



Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris.

Cécile Robin

► To cite this version:

Cécile Robin. Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris.. Stratigraphy. Université Rennes 1, 1995. French. <tel-00675430>

HAL Id: tel-00675430

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00675430>

Submitted on 1 Mar 2012

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.

C. ROBIN

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-76-9

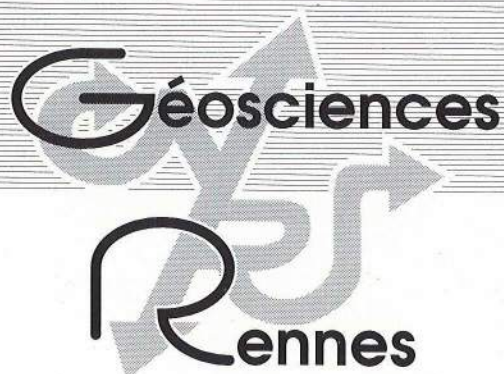
mesure stratigraphique de la déformation

APPLICATION A
L'EVOLUTION JURASSIQUE
DU BASSIN DE PARIS

MEMOIRES

1997

n° 77



MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 77

Cécile ROBIN

**Mesure stratigraphique de la déformation :
Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 15 Décembre 1995**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1997

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-76-0

1997

GEOSCIENCES-RENNES

UPR-CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042-RENNES Cédex (France)

Cécile ROBIN

Mesure stratigraphique de la déformation :

Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris.

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 77, 293 p.

*A mes parents,
A François-Xavier et Jérémy*

REMERCIEMENTS

Au moment d'achever ce mémoire, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidée d'une façon ou d'une autre durant cette aventure rennaise.

Mes premières pensées vont bien sûr vers François Guillocheau. Merci de m'avoir proposé ce sujet de thèse, à moi, "pauvre petite ingénieur", les pieds dans la boue d'une obscure carrière de Lorraine. Merci encore pour m'avoir initiée, entre autres et dans le désordre, aux arts de la stratigraphie et de la sédimentologie, de la bonne bouffe et des bons vins, aux plaisirs du terrain, au monde de la recherche et de l'université. Merci pour ton soutien tout au long de ces trois ans et au cours des dernières semaines de rédaction. Je sais que cela n'a pas été tous les jours facile, alors encore merci pour ta confiance et ta patience.

Je remercie Jean-Pierre Brun d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse mais surtout d'avoir bien voulu, il y a maintenant trois ans, m'ouvrir si chaleureusement les portes de la maison "Géosciences". En espérant que le premier bébé de son dernier pari sera digne des espoirs qu'il y aura mis.

Merci à Gilles Dromart d'avoir accepté d'être rapporteur, bien sûr, mais surtout pour tous ces coups de téléphone Rennes-Lyon qui m'ont si souvent redonné du cœur au ventre, pour tous ses conseils avisés et un petit week-end dans le pays de son enfance.

Un grand merci à Jean-Michel Gaulier de la part de la "petiote" ou de la "ch...", selon l'humeur, pour avoir accepté lui aussi cette place de rapporteur mais surtout pour m'avoir invitée à travailler sur SUBTEC, sans quoi cette thèse ne serait devenue pas ce qu'elle est maintenant. Je suis heureuse de lui avoir fait découvrir en retour l'ambiance rennaise.

Merci également à Jean Dercourt et à Gérard Friès d'avoir bien voulu se prononcer sur mon travail, en participant à mon jury.

Nombreuses sont les maisons où j'ai eu la chance travailler au cours de ces trois ans. Aussi je tiens à remercier, Paul LeStrat et Jacques Vairon, qui ont permis de sortir au BRGM, les premières cartes du bassin de Paris, ainsi que Jean Letouzey pour son accueil au sein de son laboratoire à l'IFP, Jean-Marc Daniel pour sa disponibilité alors qu'il s'installait juste à son nouveau poste et Geneviève Bessereau pour sa participation à la banque de données Lias. Puisque j'en suis à Rueil, mille gros bisous à Didier Granjeon (et bon courage pour sa propre thèse), salut à Jean-Christophe Navarre (le 3ème petit "Guillocheau" de l'année 1995) et à Olivier Lerat.

Merci également à Pascal Allemand, pour toutes nos petites "courbes" et LA courbe de subsidence, et surtout pour sa patience et sa diligence (car dans le genre "c'est pour quand", "c'était pour hier", je suis la reine, n'est ce pas Pascal?)! Je n'oublie mes autres lyonnais préférés : Isabelle Daniel (et son grand homme !), Christophe Lecuyer (non, je ne suis pas un jouet!!), Jean-Pierre Garcia (et sa célèbre liqueur de framboise) et Fabrice Gaumet.

Gros bisous à mes deux respectables aînées, Sylvie Bourquin et Roselyne Friedenbergh et à sa petite famille (au fait, les petites listes, cela marche toujours!).

Et bien sûr, il y a eu durant ces trois années, toute la tribu rennaise!

Il y a eu les chefs : VDD et sa célèbre réaction en voyant les premières cartes d'accommodation, "c'est que du bruit"!!!, Olivier Dauteuil, Aline Dia et Loris, (vive la dinette), Denis Gapais et ses TP de géologie structurale, Dominique Gibert et ses ondelettes.

Les grands frères : Alain Potrel (Pacé, David, Virginie et ses copains...), Jean-Charles Thomas (qui a toujours cru que je m'appelais Muriel), Alain Crave (merci pour les légumes verts, les yaourts et les placages dans le couloir), Thierry Nalpas (et sa douce) le seul qui s'intéresse à ce que je fais et toc, Erwan et Catherine Hallot, Pierre Gautier dit le

"grecos" ou "l'escargot" (merci pour la respiration du bassin de Paris, cf VDD), Tristan Euzen, Jack-Jean Tondji Byo, Yann Lahaye, Jean-Jacques Kermarrec, Bruno Reynard (no comment, mais j'ai souffert...), sans oublier Jacques Bouffette (me le pardonnera-t-il jamais?!).

Les grandes soeurs : Delphine Rouby, dite "la grande", toujours là pour le meilleur comme pour le pire, Anniiiiick Chauvin (si on se faisait un ciné ?), Florence dite la Nicollin, la reine de la mise en page et de la charlotte à l'ananas, et enfin gros bisous à Babeth et Gaspard.

Les copains de promo : Marc de Urreiztieta, prince de sang et frère dans l'adversité de la rédaction (smack, "my love", dans le texte), Frédérique Moreau (qu'est ce que j'ai pu l'ennuyer!), Benoît Tournier, Mickaëlle Leravalec et ma copine d'étage, Muriel Vidal.

Les petites soeurs : Isabelle Jacquin (que la chance lui sourit), Claireux Prospert, Cécile Thoméré, Nadia Abidi, et la petite dernière Isabelle Coutand.

Les piou-pious : Stéphane Bonnet (vive les tas de sable), Jean-Marie Outin (pomme "z", ouf!), Eric Bonnet, Thomas et le Maudit d'Or, Gilles Querel, Eric Thomas, Sylvain Gallet (soyons constructif), Bernard Grosdoy (moins 10 kilos), Jean-Christophe Kerforne dit le "kéké", Philippe Boulvais (et le foot), Marc Diraison et son 4*4, Richard Moriceau (où ai je posé ma tête?) et Olivier Bour dît "le bavard".

L'Internationale : Abder "mon frère", Djamel Hallalouch, Rajaa "ma soeur", Mohammed Jaffal, Alain Kouamelan, Teresina Roman Berdial, Claudio Faccena (soupir...), Claudio Lima et la sarde connection, Silvia Gessa, Gian Luigi et Alfredo Loi.

Mon laboratoire : Jean-Jacques Chauvel, notre chef à tous, Marie-Pierre Dabard, Brigitte Lanoé et ses petites légumes, Marie-Françoise Pierre-Ollivier, Jeanine Estéoule, Marie-Paule Bertrand, Annick Lefevbre, Cécile Dalibard, Mr Lhuissier et Suzanne Bouillé.

Un merci tout spécial à Dominique pour avoir tout supporté et m'avoir tant aidée.

Et à tous ceux que j'ai oubliés, mais le coeur y est,
merci et gros bisoux (c'est ma spécialité de "baigon mauve").

Résumé	p.5
Abstract	p.7
INTRODUCTION GÉNÉRALE	p.11
Chapitre I	p.15
LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION MESURE DE L'ACCOMMODATION PRINCIPES ET MÉTHODE	
A. PRINCIPE DE LECTURE DE LA DÉFORMATION DANS L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE	p.15
1. Nature et facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire	p.15
1.1 Les facteurs tectoniques au sens large : enregistrement de la déformation du substratum du bassin sédimentaire	p.15
1.2 L'eustatisme	p.18
1.3 Les apports et la production sédimentaires	p.19
2 L'accommodation	p.21
3 L'expression stratigraphique d'une variation du niveau marin relatif	p.23
3.1 Définition	p.23
3.2 Hiérarchisation des séquences de dépôts	p.27
3.3 Le concept de partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires	p.29
3.4 Distorsion de l'enregistrement sédimentaire des différents ordres de séquences emboîtées	p.31
4 Conclusions	p.31
B. ACCÈS AUX GÉOMETRIES SÉDIMENTAIRES : LA MÉTHODE DU "STACKING PATTERN"	p.33
1 Les outils diagaphiques	p.33
2 Identification des milieux de dépôts	p.35
3 Identification des unités génétiques	p.37
4 Hypothèse de hiérarchisation des séquences de dépôts sur une verticale	p.37
5 Corrélation des séquences de dépôts	p.37
6 Mise en place des données 2D et 3D	p.39
7 Limites et validation de la méthode	p.39
C. LA MESURE DE L'ACCOMMODATION	p.43
1 Définition et calage biostratigraphique	p.43
2 Mesure des épaisseurs sédimentaires	p.43
3 Correction des épaisseurs sédimentaires compactées	p.45
4 Estimation des épaisseurs érodées	p.47
5 Estimation des paléobathymétries / paléoaltitudes	p.49
D. MESURE DE LA SUBSIDENCE TOTALE	p.51
1 Correction de l'enfoncement du substratum sous la surcharge sédimentaire et le poids de la tranche d'eau	p.51
2 Correction de l'eustatisme	p.53
3 Méthode d'inversion de la donnée stratigraphique	p.53
4 Critique de la méthode d'interpolation	p.55
Chapitre II	p.61
ASPECTS THERMO-MÉCANIQUES DU DÉVELOPPEMENT DES BASSINS SÉDIMENTAIRES INTRACRATONIQUES	
A. LES DIFFÉRENTS TYPES DE BASSINS ET LEURS ORIGINES	p.63
1. La lithosphère continentale	p.63
2. Origine des contraintes lithosphériques pouvant contrôler l'évolution des bassins sédimentaires	p.63
3. Les différents types de bassins et leur mécanisme initiateur	p.65

B. LES MODES DE DÉFORMATION DE LA LITHOSPHERE ET L'ÉVOLUTION DES BASSINS INTRACRATONIQUES	p.65
1. L'extension de la lithosphère continentale : structures et modèles thermomécaniques	p.67
1.1. Modèles thermomécaniques	p.67
1.2. Modèles cinématiques	p.71
1.3. Tailles caractéristiques des structures extensives	p.75
1.4. Phénomènes thermiques et gravitaires additionnels	p.77
2. Rôle de la compression dans la structuration des bassins intracratoniques	p.81
2.1. La compression à l'origine d'un bassin intracratonique	p.81
2.2. Enregistrement d'un événement compressif tardif par un bassin en extension	p.81
3. De la nécessité du suivi de la subsidence d'un bassin intracratonique	p.83
Chapitre III	p.89
HISTOIRE MÉSOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS	
A. GÉOLOGIE DU SOCLE DU BASSIN DE PARIS	p.89
1. Les données disponibles	p.89
2. Les domaines structuraux majeurs du bassin de Paris	p.89
2.1. Le domaine armoricain	p.89
2.2. Le domaine morvano-vosgien	p.91
2.3. Le domaine ardennais	p.91
2.4. Le bloc de Paris	p.92
2.5. Les "bassins" permien	p.93
B. HISTOIRE MÉSOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS	p.97
1. Historique des synthèses sur le Bassin de Paris	p.97
2. Histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris	p.99
3. Le bassin de Paris : un modèle complexe de bassin intracratonique	p.114
3.1. Les grandes étapes de l'évolution du bassin de Paris	p.114
3.2. Comparaison avec les modèles génétiques de bassins intracratoniques	p.114
3.3. Les états de déformation : échelles de temps et enregistrement stratigraphique	p.115
3.4. Proposition d'un modèle de bassin intracratonique à l'échelle des sous-systèmes stratigraphiques	p.115
3.5. Que signifie l'aire géographique actuelle du bassin de Paris ?	p.117
3.6. Conclusion	p.119
Chapitre IV	p.123
GÉOMÉTRIES 3D DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU LIAS DU BASSIN DE PARIS.	
ÉPAISSEURS, LITHOLOGIES, PALÉOBATHYMETRIES, ACCOMMODATION, "SUBSIDENCE".	
A. LA STRATIGRAPHIE DU LIAS DU BASSIN DE PARIS : données 1D et 2D	p.123
1. Le Lias du bassin de Paris dans le cadre du Lias ouest-européen	p.123
2. Le Lias du Bassin de Paris : état des connaissances	p.125
2.1. Lithostratigraphie et biostratigraphie	p.125
2.2. Paléogéographie du Lias du bassin de Paris.	p.126
2.3. Préservation de la matière organique durant le Lias du bassin de Paris	p.127
3. Le Lias du Bassin de Paris : sédimentologie et stratigraphie	p.129
3.1. Calage biostratigraphique des données de subsurface	p.129
3.2. Zonation de faciès : expression diagénétique des unités génétiques	p.129
3.3. Mode d'empilement des unités génétiques 1D et hiérarchisation de séquences	p.133
B. LES GÉOMÉTRIES 3D DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS	p.137
1. Mesure 3D de l'accommodation	p.137
1.1. Résolution de l'étude dans le temps	p.137

1.2. Les données de subsurface disponibles	p.137
1.3. Les cartes de lithologies	p.141
1.4. L'épaisseur des séquences	p.142
1.5. Les cartes paléobathymétriques	p.143
1.6. Les paramètres de la restauration	p.149
1.6.1. Chronostratigraphie	p.149
1.6.2. Correction de l'isostasie	p.149
1.6.3. Correction de l'eustatisme	p.151
2. Histoire géologique du Lias du Bassin de Paris	p.156
2.1. Le cycle mineur de l'Hettangien	p.156
2.2. Le cycle mineur du Sinémurien	p.160
2.3. Le cycle mineur du Pliensbachien	p.161
2.4. Le cycle mineur du Toarcien	p.183

Chapitre V **p.181**

MESURE ET NATURE DU CONTRÔLE TECTONIQUE DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU LIAS DU BASSIN DE PARIS

A. MESURE TRIDIMENSIONNELLE DES FACTEURS EUSTATIQUE ET TECTONIQUE **p.181**

1. Vérification de la nature tectonique des cycles transgressifs - régressifs mineurs	p.181
2. Mesure de la composante eustatique à l'échelle de l'étage	p.183
3. Échelles d'espace du contrôle tectonique	p.188
3.1. Les trois échelles de contrôle tectonique dans l'espace	p.188
3.2. Caractérisation directionnelle du contrôle tectonique au cours du temps	p.189
4. La nature du contrôle tectonique de durée de 1-5 Ma (cycles transgressifs-régressifs mineurs)	p.193

B. NATURE DU CONTRÔLE TECTONIQUE **p.197**

1. Les éléments d'un modèle tectonique	p.197
2. Les modèles tectoniques existants peuvent-ils rendre compte de l'évolution liasique du bassin de Paris ?	p.197
3. Nature globale des événements tectoniques liasiques du bassin de Paris : comparaison avec le calendrier de l'évolution géodynamique de la marge N-W téthysienne	p.199
3.1. Grands traits de l'évolution géodynamique de la Téthys durant le Méso-Cénozoïque	p.199
3.2. Évolution géodynamique de la phase de rifting	p.201
3.3. Comparaison avec le bassin de Paris	p.203
4. Confirmation de la nature globale des événements affectant le bassin de Paris	p.204

C. RETOUR À L'INFORMATION STRATIGRAPHIQUE **p.207**

1. Concept de saut de surface remarquable : tectonique versus flux sédimentaire	p.207
2. Partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires	p.209
3. Distorsion du signal sédimentaire	p.210
4. Contrôle de la production carbonatée	p.210

CONCLUSION GÉNÉRALE **p.217**

Annexe I : Données biochronostratigraphiques **p.223**

Annexe II : Liste et coordonnées des puits de la base de données "Lias" **p.227**

Base de données 3D du Lias du Bassin de Paris

Annexe III : Traitement par Transformée de Fourier 2D des cartes de vitesses d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire **p.251**

Annexe IV : Cartes des vitesses de la production carbonatée **p.263**

Bibliographie **p.279**

RÉSUMÉ

L'enregistrement sédimentaire résulte du remplissage par le flux sédimentaire de l'espace créé par les variations tectoniques et eustatiques dont la somme correspond aux variations du niveau relatif de la mer. L'eustatisme, par nature, est uniquement une fonction du temps. La tectonique, elle, sera une fonction du temps et de l'espace.

Le propos de ce travail est de mettre au point une méthode de mesure de l'accommodation en trois dimensions à partir d'informations 1D de subsurface (puits), qui, dans un deuxième temps, appliquée au Jurassique inférieur du Bassin de Paris, permettra de discuter les échelles de temps et d'espace du contrôle tectonique dans le cadre d'un bassin intracratonique. L'accommodation, ou espace disponible pour piéger des sédiments, peut être définie de deux manières.

(1) C'est la variation du niveau relatif de la mer, somme des variations tectoniques et eustatiques.

(2) C'est, pour un intervalle de temps donné, l'épaisseur de sédiments accumulés, décompactés, corrigés de la paléobathymétrie et/ou de la paléoaltitude contemporaines de leur dépôt.

Les corrélations diagraphiques de 380 puits du bassin de Paris par les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution ou stratigraphie génétique permettent d'obtenir une cartographie 3D des variations d'accommodation à l'échelle du bassin. L'analyse en termes de stratigraphie séquentielle de la succession liasique, a permis de définir au moins quatre ordres de séquences stratigraphiques emboîtés, du cycle majeur transgressif-régressif du Lias aux groupements d'unités génétiques. A partir des cartes 3D d'accommodation, deux composantes peuvent être extraites:

(1) un dénominateur commun, constant à l'échelle du bassin mais pouvant varier avec le temps, de nature eustatique.

(2) un différentiel de variation d'accommodation, nécessairement de nature tectonique.

Les grandes étapes de l'évolution du bassin de Paris, du Trias à l'Actuel, soit à l'échelle de 230 Ma, coïncident avec les phases de divergence et convergence des plaques lithosphériques. Ces grandes phases ont donc les durées caractéristiques du cycle de Wilson. Les contrôles tectoniques de l'accommodation, mis en évidence à l'échelle 8-40 et 1-4 Ma sont à rattacher aux mouvements aux limites de plaques, qui induisent des déformations intraplaques de nature pseudo-oscillatoire, avec des vitesses de déplacements verticaux de l'ordre de la dizaine de mètres par million d'années.

ABSTRACT

The sedimentary record arises from the filling by the sedimentary flow of space created by tectonic and eustatic changes, whose sum corresponds to relative sea level variations. By nature, eustatism is solely time dependent. On the other hand, tectonics is at once, time and space dependent.

The aim of this study is to set up a method to measure the three dimension accomodation from 1-D subsurface information (well-logs), that applied to the Paris Basin lower Jurassic will allow, in a second time, to discuss the time and space scales of the tectonic control in an intracratonic basin. The accomodation or the available space to trap sediments can be defined in two ways:

(1) first of all, it is the relative sea level variation, sum of the tectonic and eustatic changes,

(2) it is within a given time interval, the width of the deposited sediments, then decompacted and from the palaeobathymetry and/or paleoaltitude corrected.

The diagraphic correlations of 380 wells, located in the Paris Basin, obtained by the high resolution sequential stratigraphy or genetic principles allow to get a basin scale 3-D cartography of the accomodation variations. The analysis of the Liassic succession by sequential stratigraphy allows the determination of at least four order of encased stratigraphic series from the Lias transgressive-regressive major cycle to the genetic unit groups. Two components can be extracted from the 3-D accomodation maps:

(1) a common denominator of eustatic nature, which is constant at the basin scale, but which may vary through time,

(2) an accomodation variation differential, necessarily of tectonic nature.

The major stages of the Paris Basin from Trias up to present time, i.e. over a 230 Ma scale, coincide with lithospheric plate divergent and convergent phases. These major phases possess characteristic durations of Wilson cycle. The tectonic controls of accomodation which have been revealed at the 8-40 and 1-4 Ma must be linked up with the plate boundary movements, that induce pseudo-oscillatory intraplate deformations with vertical displacements of about few meter per million year rates.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Depuis plus d'un siècle, la question de l'importance relative de la tectonique et de l'eustatisme, dans le contrôle de l'enregistrement sédimentaire est âprement débattue. Selon les époques, l'un ou l'autre des processus a été considéré comme prépondérant (Haug, 1900 ; Sloss *et al.*, 1949 ; Sloss, 1962). Depuis une vingtaine d'années, avec l'avènement de la stratigraphie sismique, le facteur eustatique a été privilégié, du fait d'une possible corrélation, à l'échelle mondiale, de discontinuités sédimentaires (Vail *et al.*, 1977).

Un des apports de la stratigraphie séquentielle a été de caractériser l'évolution d'un système sédimentaire dans le temps, par la compréhension de trois paramètres : la tectonique, l'eustatisme et le flux sédimentaire. L'enregistrement sédimentaire résulte du remplissage par le flux sédimentaire de l'espace créé par les variations tectoniques et eustatiques dont la somme correspond aux variations du niveau relatif de la mer.

En théorie, discriminer la tectonique de l'eustatisme est simple. L'eustatisme, par nature, est uniquement une fonction du temps. La tectonique, elle, sera une fonction du temps et de l'espace. Depuis quelques années, les progrès réalisés en stratigraphie séquentielle et en sédimentologie rendent possible la mesure en trois dimensions des variations du niveau relatif de la mer. Le signal eustatique sera le signal commun à tout le domaine investigué, tandis que le différentiel dans l'espace permettra de caractériser le contrôle tectonique et ses différentes longueurs d'onde.

Le propos de ce travail est de mettre au point la méthode de mesure de l'accommodation en trois dimensions à partir d'informations 1D de subsurface (puits), qui, dans un deuxième temps, permettra de discuter des échelles de temps et d'espace du contrôle tectonique dans le cadre d'un bassin intracratonique.

Le bassin intracratonique retenu est le bassin de Paris. Plusieurs raisons ont motivé ce choix : le grand nombre de puits publics disponibles, dans un cadre stratigraphique intensément étudié depuis plus d'un siècle et demi. Cette étude repose sur une investigation 2D de l'ensemble de la série stratigraphique du bassin. Seul le Jurassique inférieur a fait l'objet d'une reconstitution tridimensionnelle, à haute résolution.

Ce travail se décompose en cinq chapitres dont voici les rapides résumés :

Chapitre I : La stratigraphie séquentielle haute résolution - mesure de l'Accommodation - Principes et méthode.

Les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution sont exposés, afin d'expliquer comment s'effectue l'accès aux géométries sédimentaires. La notion d'accommodation est alors présentée, paramètre dont la lecture 3D va nous permettre de distinguer le contrôle tectonique du contrôle eustatique. Le principe de mesure en trois dimensions de l'accommodation à haute résolution est alors explicité.

Chapitre II : Aspects thermo-mécaniques du développement des bassins sédimentaires intracratoniques.

Il s'agit d'une rapide revue bibliographique des modèles génétiques actuellement proposés pour la formation et l'évolution des bassins intracratoniques.

Chapitre III : Histoire mésozoïque du bassin de Paris.

L'étude 2D d'un transect E-W permet de reconstituer l'histoire du bassin de Paris du Trias à l'Actuel. Huit cycles majeurs transgressifs-régressifs à l'échelle du sous-système sont ainsi individualisés. Leur origine est discutée en rapport à des mesures de subsidence à haute résolution calculée pour l'ensemble de la série sédimentaire du bassin de Paris.

Chapitre IV : Géométries 3D des séquences de dépôts du Lias du bassin de Paris - épaisseurs, lithologies, paléobathymétries, accommodation et "subsidence".

Après un premier bilan bibliographique, un découpage stratigraphique du Jurassique inférieur du bassin de Paris est proposé. L'application des méthodes mises au point dans le chapitre I permet d'obtenir l'ensemble des données géométriques 3D haute résolution du Lias du bassin de Paris : épaisseurs, lithologies, paléobathymétries, accommodation et "subsidence". Ces données permettent une relecture de l'évolution géologique du bassin de Paris durant le Lias.

Chapitre V : Mesure et nature du contrôle tectonique des séquences de dépôts du Lias du bassin de Paris.

Les facteurs tectonique et eustatique sont mesurés en 3D durant le Lias. Cela conduit à une discussion de la nature de ces contrôles tectoniques, autant dans le temps que dans l'espace. Une origine géodynamique globale est proposée, à l'échelle de la plaque ouest-européenne, à ces déformations de la lithosphère enregistrées par la sédimentation au sein du bassin de Paris. Dans un troisième temps, le contrôle tectonique étant connu, un retour sur l'enregistrement sédimentaire permet de tester ou de développer les principes de la stratigraphie séquentielle.

Chapitre I

LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RESOLUTION MESURE DE L'ACCOMMODATION

PRINCIPES ET METHODOLOGIE

A. PRINCIPE DE LECTURE DE LA DEFORMATION DANS L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE

1. Nature et facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire
 - 1.1. La subsidence ou les facteurs tectoniques au sens large : déformation du substratum du bassin sédimentaire
 - 1.2. L'eustatisme
 - 1.3. Les apports et la production sédimentaires
2. L'accommodation
3. L'expression stratigraphique d'une variation du niveau marin relatif
 - 3.1. Définition
 - 3.2. Hiérarchisation des séquences
 - 3.3. Le concept de partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires
 - 3.4. Distorsion de l'enregistrement sédimentaire des différents ordres de séquences emboîtés
4. Conclusions

B. ACCES AUX GEOMETRIES SEDIMENTAIRES : LA METHODE DU "STACKING PATTERN"

1. Les outils diagaphiques
2. Identification des milieux de dépôts
3. Identification des unités génétiques
4. Hiérarchisation des séquences de dépôt
5. Corrélation des séquences de dépôts
6. Restitution des données 2D et 3D
7. Limites et validation de la méthode

C. LA MESURE DE L'ACCOMODATION

1. Définition et calage biostratigraphique
2. Mesure des épaisseurs sédimentaires
3. Correction des épaisseurs sédimentaires compactées
4. Estimation des épaisseurs érodées
5. Estimation des paléobathymétries / paléoaltitudes

D. MESURE DE LA SUBSIDENCE TOTALE

1. Correction de la déformation du substratum par la surcharge sédimentaire et par le poids de la tranche d'eau
2. Correction de l'eustatisme
3. Méthode d'inversion de la donnée stratigraphique
4. Critique de la méthode d'interpolation

Chapitre I

LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION MESURE DE L'ACCOMMODATION

PRINCIPES ET MÉTHODE

Notre objectif est de mesurer la déformation à partir d'informations stratigraphiques.

Le propos de ce chapitre est de faire le point sur les méthodes d'accès à haute résolution aux géométries des sédiments, puis dans un deuxième temps, de dégager les principes de mesure tridimensionnelle de la variation du niveau marin relatif de la mer (ou accommodation), somme des variations tectoniques et eustatiques (fig.I.1).

A. PRINCIPE DE LECTURE DE LA DÉFORMATION DANS L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE

I. Nature et facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire

La géométrie et la nature des sédiments à l'échelle d'un bassin sédimentaire sont contrôlées par un ensemble de facteurs que l'on peut séparer en deux groupes distincts (Einsele *et al.*, 1991) :

- les facteurs autocycliques (ou autogénétiques), internes au système sédimentaire (Beerbower, 1964) : ce sont des facteurs contrôlés par l'hydrodynamique même du système, tels que les phénomènes de vagues, courants ou tempêtes, en milieu marin, mais également l'avulsion des chenaux ou la migration des méandres en milieu continental. Ces facteurs expriment les variations de nature et de morphologie enregistrées par un milieu de dépôts : leur étude est le propos de la sédimentologie de faciès, qui permet d'établir un paysage pour un instant donné.
- les facteurs allocycliques (ou allogénétiques), externes au système sédimentaire que sont l'Eustatisme, la Tectonique et le Flux Sédimentaire (Kuenen, 1947 ; Miall, 1986) (fig.I.2) Ces facteurs sont l'objet de la stratigraphie, intégrant le facteur temps à la sédimentologie.

Les facteurs autocycliques expriment les variations de nature et de morphologie enregistrées par un milieu de dépôts, à tout autre facteur allocyclique constant. Les géométries sédimentaires engendrées par ces facteurs autocycliques ne sont donc pas généralisables à l'échelle du bassin sédimentaire : elles ne peuvent permettre de caractériser dans l'espace l'influence des facteurs tectoniques sur l'enregistrement sédimentaire. Seuls les facteurs allocycliques seront donc discutés dans cette étude.

1.1. Les facteurs tectoniques au sens large : enregistrement de la déformation du substratum d'un bassin sédimentaire.

La subsidence totale d'un bassin représente les mouvements verticaux de son substratum au cours du temps. Cette subsidence se subdivise en termes de subsidence tectonique, de subsidence thermique et en terme de déformation due à la charge sédimentaire ou subsidence gravitaire (Perrodon, 1983). Ces trois termes de la subsidence totale ne sont pas indépendants. Par exemple une augmentation du régime thermique de la lithosphère (remontée des isothermes), entraînant une subsidence thermique durant son retour à l'équilibre, peut être engendrée par un amincissement de la croûte continentale durant une phase d'extension. Cette période est caractérisée par une phase de subsidence négative, dans les premières phases du pré-rifting puis par une subsidence positive dite tectonique, durant le rifting lui-même. Ainsi subsidences

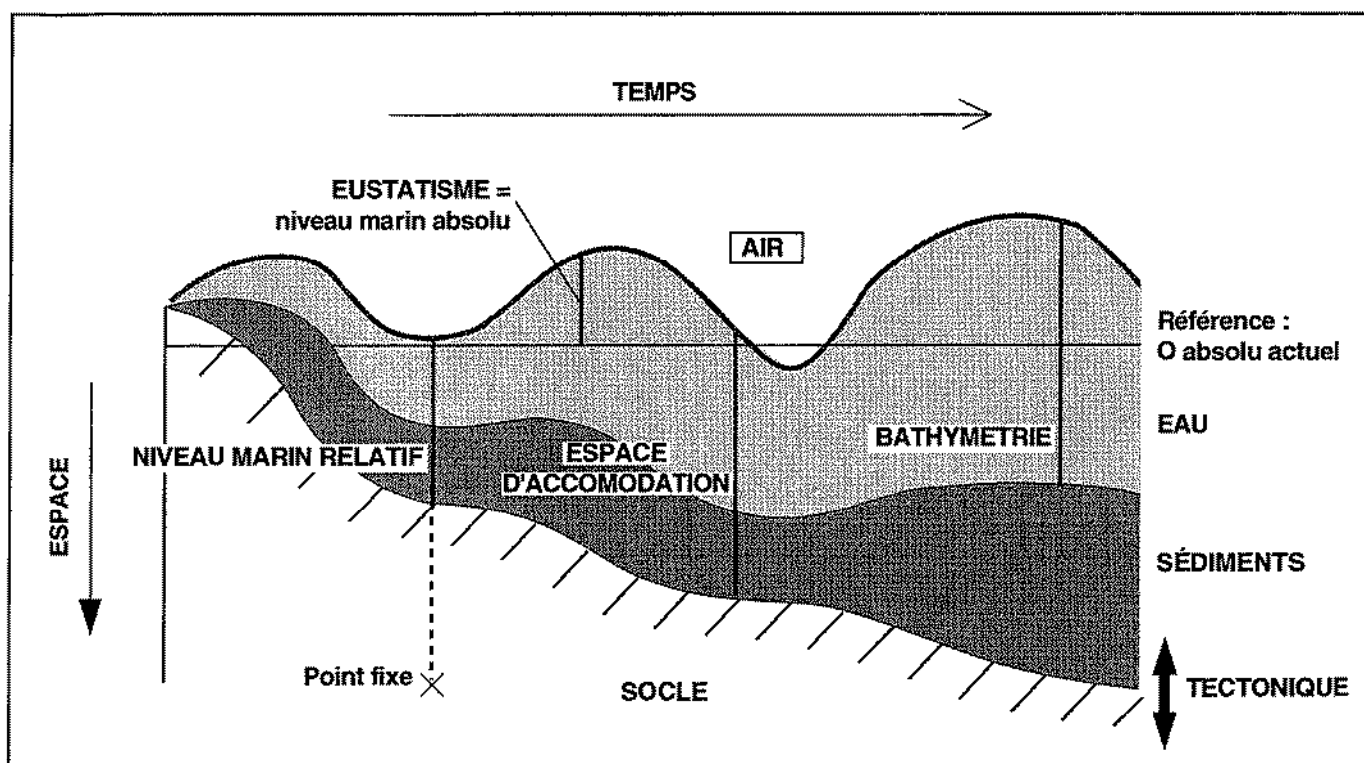


Figure I-1 : Définition de la bathymétrie, du niveau marin relatif, du niveau marin absolu (ou eustatisme) et de l'accommodation. On met ainsi en évidence que l'accommodation, indépendante du facteur allocyclique "apports sédimentaires", varie avec l'eustatisme dans le temps et avec les facteurs tectoniques au sens large, dans le temps et l'espace.

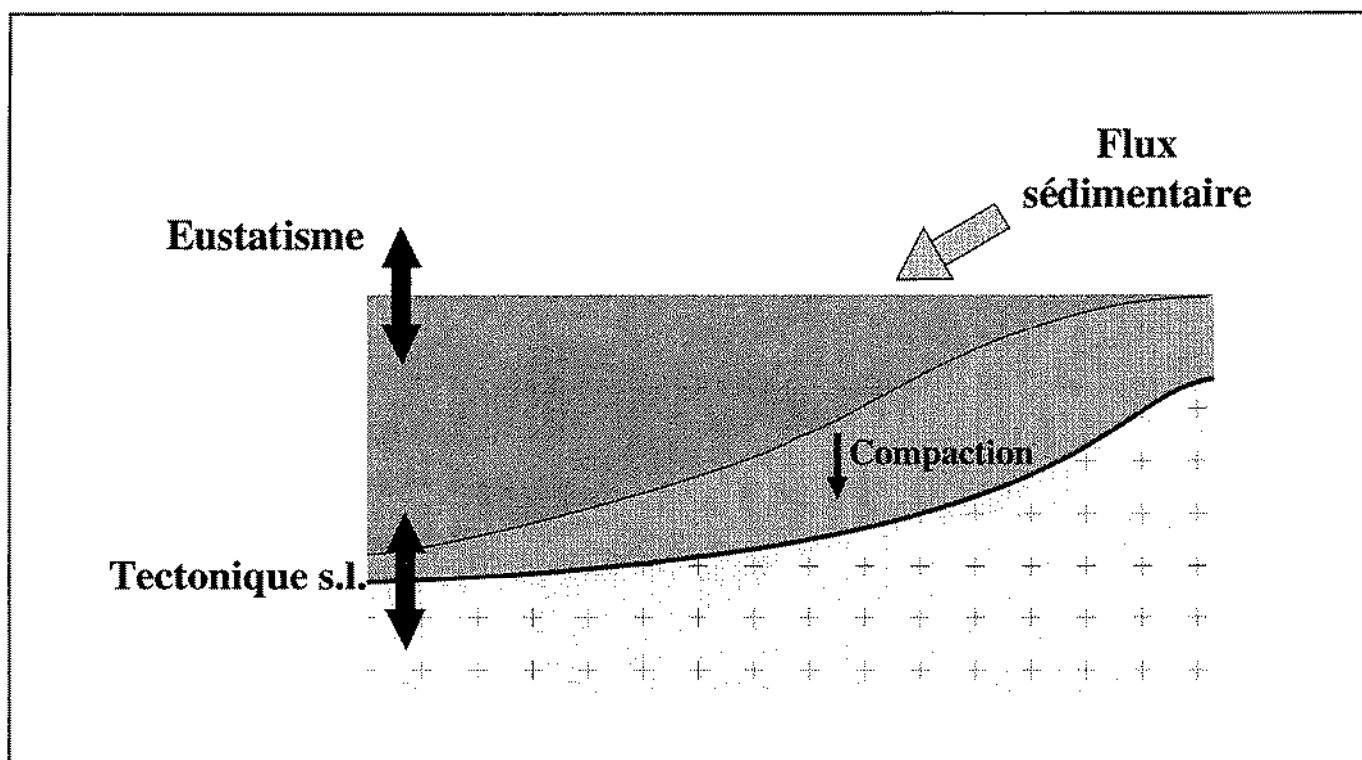


Figure I-2 : Principaux facteurs allocycliques contrôlant la nature et la géométrie de l'enregistrement sédimentaire. La compaction ne peut pas être définie comme un facteur allocyclique contrôlant la sédimentation mais elle joue un rôle majeur dans le contrôle des géométries sédimentaires, voire de la topographie du profil de dépôt.

tectonique, thermique et de charge se relayent dans le temps, durant la genèse et la maturation d'un bassin sédimentaire.

Dans le cas des bassins intracratoniques, trois échelles d'expression du contrôle tectonique au sens large sont distinguées (voir chapitre II) :

(1) - des déformations grande longueur d'onde, d'échelle supérieure au millier de kilomètres, liées à la Tectonique des plaques et plus spécifiquement aux mouvements géodynamiques aux limites des plaques (phénomènes de divergence, convergence ou décrochement). La durée de fonctionnement de ces phénomènes dépasse la dizaine voire la centaine de millions d'années, pour des amplitudes de quelques centaines de mètres.

(2) - des déformations à l'échelle de la centaine à quelques centaines de kilomètres, dites à moyenne longueur d'onde et correspondant à l'expression des déformations intraplaques. Ce sont donc également des phénomènes d'échelle lithosphérique, consécutifs des contraintes imposées aux limites des plaques. Il faut alors distinguer les déformations issues de variations du régime de contraintes dans le plan vertical ou le plan horizontal.

L'enregistrement des variations des contraintes verticales se résume principalement par le contrôle de l'isostasie, réponse de la lithosphère à une surcharge, d'origine crustale ou sédimentaire (voir paragraphe D. 1 de ce même chapitre).

L'importance des variations horizontales du régime de contraintes au sein d'une plaque lithosphérique a été soulignée principalement par Cloething *et al.*, 1985 (ainsi que Cloething, 1986 et 1988). Ces travaux montrent que des réorientations et des changements d'intensité d'environ quelques kilobars des champs de contraintes horizontales, contrôlés par les conditions aux limites de plaques, peuvent modifier la topographie des plaques lithosphériques en générant des zones de subsidence compensées par des zones voisines en surrection (notion de flambage ou de boudinage ; Martinod, 1991). Cela produirait des mouvements verticaux d'amplitude déca- à hectométrique, se produisant sur des durées de quelques millions à quelques dizaines de millions d'années. Ces déformations sont de natures différentes selon que l'on se place en domaine extensif, compressif ou décrochant.

(3) - des déformations à l'échelle de la dizaine à la centaine de kilomètres induites par les structures telles que les plis ou les failles, dites à courte longueur d'onde. Ces contrôles s'enregistrent de façon "instantanée", discontinue à l'échelle géologique, à l'échelle de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années. Certaines failles peuvent jouer sur plusieurs millions d'années : leur mouvement est en fait alors décomposé en une succession de rejeux enregistrés chacun individuellement de manière "instantanée" et continue.

Ces trois ordres de contrôle tectonique sont interdépendants. Par exemple, un contexte géodynamique compressif, engendrant un régime de subsidence tectonique à l'échelle du millier de kilomètres, permet le jeu de failles inverses, contrôlant alors les géométries des dépôts à l'échelle de la dizaine de kilomètres. Cependant, hormis ces constatations d'ordre qualitatif, on ne trouve guère de caractérisation quantitative des relations existant entre ces différentes échelles de contrôles structuraux, à la résolution temporelle de l'ordre de la centaine de milliers d'années. Des modèles analogiques ou numériques électromécaniques, permettent de calibrer les valeurs des seuils de rupture de fractures préexistantes ou non, dans les différentes lithologies de la croûte terrestre, et pour les différents niveaux structuraux de cette dernière (Davy & Cobbold, 1988). Des analyses sont également menées au sujet de la remobilisation d'accidents en fonction de la vitesse et de l'amplitude des déformations aux limites de plaques. Mais peu d'applications sont encore présentées dans le cadre du suivi historique d'un bassin sédimentaire intracratonique.

Il faut noter également que les études géodynamiques actuelles concernent l'état fini des déformations. Or, sauf peut être pour le rejeu d'accidents majeurs, les déformations grande et moyenne longueur d'onde sont des événements s'enregistrant d'une manière continue, mais avec des variations d'amplitude et de vitesse, sur la dizaine voire la centaine de millions d'années, donc dans un ordre de grandeur dans le temps bien

inférieur à celui auquel s'effectue une analyse de bassin par stratigraphie séquentielle, d'environ la dizaine à la centaine de milliers d'années. Nous allons donc rencontrer des difficultés au niveau de la connaissance du contexte géodynamique présidant à la mise en place des séquences sédimentaires que nous allons étudier, un seul événement tectonique majeur pouvant être identifié sur l'ensemble d'une série sédimentaire.

Cependant, en contrepartie, notre étude des séries sédimentaires enregistrant en continu la déformation, peut nous amener à comprendre le caractère continu ou discontinu de la déformation, ainsi que le relais existant entre les différents ordres de contrôles structuraux. Pour cela, nous reviendrons sur la quantification exacte dans le temps et dans l'espace dans l'enregistrement sédimentaire de ces différents ordres de contrôle tectonique.

1.2. L'Eustatisme

Les mouvements de l'interface air-eau, déterminant les successions de transgression, montée du niveau marin ou migration du littoral vers le continent, et de régression, baisse du niveau marin ou migration du littoral vers le milieu marin franc, sont décrits de trois manières (fig.I.1).

(1) On définit le niveau marin absolu ou eustatisme par rapport à un référentiel fixe indépendant de tout mouvement tectonique, par exemple le centre de la Terre (voir paragraphe A.1.1).

(2) Le niveau marin relatif est la distance entre le niveau marin et un point fixe du substratum du bassin. Autrement dit, le niveau marin relatif est la somme de l'eustatisme et de la subsidence totale.

(3) La profondeur d'eau ou bathymétrie est l'épaisseur de la tranche d'eau comprise entre l'interface eau / sédiments et l'interface eau / air. C'est la bathymétrie qui détermine en partie les conditions hydrodynamiques du milieu de dépôts, soit alors la nature et la structure des sédiments.

L'eustatisme représente les variations du niveau marin absolu de la mer : sa détermination revient donc à caractériser les variations du zéro absolu au cours des temps géologiques par rapport au zéro actuel (Suess, 1888).

On distingue dans un premier temps le tectono-eustatisme, contrôlant le volume et la géométrie de l'Océan mondial. Ce facteur est lié principalement aux phénomènes de cohésion ou de dislocation des masses continentales au cours du temps, dits cycles de Wilson. C'est donc la tectonique des plaques, modelant le volume et la géométrie des océans, qui contrôlera ces variations. Ces variations du niveau marin absolu sont identifiables à l'échelle du million d'années et leur amplitude peut atteindre deux à trois centaines de mètres (Allen & Allen, 1990). Schématiquement, lorsque les continents sont regroupés en une seule masse, le volume des bassins océaniques est maximal : un bas niveau eustatique est alors enregistré. Lorsque la masse continentale est fragmentée, une plus grande partie du domaine marin est constitué de domaines peu profonds, il y a alors augmentation de la superficie des marges continentales, entraînant une diminution du volume des bassins océaniques et une montée du niveau marin absolu (Kuenen, 1947 ; Hallam, 1984 ; Vail *et al.*, 1991). Des facteurs plus complexes, tels que la vitesse d'extension des rides médio-océaniques ou encore la vitesse d'enfoncement du "slab" au niveau des zones de subduction, rentrent également en compte (Pittman, 1978).

Si le volume de l'Océan mondial ne varie pas, le volume des eaux océaniques peut à son tour fluctuer : le glacio-eustatisme caractérise ces variations. Ces dernières enregistrent les périodes de glaciation (rétention des eaux continentales sous forme de calottes glaciaires) ou plus généralement les variations du climat à la surface du globe (modification global du cycle de l'eau par variations de température de l'océan mondial, changement du volume d'eau atmosphérique, rétention des eaux continentales en lacs ou aquifères, dilatation thermique de l'eau des océans). Ces variations glacio-eustatiques sont d'environ quelques dizaines à quelques centaines de mètres, sur des durées de l'ordre de 10 à 20 ka.

Les variations des paramètres orbitaux de la Terre que sont l'excentricité, l'obliquité et la précession de l'axe de la Terre semblent également induire des variations du niveau marin relatif : les périodes ainsi générées sont rassemblées sous le terme des cycles de Milankovitch (Milankovitch, 1920).

L'excentricité caractérise la forme plus ou moins elliptique de l'orbite terrestre : elle contrôle donc le contraste des températures entre été et hiver. L'obliquité est l'angle que font l'axe de la Terre et la normale au plan de l'orbite terrestre. Plus l'angle est faible, moins les calottes glaciaires sont ensoleillées. Enfin, la précession indique la distance Terre-Soleil pour une saison donnée (été ou hiver).

Les valeurs moyennes des périodes de ces trois facteurs astronomiques actuellement acceptées sont (Smith, 1994):

de 19 à 23 ka pour la précession, avec des extrêmes de 14 et 28 ka.

de 41 à 54 ka pour l'obliquité,

de 99 à 123 ka pour l'excentricité, la superposition de ces périodes du signal de l'excentricité permettant d'obtenir des signaux à 400 ka, 1300 ka et 2000 ka.

Cependant, du fait de la variation de la distance Terre-Lune au cours des temps géologiques, la valeur de ces périodes aurait varié. Il y a 500 Ma, les cycles de précession ont été calculés variant de 16 à 19 ka et ceux de précession de 30 à 36 ka (Imbrie *et al.*, 1980).

Une charte mondiale basée sur la corrélation inter-régionale des biseaux d'agradation cotière ou "onlaps" sur marges continentales (marqueurs des phases de transgression) a été publiée par Vail sur les datations de Haq *et al.* en 1987. Les auteurs y distinguent deux ordres de variations des mouvements eustatiques. Le premier est d'origine tectono-eustatique alors que le deuxième se rapporterait plus aux variations glacio-eustatiques. La véritable remise en cause de l'origine glacio-eustatique des variations eustatiques du premier ordre de Vail est venue de Pitman & Golovchenko, 1983, soulignant que bien peu d'arguments géologiques ou géophysiques étayaient l'existence de périodes glaciaires durant le Mésozoïque ou le Cénozoïque. Nombreux sont ceux qui se sont engagés dans cette voie de recherche, même si, comme le souligne Sloss (1991), certains néo-neptuniens persistent dans leur opinion du tout eustatique. Ainsi, la validité de ce second ordre, dans son acceptation de facteur global ou mondial, est largement critiquée (Rowley, 1992). De plus, la nature du découpage stratigraphique adopté et les datations absolues des limites de séquences ainsi distinguées peuvent être discutées (utilisation de datations indifféremment obtenues sur roches ignées et sur roches sédimentaires diagénétiques) (Odin & Odin, 1990 ; Gradstein *et al.*, 1994).

1.3. Les apports et la production sédimentaires

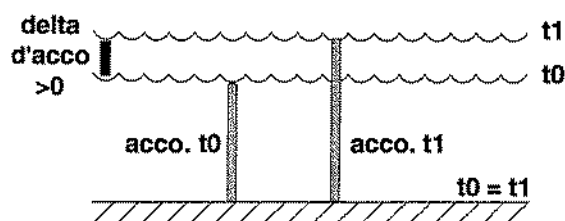
La masse des apports silico-détritiques arrivant dans un bassin dépend directement du bilan érosion-sédimentation établi le long du profil de dépôt du bassin étudié.

Le bilan érosif est fonction du contexte tectonique régnant et du climat contemporain aux dépôts. Le contexte tectonique contrôle la topographie de la région, l'érosion étant d'autant plus intense que les reliefs sont importants et les pentes fortes. Le climat contrôle de deux façons l'érosion continentale : d'une part, de fortes chaleur et pluviosité favorisent l'altération des substrats. D'autre part, le climat, à l'échelle de la Planète, contrôlé par les paramètres orbitaux de la Terre, joue également sur le niveau de l'Océan mondial. Or, l'incision et l'érosion fluviales sont d'autant plus efficaces que le niveau de la mer est bas vis à vis du cours des rivières.

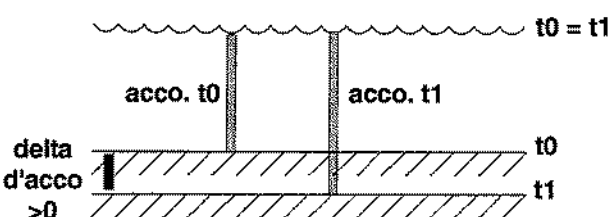
Le volume sédimentaire préservé dans un bassin dépend également du bilan érosion - sédimentation au sein même du milieu marin. En effet, les sédiments marins peuvent être érodés donc remobilisés pour être resédimentés plus loin. Par exemple, en phase de transgression marine, les dépôts de plage ou de "shoreface", défini comme la

CRÉATION D'ACCOMODATION

**SUBSIOENCE CONSTANTE
EUSTATISME CROISSANT
OU**



**EUSTATISME CONSTANT
SUBSIOENCE POSITIVE
OU**

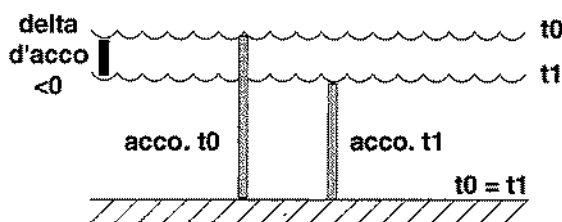


VIT. MONTÉE EUST. > VIT. SUB. POSITIVE

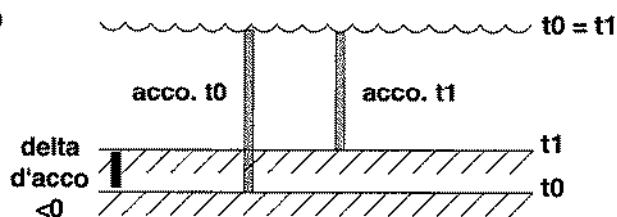
VIT. SUB. POSITIVE. > VIT. MONTÉE EUST.

SUPPRESSION D'ACCOMODATION

**SUBSIDENCE CONSTANTE
EUSTATISME DÉCROISSANT
OU**



**EUSTATISME CONSTANT
SUBSIDENCE NÉGATIVE
OU**



VIT. CHUTE EUST. > VIT. SUB. POSITIVE

VIT. SUB. NÉGATIVE > VIT. MONTÉE EUST.

Figure I-3 : Différents scenari justifiant la création ou la suppression d'espace disponible à la sédimentation, soit donc d'accomodation ou espace d'accomodation.

zone de déferlement de la houle, peuvent être remobilisés sous ce battement des vagues remontant vers le continent, et resédimentés plus en aval.

La spécificité de la production carbonatée vis à vis des apports détritiques est que cette production s'effectue au sein même du bassin, même si par la suite, ces sédiments carbonatés peuvent être remobilisés pour être sédimentés ailleurs (sédimentation bioclastique). On peut distinguer deux grands types de dépôts carbonatés (Walker, 1992):

- un premier type, chimique et biochimique, car il fait intervenir des micro-organismes, correspond aux sédiments carbonatés déposés par précipitation des carbonates grâce une activité bactérienne ou algale.

- le second type de production carbonatée est dit biologique car il fait intervenir des macro-organismes constructeurs, utilisant les carbonates pour se former une coquille ou un lieu de vie.

Faisant intervenir des organismes vivants, la production carbonatée sera donc sensible aux facteurs environnementaux contrôlés par des paramètres auto ou allocycliques que sont, la nature du substratum, la température, la profondeur d'eau, la circulation des eaux et la limite inférieure de la zone photique (limite de pénétration de l'énergie lumineuse) pour les facteurs allocycliques, la turbidité, la salinité ou encore l'agitation du milieu dite "énergie du milieu" pour les facteurs autocycliques. On peut cependant remarquer que ces facteurs peuvent être interdépendants, comme par exemple, la température et la circulation des eaux contrôlée par de grands courants globaux. Ces deux facteurs dépendant du climat à la surface de la planète, contrôleront la géographie des eaux marines riches en nutriments.

La nature même des organismes entrant en jeu et donc de la structure des sédiments carbonatés construits, dépendra également des lois biologiques régissant les écosystèmes, de la nature des individus, de la compétition entre les niches écologiques et entre les chaînes trophiques ainsi que de l'évolution des espèces.

2. L'accommodation

Pour suivre les mécanismes de préservation de volumes sédimentaires au cours du temps et dans l'espace, Jervy (1987) définit l'espace disponible à l'accumulation de sédiments sous le terme d'accommodation, espace créé par les phénomènes de subsidence et d'eustatisme, espace considéré en absence de sédimentation (fig.I.1). Les phénomènes de compaction de la série sous-jacente sont compris dans la subsidence s.l.. Ces deux facteurs que sont tectonique et eustatisme, définissent en effet les mouvements relatifs du substratum et de l'interface air/eau. Les variations d'accommodation enregistrent donc les variations du niveau marin relatif. L'accommodation doit être donc définie en tout point du bassin. Les deux facteurs tectonique et eustatique peuvent avoir des actions conjuguées ou opposées (Posamentier *et al.*, 1988) (fig.I.3). Utiliser l'outil "accommodation" a pour intérêt de se placer dans un espace libre des apports sédimentaires. La capacité de préservation d'une série sédimentaire sur une période donnée dépend de la vitesse de variation de l'accommodation (notion du "niveau de base" par Cross, 1988). Cependant l'épaisseur sédimentaire réellement préservée varie également en fonction du taux d'apport de sédiments détritiques arrivant dans le bassin, du taux de production carbonatée in situ et donc de la situation de la zone d'étude sur le profil de dépôts étudié.

Une augmentation de l'espace d'accommodation, plus rapide que le taux de sédimentation, permet d'enregistrer une phase de transgression alors qu'une diminution de l'espace d'accommodation ou une baisse de vitesse de création d'espace disponible devenant inférieure au taux de sédimentation s'exprime en régression. Une accommodation positive s'enregistre donc en termes de sédimentation alors qu'une accommodation négative s'enregistre dans une surface d'érosion. On sera en situation de "by-pass" lorsque l'accommodation sera durablement strictement nulle (fig.I.4).

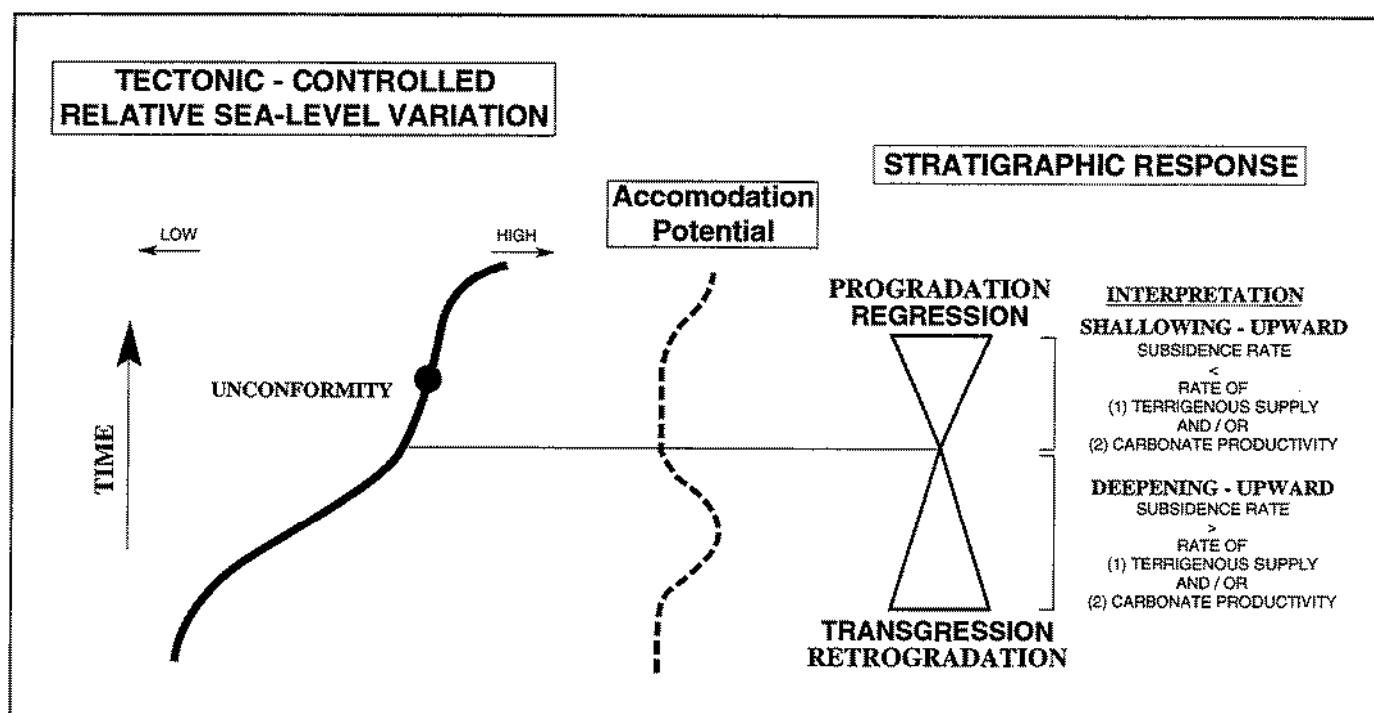


Figure I-4 : Exemple de réponse stratigraphique à une augmentation continue du niveau marin relatif, en fonction du rapport entre la vitesse d'accommodation et du taux des apports terrigènes et/ou de production carbonatée in situ (modifiée, Guillocheau 1995)

L'intérêt le plus direct de l'étude des variations de l'espace d'accommodation dans le temps et l'espace est que par sa définition, cet "outil" nous permet de nous affranchir de l'un des trois grands facteurs allocycliques majeurs dans le contrôle des systèmes sédimentaires, que constitue le facteur apports détritiques et/ou production in situ carbonatée. Cela permet de simplifier dans un premier temps notre approche de la compréhension des processus sédimentaires.

3. L'expression stratigraphique d'une variation du niveau marin relatif

3.1. Définition

L'expression stratigraphique d'un cycle de variation du niveau marin relatif comblé tout ou en partie par des sédiments est appelée séquence sédimentaire, et ceci quelles que soient la durée et l'amplitude de la variation du niveau marin relatif considérée. D'un point de vue stratigraphique, et à apports sédimentaires constants, la séquence sédimentaire correspond à un cycle d'avancée et de recul du littoral, c'est à dire à un cycle progradant (régressif) / rétrogradant (transgressif). Une séquence de dépôts est donc définie sur des critères sédimentologiques et géométriques (lecture des minima et maxima, de bathymétries en milieu marin, de paléoaltitudes ou de pentes en domaine continental) (fig.I.5 et 6).

Les maxima et minima de bathymétrie ne correspondant pas toujours aux extrema des variations du niveau marin relatif, les apports sédimentaires ou la production carbonatée in situ interviennent également dans ce processus. Si la vitesse d'apports ou de production sédimentaire est supérieure à l'augmentation du niveau marin relatif, il y aura alors diminution de la paléobathymétrie. Si la vitesse d'apports ou de production sédimentaire est inférieure à la vitesse de chute du niveau marin relatif, il y aura alors augmentation de la bathymétrie (fig.I.3 et 4).

La séquence de dépôt est divisée en cortège de dépôt ou "systems tracts" (Vail *et al.*, 1977), correspondant aux différentes phases de variation du niveau marin relatif de la mer (fig.I.1.7). Les dépôts mis en place durant la chute et le bas niveau relatif constituent le cortège de bas niveau marin ou "lowstand systems tract", les dépôts correspondant à la phase de remontée du niveau relatif de la mer constituent le cortège transgressif ou "transgressive systems tract". Enfin, les dépôts mis en place en fin de montée et en haut niveau marin relatif forment le cortège de haut niveau ou "highstand systems tract". Les cortèges de dépôt sont séparés par des surfaces spécifiques que sont la discordance de chute ou "unconformity", correspondant au point d'inflexion de chute du niveau marin relatif, la surface de transgression ou "transgressive surface", point d'inversion de tendance entre progradation et rétrogradation, et la surface d'inondation maximale ou "maximum flooding surface", point d'inversion entre rétrogradation et progradation (fig.I.7).

Dans un premier temps, le terme de séquence de dépôts a été défini comme un ensemble de sédiments, composant une succession de strates "génétiquement liées", délimité à sa base et à son sommet par des "discordances ou par des surfaces de concordance qui leur sont corrélatives" (Mitchum *et al.*, 1977), puis par une surface d'érosion ou un niveau de condensation, dite surface de non-conformité ou "unconformity", correspondant à la phase d'accélération de chute du niveau marin relatif (Sloss *et al.*, 1949, Fisher & McGowen, 1967 ; Vail *et al.*, 1977 ; Posamentier *et al.*, 1988).

Ces séquences, épaisses de quelques mètres, pour des durées comprises entre quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années, ont également été appelées paraséquences (Van Wagoner, 1985 ; Van Wagoner *et al.*, 1988) : les limites de ces paraséquences sont alors, en milieu marin, les surfaces de première inondation, correspondant à l'inversion de tendance entre la régression et la transgression, donc aux minima de bathymétrie (fig.I.8).

Par opposition, Embry, en 1993, renomme ces paraséquences en séquences transgressives - régressives. On notera également les appellations d'événements de

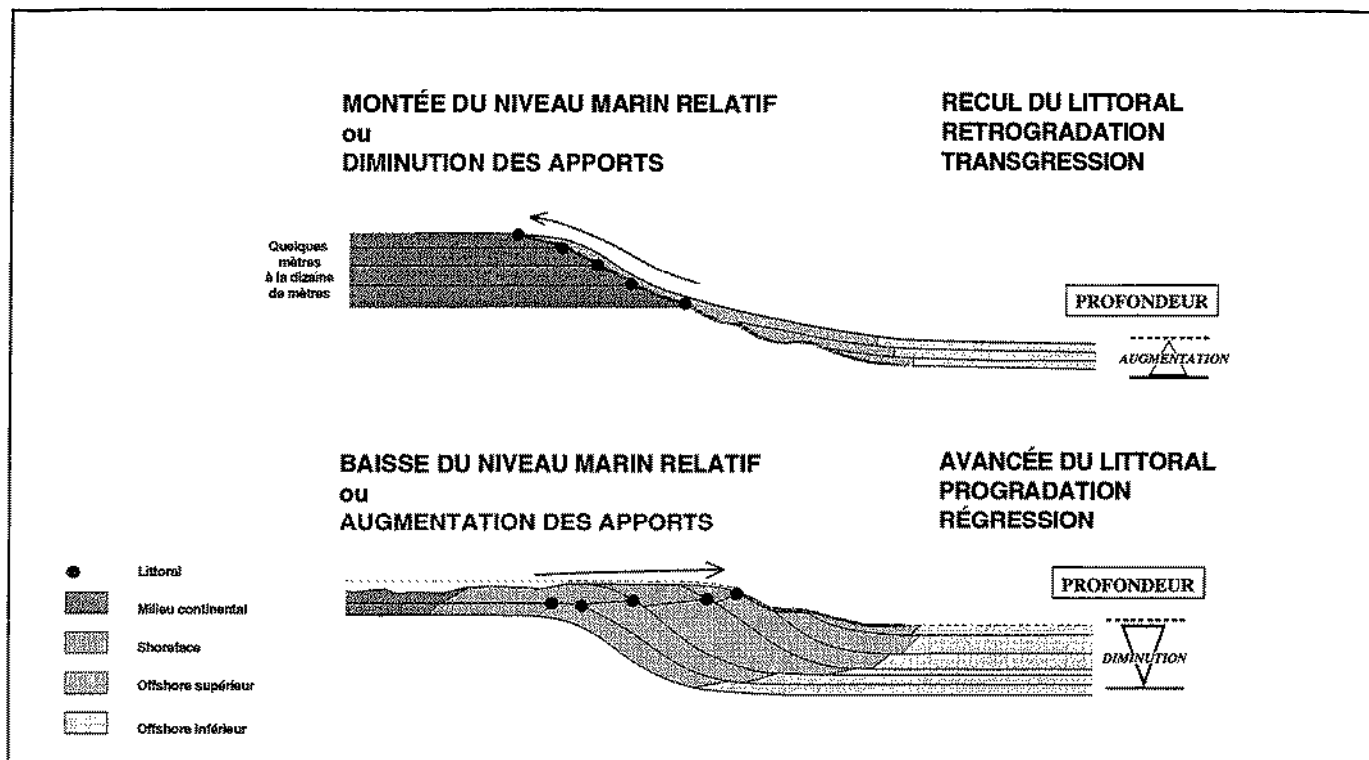


Figure I-5 : Expression stratigraphique d'une phase transgressive (en rétrogradation) ou régressive (en progradation), due soit aux variations du niveau marin relatif, soit aux variations des apports terrigènes. Caractérisation du déplacement de la ligne de rivage. Mise en évidence du partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires : on préserve préférentiellement les dépôts marins en progradation et les dépôts continentaux en rétrogradation.

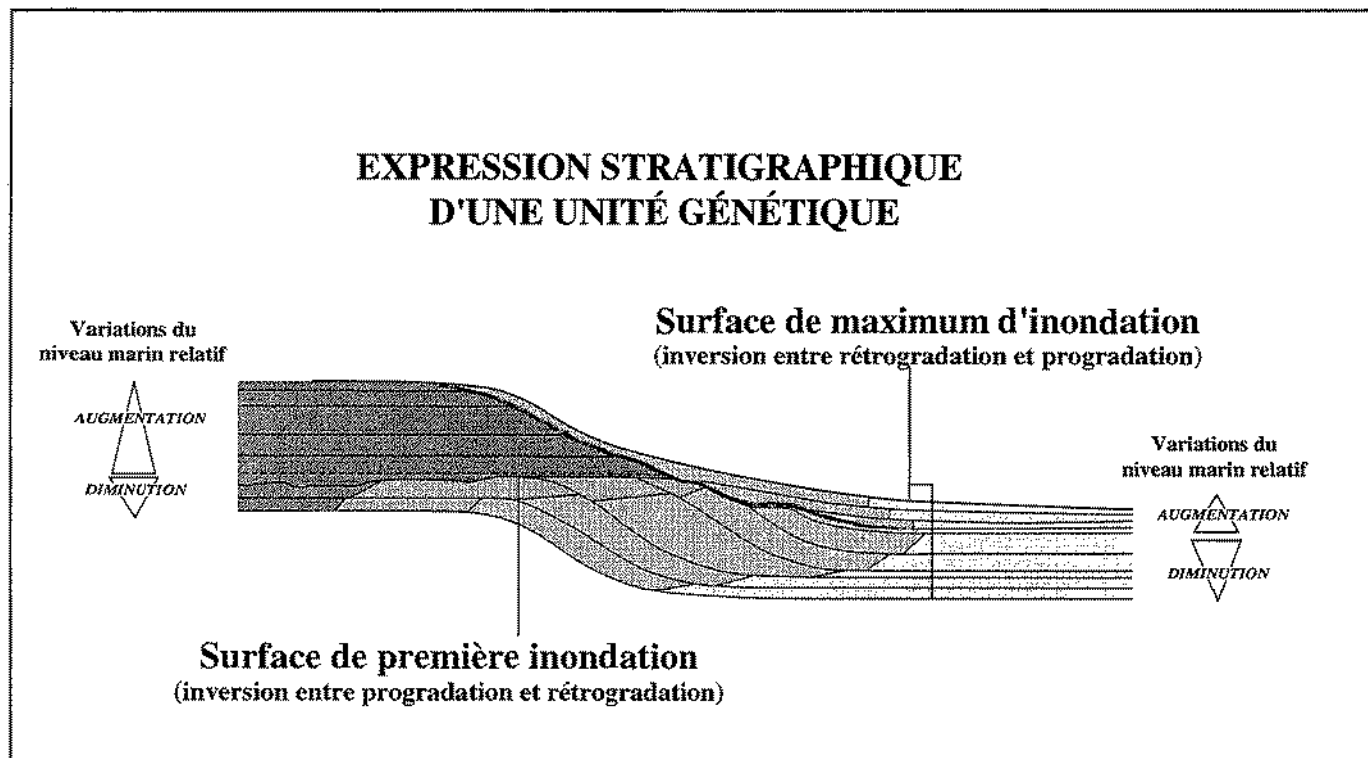


Figure I-6 : Expression stratigraphique d'une unité génétique, enregistrant les variations du niveau marin relatif de premier ordre. Définition des surfaces stratigraphiques majeures que sont la surface de maximum d'inondation, la surface de première inondation et la surface dite de non-conformité, correspondant à l'accélération de la chute du niveau marin relatif.

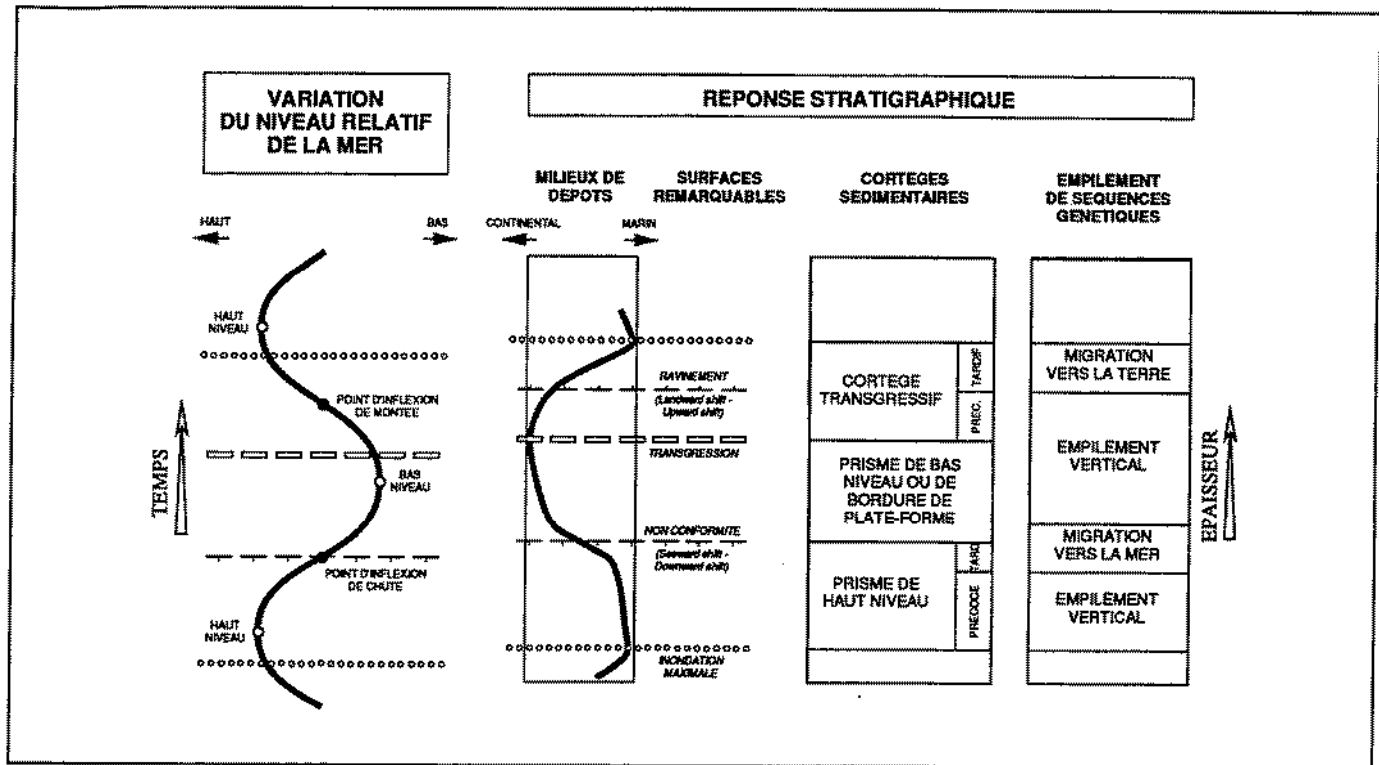


Figure I-7 : Réponse stratigraphique d'une variation cyclique périodique du niveau marin relatif de la mer : surfaces remarquables - correspondance des découpages en cortèges de dépôts (Posamentier & al., 1988) et en empilement vertical des unités génétiques (Cross, 1988). (d'après Homewood & al., 1992, modifiée Dromart, 1994)

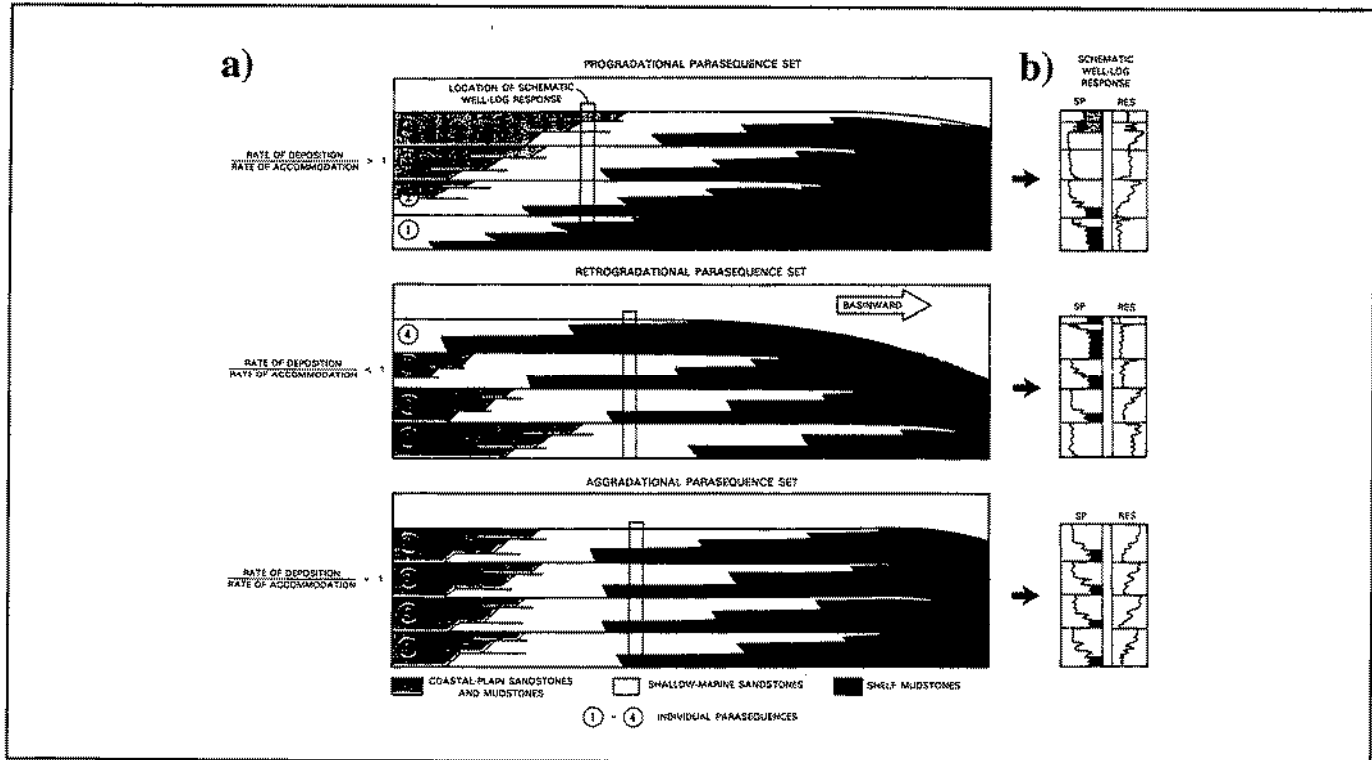


Figure I-8 :

- a) Représentation des paraséquences et des systèmes de dépôts ou "system tracts" dans une séquence sédimentaire. Les paraséquences se distribuent dans des ensembles progradants, rétrogradants ou en agencement vertical ("vertical stacking"), pour former les "systems tracts" d'une séquence sédimentaire.
- b) Stacking pattern des "paraséquences" en ensembles progradants, rétrogradants ou en aggradation verticale.
- (d'après Mitchum & Van Wagoner, 1991)

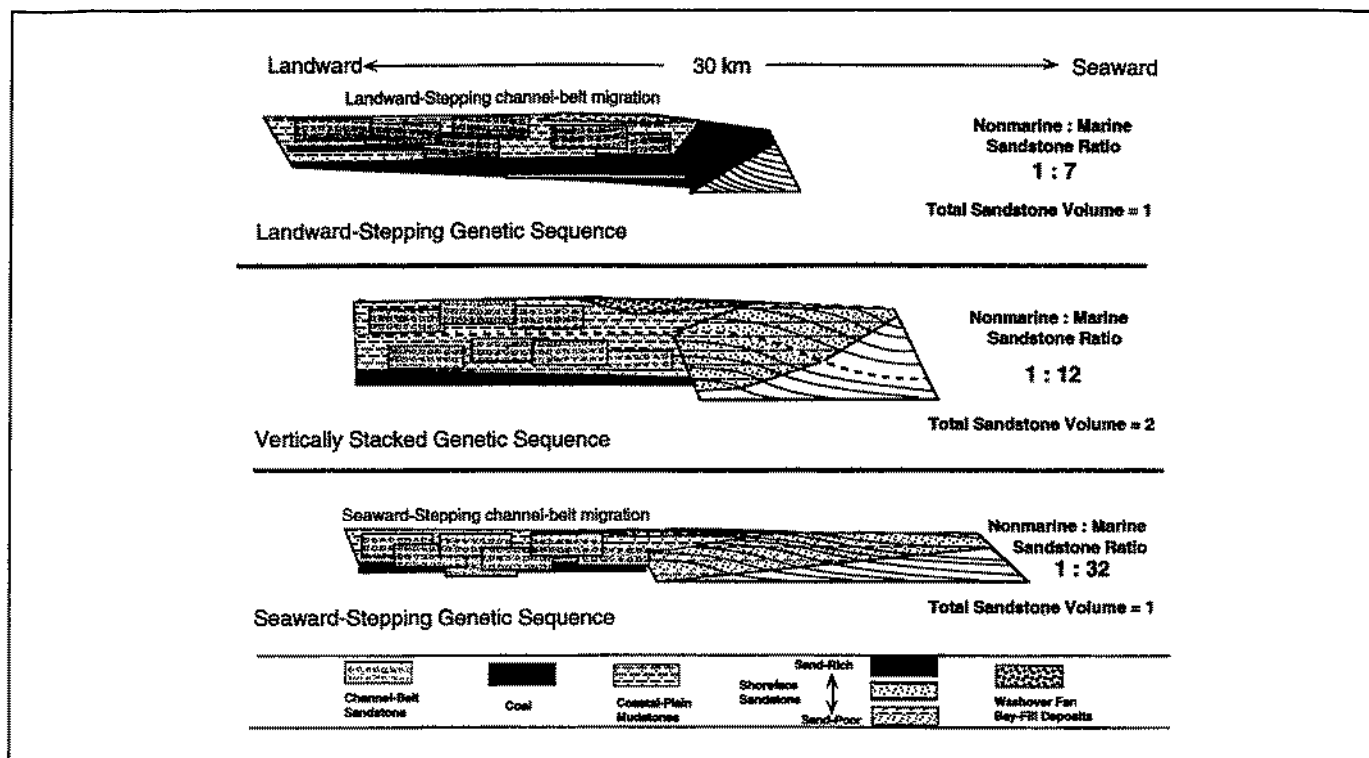


Figure I-9 : Partitionnement volumétrique de la plaine côtière aux environnements marins francs dans les Sables de Ferron, du Crétacé, dans l'Utah (d'après Gardner, 1993). Les ratios en volume de sable dans la plaine côtière et les faciès de plage, sont respectivement plus importants dans la phase de "landward stepping" que dans la phase de "seaward stepping" à l'échelle des séquences génétiques. Ces systématiques des ratios volumétriques soulignent les augmentations ou diminutions de l'accommodation : ainsi les apports sédimentaires sont préférentiellement préservés en milieu continental en phase de montée du niveau marin relatif (T.A.Cross & al., 1993).

