è Congr. Français Sédimentologie, Orléans, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 161.

- LOPEZ S., COJAN I. & GALLI A. (2001) - Modélisation de réservoirs fluviaux chenalisés méandriiformes. Une approche génétique et stochastique. - 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 36, Poster, p. 231.
- LOPEZ S., GALLI A. & COJAN I. (2001) - Process-based stochastic modeling of meandering channelized reservoirs. - 2001 AAPG Annual Convention, AAPG-SEPM, Denver, Official Program Book, p. A120.
- COJAN I., STAB O. & BRULHET J. (2001) - Approche de la dynamique de l'érosion par modélisation dans le NE de la France. - Journée MINANDRA, Partenariat Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés, p. 31.
- LOPEZ S., GALLI A. & COJAN I. (2001) - Fluvial meandering channelized reservoirs : a stochastic and process-based approach. - IAMG, Cancun, Proceedings, 16 p. (édité sur CDROM).
- LOPEZ S., GALLI A. & COJAN I. (2001) - Meandering channelized reservoirs : a process-based and stochastic approach. - 21st Gocad Meeting, Ecole des Mines de Nancy, Vandoeuvre, p. 9.
- MERCIER D., BEAUDOIN B., COJAN I., BRULHET J. & TROUILLER A. (2002) - Evolution morphologique de l'Est du Bassin de Paris : vers un référentiel oligocène. - Journée MINANDRA 2002, Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés, p. 45-46.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & BRULHET J. (2002) - Un outil de corrélation stratigraphique haute résolution en milieu continental : les isotopes stables du carbone et de l'oxygène. Application aux séries du bassin du SE de la France. - Journée MINANDRA 2002, Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés, p. 31.
- LOPEZ S., COJAN I., RIVOIRARD J. & GALLI A. (2002) - Modélisation de systèmes fluviaux chenalisés méandriiformes : une approche génétique et stochastique - Journée MINANDRA 2002, Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés, p. 59.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & RENARD M. (2002) - Chemostratigraphy of Paleosols for correlating continental sections and sequential stratigraphy. - AAPG Annual Meet., SEPM, Houston, Abstracts, p. A18.
- LOPEZ S., COJAN I. & GALLI A. (2002) - Accommodation space in a fluvial meandering process-based stochastic model. - AAPG Annual Meet., SEPM, Houston, Abstracts, p. A106.
- LOPEZ S., GALLI A. & COJAN I., (2002) - Vertical proportion curves : insights from fluvial process-based stochastic modeling - AAPG Annual Meet., SEPM, Houston, Abstracts, p. A106-107.
- LOPEZ S., RIVOIRARD J., COJAN I. & GALLI A. (2002) - Identification of some physical key parameters for a fluvial process-based stochastic model. - AAPG Annual Meet., SEPM, Houston, Abstracts, p. A106.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & RENARD M. (2002) - La chimiostatigraphie des isotopes stables : application stratigraphique et paléoenvironnementale aux séries continentales tertiaires du bassin de Digne. - 19è R.S.T., Nantes, Recueil des Résumés, p. 66.
- LOPEZ S., COJAN I. & RIVOIRARD J. (2002) - Réservoirs fluviaux chenalisés méandriiformes : une approche stochastique et génétique. - 19è R.S.T., Nantes, Recueil des Résumés, p. 166.
- BIALKOWSKI A., COJAN I., BRULHET J. & RENARD M. (2002) - Corrélations stratigraphiques haute-résolution en milieu continental : $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Application aux séries du bassin du Sud-Est de la France. - Journée ANDRA des Doctorants, 27 juin 2002, Paris, Résumés des présentations, p. 40-61.
- BIALKOWSKI A., CHATEAUNEUF J.-J., COJAN I. & RENARD M. (2002) - Stratigraphie intégrée des séries continentales oligo-miocènes du bassin de Digne. La coupe de Beynes-Châteauredon. - Strati 2002, 3è Congr. Français de Stratigraphie, Lyon, p. 50-51.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & RENARD M. (2002) - Chimiostatigraphie haute résolution en milieu continental (isotopes stables. Tertiaire. Digne). - Strati 2002, 3è Congr. Français de Stratigraphie, Lyon, p. 52-53.
- COJAN I., RENARD M. & LAURENT E. (2002) - Cooling trend during the Maastrichtian based on a geochemical approach to dinosaur eggshells and associated paleosols (Maastrichtian, Provence Basin, France). - 16th Int. Sedimentological Congress, "3.5 Billion Years of sedimentation", IAS, Johannesburg, South Africa, Program, p. 57.