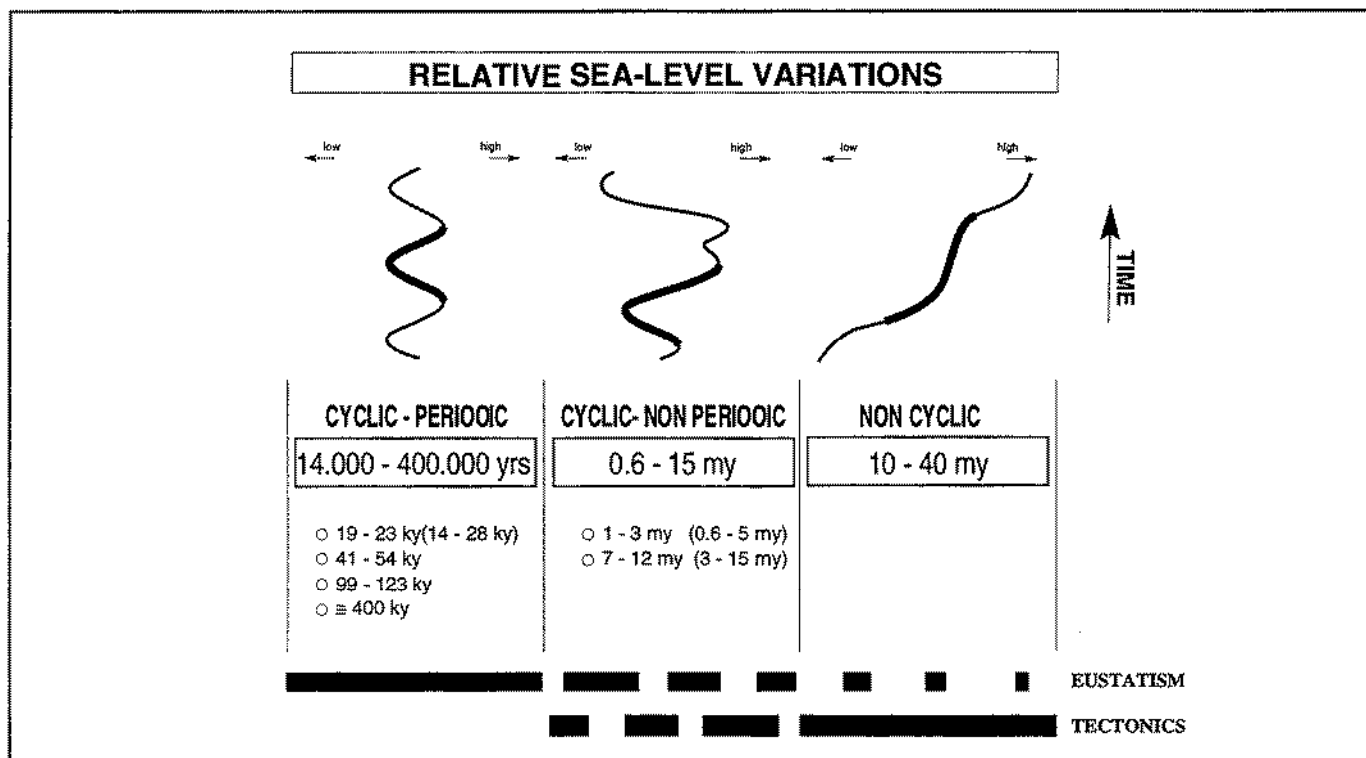


Figure I-10 : Les différentes natures de variations du niveau marin relatif et leurs durées relatives. Hypothèse sur les causes de ces différents signaux lisibles dans l'enregistrement sédimentaire (Guillocheau, 1995).

progradation par Cross, 1988, de PACs, pour Punctuated Aggradational Cycles, par Goodwin et Anderson, 1985 et d'épisodes de dépôts simples par Galloway, 1989, pour un ordre de variation du niveau marin relatif inférieur.

Enfin, Busch en 1971, repris par Cross, (1988), Galloway, (1989), Homewood *et al.*, (1992) et Eschard *et al.*, (1993), définit l'unité génétique comme une séquence sédimentaire délimitée par deux surfaces de maximum d'inondation, donc de bathymétrie, dites "Maximum flooding surfaces". L'unité génétique enregistre une montée et une chute du niveau marin relatif. L'unité génétique est alors la plus petite séquence identifiable dans l'enregistrement sédimentaire et enregistrant le plus petit ordre de variation du niveau marin relatif.

Cross *et al.* (1993), associent enfin l'unité génétique à un cycle de variation du niveau de base, intégrant à la fois les variations du niveau marin relatif (soit les variations de l'accommodation) et les variations du flux sédimentaire.

Certains attribuent à l'unité génétique une origine allocyclique climatique, liée aux variations glacio-eustatiques, alors de nature globale à l'échelle de la planète. Cependant, d'autres auteurs proposent que l'enregistrement sédimentaire répond à la "théorie du chaos déterministe", c'est à dire à un modèle de "phénomènes aléatoires donnant une impression d'organisation" (Slingerland, 1990). D'autres proposent des modèles "d'oscillations non forcées", par jeu d'oscillateurs non linéaires qui tendent à se synchroniser (Gaffin & Maach, 1991 ; Nicolis & Nicolis, 1991 ; Smith, 1994).

L'unité génétique, d'épaisseur de quelques mètres à la dizaine de mètres ne représente pas toujours la même durée de temps, tout d'abord car elle est soumise au modèle de partitionnement volumétrique des faciès et aussi car son enregistrement est fortement dépendant du régime de subsidence. Dans les zones de subsidence très forte, les unités génétiques peuvent correspondre véritablement au plus petit ordre de variations du niveau marin relatif, donc à des durées de quelques milliers d'années. A l'inverse, dans les bassins peu subsidents, il se peut que faute de création d'espace suffisant pour le piégeage de sédiments, dit espace d'accommodation, les plus petites unités préservées représentent quelques centaines de milliers d'années.

Cross (1988) utilise une nomenclature spécifique pour décrire la tendance générale de l'empilement d'unités génétiques au sein d'un cycle d'ordre inférieur.

"Seaward stepping" ou migration vers la mer représente la tendance générale de la succession des unités génétiques à la progradation.

"Landward stepping" ou migration vers le continent représente une tendance générale à la rétrogradation.

"Vertical stepping" ou empilement vertical enregistre une tendance générale à l'aggradation verticale (fig.I.7 et 9).

Les surfaces de première inondation ou de maximum d'inondation, à l'échelle de l'unité génétique, enregistrent donc respectivement, d'une part l'inversion de tendance entre le demi-cycle progradant d'une séquence de dépôt et le demi-cycle rétrogradant de la suivante, d'autre part l'inversion de tendance de la rétrogradation à la progradation, au sein d'une même unité génétique. Elles sont alors considérées comme l'enregistrement des inversions de tendances transgressives-régressives à l'échelle de séquences d'origine glacio-eustatiques, donc d'obédience mondiale. Ces surfaces ont donc une valeur de marqueurs isochrones.

3.2. Hiérarchisation des séquences de dépôts

Plusieurs ordres de séquences emboîtées peuvent être généralement distingués dans l'enregistrement sédimentaire : chaque ordre enregistre une fréquence de variation du niveau marin relatif.

Le fait a été établi qu'il est possible d'identifier des cycles ou séquences, présentant des taux d'emboîtement de cinq séquences en une de plus basse fréquence, ces dernières se regroupant à leur tour en séquences de fréquence encore plus basse, par paquets de quatre. Les durées de ces trois ordres de cycles emboîtés semblent compatibles avec des périodes de 20, 100 et 400 ka, fréquences pouvant résulter de la

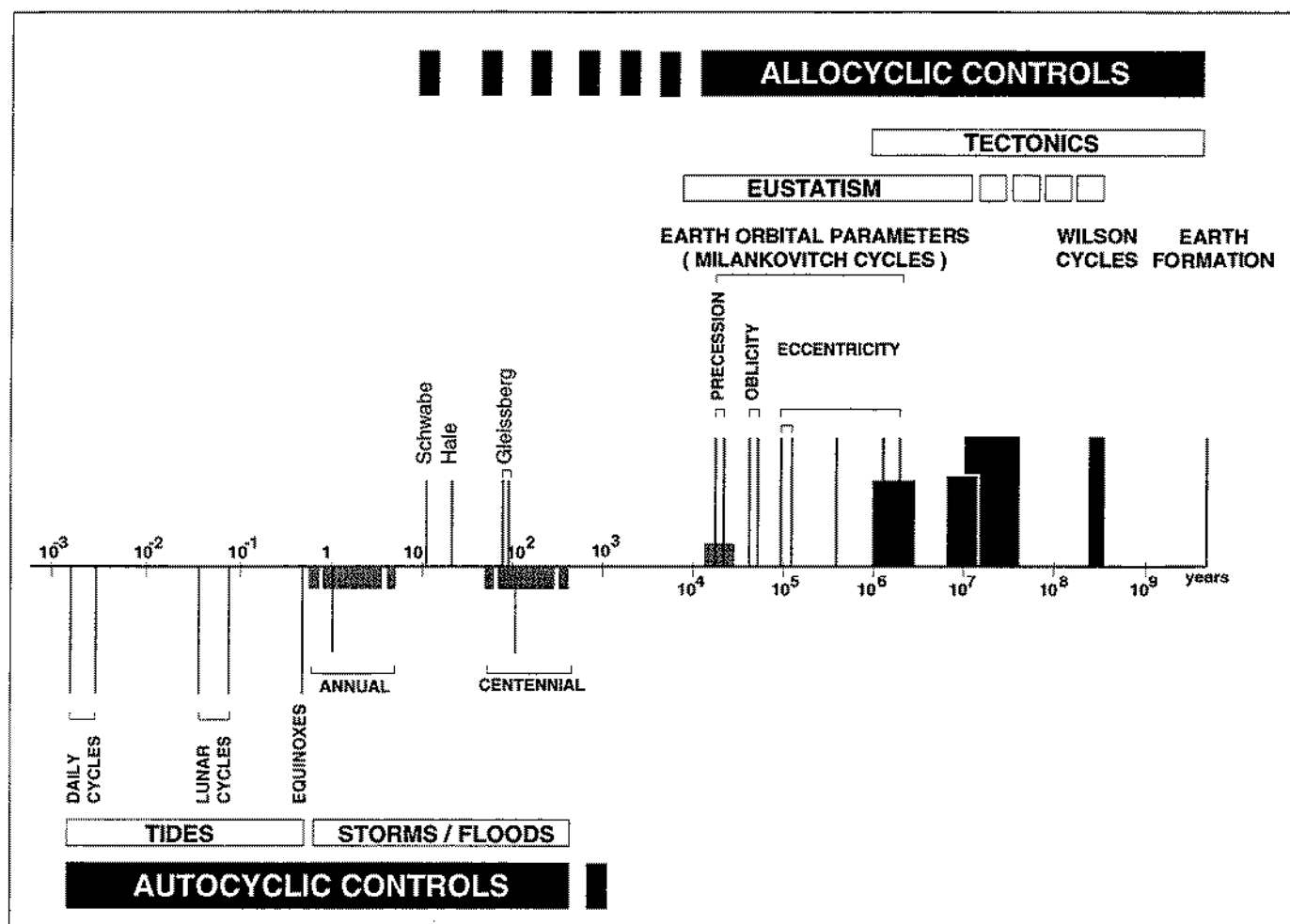


Figure I-11 : Les différentes natures de variations du niveau marin relatif et leurs durées relatives. Hypothèse sur les causes de ces différents signaux lisibles dans l'enregistrement sédimentaire (Guillocheau, 1995).

combinaison des paramètres orbitaux de la Terre (voir paragraphe 1.1) (Guillocheau, 1991 et 1995). Ainsi, on distingue des variations du niveau marin relatif cycliques et périodiques, avec des gammes dites hautes fréquences, étagées entre quelques dizaines et quelques centaines de milliers d'années, dont la cause la plus communément admise est celle de l'origine glacio-eustatique (fig.I.10).

On distingue également des variations cycliques mais non périodiques, de durée de 1 à 5 Ma, appelées signaux à moyenne fréquence. Les durées maximales sont de 10 à 15 Ma. Deux ordres peuvent être identifiés : un ordre dont la durée moyenne des fréquences varieraient entre 1 et 3 Ma, avec des extrêmes allant de 0,6 à 5 Ma et un ordre de séquences de durées de 7 à 12 Ma avec des extrêmes allant de 3 à 15 Ma. Actuellement, une origine mixte tectono-eustatique est acceptée comme à l'origine de ces séquences (fig.I.10).

Enfin on rencontre des signaux non cycliques et non périodiques, dits de basse fréquence, de durée comprise entre 10 et 40 Ma (Vail *et al.*, 1991 ; Guillocheau, 1991). Ces séquences enregistrent les variations de vitesse de subsidence. Les limites de ces séquences correspondent à des événements tectoniques globaux (Ziegler, 1988) (fig.I.10 et 11).

Notre propos est de mieux caractériser, dans le temps et l'espace, l'expression stratigraphique de ces différents ordres emboîtés de variations du niveau marin relatif, afin de mieux caractériser les facteurs allocycliques qui les génèrent.

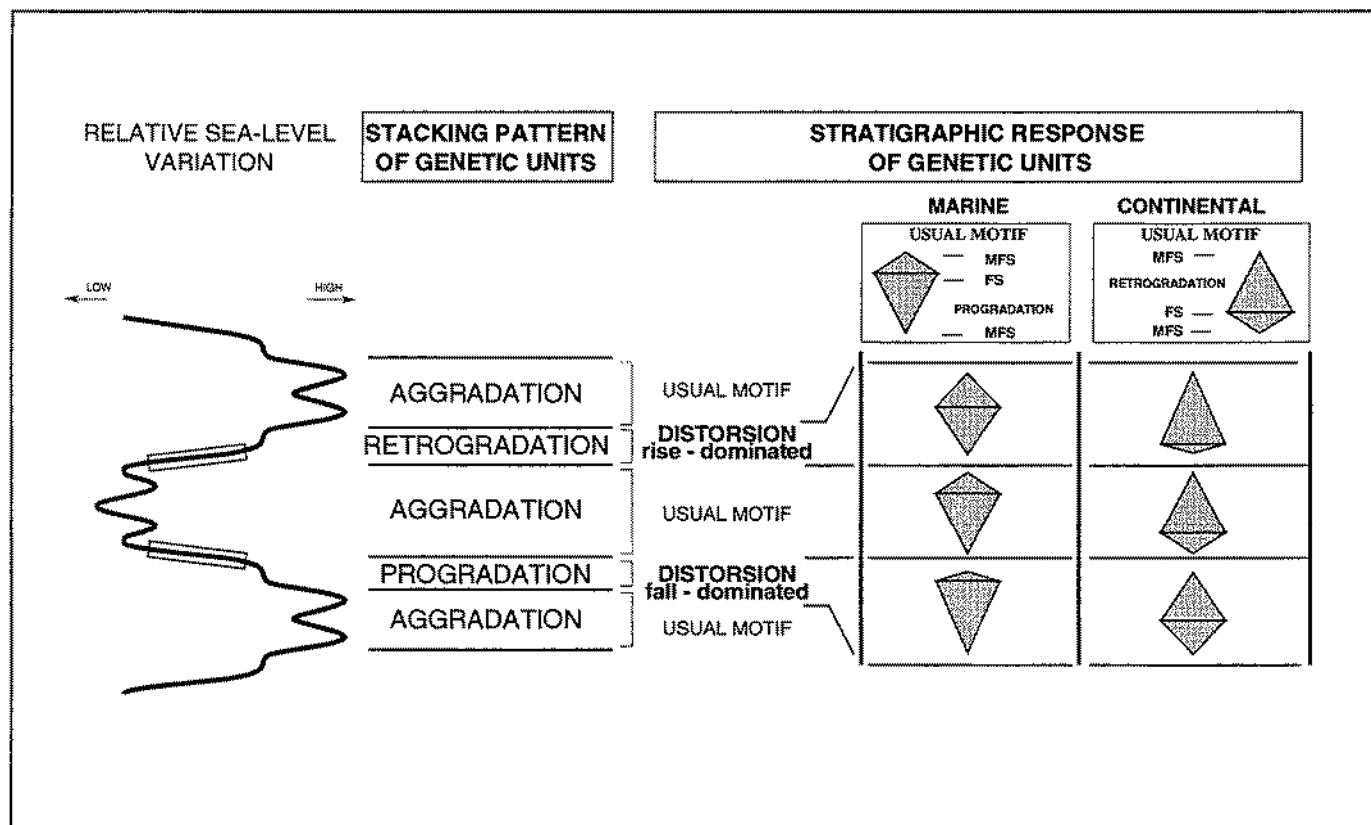
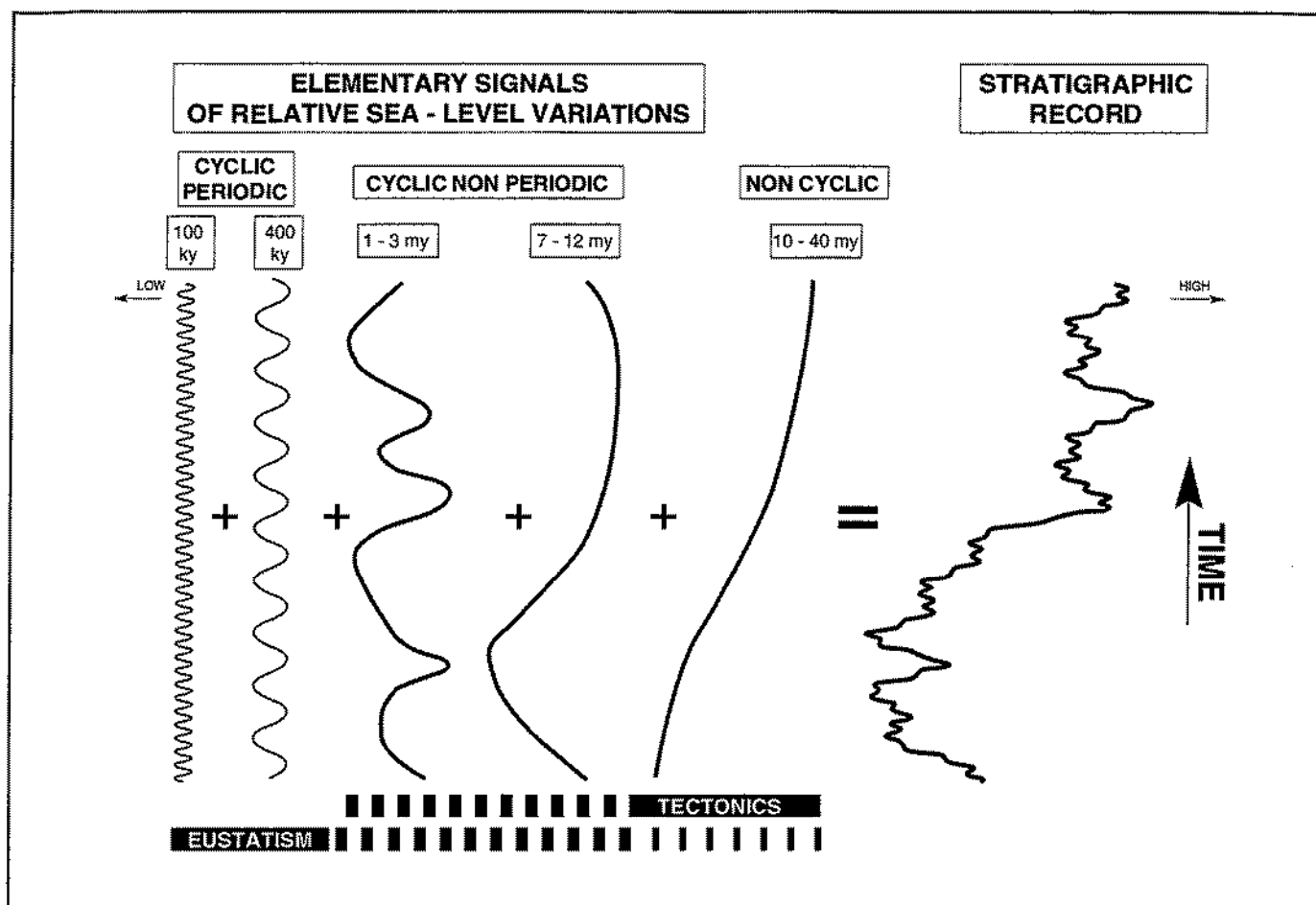
3.3. Le concept de partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires

L'enregistrement sédimentaire peut se faire sous trois états fondamentaux : préservation d'un volume sédimentaire, surface de transit ou de non-dépôt ("by-pass") et érosion.

La préservation d'un événement sédimentaire se fera de manière différente selon qu'il se placera en phase de progradation ou de rétrogradation, autrement dit de chute ou de montée du niveau marin. Ce phénomène est caractérisé par le concept de partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires. Ce terme regroupe la partition volumétrique des dépôts et/ou la partition de la nature des faciès dans l'espace. Le point de partitionnement des volumes sédimentaires sera donc le littoral.

Ainsi les environnements marins sont préservés durant les phases de progradation. On observe alors des phénomènes de transit ou même d'érosion en milieu continental. Les environnements continentaux sont préservés en phase de rétrogradation. On enregistre alors en domaine marin, des niveaux condensés dus à une chute des apports terrigènes, puisqu'ils sont tous piégés sur le continent. Le littoral, marquant la transition entre milieux marin et continental, et correspondant également à la zone de déferlement de la houle, est alors érodé en surface de ravinement, les sédiments correspondant étant remobilisés en milieu marin ou continental (Sonnenfeld & Cross, 1991 ; Cross *et al.*, 1993).

La conséquence principale du partitionnement volumétrique des faciès est qu'une unité génétique exprimera principalement sa phase de progradation en domaine marin et sa phase de rétrogradation en milieu continental. On peut formuler différemment cette constatation en notant qu'en position marine sur le profil de dépôts, l'enregistrement sédimentaire comportera préférentiellement l'enregistrement de la phase de chute du niveau marin relatif. Au contraire, en position continentale, seules les périodes de transgression ou de montée du niveau marin relatif seront préservées (Cross, 1988 ; Sonnenfeld & Cross, 1991). On observera donc des réponses dissymétriques et opposées pour un même cycle de variations haute fréquence du niveau marin relatif, selon où l'on se placera sur le profil de dépôts du bassin étudié (fig.I.6 et 9).



3.4. Distorsion de l'enregistrement sédimentaire des différents ordres de séquences emboîtées

L'expression stratigraphique de la somme des différents ordres de variations du niveau marin relatif se caractérise par la distorsion de l'enregistrement sédimentaire des différents ordres de séquences emboîtées.

La surimposition des différents ordres de variations ne permet pas toujours la distinction nette de ces différents ordres dans la lecture de l'enregistrement sédimentaire. De plus, l'enregistrement de ces derniers peut être plus ou moins représentatif des différentes amplitudes et fréquences de variations surimposées du niveau marin relatif.

Ainsi, si l'on se place dans le cas simple de la surimposition de deux ordres de variations du niveau marin relatif, (Cross, 1988 ; Guillocheau, 1990 ; Jacquin *et al.*, 1991 ; Guillocheau, 1995), la séquence de plus haute fréquence verra sa phase de chute préférentiellement enregistrée si cette séquence se place dans la phase de chute de la séquence d'ordre inférieur. De la même façon, elle verra sa phase de montée d'autant mieux développée qu'elle se situera dans la phase de montée de la séquence d'ordre inférieur. On introduit ainsi une dissymétrie de préservation des deux demi-cycles constitutifs des séquences d'ordre supérieur (fig.I.12).

Si à ce phénomène de distorsion, on ajoute les effets du partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires, alors en milieu marin, où la réponse sédimentaire est dissymétrique en faveur de la phase de chute du niveau marin relatif, la phase de montée de la séquence haute fréquence sera d'autant mieux exprimée, et la séquence d'autant plus symétrique, que cette séquence se placera dans une phase de montée d'ordre inférieur. Au contraire, en milieu continental, où seule la phase de montée du niveau marin relatif est enregistrée, la phase de chute pourra s'exprimer si la séquence haute fréquence se place dans la phase de montée de la séquence basse fréquence.

Par contre la signature des séquences haute fréquence en milieu marin et continental sera d'autant plus dissymétrique que ces séquences se placeront respectivement en phase de chute ou de montée du niveau marin relatif des séquences surimposées d'ordre inférieur (fig.I.13).

4. Conclusions

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle haute résolution permet de comprendre et de modéliser l'enregistrement stratigraphique à très haute résolution. Cette méthode permet de découper l'enregistrement sédimentaire en séquences sédimentaires contemporaines d'une même variation du niveau marin relatif, délimitées par des surfaces isochrones, sans plus tenir compte des lithologies transversées. Les milieux de dépôts mis en parallèle permettent de reconstituer, le long de transects à travers le bassin, les profils de dépôts correspondant à chaque intervalle de temps étudié. Différents ordres de séquences peuvent être distingués, représentant l'enregistrement stratigraphique de différents contrôles tectoniques ou eustatiques. Il faut souligner que l'unité génétique qui est l'unité de base identifiée dans l'enregistrement sédimentaire, est généralement considérée comme enregistrement des variations du paramètre allocyclique que constitue le facteur eustatique. L'étude du mode d'empilement de ces unités génétiques, contrôlé par des variations du niveau marin relatif, autrement dit du potentiel d'accommodation, met en évidence des contrôles d'ordre inférieur, issus soit de la somme des signaux eustatiques, soit de facteurs également allocycliques d'origine tectonique.

On constate cependant que si l'eustatisme, par définition phénomène global à l'échelle de la planète, est uniquement fonction du temps, les phénomènes tectoniques s'expriment de façon différentielle dans le temps et l'espace. Seule l'étude de la géométrie et de la nature des séquences sédimentaires par la méthode de la stratigraphie séquentielle haute résolution, non seulement sur une verticale, mais sur des transects 2D et surtout en

cartographie 3D nous permettra de distinguer un éventuel contrôle tectonique des séries sédimentaires.

La connaissance des différents contrôles tectoniques pouvant présider à la mise en place de séries sédimentaires, spécialement sous l'angle de leurs spécificités en termes de longueur d'ondes dans l'espace et de périodes dans le temps, nous a montré dans un premier temps que, puisque le contrôle pouvait être d'origine lithosphérique, la zone d'étude devait être si possible suffisamment grande dans l'espace pour pouvoir enregistrer des déformations à l'échelle du millier de kilomètres. De même, l'intervalle de temps étudié doit être suffisamment développé pour pouvoir observer des contrôles à l'échelle de la dizaine de millions d'années.

Une étude dans des échelles de temps et d'espace plus réduite, de part la distorsion des signaux, ayant pour origine la superposition des différents ordres de contrôle, ne permettrait pas de distinguer un éventuel contrôle tectonique grande longueur d'onde et donc de comprendre la distorsion que ce dernier pourrait induire sur les ordres de séquences supérieurs.

Enfin, plus le découpage stratigraphique dans le temps sera fin, plus il sera possible d'étudier l'enregistrement continu des facteurs tectoniques et eustatiques par les systèmes sédimentaires, et d'en déduire donc leur nature continue ou discontinue, ainsi que de mettre en évidence d'éventuelles phases d'accélération ou d'amortissement de ces phénomènes allocycliques.

B. ACCÈS AUX GÉOMÉTRIES SÉDIMENTAIRES : LA MÉTHODE DU "STACKING PATTERN".

Les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution permettent de reconstruire, dans un cadre géochronologique strict, la géométrie et la nature des séries sédimentaires en tant qu'enregistrement des variations du niveau marin relatif, caractérisant des variations de l'espace d'accommodation.

Les données les plus courantes sont les données de subsurface : puits carottés, enregistrés par diagraphies et données sismiques. Ce sont donc des données 1 ou 2D. Or, nous venons de montrer que seule une information 3D pouvait permettre de caractériser un éventuel contrôle tectonique dans l'enregistrement sédimentaire.

La méthode dite du "stacking pattern", basée sur l'étude de l'empilement des unités génétiques à partir des plus petites séquences génétiques identifiables sur données 1D (terrain, carottes ou données de subsurface), permet de hiérarchiser les différents ordres de séquences emboîtés et de corrélérer le découpage stratigraphique haute résolution ainsi obtenu de part et d'autre du bassin afin d'obtenir les géométries 3D des séquences de dépôts.

Dans le cadre de notre étude, cette méthode sera principalement appliquée sur des données de subsurface, et essentiellement des données diagraphiques.

1. Les outils diagraphiques

L'outil diagraphique permet d'obtenir l'enregistrement "continu" d'une caractéristique pétrophysique des formations traversées par un forage, en fonction de la profondeur. Les enregistrements effectués sont de deux type : les diagraphies instantanées réalisées pendant le forage et les diagraphies différées dont l'enregistrement est effectué après arrêt de la foration. Cette étude s'appuie sur les diagraphies différées, dites conventionnelles, en opposition avec les outils "géochimiques" et "haute résolution", utilisés classiquement pour définir la lithologie et les caractéristiques "réservoir" des formations. Ces outils ont un pouvoir de résolution verticale d'environ la trentaine à la soixantaine de centimètres. Dans le cadre de cette étude, sur les quelques 500 puits disponibles au Lias et au Crétacé dans le bassin de Paris, les outils les plus communément enregistrés sont le "gamma-ray", diagraphie mesurant la radioactivité naturelle totale de la formation traversée, le "sonic", enregistrant le temps de parcours d'une onde sonique, la mesure de la densité des formations et les mesures de résistivité (Serra, 1979)

Mesure de la radioactivité naturelle totale :

La désintégration des atomes instables présents dans l'horizon testé traduit une radioactivité naturelle se manifestant par l'émission de rayonnements α , β et γ . Cette radioactivité est essentiellement produites par trois éléments majeurs : l'uranium, le thorium et le potassium (Serra, 1979). Au cours de l'enregistrement par l'outil Gamma-Ray (Schlumberger, 1987), seul le rayonnement γ , exprimé en unité API (American Petroleum Institute) est mesuré. Les roches ou minéraux sédimentaires susceptibles de renfermer de ces éléments radioactifs sont essentiellement les argiles, les grès feldspathiques ou micacés, les arkoses et grauweekes, les formations évaporitiques ou des illites pouvant contenir des minéraux potassiques, des formations gréseuses pouvant renfermer des minéraux lourds (sables de plage, par exemple), des fragments lithiques de roches plutoniques ou métamorphiques ainsi que des dépôts auxquels l'uranium est fréquemment associé, tels que les niveaux riches en matière organique ou en phosphates.

Mesure de la vitesse de propagation du son

L'outil sonique dit compensé, (Serra, 1979), envoie un train d'ondes acoustiques dans la formation et mesure le temps mis par la première onde longitudinale pour parcourir la distance séparant l'émetteur du récepteur. Ces mesures, exprimées en microsecondes par

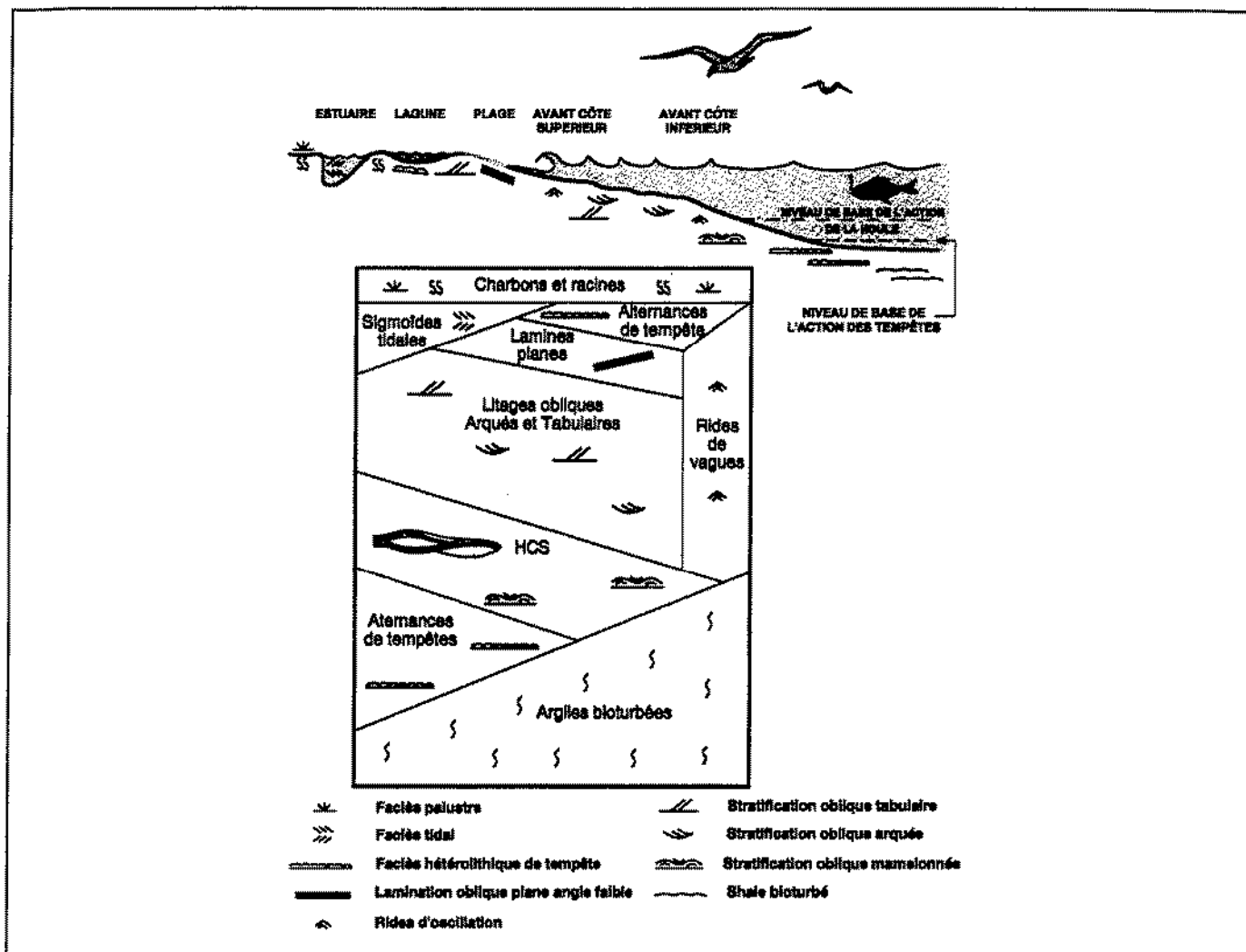


Figure I-14 : Diagramme de succession et de substitution latérale de faciès en domaine littoral dominé par la houle (Homewood & al., 1992).

Cylindrical	Funnel Shaped	Bell Shaped	Symmetrical	Irregular
Clean, No Trend	Abrupt Top Coarsening Upward	Abrupt Base Finning Upward	Rounded Base and Top	Mixed Clean and Shaly, No Trend
0 150	0 150	0 150	0 150	0 150
aeolian, braided fluvial, carbonate shelf, reef, submarine canyon fill	crevasse splay, distributary mouth bar, clastic strand plain, barrier island, shallow marine sheet sand- stone, carbonate shoaling- upward sequence, submarine fan lobe	fluvial point bar, tidal point bar, deep sea channel, some transgressive shelf sands	sandy offshore bar, some transgressive shelf sands, amalgamated CU and FU units	fluvial floodplain, carbonate slope, clastic slope, canyon fill

Figure I-15 : Les plus communs faciès diagaphiques définis à partir de l'interprétation de nombreux exemples de logs carottés (Walker & James, 1992).

piéd, sont fonction de la composition minéralogique de la roche, de sa structure (homogénéité du sédiment), de sa texture (taille et forme des grains et des pores, nature des contacts, répartition et connexion des pores), de son degré de compaction, de sa porosité et de la nature des fluides présents.

Mesure de la résistivité des formations :

Les outils de résistivité ont tous pour principe l'enregistrement d'un signal électrique ou électromagnétique par un récepteur situé à une certaine distance de la source émettrice. On distingue en effet les microdispositifs, possédant un rayon d'investigation réduit, effectuant une lecture de la donnée pétrophysique dans la zone contaminée par le filtrat de boue de forage, et les macrodispositifs, dont le rayon d'investigation est plus important, effectuant une mesure plus proche de la résistivité de la formation traversée. La résistivité d'une roche est influencée par la composition de la roche (tous les minéraux sauf le graphite, les sulfures et les éléments natifs sont des isolants, ainsi que les hydrocarbures), la nature et le pourcentage de fluides présents, la texture et la structure de la formation, la température, cette dernière favorisant la conductivité d'une formation.

La qualité des données diagaphiques disponibles pour chacun des puits du bassin de Paris est hétérogène. Elle dépend de l'âge du puits, les techniques ayant profondément été améliorées ces dix dernières années, et du budget de la compagnie commandant le forage permettant l'enregistrement d'outils diagaphiques plus ou moins nombreux et performants.

Cependant, le bassin de Paris étant constitué de formations principalement détritiques, le couple diagaphique gamma-ray / sonic, si possible complété d'une résistivité est généralement suffisant pour caractériser correctement les formations rencontrées.

2. Identification des milieux de dépôts

L'identification des milieux de dépôts se fait sur carottes ou affleurements. Cette démarche relève de la sédimentologie de faciès. Elle se décompose en quatre étapes (Homewood *et al.*, 1992) :

- l'observation des faciès sédimentaires,
- la déduction des processus de dépôts,
- l'identification des associations de dépôts et donc du milieu de dépôts,
- la construction du modèle sédimentologique, avec la proposition d'un profil de dépôts et de ses motifs sédimentaires en équivalence latérale de faciès.

La description des faciès sédimentaires intègre la lithologie, les structures sédimentaires et le contenu biologique. Les processus de dépôts recouvrent l'ensemble des phénomènes physiques, chimiques et biologiques conditionnant la nature de la sédimentation. Les caractéristiques hydrodynamiques de processus physiques à l'origine des structures sédimentaires sont déterminées par analogie avec les processus actuels ou éventuellement par comparaison avec des modèles analogiques, effectués en laboratoire. De même, les processus chimiques et biologiques sont identifiés par comparaison avec les phénomènes chimiques actuellement observés en milieu naturel, ou par rapport aux connaissances actuelles des écosystèmes.

Souvent un faciès sédimentaire n'est pas exclusif d'un milieu sédimentaire. C'est alors sa position dans la séquence sédimentaire, traduisant une position sur le profil de dépôts, qui permet de lever l'indétermination.

La répartition spatiale des différents faciès sédimentaires caractérise un profil de dépôts et leur attribue une position relative entre un pôle proximal et un pôle distal, la référence restant le littoral.

Des diagrammes de substitution latérale et de succession de faciès (Homewood *et al.*, 1992), permettent alors d'intégrer sur un schéma, indépendamment du temps, tous les faciès sédimentaires identifiés et leurs positions latérales relatives (fig.I.14).

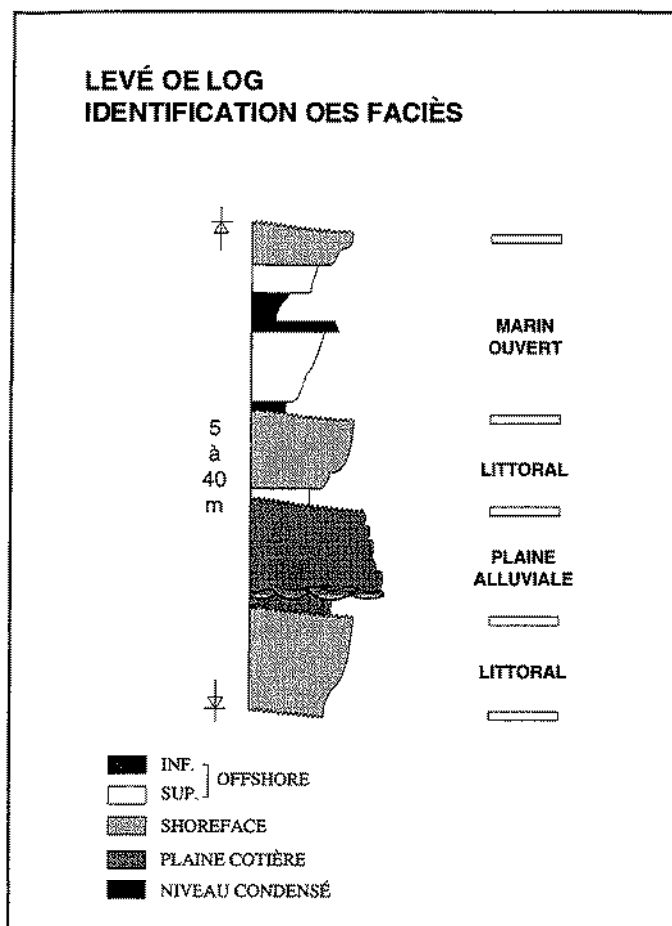


Figure I-16 : Levé de log et identification des faciès sur coupe (ou sur carotte).

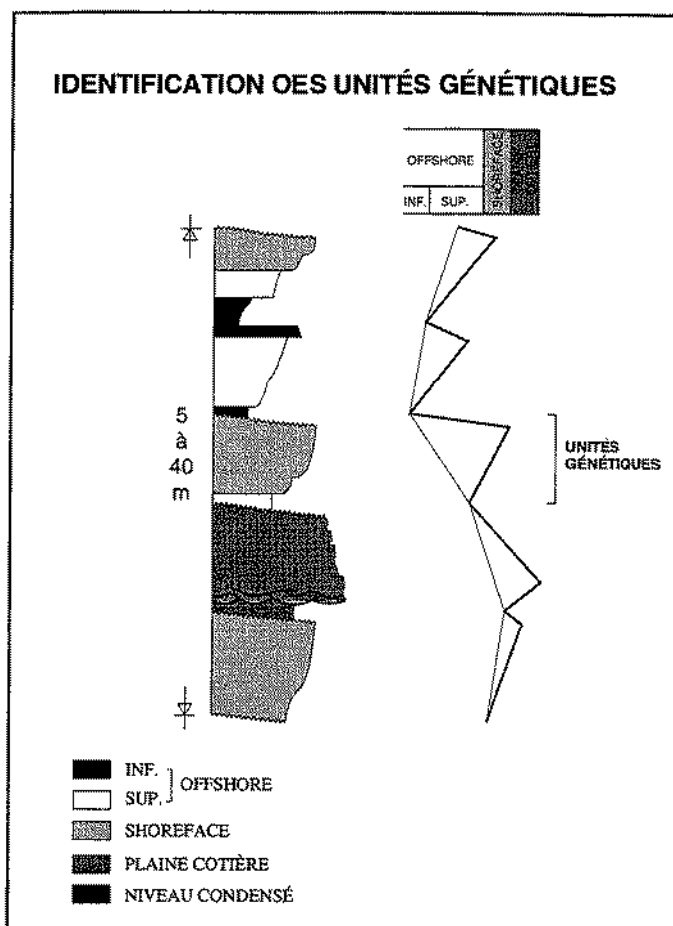


Figure I-17 : Identification des unités génétiques.

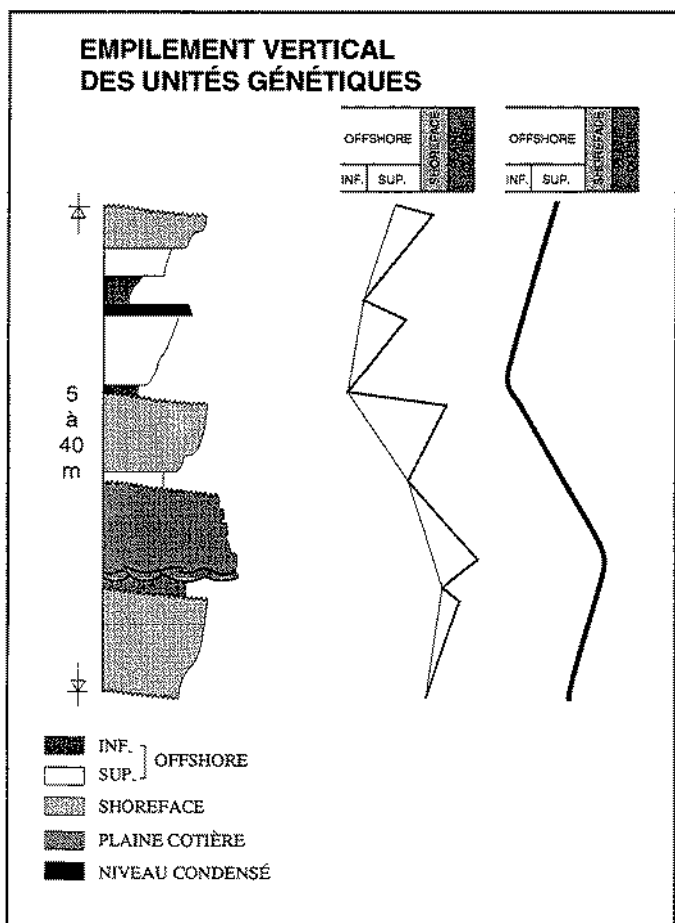


Figure I-18 : Empilement vertical des unités génétiques.

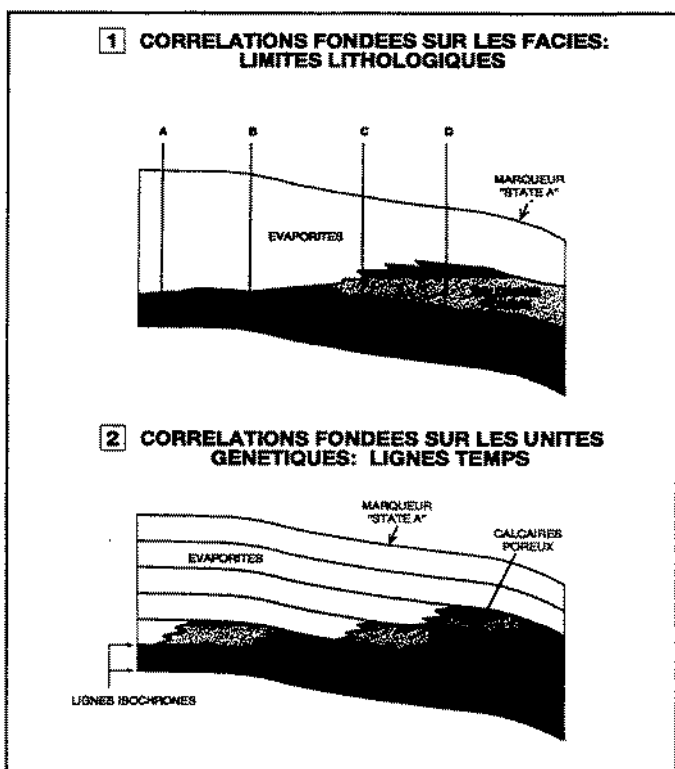


Figure I-19 : Contribution de la stratigraphie génétique à la validité des corrélations : différence entre des corrélations entre quatre puits fondées (1) sur les similarités de faciès et donc de lithologies, et (2) sur l'empilement des unités génétiques - Cas du Glenburn Field (Paléozoïque du bassin du Williston). Dans le deuxième cas, la connaissance de la zonation des faciès le long du profil de dépôts ainsi que la tendance verticale d'empilement des unités génétiques, permettent de prédire l'architecture des faciès et ce, malgré le peu d'informations de puits (Homewood & al., 1992).

Les milieux de dépôts ainsi déterminés sur une verticale d'un puits carotté ou d'un affleurement, peuvent alors être mis en parallèle avec l'enregistrement diagraphique obtenu sur la même verticale. A chaque unité génétique, caractéristique d'une évolution du profil de dépôts, vers un pôle distal pour une phase de transgression ou un pôle proximal pour une phase de régression, est associé un faciès diagraphique regroupant des caractéristiques morphologiques et éventuellement quantitatives de l'enregistrement diagraphique (fig.I.15). Ces faciès diagraphiques pourront ainsi se lire directement en termes de milieux de dépôts et de variations du niveau marin relatif à l'échelle des unités génétiques.

3. Identification des unités génétiques

L'identification des unités génétiques se fera par distinction des plus petites variations du niveau marin relatif, identifiables sur carottes et sur diagraphies (fig.I.16). Leur épaisseur est généralement métrique à plurimétrique. Une unité génétique est définie entre deux surfaces de maximum d'inondation, donc entre deux inversions de tendance entre rétrogradation et progradation. Lorsqu'une unité génétique comprend des faciès marins peu profonds, elle est définie entre les deux faciès les plus distaux. En milieu marin ouvert, cela correspond à deux maxima de profondeur. En milieu continental, là où le partitionnement volumétrique des faciès ne permet pas la préservation de la phase de chute du niveau marin, et donc la conservation d'un demi-cycle de variation du niveau marin relatif, l'unité génétique sera définie entre deux faciès les plus proches du littoral, les moins "continentaux".

Si cette détermination est efficace sur puits carottés, le travail peut être plus ardu sur diagraphies, outil dont la résolution de l'ordre de la soixantaine de centimètres ne permet parfois l'identification d'une lithologie globale qu'à l'échelle de l'unité génétique. Ce n'est alors que leur agencement vertical des unités génétiques et leur évolution sur le profil de dépôts qui permet de savoir où l'on se place dans le contexte paléogéographique supposé.

Les unités génétiques ayant été définies, leurs surfaces de première inondation et de maximum d'inondation, considérées de nature isochrone, seront les lignes qui seront corrélées au travers du bassin.

4. Hypothèse de hiérarchisation des séquences de dépôts sur une verticale

L'étude de l'agencement vertical des unités génétiques permet de mettre en évidence des tendances évolutives impliquant plusieurs unités, vers le pôle marin ou le pôle continental. Le premier ordre de regroupement des unités génétiques est appelé groupement d'unités génétiques. Cet ordre de séquence permet d'intégrer, au contraire de la simple unité génétique, l'ensemble du profil de dépôts du bassin étudié car, enregistrant une variation du niveau relatif de la mer d'un ordre inférieur et d'amplitude plus importante, le groupement d'unités génétiques enregistre un déplacement plus important des paléoenvironnements le long du profil et ainsi permet de regrouper l'ensemble des faciès rencontrés. Les groupements d'unités génétiques seront alors les cadres des corrélations intra-bassins des unités génétiques elles-mêmes puisqu'ils seront moins caractéristiques d'un environnement de dépôt local et donc moins sensibles aux éventuels facteurs autocycliques.

Mais ces groupements eux mêmes peuvent dessiner des tendances à la migration vers la mer, vers la terre ou à l'empilement vertical (comme cela a été défini au paragraphe A.3.2) à l'échelle de séquences d'un ordre inférieur. On peut ainsi définir deux à six ordres de séquences emboîtées (fig.I.18). Cette hypothèse d'agencement vertical des unités génétiques ne pourra être vérifiée que par corrélation et hiérarchisation des séquences tenant compte de leur distribution dans les trois dimensions.

5. Corrélation des séquences de dépôts

L'un des principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution est donc que les variations haute fréquence du niveau marin relatif, enregistrées sous la forme d'unités

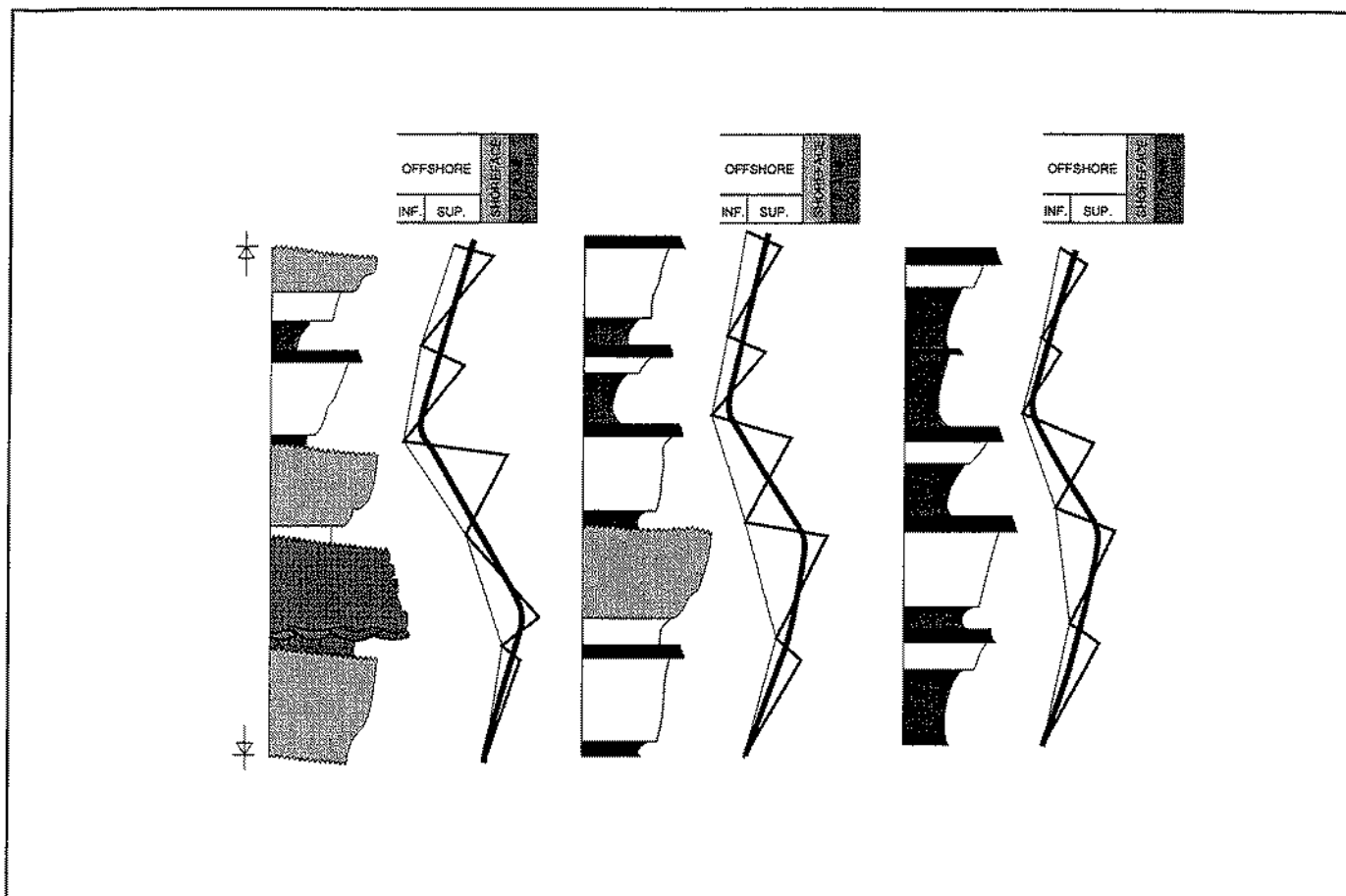


Figure I-20 :

1) Identification des unités génétiques et empilement vertical des unités génétiques sur l'ensemble des puits disponibles.

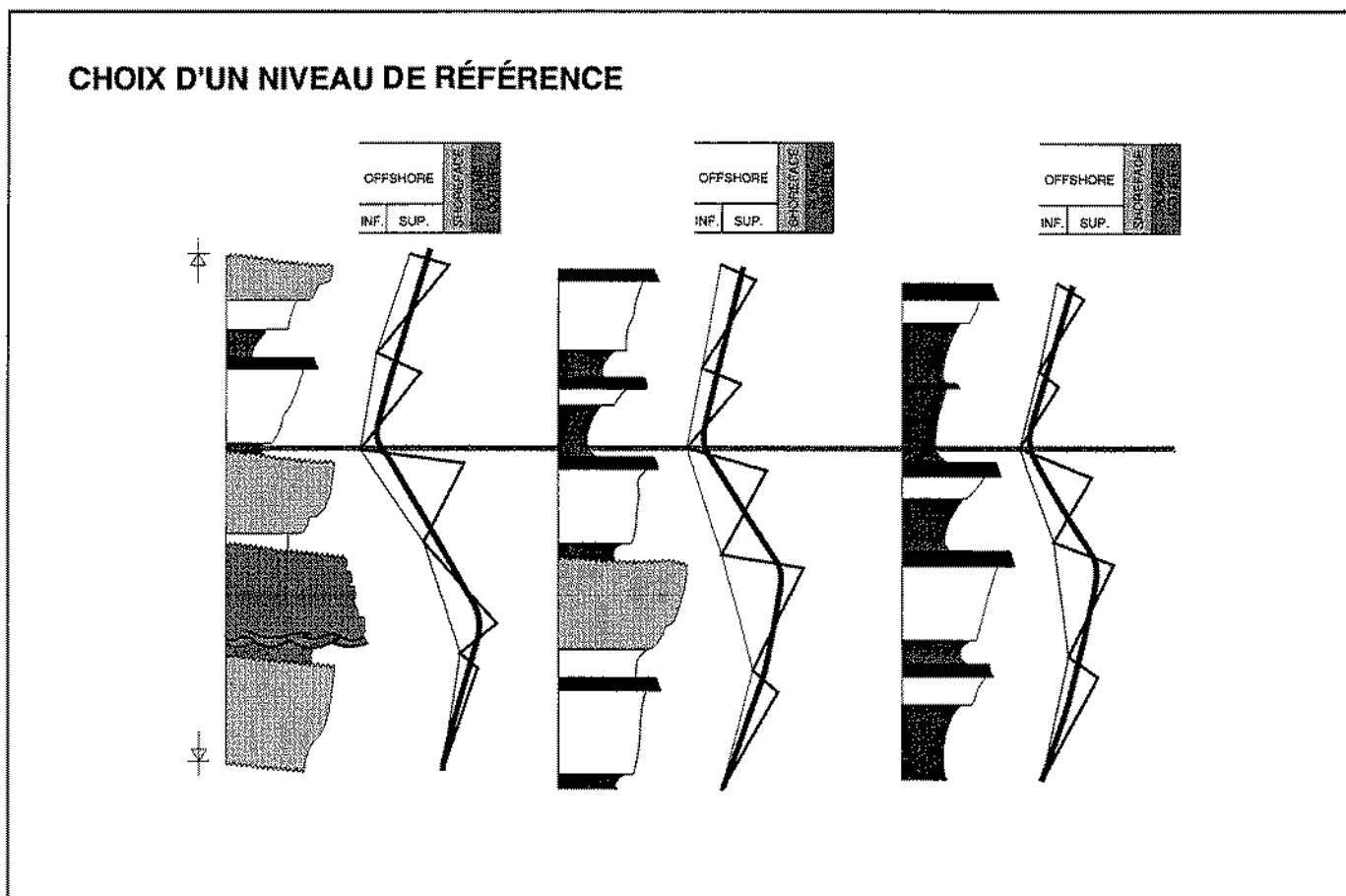


Figure I-20 :

2) Choix d'un niveau de référence.

génétiques, sont corrélables de proche en proche à travers tout le bassin, quels que soient les lithologies et les milieux de dépôts traversés. On attribue alors une origine glacio-eustatique à ces unités génétiques, dont on vérifiera par données biostratigraphiques qu'elles sont bien synchrones sur l'ensemble du bassin (fig.I.19 et 20).

Les corrélations doivent s'effectuer à partir d'un niveau de référence, soit une surface de nature la plus homogène possible tout le long du bassin. On choisit généralement une surface de maximum d'inondation, facilement identifiable car s'enregistrant aussi bien en milieu marin qu'en milieu continental car la morphologie du profil de dépôt est alors la plus plane. Ce niveau de référence doit correspondre à une ligne temps calée par biochronostratigraphie (fig.I.20 et 21).

Lorsque le niveau de référence est défini, il s'agit de corréler puits à puits, les motifs d'empilements élémentaires. Les unités génétiques sont corrélées par dénombrement des motifs élémentaires identifiables, en tenant compte de la possibilité d'enregistrer des phénomènes de condensation ou de dichotomisation de séquences (expression de deux cycles de variations du niveau marin relatif, momentanément condensés), en équivalence latérale de faciès (fig.I.23).

Il est alors possible de hiérarchiser les différents ordres de séquences emboîtées. Ces corrélations permettent de revenir sur les hypothèses faites sur l'interprétation de l'outil diagraphique en termes de milieux de dépôts, et donc d'obtenir de nouveaux schémas de zonation de faciès sédimentaires et donc des paléogéographies d'autant plus fiables, car le profil de dépôts ainsi mis en évidence aura été vérifié dans toutes les directions de l'espace.

6. Mise en place des données 2D et 3D

Les corrélations inter-puits effectuées, on peut monter des transects et même des cartes des géométries sédimentaires de chaque séquence distinguée. On peut restituer ainsi la répartition spatiale des sédiments, mais on peut également habiller ces cartes en termes de faciès sédimentaires et donc de paléo-géographies, déduits de la caractérisation des réponses diagraphiques sur carottes et affleurements, et de l'identification des milieux de dépôts par analyse sédimentologique (fig.I.21).

7. Limites et validation de la méthode

Très performante, cette méthode présente cependant quelques limites. Les principales réserves concernent la densité et la qualité des informations de puits disponibles.

Pour que les corrélations, en domaine marin, soient effectuées dans les meilleures conditions, l'expérience montre qu'il est nécessaire que les puits ne soient pas distants de plus d'une dizaine de kilomètres. Il faut cependant noter que selon l'échelle à laquelle l'étude est effectuée, ce paramètre de "pas d'échantillonnage" est plus ou moins prépondérant : une étude de réservoir ne demandera pas la même résolution qu'une synthèse régionale.

La répartition géographique des puits a aussi son importance : le cas idéal serait une densité égale de puits sur l'ensemble de la superficie du bassin étudié. Il faut donc tenir compte du plan de position des puits lorsque l'on analyse les résultats obtenus, quelle que soit leur nature dès lors qu'ils sont issus de l'interpolation d'une grille non homogène de puits.

La nature et la qualité des outils diagraphiques utilisés pour chacun des puits peuvent être déterminantes dans la qualification des faciès diagraphiques et l'interprétation en termes de faciès sédimentaires et de lithologies. Résoudre ces questions par une simple résistivité peut par exemple être impossible, plusieurs lithologies ayant une réponse similaire.

La résolution des outils diagraphiques est d'environ la trentaine de centimètres. Cette épaisseur peut être celle de tout un groupement d'unités, dans des conditions de dépôts particulièrement condensés. La distinction entre les différentes lignes choisies pour les corrélations peut alors en être impossible. Cependant l'erreur effectuée sur les

CORRÉLATIONS DES UNITÉS GÉNÉTIQUES

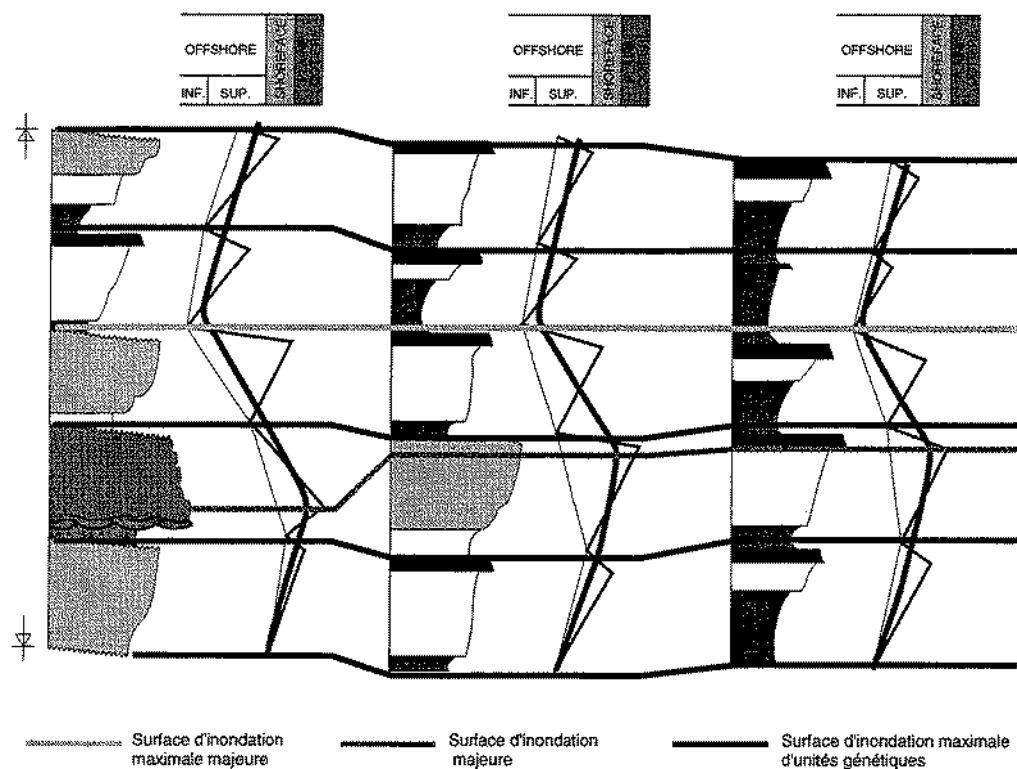


Figure I-20 :

3) Corrélations des unités génétiques.

HABILLAGE DES CORRÉLATIONS DES UNITÉS GÉNÉTIQUES EN MILIEUX DE SÉDIMENTATION

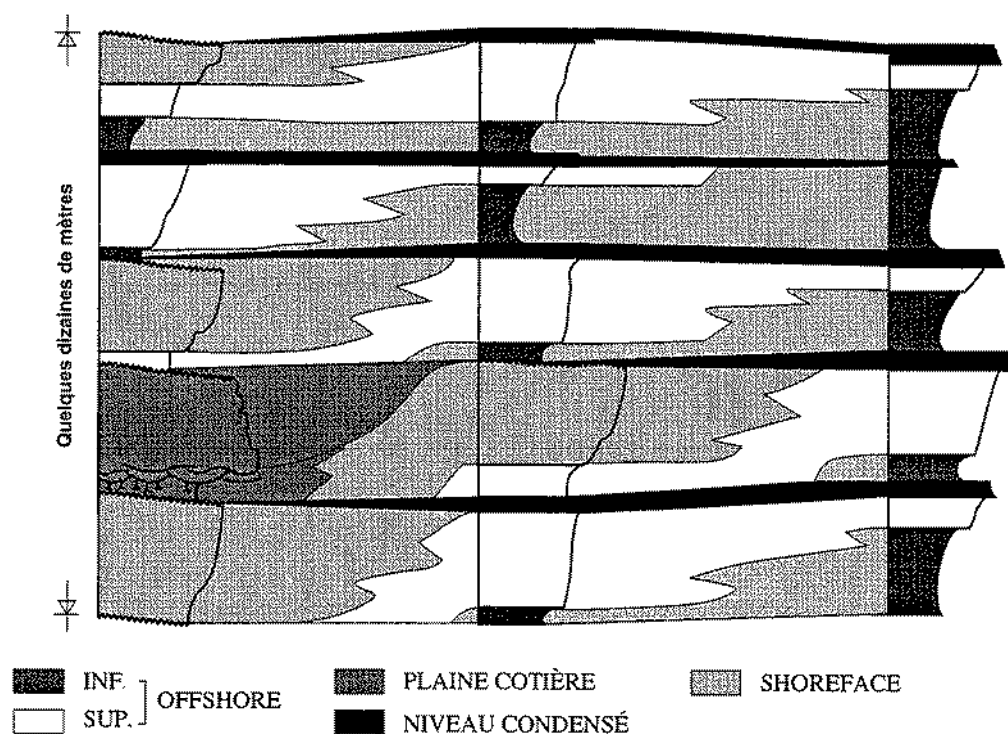


Figure I-21 : Habillage des corrélations des unités génétiques en milieux de sédimentation.

cotes de ces dernières est extrêmement limitée, ne dépassant pas le pas d'échantillonnage des outils diagraphiques classiques.

Pour tester la robustesse des corrélations, on effectue ce que l'on appelle un "maillage" des données. La technique revient à corréler deux puits de part et d'autre du bassin par deux chemins différents, parmi par la distribution géographique des données de subsurface disponibles. On vérifie alors que les surfaces majeures corrélées se retrouvent bien à la même cote sur le puits d'arrivée, quel que soit le chemin parcouru.

La vérification la plus fiable des corrélations effectuées est le calage biostratigraphie des lignes, sur des données de part et d'autre du bassin ou du réservoir étudié.

ÈRE SYST.		SÉRIE		ÉTAGE		Ma		
CÉNOZOÏQUE	IV ère	HOLOCÈNE				0,01		
		PLÉISTOCÈNE		CALABRIEN		1,65 +/- 0,05		
	NÉOGÈNE	PLIOCÈNE	PLAISANCIEN		3,4			
			ZANCLÉEN		5,3			
		MIOCÈNE	MESSINIEN		6,5 +/- 0,3			
			TORTONIEN		11 +/- 0,3			
			SERRAVALIEN		14,5 +/- 0,5			
			LANGHIEN		16 +/- 0,4			
			BURDIGALIEN		20 +/- 0,5			
			AQUITANIEN		23,5 +/- 0,5			
	PALÉOGÈNE	OLIGOCÈNE	CHATTIEN		28 +/- 1			
			RUPÉLIEN		34 +/- 0,5			
		ÉOCÈNE	PRIABONIEN		37 +/- 0,5			
			BARTONIEN		40 +/- 1			
			LUTÉTIEN		46 +/- 0,5			
			YPRESIEN		53 +/-1			
		PALÉOCÈNE	THANÉTIEN		59 +/- 2			
			DANIEN		65 +/- 0,5			
MÉSOZOÏQUE	CRÉTACÉ	SUPÉRIEUR	MAASTRICHTIEN		72 +/- 0,5			
			CAMPANIEN		83 +/- 1			
			SANTONIEN		87 +/- 1			
			CONIACIEN		88 +/- 2			
			TURONIEN		91 +/- 2			
			CÉNOMANIEN		96 +/- 2			
		INFÉRIEUR	ALBIEN		108 +/- 3/1			
			APTIEN		114 +/- 3			
			BARRÉMIEN		116 +/- 2/5			
			HAUTERIVIEN		122 +/- 2/6			
			VALANGINIEN		130 +/- 4			
			BERRIASIEN		135 +/- 5/5			
			JURASSIQUE	SUPÉRIEUR (MALM)	TITHONIEN		141 +/- 7/5	
					KIMMÉRIDIEN		146	
	OXFORDIEN		154 +/- 5					
	MOYEN (DOGGER)	CALLOVIEN		160 +/- 2				
		BATHONIEN		167 +/-2				
		BAJOCIEN		176 +/- 4/3				
	TRIAS	INFÉRIEUR (LIAS)	AALÉNIEN		180			
			TOARCIEN		187			
			PLUENSBACHIEN		194			
		SUPÉRIEUR	SINÉMURIEN		201 +/- 4/?			
HETTANGIEN			205 +/- 3					
RHÉTIEN								
NORIEN			220 +/- 10					
CARNIEN			230 +/-6					
PERMIEN	SUPÉRIEUR	LADINIEN		235 +/- 5				
		ANISIEN		240 +/- 5				
	INFÉRIEUR	SCYTHIEN		245 +/-5				
TATARIEN		250						
KAZANIEN		258						
KUNGURIEN		265						
ARTINSKIEN		275						
SAKMARIEN		285						
ASSÉLIEN		295						

Figure I-22 : Echelle numérique des temps géologiques : sur plus de 110 limites dessinées, une vingtaine peuvent être discutées en absence de données radiométriques (Odin & Odin, 1994).

C. LA MESURE DE L'ACCOMMODATION

1. Définition et calage biostratigraphique

L'accommodation, ou espace disponible à chaque instant pour piéger des sédiments, est l'espace créé ou supprimé par les variations eustatiques et les mouvements du substratum (subsidence tectonique au sens large et compaction du substratum). L'accommodation peut être également définie comme la somme de l'épaisseur sédimentaire déposée et décompactée (pas forcément préservée) et de la variation de paléobathymétries (ou de la soustraction des paléoaltitudes). Le potentiel d'accommodation est la vitesse de variation de l'accommodation.

Le découpage des séries sédimentaires en séquences délimitées par des surfaces isochrones est obtenu par la méthode du stacking pattern (partie B). Les lignes isochrones ainsi individualisées sont datées en utilisant les zonations biostratigraphiques les plus performantes disponibles pour l'intervalle corrélié. Pour le Jurassique, les calibrations sont fondées sur les zones d'ammonites. Elles ont été datées chronostratigraphiquement en utilisant les échelles de Odin & Odin, 1994 (fig.I.22). Les résultats obtenus sont donc tributaires des incertitudes existant encore sur ces datations absolues.

On peut également rencontrer des difficultés à dater plusieurs séquences sédimentaires contenues dans une même zone biochronostratigraphique. Il faut alors faire des choix de distribution du temps dans l'intervalle stratigraphique concerné. Les vitesses de sédimentation et de préservation pour chaque faciès sédimentaire caractérisé sont difficiles à estimer. On fait alors l'hypothèse que les unités génétiques, plus petites séquences sédimentaires identifiables et corrélables, sont de durée relativement constante à l'échelle d'une même zone biochronostratigraphique. Entre deux âges absolus issus des échelles chronostratigraphiques, on décompte alors le nombre d'unités génétiques enregistrées et l'on en déduit leur durée moyenne. Il faut choisir soigneusement les puits sur lesquels ce travail est effectué : en effet, il faut éviter les séquences condensées, ou érodées. Puis, on déduit une datation pour chacune des lignes temps intermédiaires, par simple interpolation linéaire. Ces datations dépendent donc du décompte des séquences élémentaires effectué, décompte sensible à la capacité différentielle de préservation des différents systèmes sédimentaires, paramètre qu'il est parfois difficile de contraindre.

2. Mesure des épaisseurs sédimentaires

La mesure de l'épaisseur se fait pour chacune des phases progradantes et rétrogradantes d'une séquence de durée et donc d'ordre connus.

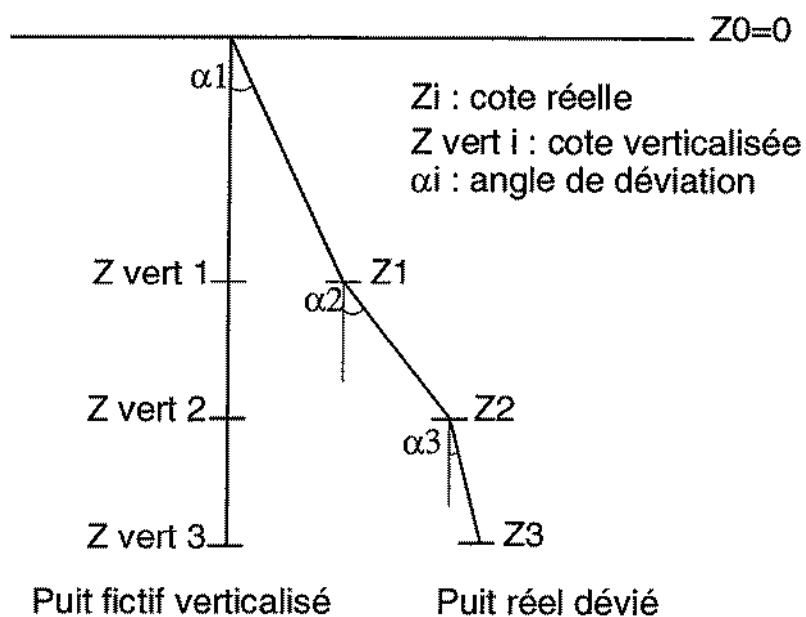
L'enregistrement diagaphique sur lequel s'effectue la mesure doit être verticalisé. Les cotes profondeur en mètres ou en pieds, permettant de suivre l'information diagaphique le long du puits, doivent être corrigées de la déviation de ce dernier.

Les entreprises de forage fournissent des angles de déviation de point en point, le long du puits : la correction des cotes déviées en cotes verticalisées peut alors se faire par simple règle trigonométrique (fig.I.23).

L'erreur sur la lecture des épaisseurs peut être considérée comme nulle, ou du moins négligeable. L'imprécision de lecture de la cote de la ligne-temps ne peut pas dépasser les cinquante centimètres, qui est à peu près le pas d'échantillonnage de l'outil diagaphique. Une autre source d'erreurs est cependant possible au cours de la correction des puits déviés, dans le cas où le pas d'échantillonnage des valeurs d'angles de déviation est trop lâche, au moins dans le cadre stratigraphique étudié.

Nous n'avons pas déplissé les séries sédimentaires par manque de données de pendage. Cependant la géométries des séries sédimentaires du bassin de Paris nous permet de considérer que les erreurs d'estimation sur les épaisseurs, ainsi commises, sont négligeables.

Le montage des cartes isopaques se fait par interpolation des valeurs aux puits. Ces cartes isopaques peuvent parfois refléter l'hétérogénéité de la densité des données sur le bassin étudié. Il faut alors s'attacher à choisir une méthode d'interpolation minimisant ce phénomène.



$$\begin{aligned} Z \text{ vert } 1 &= Z_1 \cdot \cos \alpha_1 \\ Z \text{ vert } 2 &= Z \text{ vert } 1 + (Z_2 - Z_1) \cdot \cos \alpha_2 \\ Z \text{ vert } 3 &= Z \text{ vert } 2 + (Z_3 - Z_2) \cdot \cos \alpha_3 \end{aligned}$$

Figure I-23 : Mode de correction des cotes relevées sur des puits déviés.

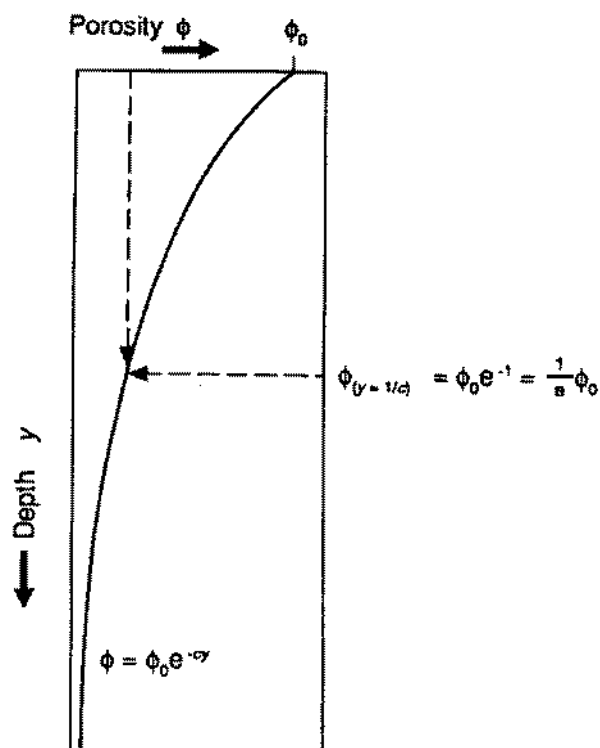


Figure I-24 : Courbe schématique illustrant l'utilisation du coefficient c dans les lois de porosité-profondeur. Mode de détermination d'une porosité fonction de la profondeur. Lors de la décompaction des séries sédimentaires, on suit cette courbe de z_{final} , côte profondeur de la séquence étudiée à l'actuel, jusqu'à $z_0=0$, en considérant la séquence sédimentaire à l'affleurement lors de son dépôt. (Allen & Allen, 1990).

3. Correction des épaisseurs sédimentaires compactées

La compaction est la réduction du volume sédimentaire par expulsion de l'eau interstitielle et par réduction des vides intergranulaires, suite à la surcharge des couches sus-jacentes. Deux processus peuvent aller à l'encontre de cette compaction "mécanique" (Steckler, 1970 ; Scherer, 1987) :

- surpression d'eau (ou sous-compaction) dans des niveaux de très faible perméabilité ou encadrés par des unités imperméables,
- diagénèse (cimentation précoce, dissolution-précipitation, compaction "chimique").

Ce type de phénomènes entraîne une déviation du chemin de compaction mécanique suivi en l'absence de surpression et de processus diagénétiques.

Par simplification, une loi de décroissance exponentielle de la porosité avec la profondeur est généralement utilisée en sondage (fig.I.24):

$$\Phi = \Phi_0 \cdot e^{-c \frac{z}{z_0}}$$

où Φ est la porosité à la profondeur considérée, Φ_0 la porosité initiale à la surface, c un coefficient donnant la pente de la relation porosité/profondeur valable pour une lithologie et z la profondeur. Ainsi, il est possible de définir le coefficient c d'une lithologie en connaissant quelques couples (Φ , z). Les coefficients obtenus peuvent être à leur tour utilisés dans des situations où un suivi de la porosité n'est pas possible. Un certain consensus a été trouvé quant aux valeurs des coefficients Φ_0 et c des principales lithologies pures et ce sont ces dernières que nous utiliserons (fig.I.25) (utilisées dans le logiciel SUBTEC, I.F.P., Bowman & Vail, 1992 ; Sclater & Christie, 1980).

Lithologie	Densité ρ (kg/m ³)	Porosité initiale Φ_0 (en %)	Enfouissement de référence z_0 en mètres
Sable	2650	40 à 50	1000 à 2000
Argile	2750	50 à 60	350 à 1000
Calcaire	2750	25	1000
Dolomie	2750	25	1667
Anhydrite	2870	50	1000
Sel	2350	60	5
Charbon	1500	92	10
Craie	2230	50	1000

Les lithologies sont caractérisées par l'information diagraphique, après calage sur affleurements et carottes comme cela a été expliqué dans la partie B de ce chapitre.

Notre méthode de corrélation nous permet d'interpoler ces résultats à l'ensemble des puits corrélés et nous permet donc d'obtenir un habillage lithologique de l'ensemble des données. La lithologie d'une séquence de dépôts sera moyennée sur toute l'épaisseur de cette dernière. La définition de la lithologie de chacune des séquences élémentaires en proportions de lithologies pures nous permet d'associer ces mêmes rapports de constitution aux caractéristiques pétrophysiques de cette lithologie.

Ces coefficients pétrophysiques tels que la porosité initiale (à profondeur nulle) ou les coefficients de compaction nous permettent alors de calculer les épaisseurs décompactées des séquences élémentaires selon les lois de décompactation de forme exponentielle qui sont généralement admises dans la littérature (Sclater & Christie, 1980).

La correction des épaisseurs par décompactation est toujours positive car un tel phénomène ne peut qu'induire une diminution de volume.

Par le principe d'équilibre hydrostatique de la tranche d'eau sus-jacente aux sédiments déposés avec l'eau intraformationnelle des sédiments, la masse d'eau ne doit pas, par son poids compacter la pile sédimentaire. Cependant, les échanges de fluides

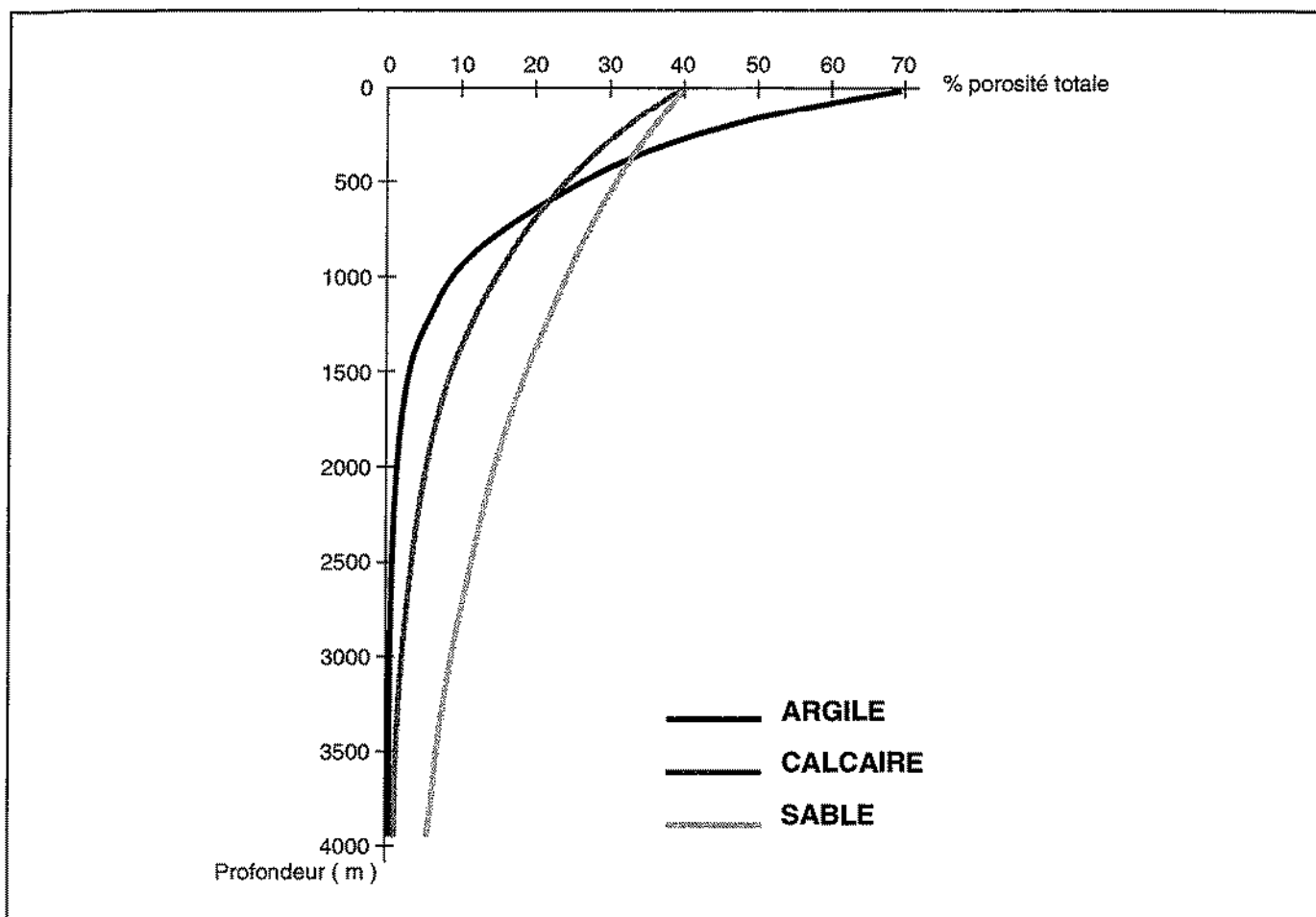


Figure I-25 : Exemples de lois porosité = f(profondeur) pour des lithologies "pôle pur" telles que l'argile, la craie et les sables (logiciel SUBTEC, de l'IFP).

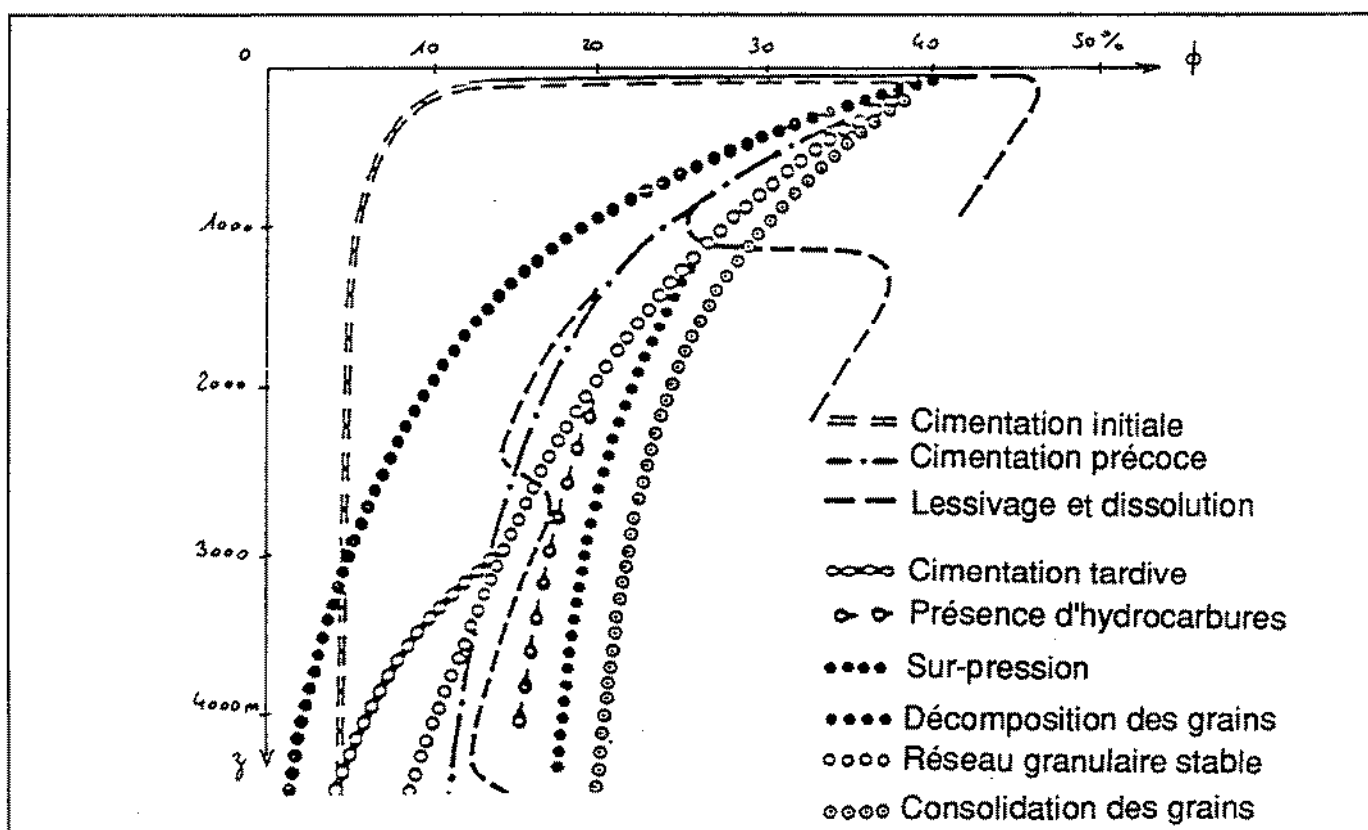


Figure I-26 : Influences de différents facteurs lithologiques et diagenétiques sur la courbe porosité-profondeur du sable (Nagtegaal, 1980).

entre les différentes couches de sédiments de rhéologie différente et entre autres, de perméabilité hétérogène, font que l'équilibre des pressions ne se fait plus de façon continue et instantanée au cours de l'enfoncement. On a donc choisi de corriger de la compaction due au poids de la tranche d'eau. Cette solution n'est cependant pas tout à fait satisfaisante car nous ne connaissons ni la constante de temps nécessaire à l'équilibre des pressions ni si cette dernière est effectivement dans un ordre de grandeur comparable à nos constantes de temps de sédimentation. En effet, si cette constante est supérieure ou égale à la constante de temps de sédimentation, la correction est alors justifiée. Dans le cas contraire, il faut alors savoir que nous surestimerions l'accommodation. Sous l'effet d'une charge égale à 100 m d'eau (épaisseur d'eau maximum observée pour le Lias ou le Crétacé du bassin de Paris, donc pour les deux modèles sur lesquels a été fondée cette méthode), l'effet de la compaction calculée est de 10% de perte de porosité pour la formation la plus superficielle, et donc la plus sensible à ce facteur de bathymétrie. Cela correspond, pour une formation sédimentaire de 50 centimètres d'épaisseur, à une erreur sur l'épaisseur décompactée et donc sur l'espace d'accommodation, de moins de 5 m, ce qui reste tout à fait raisonnable.

Cependant, cette méthode pourtant communément utilisée dans les modèles stratigraphiques actuels (Loup, 1990 ; Audet & Mc Connel, 1992 ; Granjeon, 1994) s'appuie sur des approximations, dont il faut tenir compte dans l'estimation de la qualité des résultats obtenus (Halley & Schmoker, 1983 ; Wilson & McBride, 1988). Ces lois ne tiennent pas compte des précompactions et des effets de pression interstitielle (Pittman & Larese, 1991). On ne tient pas compte également des cimentations et de la diagénèse secondaires (Houseknecht, 1987). D'autres paramètres ne rentrent pas en compte, tels que la température, la non-conservation de la matière (par exemple, par formation de stylolithes) ou enfin le tenseur des contraintes régionales pouvant favoriser la compaction dans une direction préférentielle (Scherer, 1987). On ne traite en effet ici que de la compaction verticale (fig.I.26).

4. Estimation des épaisseurs érodées

Une série sédimentaire déposée n'est pas systématiquement la série sédimentaire préservée. Cependant, la connaissance de la puissance totale de sédiments ayant été, à un moment ou à un autre, déposés est indispensable à une correction correcte de la compaction des séries sédimentaires d'une part, au suivi des variations d'espace d'accommodation, d'autre part.

Au sein des sédiments, des surfaces d'érosion sont observées à différentes échelles : les surfaces correspondant à l'accélération de chute du niveau marin relatif peuvent être de nature érosive, les surfaces de ravinement enregistrant la remobilisation du littoral dans la zone de déferlement de la houle durant une phase de transgression, également. Ces deux exemples sont ponctuels sur l'ensemble du profil de dépôts et l'on ne cherchera pas à estimer les volumes sédimentaires ainsi mis en cause.

En revanche, soit au sein de la série sédimentaire étudiée, soit dans la pile sédimentaire sus-jacente, des surfaces érosives à l'échelle globale du bassin, correspondant à des phases d'inversion généralisée de ce dernier, peuvent s'individualiser. Il faut estimer alors le volume des sédiments actuellement disparus mais ayant à un moment compacté les sédiments sous-jacents, la compaction n'étant pas réversible. Cette correction est également très importante si la surface érosive est située au sein même de la série sédimentaire étudiée, car le volume sédimentaire érodé représente également l'espace d'accommodation supprimé, ayant occasionné l'émersion et l'érosion de la série sédimentaire. Définir les volumes érodés revient à estimer le paléorecouvrement.

Une surface érosive est généralement identifiable sur un enregistrement diagaphique même si sa corrélabilité est difficile. Une surface érodée est souvent le siège de cimentation précoce et poussée, éventuellement de pédogénèse. Cela se traduit par des hétérogénéités de porosité et la présence de minéraux lourds et/ou radioactifs. Les surfaces d'érosion sont également des surfaces de non-conformité mettant en contact des

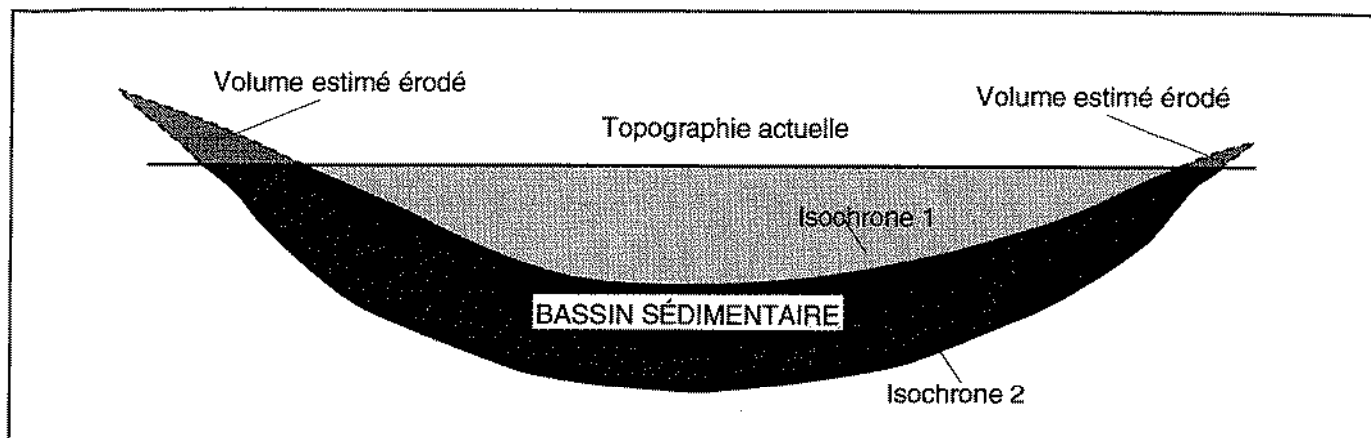


Figure I-27 : Modalité géométrique d'estimation des épaisseurs érodées.

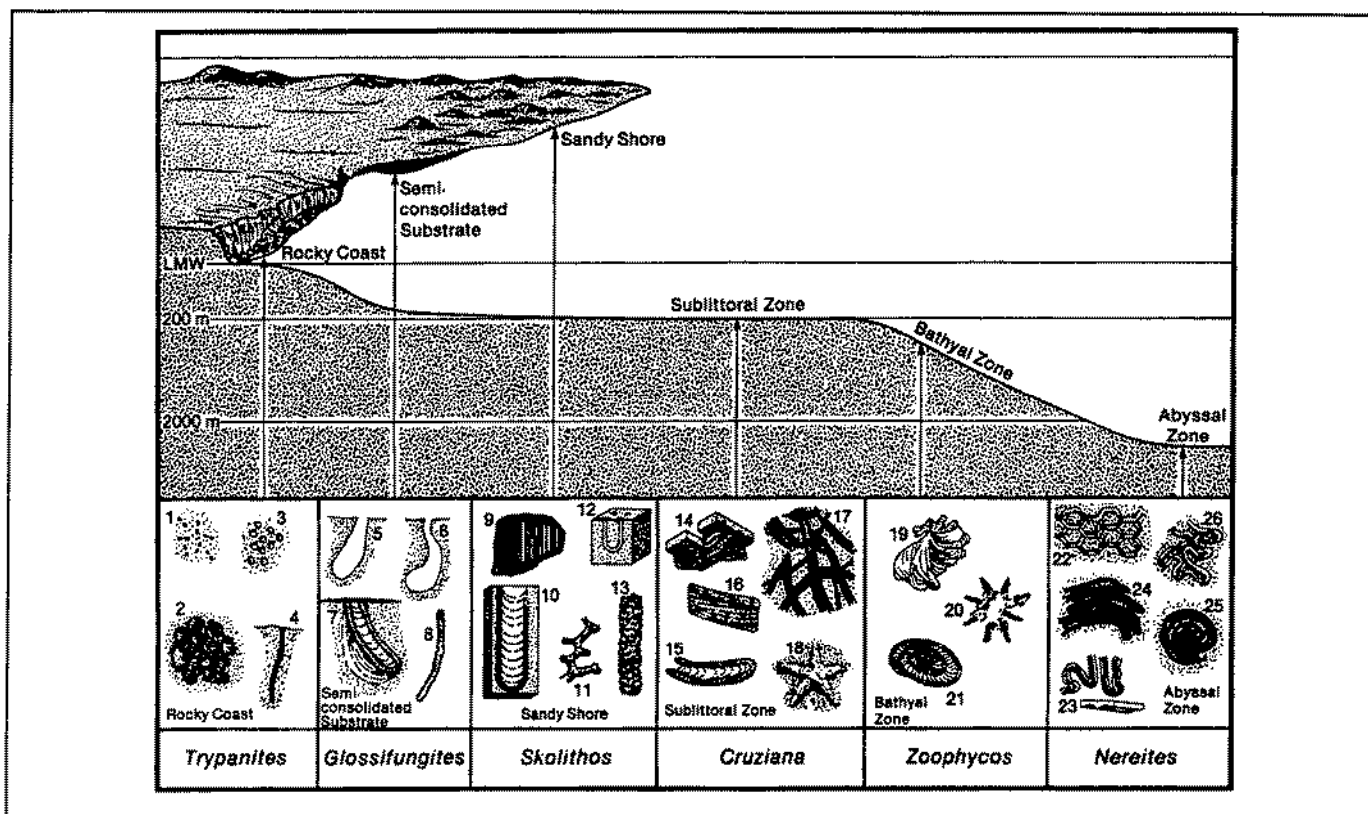


Figure I-28 : Principaux ichnofaciès marins sur une proposition de leur répartition le long d'un profil de dépôts. Les traces fossiles ainsi représentées sont : 1) Caulostrepsis, 2) Entobia, 3) spicules d'échinoides, 4) Trypanites, 5 et 6) Gastrochaenolites ou autres icnogenera, 7) Diplocraterion, 8) Psilonichnus, 9) Skolithos, 10) Diplocraterion, 11) Thalassinoïdes, 12) Arenicolites, 13) Ophiomorpha, 14) Phycodes, 15) Rhizocorallium, 16) Teichichnus, 17) Crossopodia, 18) Asteriacites, 19) Zoophycos, 20) Lorenzina, 21) Zoophycos, 22) Paleodictyon, 23) Taphrohelminthopsis, 24) Helminthoïda, 25) Spirorhaphe, 26) Cosmorhaphe (Walker & James, 1992).

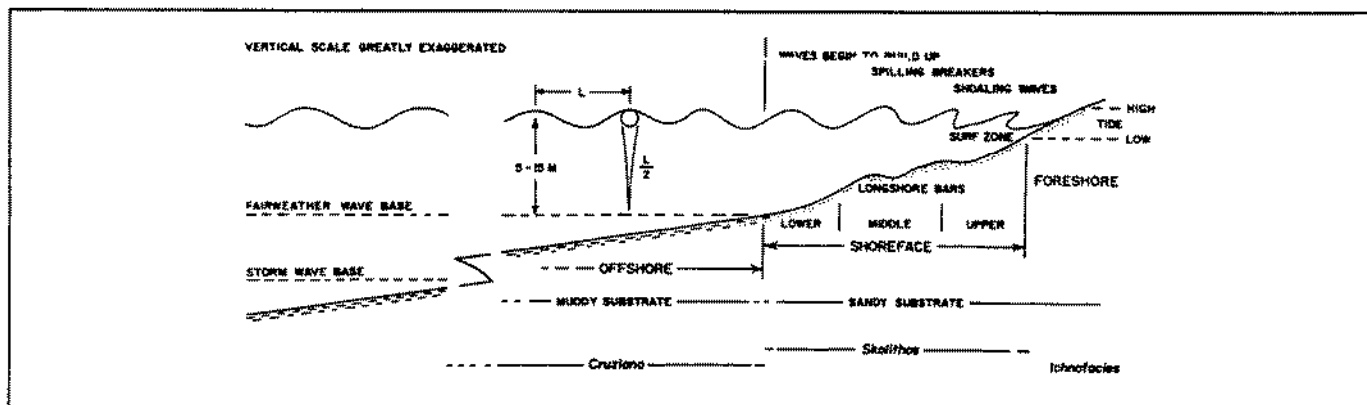


Figure I-29 : Définition de différentes zones bathymétriques, le long d'un profil de dépôts caractéristique d'un milieu marin ouvert, fonction de trois lignes majeures de rupture hydrodynamique : le niveau de déferlement des vagues, la limite d'action des vagues permanentes et la limite d'action des vagues de tempête. Rappel des ichnofaciès principaux rencontrés dans ces différents zones bathymétriques ainsi définies (Walker & James, 1992).

formations sédimentaires de natures lithologiques pouvant être très différentes. En termes de faciès diagraphiques, cela se traduira par des "shifts" brutaux des instruments diagraphiques, ainsi que par des pics anomaux de gamma-ray et de sonic, traduisant des hétérogénéités de porosité et de lithologies.

Une surface érosive peut être corrélée latéralement en passant par des biseaux sédimentaires, avec des séquences sédimentaires d'épaisseur non nulle. Par extrapolation des géométries sédimentaires ainsi mises en évidence, on peut estimer les épaisseurs érodées. Au moment de la restauration des épaisseurs décompactées et de l'étude des variations de l'espace d'accommodation dans le temps et l'espace, on crée une séquence sédimentaire virtuelle d'épaisseur égale au résultat de l'interpolation des géométries sédimentaires. Les datations sont celles des lignes temps encadrant l'intervalle stratigraphique estimé comme l'équivalent latéral de la surface érosive et utilisé pour estimer la puissance des sédiments érodés (fig.I.27).

Pour les phases d'érosion majeures enregistrées dans la pile sédimentaire sus-jacente à la série étudiée, la quantification du paléorecouvrement est importante au moment de la restauration des épaisseurs décompactées. L'estimation des puissances sédimentaires érodées se fait par interpolation des dernières géométries des dépôts observés, synchrones à la phase érosive.

5. Estimation des paléobathymétries / paléoaltitudes

Dans le cadre de cette étude, nous avons décidé de noter positivement la création d'espace disponible donc également les paléobathymétries et les enfoncements du substratum, caractérisant alors une subsidence positive. A l'opposé, les paléoaltitudes seront notées négativement, comme toute suppression d'espace d'accommodation et comme une surrection du substratum, enregistrant une subsidence négative.

La paléobathymétrie influence l'hydrodynamique du milieu de dépôts et donc s'enregistre directement en termes de géométries, de figures et de lithologies sédimentaires sur le terrain. L'observation de ces dernières sur coupe ou sur carottes permet donc par application de la sédimentologie de faciès de calibrer le milieu de dépôts en termes de paléobathymétries ou de paléoaltitudes qualitatives et relatives (Walker & James, 1992) (fig.I.28). La principale difficulté résulte du fait qu'en fonction de l'énergie de la marge ou du bassin, donc en fonction du climat sous lequel il se développe, de sa géométrie (bassins plus ou moins fermés), une même figure sédimentaire, caractéristique d'une zone d'hydrodynamique connue, peut s'enregistrer sous des bathymétries différentes. Ainsi, si la zonation des différents milieux hydrodynamiquement distingués est respectée, sa quantification en termes de paléobathymétries peut subir de fortes translations le long du profil de dépôts (fig.I.29).

Pour simplifier la lecture lithologique de la diagraphie, certaines méthodes simples de lecture peuvent être adoptées. Si l'on prend l'exemple du bassin de Paris durant le Lias, on distingue trois pôles majeurs de faciès diagraphiques : un pôle sableux correspond à la préservation des chenaux de plaine alluviale ou aux faciès de plage, un pôle carbonaté correspond aux faciès d'"offshore supérieur", entre les limites d'action des vagues permanentes et des vagues de tempête, et un troisième pôle argileux correspond généralement aux faciès d'"offshore inférieur", sous la limite des vagues de tempête, mais également aux faciès de débordements de plaine alluviale ou à des faciès de baie. Dans une première approximation, on peut donc conclure que plus le faciès est argileux, plus le paléoenvironnement est marin. Sur chaque puits, on peut ainsi définir un pôle distal, généralement argileux et un pôle proximal, détritique et carbonaté. On peut alors définir les deux extrema en termes de gamma ray ou de résistivité : une simple règle de trois nous permet d'approcher, pour une lithologie inconnue, ses rapports constitutifs en lithologies pures telles que l'argile, le sable et la craie. Cela nous a permis de construire rapidement des cartes de lithologies.

Mais cela permet également d'obtenir des cartes de paléogéographie déduites cette fois non pas de la morphologie de la signature diagraphique mais de la lithologie des sédiments. Les cartes d'isolithologies, et plus simplement d'argilosité du sédiment

préservé, peuvent se lire en tant que cartes de milieux de dépôts et donc de paléotopographie. Il faut cependant faire attention à la possibilité de double signification d'une même lithologie : ainsi pour les faciès argileux, l'outil gamma-ray n'est pas suffisant pour faire la distinction entre un faciès d'"offshore inférieur", de débordements de plaine alluviale ou de baie. Les deux derniers faciès sont cependant des faciès émergifs ou condensés, présentant donc une signature anormale par l'outil "sonic", qui permettra alors de faire la distinction.

Une fois ce travail effectué, on peut considérer que les gradients lithologiques mis en évidence sur les cartes d'argilosité, appuyés par des cartes de milieux de dépôts déduits de la signature diagrapique des groupements d'unités génétiques, peuvent être interprétés comme des paléogradients de pente, autrement dit, des paléotopographies.

Sur ces nouvelles cartes d'isolithologies, on reporte le paléolittoral, reconnu aux cours des corrélations par sa signature diagrapique caractéristique (cylindrique, constitué de sables propres). En tenant compte des gradients lithologiques, interprétés en gradients paléotopographiques et en tenant compte du paléolittoral, contraignant le profil de cote du bassin étudié, on trace des lignes d'isoprofondeurs en milieu marin ou d'isoaltitudes en milieu continental. Nous obtenons donc une première information qualitative sur la paléotopographie. Il s'agit alors de la quantifier.

Pour cela, on trace également sur ces cartes la ligne délimitant, d'un point de vue paléoenvironnemental, les faciès en milieu marin d'offshore supérieur et inférieur, partagés par la limite d'action des vagues de tempête, limite étudiée par les hydrodynamiciens de l'Actuel. La valeur bathymétrique quantitative alors attribuée à ces deux limites hydrodynamiques que sont la limite d'action des vagues permanentes et la limite d'action des vagues de tempête est très importante. En effet, ce sont des valeurs limites qui permettent de caler les gradients pressentis par les cartes d'isolithologies. Une fois le choix de paléobathymétrie effectué pour les lignes de shoreface et de limite d'action des vagues de tempête, les gradients de topographie ainsi dessinés, une simple interpolation linéaire permet de quantifier la paléoprofondeur de n'importe quel point du bassin.

D. MESURE DE LA SUBSIDENCE TOTALE

La subsidence totale, regroupant subsidences tectonique, thermique et gravitaire, représente l'ensemble des déformations enregistrées par le substratum. La subsidence tectonique au sens large regroupe les subsidences tectonique au sens strict et thermique : elle est alors déduite de la subsidence totale par correction des effets d'enfoncement liés à la surcharge en sédiments ou à la tranche d'eau.

La subsidence tectonique se déduira donc également de l'information de l'accommodation après correction des variations eustatiques et de l'enfoncement du substratum sous le poids des sédiments et de la tranche d'eau.

1. Correction de l'enfoncement du substratum sous la surcharge sédimentaire et sous le poids de la tranche d'eau

Le rôle de la charge sédimentaire sur la déformation lithosphérique peut se décrire soit par le principe d'isostasie locale d'Airy, soit par un phénomène de flexuration régionale élastique de la lithosphère (fig.I.30).

Dans son modèle d'isostasie locale, Airy suppose qu'un niveau d'équilibre ou de compensation existe dans le manteau. En dessous de ce niveau, le manteau se comporterait comme un liquide hydrostatique (en équilibre en tout point et à tout moment). Ainsi en tout point de ce niveau de compensation, la pression est constante. En réponse à toute perturbation de cet équilibre, le retour vers un état stable est ponctuel et instantané. Ce niveau de compensation enregistre un enfoncement en réponse à toute surcharge sédimentaire : on définit alors la subsidence isostatique comme étant cet enfoncement Z du substratum sous une charge sédimentaire S_{sed} . Dans le cas de sédiments immergés, on obtient la formule (fig.I.31):

$$Z = \frac{(\rho_s - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_w)} E_{sed}$$

avec : Z subsidence isostatique
 E_{sed} épaisseur des sédiments
 $\frac{(\rho_s - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_w)}$ rapport des densités mouillées des sédiments et du manteau
 ρ_s , densité des sédiments
 ρ_w , densité de l'eau
 ρ_m , densité du manteau.

Cependant, le principe d'Airy suppose une réponse immédiate et locale de la lithosphère. De plus, on remarque que l'épaisseur de la lithosphère ainsi que la profondeur du niveau de compensation n'interviennent plus dans la formule d'estimation de la subsidence. Pourtant ces deux paramètres fluctuent en fonction du régime thermique ainsi que des conditions géodynamiques contemporaines. D'autres modèles de mécanisme de déformation du substratum sous une surcharge sédimentaire ont donc été proposés. Ce sont les modèles de flexure élastique de la lithosphère.

On distingue un modèle purement élastique où la lithosphère est représentée par une plaque rigide élastique se déformant instantanément sous l'effet de la charge sédimentaire. La déformation est alors compensée sur une très grande distance tout autour du point de surcharge (fig.I.32).

Dans le modèle visco-élastique, la croûte est représentée par une plaque visco-élastique. Une charge ponctuelle entraîne une déformation élastique instantanée, suivie d'un équilibrage progressif des contraintes, lié à la viscosité de la roche. Au bout d'un temps infini, la réponse visco-élastique de la croûte est équivalente à la déformation isostatique prédite par le modèle d'Airy.

Pour se rapprocher au mieux de la réalité, et spécifiquement pour rendre compte des comportements fragiles et ductiles de la croûte, des modèles multi-rhéologiques ont

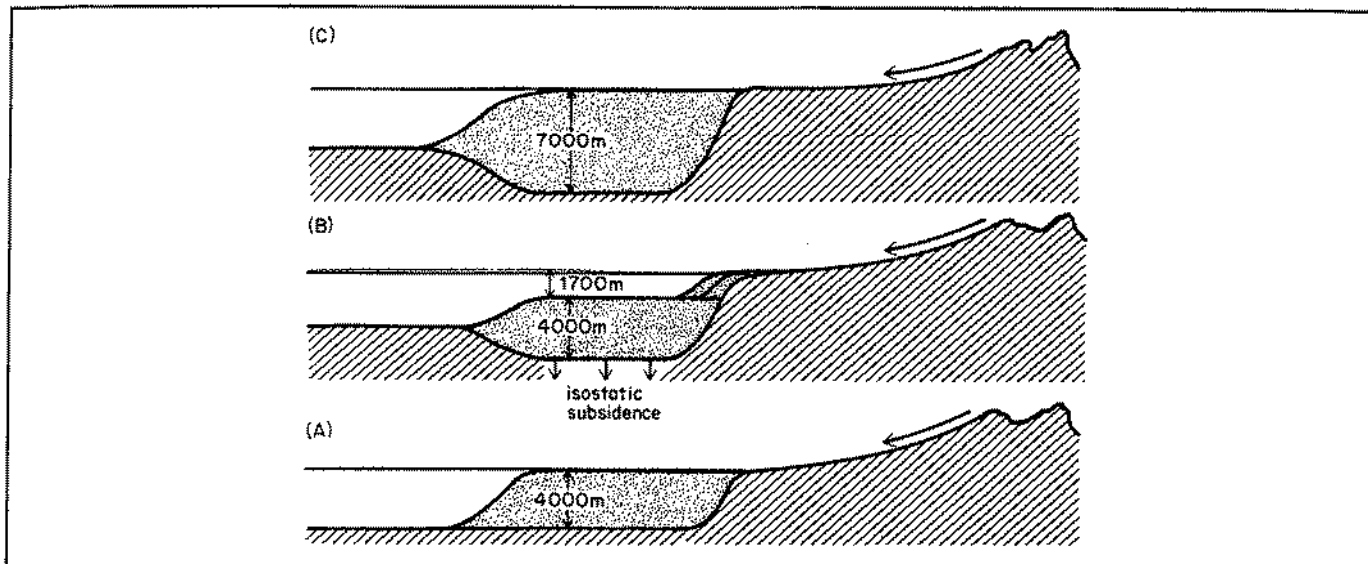


Figure I-30 : Coupe schématique indiquant comment la subsidence d'origine isostatique accompagne la sédimentation marine dans un bassin initialement rempli de 4000 m de sédiments affleurant alors à la surface. Du stade A au stade C, on observe que la subsidence isostatique peut créer assez d'espace pour permettre de sédimer pratiquement le double de sédiments (7000m) (Matthews, 1984).

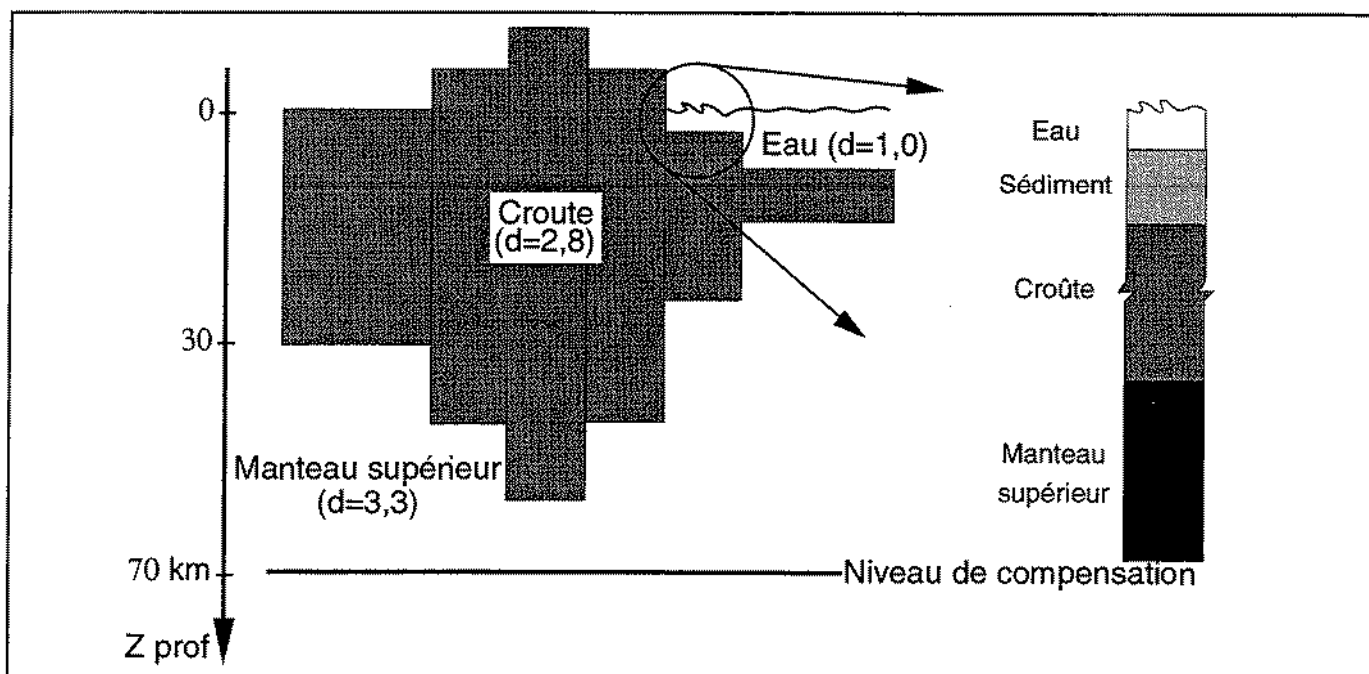


Figure I-31 : Le principe d'Airy.

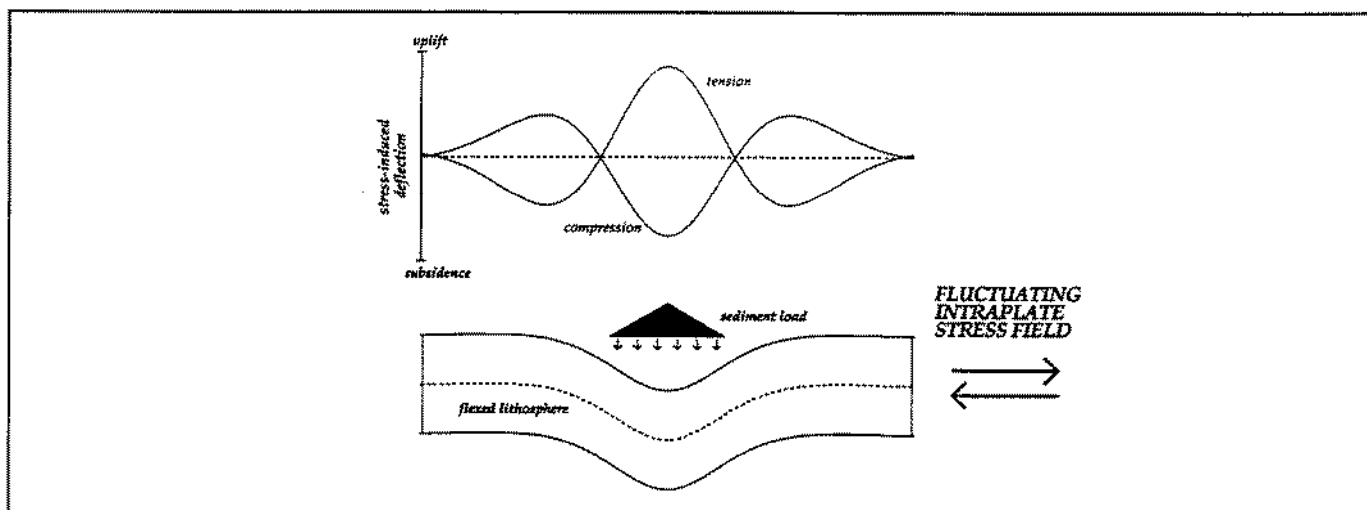


Figure I-32 : Illustration de la réponse de la lithosphère à une surcharge sédimentaire, en comparaison avec la réponse de la lithosphère à une compression ou à une extension (Cloething & Kooi, 1992).

été proposés, modèles où la croûte est modélisée par une alternance de couches élastiques et visco-élastiques.

2. Correction de l'eustatisme

Il faut rappeler ici que l'eustatisme représente les variations du niveau marin absolu de la mer : sa détermination revient donc à caractériser les variations du zéro absolu au cours des temps géologiques par rapport au zéro actuel. Un eustatisme positif peut être transcrit comme un enfoncement du substratum, un eustatisme négatif comme une surrection. Pour obtenir la variable réelle de la subsidence, il faut pouvoir corriger des variations eustatiques.

Cependant, les études d'inversion des données stratigraphiques sont menées à l'échelle de la série sédimentaire, voire même du système. Ainsi, si on utilise la charte de Haq *et al.* (1992), ce n'est pas seulement aux variations du premier ordre, à l'échelle du système, auxquelles il faut porter attention, mais également à celles du second ordre ou "short term" (fig.I.33). Or actuellement, de larges critiques se sont élevées à leurs sujets (Miall, 1986 ; Miall 1992) : en effet le second ordre des variations eustatiques mondiales est supposé être lié aux mouvements des plaques lithosphériques, à l'échelle des plaques elles-mêmes, donc bien supérieure à l'échelle des bassins étudiés, ce qui explique son caractère global. Cependant, leurs amplitudes sont supposées variables selon l'évolution tectonique propre du bassin auquel on s'intéresse, donc suivant la position géographique de ce dernier vis à vis des événements géodynamiques majeurs et contemporains. Le caractère global de ces résultats est alors largement remis en cause. De plus, les données chronostratigraphiques utilisées pour cette charte sont remises en cause (Miall 1992).

Enfin, par l'hétérogénéité de la distribution des masses à la surface du globe (relations continent-océan), induisant des ondulations de l'interface manteau-noyau, la surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre, dite "géoïde", présente des maxima et des minima avec des écarts pouvant atteindre la centaine de mètres pour des points distants de quelques milliers de kilomètres : le zéro absolu de la mer ne peut donc pas être défini comme constant pour l'ensemble de la planète, à un même instant dans l'histoire géologique. Ces variations seraient de plus périodiques mais les auteurs sont partagés sur la valeur même de cette période (de 20 ka à 1 Ma) (Mörner, 1976). Une telle constatation expliquera pourquoi nous n'utiliserons pas les chartes eustatiques mondiales, définies sur l'enregistrement et la corrélation de vastes transgressions - régressions à travers des bassins répartis sur l'ensemble de la surface de la planète.

3. Méthode d'inversion de la donnée stratigraphique

Nous nous plaçons donc au sommet de la série sédimentaire enregistrée à notre puits d'étude. Nous allons chercher à savoir de combien s'est enfoncé le substratum du bassin durant le dépôt de la première séquence sédimentaire s1, dernière séquence sédimentée en fait : cette dernière est épaisse de h1 m. Cette épaisseur doit être décompactée en hd1 pour savoir exactement de combien s'est affaissé le substratum du bassin pour créer l'espace d'accommodation nécessaire pour l'accumulation de cette puissance de sédiments. Mais ces sédiments se sont déposés sous une certaine tranche d'eau, b1, la paléobathymétrie, considérée constante au cours du dépôt. Il faut rajouter à l'enfoncement prédéfini cette correction de la paléobathymétrie, sans oublier de corriger de la variation du niveau marin absolu au cours du temps et des corrections isostatiques (delta b1). Nous trouvons alors une valeur du paléoenfouissement du bassin au cours de la première séquence sédimentaire égale à :

$$e1 = hd1 + b1 \pm \text{delta } b1 \text{ (fig.I. I.34)}$$

avec e1, le paléoenfouissement du bassin,
hd1, l'épaisseur décompactée des sédiments déposés,
b1, la paléobathymétrie,
delta b1, la variation du niveau marin absolu au cours du temps et les corrections isostatiques.

Nous venons donc de simuler les mouvements ayant permis la mise en place de la première séquence de dépôt s1. Nous avons donc obtenu une géométrie du bassin avant

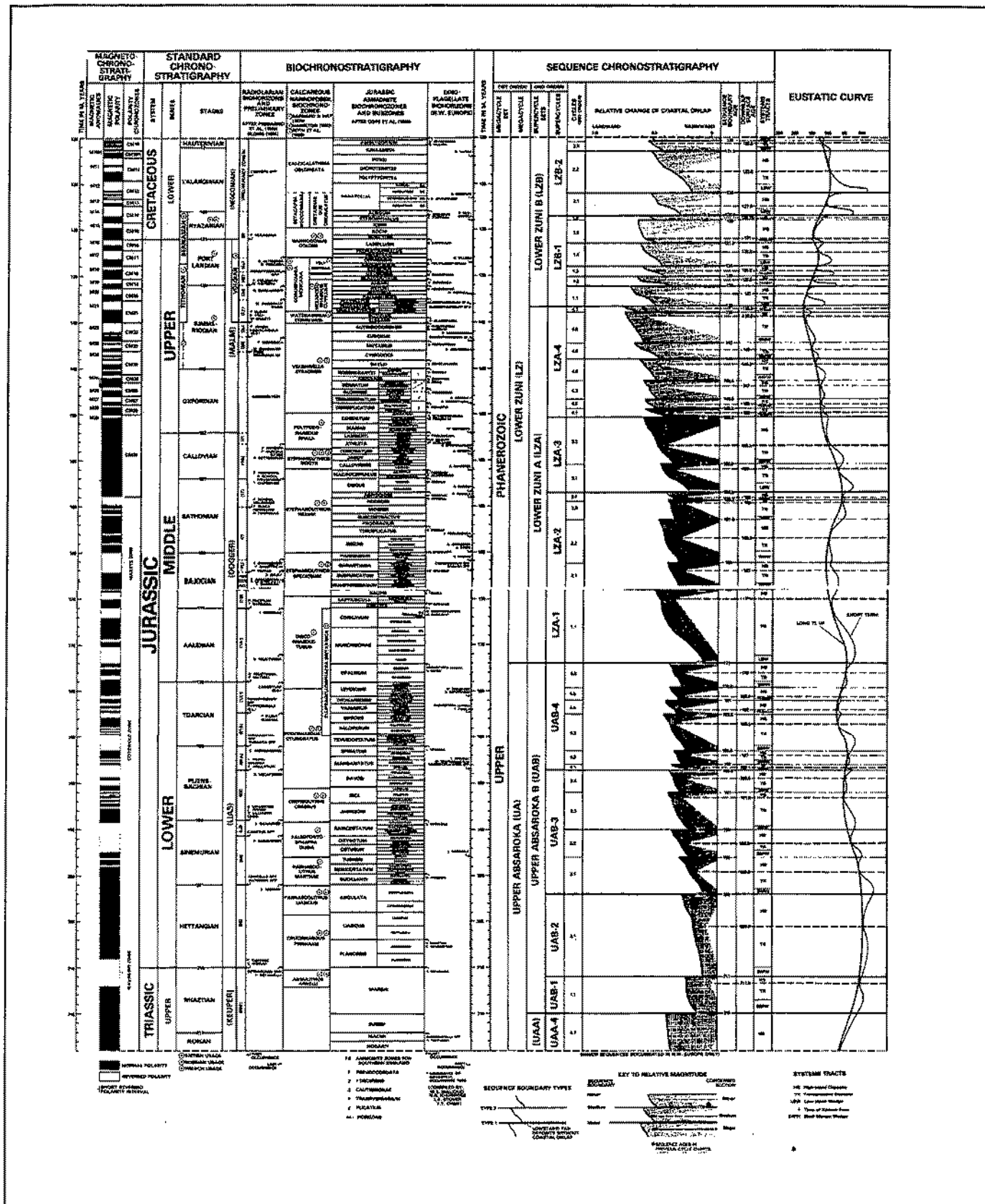


Figure I-33 : Cycles eustatiques et charte chronostratigraphique du Jurassique (Haq & al., 1988).

le dépôt de cette dernière. La deuxième séquence de dépôts s2 est donc simulée comme étant à son tour à l'affleurement. Nous allons nous placer à la base de cette séquence s2, et comme pour s1, chercher de combien s'est enfoncé à sa verticale, le substratum du bassin, pour permettre une sédimentation de sa puissance et de sa nature. On recommence donc la boucle de calcul ci dessus expliquée.

Cette opération doit se répéter, séquence sédimentaire par séquence sédimentaire, jusqu'à ce que l'ensemble de la colonne sédimentaire soit décompactée ou encore que nous nous trouvions à la base de la série sédimentaire étudiée ou encore que nous atteignons le socle du bassin.

La restauration de la subsidence au cours de l'histoire sédimentaire d'un bassin se fait donc par désempliment des séquences sédimentaires individualisées dans l'ordre chronologique inverse.

La sensibilité de la courbe de subsidence obtenue en chaque verticale dépend donc de la résolution du découpage stratigraphique choisi, du groupement d'unités génétiques à l'étage voire même au système. Le choix de la définition de ce découpage doit se faire en fonction de la qualité des informations disponibles sur les facteurs rentrant dans la définition de la subsidence : contrôle chronostratigraphique, information lithologique et interprétation paléobathymétrique.

4. Critique de la méthode d'interpolation

Différentes méthodes d'interpolations peuvent être testées afin d'obtenir des cartes d'isovaleurs à partir de données interprétées aux puits, distribuées de manière hétérogène sur l'ensemble de la superficie du bassin (voir plan de position). Deux d'entre elles ont été particulièrement étudiées.

Une première méthode, basée sur l'utilisation d'un splin du huitième degré, consiste à interpoler chacune des données nécessaires à l'évaluation de l'accommodation ou de la subsidence (épaisseurs, lithologies, bathymétries), à l'échelle d'une grille rectangulaire constante dont la taille correspond aux coordonnées extrêmes des puits utilisés et dont le pas d'échantillonnage est choisi égal à l'écart moyen entre les puits. Les différents calculs nécessaires à l'obtention des données d'accommodation (addition des épaisseurs décompactées et des bathymétries, calcul et correction de l'isostasie locale...) s'effectue alors sur les grilles interpolées.

Un splin est un polynôme pondérant chacune des données aux huit plus proches puits de la maille centrale pour laquelle le calcul est effectué, par la distance relative les séparant de la maille. Le splin permet alors de calculer le gradient des valeurs dans les huit directions autour de la maille étudiée et d'appliquer ces gradients jusqu'à ce qu'il rencontre une autre valeur aux puits lui permettant de calculer de nouveaux gradients qu'il réappliquera par rétroaction aux dernières mailles calculées. Il pondère ainsi les effets relatifs des puits.

L'intérêt de cette méthode est qu'elle tient compte justement de la répartition hétérogène des puits. Par contre, devant utiliser une grille rectangulaire, elle crée sur les bords des zones d'ombre où aucune donnée n'est disponible et où le dernier gradient calculé est appliqué jusqu'au bord de la carte. On peut alors obtenir des valeurs aberrantes sur les bords, en supposant par exemple que le dernier gradient calculé soit localement fort. Il faut prévoir de rajouter sur ces bordures des puits fictifs, permettant de fixer le système dans des limites raisonnables. Cependant, le calcul des cartes interpolées à partir des données brutes, avant sommation, permet de mettre en évidence d'éventuelles anomalies et ainsi d'effectuer des corrections.

La deuxième méthode testée est basée sur un simple interpolateur polynomial appliquée sur les données d'accommodation ou de subsidence calculée puits à puits.

L'intérêt de cette méthode est que l'on peut ainsi conserver les valeurs exactes aux puits. Cependant, cette méthode est beaucoup moins performante pour les zones de non-valeur. Par contre, la géométrie de la grille n'est pas imposée, on peut se limiter aux derniers puits corrélés. La difficulté réside dans le fait que l'on travaillera sur des cartes

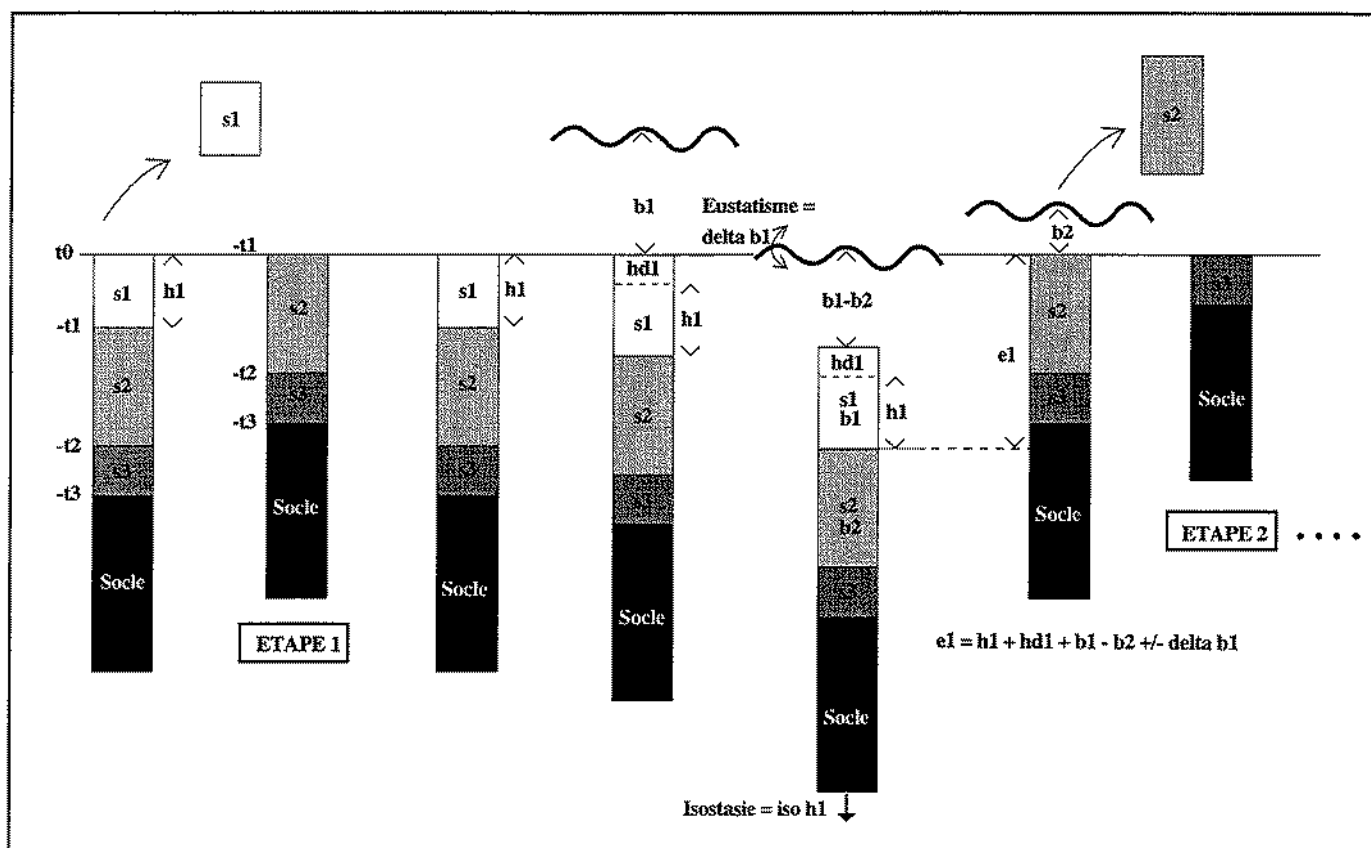


Figure I.34 : Méthode de "backstripping"

non superposables car les différentes catégories de données ne sont pas disponibles de manière équivalente sur tous les puits.

L'étude comparée des cartes obtenues par ces deux modes de calcul a montré que les résultats étaient quasiment superposables pour les zones à forte densité de puits et pouvaient par contre être différents dans les zones d'ombre. Cependant, quelle que soit la méthode d'interpolation utilisée, les tendances restent constantes, ce qui est le principal pour mener une étude semi-quantitative. Nous avons donc décidé de travailler sur les cartes obtenues par la méthode du splin, pour sa meilleure qualité d'interpolation.

Chapitre II

ASPECTS THERMO-MÉCANIQUES DU DÉVELOPPEMENT DES BASSINS SÉDIMENTAIRES INTRACRATONIQUES

A. LES DIFFÉRENTS TYPES DE BASSINS ET LEURS ORIGINES.

1. La lithosphère continentale.
2. Origine des contraintes lithosphériques pouvant contrôler l'évolution des bassins sédimentaires.
3. Les différents types de bassins et leur mécanisme initiateur.

B. LES MODES DE DÉFORMATION DE LA LITHOSPHERE ET L'ÉVOLUTION DES BASSINS INTRACRATONIQUES.

1. L'extension de la lithosphère continentale : structures et modèles thermomécaniques.
 - 1.1. Modèles thermomécaniques.
 - 1.2. Modèles cinématiques.
 - 1.3. Tailles caractéristiques des structures extensives.
 - 1.4. Phénomènes thermiques additionnels.
2. Rôle de la compression dans la structuration des bassins intracratoniques.
 - 2.1. La compression à l'origine d'un bassin intracratonique.
 - 2.2. Enregistrement d'un événement compressif tardif par un bassin en extension.
3. De la nécessité du suivi de la subsidence d'un bassin intracratonique.

Chapitre II

ASPECTS THERMO-MÉCANIQUES DU DÉVELOPPEMENT DES BASSINS SÉDIMENTAIRES INTRACRATONIQUES

La formation des bassins sédimentaires est due à des modifications persistantes ou temporaires de la structure thermo-mécanique de la lithosphère. Ces perturbations affectent la lithosphère dans son ensemble ou préférentiellement certains niveaux de cette dernière. Ces modifications s'enregistrent dans la morphologie et la structure des bassins. (Quinlan *et al.*, 1993 ; Ingersoll, 1988).

Un bassin intracratonique est un bassin sédimentaire développé sur la croûte continentale et éloigné de toute limite de plaque.

Le propos de ce chapitre est de faire le point sur les différents modèles d'évolution des bassins intracratoniques.

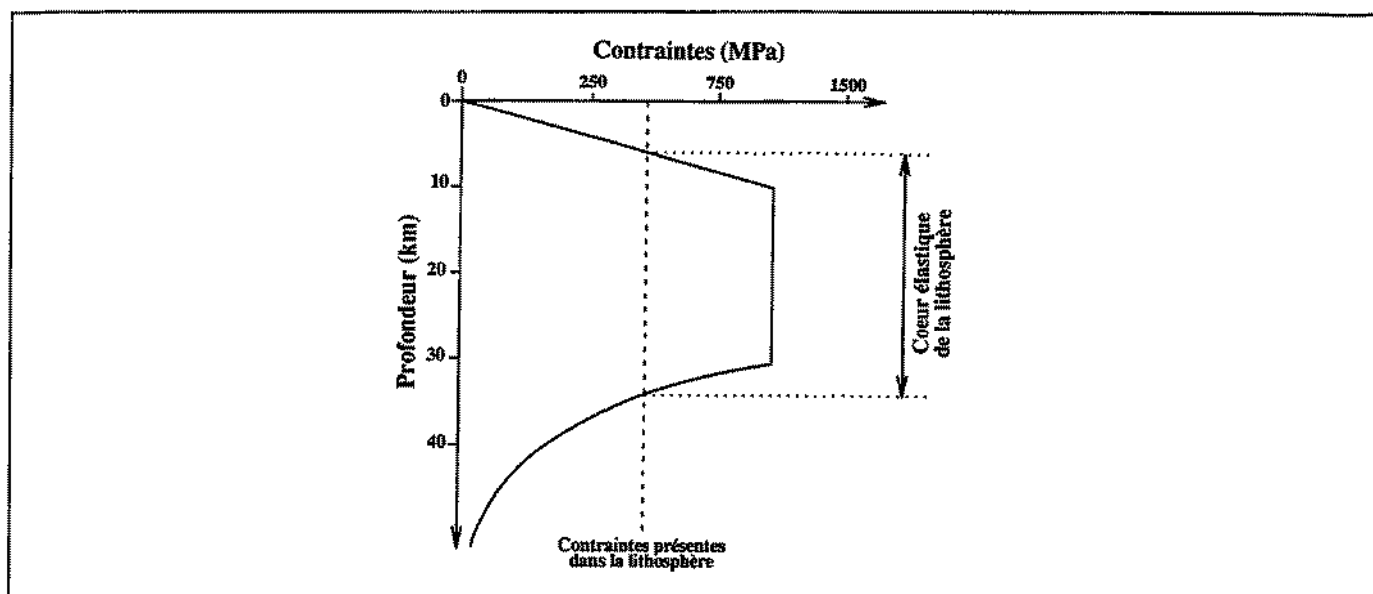


Figure II.1 : Profil rhéologique simplifié de la lithosphère continentale : contraintes nécessaires à l'acquisition d'une déformation permanente par la lithosphère (d'après Martinod, 1991).

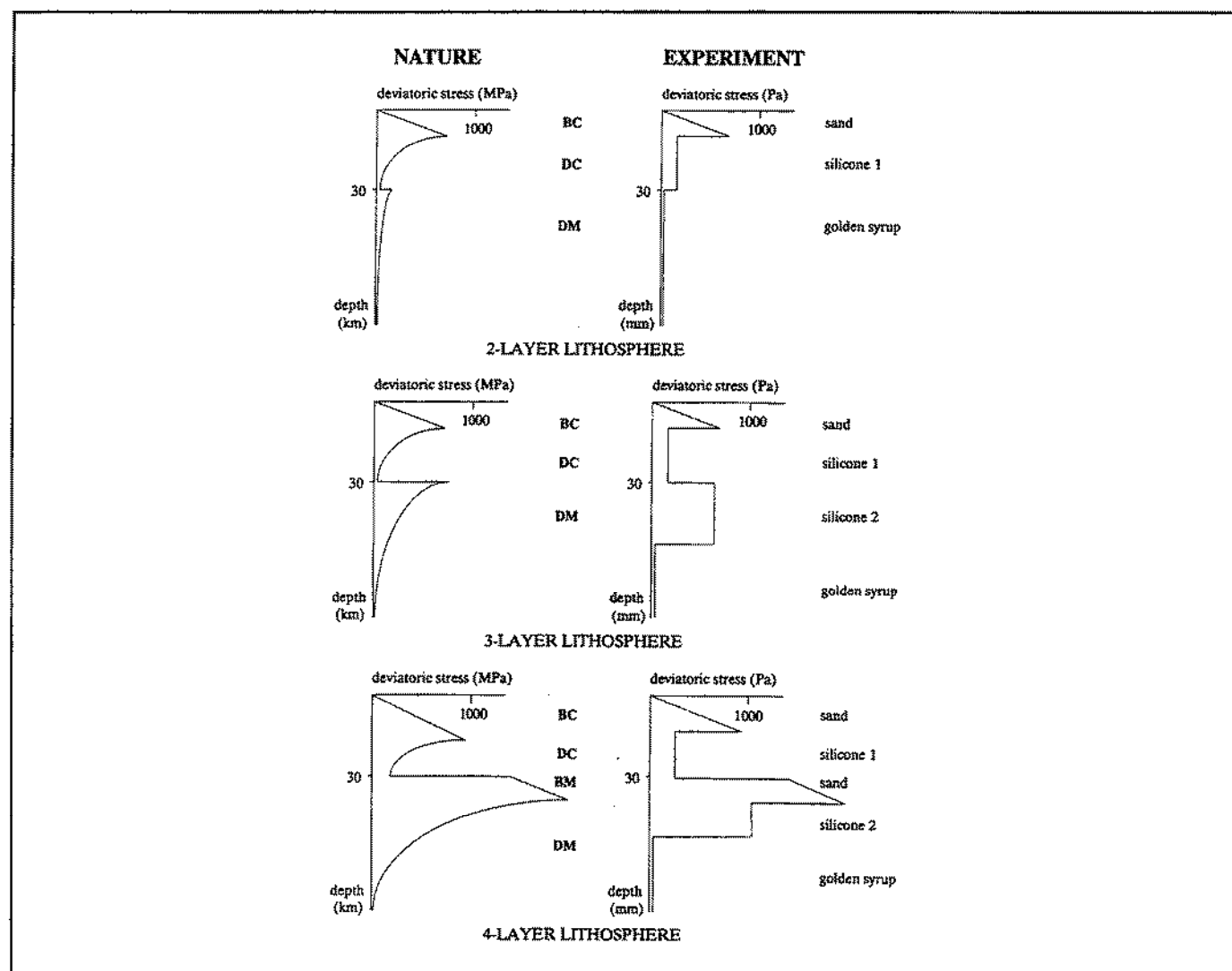


Figure II.2 : Profils rhéologiques naturels et théoriques simplifiés d'une lithosphère soumise à un raccourcissement uniforme. Le nombre de niveaux individualisés dans la lithosphère dépend du profil de température. Une lithosphère bicouche existe pour les hautes températures. Une lithosphère tricouche se rencontre aux températures intermédiaires, une lithosphère quadricouche, pour des faibles températures. La résistance de la lithosphère correspond à l'intégrale de ces courbes. BC : croûte fragile, BM : manteau fragile, DC : croûte ductile, DM : manteau ductile (d'après Davy & Cobbold, 1991).

A. LES DIFFÉRENTS TYPES DE BASSINS ET LEURS ORIGINES.

1. La lithosphère continentale.

Les modèles mécaniques de genèse et d'évolution des bassins présentés dans ce chapitre font appel à des notions fondamentales de rhéologie de la lithosphère. Les notions et les paramètres clés sont définis de façon succincte ici.

Deux grandes familles de mécanismes de déformation opèrent dans la lithosphère continentale, les mécanismes dits fragiles et ductiles. Les premiers sont caractéristiques des conditions de faible température et/ou des vitesses de déformation importantes. Les seconds sont des mécanismes de plus haute température. De par la répartition verticale des températures dans la lithosphère, on admet un étagement de ces mécanismes avec la profondeur. Les tests expérimentaux ont permis de préciser les lois de rupture (pour les milieux fragiles) et des lois de fluage (relation entre contrainte, déformation et température) pour les milieux ductiles pour différentes roches représentatives de la rhéologie de la lithosphère. En définissant des géothermes continentaux et des compositions minéralogiques réalistes, on peut visualiser la résistance de la lithosphère à la déformation en fonction de la profondeur sur des profils rhéologiques (Ranalli & Murphy, 1986 ; Davy & Cobbold, 1991). Il apparaît sur ces profils un litage rhéologique de la lithosphère traduisant une alternance de couches ductiles et fragiles de résistances différentes (Fig.II.1). Pour une lithosphère de composition donnée, la modification du géotherme peut entraîner des modifications drastiques de la résistance relative de chacune des couches ainsi que la résistance globale de la lithosphère (Fig.II.2).

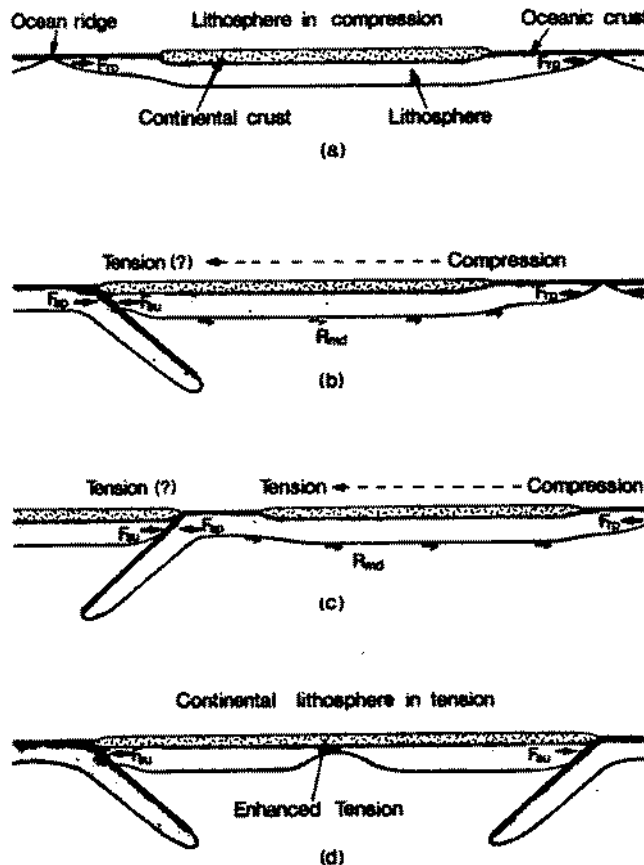
Une approche complémentaire permet d'estimer la rhéologie de la lithosphère. En effet, la lithosphère soumise à une flexure (due, par exemple à une surcharge glaciaire ou volcanique) peut se comporter comme une plaque mince élastique (c'est à dire qu'elle peut, après suppression de la charge, recouvrer sa géométrie initiale) (Turcott & Schubert, 1982). Le paramètre qui caractérise la résistance à la flexuration est appelée *rigidité flexurale* (D) de la lithosphère. D est une fonction croissante de l'épaisseur élastique de la lithosphère, paramètre caractérisant de façon formelle la part effective de la lithosphère pouvant rendre compte de son comportement élastique à l'échelle globale.

2. Origine des contraintes lithosphériques pouvant contrôler l'évolution des bassins sédimentaires.

Un nombre limité d'états de contraintes ont été distingués comme pouvant être à l'origine d'un bassin sédimentaire (Zoback *et al.*, 1993 ; Bott & Kusznir, 1984). Ils se définissent en fonction de leur magnitude, variant de quelques dizaines à quelques centaines de MPa mais également en fonction de la distribution et l'extension géographique des contraintes en question.

Les contraintes tectoniques s.l. :

Elles génèrent des mouvements globalement horizontaux aux limites des plaques, s'enregistrant en mouvements verticaux à l'intérieur des plaques (England & Jackson, 1989) (fig.II.3). Parmi celles-ci, on distingue les contraintes horizontales compressives ou extensives, dues aux "forces de déplacement des plaques lithosphériques" (Turcotte & Oxburgh, 1976). Elles sont en général liées pour les premières, au "slab pull" (force générée par l'enfoncement des plaques lithosphériques océaniques subductantes) (Houseman & England, 1986 ; England, 1993) ou pour les secondes, aux forces de traction exercées à la base de la lithosphère par les mouvements convectifs du manteau supérieur (Sleep *et al.*, 1980).



Examples of simple stress systems within lithospheric plates caused by plate boundary forces. a. Ridge push force developed at ocean ridges on opposite sides of a plate, causing the whole plate to be in compression; example present African plate. b. Ridge push force on one side of a plate and trench suction force on opposite side, causing stress system grading from compression at ridge possibly to tension at trench (if local overriding plate resistance is high, compression may occur throughout the plate); example present South American plate. c. Ridge push force on one side of a plate and slab pull on opposite side, stress as in (b); example Carboniferous basin formation in Great Britain. d. Trench suction on opposite sides of an entirely continental plate producing tension throughout; example Pangea just prior to its break-up.

F_{rp} = ridge push; F_{sp} = slab pull; F_{su} = trench suction; R_{md} = mantle drag.

Figure II.3 : Exemples de déformations simples causées au sein des plaques lithosphériques par des forces s'appliquant aux limites des plaques (Bott & Kusznir, 1984)

Les contraintes d'origine gravitaire s.l. :

Elles génèrent des mouvements globalement verticaux. La conséquence principale de ces types de contraintes est le rééquilibrage isostatique (Turcotte, 1980). Les déformations résultent alors des rééquilibrages dus aux répartitions anormales de densité au sein de la lithosphère (surcharges d'origine sédimentaire ou magmatique).

Un autre ensemble est considéré : il regroupe toute contrainte pouvant entraîner une flexuration de la lithosphère : par amplification du phénomène après création d'une première déflexion de la lithosphère, mais également par les forces de membranes dues à la courbure de la Terre (Turcotte & Oxburgh, 1976) ou par refroidissement différentiel d'une lithosphère stratifiée rhéologiquement (Cloetingh, 1992 ; Sleep *et al.*, 1980) ou encore par le refroidissement séculier de la Terre à l'origine de contraintes intraplaques (Solomon, 1987).

Les contraintes thermiques :

Les conditions thermiques contrôlent le comportement rhéologique de la lithosphère ainsi que sa densité (McNutt *et al.*, 1988). Une modification de l'état thermique de la lithosphère peut alors induire des rééquilibrages isostatiques.

Les contraintes thermiques sont alors difficilement distinguées des autres mécanismes de mise en contrainte de la lithosphère. Le régime thermique de la lithosphère peut être modifié à la suite de mouvements tectoniques, tels que les processus extensifs, permettant des remontées asthénosphériques chaudes par amincissement crustal. Ainsi, lorsque la lithosphère refroidit, sa densité augmente, et, par isostasie, elle s'enfonce (contrainte gravitaire) (Sleep, 1971).

Les contraintes thermiques peuvent être actives, moteur de la déformation lithosphérique (phénomènes convectifs et plumes mantelliques).

3. Les différents types de bassins et leur mécanisme initiateur.

Les bassins sédimentaires sont distingués en fonction du type de processus tectonique qui les contrôle.

Les bassins compressifs : Ces bassins enregistrent les forces de compression dans les zones de convergence. Le plus souvent, on trouve ces bassins au front des orogènes, ils sont dits alors d'avant-pays.

Les bassins en décrochement : Ce sont des bassins dont au moins l'une des marges est délimitée par une ou des failles décrochantes. Ces bassins se remplissent au fur et à mesure du jeu décrochant.

Les bassins extensifs : Les bassins extensifs résultent de l'étirement de la lithosphère. Cet étirement s'accompagne d'un amincissement permettant l'initiation de la subsidence.

Les bassins intracratoniques : On ne peut distinguer de mécanisme initiateur véritablement spécifique aux bassins intracratoniques. Leur position centrale dans la plaque continentale, loin des zones tectoniquement actives, leur assure une durée de vie très longue et leur permet d'enregistrer une succession de régimes tectoniques. Les différents modes de déformation de la lithosphère à l'origine des bassins décrits précédemment se retrouveront donc successivement, tous ou en partie, dans l'histoire d'un bassin intracratonique.