- COJAN I. (2002) - Les effets des déstabilisations de gaz sur les climats à partir d'exemples géologiques. - Journée d'information inter-centres " Effet de Serre ", 7 février 2002.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & RENARD M. (2003) - Chemostratigraphy in a Miocene Foreland Continental Basin: a new appraisal of timing, preservation of depositional sequences. - AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A15.
- COJAN I., LOPEZ S. & RIVOIRARD J. (2003) - Spatial and temporal distribution of facies in process-based stochastic fluvial reservoir modeling. - AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A31.
- COJAN I. & MOREAU M.-G. (2003) - A 10 My long record of sedimentation in a continental active strike slip basin (Upper Cretaceous, Provence, France) - AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A32.
- COJAN I., LOPEZ S. & RIVOIRARD J. (2003) - Fluvial process-based stochastic model outputs of the Almedina outcrop (Triassic, Central Spain). - AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A32.
- COJAN I., GALLI A., LOPEZ S. & RIVOIRARD J. (2003) - Process-based stochastic modeling of meandering channelized reservoirs. - AAPG Annual Meet., Salt Lake City, p. A32.
- LOPEZ S., RIVOIRARD J. & COJAN I. (2003) - Genetic simulations of channels in the gOcad environment. - 23rd Gocad Meet. 2003, Nancy, 2 p.
- BIALKOWSKI A., COJAN I. & BRULHET J. (2003) - Apports de la stratigraphie isotopique appliquée aux formations continentales. - Journée MINANDRA 2003, Ecole des Mines/ANDRA, Livre des Résumés, p. 41-43.
- LOPEZ S., COJAN I. & RIVOIRARD J. (2003) - Modélisation génétique et stochastique de dépôts fluviaux à l'échelle du réservoir pétrolier - 9^e Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 323-324.
- BAUER H. & COJAN I. (2003) - Expression du forçage astronomique dans les séries continentales : exemple de l'Aquitainien du bassin de Digne-Valensole. - 9^e Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 31.
- BIALKOWSKI A., COJAN I., RENARD M. & BRULHET J. (2003) - Apports de la stratigraphie isotopique (C et O) appliquée aux formations continentales. - 9^e Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 56-57.
- GARGANI J., STAB O., COJAN I. & BRULHET J. (2003) - Modélisation de l'évolution du système fluvial du bassin parisien (Somme, Seine) à l'échelle de plusieurs cycles climatiques. - 9^e Congr. Français Sédimentologie, Bordeaux, Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, n° 38, p. 212.
- COJAN I. & MOREAU M.-G. (2003) - Evolution du bassin d'Aix-en-Provence au cours du Maastrichtien. - "Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale", Soc. géol. France, Livre des Résumés, 1 p.
- MERCIER D., BEAUDOIN B., BIALKOWSKI A., COJAN I. & BRULHET J. (2004) - Occurrences marines dans l'Oligocène ouest-européen. - Journée MINANDRA 2004, Partenariat Andra-Ecole des Mines de Paris-Armines, Paris, 6 février 2004, p. 43-46.
- GARGANI J., STAB O., COJAN I. & BRULHET J. (2004) - Process-based model of long-term fluvial erosion and sedimentation : application to the Paris basin rivers on the last Million Years (France). - 1st Gen. Assembly, Eur. Geosciences Union, Nice, Abstracts, April 2004.
- BAUER H. & COJAN I. (2004) - Orbital forcing in continental series: threshold on paleosol distribution in the Digne - Valensole Basin (Miocene, southeast France). - 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra - Portugal, Abstracts Book, p. 58.
- COJAN I., FOUCHE O., LOPEZ S. & RIVOIRARD J. (2004) - Representation of geological heterogeneities by a forward and stochastic modeling of meandering fluvial system. - AAPG Annual Convention, Dallas 2004, Abstracts Volume, p. A26.
- BEUCHER H., COJAN I., GALLI A., GEFFROY F., LOPEZ S., RENARD D. & RIVOIRARD J. (2004) - Stochastic and process-based models for heterogeneous reservoirs. - EAGE, 66th Conf. et Exhibition,

Paris, Juin 2004, Workshop "Process and stratigraphic modeling for basin and reservoir evaluation", ref. W1, 6 p.

LOPEZ S., COJAN I., RIVOIRARD J., FOUICHE O. & GALLI A. (2004) - Process-based stochastic modelling in the example of meandering channelized reservoirs. - EAGE, 66th Conf. et Exhibition, Paris, Juin 2004, Workshop "Process and stratigraphic modeling for basin and reservoir evaluation", ref. P042, 4 p.

COJAN I., FOUICHE O., LOPEZ S. & RIVOIRARD J. (2004) - Processed-based reservoir modelling in the example of meandering channel. - 7th Int. Geostatistics Congress "Geostats 2004", Banff 2004 (Canada, 26 Sept. - 1. Oct. 2004). p. 11.

Rapports d'études

Les rapports d'études à caractère industriel n'apparaissent pas dans cette liste de publications. J'ai participé à environ une quarantaine d'études dont plus de la moitié en tant que chef de projet et rédacteur principal.