B. LES MODES DE DÉFORMATION DE LA LITHOSPHERE ET L'ÉVOLUTION DES BASSINS INTRACRATONIQUES.

L'observation des bassins intracratoniques, d'une part, les recherches sur la rhéologie de la lithosphère et le flux thermique d'autre part, ont permis le développement de modèles numériques essentiellement d'échelle lithosphérique, visant à simuler la

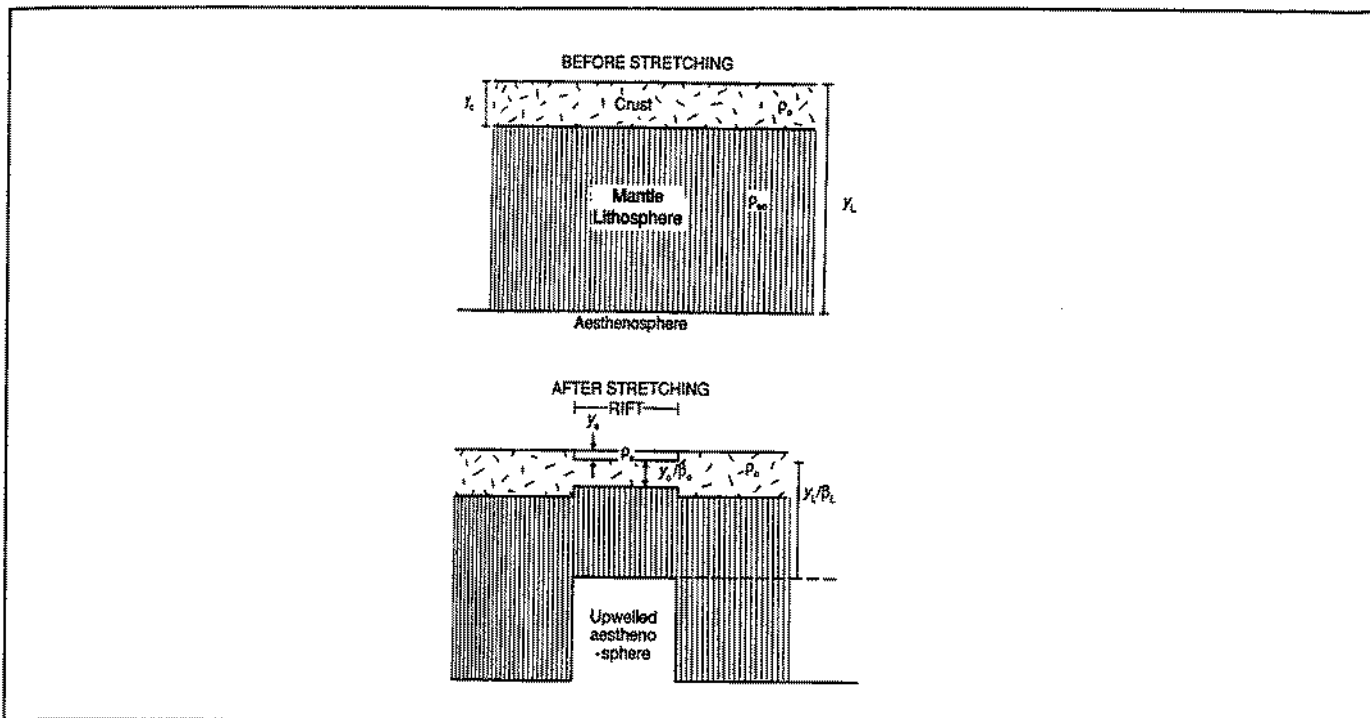


Figure II.4 : Modèle d'extension homogène ("stretching"). Les proportions d'étirement de la croûte et de la lithosphère sont respectivement b_c et b_L , proportions égales en cas d'extension homogène (d'après Allen & Allen, 1990).

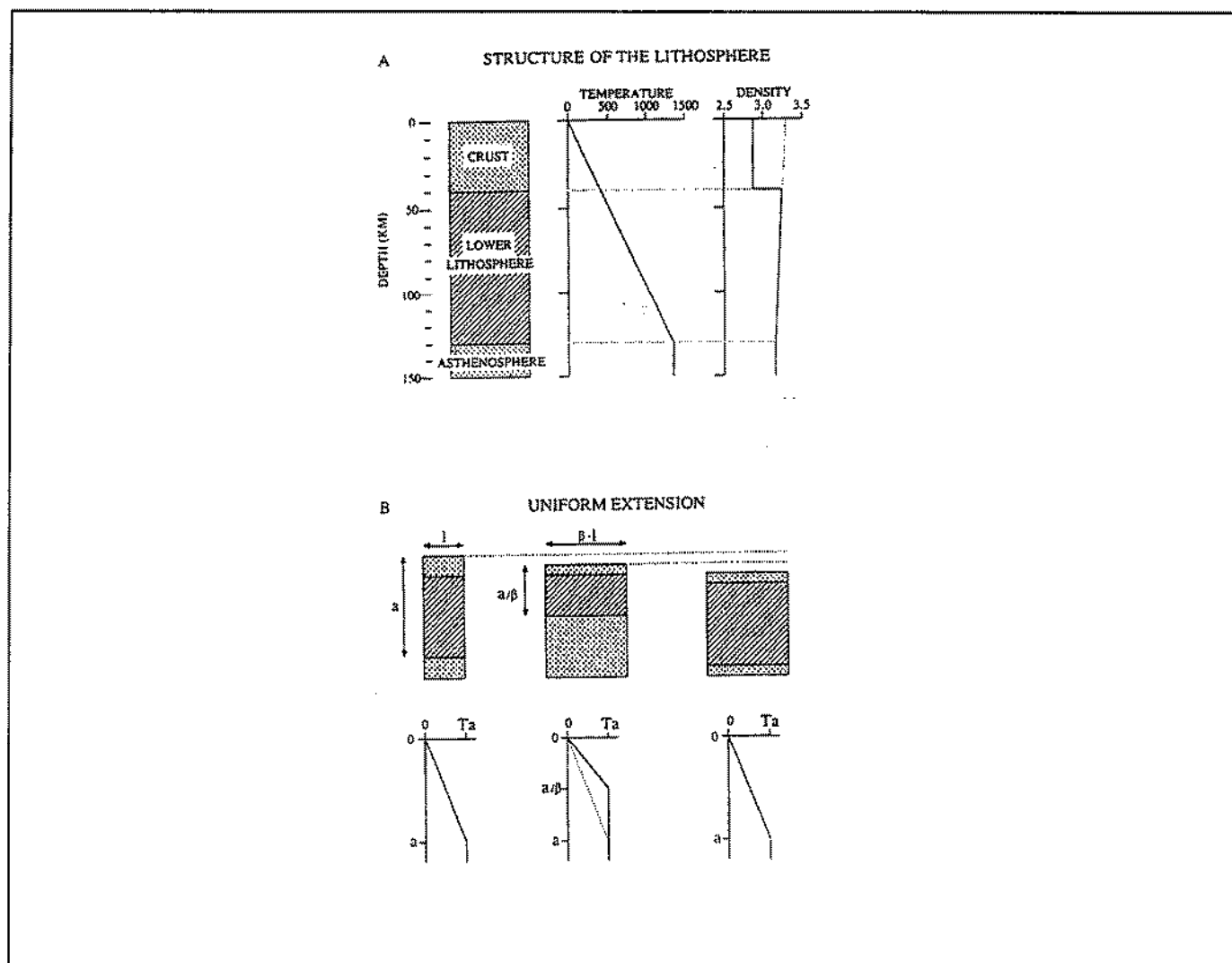


Figure II.5 : d'après Sclater & Célérier, (1987)

8a) Modèle de manteau supérieur sous un continent stable

8b) Le modèle d'extension homogène de McKenzie (1978). Si une section de la lithosphère est étirée d'un facteur b , la lithosphère et la croûte sont amincies d'un facteur $1/b$. T_a est la température de l'asthénosphère.

genèse et l'évolution des bassins intracratoniques. On a pu ainsi distinguer un certain nombre de modes de déformation de la lithosphère et les caractériser par le régime de subsidence qu'ils généraient.

Dans le cadre des bassins intracratoniques, on distinguera les mécanismes de l'extension lithosphérique et les effets d'une compression intraplaque.

1. L'extension de la lithosphère continentale : structures et modèles thermomécaniques.

De nombreux auteurs ont fait appel aux mécanismes d'étirement pour tenir compte du jeu des failles normales et de l'amincissement crustal observés au niveau des zones d'extension lithosphérique. (Artemjev & Artuskov, 1971 ; Voight, 1974 ; Lowell *et al.*, 1975 ; Morton & Black, 1974). En effet, l'extension et ses conséquences thermiques sont les mécanismes les plus efficaces et les plus couramment à l'origine des bassins intracratoniques (fig.II.4).

1.1. Modèles thermomécaniques.

Rifts actifs et rifts passifs :

Plusieurs mécanismes physiques ont été invoqués comme cause de l'extension crustale. On peut en distinguer deux principaux (Allemand *et al.*, 1989). Selon que l'anomalie thermique précède ou suit la déformation de surface, le rifting est qualifié respectivement d'actif ou de passif :

- le modèle de rifting actif : dans ce premier cas, l'augmentation du flux de chaleur est liée à l'emplacement d'un panache mantellique ou plume à la base de la lithosphère, d'origine mantellique (Hill, 1993). Ce mécanisme a pour effet de remonter la limite lithosphère-asthénosphère, provoquant un déséquilibre isostatique et une variation des contraintes intra-lithosphériques : ces dernières sont dissipées par extension crustale ou lithosphérique (Burke & Dewey, 1973 ; Sengör & Burke, 1978 ; Bott, 1981 et 1992 ; Houseman & England, 1986 ; Moretti & Froidevaux, 1986).

- le modèle de rifting passif dont la cause est à rechercher dans les mouvements horizontaux aux limites du système (McKenzie, 1978 ; Bott, 1982 ; Ricard & Froidevaux, 1986 ; Zuber & Parmentier, 1986). Les tensions de la lithosphère conduisent alors à un amincissement lithosphérique (rifting), permettant la remontée de matériel chaud asthénosphérique. La genèse d'un mélange asthénosphérique-lithosphérique formée par décompression adiabatique n'est pas le moteur de l'extension mais une de ses conséquences.

Le modèle d'extension lithosphérique :

On décrira ici le modèle de McKenzie (1978) qui reste une référence dans les études de l'extension lithosphérique, puis les modèles qui ont permis son amélioration.

L'extension est le résultat de la rupture rapide de la croûte fragile et de la remontée ductile de la lithosphère sous-crustale. Cela permet l'émergence d'une portion de l'asthénosphère dans la partie amincie de la croûte (Salveson, 1976 et 1978 ; Fleitout *et al.*, 1986). Les grabens sont alors limités par des failles normales listriques de faible pendage. Lorsque le jeu des failles cesse, l'asthénosphère chaude refroidit et le bassin subsiste en s'amortissant avec le temps. Après un certain temps, dont la durée dépend du taux d'étirement β , le bassin subsiste avec les mêmes vitesses que suivrait le refroidissement d'une lithosphère océanique.

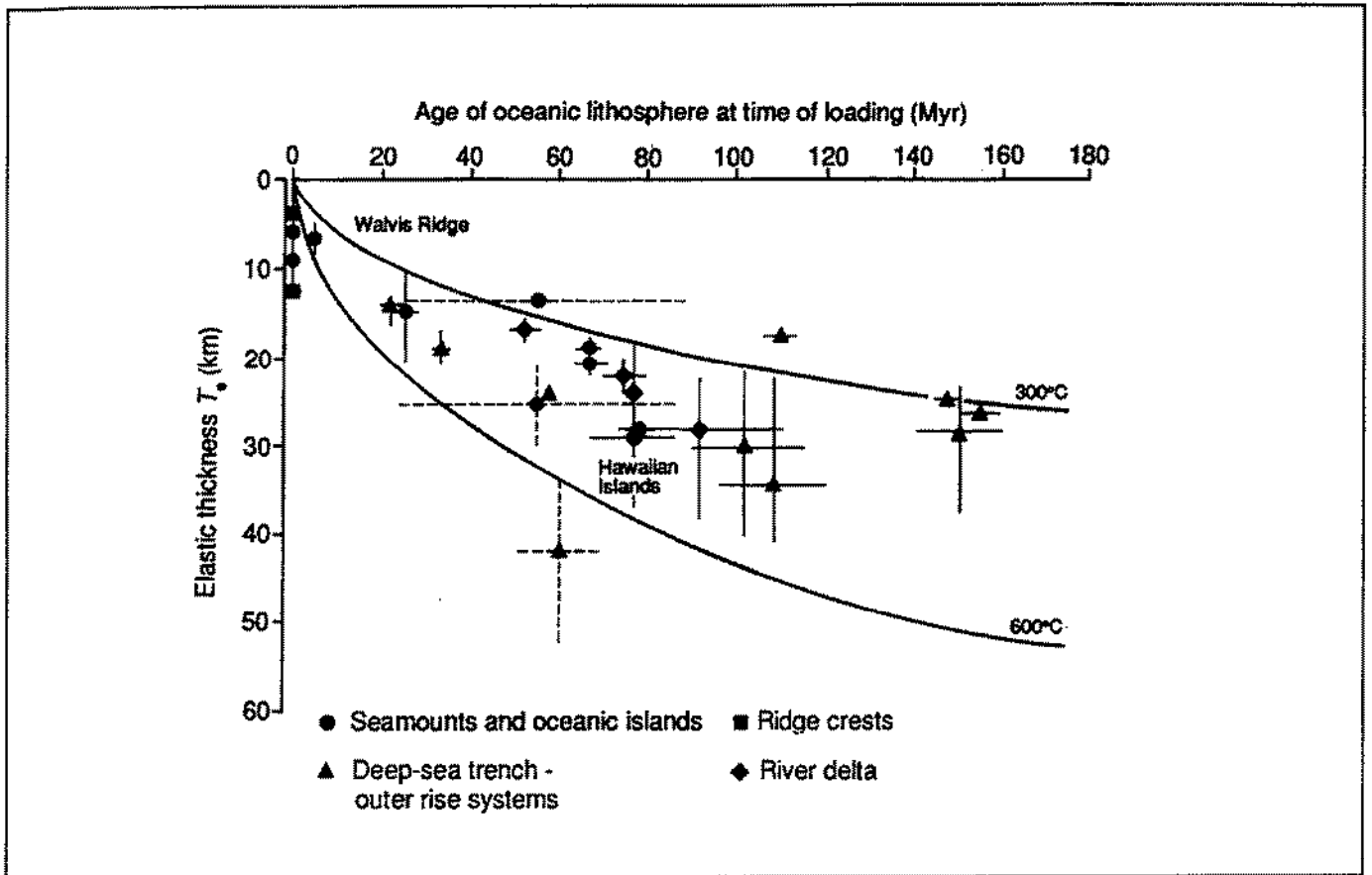


Figure II.6 : Evolution de l'épaisseur élastique T_e de la lithosphère océanique en fonction de son âge (d'après Allen & Allen, 1990).

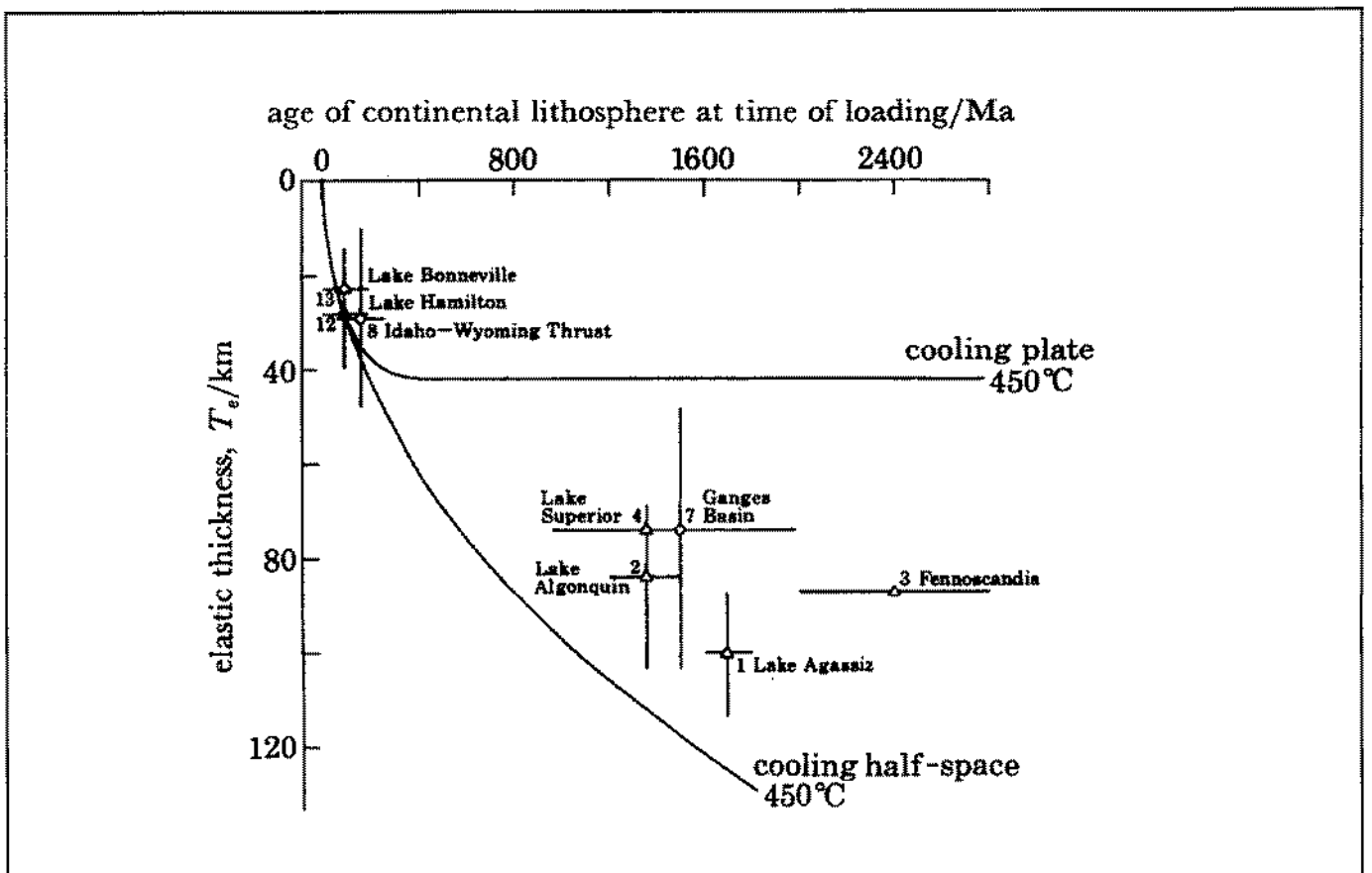


Figure II.7 : Evolution de l'épaisseur élastique T_e de la lithosphère continentale en fonction de son âge (d'après Watts et al., 1982).

Le modèle d'extension homogène de McKenzie (1978) implique que les différents niveaux de la lithosphère sont étirés dans des proportions identiques (extension homogène ou "uniform stretching") (fig.II.5). L'extension est symétrique et aucune rotation ne survient : c'est un modèle en cisaillement pur ("pure shear"). L'aplatissement vertical de la lithosphère est alors compensé par un étirement latéral. Les conditions générales du modèle sont :

- (1) un étirement uniforme et instantané,
- (2) un équilibre isostatique de type Airy maintenu constamment,
- (3) un transfert de chaleur uniquement vers le haut,
- (4) la non-considération de chaleur d'origine radioactive.

C'est un modèle à une dimension.

La lithosphère peut également présenter des perturbations thermiques à la verticale des marges du bassin. La lithosphère non étirée voisine de la zone d'extension est soumise alors à des mouvements de nature convective de matériel asthénosphérique chaud provenant de la zone de rifting. Cette déstabilisation provoque la surrection des marges du bassin. (Fleitout *et al.*, 1986)

La subsidence du bassin est décomposée en deux phases principales : subsidence initiale dite tectonique ("fault-controlled subsidence") et subsidence thermique.

La subsidence tectonique est la réponse instantanée à l'amincissement lithosphérique et à la remontée passive de l'asthénosphère. Pour que l'équilibre isostatique soit maintenu, la limite lithosphère asthénosphère remonte : on enregistre alors une diminution de la topographie. Ce mouvement est cependant en compétition avec le soulèvement lié à l'augmentation du flux thermique. Ces processus donnent lieu à un bombement régional de la lithosphère. Pour une croûte continentale moyenne (d'épaisseur supérieure à 18 km, Dewey, 1982), cette première phase de subsidence sera positive, traduisant une tendance à l'enfouissement.

Après la période distensive et la subsidence instantanée qui lui est liée, une subsidence à long terme, dite thermique, débute. Elle représente la réponse isostatique au refroidissement de la lithosphère et à la contraction thermique de l'asthénosphère remontée passivement lors de l'extension initiale. Cette phase de relaxation traduit le retour de la structure thermique modifiée à un gradient géothermique à l'équilibre. La subsidence thermique suit une loi exponentielle comparable à celle de la croûte océanique (fig.II.6 et 7).

Contrairement à l'amincissement crustal qui est définitif ou permanent, l'amincissement de la lithosphère sous-crustale est temporaire et se dissipe avec le temps par recouvrement de sa structure initiale en fluant (c'est le "channel flow").

Les améliorations amenées au modèle de McKenzie (1978) :

On peut considérer successivement des rhéologies élastique ou viscoélastique pour la lithosphère (Beaumont & Sweeney, 1978 ; Beaumont, 1978) et également le rôle des failles aux limites des bassins en extension (Plint *et al.*, 1993).

Le développement alors supposé instantané d'un graben limité par des failles est suivi par un remplissage lui aussi supposé contemporain du graben. Le poids de ces sédiments conduit à la formation d'un bassin :

- qui n'évoluera pas dans le temps si l'on admet une lithosphère élastique ;
- qui continue à se développer par relaxation après l'arrêt du mécanisme initiateur pour une lithosphère viscoélastique. Ce développement est contrôlé par la constante de temps visco-élastique de la lithosphère choisie. La surface du bassin diminue avec le temps, tandis que ses bordures se relèvent et sont érodées.

Structures thermiques et extension lithosphérique :

Dans les modèles précédents, l'extension est supposée instantanée, uniquement valable pour des phases de rifting courtes par rapport à la constante de refroidissement de la lithosphère. Jarvis & McKenzie (1980) ou Alvarez (1984) ont envisagé une distension de durée finie, la perte de chaleur commençant avant la fin de la distension (fig.II.8). Ils

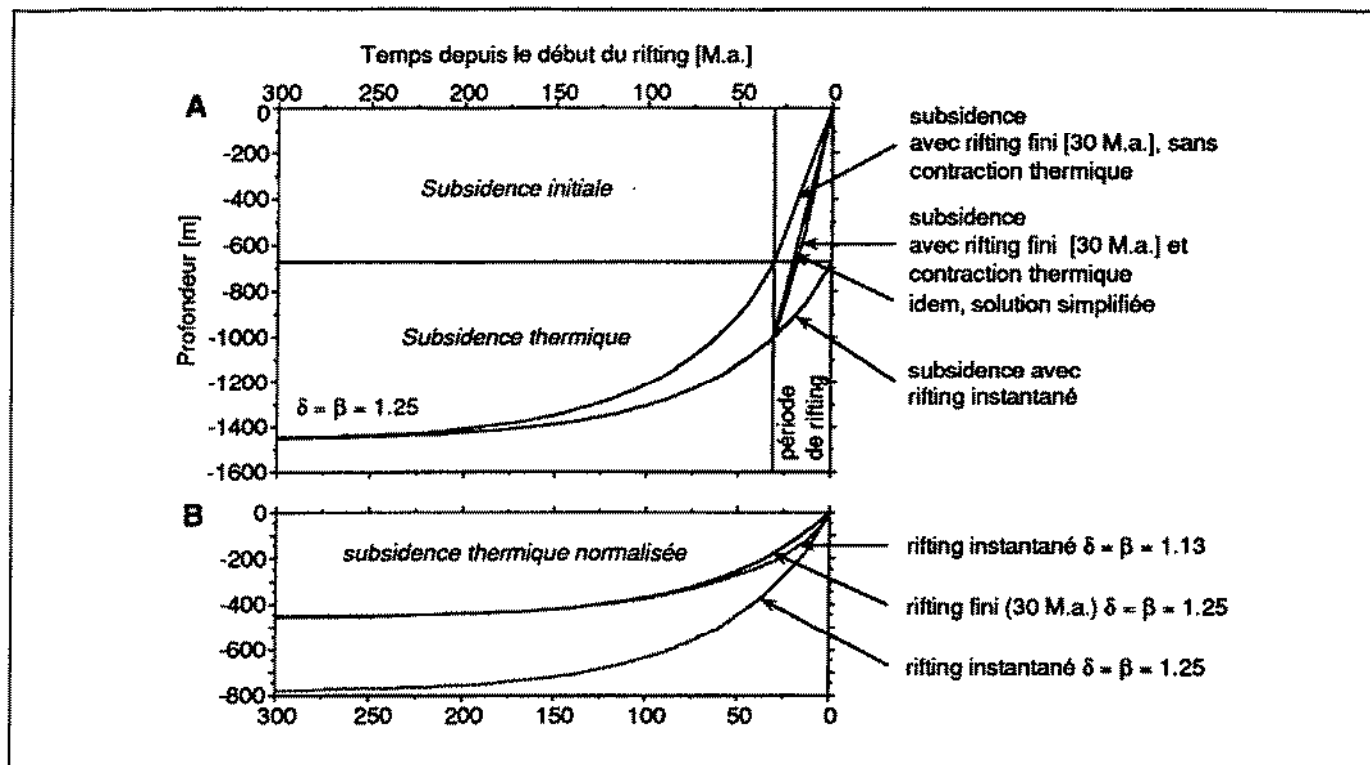


Figure II.8 : Effets d'un rifting de durée "finie" avec et sans contraction thermique durant l'extension

(modèle d'extension homogène avec $d=b=1,25$; rifting de 30 Ma)

A : courbes de subsidence avec composantes initiale et thermique,

B : courbes de subsidence thermique normalisées. (d'après Loup, 1992)

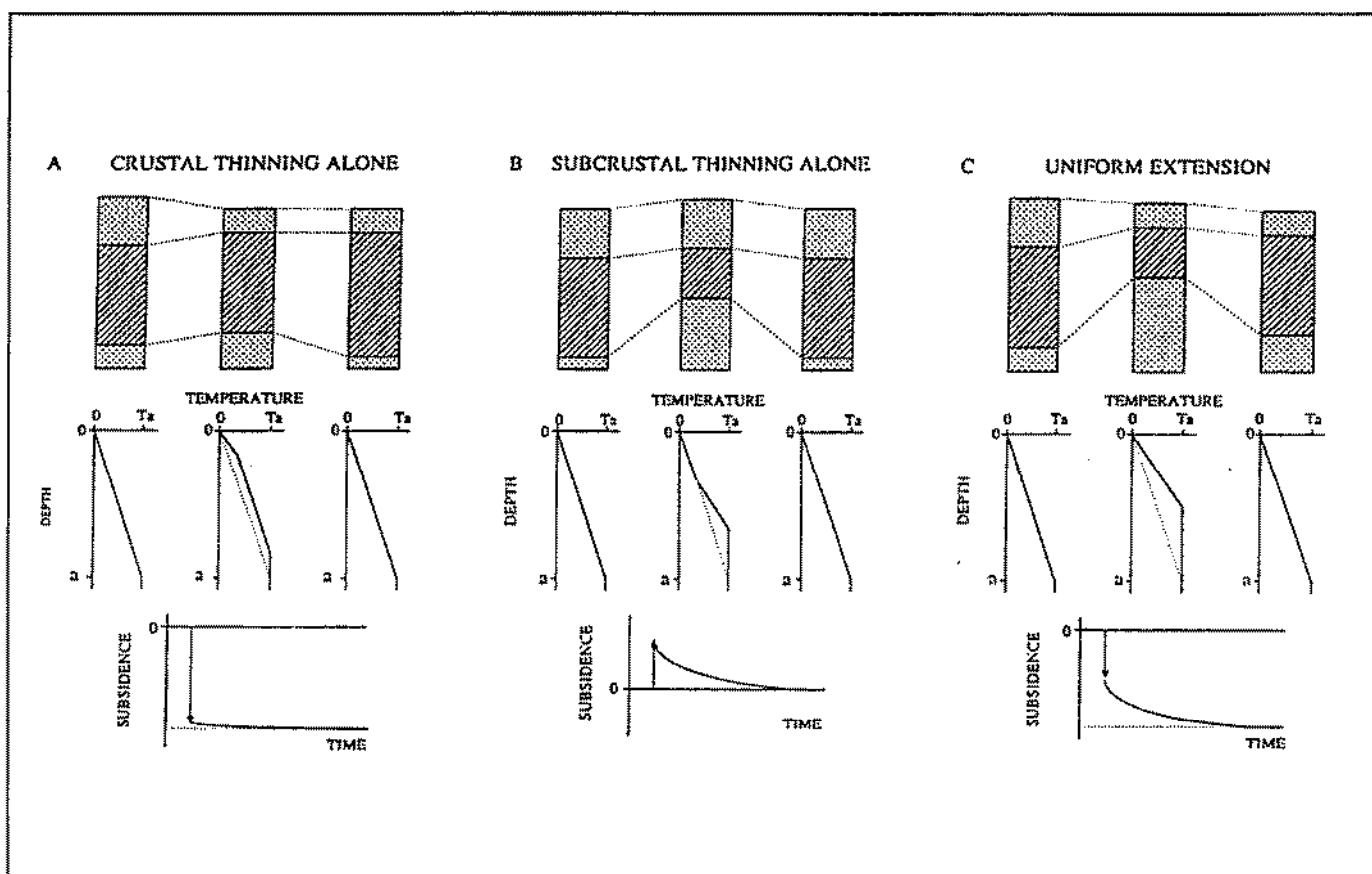


Figure II.9 : Illustration des facteurs majeurs de contrôle de la subsidence continentale.

a) L'amincissement crustal crée à lui seul une subsidence initiale instantanée.

b) L'amincissement de la lithosphère inférieure crée un soulèvement instantané initial puisque l'asthénosphère est plus chaude et moins dense que la lithosphère inférieure, puis une subsidence thermique à long-terme, permettant le recouvrement de l'épaisseur initiale de la lithosphère totale.

c) L'extension uniforme de l'ensemble de la lithosphère crée tout d'abord une subsidence initiale due aux effets de l'amincissement crustal qui est plus important que l'amincissement de la lithosphère inférieure, puis une subsidence thermique à long-terme.

(d'après Sclater & Célérier, 1987)

comparent les courbes de subsidence calculées avec un modèle d'extension instantanée, avec les courbes calculées pour un modèle à durée finie d'extension. Ils montrent que dans la majorité des cas, le modèle instantané est suffisant.

Plusieurs phases successives de distension peuvent être également envisagées (Royden, 1982 ; Alvarez, 1984), ainsi qu'une production de chaleur radiogénique dans la croûte. D'autres modèles ont également tenu compte d'une perte de chaleur latérale (Watremez, 1980 ; Cochran, 1983 ; Alvarez, 1984), non négligeable dans les bassins étroits (Alvarez *et al.*, 1984) ; d'autres tiennent également compte de l'écrantage thermique due à la couche sédimentaire sus-jacente ("sedimentary blanketing", Alvarez, 1984). Ainsi, Cochran (1983) montre les effets de la subsidence thermique contemporain du jeu des failles normales (synrift) et de la conduction latérale de chaleur sur les courbes de subsidence. La différence entre un modèle d'extension instantané et un modèle à durée d'extension finie atteint 25% sur la valeur de l'extension finie.

1.2. Modèles cinématiques.

Nous venons de faire un bilan des modèles physiques élaborés pour la compréhension de la genèse des bassins en extension. Nous allons maintenant chercher à caractériser l'expression de ces modèles en termes de structures géologiques à l'échelle du bassin ou de la lithosphère. Pour cela, nous allons effectuer une rapide revue bibliographique des modèles cinématiques.

Modèles de décollement :

Les différences entre les modèles se font essentiellement sur la géométrie de cette surface et sur les relations entre déformation ductile et fragile, c'est à dire sur le partitionnement de la déformation dans la lithosphère (fig.II.9). Un décollement est une faille plate, généralement parallèle aux alternances lithologiques.

Un modèle d'extension instantanée non homogène a ainsi été élaboré pour les domaines où le modèle de McKenzie ne convenait pas avec la réalité de la subsidence observée (Bird, 1978 ; Royden & Keen, 1980 ; Sclater *et al.*, 1980 ; Le Pichon *et al.*, 1981 ; Hellinger & Sclater, 1983 ; Royden *et al.*, 1983). Au lieu de considérer un taux d'extension identique dans la croûte et la lithosphère sous-crustale (extension homogène), chacun de ces niveaux est étiré indépendamment l'un de l'autre. Le passage entre domaines d'extension différenciée se fait le long d'un décollement (au niveau du Moho, limite croûte - manteau, ou à la base de la croûte supérieure), au niveau de l'"interface fragile-ductile", permettant un découplage à l'intérieur de la lithosphère: c'est le modèle d'extension non homogène et discontinue.

Si le taux d'extension est plus élevée dans la croûte que dans la lithosphère mantellique, l'extension est qualifiée de crustale : l'anomalie thermique est alors généralement faible, la majeure partie de la subsidence est alors acquise durant la phase initiale de l'extension et n'est pas suivie d'une phase importante de subsidence thermique (Hellinger & Sclater dans le Pattani Trough, 1983 ; Royden *et al.*, dans le bassin de Vienne, 1983 ; Karner & Dewey, dans le Ridge Basin, 1986 ; Karner *et al.*, dans le Wessex Basin, 1987).

Si le taux d'extension de la lithosphère sous-crustale est plus élevé que celui de la croûte continentale, l'extension est dite sous-crustale. L'anomalie thermique induite est alors plus importante. L'amplitude de la subsidence thermique augmente en conséquence. Un soulèvement initial peut survenir : il sera déterminé par le rapport du taux d'extension et de l'épaisseur initiale de la croûte. Il entraîne en effet une rupture rapide de la croûte supérieure fragile (Royden & Keen, marge du Labrador, 1980 ; Sclater *et al.*, bassins intra-carpatiques centraux, 1980 ; Royden *et al.*, bassin Pannonien, 1983 ; Kooï *et al.*, mer du Nord et Central Graben, 1989 ; Thorne & Watts, Central Graben, 1989 ; Artemjev & Artyukhov, 1971 ; Bott, 1971).

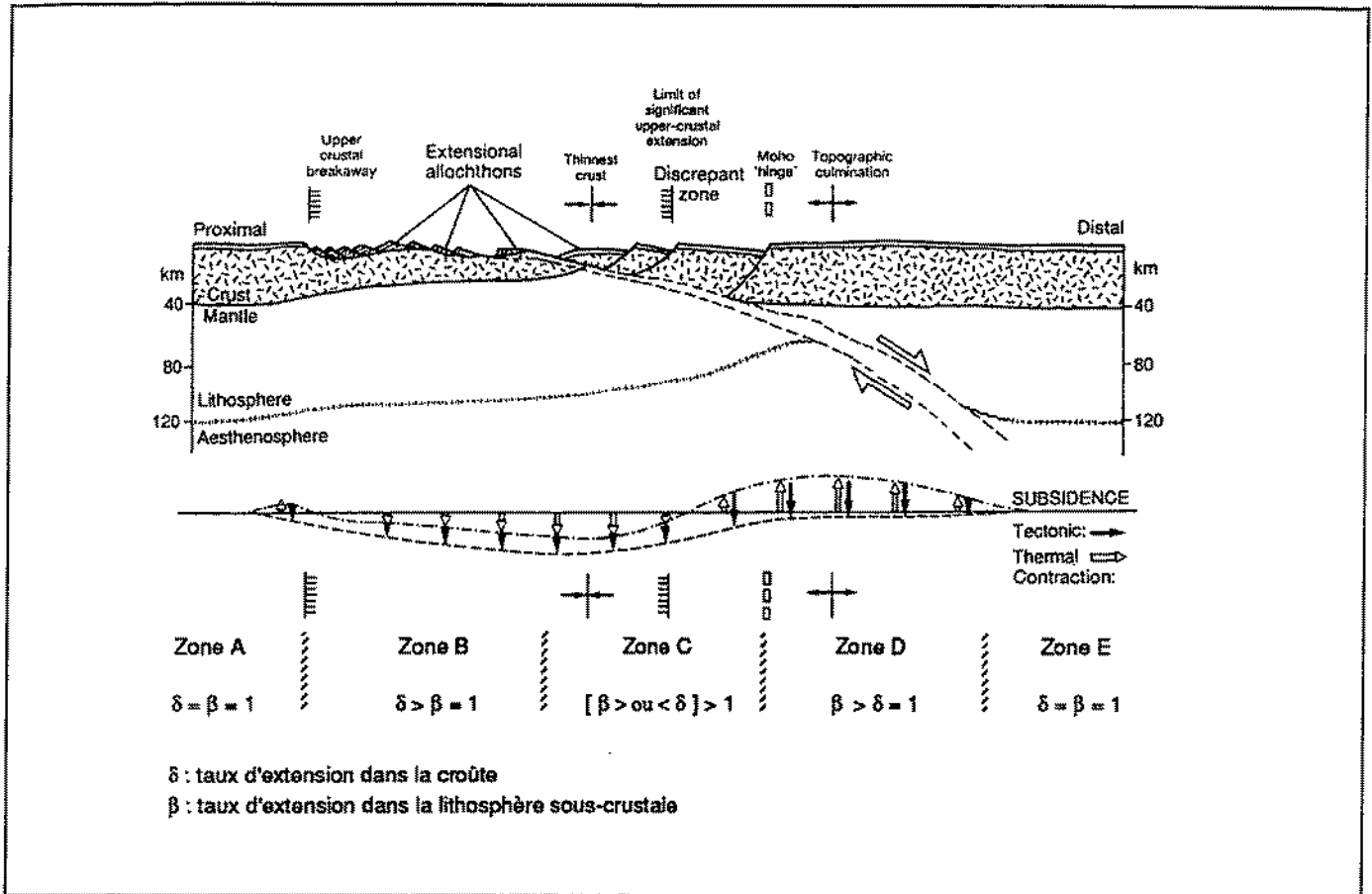


Figure II.10 : Modèle d'extension par cisaillement simple de la lithosphère. Le cisaillement oblique fait le relais entre des zones soumises à une extension crustale (zone B) et des domaines où la lithosphère sous-crustale est seule atténuée (extension sous-crustale, zone D). Le partitionnement des composantes initiale/tectonique et thermique de la subsidence varie le long du transect (d'après Wernicke, 1985).

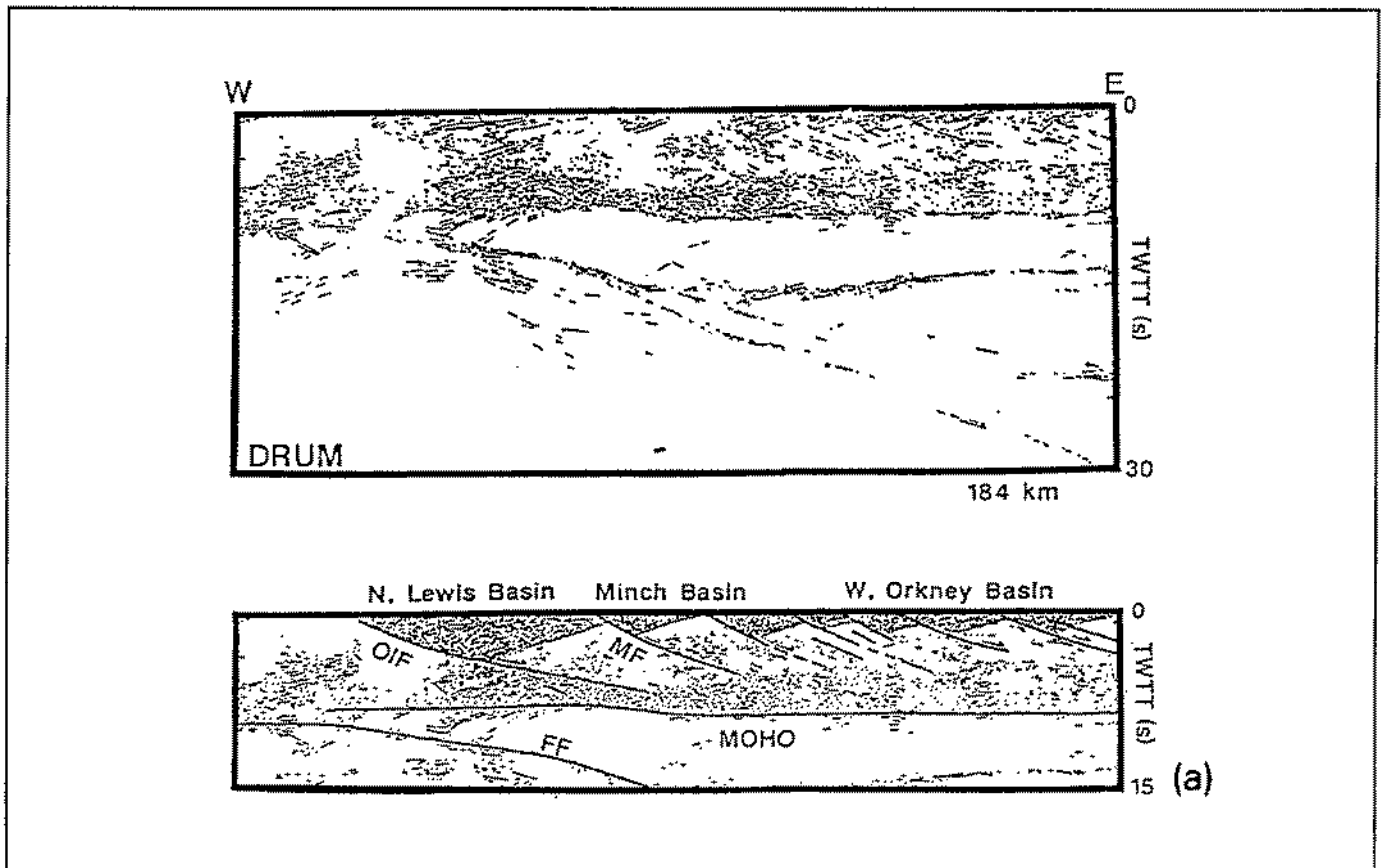


Figure II.11 : Ligne sismique interprétée du profil de sismique profonde DRUM en Ecosse, montrant les failles majeures à la base de la croûte supérieure et leur contrôle sur la formation du "Viking Graben" (d'après Kusznir & Ziegler, 1992).

Modèles de détachement :

Wernicke (1981, 1985 et 1990) propose que l'extension lithosphérique soit accommodée par de grands accidents normaux de faible pendage ($<30^\circ$) (ou détachements) (fig. II.10 et 11). En surface, le détachement provoque le développement de blocs décollés glissant sur de grandes distances. Dans le manteau, cette faille est relayée par une zone de cisaillement s'enracinant dans l'asthénosphère. Le pendage de cette faille impose un décalage entre les effets superficiels et profonds de l'extension. Ainsi, l'étirement dans une région localisée de la croûte supérieure est transmis, par l'intermédiaire du détachement, à des niveaux crustaux inférieurs, plus loin encore que la lithosphère sous-crustale. La zone d'extension crustale est alors décentrée par rapport à la zone de remontée asthénosphérique. Sur une verticale, les taux d'extension dans la croûte et la lithosphère varient alors en sens opposés et il est ainsi théoriquement possible d'avoir des régimes d'extension différents dans un même domaine, et de façon simultanée (Klemperer, 1988). L'amincissement maximal de la croûte est situé dans une zone dépourvue de manifestations extensives en surface. A l'aplomb de cette zone, l'amincissement mantellique est faible. L'amincissement maximal de la lithosphère mantellique est situé à l'aplomb d'une zone crustale non amincie.

Coward (1986) propose un modèle combinant étirement lithosphérique hétérogène et faille de détachement. Il tente ainsi d'expliquer les variations de pendage en profondeur des zones de détachement majeurs observées dans les bassins de large dimension, de modéliser les variations de déformation observées au dessus et au dessous des zones de détachement et de justifier le soulèvement régional de certaines parties des bassins. Une autre variante au modèle de McKenzie (1978) est un modèle en extension non homogène continue : le taux d'extension dans le manteau évolue de façon continue avec la profondeur (Rowley & Shagian, 1986). Le problème lié à l'existence d'une surface de découplage intra-lithosphérique est alors levé.

Importance de l'héritage structural :

Sur des modèles viscoélastiques - plastiques de la lithosphère, Lynch & Morgan (1990), ont testé le rôle d'hétérogénéités diverses telles que des anomalies thermiques, des fractures préexistantes dans la croûte supérieure et des zones d'amincissement crustal anomaux. Ils démontrent que la déformation est fortement localisée par ces zones d'hétérogénéités thermiques, ou rhéologiques. Des zones de faiblesse superficielles de la lithosphère déterminent une voûture de la lithosphère dans les premiers stades de la déformation, due aux contraintes élastiques en flexure. Une zone de faiblesse dans les niveaux plus profonds aura pour effet une déflexion. Les hétérogénéités thermiques sont les plus efficaces dans le contrôle de la déformation : une large zone de forte déformation est prédite par une large anomalie thermique sous le Moho. Une extension discontinue, traduisant une faible déformation, est prédite par des modèles à anomalies thermiques plus profondes et plus étroites.

Discussion des modèles en "pure shear" ou "simple shear" :

Le modèle de détachement simple asymétrique a été assimilé de façon abusive à un cisaillement simple, par opposition au modèle homogène de McKenzie (cisaillement pure).

Kusznir *et al.* (1987) puis Kusznir & Ziegler (1992) ont cherché à tester l'influence relative du mode de déformation en cisaillement pur et de grandes failles plates sur la géométrie des bassins. Les auteurs soulignent alors le rôle majeur des détachements sur la géométrie des bassins, en régime extensif ou compressif. C'est le jeu successif de ces failles qui permet les histoires multi-rifting de nombreux bassins intracratoniques et c'est leur réactivation en mode inverse qui induit l'inversion généralisée de ces mêmes bassins. Ces détachements sont les produits soit d'une zonation rhéologique de la croûte soit d'une fabrique héritée d'une collision. Dans leur

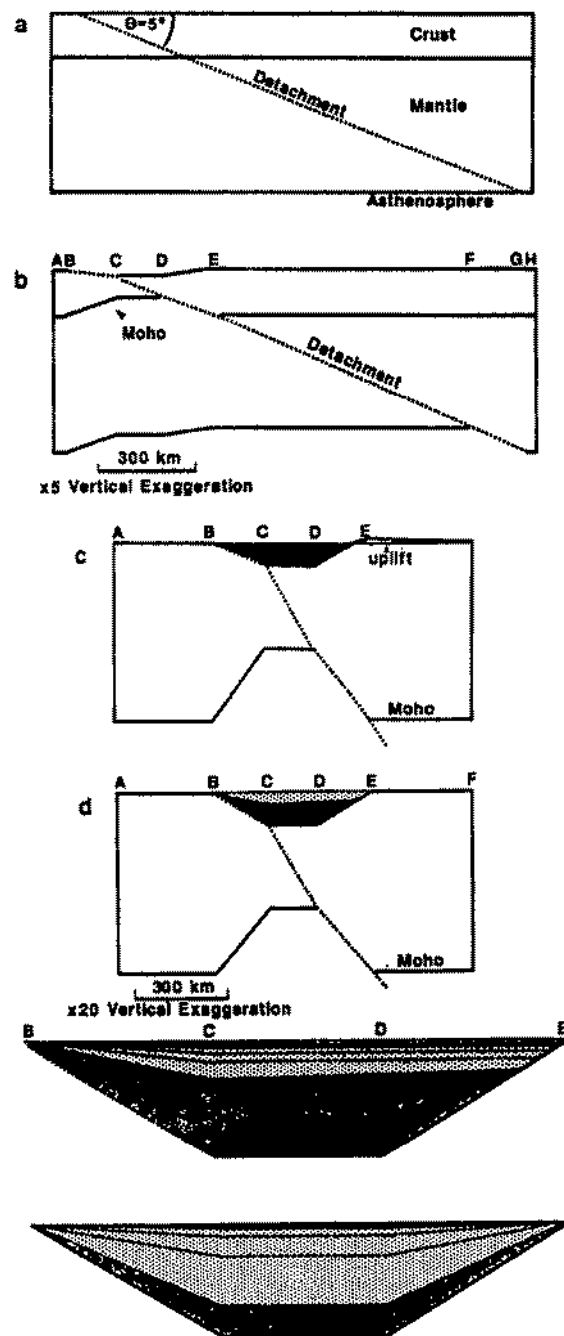


Figure II.12 : (d'après White, 1989)

- a) coupe de la lithosphère par un détachement plan,
 - b) coupe de la lithosphère immédiatement après extension, sous charge sédimentaire et après équilibre isostatique,
 - c) gros plan sur la coupe b : Si, subsidence initiale en ombrée,
 - d) 300 Ma après l'extension : St, subsidence thermique, en pointillés,
 - e) gros plan sur le bassin de la coupe d: les isochrones sont tracées tous les 60 Ma,
 - f) le même bassin mais formé uniquement par extension homogène de la lithosphère.
- Les épaisseurs, densités et autres paramètres de la croûte et de la lithosphère sont de McKenzie (1978).

modèle, les failles de détachement s'enracinent sur des niveaux de décollement, en dessous desquels la déformation est considérée comme homogène. La géométrie des bassins en mode extensif est fortement dépendante de la quantité globale d'extension enregistrée par la lithosphère, de la profondeur d'enracinement du détachement et de la distribution latérale relative des mécanismes de déformation. Plus précisément, la localisation du bassin pendant la subsidence tectonique est dans un premier temps contrôlée par la position du détachement alors que la localisation du bassin issu de la subsidence thermique, est principalement contrôlée par la distribution de la déformation cisailante homogène dans la croûte inférieure et le manteau supérieur ainsi que par la rigidité flexurale de la lithosphère. Ce modèle montre que le ratio entre les épaisseurs de sédiments déposés au cours de la subsidence tectonique, syn-rift et déposés au cours de la subsidence thermique, post-rift, n'est pas constant comme le prédit McKenzie (1978) mais qu'il est contrôlé par les failles et par le mouvement de chacune d'entre elles, et ceci indépendamment du contrôle des apports sédimentaires.

White (1989) postule que c'est l'observation des géométries sédimentaires induites par la subsidence thermique qui est la plus à même de permettre la vérification de la validité de chacun de ces deux modèles, en tant que contrôles de la subsidence. Son étude du secteur septentrional de la mer du Nord tend à prouver que le modèle en "simple shear" est alors impossible et que l'évolution de ce bassin peut alors être expliqué par les modèles d'étirement homogène. Il se base sur la coïncidence spatiale du pôle maximal de subsidence et de l'amincissement crustal (Latin & White, 1990) (fig.II.12).

Apports de la modélisation analogique :

Les expériences analogiques menées sur la réponse de multicouches fragiles-ductiles à des conditions d'extension, montrent que les rifts sont le plus souvent asymétriques et sont en général décalés par rapport aux zones d'extension en profondeur. L'existence d'une couche fragile en profondeur (manteau lithosphérique fragile), provoque un étirement localisé profond et donne naissance à des rifts multiples en surface. Au contraire l'existence d'une seule couche fragile en surface (lithosphère à deux couches) est toujours caractérisée par le développement d'un rift unique.

Brun & Tron (1993), à partir de modèles analogiques sable-silicone, ont tenté de caractériser le degré de couplage existant entre les niveaux fragiles et ductiles et le rôle de la réactivation de structures héritées d'échelle crustale. Ils proposent que l'asymétrie des bassins de la croûte supérieure peut être acquise simultanément lors d'une extension symétrique de l'ensemble de la croûte. Un modèle "pure shear" peut alors expliquer la formation d'un bassin asymétrique.

En contexte extensif, l'étirement de la lithosphère peut se traduire par un boudinage localisé, appelée également zone de "necking" (zone d'étranglement) (Cloetingh & Kooi, 1992 ; Cloetingh *et al.*, 1994 ; Beslier & Brun, 1991). Cette déformation s'opère lorsque les contraintes extensives sont supérieures à la résistance flexurale de la lithosphère. Des mécanismes de fracture par failles peuvent alors également intervenir. Ces zones de "necking" se localisent préférentiellement dans les zones de découplage à l'intérieur de la lithosphère. Ce phénomène de "necking" peut apparaître à plusieurs niveaux dans la lithosphère : sa situation conditionnera la géométrie du bassin sédimentaire sus-jacent.

1.3. Tailles caractéristiques des structures extensives.

En domaine continental en extension, deux instabilités peuvent se développer : une instabilité de courte longueur d'onde (40 km en moyenne), le boudinage de la croûte supérieure uniquement, et une instabilité de grande longueur d'onde (d'environ la centaine de kilomètres), le boudinage en "opposition de phase" de l'ensemble de la lithosphère (Martinod, 1991) (fig.II.13). Le boudinage en opposition de phase correspond au boudinage de chaque niveau résistant de la lithosphère, c'est à dire du manteau et de la croûte supérieure. Mais les zones amincies du manteau sont situées sous les horsts crustaux, et les zones les plus préservées du manteau à l'aplomb des grabens, c'est à dire des régions étirées de la croûte.

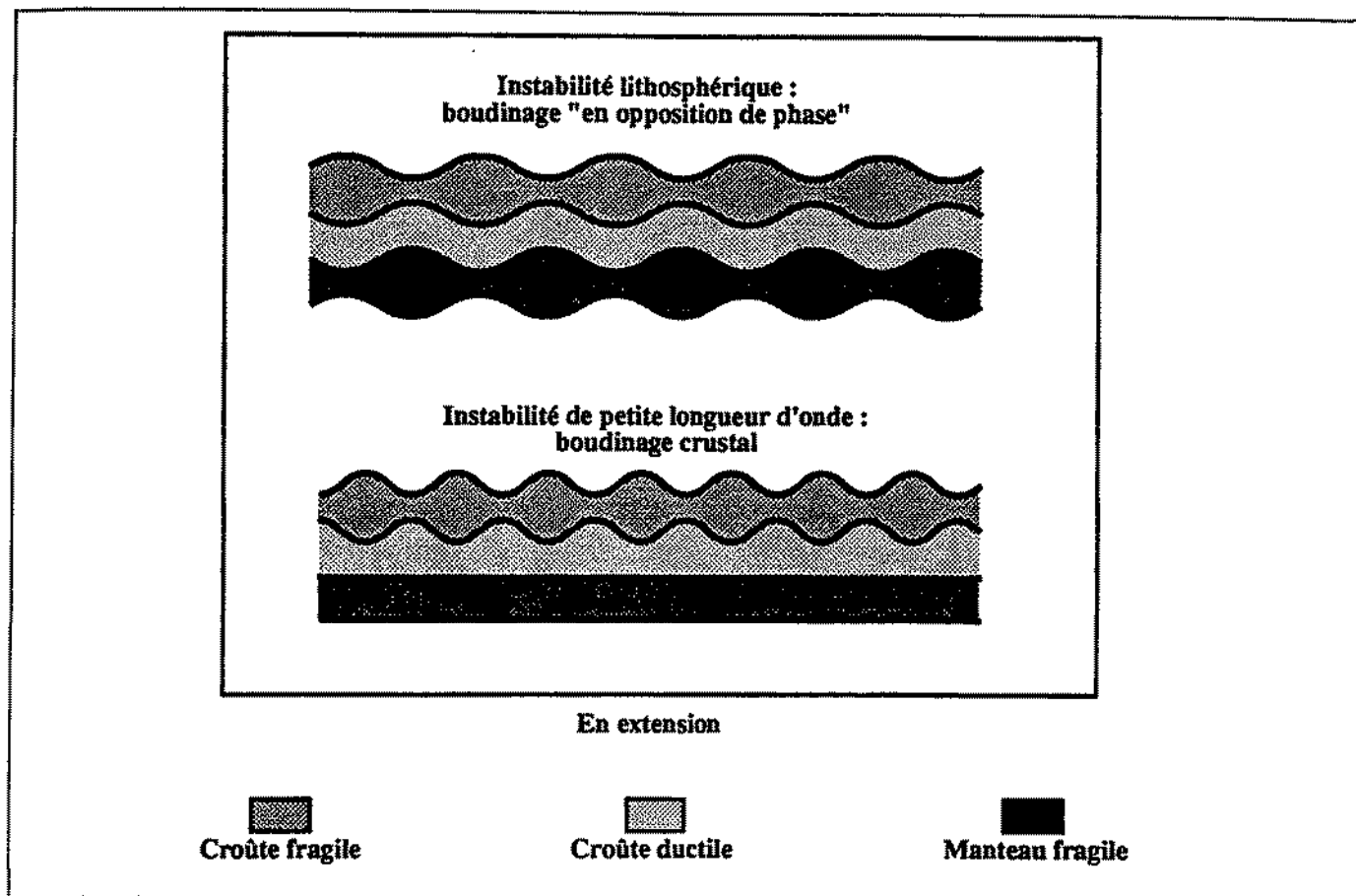


Figure II.13 : Le boudinage de la lithosphère : instabilités de la lithosphère continentale en extension (Martíno, 1991).

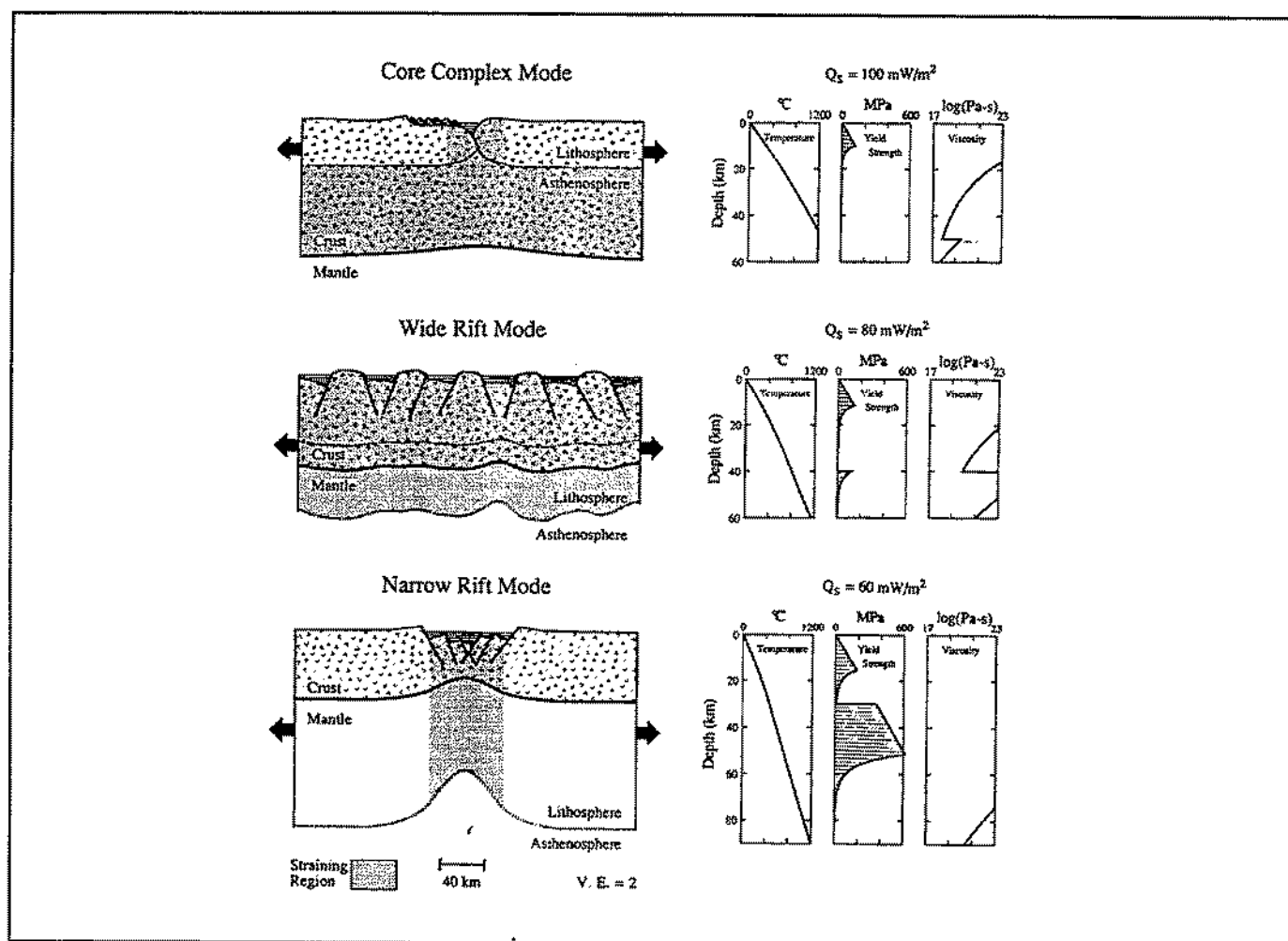


Figure II.14 : Les trois modes principaux d'extension, dépendant de l'épaisseur crustale du modèle, du flux de chaleur et de la vitesse de déformation, d'après Buck, (1991).

Lorsque le manteau supérieur est résistant et semi-fragile, l'instabilité mantellique semble alors contrôler l'extension (Martinod, 1991). Le Moho ne reste pas plat sous les zones étirées, mais remonte à l'aplomb des grabens crustaux. L'instabilité crustale de petite longueur d'onde, avec un Moho restant plat, pourrait toutefois se développer, même au sein d'une lithosphère froide, si la croûte moyenne découplait suffisamment les parties résistantes de la lithosphère.

Lorsque le flux de chaleur est important et que le manteau résistant disparaît, le boudinage de grande longueur d'onde n'est plus présent, et la seule instabilité qui se développe, correspond au boudinage de la croûte fragile. Le Moho reste plat sous le domaine en extension et ne reflète pas les géométries visibles en surface.

La longueur d'onde du mécanisme de boudinage dépend des niveaux lithosphériques impliqués dans la déformation : de la dizaine à quelques centaines de kilomètres (Nikishin *et al.*, 1993). Généralement la longueur d'onde de la déformation est égale à deux fois l'épaisseur de la couche lithosphérique impliquée dans cette déformation (Martinod, 1991).

Selon l'état thermique de la lithosphère, et donc sa rhéologie, cette dernière ne présentera pas, sous un mode de déformation en extension, les mêmes géométries. Dans le modèle de Buck (1991), la lithosphère est assimilée à une plaque mince. Il tient compte également des forces de rééquilibrage gravitaires, corrigeant des variations latérales d'épaisseur crustale et de température en tenant compte des effets d'advection et de diffusion de la chaleur. Ce modèle prédit alors trois modes principaux d'extension, dépendant de l'épaisseur crustale du modèle, du flux de chaleur et de la vitesse de déformation (fig.II.14). On distingue alors :

- un comportement en "core complex", où l'extension est localisée dans la croûte supérieure alors qu'elle se répartit sur un large domaine de la croûte inférieure et qu'aucun amincissement de la partie mantellique de la lithosphère n'est alors observé ;
- un mode de rift large, où l'obtention d'un amincissement homogène de la croûte et du manteau lithosphérique sur une largeur plus importante que l'épaisseur de la lithosphère ;
- un mode de rift étroit où l'extension lithosphérique est localisée autant dans la croûte que dans le manteau supérieur.

1.4. Phénomènes thermiques et gravitaires additionnels

Phénomènes gravitaires :

On distingue dans un premier temps les contraintes liées à une charge appliquée à la surface de la lithosphère, qui peut être simultanément ou séparément :

- le poids des sédiments érodés (ou la masse sédimentaire érodée) (Sleep *et al.*, 1980 ; England & Jackson, 1989) (fig.II.15). L'accumulation d'une grande masse de sédiments se fait alors généralement dans une déflexion initiale de la topographie (Turcotte, 1980) ;
- le poids de la tranche d'eau et de glace (en tenant compte du poids des eaux des formations les plus poreuses),
- le poids des roches déplacées ou chevauchées (chaînes de montagnes) ou le poids des roches extrudées, dans le cas d'un contexte en compression.

La flexure lithosphérique sous la charge des sédiments est l'un des principaux facteurs contrôlant l'architecture globale d'un bassin sédimentaire (Watts, 1982, 1992 ; Ahern & Mrkvicka, 1984). La durée de vie de ces bassins atteint au minimum 100 millions d'années. Sleep (1971), Watts & Ryan (1976), Steckler & Watts (1978) et Keen (1979), ont montré que la subsidence de ces bassins était similaire à celui des fonds marins (Parson & Sclater, 1977) (fig.II.6 et 7). Ceci est beaucoup plus long que la constante de temps d'une réponse flexurale d'une lithosphère supposée rigide (Reynolds *et al.*, 1991). Il faut donc faire intervenir un facteur de contrôle supplémentaire autre que la simple réponse isostatique de la lithosphère à une surcharge sédimentaire.

Des variations de topographie au sein d'un bassin et les variations de densité et d'épaisseur au sein de la lithosphère engendrent des contraintes intraplaques et des réajustements isostatiques. Ces contraintes locales induites donc par des variations de charges superficielle ou internes sont du même ordre de grandeur que les contraintes

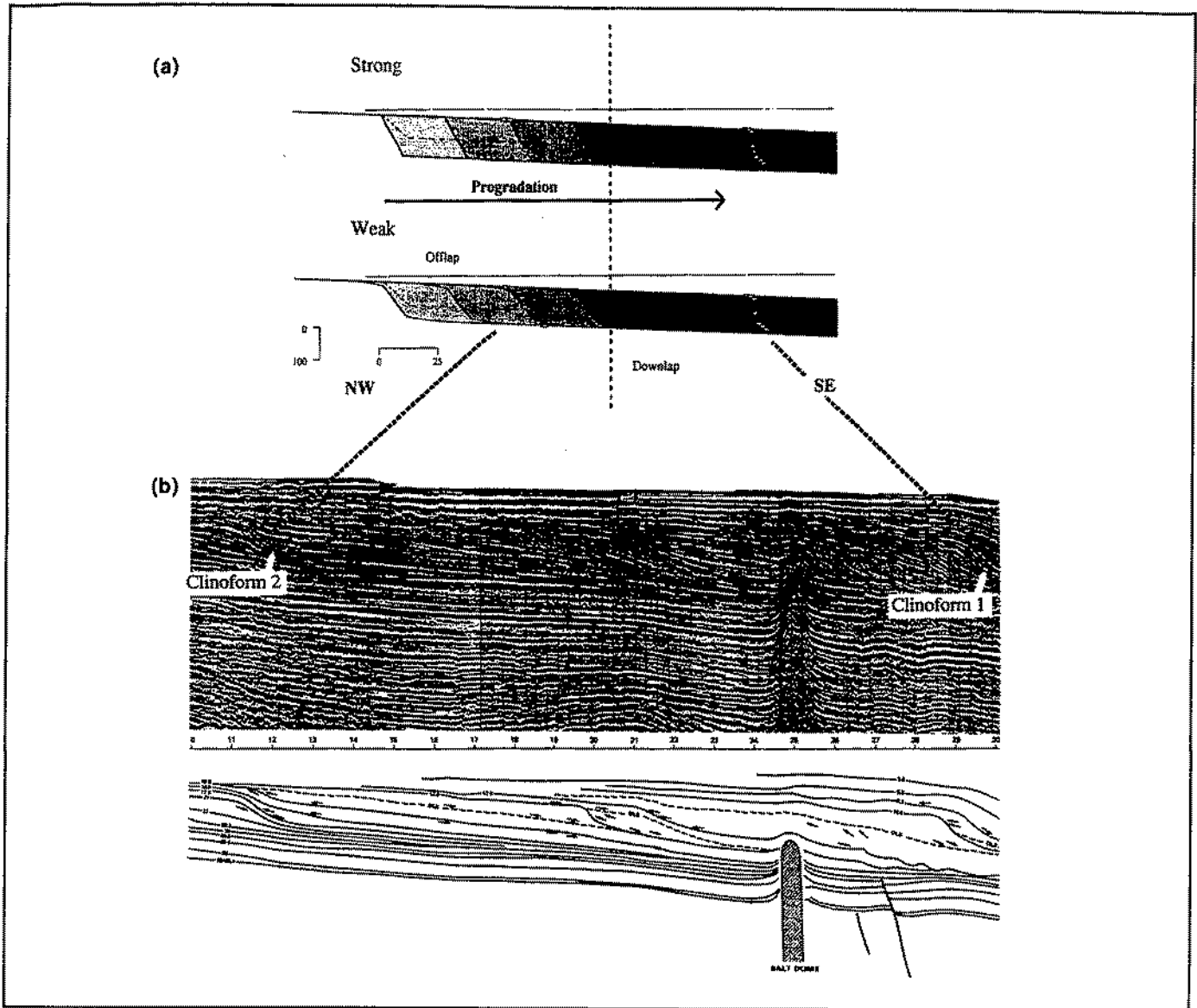


Figure II.15 : Comparaison de la série stratigraphique calculée par un modèle de charge progradante, pour des structures en clinoformes et d'un profil de sismique réflexion obtenu sur la côte Est des Etats-Unis (d'après Watts, 1989).

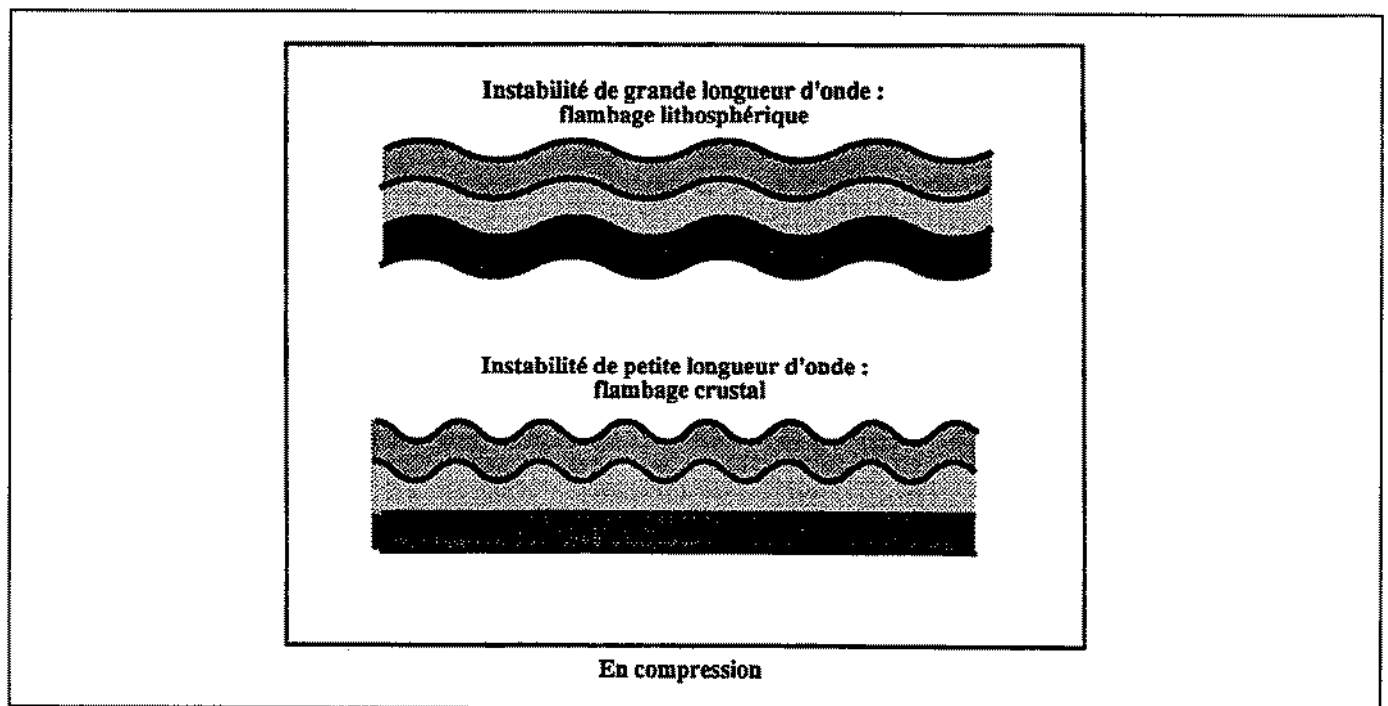


Figure II.16 : Le flambage de la lithosphère : instabilités de la lithosphère continentale en compression (Martinod, 1991).

induites par les déplacements aux limites des plaques, de l'ordre de 100 MPa (Turcotte & Oxburgh, 1976 ; Mareschal & Kuang, 1986). Elles peuvent alors provoquer la remontée du Moho par migration sous une surcharge sédimentaire croissante (Colette, 1968).

Phénomènes magmatiques :

Les contraintes gravitaires peuvent être également des conséquences de phénomènes magmatiques au sens large.

On distingue ainsi les contraintes dues aux forces gravitaires par variations latérales de densité et de porosité des différentes composantes de la lithosphère (Turcotte & Oxburgh, 1976) et aux changements de phase à l'intérieur du manteau (transition des basaltes crustaux en éclogites, Haxby *et al.*, 1976), processus sublithosphériques modifiant la densité de l'asthénosphère (Sleep *et al.*, 1980), fluage de matériel mantellique aux limites du graben, mise en place en place d'une lame dense en base de croûte.

Burke (1975) puis Royden *et al.* (1980) ont proposé que les processus intrusifs jouaient un rôle important dans les moments de rupture continentale et dans la formation de bassins intracratoniques. Durant les phases d'extension rapide, le jeu de blocs par failles et la création des grabens sont très actifs. De nombreux dykes verticaux s'injectent alors dans la lithosphère supérieure et la chaleur est ainsi rapidement menée à la surface. La subsidence est alors plus rapide que par mécanisme de simple étirement.

Dans le même ordre d'idées que ce modèle d'intrusions basaltiques, Beaumont *et al.* (1982), en complétant le modèle de Keen, Beaumont & Boutilier, (1981), reprend le principe général d'extension homogène mais tient compte de la fusion de l'asthénosphère lors de sa décompression adiabatique. Les magmas basaltiques peuvent ainsi pénétrer la croûte ou s'étendre à sa base par "underplating". Ce processus amène un surplus de chaleur dans la lithosphère : l'amplitude de la subsidence thermique augmente alors que la subsidence initiale est proportionnellement diminuée. Klein & Hsui, (1987 et 1991), repris par Stel *et al.* (1993), soulignent alors que la subsidence du bassin intervient alors en absence d'extension.

Phénomènes thermiques :

On distingue enfin les contraintes dues aux hétérogénéités latérales de température au sein de la lithosphère, telles que les plumes mantelliques ou autres instabilités thermiques à la base de la lithosphère (Artyushkov, 1973 ; Falvey, 1974 ; Artyushkov *et al.*, 1980 ; Sleep *et al.*, 1980 ; Keen, 1987 ; Foucher *et al.* 1982 ; Falvey & Middleton, 1981 ; Artyushkov, 1992 et Hill, 1993).

Différents facteurs autres que l'amortissement par refroidissement sont alors proposés : variations du gradient thermique, variations de l'épaisseur sédimentaire sus-jacente induisant un écrantage thermique (Karner, 1991 ; Wagreich, 1993). La variation latérale de la production de chaleur au sein de la lithosphère contrôle l'épaisseur élastique de la lithosphère et donc la réponse du substratum d'un bassin à la surcharge sédimentaire (Heagarty, 1988). On comprend donc le rôle majeur de la structure thermique héritée de la lithosphère avant la création des bassins.

Conclusion :

L'extension et ses conséquences thermiques sont donc les mécanismes les plus efficaces et les plus couramment à l'origine des bassins intracratoniques. La géométrie, l'extension et la symétrie des bassins intracratoniques, en régime extensif, pouvant être caractérisées par des observations de surface ou de sub-surface, sont alors caractéristiques des mécanismes de déformations qui les initient ainsi que du mode de déformation des couches les plus profondes de la lithosphère. Cependant, ces régimes extensifs peuvent être contrariés par la mise en place de régimes compressifs, modifiant alors le cours de développement du bassin intracratonique.

Une des principales limites des modèles numériques dont nous venons d'effectuer la revue bibliographique est leur pas d'échantillonnage dans le temps : ces

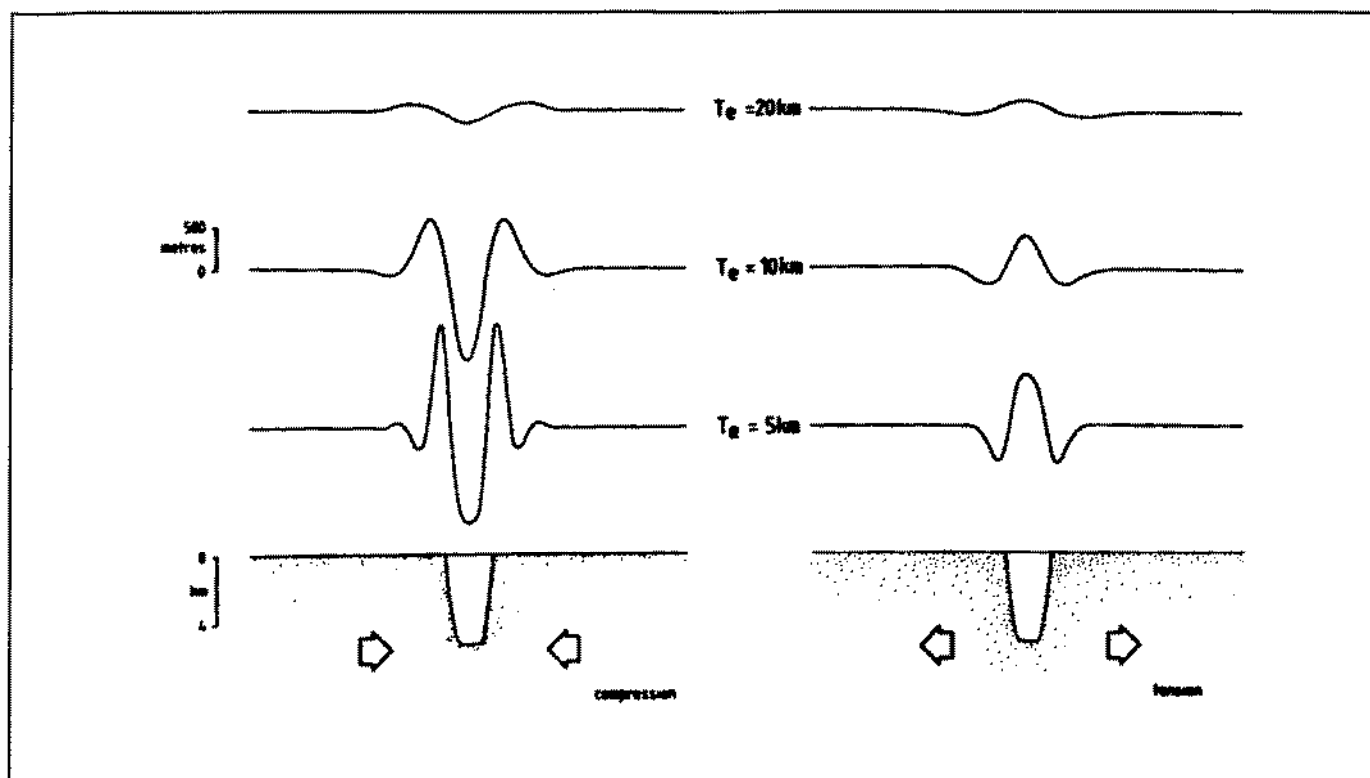


Figure II.17 : Les effets de la résistance lithosphérique sur l'amplitude et la longueur d'onde de la déformation induite par des contraintes planaires. La déformation de la lithosphère pré-existante représente un simple bassin sédimentaire de 100 km de large et de 6 km de profondeur. La force appliquée latéralement est de $6,25 \cdot 10^{12}$ N/m, en extension ou en compression. Le modèle est calculé successivement pour des épaisseurs élastiques de la lithosphère T_e , égales à 5, 10 et 20 km. (d'après Karner, 1986).

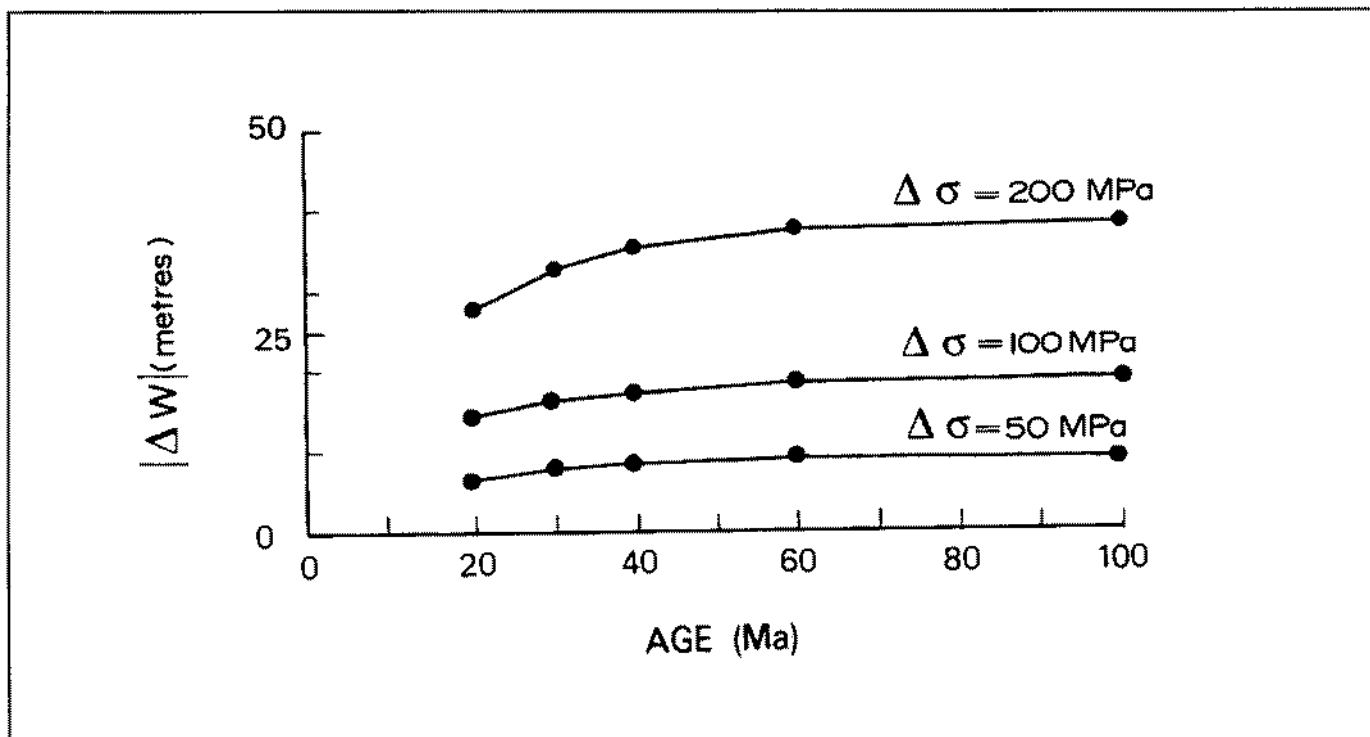


Figure II.18 : Variations apparentes du niveau marin W en mètres aux marges d'un bassin, dues à la superposition des variations du champ de déformations régional (en MPa) aux effets de la flexure du bassin sous la charge sédimentaire, et ceci en fonction de l'âge de la lithosphère sous-jacente (d'après Lambeck et al., 1987).

modèles suivent le comportement d'une lithosphère continentale sous régime extensif sur de très longue période et donc avec une faible définition temporelle. Cette définition est loin de celle que l'on peut obtenir sur des données de subsurface. La difficulté de l'application de ces modèles réside donc dans la gestion de ce saut d'échelle.

2. Rôle de la compression dans la structuration des bassins intracratoniques.

2.1. La compression à l'origine d'un bassin intracratonique.

Si l'on reprend les mécanismes de déformation de la lithosphère en compression, on obtient alors également des instabilités périodiques, décrites sous le terme de boudinage. La déformation enregistrée en compression est alors désignée par le terme de flambage de la lithosphère (Martinod, 1991) (fig.II.16). Cependant, aucun exemple naturel n'est venu étayer l'hypothèse que le flambage pouvait créer véritablement des bassins sédimentaires, en l'absence de tout phénomène extensif précédent.

2.2. Enregistrement d'un événement compressif tardif par un bassin en extension (Cloetingh, 1985, 1986, 1988 ; Kooi & Cloetingh, 1989).

Des événements compressifs ou extensifs post-rifting sont communément observés en exemples naturels (par exemple, en Mer du Nord, Ziegler, 1987). Il faut donc estimer la perturbation du régime de subsidence post-rifting alors en place par ces événements tectoniques tardifs, afin de pouvoir estimer a posteriori quelles erreurs peuvent être effectuées sur l'estimation d'un taux d'extension, si toutes les phases tectoniques ne sont pas prises en compte (fig.II.17).

Kooi & Cloetingh, (1989), s'attachent à analyser quantitativement les effets d'un épisode compressif tardif sur le contexte structural et sur l'évolution stratigraphique d'un bassin post-rift. Des études préliminaires (par exemple, Watts *et al.*, 1982), ont démontré le rôle important des propriétés thermomécaniques de la lithosphère sur les modèles d'évolution des bassins sédimentaires. *L'augmentation de la rigidité flexurale associée au refroidissement à long terme de la lithosphère après l'extension permet ainsi d'expliquer l'aplanissement et donc l'élargissement à long terme des bassins, pouvant s'enregistrer dans le signal sédimentaire comme des variations à long terme du signal eustatique (à l'échelle de quelques dizaines de millions d'années).*

En effet, Cloetingh *et al.*, (1985), ont montré que des variations du régime des contraintes à l'échelle des plaques lithosphériques induisaient des mouvements verticaux des flancs du bassin, simulant des variations du niveau marin apparent, et ceci avec des vitesses et des amplitudes lisibles en stratigraphie sismique (Vail *et al.*, 1977 ; Haq *et al.*, 1987). Selon les modèles de Kooi & Cloetingh (1989), après un événement compressif tardif intervenant sur un bassin sédimentaire en phase post-rifting, le bombement périphérique marquant les flancs du bassin peut être amplifié. Il y a donc soulèvement des flancs du bassin et migration vers le pôle marin du littoral (régression). On développe ainsi des offlaps et une chute apparente du niveau marin. Le tout est souvent enregistré par le milieu sédimentaire sous forme d'une surface de non-conformité. Simultanément, le centre du bassin s'enfonce. Les pentes de la paléotopographie du bassin sont alors accentuées. Le scénario opposé se produit sous l'action d'un événement extensif tardif. A une contrainte imposée constante, que cela soit à la compression ou à l'extension, la déformation augmente avec l'âge du bassin (fig.II.18 et 19).

Cloetingh *et al.*, (1985), proposent alors que ces variations du régime des contraintes horizontales au sein de la lithosphère pouvaient entraîner des déformations intracratoniques de l'ordre de 1-10 cm / 1000 années, pour une amplitude totale de l'ordre de la centaine de mètres. Leur modèle pouvait donner une origine tectonique aux variations du niveau marin du troisième ordre de Vail (de quelques millions à la dizaine de millions d'années).

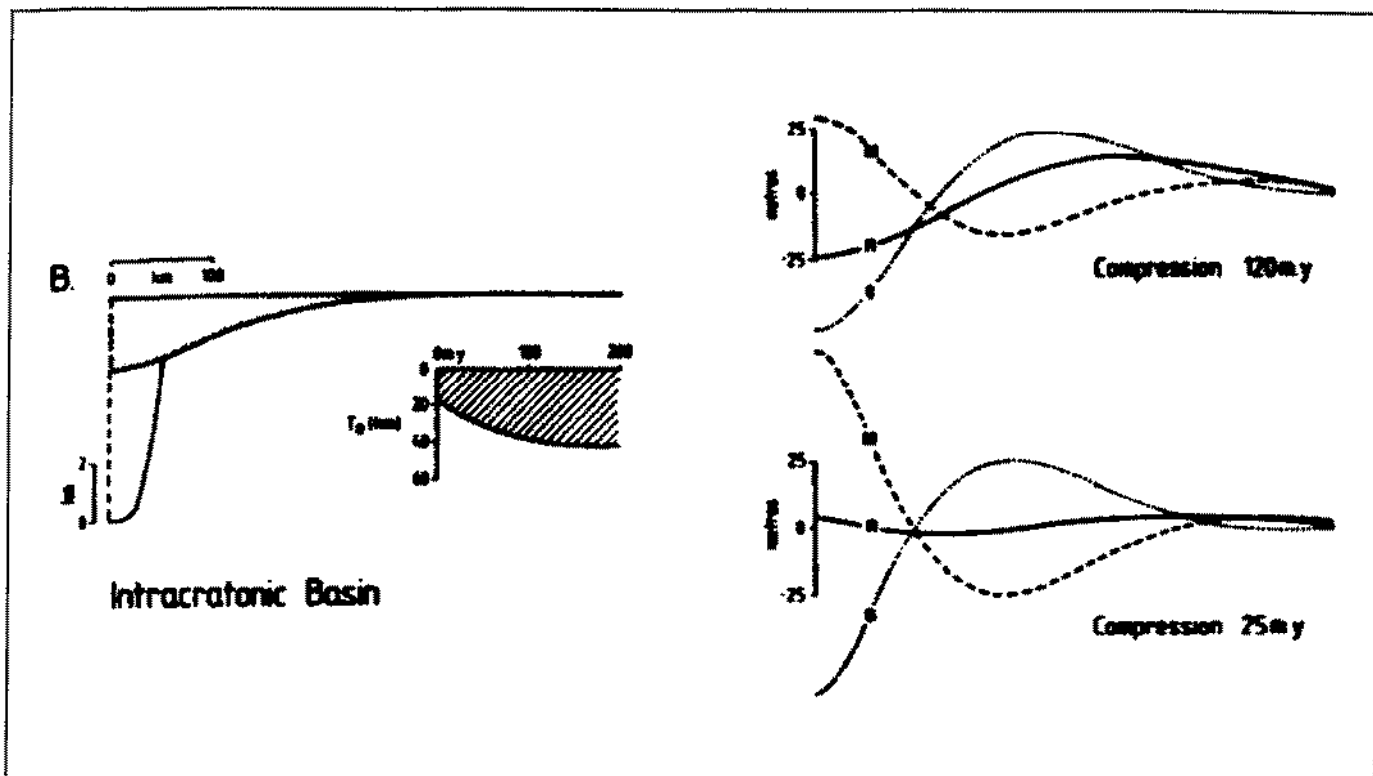


Figure II.19 : Effets d'une force plane de $12,5 \times 10^{12} \text{ N/m}$ sur la subsidence d'un bassin intracratonique, rift ou bassin flexural. Le premier est compensé par isostasie locale, le second par isostasie régionale. S : interface sédiments/socle, M: Moho, R : déformation résultante égale à S+M, Te : épaisseur élastique de la lithosphère (d'après Karner, 1986).

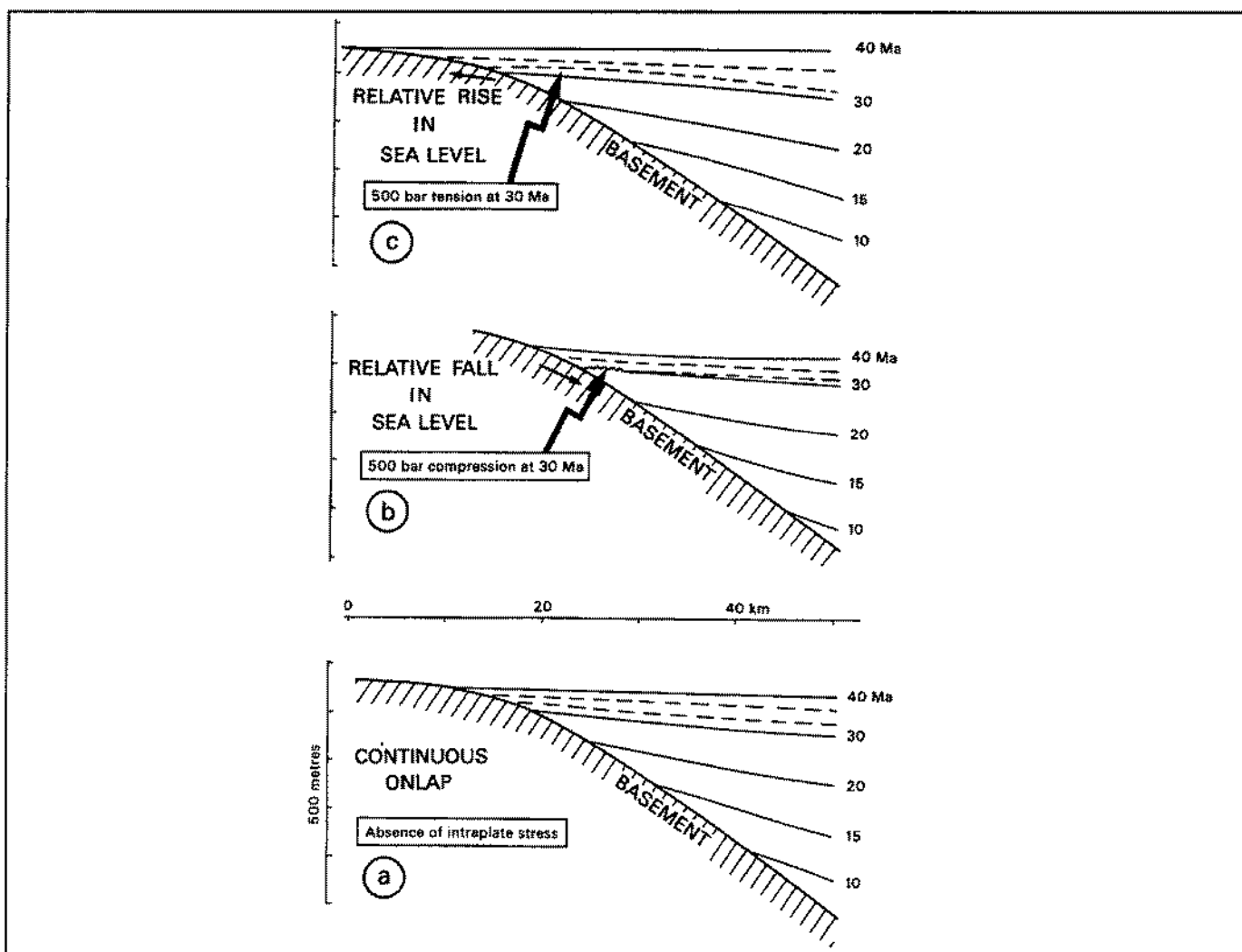


Figure II.20 : Effets d'une phase compressive ou extensive sur l'enregistrement stratigraphique d'un bassin. Interprétation en termes de variations du niveau marin (d'après Cloething, 1988).

3. De la nécessité du suivi de la subsidence d'un bassin intracratonique.

Après avoir ainsi clarifié l'ensemble des mécanismes pouvant contrôler le développement d'un bassin intracratonique, il reste à savoir comment lire ce contrôle tectonique dans une information sédimentaire et stratigraphique. Les principales répercussions des mouvements du substratum d'un bassin se traduisent en terme de variations du niveau marin relatif (voir chapitre I), qui contrôleront la nature et la géométrie des sédiments.

Signal tectonique - signal eustatique :

Les mécanismes à l'origine des variations de contraintes enregistrées par les bassins intracratoniques n'ont pas tous la même efficacité. Ainsi, l'enfoncement du slab en zone de subduction ne génère qu'une variation de contraintes de 0 à 50 MPa à l'intérieur de la plaque. De même, les modes de déformation de la lithosphère sous surcharge peuvent engendrer des différences de contraintes de l'ordre de la centaine de MPa. Par contre, les mécanismes thermiques de refroidissement ou de subduction peuvent générer des variations de contraintes de plus de 500 MPa. Or de nombreux auteurs (Cloething, 1982) (fig.II.20) ont fait le parallèle entre la variation de contraintes subie par le bassin et l'amplitude du mouvement "eustatique" alors enregistré par ce dernier. Parmi les premiers à travailler sur les relations entre contrôle tectonique et variations du niveau marin apparent, Sloss & Speed, (1974), définissent un mode d'évolution des bassins intracratoniques en émergence. Cela correspond à une rapide surrection des bassins d'environ un kilomètre sur 1 à 10 Ma. Les bassins enregistrent de larges flexurations à l'échelle de 1 à 2000 km. Leur relief est alors relativement plat. Ces auteurs définissent ensuite un mode submergent des bassins intracratoniques par pulsations de la centaine de mètres par millions d'années sur 1 à 10 Ma. Ils définissent enfin un régime "oscillatoire" des bassins intracratoniques, dans leurs domaines marginaux ou submarginaux, sur des périodes de 1 à 10 Ma et sur des distances de 10 à 100 km. Ils rattachent ces différents régimes aux variations de direction et de vitesse de convergence ou divergence des plaques lithosphériques et aux perturbations du régime thermique qu'elle impose.

Fortuin & de Smet, (1987), ont également souligné l'éventuel comportement spasmodique d'un contrôle tectonique, en pulsations de 0,1 à 1 Ma, pouvant simuler sur une verticale des variations eustatiques (applications au Cénozoïque de l'arc indonésien Banda, alors considéré comme une marge active). Les amplitudes de ces à-coup tectoniques sont de l'ordre de 5 m/Ma, et donc d'un ordre de grandeur supérieur aux variations eustatiques.

Cependant, il faut souligner ici que la lithosphère continentale n'enregistre pas de façon linéaire les variations de contraintes : son comportement dépend de son état thermique au départ de la déformation, donc de son âge et de la vitesse de variations des contraintes appliquées. Les variations du niveau marin relatif de la mer (voir chapitre I) (fig.II.21) enregistrées au sein d'un bassin intracratonique ne seront donc pas directement interprétables en termes de mécanismes de déformations de la lithosphère à l'origine des mouvements du substratum ou subsidence.

Lecture de l'histoire d'un bassin dans l'information stratigraphique :

Il faut alors savoir lire une information tectonique dans un signal sédimentaire. Embry (1990) souligne que la distinction du rôle relatif de chacun de ces deux facteurs se fait pas le passage de l'étude du système sédimentaire d'une échelle intra-bassin à une échelle inter-bassins. Vail *et al.*, (1991), considèrent alors que chacun de ces événements tectoniques s'enregistre sur des périodes de temps caractéristiques dans l'information stratigraphique. L'évolution du bassin sédimentaire est interprétée comme un événement tectonique de premier ordre. L'ensemble du bassin en est alors la signature stratigraphique. Les événements tectoniques de second ordre indiquent, soit les variations des vitesses de subsidence tectonique, soit les variations des zones de surrection, modifiant la source et le volume des sédiments détritiques arrivant dans le bassin.

	Tectonics			Eustasy			Sedimentation
	Sedimentary basin	Major Transgressive/ Regressive facies cycle	Folding Faulting Magmatism and Diapirism	Major continental flooding cycle	Major Transgressive/ Regressive facies cycle	Sequence cycle Systems tracts Periodic parasequence	Depositional system Lithofacies tracts Episodic parasequence Marker beds Beds Laminac
	Regional	Regional	Local	Global	Global	Global	Local
	1st Order Episodic Event	2nd Order Non-periodic	3rd Order Episodic Event	1st Order Cycle	2nd Order Cycle	3th-6th Order Cycles	Episodic Event
Causes	Crustal extension Thermal cooling Flexure loading	Changes in rate of 1) Tectonic subsidence 2) Sediment supply	Local and regional stress release	Changes in ocean basin volume	Changes in ocean basin volume	Changes in climate, water volume	Local sedimentary processes

Figure II.21 : Origine des variations du niveau marin, lisibles sur une information stratigraphique, d'après Vail, (1991).

Cloetingh (1991) puis Frostick & Steel, (1993) soulignent quelques indices de contrôle tectonique. Ils classifient les effets d'un contrôle tectonique en différents groupes, sur des critères plutôt structuraux et géométriques :

- changements globaux de la distribution de l'espace d'accommodation et du régime de subsidence à l'échelle du bassin. Les cycles majeurs transgressifs-régressifs en sont la signature.
- variations de la distribution des dépocentres, de la nature et de la direction des marges du bassin, ainsi que de la taille et de la morphologie du bassin dans son entier,
- variations des gradients topographiques et donc sédimentaires le long des marges du bassin, par l'intermédiaire de jeu de failles, ainsi qu'au centre du bassin par déformation ductile ou fragile du substratum,
- variation de la position géographique de la source des apports ou de la production sédimentaire d'une séquence sédimentaire à l'autre, ainsi que du taux d'apports terrigènes, ou de production carbonatée ou encore du taux d'érosion, variations non forcément uniformes à l'échelle du bassin,
- modification des profils de dépôts par création de barrières sédimentaires, créées à l'aplomb d'accidents réactivés. Ainsi, des failles normales d'échelle régionale peuvent être amorcées par la compaction différentielle de sédiments non consolidés. Ce mécanisme expliquerait leur initiation continue tout au long du développement et de la disparition d'un dépocentre, avec respectivement une phase d'accélération puis de décélération du développement de l'accident (Carver, 1968).
- des limites de séquences, au sens de surface de non-conformité, non corrélables sur l'ensemble de la superficie du bassin,
- différences significatives entre la chronologie relative, l'amplitude et l'extension géographique de surfaces de non-conformité rencontrées dans le bassin, en comparaison à celles identifiées par Vail *et al.* (1977), de nature "mondiale", considérées comme marqueurs stratigraphiques d'événements eustatiques.

Conclusion

Cette revue révèle que la première difficulté dans l'étude des bassins intracratoniques, est qu'aucun mécanisme initiateur véritablement spécifique ne peut être proposé à l'origine des bassins intracratoniques. La position centrale de ces derniers vis à vis des plaques lithosphériques continentales leur confère une durée de vie relativement longue leur permettant d'enregistrer une succession d'événements géodynamiques majeurs se relayant plus ou moins rapidement dans le temps. L'enregistrement par le bassin des variations ainsi générées et du régime de contraintes auquel il était soumis, s'exprime par des mouvements verticaux de son substratum, que l'on regroupe sous le terme de subsidence.

Une question importante à résoudre concerne les échelles de temps et d'espace des déformations intraplaques. Seule l'étude du remplissage du bassin, donc une information stratigraphique tridimensionnelle, permettra de résoudre ces questions.

Chapitre III

HISTOIRE MESOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS

A. GEOLOGIE DU SOCLE DU BASSIN DE PARIS

1. Les données disponibles
2. Les domaines structuraux majeurs du bassin de Paris
 - 2.1. Le domaine armoricain
 - 2.2. Le domaine morvano-vosgien
 - 2.3. Le domaine ardennais
 - 2.4. Le bloc de Paris
 - 2.5. Les "bassins" permien

B. HISTOIRE MESOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS

1. Historique des synthèses sur le Bassin de Paris
2. Histoire mésozoïque du bassin de Paris
3. Le bassin de Paris : un modèle complexe de bassin intracratonique.
 - 3.1. Les grandes étapes de l'évolution du bassin de Paris.
 - 3.2. Comparaison aux modèles génétiques de bassins intracratoniques.
 - 3.3. Les états de déformation: échelles de temps et enregistrement stratigraphique.
 - 3.4. Que signifie l'aire géographique actuelle du bassin de Paris ?
 - 3.5. Conclusion.

Chapitre III

HISTOIRE MÉSOZOIQUE DU BASSIN DE PARIS

La stratigraphie séquentielle à haute résolution, au travers d'une reconstitution des géométries des séquences à haute fréquence, permet d'accéder a fortiori aux géométries des séquences basse fréquence (10-40 Ma) dont nous avons vu qu'elles sont plutôt d'origine tectonique (voir chapitre I).

Le propos de ce chapitre est de reconstituer l'évolution géologique du bassin de Paris à partir d'informations stratigraphiques et notamment d'illustrer l'enregistrement stratigraphique des déformations lithosphériques par un bassin intracratonique. En retour, nous étudierons comment des événements géodynamiques majeurs à l'échelle des plaques se relaient dans le contrôle du développement d'un bassin intracratonique.

A. GÉOLOGIE DU SOCLE DU BASSIN DE PARIS

1. Les données disponibles

Les données disponibles sur la géologie du socle du bassin de Paris sont de natures et d'origines très diverses : terrain, sismique réflexion, données gravimétriques et magnétiques. Les méthodes d'acquisition ont évolué avec le temps. Il a donc fallu parfois réévaluer les données anciennement obtenues. Il est parfois difficile de synthétiser une carte cohérente du bâti structural du bassin de Paris.

Pour établir la carte synthétique des accidents majeurs du socle de ce bassin, nous avons privilégié les données les plus récentes. Ainsi, les informations proposées par Perrodon & Zabeck, (1990), ont été souvent retenues car ces auteurs disposaient de lignes sismiques pétrolières jusqu'alors inédites. Nous avons également corrigé et hiérarchisé les données disponibles en fonction de la carte gravimétrique récemment obtenue par le BRGM et encore inédite (communication personnelle de Nicole Debeglia).

2. Les domaines structuraux majeurs du bassin de Paris

Quatre grands domaines structuraux sont distingués dans le bassin de Paris, délimités par des accidents de socle majeurs, généralement issus de l'héritage hercynien (Perrodon & Zabeck, 1990). On discerne un domaine armoricain, un domaine morvano-vosgien, un domaine ardennais et un domaine central, dénommé "bloc de Paris" (modifié d'Heritier & Villemain, 1971). La discontinuité de Mohorovicic est localisée à 35 km de profondeur, et semble être à la même profondeur sur l'ensemble du bassin (données du profil ECORS Nord de la France, Cazes, 1988) (fig.III.1).

2.1. Le domaine armoricain

Le domaine armoricain est délimité au sud par le grand cisaillement dextre sud-armoricain. Ce dernier appartient à la série des grands décrochements ductiles hercyniens. Au Nord et à l'Ouest, il est délimité par le relai des failles de Seine et Sud-Loire.

La faille de Seine, d'orientation N150, identifiée sur le terrain et confirmée par le profil ECORS Nord de la France, se prolonge en Manche par une longue faille courbe de direction globale EW (Vandycke & Bergerat, 1992 ; Bergerat & Vandycke, 1994). Le relai entre ces deux accidents se fait par le jeu d'une petite faille d'orientation N70. Cette zone de relai délimite exactement le bassin permien de Carentan. La faille de Seine se prolonge également au sud par la faille de Sennely.

Une série de failles orientées N110 caractérise le bloc armoricain préservé sous le bassin de Paris, parallèlement à la faille Nord-armoricaine, héritage de la structuration hercynienne du socle de ce domaine. Cette série d'accidents définit une structure

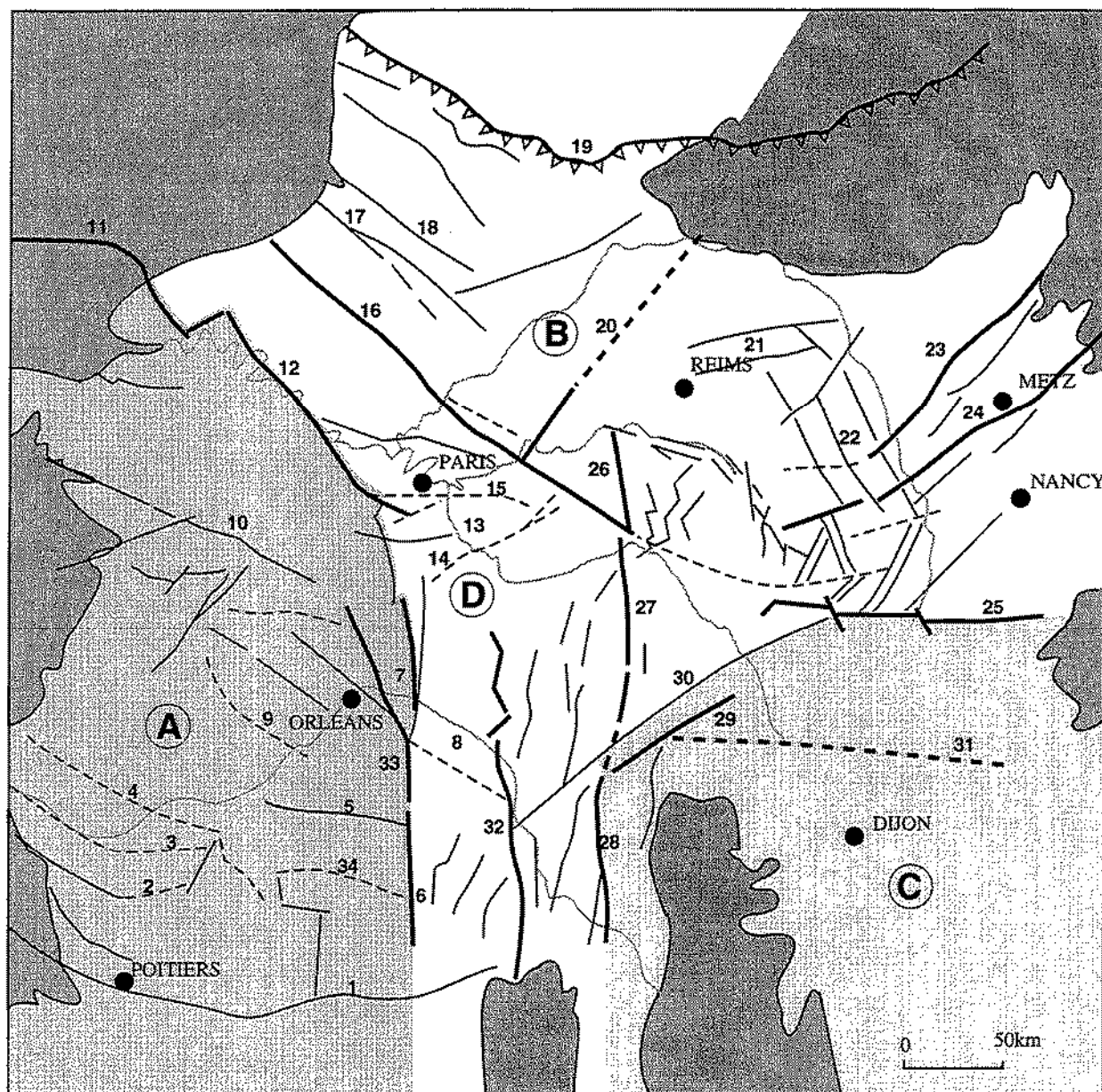


Figure III.1 : Carte structurale du bassin de Paris.

A) Domaine armoricain

B) Domaine ardennais

C) Domaine averno-vosgien

D) "Bloc" de Paris

1) Accident de la Marche

2) Accident de la Creuse

3) Accident Sud de Paris

4) Accident de Chateauroux

5) Anticlinal d'Amboise-Montrichard-Gracay

6) Faille du Cher

7) Faille de Sennely

8) "Sous-bloc" biturige

9) Faille du Loir

10) Prolongement de la faille Nord-Armoricaine (accident du Menez-Bellair)

11) Faille de la Manche

12) Faille de la Seine

13) Flexure de Joigny

14) Accident de Chaunoy

15) Faille de la Remarde

16) Accident du Pays de Bray

17) Faille d'Eu

18) Faille de la Somme

19) Zone de cisaillement Nord-Artois

20) Faille de l'Oise

21) Faille de l'Aisne

22) Faille de Meuse

23) Synclinal de Joef et faille de Coulommès

24) Faille de Metz

25) Faille de Vittel

26) Prolongement Nord de St Martin de Bossenay

27) Faille de St Martin de Bossenay

28) Faille de St Saulge / Clamecy

29) Faille de Mailly-le-Château / Cruzel-le-Châtel

30) "Faille" de Tonnerre

31) "Accident" de Langres

32) Faille Sancoins-Sancerre

33) Accident "Sud-Loire"

34) Faille de Contres

assimilée à des horsts et grabens, qui contrôleront les milieux de sédimentation au sein de cette région durant tout le Jurassique. Ces accidents définissent entre autres l'Eperon du Perche, qui restera émergé tout au long du Lias. La faille de Contres, de direction également N110, limite au Sud le bassin permien du même nom (Masclé, 1990). Cette structure est associée à une forte anomalie gravimétrique positive, prolongement de celle créée par le cisaillement sud-armoricain.

2.2. Le domaine morvano-vosgien

Ce domaine SE du bassin de Paris est caractérisé par sa grande homogénéité lithologique et structurale.

Il est limité à l'Ouest par le segment sud de la faille de socle majeure St Martin de Bossenay, dénommée faille de Saint-Saulge / Clamecy (Pomerol, 1980), limitant à l'Est le bassin permien d'Arpheuilles (Masclé, 1990). Au NW, ce domaine est limité par la faille de Mailly-le-Château / Cruzel-le-Châtel, identifiée sur sismique (Pomerol, 1980). Cet accident est doublé, moins de cinquante kilomètres plus au nord, par un linéament gravimétrique majeur : la "faille" de Tonnerre.

Enfin au Nord, le domaine aerno-vosgien est délimité par les différents segments de la faille de Vittel, identifiés sur sismique pour les segments les plus orientaux, à l'affleurement pour les segments occidentaux. Cet accident limite au Sud le bassin permien sarro-lorrain (Masclé, 1990).

Seules quelques failles parallèles à l'accident de Mailly-le-Château / Cruzel-le-Châtel, viennent perturber la grande homogénéité du domaine aerno-vosgien, et notamment un linéament gravimétrique majeur, passant au Sud de Langres, de direction EW.

2.3. Le domaine ardennais

Le domaine ardennais est limité au Sud par les accidents de Bray et de Vittel. La faille du Pays de Bray, identifiée à l'affleurement et par sismique, et notamment par le profil ECORS Nord de la France, est actuellement considérée comme un ancien décrochement ductile dextre hercynien, la rattachant ainsi à la famille des grands accidents tardi-hercyniens (Cazes, 1988). Elle semble traverser l'ensemble de la croûte continentale, atteignant la base de cette dernière avec un angle pratiquement nul. Cet accident joue en faille normale du Permien à l'Albien puis en faille inverse, développant un demi-anticlinal sur sa marge SW. Cette faille est également réactivée au Crétacé terminal et à l'Éocène, durant la phase de compression pyrénéenne, avec alors un rejeu décrochant dextre qui pourrait atteindre 100 km (Cazes, 1988). Cette faille se prolonge largement à l'Est du bassin par un linéament identifié uniquement sur la carte gravimétrique de la France. Ce segment oriental passe entre les failles de Vittel et de Metz, en adoptant leur orientation N60 à son extrémité.

Le domaine ardennais est limité au Nord par la zone de cisaillement Nord-Artois (Z.C.N.A.). Cette discontinuité majeure, nettement identifiée sur le profil ECORS Nord de la France (Cazes, 1988), est interprétée comme une zone de décrochement dextre allant du Boulonnais au bassin de Mons, où elle semble être relayée par la Faille bordière, jusqu'à Liège. C'est un cisaillement varisque profond (Hennebert, 1993). Si son fonctionnement est lié à celui de la zone faillée du Brabant, la Z.C.N.A. a dû jouer dès le Dévonien moyen. Cependant plusieurs époques de rejeu ont été identifiées tout au long du Jurassique et du Crétacé.

La structure du domaine ardennais est mal connue. Elle ne présente pas d'organisation claire. On distingue cependant deux familles d'accidents aux directions subméridiennes (N10 ou N170) et de direction N60.

Une première série d'accidents orientés de N45 à N60 semble contrôler la sédimentation liasique essentiellement du NE du bassin de Paris et spécifiquement la puissance des séries fini-toarciennes et aaléniennes. Ce contrôle s'exprime en une série de synclinaux et d'anticlinaux, orientés N45-N60 tels que le synclinal de Joeuf, entre les

départements de la Moselle et de la Meurthe-et-Moselle. Les failles de Metz et Vittel sont les deux accidents majeurs soulignant cette direction préférentielle. La faille de Coulommès, dont seule la partie méridionale est lisible sur affleurement et dont le prolongement Nord a été identifié par données sismiques, souligne également cette direction N60 dans la partie centrale du domaine ardennais. Il est généralement admis que cette direction de failles est d'origine hercynienne (Le Roux, 1971 et 1980).

La seconde série d'accidents subméridiens est moins bien exprimée, essentiellement par des accidents de quelques dizaines de kilomètres, repris en oblique par les grands accidents N60. Cependant les failles de l'Oise et de la Marne soulignent nettement cette direction subméridienne, ainsi que le prolongement Nord de la faille de St Martin de Bossenay, au niveau de Montmirail.

2.4. Le bloc de Paris

Le bloc de Paris est le domaine structural armant le centre de l'actuel bassin de Paris, entre les domaines armoricain, ardennais et averno-vosgien. Il est délimité au Nord par la faille de Bray, à l'Est par la faille de St Martin de Bossenay et à l'Ouest par les failles de Seine et Sud-Loire. Ce couloir qui se surimpose à la direction de l'Anomalie Magnétique du bassin de Paris, se divise au sud en deux branches de part et d'autre de la faille de Sancerre-Sancoins (fossé de la Loire) (Gely *et al.*, 1992). De nombreuses petites failles satellites soulignent cette direction subméridienne au Sud de ce bloc de Paris.

Le sous-bloc biturige est alors défini à l'Ouest par les failles de Sennely et du Cher et à l'Ouest par la faille de Sancerre-Sancoins (Gely *et al.*, 1992). La série méso-cénozoïque enregistre, de part et d'autre de la faille du Cher, des variations de faciès et d'épaisseurs dans les dépôts du Trias, du Jurassique inférieur et moyen et du Tertiaire. Cet ensemble faille de Sennely - faille du Cher qui constitue un grand accident de socle, de direction subméridienne que l'on peut suivre sur plus de 200 km, serait d'origine hercynienne, présentant à cette époque un jeu sénestre.

L'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (ou A.M.B.P.) demeure encore un sujet de vives discussions. Une anomalie gravimétrique est aussi bien marquée en gravimétrie. Les dernières hypothèses retenues établissent qu'elle serait, en partie, le résultat de venues magmatiques basiques mises en place dans un rift dévonien intracontinental étroitement lié à des mouvements décrochants. Ce mécanisme, à l'origine d'amincissements crustaux et lithosphériques, ferait place, à partir du Namuro-Westphalien, à un régime de collision, induisant des structures chevauchantes du SW vers le NE. Les surépaississements crustaux seraient à l'origine d'une partie des intrusions granitiques jouxtant à l'Ouest l'anomalie. Autran *et al.*, (1986), suggèrent qu'au cours du Permien jusqu'au Jurassique, le refroidissement lent de l'anomalie crustale créée au Westphalien aurait pu contrôler les zones de subsidences les plus actives du bassin de Paris.

La flexure de Joigny marque la partie centrale du bloc de Paris : elle est limitée au Nord par la faille de la Remarde et au Sud par l'accident de Chaunoy (Lorenz, 1992). Ces deux accidents sont dirigés N80 et légèrement convexes vers le Sud. L'anticlinal de Beynes-Meudon au Nord de la faille de la Remarde constitue une réplique Nord de cette flexure de Joigny, qui se situe au point triple des accidents de Seine, Sennely-Sud Loire et de Bray.

La Sologne est caractérisée par des familles de failles orthogonales, EW et subméridiennes (Merzeraud, 1992). Les accidents EW sont grossièrement parallèles aux structures armoricaines et à la bordure nord du Massif Central. Elles contrôlent la remontée du socle cristallin en direction du Sud (Debeglia & Debrand-Passard, 1980). On peut citer du Nord au Sud, l'anticlinal d'Ambroise-Montrichard-Graçay, l'accident de Chateauroux, l'accident Sud du bassin de Paris, l'accident de la Creuse et l'accident de la Marche (Lorenz, 1992). De la superposition de ce double système de fractures résulte une

structure complexe en damier, marquant la position particulière de la Sologne comme zone de transition entre les blocs armoricain et ardennais.

2.5. Les "bassins" permien

Plusieurs "bassins" permien ont été reconnus par sismique réflexion et forages pétroliers. Leur direction d'allongement est sensiblement parallèle à celle des unités variques sous-jacentes (Mascle, 1990). Le principal est le "bassin" Sarro-Lorrain à l'Est, dont l'on peut suivre les appendices vers l'Ouest jusque dans la région parisienne, la basse vallée de la Seine et, de façon moins certaine, le Nord du Calvados et le bassin de Carentan. Il comprend également les "bassins" permien dont l'extrémité orientale affleure dans le nord des Vosges (à l'Est de Bar-le-Duc, en direction de Nancy et de Forbach). Un second bassin permien d'importance régionale est connu dans le S-W du bassin parisien. Il s'agit du bassin de Contres et de son satellite sud, le petit bassin d'Arpheuilles. Il est possible que le bassin de Contres se prolonge vers le SE et l'E jusqu'aux bassins permien affleurants de l'Aumance et de la Machine.

Il faut noter que l'extension géographique des "bassins" permien du bassin de Paris n'est pas encore bien définie, comme l'indiquent les larges différences entre les trois synthèses proposées par Perrodon & Zabeck, (1990) (fig.III.2), Mégnien, (1980) (fig.III.3), et Mascle, (1990) (fig.III.4). De plus, rien n'indique que les limites actuelles des sédiments préservés correspondent à la géométrie initiale des bassins. Un problème débattu est l'âge de ces "bassins" et notamment l'existence de séquences thuringiennes puisque c'est à la même époque que se déposent les très puissantes séries salifères du Zechstein en Mer du Nord.

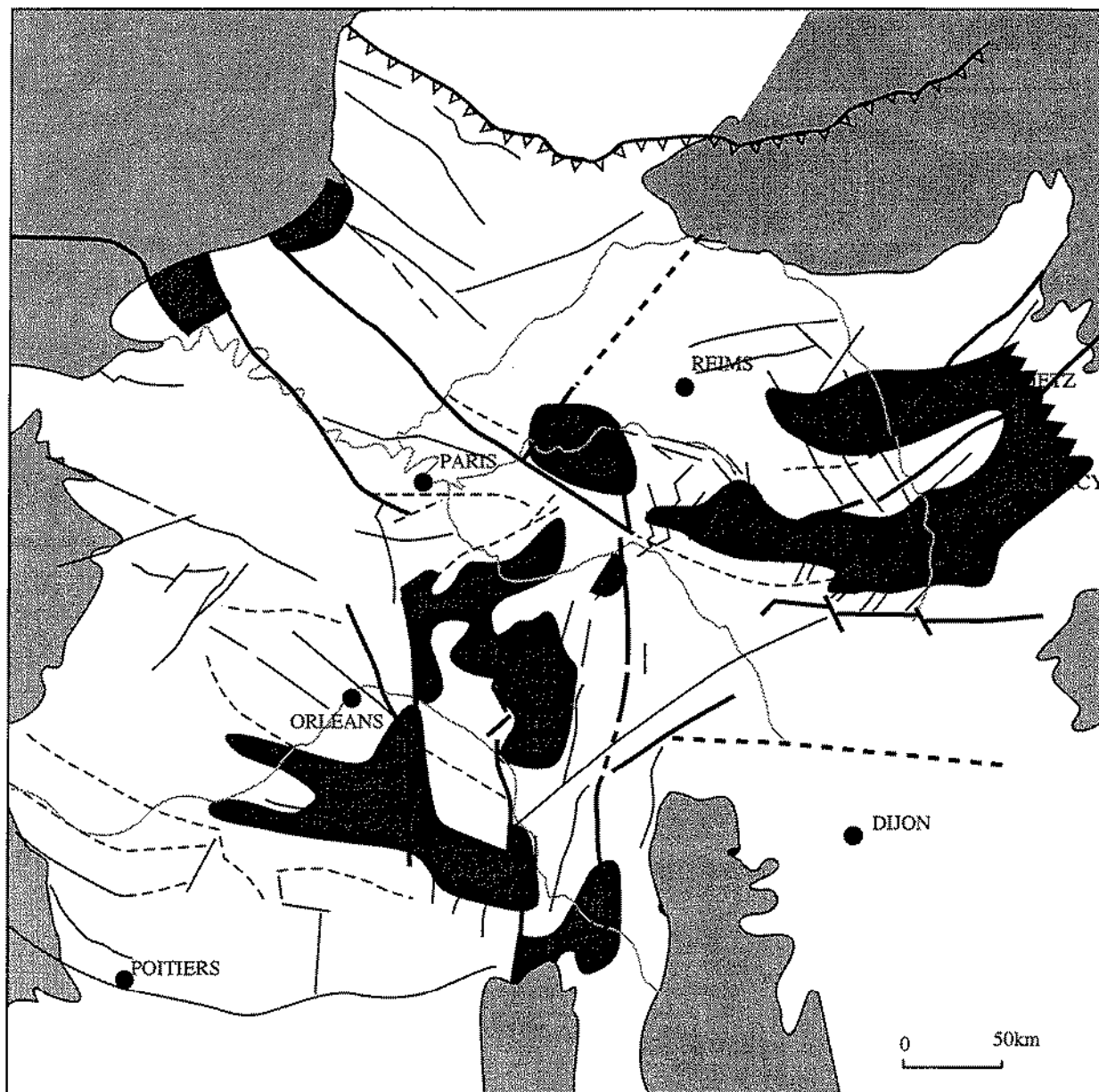


Figure III.2 : Carte des bassins permien d'après Perrodon (1990).

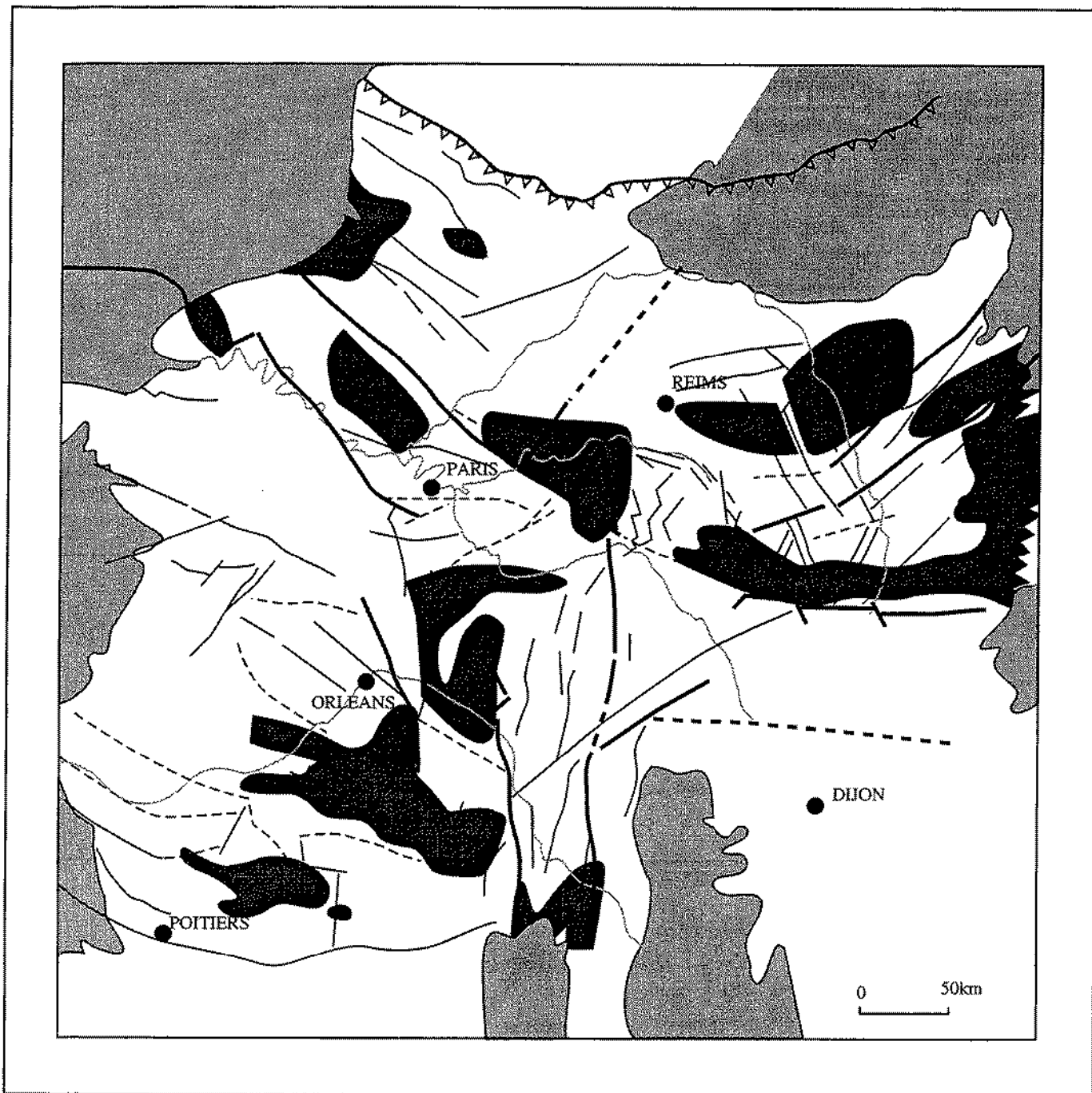


Figure III.3 : Carte des bassins permien d'après Mégard (1980).

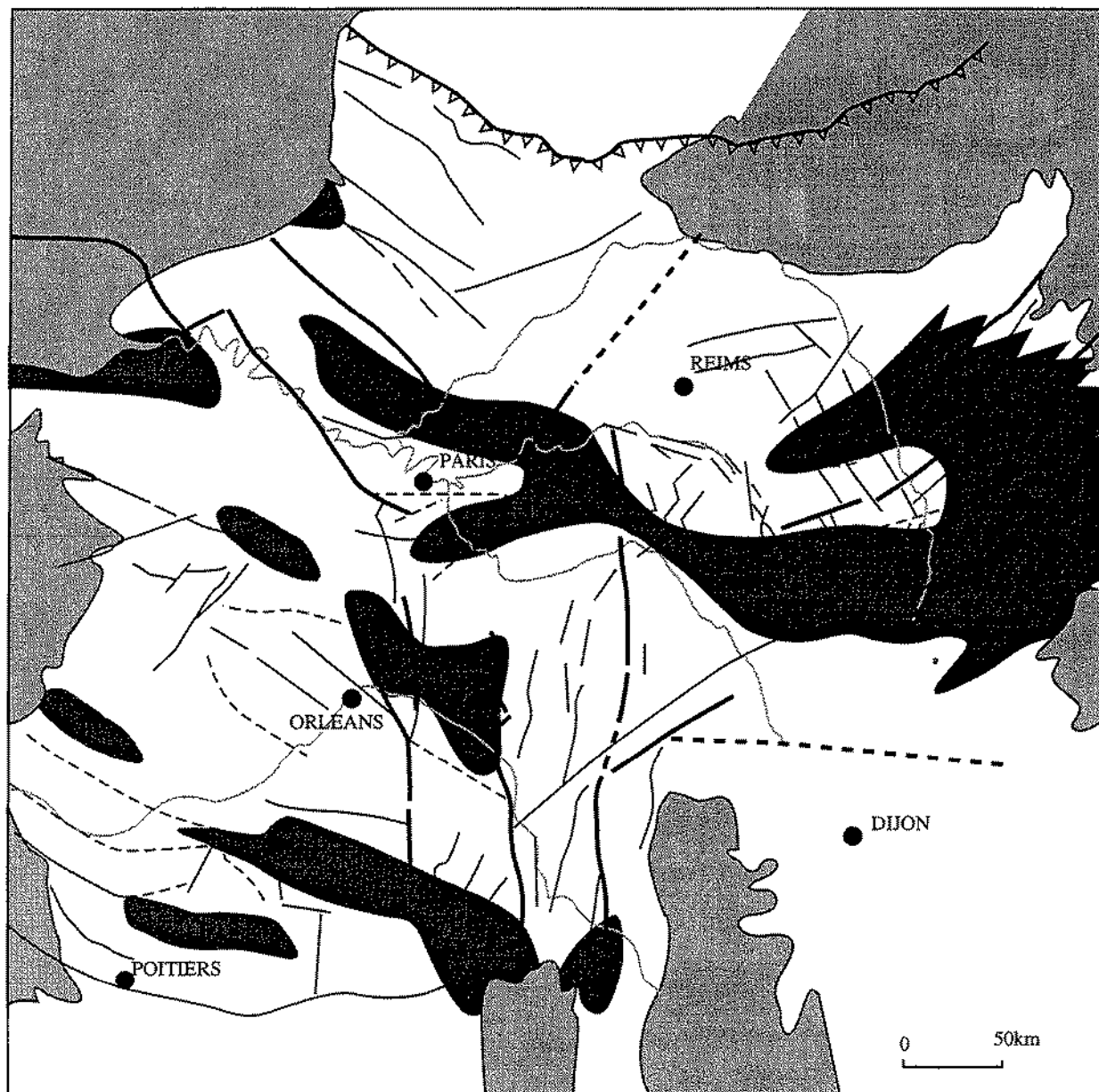


Figure III.4 : Carte des bassins permien d'après Mascle (1990).

- (1) bassin de Carentan
- (2) bassin sarro-lorrain
- (3) bassin de Chateau-Landon
- (4) bassin de Contres, de l'Aumance et de Bert
- (5) bassin d'Arpheuilles

B. HISTOIRE MÉSOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS

1. Historique des synthèses sur le bassin de Paris

Dès le 19^{ème} siècle, le bassin de Paris a fait l'objet de grandes synthèses géologiques qui ont conduit à poser la question de la nature de la subsidence de ce bassin. Dufrenoy & Elie de Beaumont (1848) reconnaissaient que l'accumulation de grandes épaisseurs de sédiments à faciès peu profond dans la région parisienne, ne pouvait pas être seulement due à l'enfoncement du bassin. Lemoine (1911) a reconstitué la première courbe d'enfoncement du substratum du bassin. Il associait alors la remontée de la courbe à partir du Miocène au mouvement épirogénique de surrection du bassin qui lui aurait conféré son altitude actuelle.

Deroo (1967), par une synthèse d'environ 200 forages, a reconstitué les premières cartes d'isopaques des terrains sédimentaires déposés depuis la base du Toarcien, avant érosion. Il a pu ainsi retracer pour 26 forages et affleurements, l'évolution des profondeurs d'enfouissement de la base du Toarcien en fonction du temps.

Foucher (1976) a testé un modèle exponentiel de subsidence sur les données stratigraphiques de 60 des forages analysés par Deroo (1967). Il estimait que ce modèle décrivait bien la subsidence dans le bassin de Paris, considérant alors que cette subsidence avait été causée par la relaxation thermique de la lithosphère échauffée, soulevée et érodée durant une phase initiale. Foucher (1976) a élaboré indépendamment un modèle thermomécanique similaire à celui de Sleep & Snell (1976). Cependant ce modèle n'est pas satisfaisant car il ne tient pas compte de la subsidence antérieure au Toarcien, de la compaction des sédiments, ni des variations bathymétriques des milieux de dépôts (Brunet, 1981).

En 1978, Pomerol, effectuant une synthèse du bassin de Paris, reconstitue la migration des pôles de subsidence au Cénozoïque. Mégnien (1980a et 1980b), coordonnant dans le cadre du BRGM une grande synthèse du bassin, conclut que la subsidence depuis le Lias jusqu'à la fin du Crétacé est principalement due à la surcharge sédimentaire.

Brunet (1981 ; Brunet & Le Pichon, 1982) s'est attachée à démontrer sur l'analyse d'une centaine de forage, que la subsidence du bassin de Paris depuis la base du Jurassique se fait suivant une loi en $\sqrt{t}$, ce qui suggère une subsidence liée également au refroidissement de la lithosphère. L'auteur suppose alors que le mécanisme initiateur a été accompagné d'une anomalie thermique contrôlant la subsidence post-triasique. Ce mécanisme initiateur serait à rattacher à une phase extensive ayant donné naissance aux grabens permo-triasiques. Brunet (1981) en conclut que l'ensemble de ces faits est compatible avec le modèle d'extension homogène de McKenzie (1978), pour un facteur β égal à 1,3.

Perrodon & Zabeck, (1990), à la faveur d'une synthèse du bassin de Paris, soulignent l'importance de la structure complexe du socle dans le contrôle géométrique de la série sédimentaire. Après avoir identifié une période de rifting au Permo-Trias, générant alors une anomalie thermique accompagnant le mécanisme d'amincissement lithosphérique, ils attribuent le contrôle de la subsidence post-triasique à un mécanisme de refroidissement de la lithosphère. De la même façon que Brunet, (1981), Perrodon & Zabeck, (1990), considèrent que la courbe de subsidence obtenue au final de l'histoire du bassin de Paris peut être correctement expliquée par le modèle McKenzie (1978). Ces auteurs soulignent que le bassin a acquis sa morphologie actuelle au Tertiaire lorsque l'ensemble de ses bordures se sont individualisées par surrections successives.

Guillocheau, (1991), met en évidence de grands cycles transgression-régression dans les sédiments mésozoïques du bassin de Paris. Il leur attribue une origine tectonique, contrôlée par des variations du régime de subsidence (accélération ou décélération de la vitesse d'enfoncement du substratum).

Loup & Wildi, (1994), ont étudié la subsidence du bassin de Paris comme exemple d'évolution de bassin intracratonique. Ils ont analysé le comportement du substratum du bassin sur 11 puits. Leur étude se fonde sur une mesure de la subsidence tectonique, corrigée de la compaction des séries ainsi que des variations bathymétriques et eustatiques. Ces auteurs insistent (1) sur les faibles taux de subsidence obtenus, de l'ordre de 8,5 mm/ka et (2) sur le caractère discontinu de la subsidence, qui présente une succession de phases d'accélération et de décélération. Ils distinguent dans l'histoire méso-cénozoïque du bassin, cinq phases de 20-60 Ma. Ils interprètent alors la subsidence du bassin, résultat des modifications de la lithosphère, comme le produit de deux ordres de contrôles tectoniques superposés : (1) une composante à long terme, provoquée par un flux lithosphérique provenant de la croûte inférieure et (2) plusieurs accélérations à court terme, reliées à des forces compressives ou extensives, à associer aux grands événements géodynamiques contemporains de la plaque ouest-européenne.

2. Histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris

Cette étude est basée (1) sur une coupe entre Nancy et Rambouillet intégrant toute la série sédimentaire du Trias à l'Actuel et (2) sur des mesures de subsidence à haute résolution. Le transect intègre une cinquantaine de puits.

Les données utilisées ont été acquises dans le cadre d'un programme de cartographie 3D des séquences de dépôts du bassin de Paris (François GUILLOCHEAU, Géosciences-Rennes, Paul LE STRAT, BRGM, Jean-Michel GAULIER, IFP). Le Trias est étudié par Sylvie BOURQUIN (Centre des Sciences de la Terre, Dijon). Le Jurassique moyen est analysé par Fabrice GAUMET, Jean-Pierre GARCIA et Gilles DROMART (Centre des Sciences de la Terre, Lyon). Le Jurassique supérieur a fait l'objet d'un DEA (Serge BARBIER, collaboration ENSG Nancy-Géosciences-Rennes). Le Crétacé inférieur a été intégralement étudié (travail mixte Géosciences-Rennes / IFP : Jean-Marie OUTIN, Didier GRANJEON). Le Crétacé moyen a fait l'objet d'un DEA (Jean-Christophe KERFORNE, Géosciences-Rennes). Le Crétacé supérieur et le Tertiaire sont en cours d'étude.

Les mesures de subsidence utilisant des données acquises à haute résolution ont été réalisées en collaboration avec Pascal ALLEMAND (ENS Lyon).

L'ensemble des transects et leur analyse ont été présentés par ces différents à Nice durant la conférence internationale de l'A.A.P.G. (1995).

Sur la base d'informations stratigraphiques, huit cycles transgressifs-régressifs majeurs ont été identifiés sur ce transect jusqu'au sommet du Turonien. L'absence de données sédimentologiques en terme de bathymétrie pour la Craie, n'a pas permis de définir des séquences de dépôts pour le Crétacé supérieur (fig.III.5).

La mesure de la subsidence, jointe à la reconstitution des géométries en 2D voire 3D, a permis de montrer que les événements géodynamiques majeurs coïncidaient non seulement avec les inversions de tendance transgressive/régressive ou régressive/transgressive, mais également avec les phases d'accélération ou de décélération de la subsidence (fig.III.6).

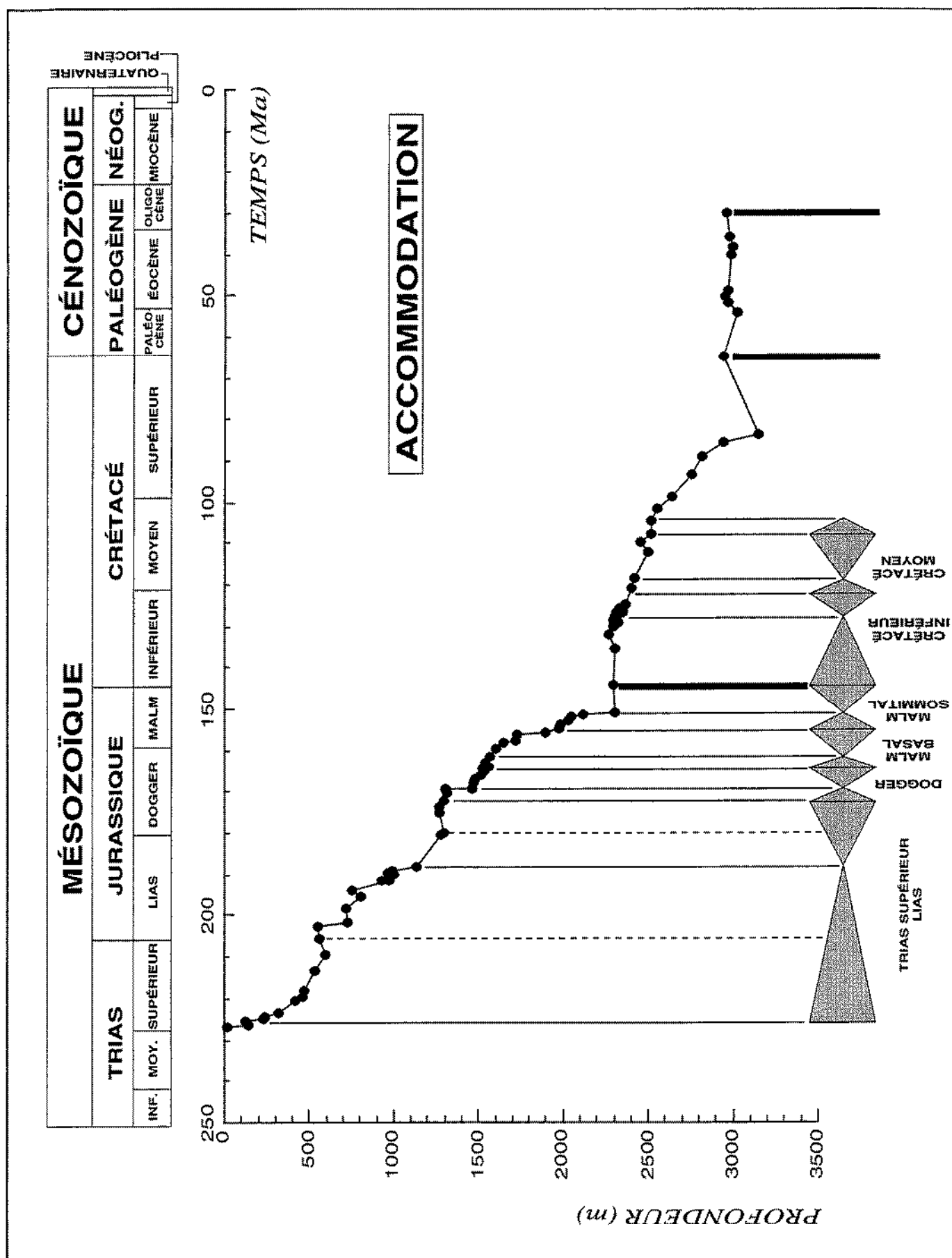


Figure III.6 : Courbe d'accommodation du bassin de Paris du Trias à l'Actuel.

TRIAS - JURASSIQUE : UN DOMAINE SUBSIDENT EN RÉGIME EXTENSIF**Le Trias ante-Carnien : l'extrémité Ouest du Bassin germanique**

Cette histoire est enregistrée sous forme de deux cycles transgressifs-régressifs majeurs. Les sédiments ante-Carnien se sont essentiellement déposés à l'Est de l'actuel bassin de Paris, en onlap vers l'Ouest. Géométriquement et paléogéographiquement, ces dépôts représentent l'extrémité occidentale du Bassin germanique (Gall *et al.*, 1977 ; Courel *et al.*, in Mégnien, 1980 ; Bourquin & Guillocheau, 1993 et 1996).

Le cycle de montée du niveau de base Scythien p.p. (Couches d'Annweiler-Grès vosgien) (fig.III.7)

Ce cycle, strictement enregistré en domaine continental (réseaux droits et réseaux en tresses) est réduit à sa phase "transgressive", soit à sa phase de montée du niveau de base. Cet ensemble, en onlap sur la faille de St Dizier, est géométriquement mal connu.

Le cycle Scythien p.p.- Carnien p.p. (Conglomérat principal-Marnes irisées inférieures) (fig.III.7)

La phase transgressive commence avec les réseaux en tresses du Conglomérat principal pour finir avec les faciès marins ouverts ("offshore supérieur") du Calcaire à Cératites (Ladinien basal). La phase régressive correspond, après la petite inondation de la Lettenköhle, à une grande tendance à l'aggradation verticale : ce sont les évaporites des Marnes irisées inférieures et leurs équivalents fluviatiles, les Grès de Donnemarie.

A une échelle de temps supérieur, le bassin est affecté par des déformations moyenne longueur d'onde.

(1) La paléogéographie est inversée à la limite Couches intermédiaires-Grès à Voltzia (Friedenberg, 1994) : à un profil longitudinal à vergence Est succède un profil à vergence Ouest.

(2) Le Muschelkalk inférieur (Complexe de Vollmunster) se biseaute vers l'Ouest, conséquence d'un régime de subsidence différentielle, articulé sur la région de Nancy.

(3) La Lettenköhle présente une géométrie suggérant le développement d'un prisme de bas niveau, mais il se développe non pas vers le domaine le plus marin mais en direction du pôle le plus continental.

(4) Le sel de la partie sommitale des Marnes irisées inférieures en aggradation verticale se dépose d'une manière différentielle dans l'espace, alors que l'essentiel de la halite a déjà été accumulé. Ce phénomène se produit durant la phase régressive du cycle mineur correspondant à la sédimentation du sel.

Le résultat majeur est la mise en évidence d'un contrôle structural courte longueur d'onde contemporain du sel, déterminant la répartition différentielle des volumes et de la nature des différents dépôts salifères (halite versus anhydrite)

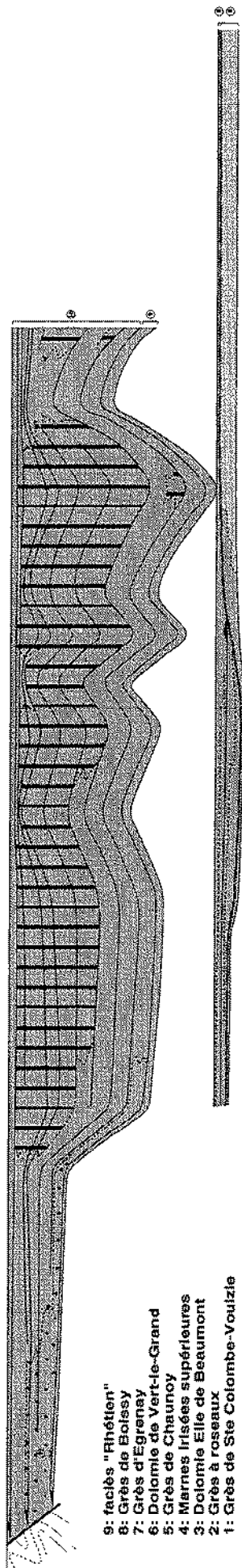
Le Trias supérieur p.p.-Lias : naissance du Bassin de Paris - l'extension téthysienne

Cette période enregistre un cycle transgressif-régressif majeur très dissymétrique, dominé par sa phase de transgression. C'est le cycle majeur le plus long de toute l'histoire du bassin de Paris. Cette transgression connaît une brutale accélération à la base de l'Hettangien. Le maximum d'inondation correspond au sommet des Schistes Cartons.

La mesure de la subsidence montre que le demi-cycle transgressif enregistre successivement une décélération de la subsidence, puis une surrection (Rhétien-Hettangien inférieur), et de nouveau un cycle "accélération-décélération" (fig.III.6). Le maximum de vitesse est atteint durant le Pliensbachien supérieur (zones à stockesi-margaritatus).

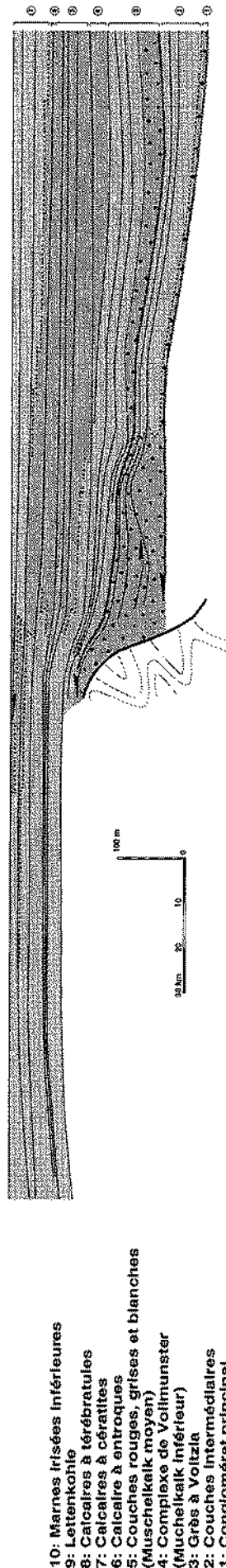
CYCLE SCYTHIEN p.p. - CARNIEN p.p.

DEMI-CYCLE RÉGRESSIF LADINIEN-CARNIEN p.p.



- 9: faciès "Rhétien"
- 8: Grès de Boissy
- 7: Grès d'Eggenay
- 6: Dolomie de Vert-le-Grand
- 5: Grès de Chaunoy
- 4: Marnes irisées supérieures
- 3: Dolomie Elle de Beaumont
- 2: Grès à roseaux
- 1: Grès de Ste Colombe-Voulzie

DEMI-CYCLE TRANSGRESSIF SCYTHIEN-LADINIEN



- 10: Marnes irisées inférieures
- 9: Lettenkohle
- 8: Calcaires à térébratules
- 7: Calcaires à céraatites
- 6: Calcaire à entroques
- 5: Couches rouges, grises et blanches (Muschelkalk moyen)
- 4: Complexe de Voilmunster (Muschelkalk inférieur)
- 3: Grès à Voltzia
- 2: Couches intermédiaires
- 1: Conglomérat principal

CYCLE SCYTHIEN p.p.

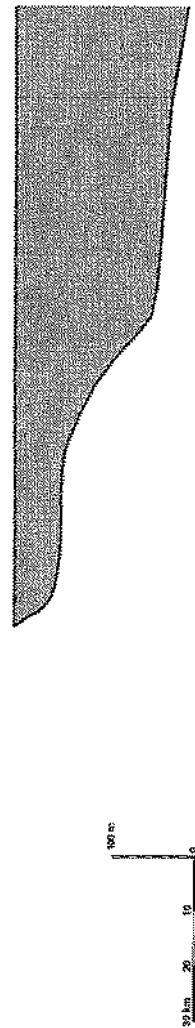
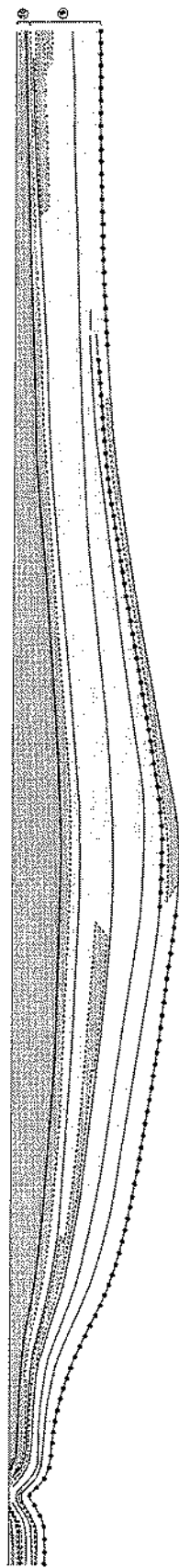


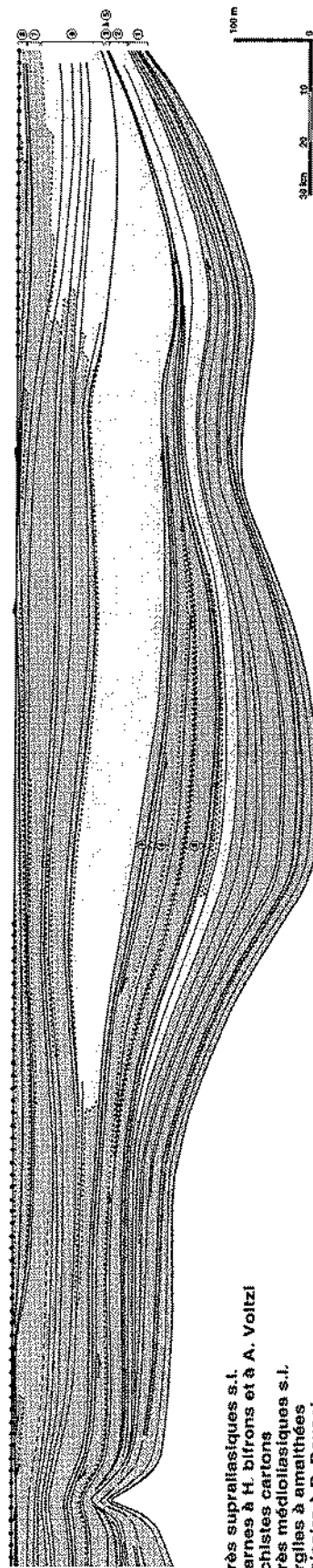
Figure III.7 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet.

CYCLE TRIAS SUPÉRIEUR - LIAS

DEMI-CYCLE RÉGRESSIF TOARCIEN (bifrons) - AALÉNIEN (murchisonae).



DEUXIÈME PARTIE DU DEMI-CYCLE TRANSGRESSIF HETTANGIEN - TOARCIEN (serpentinus)



- 10: Grès supraliasiques s.l.
- 9: Marnes à H. bifrons et à A. Voltzi
- 8: Schistes cartons
- 7: Grès médioaliasiques s.l.
- 6: Argiles à amalthées
- 5: Calcaire à P. Davoei
- 4: Marnes à Z. numismalis
- 3: Calcaire ocreux
- 2: Argiles à Promicroceras
- 1: Calcaires à gryphées

PREMIÈRE PARTIE DU DEMI-CYCLE TRANSGRESSIF CARNIEN p.p. - RHETIEN

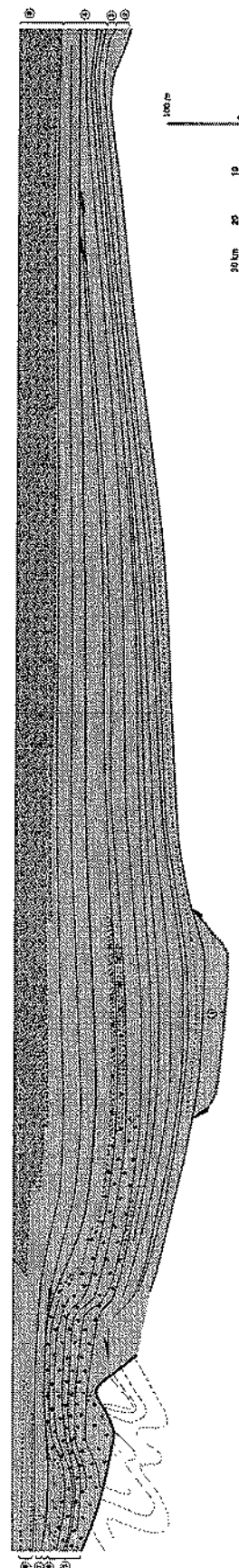
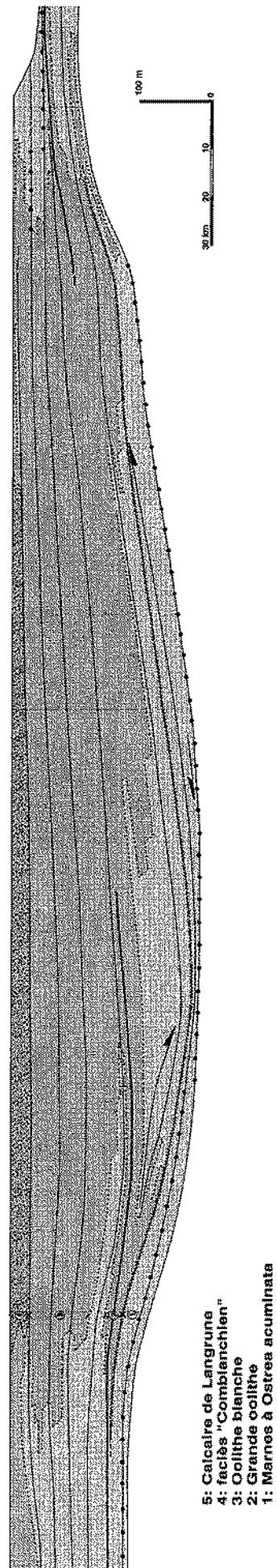


Figure III.8 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

CYCLE "DOGGER" : AALÉNIEN p.p. - BATHONIEN

DEMI-CYCLE RÉGRESSIF BAJOCIEN (garantiana / parkinson) - BATHONIEN (discus)



DEMI-CYCLE TRANSGRESSIF AALÉNIEN (murchisonae) - BAJOCIEN (garantiana / parkinsoni)

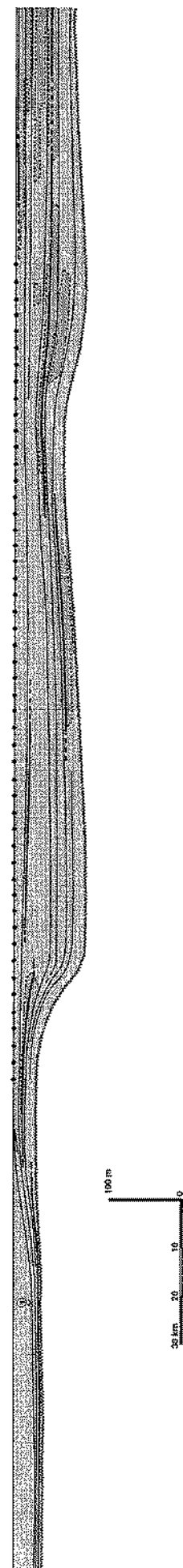


Figure III.9 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

Cette période s'achève par une déformation intra-Aalénienne qui s'enregistre sous la forme d'un vaste synforme d'orientation subméridienne avec érosion sur les bordures armoricaine, ardennaise et morvandelle. Cette déformation induit une accélération de la diminution de profondeur (surface de non-conformité). Trois étapes peuvent être identifiées (fig.III.8).

La première partie du cycle transgressif Carnien p.p.-Toarcien : Carnien p.p.-Rhétien (Grès à roseaux-faciès "rhétiens")

Cette première partie enregistre un régime de subsidence en flexuration, dont la vitesse décroît. Les sédiments sont en onlap sur le môle de Grisy. Le bassin correspond alors à une plaine côtière évaporitique (anhydrite, dolomie) évoluant vers une plaine alluviale. Durant le Norien, le bassin est basculé vers l'Ouest avec érosion à l'Est. Ce mouvement de quelques dizaines de mètres d'amplitude a une longueur d'onde d'au moins 600 kilomètres.

La deuxième partie du cycle transgressif Carnien p.p.-Toarcien : Hettangien-Toarcien (Calcaires à Gryphées s.l.-Schistes cartons)

Le bassin est une plate-forme mixte terrigène/carbonatée, siège de déformations moyenne/courte longueur d'onde à l'Hettangien basal, au Sinémurien basal, au Sinémurien terminal et à la limite Pliensbachien/Toarcien. Une déformation très grande longueur d'onde pourrait se produire au sommet du Carixien. C'est la période du Trias-Jurassique où la déformation est la plus intense, et ce alors que les faciès et les lithologies sont très homogènes. L'évolution géologique de cette période sera rediscutée à partir d'informations 3D au chapitre suivant.

La première partie du cycle régressif Toarcien-Bajocien : Toarcien moyen-Aalénien inférieur

C'est de nouveau une période de flexuration.

La surface de non-conformité intra-Aalénien inférieur du cycle régressif Toarcien-Bajocien

Cette surface enregistre une accentuation de la flexuration initiée précédemment avec érosion sur les bordures est et ouest. Elle est de même âge que le bombement thermique du "rifting" de la Mer du Nord.

Le Dogger p.p. : les prémices de l'ouverture atlantique

C'est, à l'échelle du Jurassique, un minimum de vitesse de subsidence. Ce cycle commence par une phase de surrection avant d'évoluer selon un régime de subsidence croissant puis décroissant (fig.III.6).

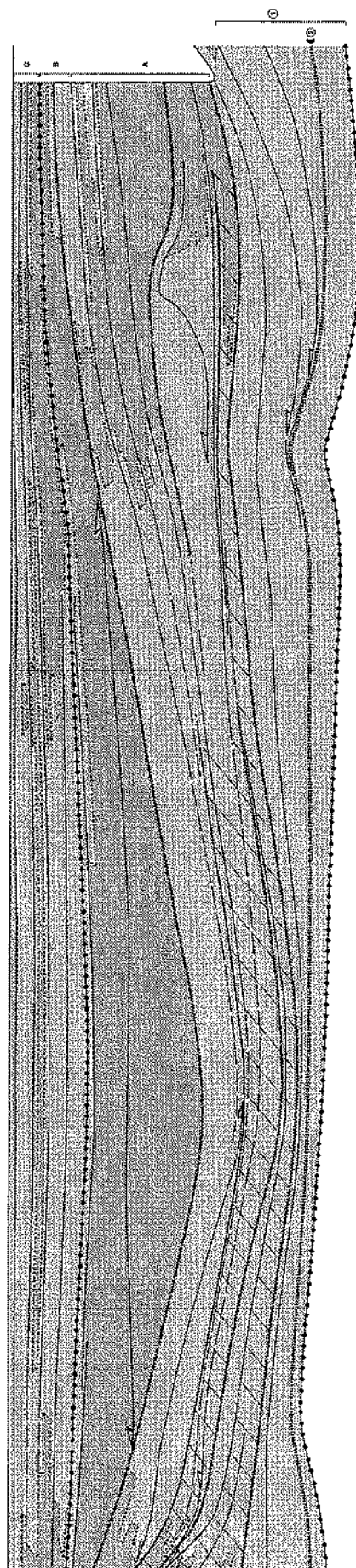
C'est l'avènement d'une plate-forme carbonatée oo-bioclastique de type isolé (Purser, 1975 et 1989).

Ce cycle présente la particularité d'avoir une surface d'inondation (Aalénien-Bajocien inférieur) et une surface d'inondation maximale, diachrones. Le maximum de transgression se produit au Bathonien inférieur (sommet de la zone à zigzag) dans le sillon marneux, au Bajocien moyen (limite des zones subfurcatum-garantiana) dans ce qui correspond à la plate-forme bourguignonne, au Bathonien moyen (zone à morrisi) en Lorraine. Ceci traduit soit une variation latérale de subsidence, soit un changement de vitesse de production carbonatée.

CYCLE MALM BASAL : CALLOVIEN - OXFORDIEN.

DEMI-CYCLE RÉGRESSIF CALLOVIEN (jason) - OXFORDIEN (planula)

C: "Séquanien" (sensu subsurface data)
 B: "Rauracien" (sensu subsurface data)
 A: "Argovien" (sensu subsurface data)
 2: Repère inférieur oolithique
 1: Argiles de la Woëvre



DEMI-CYCLE TRANSGRESSIF CALLOVIEN (macrocephalus) - CALLOVIEN (jason)

2: Pierre de Dijon-Corton
 1: Marnes à Eudesta



Figure III.10 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

La deuxième partie du cycle régressif Toarcien-Bajocien (Aalénien moyen-Bajocien inférieur/moyen)-demi-cycle transgressif Bajocien inférieur/moyen (fig.III.9)

C'est une période de subsidence différentielle générant une flexuration moyenne/courte longueur d'onde articulée sur les failles de St Martin de Bossenay et de St Dizier.

Le demi-cycle régressif Bajocien supérieur-Bathonien terminal (fig.III.9)

C'est de nouveau une période de flexuration grande longueur d'onde perturbée par une phase de déformation active durant le Bathonien inférieur (zone à zizag). Cette flexuration s'exprime par un basculement à grande longueur d'onde vers l'Est, marqué par une progradation très prononcée à l'Ouest au niveau du Sillon marneux (Calcaires de Langrune), alors qu'à l'Est, les dépôts temps-équivalents sont en aggradation verticale voire en rétrogradation.

Le Malm: une marge d'un océan unique Téthys-Atlantique

Cette période correspond au maximum de vitesse de subsidence de toute l'histoire géologique du Bassin de Paris. Les dépôts résultant sont d'une remarquable isopacité, ce qui indique une subsidence homogène dans l'espace (fig.III.6 et 10).

D'un point de vue paléogéographique, l'aire de sédimentation correspondant à l'actuel Bassin de Paris. Elle est en connection avec le domaine Aquitain, l'Alsace et la Bresse. L'ensemble forme alors un même et seul bassin sédimentaire.

Deux plate-formes carbonatées de géométrie et de production carbonatée différentes se superposent dans le temps : une plate-forme progradante durant le Callovien supérieur-Oxfordien supérieur et une plate-forme aggradante durant le Kimméridgien inférieur-Berriasien moyen (?).

Le cycle transgressif-régressif Malm basal : Callovien-Oxfordien supérieur (fig.III.10)

Dans un régime de subsidence homogène, une plate-forme carbonatée récifale prograde vers le Sud puis vers le SW. Un mouvement de bascule grande longueur d'onde vers le Nord, induit à la limite Oxfordien inférieur-moyen, l'installation d'une plate-forme isolée, centrée sur un axe Paris-St-Dizier, ouverte vers le Nord et vers le Sud.

Le cycle transgressif-régressif Malm sommital : Kimméridgien-Berriasien (?) (fig.III.11)

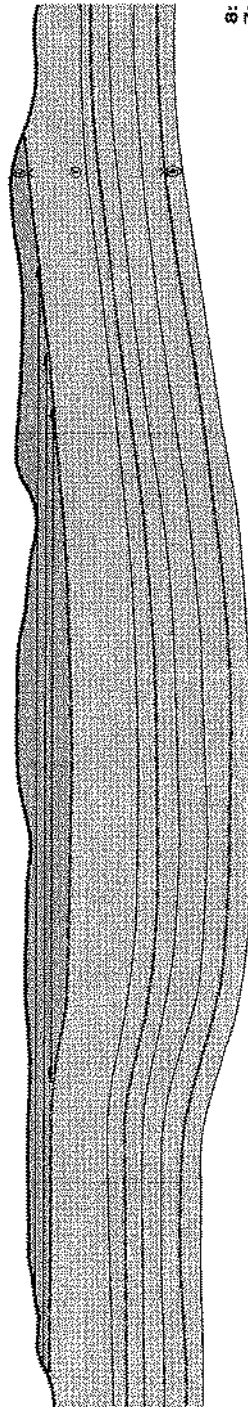
C'est de nouveau une période de flexuration à grande longueur d'onde, présentant une remarquable homogénéité latérale des faciès sédimentaires. Cette flexuration s'accroît durant la phase régressive, à la fin du Tithonien, avec le dépôt en onlap des faciès de plaine côtière du Purbeckien sur les sédiments sous-jacents.

La surface intra-berriasienne : surface néo-cimmérienne

La période subsidente du bassin de Paris prend fin avec la déformation grande longueur d'onde dite "néo-cimmérienne". Il s'agit d'une accentuation de la flexure initiée dès la base du Kimméridgien. Les domaines nord et nord-est sont fortement érodés. Cet événement n'est pas connu dans le Bassin de Paris. Par analogie avec le bassin de Londres, il serait daté du Berriasien moyen.

CYCLE MALM SOMMITAL : KIMMÉRIDIEN - BERRIASIEN p.p.

DEMI-CYCLE RÉGRESSIF KIMMÉRIDIEN (autissodorensis) - BERRIASIEN MOYEN (?)



- 8: faciès "Purbeckien"
- 7: faciès "Portlandien"
- 6: Marnes supérieures à *Nannogyra virgula*
- 5: Calcaires blancs supérieurs
- 4: Marnes moyennes à *Nannogyra virgula*
- 3: Calcaires blancs inférieurs
- 2: Marnes inférieures à *Nannogyra virgula*
- 1: Calcaire rocalieux à ptérocères

DEMI-CYCLE TRANSRESSIF KIMMÉRIDIEN (baylei) - KIMMÉRIDIEN (autissodorensis)

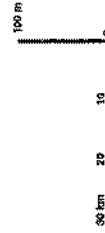
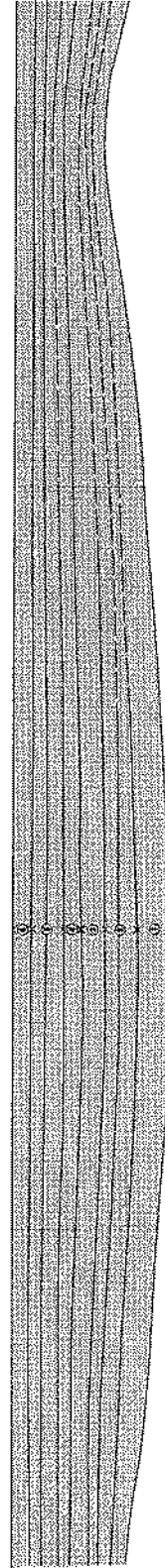


Figure III.11 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

CRÉTACÉ : UN RÉGIME DÉCRO-EXTENSIF AVEC DES INVERSIONS LOCALES**Le Crétacé "inférieur" : les conséquences de l'ouverture du Golfe de Gascogne (fig.III.12)**

L'ouverture du Golfe de Gascogne induit un déplacement vers le NNE et une surrection du domaine armoricain, soumis alors à l'érosion. En réponse, le bassin de Paris connaît une diminution drastique de sa vitesse de subsidence et un changement majeur de système sédimentaire (fig.III.6).

Après une légère tendance à la surrection (Valanginien supérieur), la subsidence réaugmente légèrement. Le cycle transgressif-régressif majeur Berriasien moyen (?)-Barrémien terminal est essentiellement dû à une variation du flux sédimentaire. L'inondation maximale se produit plus tardivement à l'Ouest du bassin (limite Hauterivien-Barrémien à l'Est, intra Barrémien inférieur à l'Ouest).

Le système sédimentaire est terrigène présentant des faciès de plaine côtière bien développés (faciès Wealdiens). Le pôle continental se développe en direction du domaine armoricain.

C'est de nouveau une période de flexuration grande longueur d'onde, dépourvue de composante courte longueur d'onde. La transgression et la régression sont forcées, c'est-à-dire que la progradation et la rétrogradation sont très bien marquées. La cause de ce phénomène demeure encore inconnue. Les sédiments du Valanginien se déposent en onlap au Sud, au NW et au NE.

Le Crétacé "moyen" : ouverture de l'Atlantique nord et/ou fermeture téthysienne ?

Le cycle Barrémien terminal-Albien inférieur est dominé par sa phase de régression (fig.III.12). Cette dernière est forcée par une déformation à deux composantes moyenne/grande longueur d'onde et courte longueur d'onde, le long d'accidents subméridiens majeurs (St Martin de Bossenay, Villeneuve-sur-Yonne, etc...).

La composante moyenne/grande longueur d'onde se traduit par la brutale continentalisation du bassin (surface de non-conformité de la base des Sables verts d'âge Aptien supérieur ou limite Albien/Aptien). Cette déformation est l'accentuation du régime flexural à grande longueur d'onde de l'Aptien inférieur-moyen. Elle induit une érosion au niveau des bordures du bassin.

La composante courte longueur d'onde s'exprime à plusieurs reprises, à la base des Sables verts et durant les Sables de Frécambault. Les cartes de faciès et d'isopaques (Kerforne, DEA Rennes, 1995) montrent que cette déformation, localisée au niveau des accidents subméridiens du Sud du bassin de Paris, est dominée par le jeu décrochant de ces accidents, plutôt que par leur composante inverse.

Le cycle Albien moyen - Cénomaniens terminal (fig.III.13)

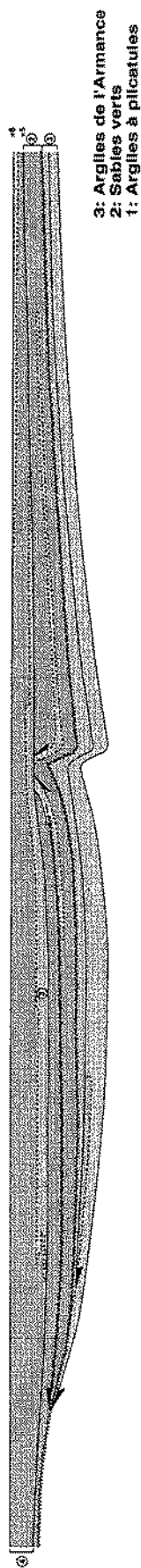
La phase transgressive de ce cycle (zone à dentatus) a une très forte composante en aggradation verticale. La transgression est accélérée au sommet des Sables de Frécambault au niveau des graviers à Opis. Ceci traduit un basculement grande longueur d'onde en direction du Nord. La phase régressive, très isopaque, donc traduisant une période de subsidence homogène de l'espace, présente des clinofformes bien marqués. La base de la Craie cénomaniens est donc diachrone.

Le Crétacé supérieur : une reprise de la subsidence avant la phase majeure de compression fini-Crétacé.

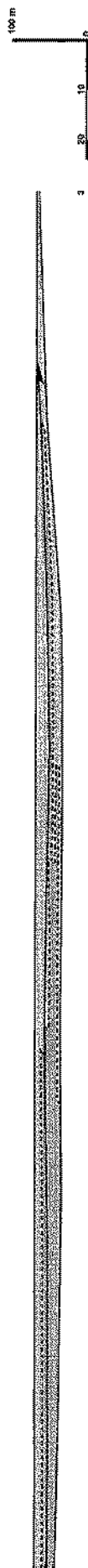
Le Crétacé supérieur comporte plusieurs cycles transgressifs-régressifs, sans que leur identification soit encore bien étayée, faute de modèles sédimentologiques performants dans la Craie.

CYCLE CRÉTACÉ MOYEN : BARRÉMIEN TERMINAL - APTIEN INFÉRIEUR

DEMI-CYCLE RÉGRESSIF APTIEN (prodeshayesites) - ALBIEN INFÉRIEUR

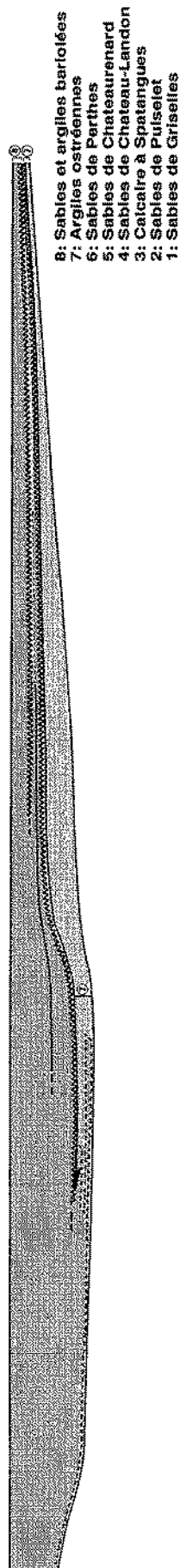


DEMI-CYCLE TRANSGRESSIF BARRÉMIEN TERMINAL - APTIEN (prodeshayesites)



CYCLE CRÉTACÉ INFÉRIEUR : BERRIASIEN p.p. - BARRÉMIEN TERMINAL

DEMI-CYCLE RÉGRESSIF HAUTERIVIEN (angulicostata) - BARRÉMIEN TERMINAL



DEMI-CYCLE TRANSGRESSIF BERRIASIEN MOYEN (?) - HAUTERIVIEN (angulicostata)

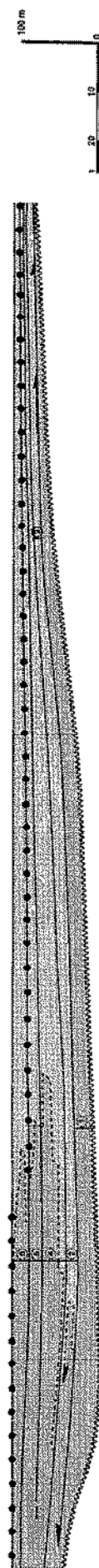


Figure III.12 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

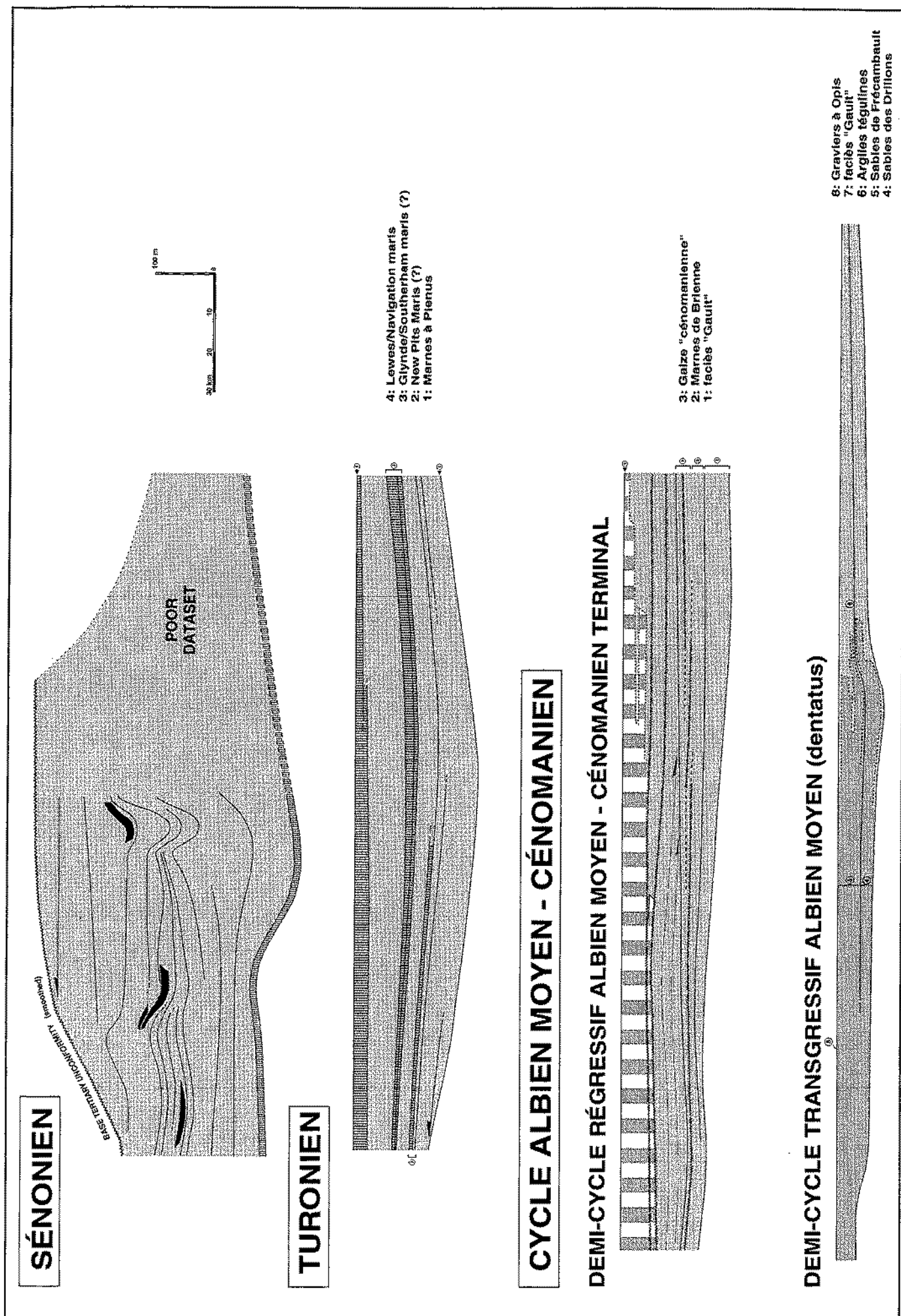


Figure III.13 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

GÉOMÉTRIE ACTUELLE DE LA BASE DU CALCAIRE DE ST OUEN

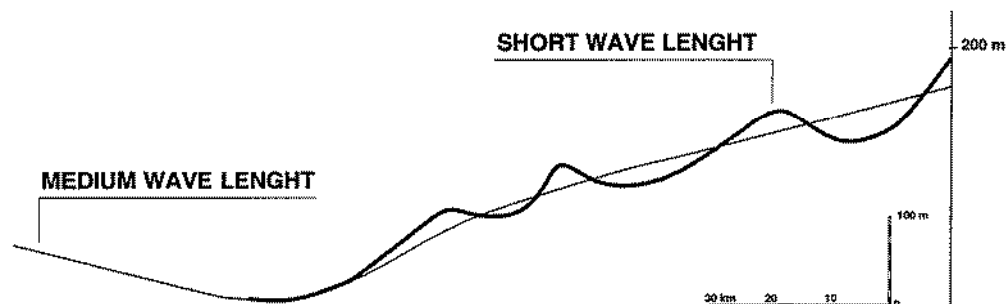
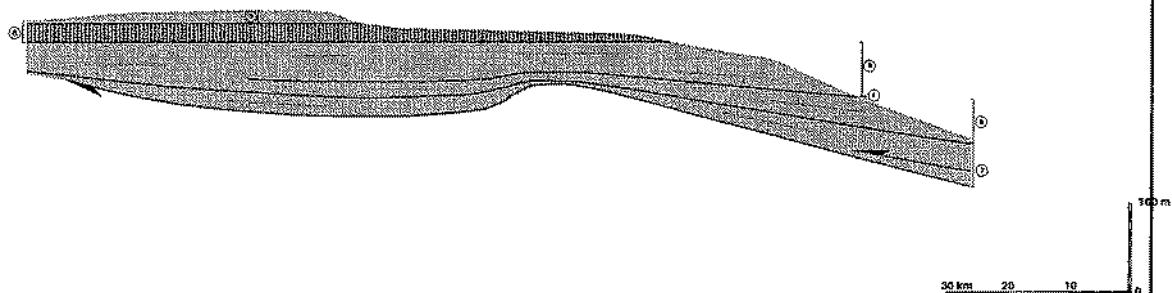


Figure III.15 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

LUTÉTIEN - RUPÉLIEN



YPRÉSIEN : DÉFORMATION FINI-CRÉTACÉ ET VALLÉES INCISÉES

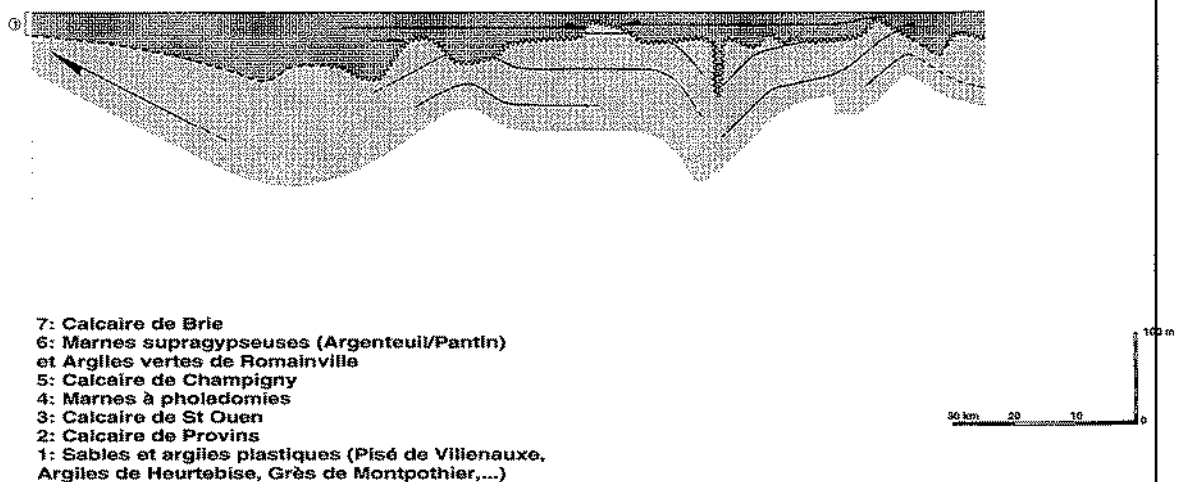


Figure III.14 : Evolution méso-cénozoïque du bassin de Paris selon un transect 2D Est-Ouest Nancy-Rambouillet (suite).

Les deux principaux problèmes concernent :

- (1) la nature, l'âge et la cause du réseau de chenaux ou vallées, caractérisé dans le centre de l'actuel bassin (Hanot & Renoux, 1991),
- (2) la nature et la cause de la lacune fini-Crétacé.

Turonien (fig.III.13)

C'est de nouveau une période de flexuration grande longueur, avec onlap vers l'Ouest. C'est probablement un cycle transgressif-régressif.

Le Sénonien (fig.III.13)

Tout découpage séquentiel est actuellement impossible, ce qui n'exclut pas la possibilité d'effectuer des corrélations diagraphiques fondées sur des variations de porosité.

Les résultats préliminaires montrent (1) la réalité des chenaux dans la Craie, (2) leur présence à plusieurs niveaux stratigraphiques et (3) leur formation par accrétion verticale de leur bordure, d'une manière analogue à celle des levées de chenaux. L'étude sédimentologique en cours (Monique Mettraux) des falaises d'Etretat montre que ces chenaux sont sous-aquatiques et résultent du remplissage, à la faveur de la chute du niveau relatif de la mer (Quine & Bosence, 1991), par des faciès tidaux de topographies pré-existantes. Ces topographies résultent d'une production différentielle dans l'espace de Craie à des échelles de temps de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de milliers d'années.

La surface de non-conformité fini-Crétacé

Le Maastrichtien ne semble pas être préservé dans le bassin de Paris : il est cependant connu à l'état de galets à la base du Danien de Vertus (Blanc & Guillemin, 1974).

Nos corrélations et la réinterprétation des données de sondages effectuées pour caler le profil ECORS Nord de la France (Monciardini, 1989) permet de mettre en évidence une phase de déformation majeure à la limite Crétacé-Tertiaire. Cette déformation se décompose en plis à courte longueur d'onde et en un synforme à moyenne/grande longueur d'onde. L'érosion associée peut conduire à une troncature du Campanien et du Santonien supérieur. L'existence, dans le Cher, d'altérites, probablement d'âge paléocène, sur le Dogger, suggère une érosion bien plus importante.

CÉNOZOIQUE : UN RÉGIME GLOBALEMENT COMPRESSIF

Plusieurs événements doivent être distingués (fig.III.14 et 15):

- (1) une reprise de subsidence durant le Thanétien et l'Yprésien avec onlap généralisé vers le Sud puis le S-SE (onlap sur la faille de Bray pour le Thanétien) ;
- (2) la genèse d'un réseau de paléovallées (confondues dans la littérature avec des synclinaux) au sud de la faille de Bray, le réseau est comblé en onlap par les faciès fluviatiles yprésiens ;
- (3) un basculement généralisé fini-Yprésien avec érosion au SSE ;
- (4) un changement de système sédimentaire à la limite Lutétien-Bartonien (carbonaté versus terrigène) pouvant traduire l'initiation du bombement thermique associé au rift rhénan ;
- (5) une "subsidence" uniforme durant le Priabonien et l'Oligocène basal ;
- (6) une déformation plicative à courte longueur d'onde intra-Oligocène inférieur ;

(7) une surrection généralisée Pléistocène moyen/supérieur avec creusement de l'actuel réseau de vallées.

3. Le bassin de Paris : un modèle complexe de bassin intracratonique.

3.1. Les grandes étapes de l'évolution du bassin de Paris.

D'après ce que nous venons de voir, l'histoire du bassin de Paris comporte quatre étapes.

Le Trias-Jurassique enregistre, dans un régime tectonique globalement extensif, les vitesses de subsidence les plus fortes, de la vingtaine à la centaine de mètres par million d'années, de toute l'histoire du bassin de Paris. Ces valeurs restent cependant faibles, comparées à celles d'autres bassins intracratoniques. Les vitesses de subsidence maximales sont atteintes au Jurassique supérieur. Aucune évidence d'extension n'a été mise en évidence au Trias. La géométrie du bassin (paléogéographies, répartition spatiale des sédiments accumulés) n'avait rien à voir avec sa géométrie présente. Les massifs cristallins actuels ne sont pas émergés, ils peuvent même correspondre à des aires subsidentes.

Le Crétacé correspond à un brusque arrêt de la subsidence, qui ne reprend vraiment qu'au Crétacé supérieur. La vitesse de subsidence demeure cependant moindre qu'au Jurassique. Cet arrêt est contemporain de la phase néo-cimmérienne (B.C.U. en Mer du Nord). En réponse à l'ouverture du Golfe de Gascogne, le Massif Armoricaïn, qui est alors l'épaulement nord, est en surrection et émergé. La géométrie du bassin se réduit et préfigure la configuration actuelle du bassin.

Le Paléogène marque le passage définitif à un régime globalement compressif. La phase de déformation majeure du bassin de Paris semble se produire à la fin du Crétacé, comme pour l'ensemble du domaine nord-ouest européen. La subsidence mesurée est très faible et il est raisonnable de parler de domaine non subsident. La conséquence de la compression alpine est d'induire un synforme de grande longueur d'onde, avec l'individualisation d'une structure supplémentaire courte longueur d'onde, à l'initiation de la géométrie actuelle du bassin de Paris. Le paradoxe réside dans le fait que le bassin de Paris apparaît comme entité géomorphologique au moment où il cesse d'être une aire subsidente.

Le Néogène correspond à un arrêt définitif de la subsidence. Le bassin est en "transit" sédimentaire durant le Mio-Pliocène, pour évoluer en érosion durant le Pléistocène en réponse à une surrection généralisée du domaine.

3.2. Comparaison avec les modèles génétiques de bassins intracratoniques.

- (1) Aucune extension triasique n'a pu être mise en évidence.
- (2) Le régime de subsidence du bassin de Paris n'est pas continu, présentant des phases d'accélération (le Lias transgressif) ou de décélération (le Dogger) ainsi que des périodes d'arrêt (par exemple la B.C.U.) et de reprise (le Crétacé supérieur).
- (3) La vitesse maximale de subsidence ne se situe pas au Trias ou au Lias, à la suite d'une éventuelle phase de rifting, mais au Malm.
- (4) Les pôles de subsidence se déplacent au cours du temps, cependant des zones préférentielles persistent durant toutes les phases de l'évolution du bassin.

L'ensemble de ces arguments amène à penser que le modèle de McKenzie (1978) à lui seul ne peut suffire à la compréhension du régime de subsidence méso-cénozoïque du Bassin de Paris. D'autres contrôles tectoniques "long-terme" semblent alors se superposer, expliquant les reprises d'accélération de subsidence.

De plus, le profil ECORS, passant dans le secteur NW du bassin de Paris et la carte de gravité de la France (BRGM, 1994, inédit et Lefort, 1993), mettent en évidence une croûte inférieure litée et non amincie, un Moho très plat et aucun corps dense à la base ou au sein de la lithosphère. Ainsi aucun des mécanismes à l'origine des bassins intracratoniques, donnant un rôle important à l'interface croûte-manteau (voir entre autres,

autres, DeRito *et al.*, 1983 ; Quinlan, 1987 ; Sloss, 1990) ne doit être capable d'expliquer la subsidence céno-mésozoïque du bassin de Paris (Loup & Wildi, 1994).

3.3. Les états de déformation : échelles de temps et enregistrement stratigraphique.

Trois états de déformation globale du bassin de Paris, s'individualisent :

- un régime flexural dont le pôle de maximum de subsidence reste constant dans l'espace et dans le temps. Ce régime est particulièrement bien marqué durant le demi-cycle régressif Toarcien-Aalénien.
- un régime de subsidence homogène, bien exprimé durant le demi-cycle régressif Callovo-Oxfordien ou durant le demi-cycle régressif Albien moyen-Cénomanién terminal.
- un régime de subsidence différentielle dans l'espace, dont les pôles de maximum de subsidence peuvent se déplacer dans l'espace au cours du temps. L'exemple le plus caractéristique est celui du demi-cycle transgressif du Lias.

Ces changements du régime de subsidence interviennent à l'échelle des huit cycles transgressifs-régressifs majeurs du Méso-Cénozoïque du bassin de Paris ou parfois même à l'échelle des demi-cycles transgressifs ou régressifs.

3.4. Proposition d'un modèle de bassin intracratonique à l'échelle des sous-systèmes stratigraphiques

Comme nous venons de le voir, la subsidence du bassin de Paris se décompose en deux ordres de variations à l'échelle des 230 Ma de l'histoire globale du bassin et à l'échelle des sous-systèmes, de 10-30 Ma.

A l'échelle des 230 Ma, le bassin enregistre globalement une décroissance du régime de subsidence, et ceci en trois étapes principales :

- du Trias à la limite Jurassique-Crétacé, une phase de subsidence active, avec des vitesses moyennes de l'ordre de 30 m/Ma ;
- de la limite Jurassique-Crétacé à la limite Crétacé-Tertiaire, une phase d'amortissement de la subsidence, les vitesses ne dépassant pas 15 m/Ma ;
- de la limite Crétacé-Tertiaire à l'Actuel, un arrêt de la subsidence avec une composante à la surrection de plus en plus marquée.

Le passage d'une étape à l'autre correspond à des événements cinématiques majeurs (ouverture de l'Atlantique nord, collision Afrique-Europe). Ils assurent la transition entre une période de divergence globale des plaques (Trias-Jurassique) d'une période de convergence (Cénozoïque).

A l'échelle des sous-systèmes à 10-30 Ma, huit cycles transgressifs-régressifs majeurs, à l'échelle des sous-systèmes, ont été individualisés dans l'histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris.

Les cycles transgressifs-régressifs majeurs du Mésozoïque enregistrent des phases d'accélération de vitesse de subsidence suivies d'une décélération, et éventuellement d'une surrection. Le cycle transgressif-régressif majeur du Crétacé inférieur enregistre une variation de flux sédimentaire plutôt qu'une réelle variation de subsidence.

Chacune de ces variations de vitesses de subsidence s'accompagne d'un changement total de système sédimentaire (nouveau profil de dépôts, ...). Ainsi se succèdent au cours de l'histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris, différents types de plate-formes carbonatées et de systèmes terrigènes. L'exemple le plus caractéristique est

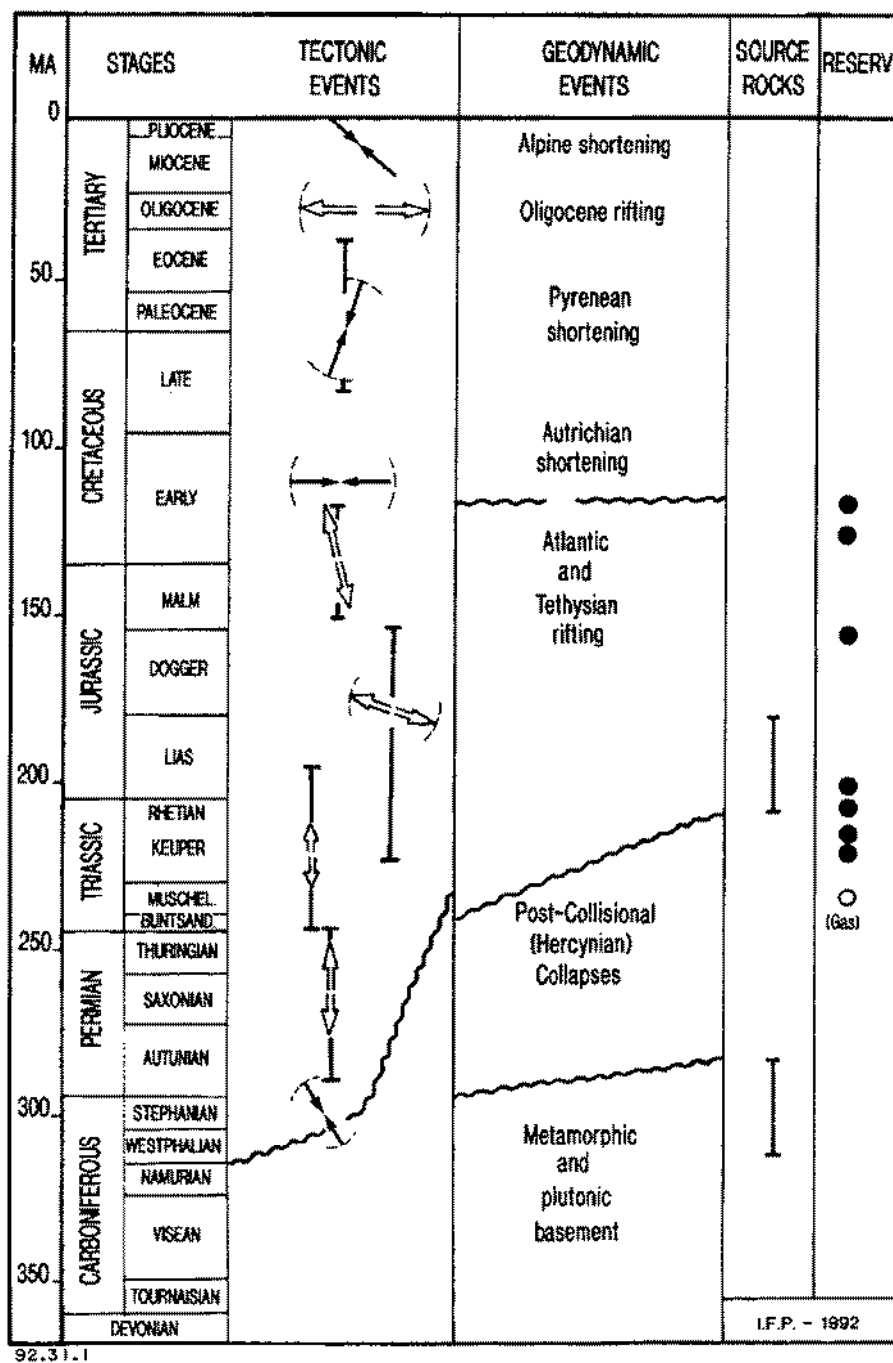


Figure III.16 : Distribution des champs de contraintes et répartition temporelle des roches mères et réservoirs du bassin de Paris (Mascle, 1994).

la cas du bassin sous sédimentation biodétritique du Lias, s'enregistrant à la faveur d'une subsidence différentielle dans le temps et relativement active. La forte diminution de vitesse de subsidence qu'enregistre le sous-système suivant, en l'occurrence le Dogger, marque l'installation successives de deux plate-formes carbonatées majeures, à l'échelle du tout le bassin de Paris.

Ces variations majeures du régime de subsidence du bassin de Paris sont contemporaines des grands événements géodynamiques structurant le domaine ouest-européen, du Trias à l'Actuel (Ziegler, 1989 et 1990 ; Mascle, 1994) (fig.III.16):

- du Trias au Dogger, s'enregistre l'ouverture de la Téthys ligurienne ;
- le Malm enregistre l'histoire d'un océan unique Tethys-Atlantique ;
- le Crétacé inférieur à moyen enregistre l'ouverture de l'Atlantique Nord ;
- le Crétacé terminal et le Tertiaire sont marqués par la collision alpine.

Le signal sédimentaire du bassin intracratonique de Paris enregistre donc fidèlement les déformations lithosphériques induites par les mouvements aux limites du domaine ouest-européen, conséquences des réorganisations de mouvements des plaques.

3.5. Que signifie l'aire géographique actuelle du bassin de Paris ?

Comme nous l'avons déjà souligné, les limites actuelles du bassin ne se sont individualisées que tardivement et par étapes successives, du Crétacé au Néogène. Tout au long de l'histoire mésozoïque, les limites des différents bassins successifs dépassaient largement les limites actuelles du bassin. Cette restriction de l'aire géographique étudiée ne nous permet pas alors d'estimer réellement l'échelle des déformations aux plus grandes longueurs d'onde.

La pérennité de la direction N60 et la notion d'héritage structural contrôlant la sédimentation au sein d'un bassin intracratonique

Le bassin de Paris s'est individualisé pour la première fois comme une unité propre de sédimentation, lors d'un basculement E-W de la vaste plate-forme salifère carnienne, de part et d'autre d'un axe à N60, orienté parallèlement à l'accident de St Martin de Bossenay, dans sa partie sud et parallèlement à la faille de Metz dans sa partie nord.

Cet axe N60 va continuer à jouer un rôle majeur tout au long de l'histoire mésozoïque du bassin.

- Il correspond à une zone de maximum de subsidence durant tout le Lias.
- C'est sur un axe parallèle à cette direction N60, légèrement décalé vers le Nord, que vient s'appuyer les plate-formes carbonatées du Dogger (fig.III.17).
- Cette direction marque également l'axe de maximum de préservation sédimentaire durant le Kimméridgien-Tithonien et le Crétacé inférieur (fig.III.18).
- Les isopaques du Crétacé supérieur et les isohypses à la base du Tertiaire se distribuent également de part et d'autre de cet axe (fig.III.19 et 20).
- La carte des isopaques totales de la série sédimentaire du Trias à l'Actuel coïncide également avec cette direction (Mégny, 1980).
- On note enfin que sur la carte géologique de la France au 1:1 500 000ème, les auréoles d'érosion dessinent un vaste synforme de direction N60.

Cette direction majeure est héritée de la structuration hercynienne du socle du bassin. Selon Matte (1988), cet axe N60 semble définir le front nord de la chaîne hercynienne dans sa partie orientale.

Le contrôle tectonique de la sédimentation au sein d'un bassin intracratonique s'exprime ainsi selon des axes structuraux préférentiels, hérités de son substratum, témoins de l'histoire géodynamique antérieure aux premiers dépôts du bassin. Ces structures tectoniques majeures s'expriment plus ou moins bien dans l'enregistrement

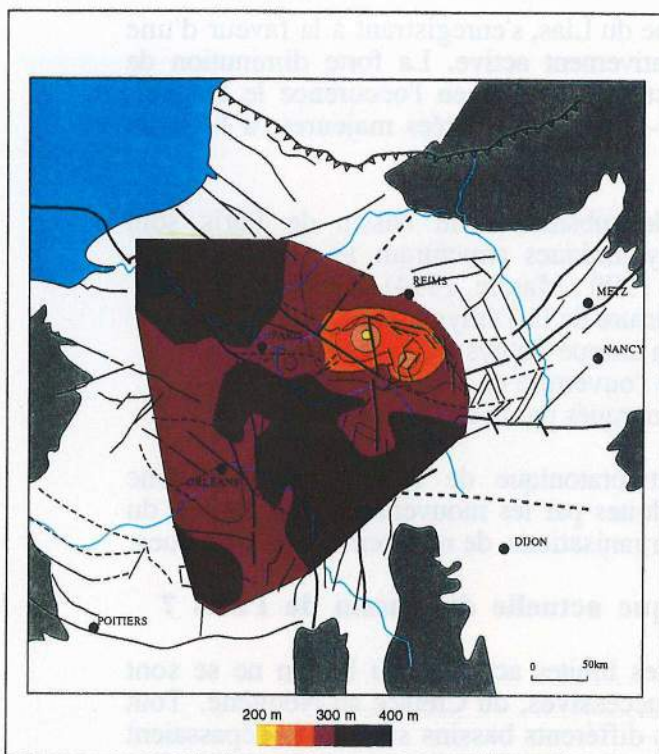


Figure III.17 : Carte des isopaques du demi-cycle régressif Callovien supérieur - Oxfordien.

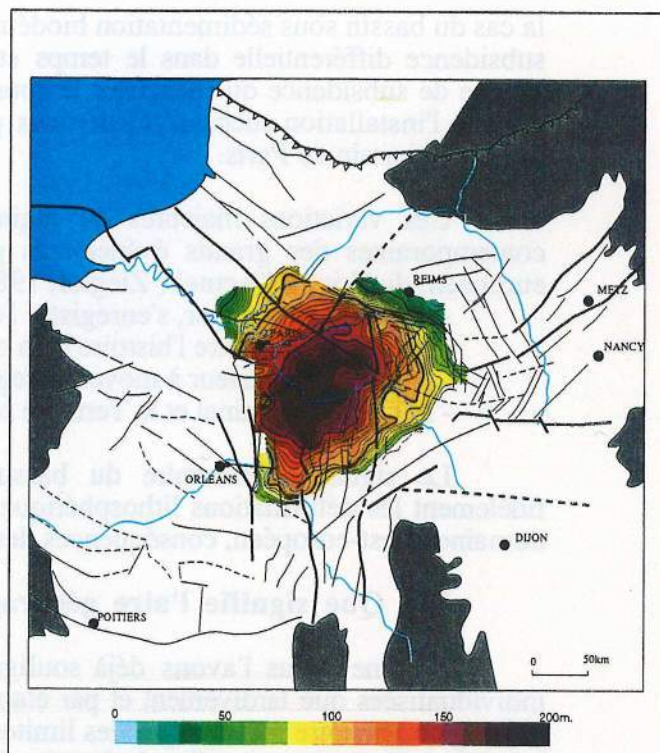


Figure III.18 : Carte des isopaques du cycle transgressif-régressif Valanginien-Barrémien.

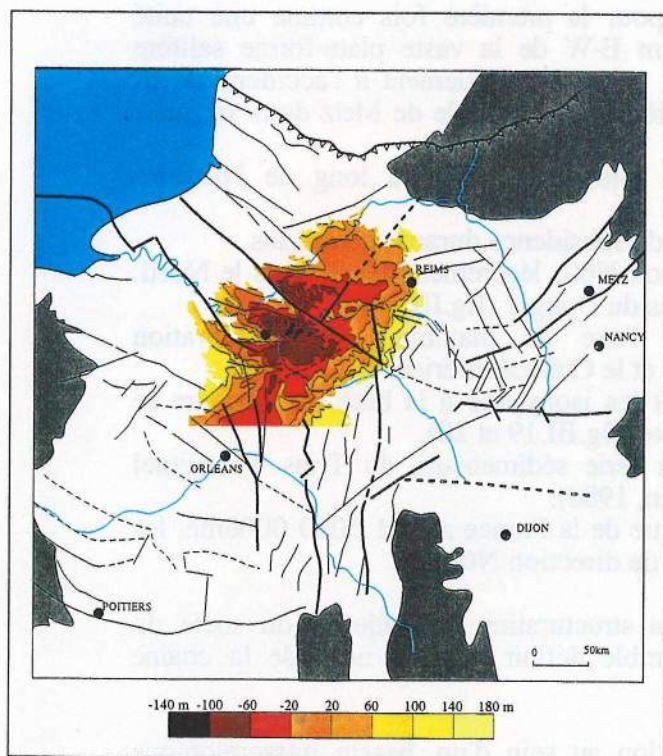


Figure III.19 : Carte des isohypses de la base du Tertiaire (d'après Hanot & Obert, 1992).

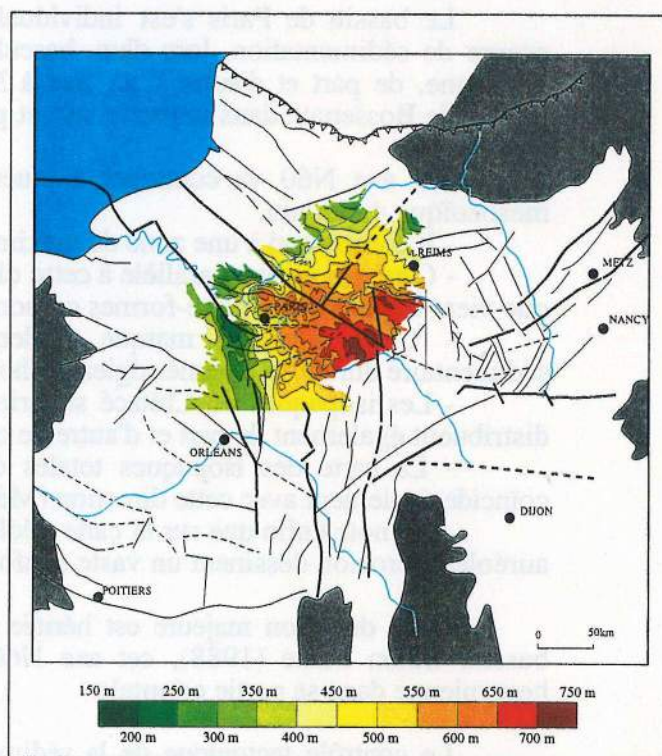


Figure III.20 : Carte des isopaques du cycle Cénomanien terminal -base Tertiaire (d'après Hanot & Obert, 1992).

sédimentaire selon leur orientation relative par rapport aux différents régimes de contraintes auxquels le socle du bassin est soumis.

3.6. Conclusion.

En tant que bassin intracratonique (voir chapitre II), le bassin de Paris est un fidèle enregistreur de la déformation des plaques lithosphériques à l'échelle ouest-européenne. L'histoire du bassin de Paris s'inscrit donc du Trias à l'Actuel, successivement dans une histoire Téthys ligure, Atlantique Central puis Nord pour enfin enregistrer la collision alpine. La sédimentation du bassin de Paris enregistre donc une succession d'événements géodynamiques majeurs dont les directions structurales principales se contrarient puis se relayent.

Cependant, cette étude en deux dimensions de la géométrie des séquences méso-cénozoïques du bassin de Paris, ne nous permet pas de comprendre la réponse d'un bassin sédimentaire à un changement de régime géodynamique.

Afin de préciser la réponse d'un bassin intracratonique aux déformations lithosphériques, nous avons choisi de restituer à la résolution des étages stratigraphiques, l'évolution de l'accommodation au sein du bassin de Paris, durant le Jurassique inférieur. Cette période est généralement admise comme enregistrant un système extensif dans le domaine ouest-européen.

estimation of the parameters of the model. The model is estimated by the method of maximum likelihood.

3.1. Estimation

The first step in the estimation procedure is to transform the data into a form suitable for the estimation procedure. This is done by taking the logarithm of the data. The transformed data are then used to estimate the parameters of the model by the method of maximum likelihood.

The second step in the estimation procedure is to calculate the standard errors of the estimated parameters. This is done by using the Fisher information matrix.

After the parameters have been estimated, the next step is to calculate the predicted values of the response variable. This is done by using the estimated parameters in the model equation.

Chapitre IV

GÉOMÉTRIES 3D DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU LIAS DU BASSIN DE PARIS.

ÉPAISSEURS, LITHOLOGIES, PALÉOBATHYMÉTRIES, ACCOMMODATION, "SUBSIDENCE".

A. LA STRATIGRAPHIE DU LIAS DU BASSIN DE PARIS : données 1D et 2D.

1. Le Lias du bassin de Paris dans le cadre du Lias ouest-européen.
2. Le Lias du Bassin de Paris : état des connaissances.
 - 2.1. Lithostratigraphie et biostratigraphie.
 - 2.2. Paléogéographie du Lias du bassin de Paris.
 - 2.3. Préservation de la matière organique durant le Lias du bassin de Paris.
3. Calage Faciès - Diagraphies.
4. Données biostratigraphiques.
5. Mode d'empilement des unités génétiques 1D et hiérarchisation de séquences.

B. LES GÉOMÉTRIES 3D DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS.

1. Mesure 3D de l'accommodation.
 - 1.1. Résolution de l'étude dans le temps.
 - 1.2. Les données de subsurface disponibles.
 - 1.3. Les cartes de lithologies
 - 1.4. L'épaisseur des séquences.
 - 1.5. Les cartes paléobathymétriques.
 - 1.6. Les paramètres de la restauration.
 - 1.6.1. Chronostratigraphie.
 - 1.6.2. Correction de l'isostasie.
 - 1.6.3. Correction de l'eustatisme.
2. Histoire géologique du Lias du Bassin de Paris.
 - 2.1. Le cycle mineur de l'Hettangien.
 - 2.2. Le cycle mineur du Sinémurien.
 - 2.3. Le cycle mineur du Pliensbachien.
 - 2.2. Le cycle mineur du Toarcien.

Chapitre IV

GÉOMÉTRIES 3D DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU LIAS DU BASSIN DE PARIS.

ÉPAISSEURS, LITHOLOGIES, PALÉOBATHYMETRIES, ACCOMMODATION, "SUBSIDENCE".

Le bassin de Paris enregistre les événements géodynamiques affectant le domaine ouest-européen à des échelles de temps de 10 à 40 Ma, c'est-à-dire à l'échelle des sous-systèmes. Ces événements induisent des variations de vitesse de subsidence et des changements de systèmes sédimentaires. Ils sont à l'origine de cycles transgressifs-régressifs dits majeurs.

La question posée est de connaître l'histoire géologique de ces cycles transgressifs-régressifs majeurs afin de dégager un éventuel signal tectonique à plus haute fréquence.

A. LA STRATIGRAPHIE DU LIAS DU BASSIN DE PARIS : données 1D et 2D.

1. Le Lias du bassin de Paris dans le cadre du Lias ouest-européen.

Le terme Lias est employé comme synonyme du sous-système du Jurassique inférieur. Il débute à l'Hettangien, à la base de la zone à planorbis, estimée à 205 Ma sur l'échelle d'Odin (1994). Par convention, la limite supérieure du Lias correspond à la limite inférieure de l'Aalénien, premier étage du Dogger ou Jurassique moyen, donc à la base de la zone à opalinum. Le Lias s'enregistre sur 21 zones à ammonites, pour une durée de 22,4 Ma. L'utilisation de l'échelle chronostratigraphique de Gradstein (1994) donne des résultats très semblables : le Lias s'étendrait alors de 205,7 Ma à 180,1 Ma, soit sur une durée de 25,6 Ma.

Dans l'Europe centrale et de l'ouest, le Rhétien et l'Hettangien semblent être caractérisés par des transgressions pluri-régionales à l'échelle de la Tethys et par la mise en place d'un domaine marin ouvert, peu profond, sur l'ensemble du domaine sud-germanique, du bassin parisien, des approches ouest de la mer celtique, de la mer d'Irlande, sur le Sud et le centre de la mer du Nord, au Danemark et enfin, en Allemagne du Nord (Ager, 1956 ; Mégnien, 1980 ; Ziegler, 1990).

La période comprise entre l'Hettangien et le Toarcien inférieur est caractérisée par un large cycle transgressif à l'échelle du domaine ouest-européen (Perrodon, 1990 ; Ziegler, 1988, 1989, 1990), initié dès le Rhétien (Bourquin, 1991). C'est durant le Toarcien terminal et au début de l'Aalénien que l'on enregistre une régression rapide et un bref bas niveau marin (Pomerol 1977, 1978 ; Perrodon, 1990). Cette régression est reliée au phénomène de bombement thermique alors enregistré en mer du Nord, initiant la phase de rifting majeure dans cette région au Jurassique moyen à supérieur (Ziegler, 1978, 1988, 1990 ; Hallam, 1987 ; Underhill & Partington, 1993).

D'un point de vue géodynamique, la subsidence de ces bassins serait essentiellement tectonique. Elle serait due au phénomène de rifting en Mer du Nord, essentiellement pour les domaines nord européens et britanniques (Ziegler, 1978).

D'un point de vue paléoocéanographique, la Téthys et l'Atlantique seraient pour la première fois en connexion, d'où des similitudes biogéographiques (Thierry, 1982) et le mélange des eaux froides peu salines arctiques et des eaux chaudes fortement salines de la Téthys. En effet, durant le Lias, le bras nord de la Néotéthys ou Téthys ligure, continue de s'étendre vers le Nord, s'ouvrant sur le domaine Laurentia-Groenland.

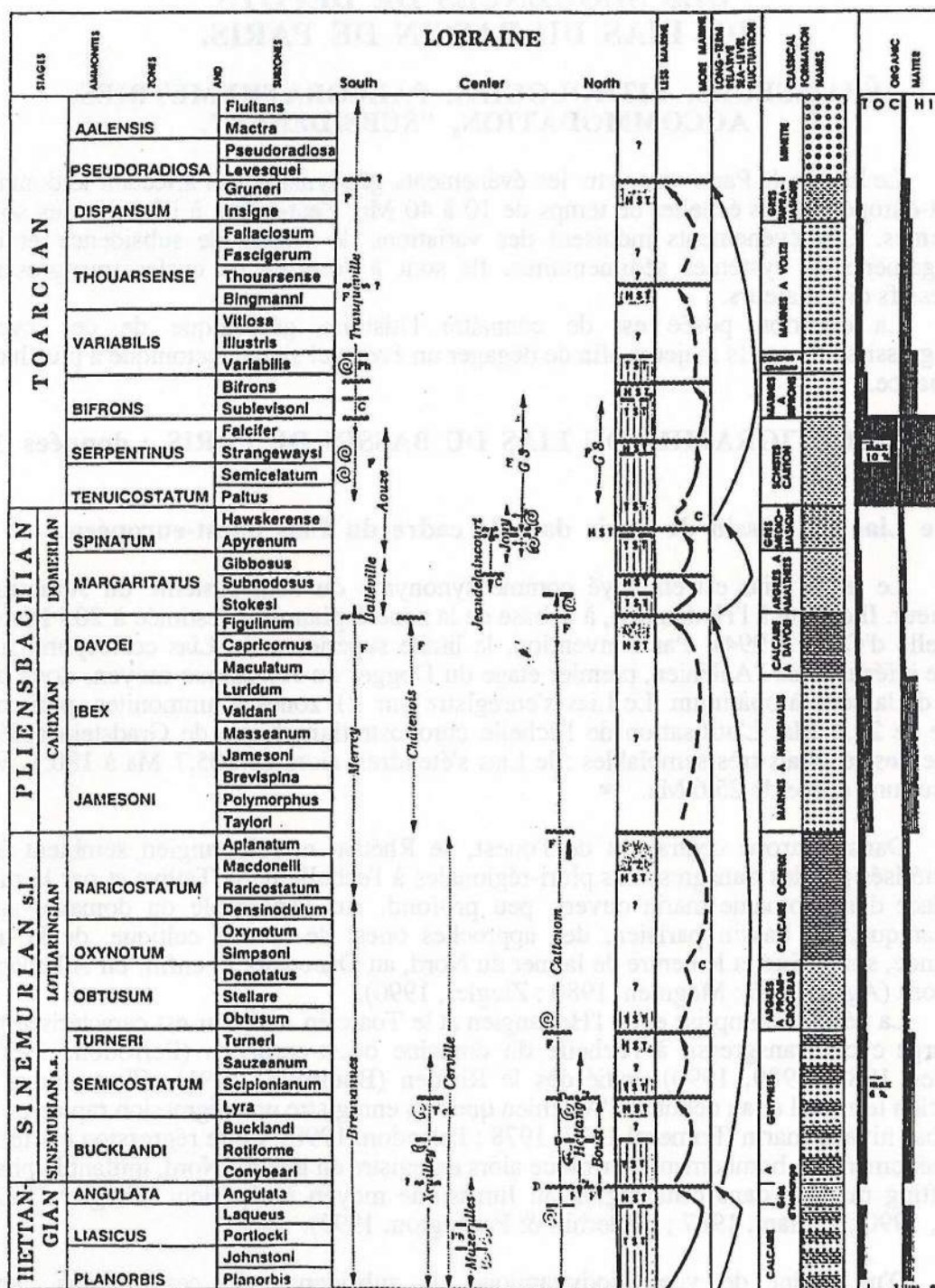


Figure IV.1 : Stratigraphie séquentielle du Jurassique inférieur de Lorraine et roches mères (Hanzo et al., 1992).

Le Lias est donc actuellement perçu comme enregistrant dans toute l'Europe occidentale une large transgression marine sur un domaine précédemment émergé et très fortement érodé à la fin de l'orogénèse hercynienne, dont ne resteraient que quelques reliefs résiduels de faible altitude et très localisés. Dans le bassin de Paris, cette transgression semble venir de l'E-NE du bassin puisque les faciès les plus distaux de l'Hettangien se distribuent selon cette direction. Cependant, on ne peut pas mettre en évidence dans les bassins contemporains de l'Europe centrale et en particulier dans le bassin souabe, de milieux véritablement "marin franc". Les épaisseurs préservées dans ces domaines sont très faibles, de l'ordre de la vingtaine de mètres pour l'Hettangien, tout en présentant des faciès fortement argileux. La paléotopographie devait être alors particulièrement plane.

Les connexions entre le bassin de Paris et les bassins d'Europe centrale vont peu à peu se fermer, alors que le bassin de Paris s'ouvrira en direction de la Tethys ou Mésogée par le seuil de Bourgogne et le bassin du Sud-Est (Pomerol 1977, 1978 ; Perrodon, 1990).

2. Le Lias du Bassin de Paris : état des connaissances.

Guillocheau, (1991), a montré que le Lias s'intégrait dans un cycle transgressif-régressif majeur à l'échelle du bassin de Paris : le cycle Carnien sommital - Toarcien. La phase transgressive s'étend du Carnien sommital au Toarcien inférieur (Schistes cartons). La régression demeure très rapide et se termine avec les Grès supraliasiques (Toarcien moyen et supérieur). Comme nous l'avons montré dans le chapitre III, le Lias constitue l'un des quatre cycles majeurs distingués dans la sédimentation du Mésozoïque du bassin de Paris, cycles auxquels on attribue une origine tectonique à grande échelle : contemporains d'événements géodynamiques majeurs, ils enregistrent de larges variations de la vitesse de subsidence à l'échelle régionale de l'ensemble du bassin de Paris (fig.IV.1).

2.1. Lithostratigraphie et biostratigraphie.

Le Lias affleure à l'Est et au Sud du bassin de Paris, d'Hirson au NE à Poitiers au SW, formant une auréole assez régulière qui s'appuie sur le Trias ou sur les massifs anciens. Inconnu ou très condensé à l'affleurement dans une partie de la Normandie et dans le Nord de la France, il apparaît aux environs d'Hirson et se développe largement en Lorraine. Plus réduit dans la région de Langres, il s'épaissit en Bourgogne, en bordure du Morvan et dans le Sud du Berry. Il se réduit à nouveau dans la région de Poitiers pour ne plus former qu'un liseré assez étroit et très discontinu de Thouars à Alençon, à l'ouest du bassin, en bordure du Massif Armoricaïn (Mégny, 1980).

Les relatives homogénéité et monotonie de la sédimentation durant le Lias au sein du bassin de Paris font qu'au final, relativement peu d'entités lithostratigraphiques ont été définies pour cette période.

La série type du Lias du bassin de Paris est celle définie en Lorraine par Hanzot *et al.*, (1992). Cette série commence par les **Calcaires à gryphées**, s'enregistrant de la base de l'Hettangien, zone à planorbis, sous-zone à planorbis, au sommet de la zone à turneri, sous-zone à turneri, à la base du Lotharingien, au début du Sinémurien supérieur. Ces Calcaires à gryphées sont interrompus au sommet de l'Hettangien, durant toute la zone à angulata, sous-zone à angulata par le dépôt des **Grès d'Hettange**.

Les **Argiles à promicroceras** se déposent de la base de la zone à obtusum, sous-zone à obtusum au sommet de la zone à obtusum, sous-zone à denotatus. Puis vient la série des **Calcaires ocreux**, se terminant au sommet de la zone à raricostatum, sous-zone à aplanatum, enregistrant le Sinémurien terminal.

Le Pliensbachien débute à la base de la zone à jamesoni, sous-zone à taylori par le dépôt des **Marnes à numismalis**. Elles sont suivies par le dépôt du **Calcaire à**

davoei de la base de la zone à **davoei**, sous-zone à **maculatum** au sommet de la zone à **davoei**, sous-zone à **figulinum**. Les Marnes à **numismalis** et le Calcaire à **davoei** constitue donc le sous-étage du Carixien.

Le Domérien, enregistrant la phase terminale du Pliensbachien, est constitué des **Argiles à amalthées** de la base de la zone à **margaritatus**, sous-zone à **stockesi** au sommet de la zone à **margaritatus**, sous-zone à **gibbosus**. La zone à **spinatum** est enregistrée durant le dépôt des **Grès médioliasiques**. Ces derniers marquent la fin du cycle Pliensbachien.

Les **Schistes Cartons**, de la base de la zone à **tenuicostatum**, sous-zone à **paltus** au sommet de la zone à **serpentinus**, sous-zone à **falcifer**, marquent le début de l'étage du Toarcien. Ils sont suivis du dépôt des **Marnes à bifrons**, durant toute la zone à **bifrons**, sous-zones à **sublevisoni** et à **bifrons**. Puis se déposent les **Couches à crassum**, durant la zone à **variabilis**, sous-zone à **variabilis**. La suite de la zone à **variabilis** et toute la zone à **thoursense** s'enregistrent durant le dépôt des **Marnes à voltzi**. Les Grès supraliasiques se déposent alors durant la zone à **dispansum**. Le Toarcien se termine alors localement par le dépôt de la **Minette de Lorraine**, de la base de la zone à **dispansum**, sous-zone à **insigne** au sommet de la zone à **aalensis**, sous-zone à **fluitans**.

Hanzo *et al.* (1992), ont alors interprété cette série stratigraphique en la succession de quatre cycles mineurs transgressifs-régressifs :

- un cycle "**Hettangien**" de la base de la zone à **planorbis**, sous-zone à **planorbis** au sommet de la zone à **angulata**, sous-zone à **angulata** ;
- un cycle "**Sinemurien- Pliensbachien inférieur**", de la base de la zone à **bucklandi**, sous-zone à **conybeari** au sommet de la zone à **davoei**, sous-zone à **figulinum**. Ce cycle est subdivisé en quatre cycles d'ordre inférieurs ;
- un cycle "**Domérien**", de la base de la zone à **margaritatus**, sous-zone à **stockesi** au sommet de la zone à **spinatum**, sous-zone à **apyrenum**. Ce cycle est subdivisé en deux cycles d'ordre inférieur ;
- un cycle "**Toarcien**", de la base de la zone à **spinatum**, sous-zone à **hawskerense** au sommet de la zone à **dispansum**, sous-zone à **gruneri**. Ce cycle est subdivisé en quatre cycles d'ordre inférieurs.

2.2. Paléogéographie du Lias du bassin de Paris.

Au Nord, du Luxembourg à Hirson, le bloc ardennais (voir chapitre III) présente des faciès littoraux terrigènes jusqu'à la base du Lotharingien. Cette marge est alors inondée par une transgression du SE vers le NW (Guérin-Franiatte *et al.*, 1991). Cependant, cette bordure demeure remarquablement stable durant tout le Lias et indique pendant la presque totalité du Lias, la proximité de terres émergées, soulignée par une sédimentation de faible épaisseur, souvent terrigène. Le bloc ardennais devait alors se prolonger vers le nord-ouest jusqu'en Angleterre.

Au début du Lias, les massifs armoricain et ardennais seraient reliés par une zone émergée séparant le bassin de Paris du diverticule anglais s'avancant jusqu'au Cotentin (Mégny, 1980 ; Perrodon, 1990). Cependant ce secteur est également largement transgressé au début du Lias moyen.

Sur la marge orientale du Massif armoricain, les reliefs résiduels de la péninsule post-hercynienne ont contrôlé la composition et la répartition des sédiments marins au cours de la submersion du massif (Riout, 1985). Si jusqu'alors le Massif armoricain est totalement émergé, il sera immergé pour la première fois au début du Pliensbachien. Seul l'éperon du Perche ne sera pas totalement inondé. Les pointements du socle paléozoïque et les reliefs sous-marins littoraux soulignent, par la succession de leur peuplement benthique, la montée discontinue du niveau marin relatif du Pliensbachien ou Toarcien. Riout (1985), relie ces saccades transgressives aux rejeux d'accidents du socle hercynien permettant le basculement des différents compartiments composant le Massif Armoricain, en conditions extensives. Il interprète ces rejeux comme les réajustements structuraux

contemporains de déplacements relatifs des plaques impliquées dans l'évolution de la Téthys et de l'Océan Atlantique Nord. L'enregistrement sédimentaire et paléontologique des écueils armoricains semble confirmer les échanges d'eaux marines entre la Téthys et les régions plus nordiques.

Au Sud du bassin de Paris, dans le Morvan et les limites nord actuelles du Massif Central, aucun domaine réellement émergé n'est reconnaissable. Dès le début de l'Hettangien, cette limite sud du bassin présente des faciès littoraux et lagunaires de l'Indre au Morvan, ainsi que sur la bordure nord du Massif Central (Lorenz, 1971 ; Lefavrais *et al.*, 1990 ; Rauscher *et al.*, 1992 ; Merzereaud, 1992). Le Morvan était alors une terre basse, riche en matériel d'altération, sur laquelle le domaine marin du bassin Parisien vient s'étendre tout au moins dans sa moitié nord au cours du Sinémurien. Dès lors, l'actuel Massif Central ne joue plus aucun rôle ni de bordure, ni de province source de sédiments terrigènes. L'étude des terrains liasiques montre que la transgression s'est faite d'Est en Ouest, de manière progressive de l'Hettangien au Lotharingien supérieur puis par une brusque accélération de l'approfondissement reliée à une crise tectonique liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord (Lefavrais *et al.*, 1990). Il est totalement émergé et les corrélations aisées avec le bassin d'Aquitaine montrent que les communications en direction du Sud étaient alors largement ouvertes.

A l'intérieur de ces bordures, le domaine marin était une plate-forme faiblement énergétique, sous sédimentation terrigène ou carbonatée détritique fine. Ce domaine s'est ouvert dans un premier temps, durant l'Hettangien et le Sinémurien, à des influences plus marines en direction de la région souabe, vers le domaine marin germanique puis vers le domaine téthysien, en direction du bassin du Sud-Est.

2.3. Préservation de la matière organique durant le Lias du bassin de Paris.

Deux événements majeurs anoxiques sont distingués au Sinémurien et au Toarcien inférieur dans la sédimentation liasique de l'Europe de l'Ouest. D'importantes roches mères se sont alors déposées, constituant un potentiel pétrolier substantiel (Espitalié *et al.*, 1987 ; Ponsot, 1994).

Bessereau & Guillocheau, (1993, 1995), par l'analyse du "Carbone Organique Total" sur informations diagénétiques, ont mis en évidence trois niveaux riches en matière organique, continus sur l'ensemble du bassin : le Sinémurien inférieur-base du Lotharingien, un double banc riche en matière organique vers la base du Domérien, disparaissant cependant dans le quart NE du bassin et les Schistes Cartons et particulièrement leur base (fig.IV.2). Les auteurs ont souligné la bonne corrélation existant entre les niveaux riches en matière organique et les maximums d'inondation. Plus généralement, la teneur en matière organique tend à être plus élevée dans la partie supérieure des phases de rétrogradation et dans le début de la progradation. Les périodes d'extension maximale des eaux sur les plates-formes, enregistrant une augmentation de la productivité de la matière organique, pourraient être également des facteurs favorables à sa préservation.

Hanzo & Espitalié, (1993), plus spécifiquement dans le Lias de Lorraine, ont également distingué trois niveaux riches en matière organique, mais tous légèrement antérieurs à ceux définis par Bessereau & Guillocheau (1993). Ces trois épisodes s'enregistrent cependant également dans des tendances transgressives :

- le calcaire à gryphées (Hettangien-Sinémurien inf.),
- les marnes à numismalis (Pliensbachien inférieur),
- les Schistes Cartons et la base des marnes à bifrons (Toarcien inférieur).

Généralement, en phase transgressive, la matière organique immature, marine, est bien préservée. Elle évolue ensuite vers une matière mal conservée, toujours marine mais à influence continentale de plus en plus forte dans les faciès de comblement des phases régressives (Hanzo & Espitalié, 1993).

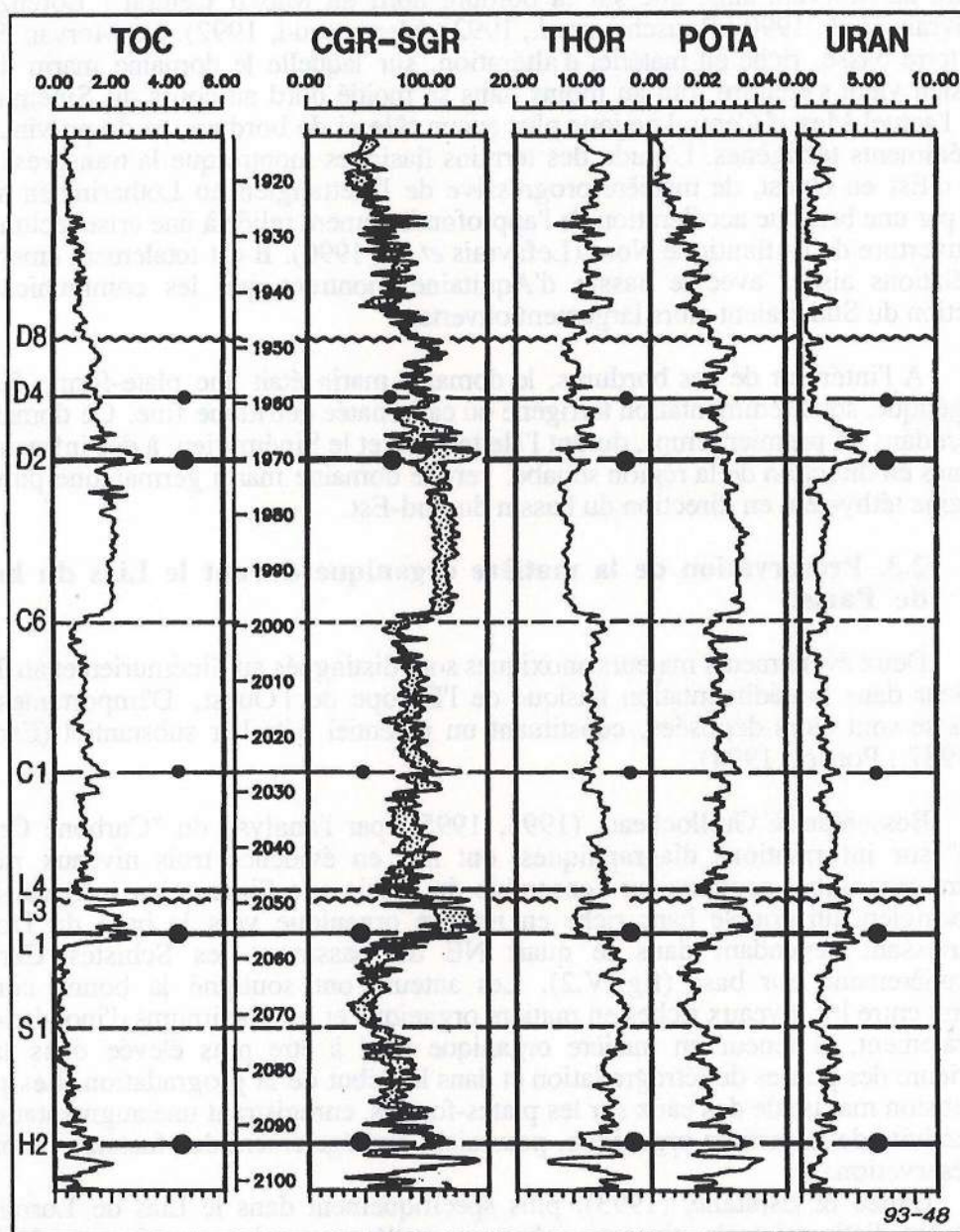


Figure IV.2 : Comparaison de la réponse du T.O.C. et du Gamma Ray spectral pour le Lias inférieur et moyen (Bessereau et al., (1995). L'échelle est en mètres. La correspondance de la nomination des surfaces adoptée par Bessereau et al. (en italique), (1995) et celle de notre étude donne (en gras): **H2** et **S1** sont communes, **L1** est **S2**, **L3** n'a pas été corrélée dans notre étude, **L4** correspond à **P11**, **C1** est **Pc2**, **C6** est **Pc3**, **D2** est **Pd4**, **D4** correspond à **Pd4w1**, **D8** est **Pd6**, **D9** est **Pd7**, **T1** est commune aux deux études, **T3** correspond à **T2**, **T4** et **T5** correspondent respectivement à **T3** et **T4**.

3. Le Lias du Bassin de Paris : sédimentologie et stratigraphie.

Comme nous l'avons vu au chapitre I, le principe de corrélation, et donc l'accès à des géométries 3D, repose sur l'identification puis la corrélation des plus petites unités stratigraphiques, les unités génétiques. Les surfaces qui les délimitent sont isochrones. Leur modalité d'empilement vertical permet de reconstituer la géométrie d'unités de durée supérieure, dont la calibration sera rendue possible grâce au calage biostratigraphique.

L'identification des unités génétiques sur diagraphies permet comme nous l'avons précisé au chapitre I, (1) d'identifier les surfaces isochrones à corréler, (2) de définir une lithologie et (3) de caractériser un milieu de sédimentation.

3.1. Calage biostratigraphique des données de subsurface.

La zonation biostratigraphique adoptée est celle basée sur les ammonites du 3^{ème} symposium international sur la Stratigraphie du Jurassique, à Poitiers, en 1991.

Les données biochronostratigraphiques sont essentiellement issues de données de puits carottés. Nous avons donc synthétisé les travaux suivants :

- l'étude du puits G.P.F. (Géologie Profonde de la France) de Couy , dont l'étude biostratigraphique sur ammonites a été publiée par Gely et Lorenz (1991);
- les résultats de Serra, présentés au Colloque du Jurassique à Luxembourg, en 1967, repris aimablement par Pr. Serge ELMI, de l'U.C.B. de Lyon, sur les puits de Dontrien 1, GrandPré 1, Selles 1, Montmirail 1, Courgivaux 1, Bouchy-le-Repos 101, Trois-Fontaines 101, Puiset 1, Coulommès Belou 1 et Der 101. (voir annexe I)
- les puits SNEAP-Mines, (Bois, 1988).

3.2. Zonation de faciès : expression diagraphique des unités génétiques.

L'étude de plusieurs sondages carottés du bassin de Paris (puits G.P.F. Couy, puits pétroliers Bouchy-le-Repos, Dontrien, puits G.D.F.) ont permis d'identifier plusieurs types de milieux de sédimentation, s'échelonnant de la plate-forme située sous la limite d'action des vagues de tempête (offshore inférieur) jusqu'à la plaine alluviale (Guillocheau & Mettraux, inédit ; Couy : Guillocheau, Bessereau, Dromart et Merzeraud, en cours) . Les faciès volumétriquement dominants sont les faciès marins situés entre la limite d'action des vagues de beau temps et celle des vagues de tempête, c'est-à-dire l'Offshore supérieur.

L'Offshore inférieur :

Ce sont des argiles plus ou moins marneuses, homogènes, présentant différents types de traces fossiles. Deux extrêmes peuvent être définis, des argiles à fines "lamines" de matière organique, dépourvues de bioturbation, et des marnes massives à nombreux terriers pyritisés.

L'absence de dépôts allochtones de type tempête, qui se traduiraient entre autres, par des alternances, indique que ce faciès s'est déposé en dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes, en offshore inférieur.

Les unités génétiques résultent de la superposition d'argiles marneuses ponctuées par des niveaux condensés, correspondant à des niveaux plus bioturbés et localement plus carbonatés. Malheureusement, le faible volume de carbonates et leur caractère non systématique ne permettent pas de lire sur diagraphies ces niveaux condensés. Il est donc impossible de caractériser en offshore inférieur des unités génétiques. Il est tout au plus possible de caractériser les milieux de sédimentation.

L'Offshore supérieur :

Ce sont des alternances d'argiles et de carbonates. Les carbonates présentent différents types de structures de base et de sommet de bancs : gouttières d'érosion, sillons à fonds plats et courbes, dômes érosifs, rides tridimensionnelles érosives, etc...

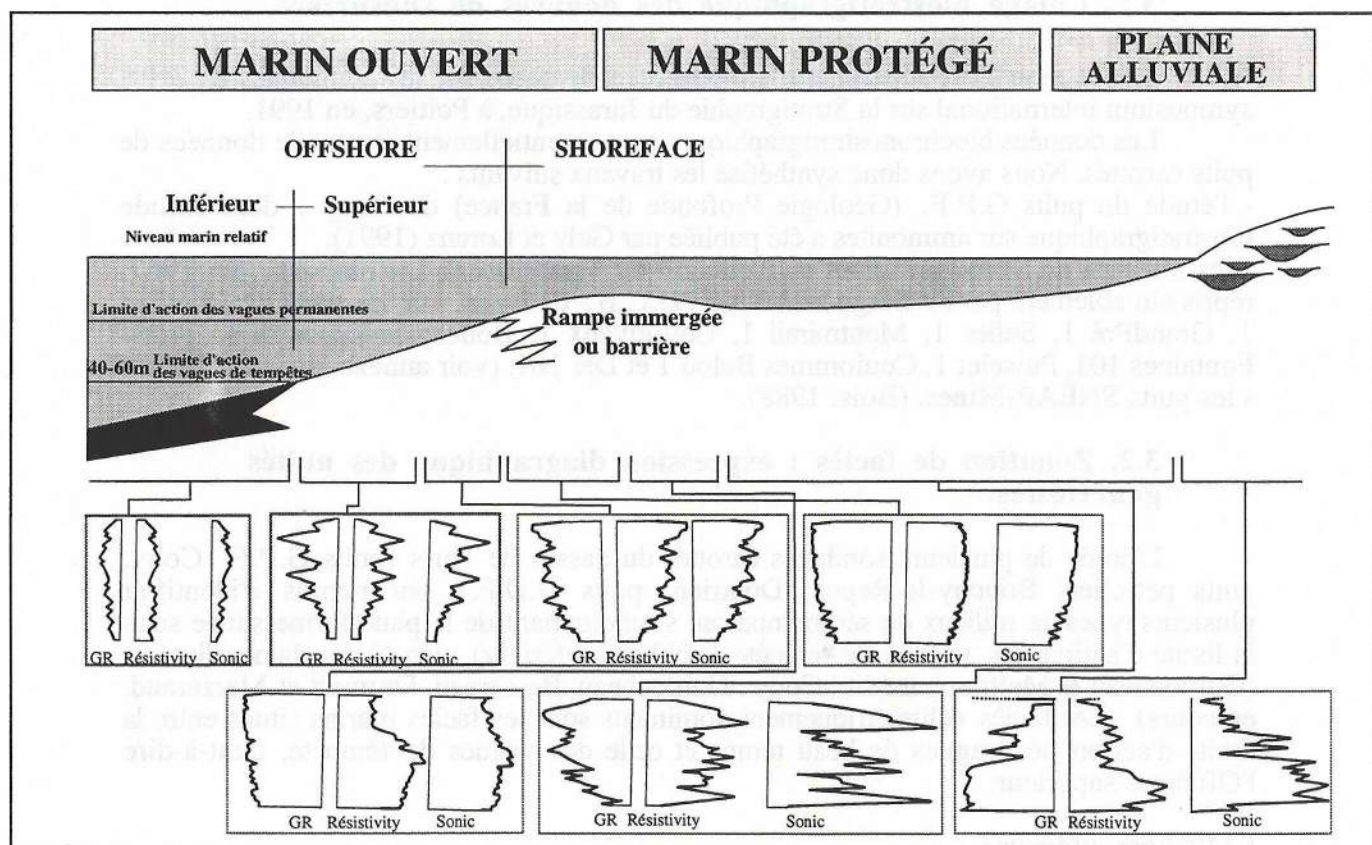


Figure IV.3 : Profil de dépôt proposé sur le Lias du bassin de Paris et signatures diagaphiques caractéristiques de chacun.

Les textures sont essentiellement de type wackestone, avec localement des textures packstone et grainstone. Les bioclastes sont préférentiellement rencontrés à la base des strates. Plusieurs types de traces fossiles peuvent être identifiés dans les strates et les interstrates, elles sont caractéristiques de l'association Cruziana. Il faut noter localement l'abondance de terriers verticaux de type Monocraterion ou Skolithos, typiques de l'association Skolithos.

Les figures sédimentaires sont caractéristiques de dépôts de tempête. Leur caractère alternant (période de décantation et période d'apports allochtones par les tempêtes) ainsi que les traces fossiles, suggèrent un milieu situé entre la limite d'action des vagues de tempêtes et la limite des vagues de beau-temps, c'est-à-dire l'offshore supérieur.

Les unités génétiques correspondent à des séquences métriques à plurimétriques strato-croissantes ponctuées à leur sommet par un niveau condensé qui peut être, soit un niveau bioturbé, soit une accumulation bioclastique. Cette variation lithologique, argilo-décroissante, est aisément identifiable en diagraphies. Le rapport argile-carbonate détritique de la phase progradante, sablo-croissante, est directement fonction de l'éloignement au littoral. Il est d'autant plus argileux qu'il est distal, c'est-à-dire proche de la limite d'action des vagues de tempêtes, il est d'autant plus carbonaté qu'il est proche de la limite d'action des vagues permanentes. Le rapport sable/carbonates sur diagraphies peut donc être calibré en termes de proximalité / distalité, puis ultérieurement en termes de bathymétries.

Le Shoreface (ou avant-côte) :

Ce sont des sables bioclastiques plus ou moins terrigènes (silt à sables fins) à matrice carbonatée, dépourvus d'argile. Les sables bioclastiques sont des grainstones. Les sables terrigènes présentent des évidences de litages obliques en mamelon (HCS) et des lamines subplanaires : ils sont très fortement bioturbés.

L'absence d'argile et la présence de ces figures et textures sédimentaires indiquant des vitesses d'écoulement élevées en régime oscillatoire, suggèrent un milieu en permanence brassé, c'est-à-dire déposé au dessus de la limite d'action des vagues de beau-temps.

Les unités génétiques sont des unités métriques à plurimétriques, constituées de sables homogènes, ponctuées par des surfaces de ravinement ou des petites intercalations de faciès d'offshore supérieur. En diagraphies, cela se traduit par des gamma-ray très plats, parfois ponctués par des niveaux plus argileux plus radioactifs (intercalations d'offshore supérieur). Souvent les seuls éléments d'individualisation sont des variations de porosité sur des outils de type "sonique" ou "résistivité".

La Plaine côtière :

Les faciès de plaine côtière sont très diversifiés. Les faciès les plus fréquents sont des alternances d'argiles et de carbonates micritiques (mudstones). Les rares associations benthiques sont monospécifiques. Les traces fossiles sont essentiellement de gros thalassenoides ou de larges terriers verticaux. Localement ces faciès présentent des évidences d'émersion (bird-eyes, fentes de retrait, etc...).

Le caractère monospécifique en l'absence de macrorestes, les types de traces fossiles et les évidences d'émersions sont caractéristiques de domaines marins "barrés" ou "protégés", c'est-à-dire situés en amont de littoraux. Plusieurs autres types de faciès ont été reconnus : cônes d'épandage de tempêtes d'arrière-barrière, émergés ("storm washover fans") ou immergés (storm spillover lobes). Mais ils ne sont pas volumétriquement dominants.

Les unités génétiques sont des alternances métriques à plurimétriques d'argiles et de micrites, dépourvues de polarité préférentielle argilo-croissante ou décroissante. De par leur expression lithologique, elles sont clairement identifiables sur diagraphies. L'absence de polarité, et le caractère non poreux et non argileux des carbonates, font qu'elles ne peuvent être confondues avec les dépôts d'offshore supérieur. La seule

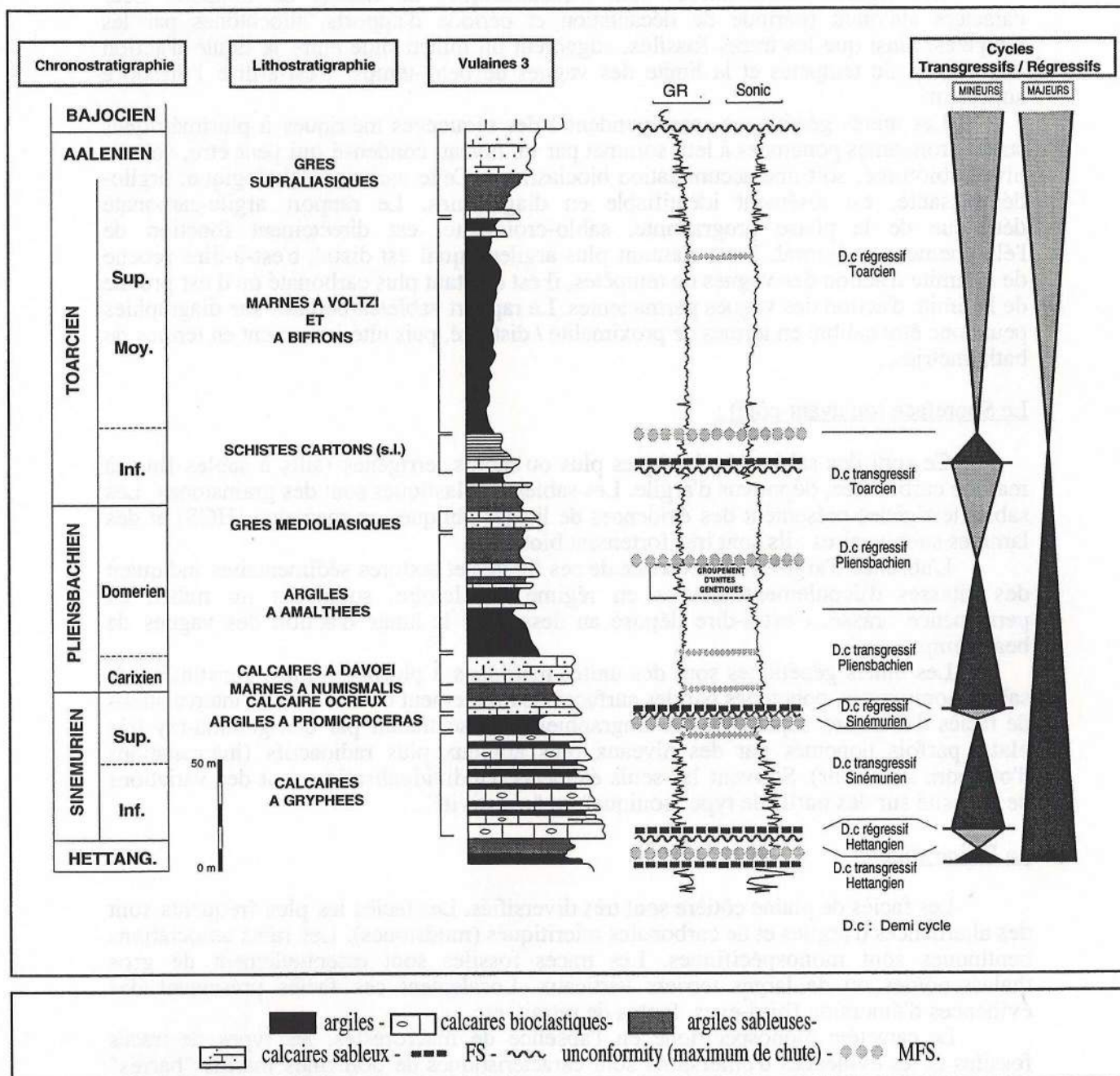


Figure IV.4 : Stratigraphie et cycles transgressif-régressifs mineurs et majeurs du Lias, synthétisés sur le puits de Vulaines 3.

difficulté est l'identification de la surface d'inondation maximale : s'agit-il du pôle le plus terrigène ou le plus carbonaté?

La Plaine alluviale :

Ces faciès ont été étudiés par Merzeraud, (1992), qui identifie plusieurs types de systèmes fluviaux comportant chenaux et dépôts de débordement associés. Les principaux systèmes sont des réseaux en tresses et des réseaux méandrés.

Réseau en tresse : L'unité génétique est constituée d'argiles pédogénétisées plus ou moins silteuses (chûte du niveau de base) surmontées par des sables grossiers à moyen (ceinture de chenalisation, montée du niveau de base).

Réseau méandré : L'unité génétique est constituée d'argiles pédogénétisées plus ou moins silteuses (chûte du niveau de base) surmontées par des sables moyens à fins plus ou moins argileux (ceinture de chenalisation, montée du niveau de base).

L'expression de ces unités génétiques d'épaisseur plurimétrique est une séquence sablo-décroissante présentant un contact brutal argile / sable et des anomalies de porosité (pédogénèse).

3.3. Mode d'empilement des unités génétiques 1D et hiérarchisation de séquences.

Cette étude est synthétisée sur un puits du centre du bassin de Paris, le puits de Vulaines 3 (fig.IV.4).

L'empilement vertical des unités génétiques précédemment décrites (méthode du "stacking pattern", voir chapitre I, partie B) permet de distinguer quatre ordres de séquences sédimentaires :

- des unités génétiques,
- des groupements d'unités génétiques,
- des cycles mineurs, au nombre de quatre,
- un cycle majeur transgressif-régressif constituant l'ensemble du Lias.

Nous ne travaillerons cependant que sur les deux ordres inférieurs, à l'échelle des cycles transgressifs-régressifs mineur et du cycle majeur du Lias.

La corrélation de ces séquences à travers le bassin de Paris jusqu'aux puits où des données biochronostratigraphiques sont disponibles, permet de constater que les cycles mineurs ainsi individualisés correspondent pratiquement, parfois à une biozone près, aux étages du Lias (fig.IV.5).

Ce découpage est conforme à celui proposé par Bessereau & Guillocheau, en 1993.

- un cycle transgressif-régressif mineur "**Hettangien**" : sa surface de première inondation H1 est située à la base de la zone à planorbis. Le maximum d'inondation H2 est atteint base zone à angulata. Le demi-cycle régressif se finit intra zone à bucklandi.

- un cycle mineur "**Sinemurien**". La surface de première inondation S1, définissant la base de cette séquence est donc intra bucklandi (limite entre l'Hettangien et le Sinémurien). La phase transgressive s'enregistre durant les Calcaires à gryphées. Le maximum d'inondation S2 est atteint dans la zone à obtusum et est marqué par les argiles à promicroceras. Le sommet du cycle est enregistré intra zone à raricostatum, marqué par le Calcaire ocreux.

- un cycle mineur "**Pliensbachien**". Il part de cette surface de première inondation P11 intra-raricostatum. Les Marnes à numismalis et les Calcaires à davoei marquent respectivement les phases transgressive (se finissant sur Pc2) et régressive (se finissant sur Pc3) du Carixien. Le demi-cycle transgressif du Pliensbachien atteint son

maximum d'inondation au sommet de la zone à *margaritatus* (Pd4). Les Argiles à amalthées marquent le maximum d'inondation du Pliensbachien. La surface de non-conformité Pd5 du demi-cycle régressif du Pliensbachien est bien marquée, dans la zone à *spinatum*. Ce cycle mineur, enregistré par les Grès médioliasiques, se finit intra zone à *tenuicostatum*.

- un cycle mineur "**Toarcien**". Sa surface de base est donc la surface de première inondation intra *tenuicostatum* Pd7. Le maximum d'inondation T2 est atteint à la limite des zones à *falciferum* et à *bifrons*. Les Schistes Cartons signent alors le maximum de transgression du Toarcien, mais également du Lias. Le cycle mineur régressif du Toarcien constitue donc à lui seul le demi-cycle régressif majeur du Lias, enregistré par les marnes à *voltzi* et à *bifrons*. La surface de non-conformité de ce demi-cycle régressif, majeure également pour le cycle majeur liasique, très fortement marquée, se situe au passage des zones à *thouarsense* et à *levesquei*. Les Grès supraliasiques, marquent cette brutale accélération de chute du niveau marin.

Le sommet du cycle mineur Toarcien et donc du cycle majeur liasique est une surface de non-conformité très marquée, généralement enregistrée dans des faciès continentaux, parfois littoraux. Cette surface sommitale T4 est également largement érosive sur une majeure partie du bassin de Paris (excepté le Sud-Sud Ouest du bassin). Le sommet de la zone à *opalinum* et une partie de l'Aalénien peuvent alors manqués.

Une caractéristique commune aux trois premiers cycles mineurs est leur dissymétrie toujours en faveur de la phase transgressive, non seulement en durée mais également en puissance sédimentaire préservée : l'épaisseur moyenne sur la superficie du bassin de Paris, des cycles transgressifs est toujours supérieur à celle des cycles régressifs.

D'autre part, la période terminale de chacun de ces demi-cycles régressifs, comprise entre la surface de non-conformité et la surface de première inondation suivante est très courte. Ainsi, à la résolution de l'outil diagraphique, ces deux surfaces peuvent même être confondues.

Contrairement aux trois précédents cycles mineurs, le cycle Toarcien présente une phase régressive plus développée que son demi-cycle transgressif.

Choix des surfaces remarquables à corrélérer :

Ce sont donc ces surfaces de première et de maximum d'inondation marquant la base et le sommet des demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs du Lias que nous avons choisi de corrélérer de puits en puits sur l'ensemble de la superficie du bassin de Paris. Les deux surfaces de non-conformité du Pliensbachien régressif et du Toarcien régressif ont été également pointées.

De plus, quatre surfaces à l'échelle de cycles de troisième ordre ou de groupements d'unités génétiques ont également été tracées. Elles ont été choisies car elles sont relativement constantes à l'échelle du bassin. Elles pourraient être alors d'origine eustatique définissant des séquences d'un ordre inférieur aux quatre cycles transgressifs-régressifs mineurs, donc de 3^{ème} ordre (sensu Vail *et al.*, 1991).

Les deux premières surfaces correspondant à la surface de maximum d'inondation base *jamesoni* et la surface de première inondation base à *davoei*, définissent le sous-étage du Carixien, à la base du Pliensbachien. Le Carixien est alors un cycle de troisième ordre. Le Pliensbachien est constitué également du Domérien constituant la fin du cycle transgressif du Pliensbachien, et l'ensemble de son demi-cycle régressif, entre la base de la zone à *davoei* et la surface intra-zone à *tenuicostatum*. Le maximum transgressif de ce cycle de troisième ordre du Domérien correspond à la surface de maximum d'inondation du cycle mineur du Pliensbachien : c'est donc la surface de maximum d'inondation au sommet de la zone à *margaritatus*.

La troisième surface de troisième ordre corrélée lors de cette étude du Lias du bassin de Paris, est une surface de première inondation, au passage de la zone à *tenuicostatum* à la zone à *falciferum*. Cette surface a été soulignée car elle est parfois plus marquée que la surface de première inondation de la base du Toarcien, qui lui est

juste antérieure. Elle marque alors le véritable maximum de régression du cycle mineur du Pliensbachien.

La dernière surface de troisième ordre corrélée est la surface de non-conformité T3, à la limite des zones à thouarsense et à levesquei, marquant le début de la chute brutale du niveau marin enregistré par le bassin à la fin du Toarcien.

Un premier résultat, qui sera rediscuté ultérieurement, est le changement d'ordre des surfaces remarquables. Ainsi une surface d'inondation maximale d'un cycle transgressif-régressif mineur, peut devenir une surface d'inondation maximale d'un groupement d'unités génétiques. La surface d'inondation maximale du cycle transgressif-régressif mineur correspond alors à la surface d'inondation maximale du groupement d'unités génétiques antérieur ou postérieur. Les phases d'inversion de tendance à la transgression ou à la régression arrivent alors de manière diachrone à travers le bassin. C'est le cas pour S1, P11 et Pd4 (voir paragraphe 2. de ce même chapitre).

B. LES GÉOMÉTRIES 3D DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS.

1. Mesure 3D de l'accommodation.

1.1. Résolution de l'étude dans le temps.

Comme nous l'avons vu précédemment, l'étude a été effectuée à l'échelle des huit demi-cycles mineurs distingués dans le Lias, auxquelles quatre surfaces de 3ème ordre ont été ajoutées.

Nous n'avons pas considéré l'échelle supérieure des groupements des unités génétiques pour plusieurs raisons :

- (1) l'ampleur du travail analytique nécessaire ;
- (2) les données chronostratigraphiques (résolution à l'échelle de l'horizon d'ammonites) ;
- (3) les incertitudes de mesures paléobathymétriques par rapport à l'épaisseur de sédiments que représente un groupement d'unités génétiques ;
- (4) le fait que les groupements d'unités génétiques seraient d'origine eustatique.

Chacun des demi-cycles étudiés est caractérisé par sa surface de base. Les surfaces de première inondation définiront les cycles transgressifs, les surfaces de maximum d'inondation, les cycles régressifs. L'accommodation sera donc sous-estimée pour les demi-cycles transgressifs et sur-estimée sur les demi-cycles régressifs.

Or, si certains paramètres telles que les lithologies peuvent être définis soit pour une surface, soit pour un intervalle donné, d'autres, tels que les paléobathymétries, ne peuvent être estimés que pour des surfaces précises et surtout indirectement de la donnée diagraphe (voir paragraphe 1.5. suivant). Nous travaillerons donc, selon le paramètre étudié, soit sur des cartes valables pour une seule surface, soit sur des cartes caractéristiques de tout un intervalle. Ces dernières seront alors attribuées également à la surface de base de l'intervalle. Suivant la même règle, les cartes de vitesse sur un intervalle de temps donné, seront ramenées à la surface de base d'intervalle. Ce choix a été guidé par la constatation qu'un état donné dans un système sédimentaire pouvait contrôler la suite du processus sédimentaire mais que par contre aucun effet rétroactif n'était observé.

Les isochrones choisies pour cette étude sont des surfaces majeures correspondant à des états très ponctuels et paroxysmaux de l'évolution du système sédimentaire. Cet état des faits doit être rappelé au moment de l'interprétation des résultats 3D obtenus.

Enfin, nous avons privilégié pour cette étude des variations d'accommodation, la représentation des résultats en cartes de vitesses de variation d'accommodation. Ainsi, nous avons pu nous soustraire du facteur temps, car nous avons déjà souligné la forte inégalité de durée des demi-cycles transgressifs face aux demi-cycles régressifs. Cependant, les résultats bruts ont été évidemment pris en compte pour caractériser cette même inégalité et ses conséquences.

1.2. Les données de subsurface disponibles.

Nous disposons ainsi de 380 puits répartis de façon non homogène sur l'ensemble du bassin de Paris (fig. IV.6 et 7). La densité des données est donc très variable, allant de moins d'un kilomètre entre deux puits à plus de 30 km. Certains secteurs du bassin sont complètement vierges de données : les limites NW et SE du bassin. Or, la méthode numérique de restauration de la donnée stratigraphique pour obtenir des données de subsidence, passe par un modèle informatique travaillant sur une grille rectangulaire à pas constant. Nous avons choisi un pas de 2,5 km, correspondant à la moyenne des écarts entre les puits. Cependant une telle méthode d'interpolation nous donne donc des résultats à haute définition, égale au pas d'échantillonnage, dans des petits secteurs du bassin où aucune donnée n'est disponible : il faudra donc s'attacher à n'interpréter les résultats qu'après superposition du plan de position des puits, afin de ne

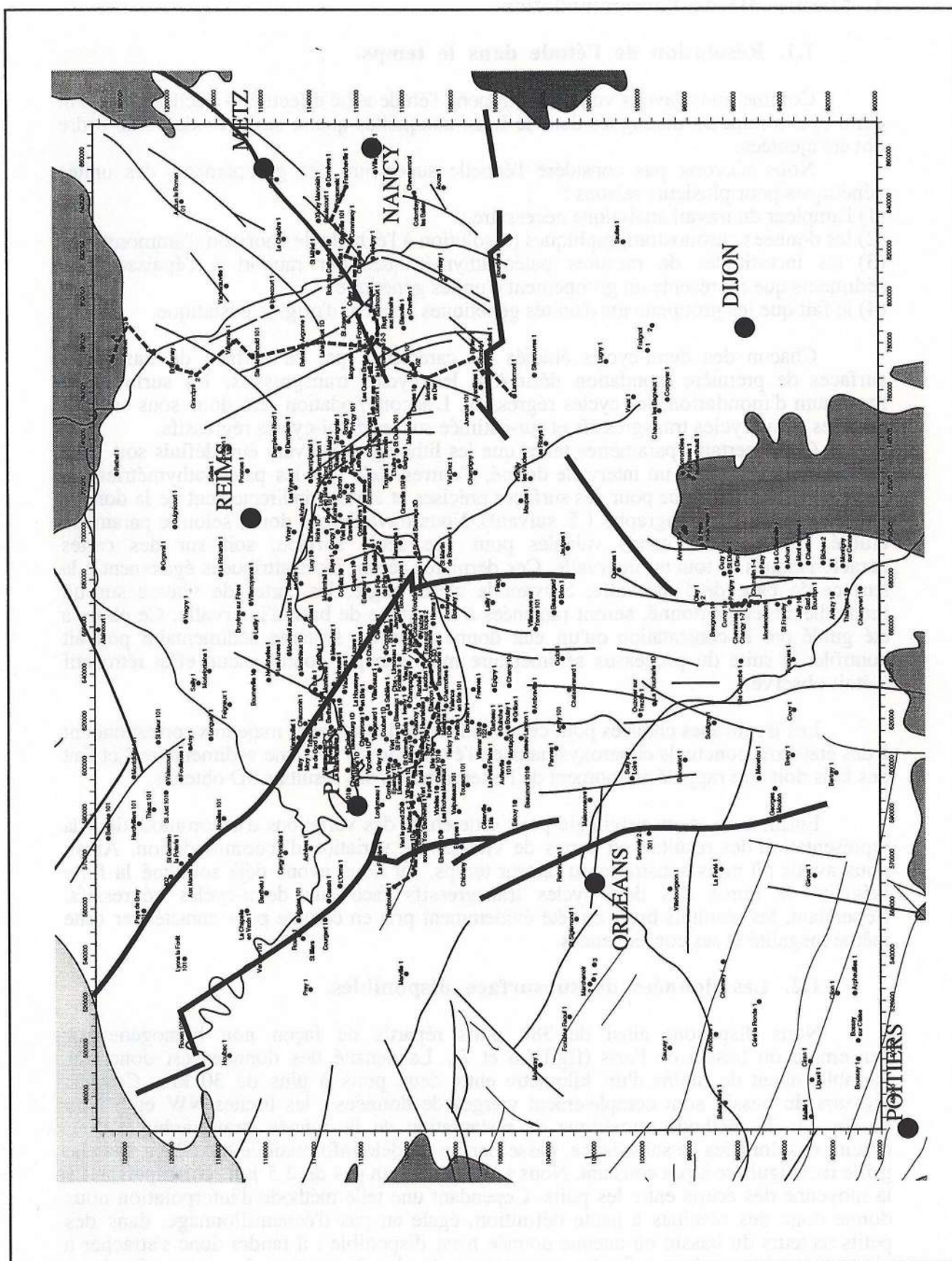


Figure IV.6 : Plan de position des puits corrélés pour la banque de données du Lias et position des transects Rethel-Bar sur Aube et Nancy-Rambouillet sur fond du schéma structural.

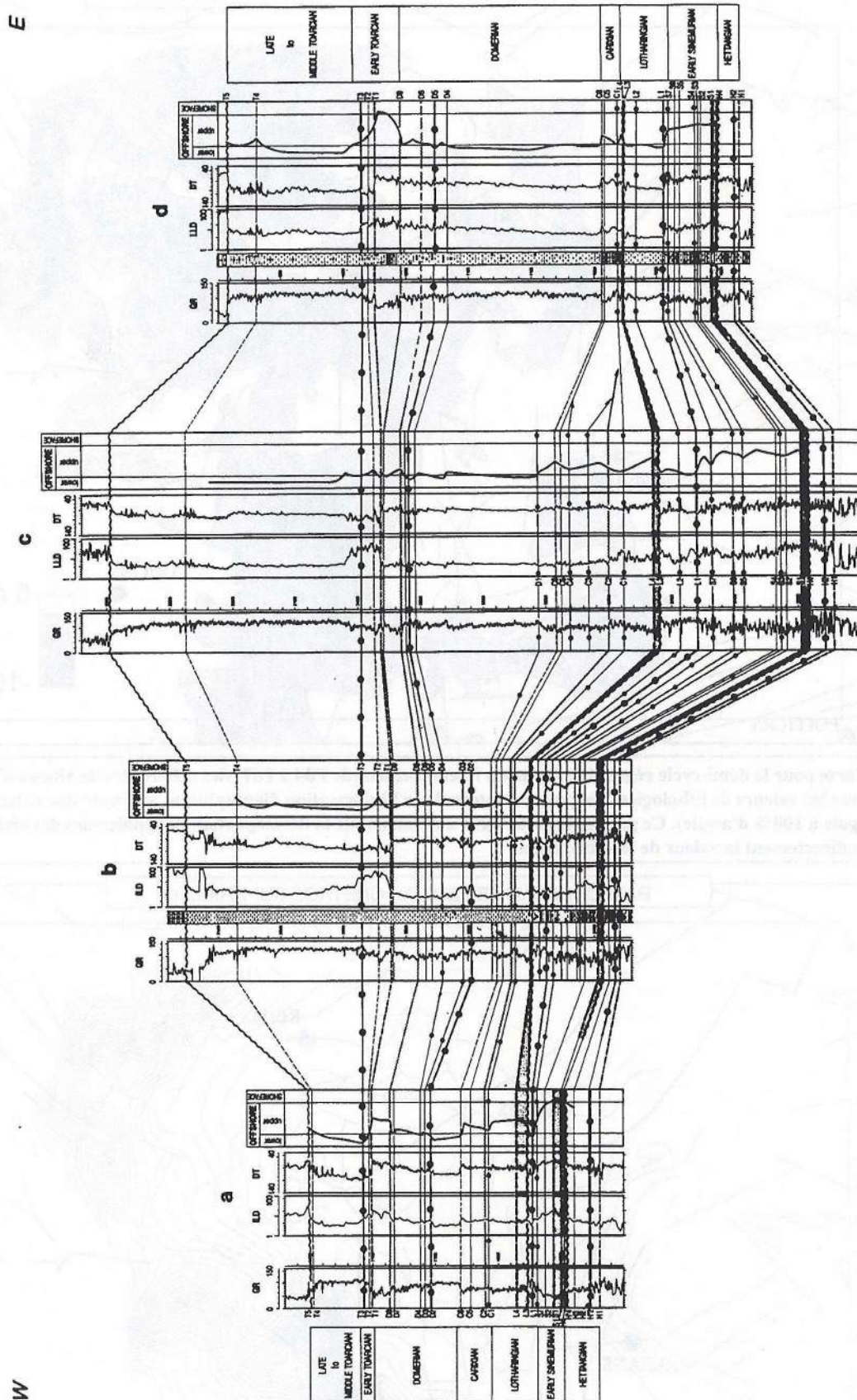


Figure IV.7 : Exemple de corrélations entre quatre puits représentatifs de la sédimentation liasique du bassin de Paris (Bessereau et al., (1995). (voir légende de la figure IV.2 pour la correspondance des surfaces remarquables utilisée par ces auteurs et celles présentées dans cette thèse). a = Bechevret 1, b = Vulaines 3, c = St Loup 1, d= Montplonne 1.

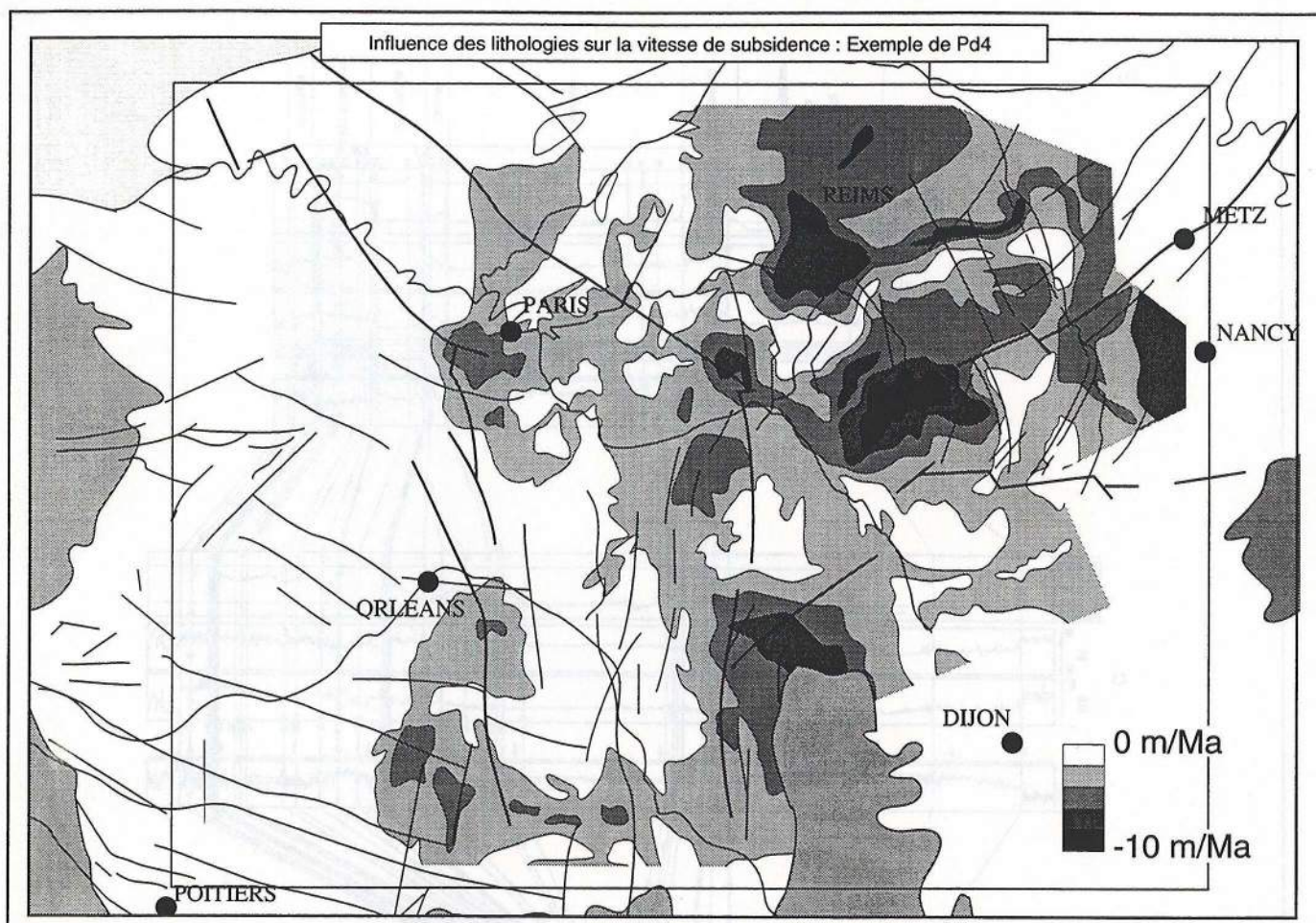


Figure IV.8 : Carte pour le demi-cycle régressif mineur du Pliensbachien (de Pd4 à Pd7) des différences de vitesse d'accommodation calculées soit avec les valeurs de lithologies lues pour cet interval sur l'information diagraphique, soit avec une valeur de la lithologie constante (ici égale à 100% d'argile). Ce paramètre intervient au moment de la décompaction des épaisseurs des séries sédimentaires et donc influe indirectement la valeur de la subsidence.

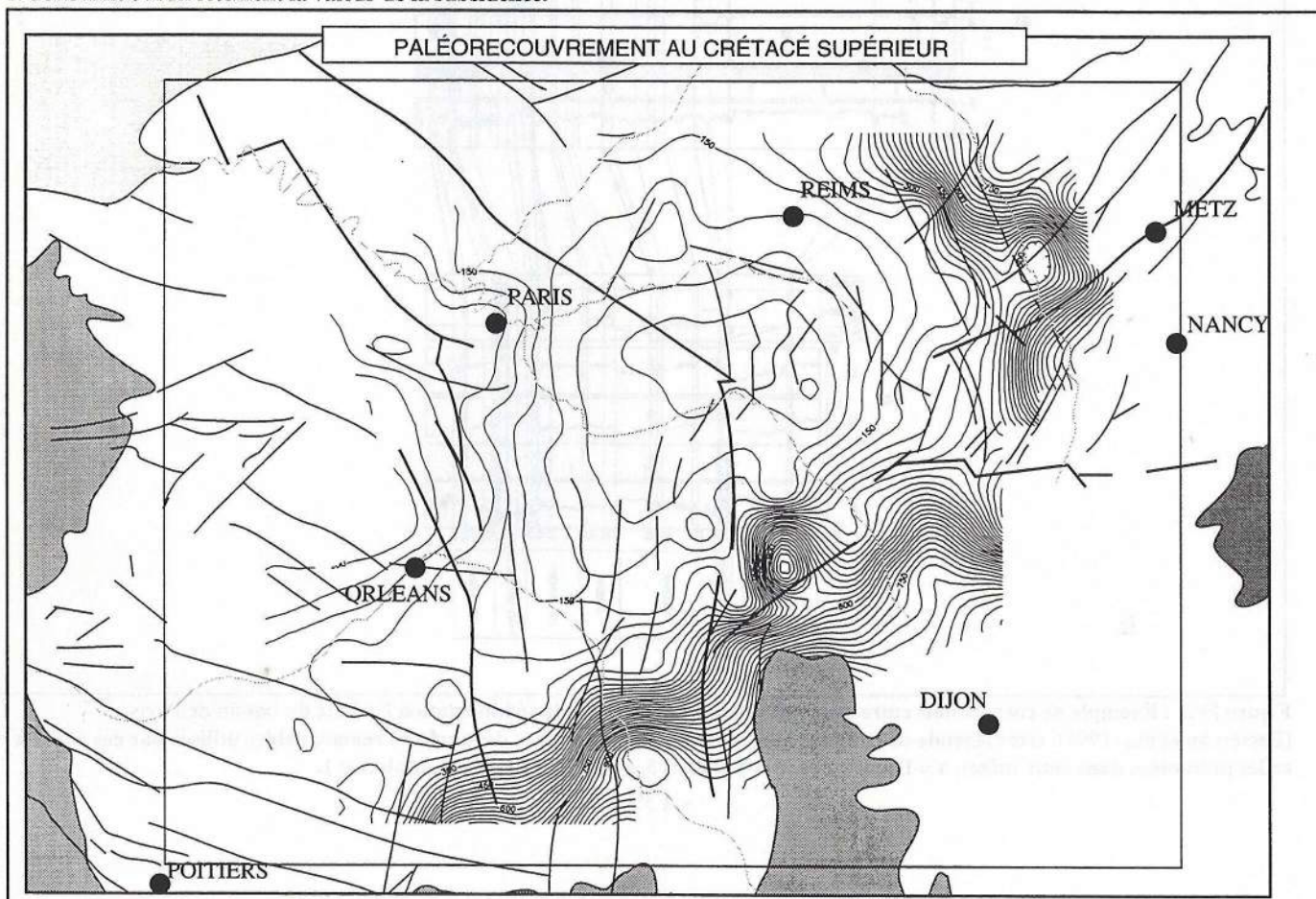


Figure IV.9 : Carte du paléorecruitment estimé au Crétacé supérieur.

pas tenir compte des résultats obtenus dans ces secteurs. Dans les secteurs normalement échantillonnés, les résultats sont beaucoup moins bien contraints puisque l'interpolateur utilisé conserve de toute façon les valeurs aux puits. Enfin, dans les secteurs sur-échantillonnés, nous pourrions alors expliquer l'aspect bruité que pourront présenter certaines cartes sur ces secteurs spécifiques par le fait qu'une même maille de calcul doit alors tenir compte de l'information fournie par plusieurs puits.

Les outils gamma-ray et sonic ne sont pas toujours disponibles sur chacun des puits étudiés. En effet, l'outil gamma-ray n'était pas encore systématiquement enregistré, ou de manière peu fiable pour les puits les plus anciens, seuls les outils de résistivité ou de polarité spontanée étaient alors disponibles. Ainsi si les cartes d'isopaques des séquences sédimentaires utilisent l'ensemble des 380 puits, seuls 181 puits permettaient une caractérisation fiable des faciès diagaphiques et donc une lecture des lithologies, de la paléogéographie et donc des paléobathymétries. Cependant la répartition des 181 puits est relativement représentative de la répartition initiale des 380 puits de départ. Cette limitation due à la qualité des données n'introduit donc pas d'hétérogénéités supplémentaires dans les cartes obtenues.

1.3. Les cartes de lithologies

La calibration des outils diagaphiques sur carottes, cuttings et affleurements a montré que les valeurs des outils gamma-ray et sonic pouvaient s'interpréter en termes de lithologies des formations traversées. Les lithologies ont été estimées généralement pour la surface de base de l'intervalle. Trois pôles purs ont donc été considérés : l'argile, un calcaire bioclastique à micritique de porosité initiale moyenne à forte de l'ordre de 40% et un sable de porosité initiale également de 40%. En fait, on ne distingue que deux associations de faciès : des alternances argile-sable et des systèmes mixtes argilo-carbonatés. On n'observe pas de lithologie à trois constituants. La lecture de la lithologie sur outils diagaphiques en est donc largement simplifiée : l'outil gamma-ray peut s'interpréter directement en termes d'argilosité.

Seuls les faciès fluviatiles de l'Hettangien et au Carixien dans son intégralité présentent des lithologies terrigènes ou mixtes terrigènes/carbonatées. L'ensemble restant du Lias est de nature mixte argilo-carbonatée. Les shorefaces sont des sables bioclastiques propres, sans niveau de minéraux lourds ou d'hétérogénéité de cimentation, ils n'induisent donc pas d'artefact dans la lecture lithologique du gamma-ray. Par contre la lecture du gamma-ray a dû être corrigée des effets de la matière organique, dans les trois niveaux du Lias où cette dernière est abondante (Bessereau & Guillocheau, 1993):

- le calcaire à gryphées (Hettangien-Sinemurien inf.),
- les marnes à numismalis (Pliensbachien inférieur),
- les Schistes Cartons et la base des marnes à bifrons (Toarcien inférieur).

Pour chaque puits où l'enregistrement diagaphique est suffisamment de bonne qualité, ont été définies des classes de rapport sable/argile de 10 en 10%. La valeur maximale du gamma-ray donne le pôle à 100% d'argile, le minimum, le pôle de 0% d'argile ou de 100% de sable ou de carbonates.

Nous avons ainsi constitué des cartes de lithologies pour chacune de ces surfaces-temps, sur l'ensemble du bassin de Paris. Le mode de représentation choisi est le pourcentage d'argilosité. Le complément est immédiatement obtenu en pourcentages de carbonates, excepté pour les deux surfaces remarquables isochrones définissant les phases transgressive et régressive du Carixien, où la lithologie complémentaire est sableuse. Au moment de la décompaction des séries sédimentaires, les valeurs lithologiques lues à la côte des surfaces isochrones ont été appliquées à l'ensemble du demi-cycle mineur sus-jacent. Cependant, quelques moyennes de valeurs lithologiques ont été effectuées sur l'ensemble de l'intervalle considéré, lorsque la valeur à la ligne était trop peu représentative de la valeur pour la séquence sédimentaire en question.

1.4. L'épaisseur des séquences.

La lecture de l'épaisseur des séquences sédimentaires étudiées se fera par lecture directe des côtes d'enregistrement de l'outil diagraphique, après verticalisation éventuelle des puits déviés. L'erreur faite sur la mesure directe des épaisseurs ne dépasse pas la précision de l'outil diagraphique qui est de 60 cm, paramètre irréductible. Les erreurs commises sur la correction des puits déviés ne dépassent pas la dizaine de centimètres sur l'épaisseur mesurée.

La correction de la compaction des épaisseurs sédimentaires a été effectuée suivant la méthode présentée dans le premier chapitre.

Test de la méthode :

La qualité de l'outil diagraphique ou la nature même de la surface majeure ainsi calibrée peuvent quelquefois interdire une lecture propre de la lithologie. La marge d'erreur est alors estimée, au maximum, à 20%. Pour tester l'influence de cette marge d'erreur sur les résultats de la décompaction des séquences, nous avons effectué un test sur une carte où un large spectre des lithologies était rencontré (de 10 à 90% d'argile, la lithologie complémentaire étant des calcaires). Nous avons choisi l'exemple du demi-cycle régressif du Pliensbachien. Le test a consisté à calculer la vitesse de variation de l'accommodation durant ce demi-cycle d'une part avec les données réelles de lithologies déduites de la lecture de l'outil diagraphique, d'autre part avec une carte des lithologies homogène, égale à 100% de calcaire. Ainsi des erreurs de 10 à 90%, sur les lithologies les plus extrêmes, pouvaient être testées sur une même carte. Dans les zones où l'erreur commise sur les pourcentages lithologiques est comprise entre 70 et 100%, l'écart sur les valeurs de l'accommodation peut alors atteindre les 50% (fig.IV.8). On observe en effet des écarts de -10m/Ma sur des valeurs entre 10 et 20 m/Ma. Par contre pour des erreurs sur les lithologies plus raisonnables de l'ordre de 20%, la répercussion sur les valeurs de l'accommodation ne dépasse pas les 5 à 10%, soient des valeurs d'écarts de 0 à 2,5 m/Ma pour des valeurs initiales d'accommodation de l'ordre de 20 m/Ma.

On peut donc considérer que les approximations effectuées lors de l'interprétation lithologique des données diagraphiques ne perturbent que de manière négligeable les résultats obtenus sur les données d'accommodation, corrigées ou non de la subsidence gravitaire.

Estimation du paléorecouvrement :

Pour ce qui est de l'estimation des volumes sédimentaires érodés, une seule surface érosive majeure à l'échelle du bassin de Paris est identifiable durant le Lias. Il s'agit de la surface érosive marquant le sommet de ce sous-système. Cependant, la corrélation des géométries sédimentaires du demi-cycle régressif du Toarcien, en particulier, avec les séries du bassin du Sud-Est, a montré que l'épaisseur des séries érodées ne dépassait pas la cinquantaine de mètres, valeur négligeable, vis à vis de la puissance totale du Lias, et surtout vis à vis de la puissance des séries sédimentaires sus-jacentes, du Dogger à l'Actuel. Ces volumes érodés à la fin Toarcien n'ont donc pas été pris en compte au moment de la correction de la compaction des séries sédimentaires du Lias.

La seule phase d'érosion majeure prise en compte est celle se produisant à la base du Crétacé supérieur en réponse à la déformation alpine. Les autres érosions, et notamment celles infra-berrisienne et infra-albienne, ont été considérées comme mineures à en juger le volume de sédiments érodés comparé à la puissance de la pile sédimentaire sus-jacente au Lias.

Nous avons estimé les épaisseurs érodées au Crétacé supérieur, à partir de l'extrapolation des géométries sédimentaires de chacun des étages compris entre le Lias et le Crétacé supérieur, géométries déduites de la morphologie des auréoles d'érosion de ces

séries, lisibles actuellement à l'affleurement. Nous avons utilisé pour cela les cartes d'isopaques totales de la synthèse BRGM sur le bassin de Paris (1980). Nous avons obtenu des valeurs de l'ordre de la centaine de mètres de sédiments érodés pour le centre du bassin, mais pouvant atteindre les 900 m sur les bordures (fig.IV.9).

1.5. Les cartes paléobathymétriques.

Dans un premier temps, des cartes paléogéographiques, représentant en fait des faciès diagraphiques moyens sur l'intervalle considéré, ont été constituées. Ces cartes ne seront donc pas superposables avec les cartes de paléobathymétries / paléoaltitudes car les premières sont représentatives dans un état moyen alors que les secondes sont valables pour les surfaces remarquables que sont les surfaces de premières inondations et d'inondations maximales qui définissent les huit demi-cycles transgressifs - régressifs mineurs, distingués dans l'enregistrement stratigraphiques du Lias du bassin de Paris.

Reconstitution des gradients paléobathymétriques :

Les données paléobathymétriques ont été obtenues par la méthode décrite dans le premier chapitre de ce travail :

- (1) report du paléolittoral sur les cartes de lithologies par reconnaissance du faciès diagraphique du shoreface;
- (2) mise en parallèle du gradient paléobathymétrique et du gradient d'argilosité (voir chapitre I).

A cette étape de la méthode, il s'agit de proposer une valeur de bathymétrie ou d'altitude de certaines limites d'environnements sédimentaires, afin de pouvoir interpoler ces valeurs sur l'ensemble de la paléogéographie étudiée, en suivant les gradients lithologiques au préalable définis. Les valeurs à quantifier sont les profondeurs de la limite d'action des vagues de tempêtes (limite offshore inférieur / offshore supérieur), de la limite d'action des vagues permanentes (limite offshore supérieur / shoreface) et les gradients paléotopographiques du système continental.

Quantification des paléobathymétries :

L'étude sédimentologique des carottes disponibles sur le Lias du bassin de Paris a révélé que la paléoocéanographie de ce domaine était celle d'un bassin épicontinental, relativement ouvert mais de moyenne à faible énergie de vagues, en l'absence de marées.

L'étude d'affleurements (Bourgogne / Morvan : Guillocheau & Mettraux, inédit ; Lorraine : Guillocheau & Dagallier, inédit) et de puits (Couy : Guillocheau, Bessereau, Dromart et Merzeraud, en cours) a permis de préciser la nature du profil de dépôt du Lias.

Les littoraux sont essentiellement dominés par les tempêtes, l'activité des vagues de beau-temps est faible à nulle. Il s'agit donc de côtes à "zéro énergie" de vagues permanentes.

La limite d'action des vagues de tempêtes (passage offshore inférieur / offshore supérieur) coïncide assez systématiquement avec un passage entre des faciès essentiellement argileux et des alternances argiles/carbonates à gouttières d'érosion plus ou moins marquées et à terriers verticaux. Ceci traduirait sur un modèle standard de zonation de faciès (Guillocheau & Hoffert, 1980 ; Guillocheau, 1991) un passage direct à des dépôts d'offshore supérieur médian : il manquerait tous les faciès d'offshore supérieur distal. Ceci traduit un domaine marin générant une houle de tempête peu active.

Pour ces raisons et par analogie avec les modèles actuels (Guillocheau, 1990), la limite d'action des vagues de tempête a été définie à 60 m. La limite d'action des vagues permanentes a été fixée à 5 m.

Deux plateformes carbonatées isolées ont été individualisées à la fin du Pliensbachien et au début du Toarcien. De nature non construites, ces plates-formes présentent peu de caractéristiques biologiques pour caractériser leur bathymétrie de mise

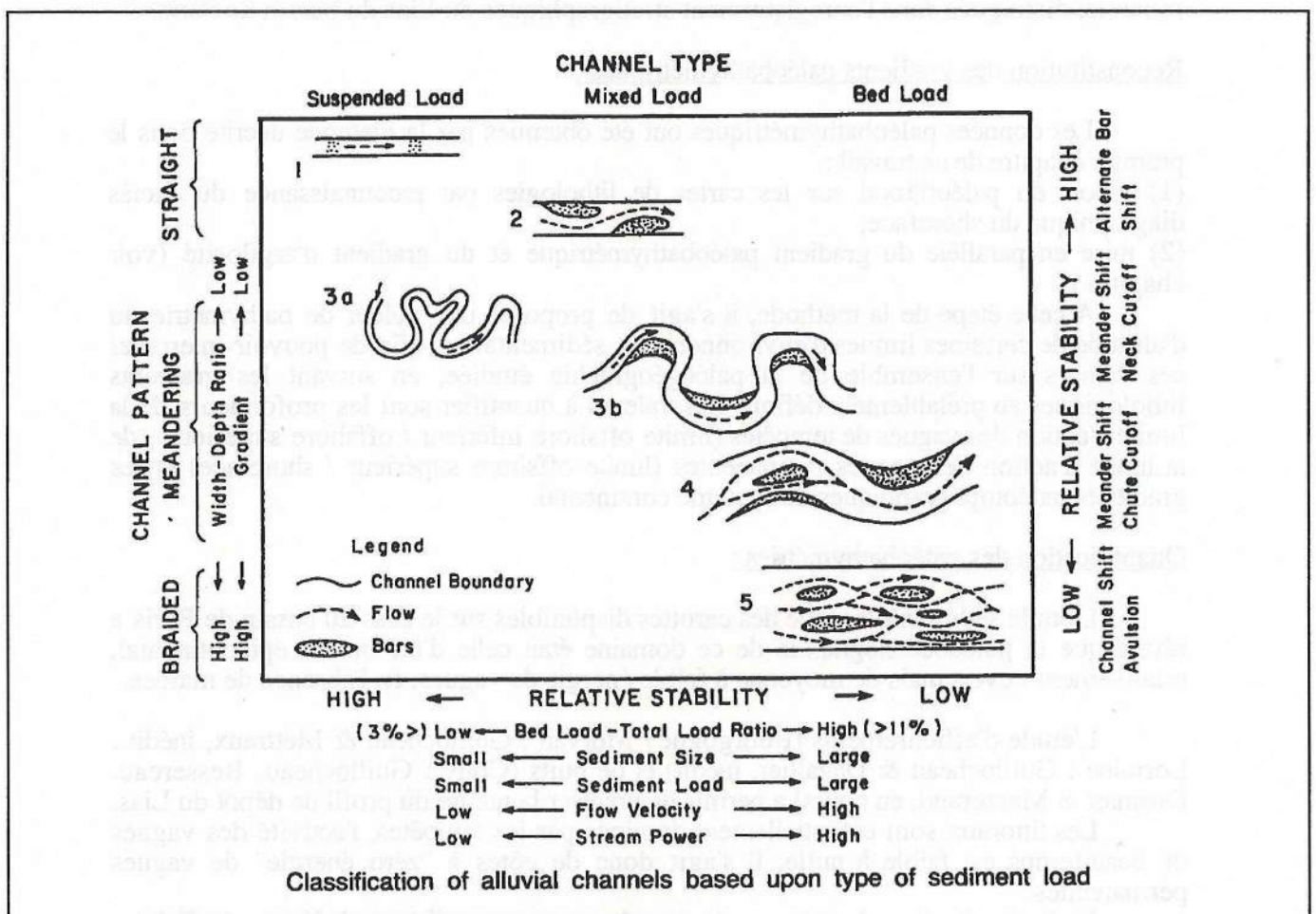
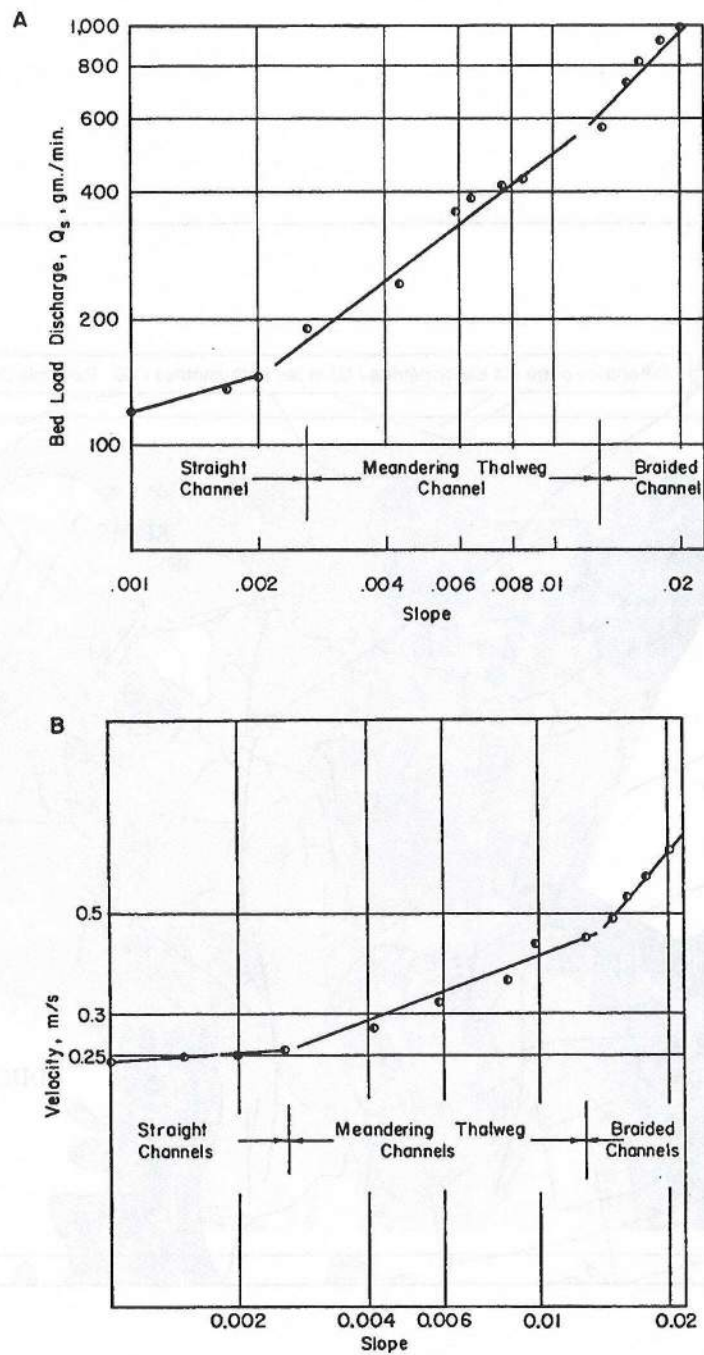


Figure IV.10 : Classification des réseaux fluviaux en fonction de leur capacité de charge sédimentaire .(d'après Schum, 1987)



Effect of valley slope on (A) sediment load and (B) velocity

Figure IV.11 : Classification des réseaux fluviaux en fonction de leur pente d'écoulement, de la vitesse d'écoulement et de la charge sédimentaire transportée. (d'après Schum, 1987)

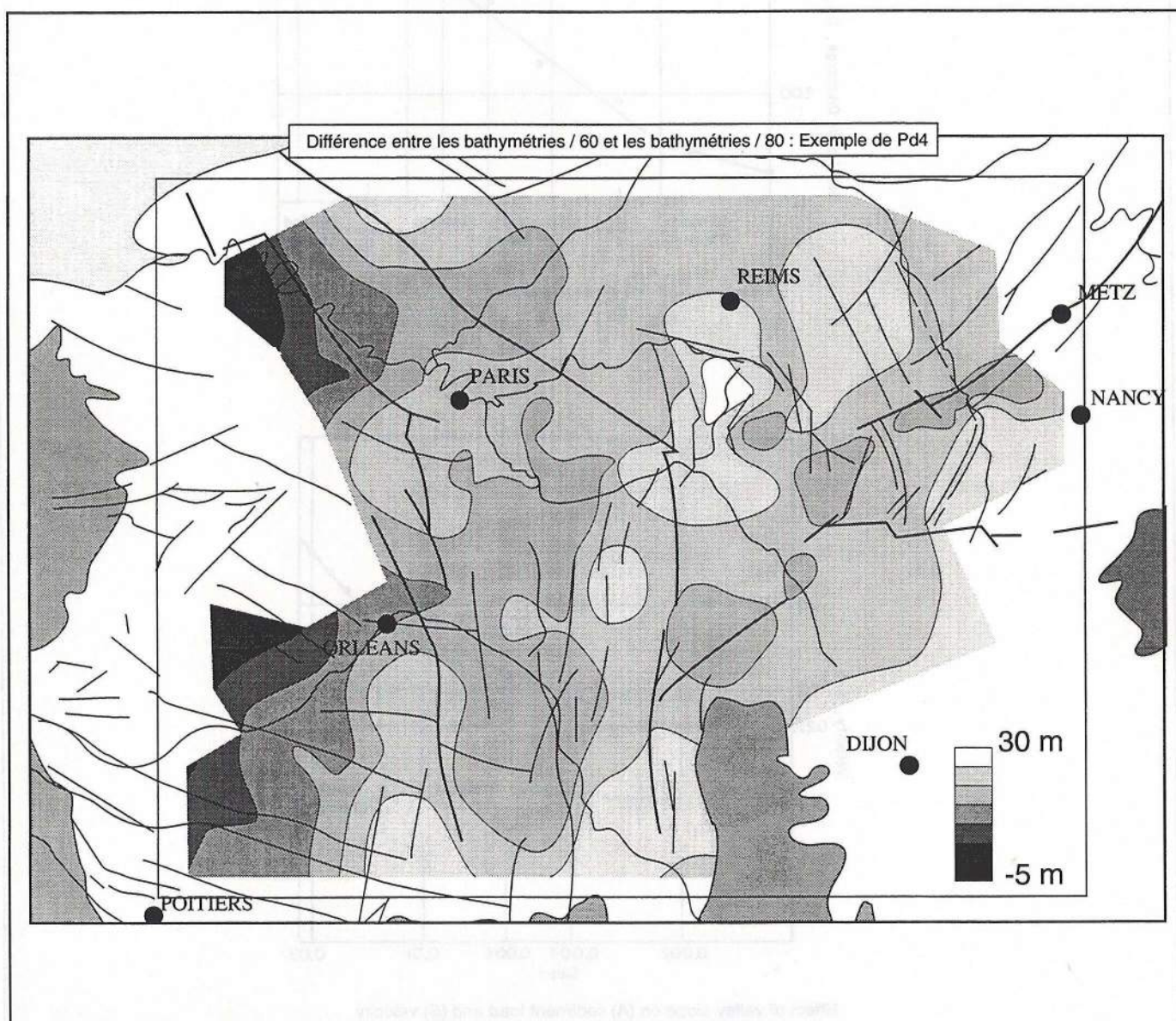


Figure IV.12 : Carte pour le demi-cycle régressif mineur du Pliensbachien (de Pd4 à Pd7) des différences de vitesse d'accommodation calculées soit avec des bathymétries calées sur une valeur de la limite d'action des vagues de tempêtes égale à 60m, soit avec des bathymétries calées sur une valeur de la limite d'action des vagues de tempêtes égale à 80m. Les profils de dépôts sont alors plus ou moins pentés et les gradients de bathymétries sont ainsi plus ou moins forts. Ce paramètre se répercute directement sur la variable "subsidence".

en place. Cependant, la paléogéographie les situe toujours en position haute par rapport aux faciès marins environnants. En tenant compte des paléogradients définis par les autres faciès mixtes terrigènes - carbonatés, on situe ces plateformes carbonatées dans des paléobathymétries allant de 5 à 20 m de profondeur.

L'analyse des données diagraphiques, avec l'appui des carottes et affleurements, permet de caractériser le type de réseau fluvial ainsi conservé (Friedenberg, 1994). Des études sédimentologiques ont mis en évidence des faciès de plaine côtière à alluviale, particulièrement plane, parcourue de réseaux fluviaux méandriformes (Merzeraud, 1992). L'utilisation pour estimer les paléotopographies, des pentes actuelles d'écoulement des réseaux fluviaux (Schumm, 1986) (fig.IV.10 et 11), conduit à des valeurs aberrantes, telles que des topographies de l'ordre de 200 m à moins de 50 km du littoral alors que les apports sédimentaires ne semblent pas des flux terrigènes importants.

Ainsi à milieu de sédimentation identique, les lois d'échelle peuvent perturber les caractérisations quantitatives des phénomènes naturels. Des études de réseaux fluviaux "géants" actuels ont présenté des pentes d'écoulements dix fois moindres que celles proposées par Schumm, (1986), (Miall, 1977 ; Walker, 1992 ; Brierley, 1989). Nous avons donc choisi d'appliquer ces dernières valeurs quantitatives, donnant des pentes de l'ordre de 0,0015 m/m, soit un dénivelé de 75 m à 50 km du littoral.

Test de la méthode :

Sur la limite inférieure du shoreface, limite d'action des vagues permanentes, l'erreur éventuelle commise est faible car cette zone est relativement réduite et constante quelques soient les variations éventuelles d'énergie de la côte étudiée. Prendre une tranche bathymétrique correspondante entre 0 et 5 m paraît donc raisonnable.

Sur la limite entre l'offshore supérieur et l'offshore inférieur, c'est à dire sur la limite d'action des vagues de tempêtes, on peut également estimer que l'on fasse au maximum une erreur de 20% sur la valeur quantitative de la bathymétrie. Une limite placée dans un premier temps à 60 m pourrait alors être réestimée à 80 m. Peu de données autres que les lois de l'actualisme sont en fait à notre disposition pour trancher entre les différents hypothèses.

Le paramètre "paléobathymétrie ou paléoaltitude" rentre directement en compte, sous la forme d'un terme d'addition, dans le calcul de l'accommodation. Ainsi, une erreur commise sur l'estimation de ce paramètre se répercutera directement, dans une proportion de 1 pour 1, sur les résultats obtenus. Tester l'influence d'une erreur d'estimation d'une paléobathymétrie revient à cartographier les différences de gradients paléobathymétriques, induites par une erreur d'estimation.

Pour cela, nous avons calculé les paléogradients bathymétriques obtenus avec une limite offshore supérieur / offshore inférieur placée successivement à 60 m puis à 80 m, pour chacun des demi-cycles mineurs du Lias. Nous avons soustrait ces cartes deux à deux afin de caractériser les différences ainsi induites. Nous avons également effectué des calculs de variation d'accommodation avec ces deux jeux de données paléobathymétriques, afin de vérifier de quelle manière l'erreur se répercutait sur ces résultats. Les écarts se reportent bien directement. Nous ne présenterons donc qu'une carte des différences des paléobathymétries obtenues sous les deux hypothèse de 60 ou 80m, et ceci pour l'exemple du demi-cycle régressif du Pliensbachien (fig.IV.12).

Les écarts sont d'autant plus grands que l'on se trouve dans les fortes bathymétries: moins de 2 m en shoreface, de 2 à 15 m en offshore supérieur, jusqu'à 30 m en offshore inférieur. La borne supérieure des gradients paléobathymétriques, c'est à dire, la limite shoreface-offshore supérieure, restant fixe et égale à 5m, les écarts sur les gradients de pente sont d'autant plus accentués que l'on se rapproche de la limite des vagues de tempête, passant donc de 60 à 80m.

Cependant ni le sens des gradients, ni les points d'inflexion dans la paléotopographie ne sont déplacés par l'application d'une ou l'autre de ces deux hypothèses hydrodynamiques.

	nature	zones à ammonites	Datation Odin	Datation Gradstein	Eustatisme Vail
T4	FS	intra opalinum	182,6	180,1	41,6
T3	UN	thouarsense/levesquei	182,9	180,4	55,5
T2	MFS	falciferum/bifrons	186,3	188,3	66,6
T1	FS 3ème ordre	tenuicostatum/falciferum	187,2	189,3	55,5
Pd7	FS min	intra tenuicostatum	187,5	189,6	44,4
Pd5	UN	intra spinatum	188,1	190,2	38,8
Pd4	MFS	sommet margaritatus	189,3	191,4	36,1
Pc3	FS 3ème ordre	base davoei	191,9	191,6	36,1
Pc2	MFS 3ème ordre	base jamesoni	194,5	194,2	44,4
Pl1	FS min	intra raricostatum	195,6	195,3	33,3
S2	MFS	intra obtusum	197,1	198,5	19,4
S1	FS	intra bucklandi	200,4	201,9	-5,5
H2	MFS	base angulata	202,2	202,9	-11,1
H1	FS	base planorbis	205	205,7	-5,5

Figure IV.13 : Tableau récapitulatif des isochrones corrélées dans le Lias du bassin de Paris : nom des surfaces remarquables, nature, données biochronostratigraphiques, datations absolues, calées sur Odin & Odin (1992), valeurs correspondantes des variations eustatiques du 1er ordre de Vail.

L'étude semiquantitative des variations de l'accommodation est donc tout à fait réalisable à la vue des résultats de ces tests. L'estimation des paléobathymétries/paléaltitudes reste cependant la principale difficulté de mesure de l'accommodation.

1.6. Les paramètres de la restauration.

1.6.1. Chronostratigraphie.

De nombreuses échelles chronostratigraphiques sont disponibles pour le Lias : Palmer & DNAG, (1983) ; Haq *et al.*, (1987) ; Harland *et al.*, (1989) ; Cowie & Bassett, (1989) ; Odin & Odin, (1990) ; Gradstein *et al.*, (1994). La plus communément admise est celle de Odin & Odin, (1990). Nous avons cependant voulu tester l'influence des datations absolues sur les résultats obtenus exprimés en vitesse de variation. Nous avons effectué le test sur les deux échelles stratigraphiques les plus récentes : celle de Odin & Odin, (1990) et de Gradstein *et al.*, (1994) (fig.IV.13).

Test de la méthode :

Ce n'est pas tant les âges absolus qui sont importants mais plutôt la durée attribuée à chacun des quatre étages concernés, de l'Hettangien au Toarcien. Les durées de l'Hettangien et du Sinémurien sont sensiblement égales selon les deux échelles, respectivement 4,6 et 7 Ma pour Odin & Odin alors que Gradstein propose 4 et 6 Ma. Par contre des différences plus marquées se présentent pour le Pliensbachien et le Toarcien : 8,1 et 4,9 Ma pour Odin & Odin, 4 et 10 Ma pour Gradstein.

Les cartes de vitesse ne sont plus alors significatives. Le signe des vitesses, positives ou négatives, n'est jamais inversé : les tendances à la subsidence ou à la surrection ne sont pas remis en cause. Par contre les notions d'accélération et de déccélération des phénomènes observés ne sont plus toujours valables. Les résultats ne peuvent être alors abordés que de manière semi-quantitative.

Le choix des datations absolues est donc un problème délicat : nous avons opté pour celle de Odin & Odin, afin de comparer plus facilement nos résultats avec ceux obtenues par les auteurs précédents, ne disposant alors que de cette échelle chronostratigraphique.

Les datations absolues des isochrones, non disponibles directement sur l'échelle des temps de Odin & Odin (1990), ont été calculées par la méthode de décompte des sous-zones d'ammonites, considérées alors de durée constante entre deux datations absolues connues. Entre deux âges absolus issus des échelles chronostratigraphiques, on décompte alors le nombre de sous-zones distinguées et on en déduit leur durée moyenne. Puis, on déduit une datation pour chacune des lignes temps intermédiaires, par simple interpolation linéaire.

1.6.2. Correction de l'isostasie.

Considérant que la connaissance de la nature de la lithosphère de la plateforme européenne liasique est trop mal connue pour s'aventurer dans les modèles de flexuration lithosphérique du type multirhéologique, nous avons dans un premier temps décidé de corriger la subsidence gravitaire par un modèle de type élastique. La rhéologie de la plaque élastique est alors définie par le modèle de Young E reliant la contrainte à la déformation et par le coefficient de Poisson ν reliant la déformation longitudinale et la dilatation latérale de la roche. Dans une première approximation, ces paramètres sont considérés comme étant restés constants au cours des temps géologiques et égaux de 60 à 100 Gpa pour E et à 0,25 pour ν . On définit par ailleurs le facteur "rigidité flexurale" égal à :

$$D = \frac{EH^3}{12(1 - \nu^2)},$$

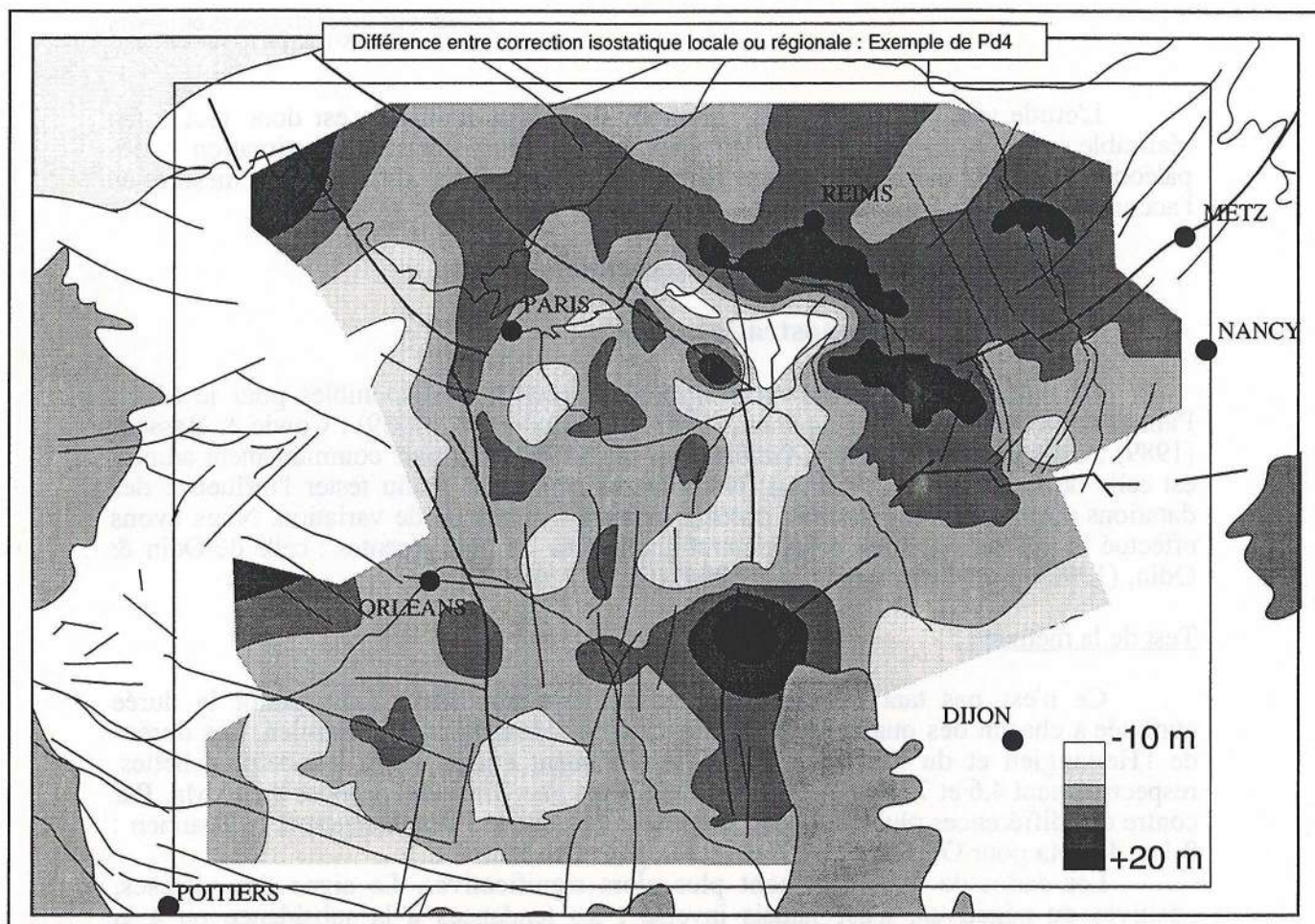


Figure IV.14 : Carte pour le demi-cycle régressif mineur du Pliensbachien (de Pd4 à Pd7) des différences de vitesse d'accommodation calculées soit sous correction locale de l'isostasie (type Airy), soit avec une correction de nature flexurale, donc d'influence régionale.

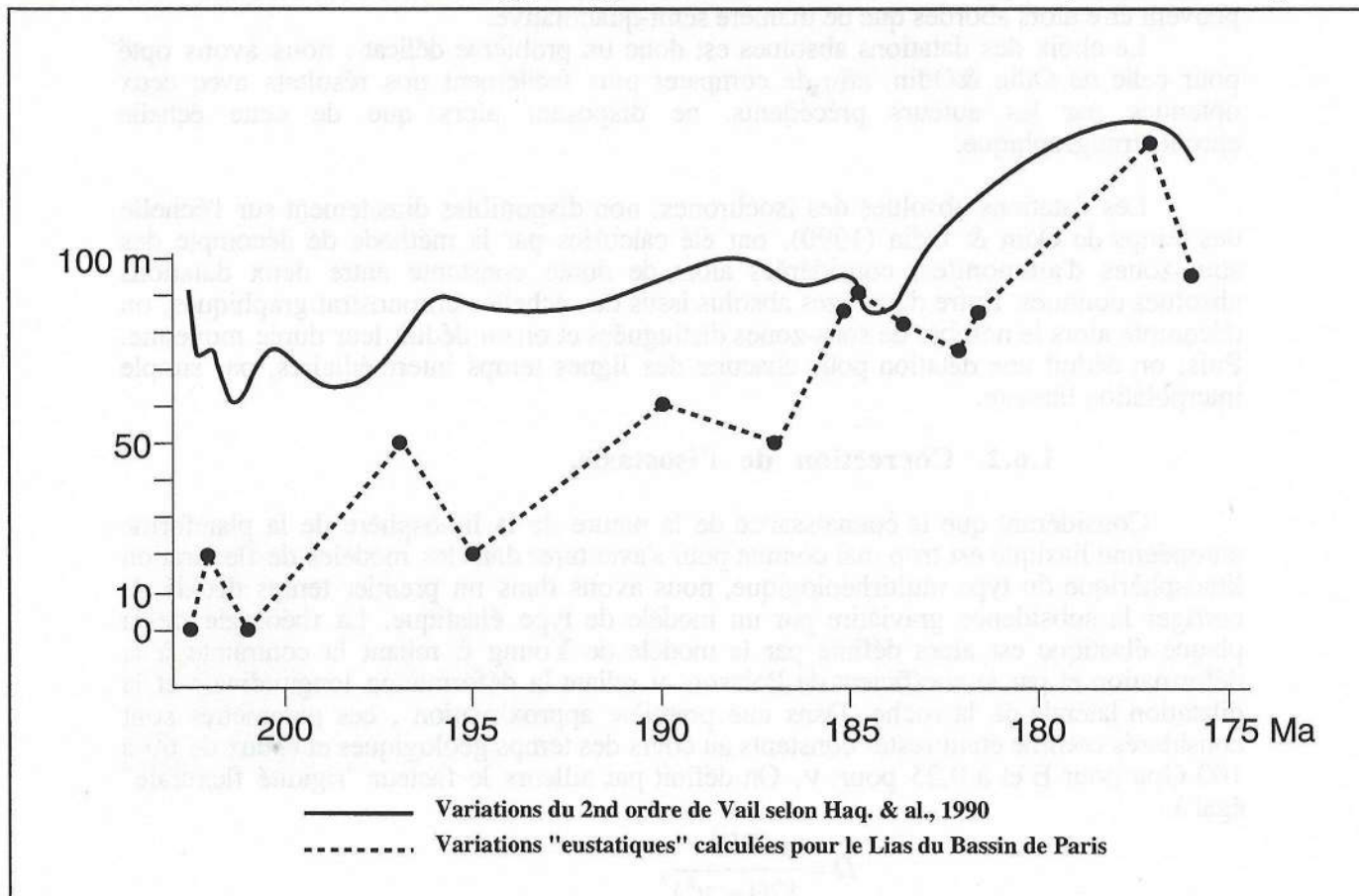


Figure IV.15 : Comparaison des valeurs des variations eustatiques du 1er ordre de Vail et des valeurs "eustatiques" déduites de l'étude des cartes d'accommodation obtenues pour chacun des demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs du Lias sur le bassin de Paris. Cette valeur "eustatique" calculée est alors le plus grand dénominateur commun à chacune des cartes obtenues.

avec D, rigidité flexurale de la plaque (de 5.10^{21} à 5.10^{25} N.m)
 E, module de Young (de 60 à 100 GPa)
 ν , coefficient de Poisson (0,25)
 H, épaisseur élastique (de 10 à 80 km).

Il nous faut alors faire une hypothèse sur l'épaisseur élastique de la lithosphère contemporaine des dépôts étudiés. Or cette dernière dépend de la thermicité du bassin pour la période étudiée. Ces données ne sont pas disponibles sur le bassin de Paris, surtout pour le Lias. En effet, les méthodes actuelles permettant d'enregistrer la thermicité d'un bassin, telles que le suivi de la maturation de la matière organique ou l'analyse des traces de fission dans l'apatite (Pagel, 1990), mettent en évidence que dans le bassin de Paris, la dernière période de haute thermicité correspond à la phase de compression du bassin au Crétacé Supérieur. Cette période thermiquement chaude a réouvert tous les systèmes géochimiques ou pétrologiques, perdant ainsi la mémoire des événements précédents.

Test de la méthode :

Nous avons cependant effectué deux simulations en prenant 5 et 10 km pour épaisseur élastique de la lithosphère. Les modèles montrent que plus l'épaisseur élastique est faible, plus la compensation de la charge se fait de manière locale : le modèle se rapproche alors de celui d'Airy, en isostasie locale. En parallèle, nous avons donc également effectué la restauration de l'évolution du bassin de Paris au Lias, sous l'hypothèse d'une compensation isostasique des surcharges sédimentaires et de la tranche d'eau par le modèle local d'Airy.

Les résultats prédits par le modèle élastique et le modèle isostatique sont comparables, l'écart des valeurs ne dépassant pas 5% (fig.IV.14). Cependant, les gradients de variations de l'accommodation évoluent différemment selon la situation géographique du point d'observation en fonction de la géométrie du bassin. En effet, le principe d'Airy ne prend en considération que la charge locale : la subsidence gravitaire est donc très forte à la verticale des dépo-centres et nulle sur les bords. Au contraire, le modèle élastique compense les charges sur de larges périmètres : la subsidence gravitaire au centre des zones de sédimentation est donc plus faible mais sa valeur sur les bords est non négligeable. La trop petite taille du bassin de Paris ne nous permet cependant pas d'observer les phénomènes de rebond isostasique au delà des bordures des bassins, appelés également bombement périphérique ou "forebulge" : la subsidence y est alors négative, même en période de création régionale d'espace d'accommodation.

Devant cet état de fait et ne pouvant pas aller plus en avant dans la connaissance de la lithosphère liasique du bassin de Paris, nous avons préféré travailler sous une correction isostasique de type Airy.

Cependant la bonne corrélation des résultats des différentes restaurations effectuées laisse penser que nos taux de sédimentation durant le Lias et le Crétacé inférieur du bassin de Paris sont suffisamment faibles pour que le poids des séries sédimentaires déposées puisse être considéré comme compensé de façon instantanée. On peut également supposer que la taille moyenne de nos structures définissant la taille de nos dépo-centres, allant de la plus grande largeur du bassin (environ 1000 km) à l'espace caractéristique entre deux accidents majeurs (de 20 à 70 km), est suffisamment petite par rapport à la taille des plaques lithosphériques à l'échelle desquelles s'effectuent les compensations de charge dans les modèles élastiques ou visco-élastiques.

1.6.3. Correction de l'eustatisme.

Dans le chapitre I, nous avons déjà souligné combien de critiques étaient émises face au deuxième ordre de la charte eustatique de Vail, qui est cependant la seule disponible actuellement (voir chapitre I). Or c'est pourtant à cet ordre de variations que notre étude est menée, à l'échelle des demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs du Lias, de durée variant de 800 000 à 6 millions d'années.

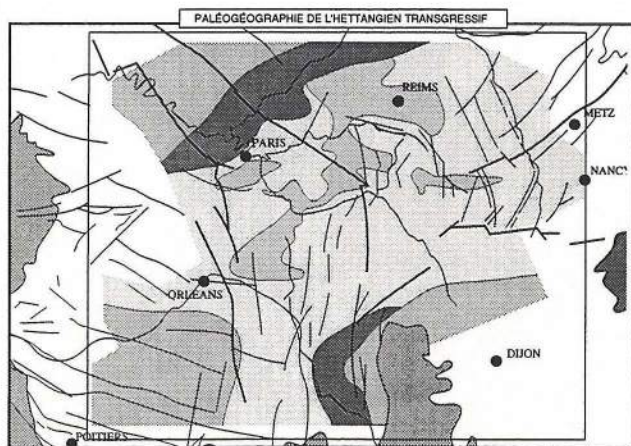
Test de la méthode :

Afin de tester le second ordre de la charte de Vail dans le cas du Lias du bassin de Paris, nous avons extrait de chaque carte d'accommodation, la plus grande valeur d'accommodation commune à tout l'intervalle considéré, sachant que cette valeur peut contenir un signal tectonique de grande longueur d'onde.

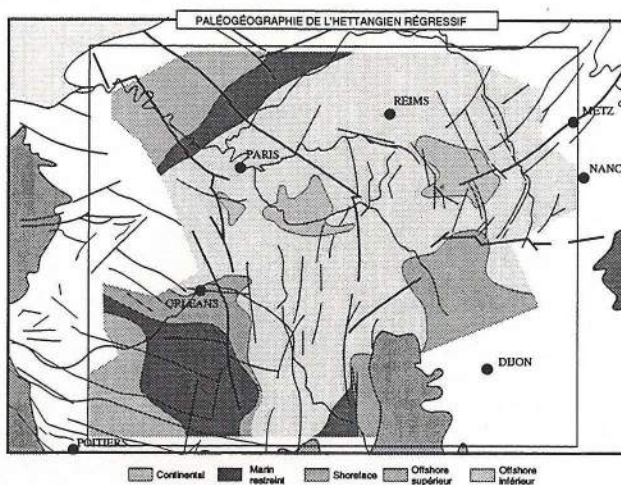
Cette première approximation nous a montré après comparaison avec les points du même âge extraits du signal à long terme de la charte de Haq *et al.*, (1990), d'importantes différences, dont l'amplitude pouvant atteindre quelques dizaines de mètres, les deux signaux pouvant être même parfois anti-corrélés (fig.IV.15). Nous rediscuterons cependant dans le chapitre V de cette éventuelle possibilité de reconstitution d'un "signal eustatique".

Nous avons donc préféré dans un premier temps ne pas corriger une éventuelle variation eustatique et n'obtenir ainsi que des cartes d'accommodation corrigées de la subsidence gravitaire (correction isostatique du poids des sédiments et de la tranche d'eau).

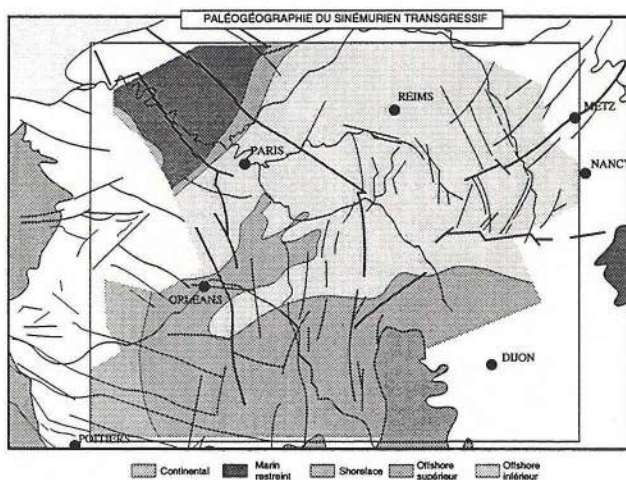
Par contre, à la suite du raisonnement exposé ci dessus pour l'élaboration de notre "courbe eustatique" régionale à l'échelle du bassin de Paris, nous avons attaché notre attention à trouver une méthode de lecture de l'information eustatique, a posteriori, dans les données de "subsidence" ainsi obtenues. (voir chapitre V, partie A, paragraphe 2)



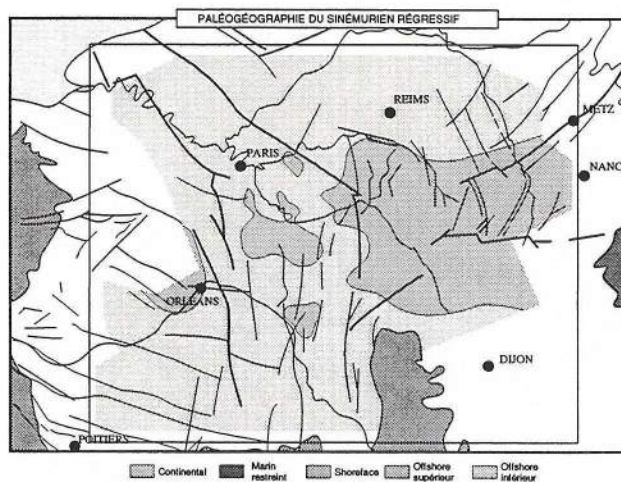
a) Hettangien transgressif



b) Hettangien régressif

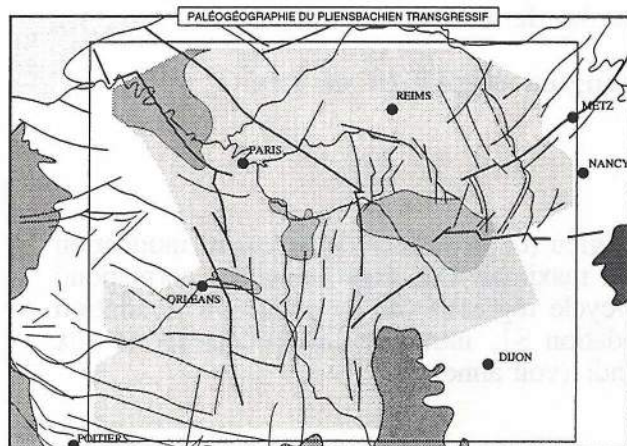


c) Sinémurien transgressif

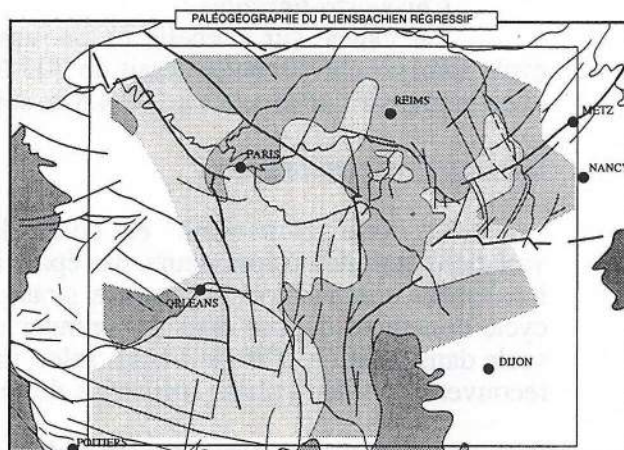


d) Sinémurien régressif

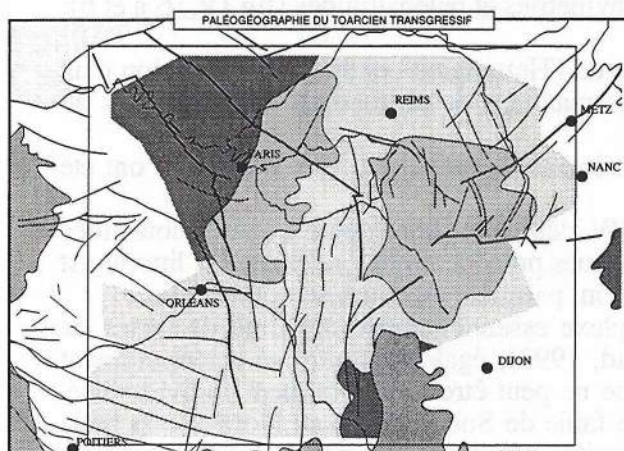
Figure IV.16 : Cartes paléogéographiques



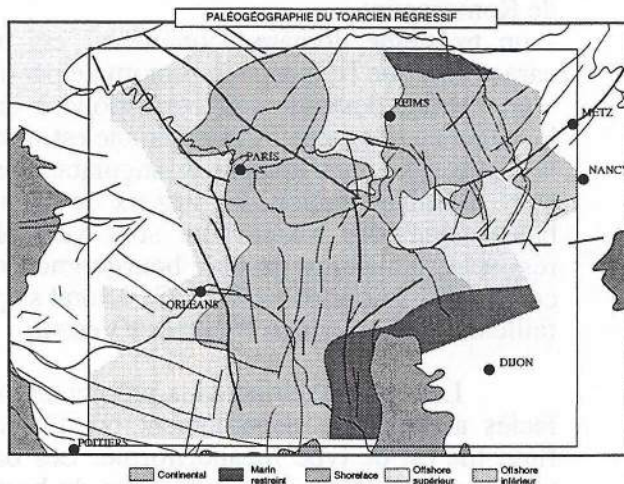
a) Pliensbachien transgressif



b) Pliensbachien régressif



c) Toarcien transgressif



d) Toarcien régressif

Figure IV.17 : Cartes paléogéographiques (suite)

2. Histoire géologique du Lias du Bassin de Paris.

2.1. Le cycle mineur de l'Hettangien (fig.IV.18 et 19).

Ages :

Biostratigraphie :

Le demi-cycle transgressif de l'Hettangien (de la surface de première inondation H1, base planorbis, à la surface d'inondation maximale H2, base angulata) correspond aux zones à planorbis et liasicus. Le demi-cycle régressif (de la surface d'inondation maximale H2 à la surface de première inondation S1, intra bucklandi) correspond aux zones à angulata et la partie basale de bucklandi. (voir annexe 1)

Chronostratigraphie :

Par calage sur l'échelle chronostratigraphique d'Odin & Odin (1992), le demi-cycle transgressif s'échelonne de 205 Ma à 202.2 Ma soit une durée de 2,8 Ma. Le cycle régressif s'achèverait à 200,4 Ma, soit une durée 1,8 Ma.

Biseaux stratigraphiques :

Le cycle "Hettangien" est concordant à la base et au sommet. Il présente des variations latérales d'épaisseurs par épaissement ou condensation, ce qui peut donner localement l'impression de lacunes stratigraphiques (à l'E-SE du bassin de Paris). Ce cycle mineur se dépose dans un premier onlap durant la phase transgressive sur le socle dans la partie NW du bassin selon une direction NE-SW. Cette partie du socle est recouverte lors de la phase régressive de ce cycle.

Paléogéographie et cartographie des paléobathymétries et paléoaltitudes (fig.IV.16 a et b):

L'inondation de la phase transgressive de l'Hettangien conduit à l'installation d'un domaine marin d'orientation NE-SW dont les maximas de profondeur sont localisés au centre de l'actuel bassin de Paris.

Quatre domaines continentaux doivent être distingués dont trois seulement ont été identifiés par les données de subsurface :

- un domaine littoral à marin restreint au NW délimitant une plaine côtière, constituée essentiellement d'argiles et de silts rouges attribués précédemment au Trias. Ce littoral est orienté NE-SW. Il s'appuie sur la faille d'Hirson, parallèle au cours actuel de l'Oise;
- un domaine SW correspondant à un complexe essentiellement constitué de faciès de plaine côtière et de plaine alluviale (Merzeraud, 1992), également attribué antérieurement au Trias (Merzeraud, 1992). Aucun shoreface ne peut être alors vraiment individualisé. Le littoral, très incurvé s'appuie à l'Est sur la faille de Sud-Loire et au Nord sur la faille de Romorantin;
- un troisième domaine continental est installé au Sud des Ardennes, dont on ne caractérise que l'expression proximale par des arrivées détritiques dans le bassin.
- un dernier domaine sud correspond à une plateforme carbonatée très peu profonde localement émergente. Cet ensemble est transgressé lors de l'inondation maximale H2, à la limite des zones liasicus et angulata. Les faciès de shoreface (zone du littoral située entre la limite d'action des vagues de beau temps et la limite supérieure de la zone de balancement des marées) ne sont véritablement bien développés que lors du cycle régressif, au niveau du bloc bourguignon au SE et au niveau de la bordure du domaine continental solognot au SW. Ce littoral s'appuie sur les failles du fossé de la Loire, la faille de Tonnerre et de Montbard/Vesoul.

Les faciès continentaux présentent tous une paléotopographie extrêmement plane : les faciès argileux de débordement ou d'inter-chenalisation sont majoritaires. Le réseau fluvial est de type méandrique. Les bathymétries ne dépassent pas au début de la transgression, 50 mètres, au centre du bassin, à la verticale de Paris, dans la gouttière délimitée par le complexe des accidents de Bray-St Martin de Bossenay au Nord et de

Seine-Sud Loire au Sud. Durant le demi-cycle régressif, les maxima de profondeur se trouvent à la verticale de ceux observés durant l'Hettangien transgressif, d'une part au Nord de la faille de Metz, d'autre part juste au Sud de Paris, dans un périmètre défini par les failles de Bray-St Martin de Bossenay et de Seine-Sud Loire. Ils peuvent alors atteindre 60 à 80 m.

Les dépôts sont globalement carbonatés, excepté aux niveaux des deux pôles terrigènes normand et sognot. Il faut noter ici que les faciès les plus argileux ne marquent donc pas des maxima de bathymétrie mais des faciès de baie ou continentaux.

Isopaques

Durant la phase transgressive du cycle, les dépocentres sont localisés au niveau des faciès continentaux de Sologne, le domaine marin étant alors représenté par une zone de faible accumulation, orientée WNW - ESE.

Les puissances sédimentaires de ce demi-cycle transgressif sont faibles, de 5 à 15 m, excepté un important dépocentre, pouvant atteindre les 60 m d'épaisseur, à la verticale du littoral défini au Sud-Ouest du bassin de Paris, s'appuyant à l'Est sur la faille Sud-Loire. Les minima d'épaisseur s'enregistrent dans un secteur défini à l'Ouest par la faille de St Martin de Bossenay et au Nord par la faille de Metz. Le couloir méridien central au bassin de Paris présente des puissances sédimentaires hétérogènes, avec une multiplicité des dépocentres. La carte d'isopaques présente alors deux directions majeures de distribution des épaisseurs sédimentaires : une direction N110-120, plutôt au Nord et à l'Est du bassin, suivant la direction de l'accident de Vittel, et une direction subméridienne dans le centre et l'Ouest du bassin.

L'Hettangien régressif montre une dislocation de ce dispositif avec migration du dépocentre sognot vers l'Est et par la création de dépocentres au NW et au NE. La structure subméridienne centrale du bassin de Paris est soulignée par une succession de dépocentres. Le maximum de puissance sédimentaire est atteint à la verticale de celui du demi-cycle transgressif précédent, à la limite Sud du bassin, à l'endroit où cette mer épicontinentale semble transgresser l'ancien Massif Central. La direction N120 des isopaques est cependant toujours marquée au Sud-Est de la faille de St Martin de Bossenay et au Sud de l'accident de Metz. La puissance de l'Hettangien régressif est globalement plus importante que celle de son demi-cycle transgressif : elle n'est jamais inférieure à 15m.

Accommodation

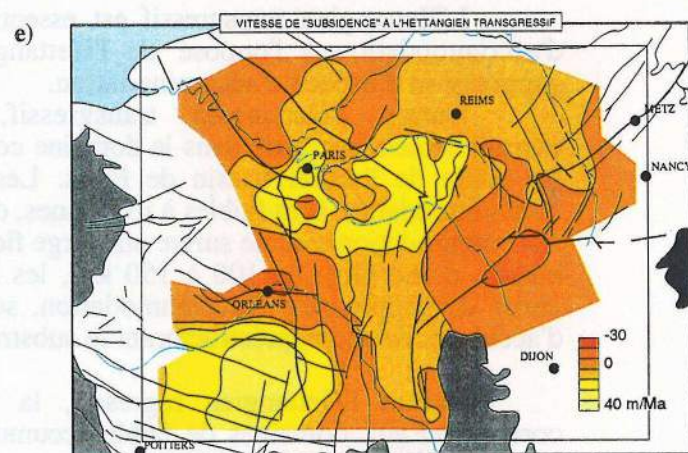
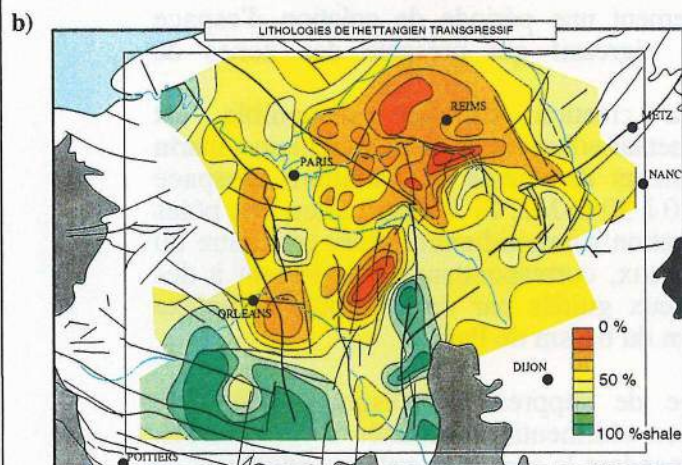
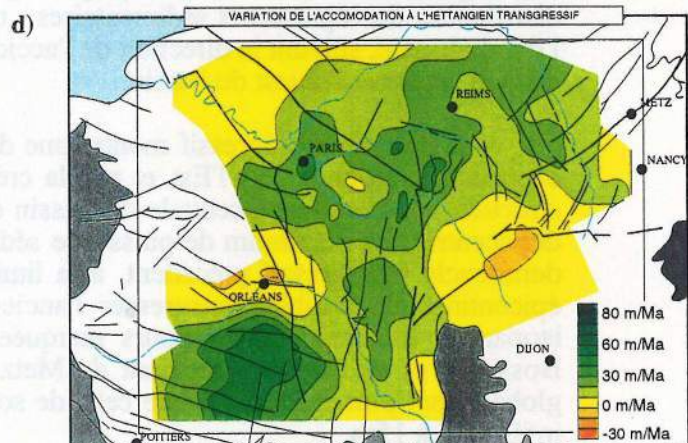
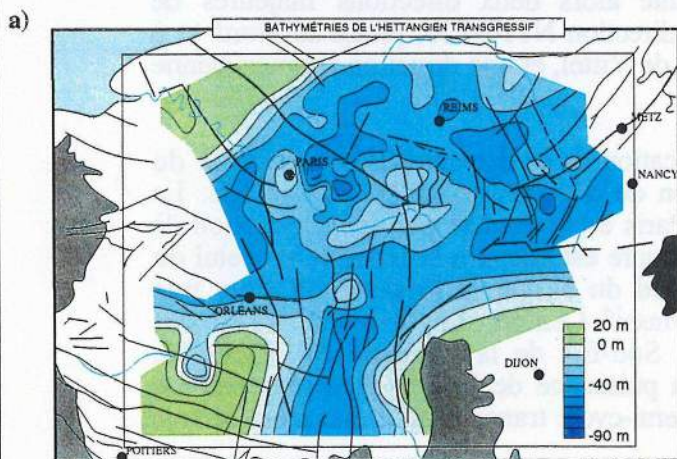
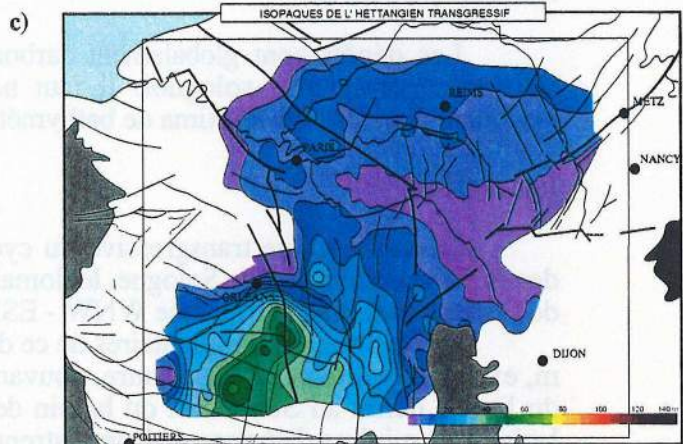
L'Hettangien transgressif est essentiellement une période de création d'espace d'accommodation à l'opposé de l'Hettangien régressif qui présente des zones de suppression d'espace d'accommodation.

Durant l'Hettangien transgressif, la création d'espace disponible est essentiellement marquée dans le domaine continental sognot et dans le domaine marin du centre de l'actuel bassin de Paris. Les valeurs de vitesse de variations d'espace d'accommodation sont faibles à moyennes, de 10 à 30 m/Ma. Si la distribution des pôles d'accommodation semble suivre une large flexuration subméridienne, située au centre du bassin, d'une large de 100 à 150 km, les littoraux, correspondant généralement à des zones de suppression d'accommodation, sont eux guidés par un ensemble complexe d'accidents de socle, préstructurant le substratum du bassin de Paris.

Durant l'Hettangien régressif, la zone de suppression d'espace disponible correspond aux domaines de faible accumulation sédimentaire, orientés WNW - ESE, barrant le domaine sédimentaire hettangien. Cependant la zone des valeurs négatives se resserre en deux endroits qui délimitaient sur la carte des vitesses de variations de l'accommodation du demi-cycle transgressif, la "flexuration" du bassin. La première constriction de ce domaine se situe à la verticale du relai entre la faille de Seine et la faille

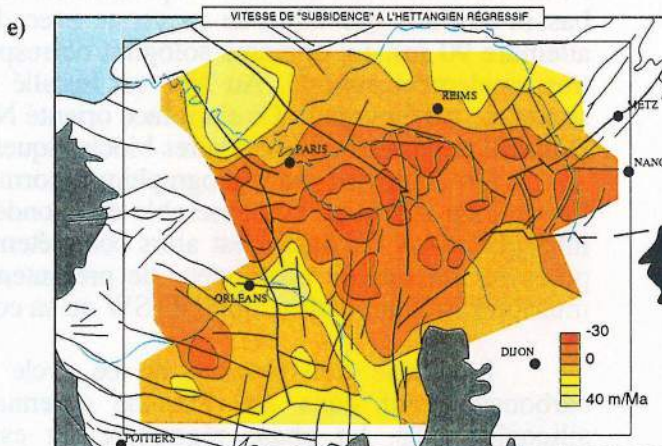
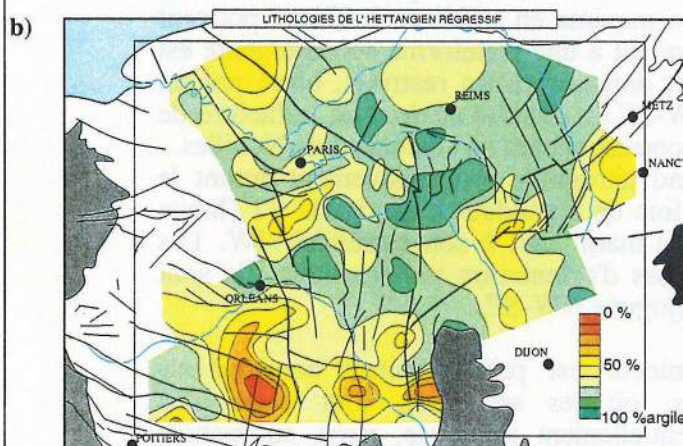
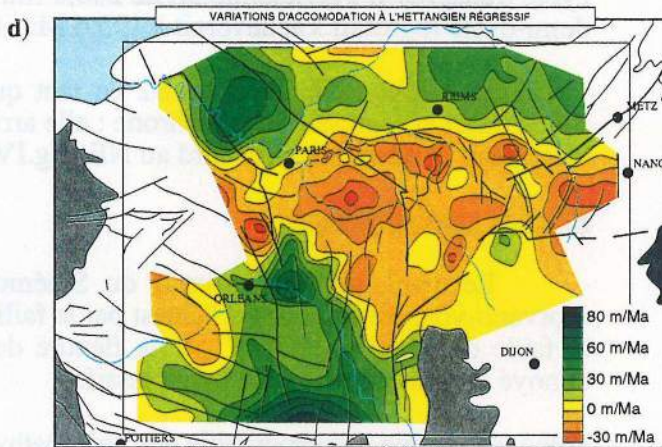
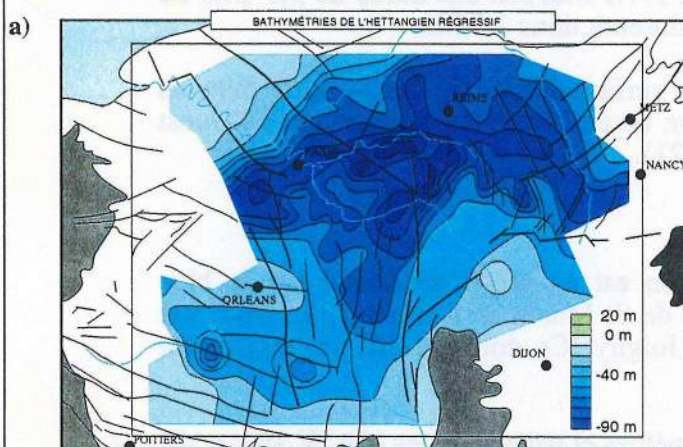
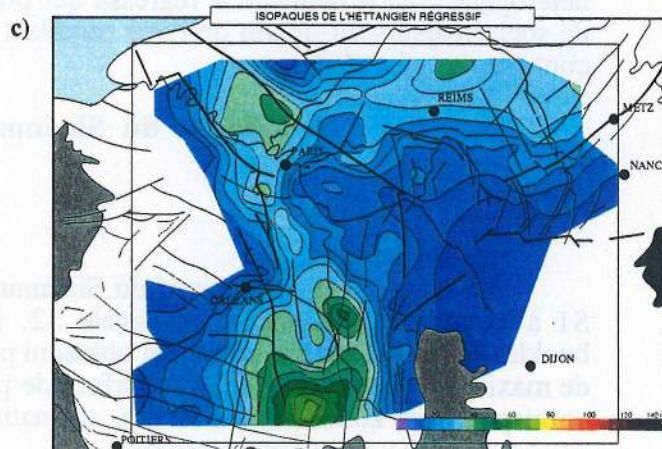
**Figure IV.18 : L'Hettangien transgressif
du Bassin de Paris :**

- a) Carte des paléobathymétries.
- b) Carte des lithologies.
- c) Carte des isopaques.
- d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation
d'accommodation.
- e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation
d'accommodation corrigée de l'isostasie.



**Figure IV.19 : L'Hettangien régressif
du Bassin de Paris :**

- a) Carte des paléobathymétries.
- b) Carte des lithologies.
- c) Carte des isopaques.
- d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation.
- e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de l'isostasie.



Sud-Loire, la deuxième se situe au niveau de la faille submérienne de St Dizier, effectuant le relais entre les accidents de Metz et de Vittel.

Si la carte des vitesses de variation de l'espace d'accommodation semble plus hétérogène pour le demi-cycle régressif que pour le demi-cycle transgressif, les accidents de socle majeurs du bassin de Paris semblent pourtant être moins prédominants dans le contrôle des géométries.

2.2. Le cycle mineur du Sinémurien (fig.IV.20 et 22).

Âges :

Biostratigraphie :

Le demi-cycle transgressif du Sinémurien (de la surface de première inondation S1 à la surface d'inondation maximale S2, intra obtusum) correspond aux zones de bucklandi, semicostatum, turneri et obtusum p.p.. Le demi-cycle régressif (de la surface de maximum d'inondation S2 à la surface de première inondation P11, intra raricosatum) correspond aux zones à obtusum p.p., oxynatum et raricosatum p.p.. (voir annexe 1)

Chronostratigraphie :

Par calage sur l'échelle chronostratigraphique d'Odin & Odin (1992), le demi-cycle transgressif s'échelonne de 200,4 Ma à 197,1 Ma, soit une durée de 3,3 Ma. Le demi-cycle régressif s'achèverait à 195,6 Ma et durerait donc 1,5 Ma.

La surface d'inondation S2 en tant que surface limite de demi-cycles mineurs transgressif et régressif, est diachrone : elle arrive un peu en retard au centre et à l'Ouest du bassin, et beaucoup plus tard au NE (fig.IV.21).

Biseaux stratigraphiques :

Le demi-cycle transgressif du Sinémurien est en onlap généralisé sur le bloc morvano-vosgien, délimité à l'Ouest par la faille de St Martin de Bossenay, au Nord par la faille de Vittel et au NW par la flexure de Joigny. Ce domaine est progressivement ennoyé durant cet intervalle transgressif.

Paléogéographie et cartographie des paléobathymétries et paléoaltitudes (fig.IV.16 c et d):

L'inondation du Sinémurien conduit à l'installation d'un domaine d'orientation NNE-SSW dont les maxima de profondeur sont localisés dans le quart NE de l'actuel bassin de Paris (60-70 m de moyenne avec des maxima en offshore inférieur pouvant atteindre 90 m). Le domaine solonot correspondant à une plateforme subémergente est très rapidement ennoyé. Au NW est installé un domaine marin restreint, barré par un shoreface subémergent. Ce shoreface orienté NW-SE est localisé au droit de la flexure de l'Oise. Il est constitué de calcaires bioclastiques correspondant aux calcaires de Noailles.

Ce dispositif paléogéographique normand rétrograde progressivement durant le Sinémurien inférieur. Cet ensemble est inondé lors de l'inondation maximale S2 (limite intra obtusum). Le bassin est alors complètement marin sauf à son extrémité NW. Les poles de maxima de profondeur ne présentent pas d'orientation préférentielle. Ils sont multiples, suivant la direction NE-SW ou sa conjuguée NW-SE.

La phase transgressive de ce cycle mineur est principalement constitué de carbonates sauf dans les domaines ardennais, où les sédiments sont alors plus silicoclastiques. La phase régressive est essentiellement argileuse, riche en matière organique, comme dans la formation des calcaires à Gryphées (Bessereau & Guillocheau, 1993).

Isopaques

Durant la phase transgressive de ce cycle, les dépocentres sont clairement distingués, les gradients des variations d'épaisseur sédimentaire préservée sont également bien marqués. Les maxima d'épaisseurs sont enregistrés sur le bloc ardennais et orientés selon une direction WSW-ENE. Ils peuvent atteindre 120 m au coeur de ce secteur. Les minima d'accumulation sédimentaire correspondent aux blocs morvano-vosgien (en onlap) et au bloc armoricain (par condensation).

Durant la phase régressive, on observe une disorganisation du dispositif précédent, sans orientation préférentielle : seul le bloc armoricain demeure une aire à faible accommodation. Ceci se traduit par une homogénéisation de l'épaisseur des sédiments préservés sur l'ensemble du bassin de Paris.

Accommodation

Le demi-cycle mineur du Sinémurien transgressif est globalement une période de forte création d'espace disponible. A l'opposé, le Sinémurien régressif présente des zones de suppression d'espace d'accommodation. Durant le Sinémurien transgressif, la création d'espace disponible est essentiellement marquée au niveau du bloc ardennais selon une direction ENE-WSW. Ceci traduit un basculement de l'extrémité NE du bassin de Paris. Cela marque la flexuration du domaine NE du bassin, limité par les failles de Bray et de St Martin de Bossenay. Cette flexuration est alors orientée ENE-WSW. On distingue alors quatre grands secteurs dans le bassin de Paris aux comportements du substratum différents, dont les limites sont soulignées par des accidents majeurs du socle du bassin : un secteur fortement subsident, avec un taux fort de l'ordre de 40 m/Ma, au Nord des accidents de Bray et de Metz, un secteur à taux d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire, moyen entre 10 et 20 m/Ma entre les failles de Bray-St martin de Bossenay-Seine-Sud Loire d'une part et de Metz -Vittel d'autre part, et deux secteurs à faible taux d'accommodation entre 0 et 5 m/Ma à l'Ouest des failles de Seine et Sud Loire et au Sud-Est des failles de Vittel et de St Martin de Bossenay.

Durant le Sinémurien régressif, la zone de suppression d'espace disponible correspond à la partie SW du bassin, délimitée par les failles de Bray et de Vittel. La tendance amorcée durant le demi-cycle cycle transgressif du Sinémurien, présentant un basculement des géométries des isopaques et des vitesses de variations de l'accommodation vers le Nord, suivant les accidents de Bray et de Vittel, persiste durant cette phase régressive. Cependant les structures ont légèrement tourné vers l'Est : le basculement se fait maintenant de part et d'autre d'un axe à 120° suivant les accidents de Bray-Vittel. Au Nord de ce complexe de failles se détermine un secteur faiblement à moyennement subsident, où les taux de création d'espace disponible à la sédimentation varient de 5 à 50 m/Ma et où les isopaques peuvent atteindre une puissance de 40 m. Au Sud de ces accidents de socle, on définit un secteur en surrection, avec des taux de variation de l'accommodation pouvant atteindre -30 m/Ma. Dans cette partie du bassin de Paris, les accidents de socle connus ne semblent pas alors contraindre les géométries de dépôts.

2.3. Le cycle mineur du Pliensbachien (fig.IV.23 et 29).

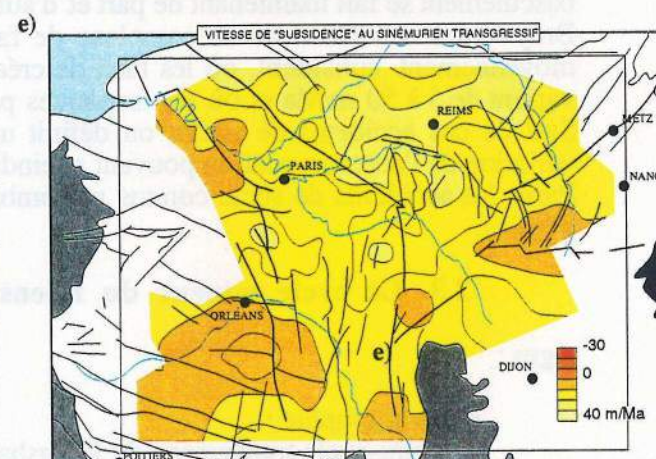
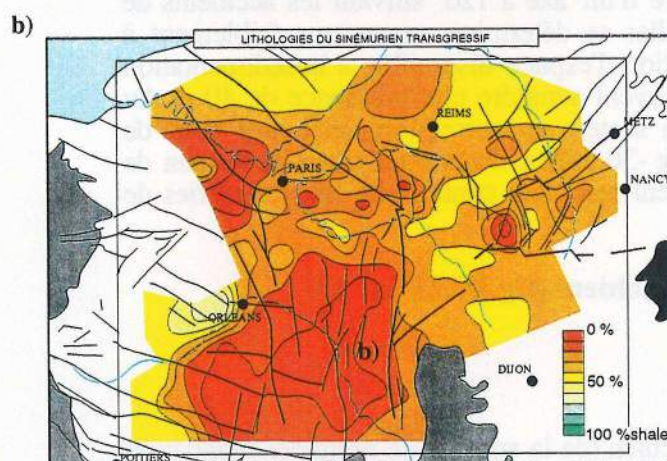
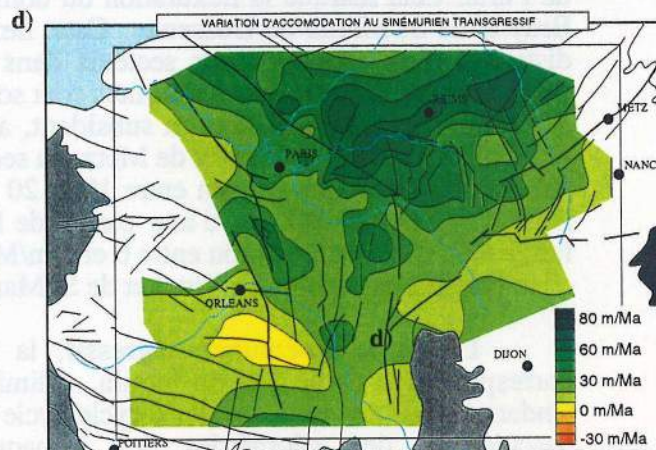
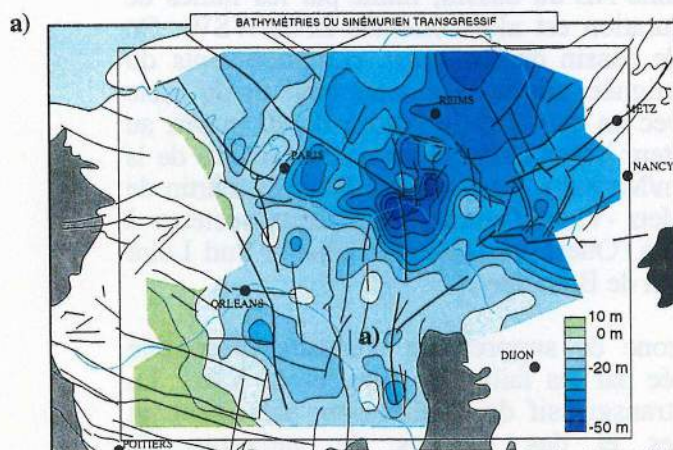
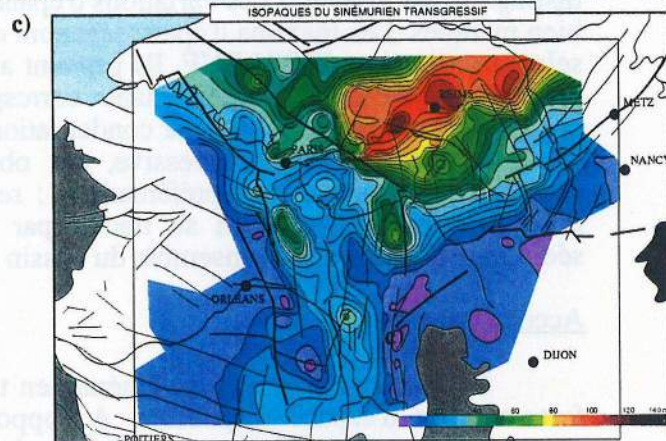
Âges :

Biostratigraphie :

Le demi-cycle transgressif du Pliensbachien (de la surface de première inondation Pl1 à la surface d'inondation maximale Pd4, au sommet de la zone à margaritatus), correspond aux zones à jamesoni, ibex, davoei et margaritatus. Le demi-cycle régressif (de la surface d'inondation maximale Pd4 à la surface de première inondation Pd7, intra tenuicostatum), correspond donc aux zones à spinatum et tenuicostatum p.p..

Figure IV.20 : Le Sinémurien transgressif du Bassin de Paris :

- a) Carte des paléobathymétries.
- b) Carte des lithologies.
- c) Carte des isopaques.
- d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation.
- e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de l'isostasie.



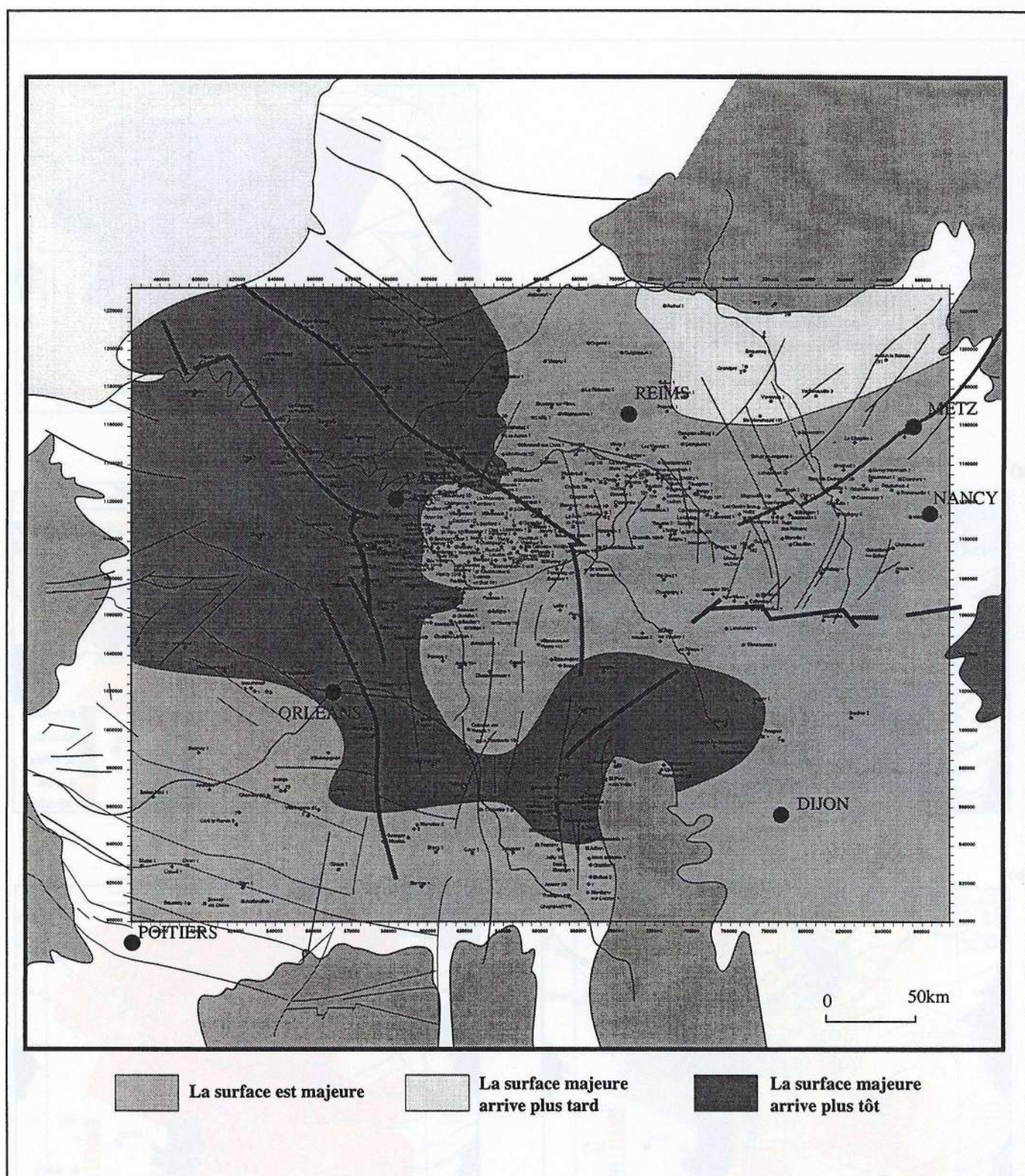
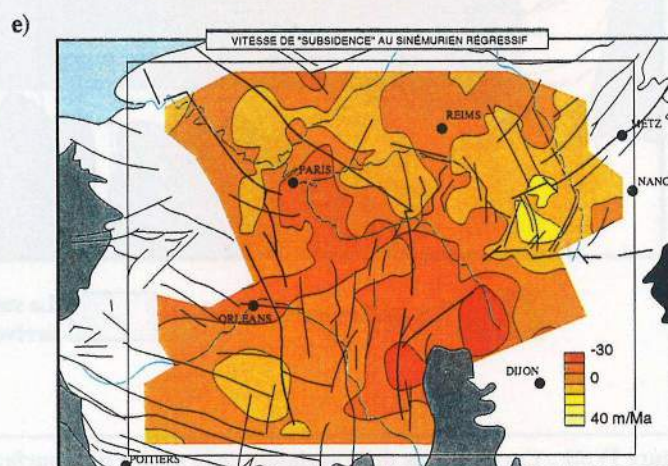
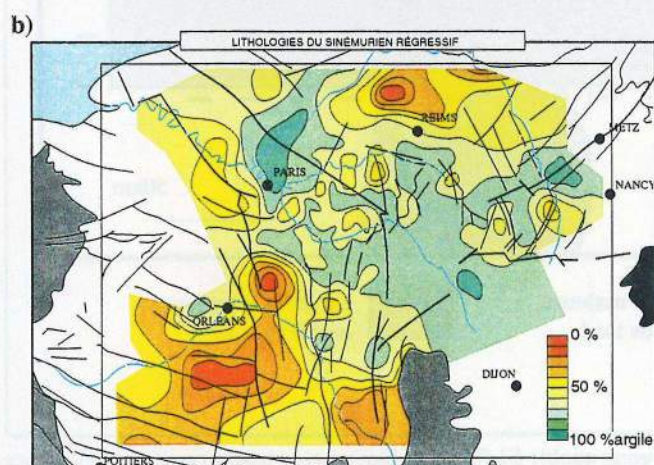
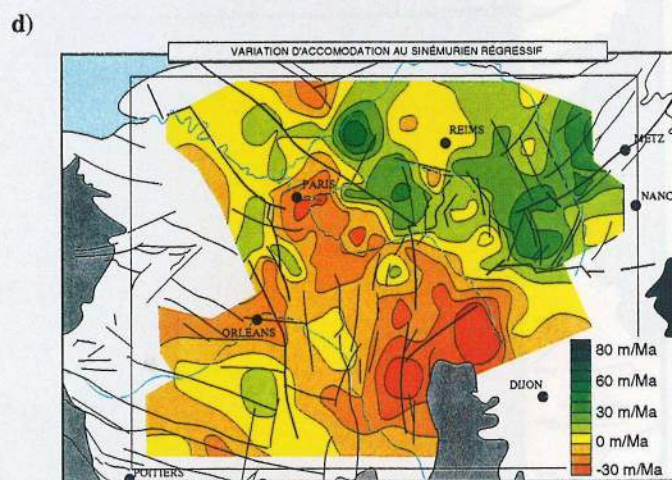
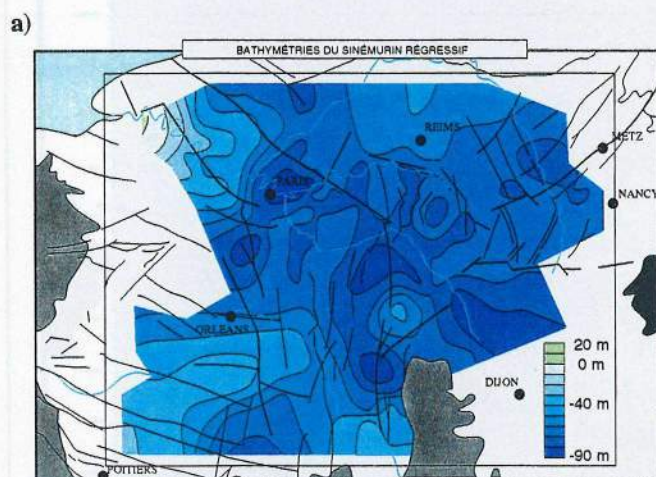
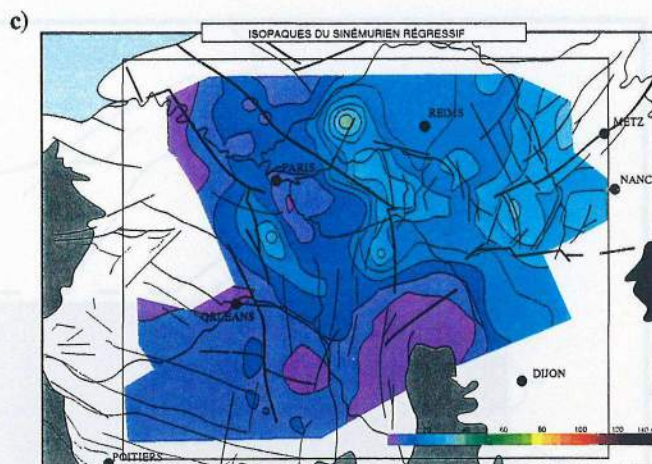


Figure IV.21 : Cartographie de la variation de la nature de la surface remarquable S1 (base du Sinémurien transgressif) dans l'espace.

**Figure IV.22 : Le Sinémurien régressif
du Bassin de Paris :**

- a) Carte des paléobathymétries.
- b) Carte des lithologies.
- c) Carte des isopaques.
- d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation.
- e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de l'isostasie.



Chronostratigraphie :

Par calage sur l'échelle chronostratigraphique d'Odin & Odin (1992), le demi-cycle transgressif s'échelonne de 195,6 Ma à 189,3 Ma, soit sur une durée de 6,3 Ma. Le cycle régressif s'achèverait à 187,5 Ma et aurait donc duré 1,8 Ma.

En tant que surface isochrone majeure, de première inondation, délimitant le passage entre le demi-cycle régressif du Sinémurien et le demi-cycle transgressif du Pliensbachien, la surface P11 est diachrone sur la surface du bassin de Paris. Elle arrive plus tard sur toute la partie Ouest du bassin (fig.IV.24).

De même, la surface Pd4 n'est plus majeure à l'Ouest du bassin. Le maximum d'inondation (Pd4w1) arrive alors plus tôt : il est alors intra zone à margaritatus (fig.IV.30).

Il est parfois proposé un découpage de ce cycle mineur plienschbachien en deux cycles d'ordre inférieur: un cycle carixien dont la base serait défini par P11, le maximum d'inondation serait atteint au niveau de Pc2, base jamesoni (194,5 Ma) et la surface de maximum d'inondation supérieure serait base davoei, nommée Pc3 (191,9 Ma). On définirait un cycle domérien de Pc3 à Pd7, atteignant son maximum d'inondation au niveau de Pd4.

Cependant le tracé des cartes de vitesses de variations de l'accommodation correspondantes (P11- Pc2 (fig.IV.25) ; Pc2-Pc3 (fig.IV.26 et 27) ; Pc3-Pd4 (fig.IV.28)) nous ont montré la continuité du processus de création d'espace disponible à l'échelle du bassin de Paris, menant à ce maximum de rétrogradation au niveau de la surface au sommet de margaritatus (Pd4). Nous avons donc conclu qu'il n'était pas nécessaire de distinguer deux cycles d'ordre inférieur dans ce cycle mineur du Pliensbachien.

Biseaux stratigraphiques :

Le cycle Pliensbachien présente de nombreuses évidences de biseaux stratigraphiques. Le cycle transgressif peut être décomposé en une phase d'approfondissement (jusqu'à Pc2, base jamesoni) puis par une phase de diminution de profondeur (base davoei), suivie d'une très rapide augmentation de profondeur atteignant son maximum au niveau de Pd4. La phase de diminution de profondeur correspondant aux zones à jamesoni - ibex, présente un maximum d'épaisseur selon une direction NNE-SSW, avec des relations de downlap en direction de l'ESE et de toplap vers l'WNW.

Le cycle régressif plienschbachien présente des relations de downlap en direction du NE et des relations de toplap en direction de l'WNW, sur le môle de Grisy (à la verticale de Paris) et sur un domaine délimité au Nord et à l'Est par la faille de la Marne et à l'Ouest par la faille de St Martin de Bossenay.

Paléogéographie et cartographie des paléobathymétries et paléoaltitudes (fig.IV.17 a et b)

L'inondation du Pliensbachien conduit à l'installation d'un domaine marin dont les seules traces du littoral se trouvent au NW (shoreface). Plusieurs pôles de profondeur peuvent être individualisés sans présenter d'orientation préférentielle. Cet ensemble est franchement inondé dès la base du Domérien (zone à stochesi), le système évoluant alors peu à peu jusqu'au maximum de profondeur entre l'Ouest et l'Est du bassin.

La difficulté de tracer l'équivalent temps à l'Est de la surface d'inondation maximale majeure à l'Ouest (diachronisme de Pd4w1, voir plus haut), a conduit à la réalisation d'une carte des paléobathymétries et/ou paléoprofondeurs au niveau de la surface de maximum de transgression majeure de l'Est du bassin, c'est à dire au niveau de Pd4.

Les zones les moins profondes de la transgression plienschbachienne deviennent les zones les plus profondes à la fin de la transgression. De plus la paléogéographie est clairement orientée selon une direction subméridienne.

La phase régressive se traduit par le développement de deux plateformes carbonatées isolées, globalement orientée NS, légèrement diachrones, apparaissant d'Ouest en Est.

Les sédiments du demi-cycle transgressif sont des carbonates présentant une fraction silteuse non négligeable, ce qui n'est plus le cas des faciès régressifs du Pliensbachien, essentiellement constitués de carbonates.

Isopaques

Durant la phase transgressive de ce cycle mineur, les dépocentres sont bien contrastés. Le maximum d'épaisseur est localisé sur le bloc ardennais entre les failles de Bray et de Metz, sans marquer de direction préférentielle. Globalement sur toute la superficie du bassin, le demi-cycle transgressif du Pliensbachien est le plus épais des 8 demi-cycles mineurs distingués dans la sédimentation liasique du bassin de Paris. Les dépocentres majeurs sont de nouveau au Nord des accidents de Bray et Vittel. Les puissances sédimentaires peuvent atteindre 200 m. L'axe central du bassin entre les deux complexes de failles de Seine-Sud Loire et de Bray-St Martin de Bossenay est encore le lieu de deux dépocentres, cependant mineurs, à la verticale de Paris et de Corbeil sur Essone. Le dépocentre majeur individualisé au niveau de Bourges dès l'Hettangien a migré vers l'Est / Nord-Est. A la même position se trouve alors au Pliensbachien transgressif un minimum d'épaisseur sédimentaire. Si le basculement des géométries sédimentaires vers le Nord/Nord-Est est encore très net, une nouvelle distribution subméridienne apparaît à l'Est cette fois du complexe de failles de Bray - St Martin de Bossenay.

Les domaines à faible accumulation sont localisés en Sologne durant la phase régressive de ce cycle. Les épaisseurs maximales sont préservées toujours sur le domaine ardennais et sur le bloc de Grizy, dont l'orientation NE-SW à NNE-SSW apparaît clairement.

Accommodation

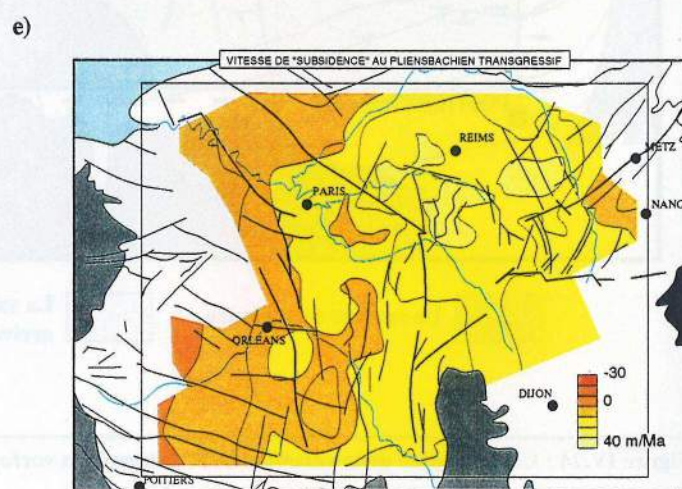
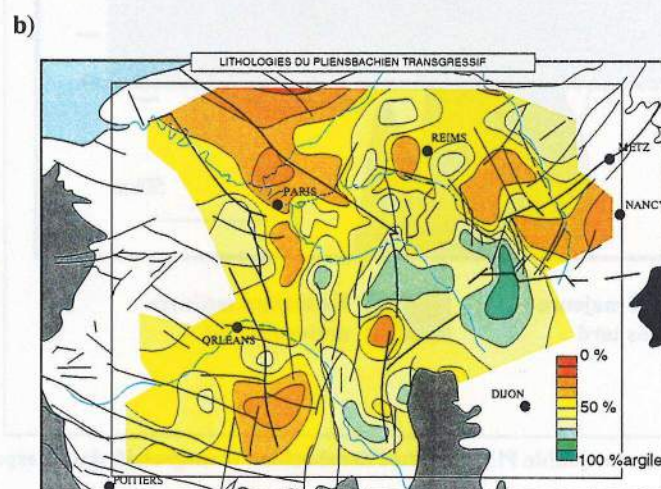
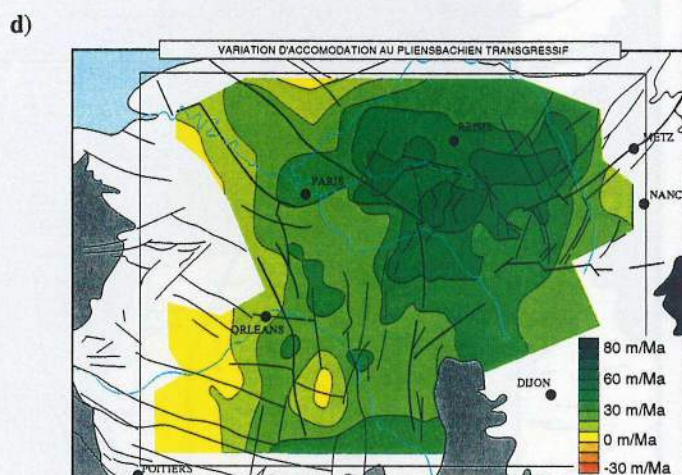
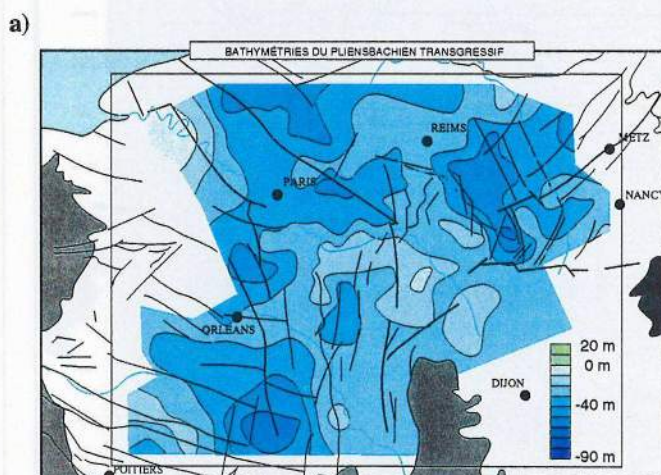
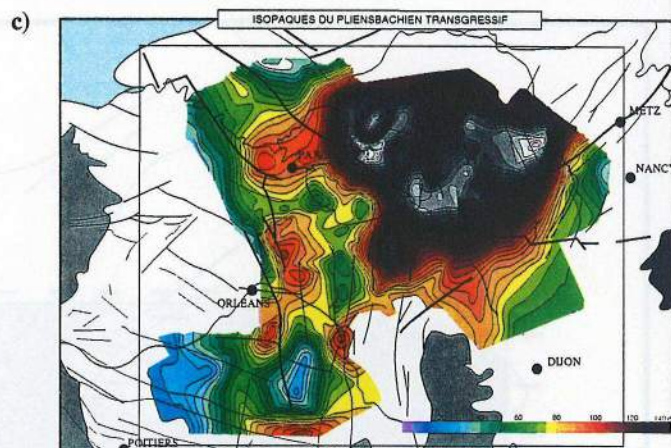
Le pliënsbachien transgressif est une période de création d'espace disponible à l'opposé du Pliënsbachien régressif qui présente des zones de suppression d'espace d'accommodation.

Durant le Pliënsbachien transgressif, la création d'espace disponible est essentiellement marquée au niveau du bloc ardennais. Les maxima se situent dans le secteur nord du bassin : les vitesses de variation de l'accommodation peuvent atteindre 40 m/Ma. Le bassin est basculé cette fois vers l'Est de part et d'autre de la direction subméridienne de l'accident de St Martin de Bossenay. Hormis la distribution de ces géométries de part et d'autre de cet accident de socle majeur, on note la grande homogénéité de cette carte de vitesse d'accommodation corrigée de l'isostasie, vis à vis des autres cartes précédemment observées. Les gradients de valeurs de vitesse d'accommodation sont faibles et constants.

Durant le Pliënsbachien régressif, les zones de suppression d'espace disponible sont localisées au centre de l'actuel bassin de Paris dans un secteur compris entre la faille de la Marne et la branche Nord de St Martin de Bossenay. Durant ce même Pliënsbachien régressif, le domaine ardennais demeure au niveau de la faille de Metz, une zone à forte création d'espace disponible. Cela permet d'enregistrer un vaste prisme progradant marquant cette phase régressive. Les quelques pôles qui se distinguent soit en surrection, soit en subsidence, sont très restreints géographiquement et restent dans la marge d'erreur associée à cette série de résultats. Aucun accident majeur ne semble motiver les géométries observées. Contrairement aux demi-cycles régressifs précédents, ce dernier ne semble pas être caractérisé par un comportant général du substratum du bassin de Paris en surrection.

Figure IV.23 : Le Pliensbachien transgressif du Bassin de Paris :

- a) Carte des paléobathymétries.
- b) Carte des lithologies.
- c) Carte des isopaques.
- d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation.
- e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de l'isostasie.



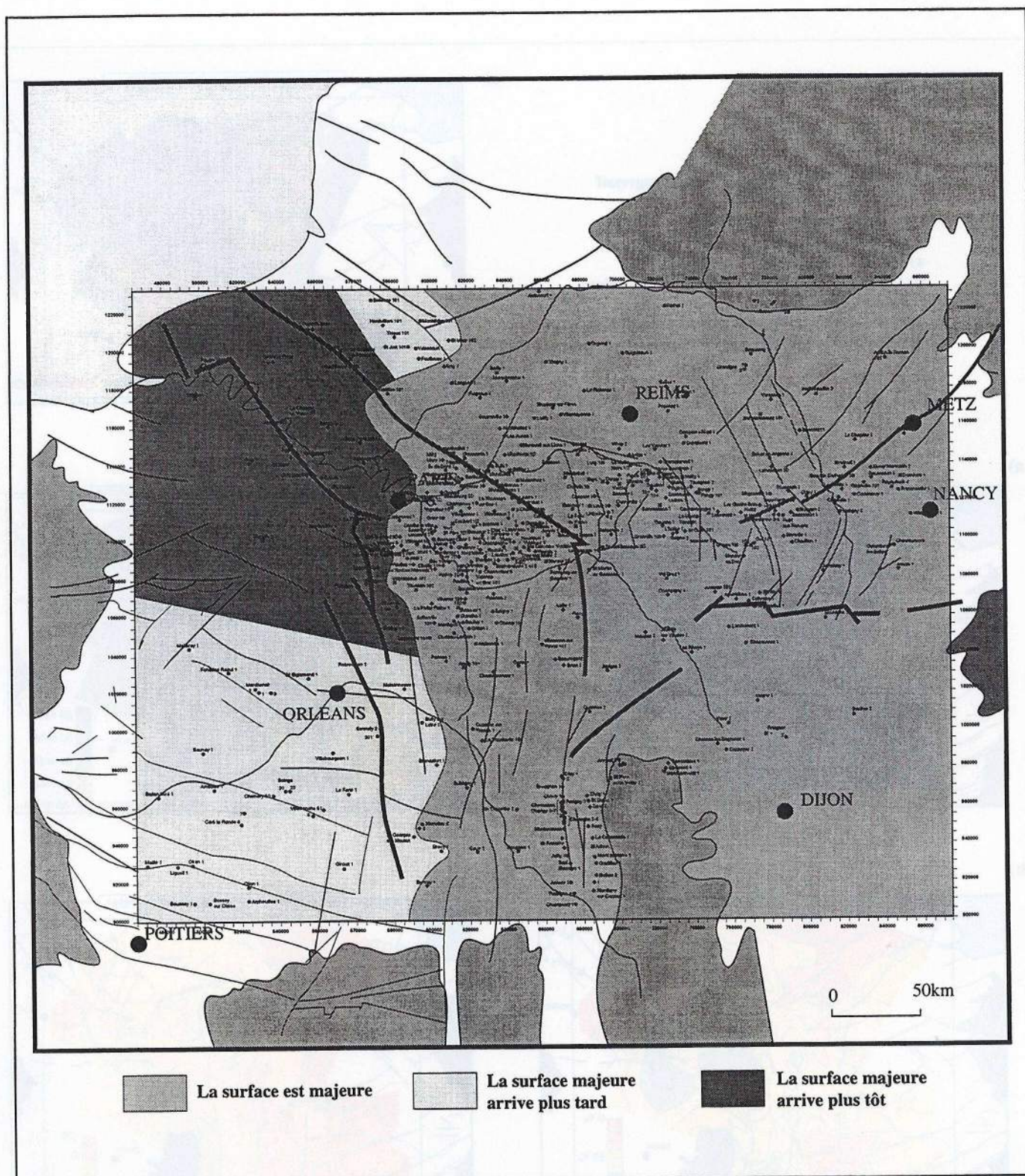


Figure IV.24 : Cartographie de la variation de la nature de la surface remarquable P11 (base du Pliensbachien transgressif) dans l'espace.

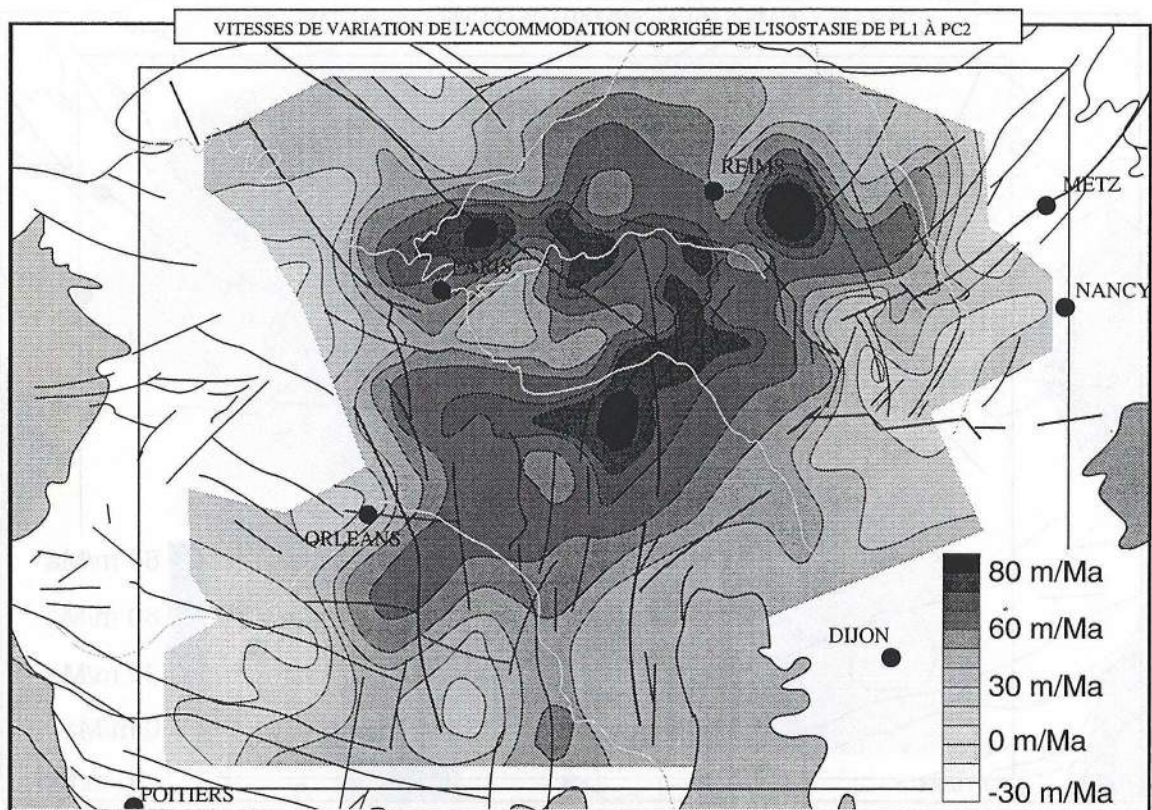


Figure IV.25 : Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire de P11 à Pc2.

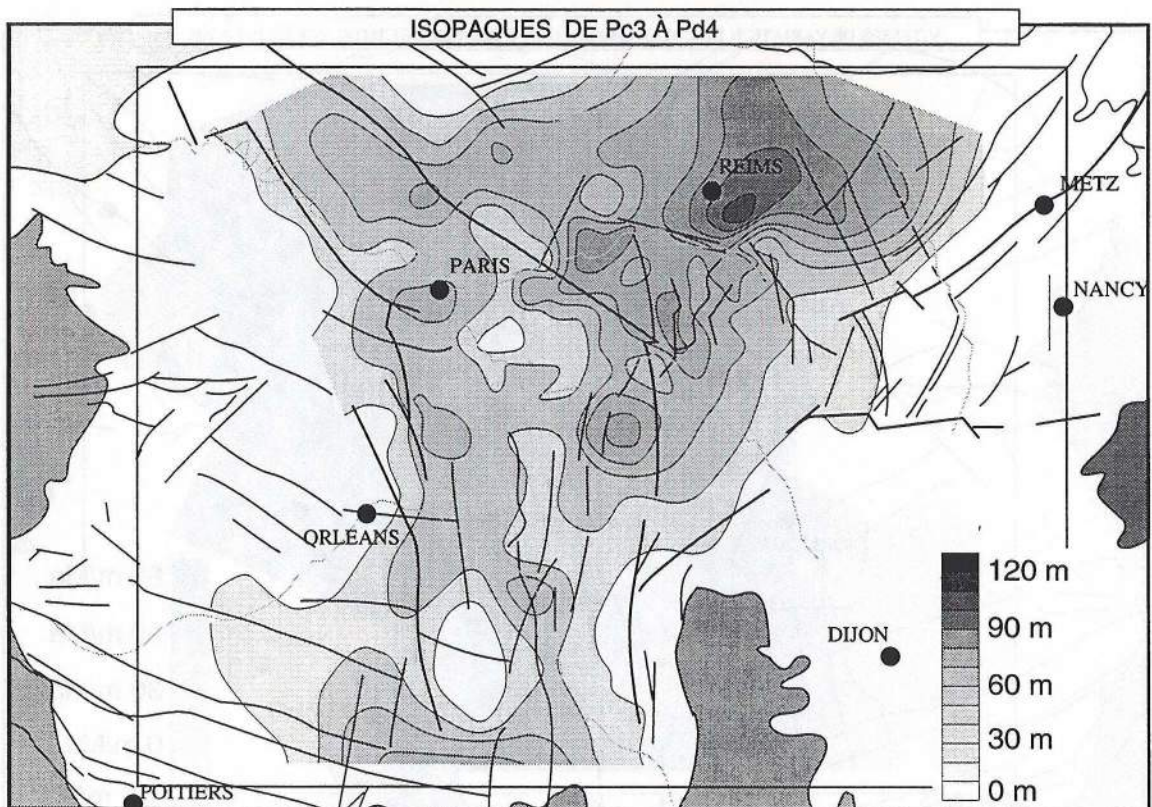


Figure IV.26 : Carte des isopaques de Pc2 à Pc3.

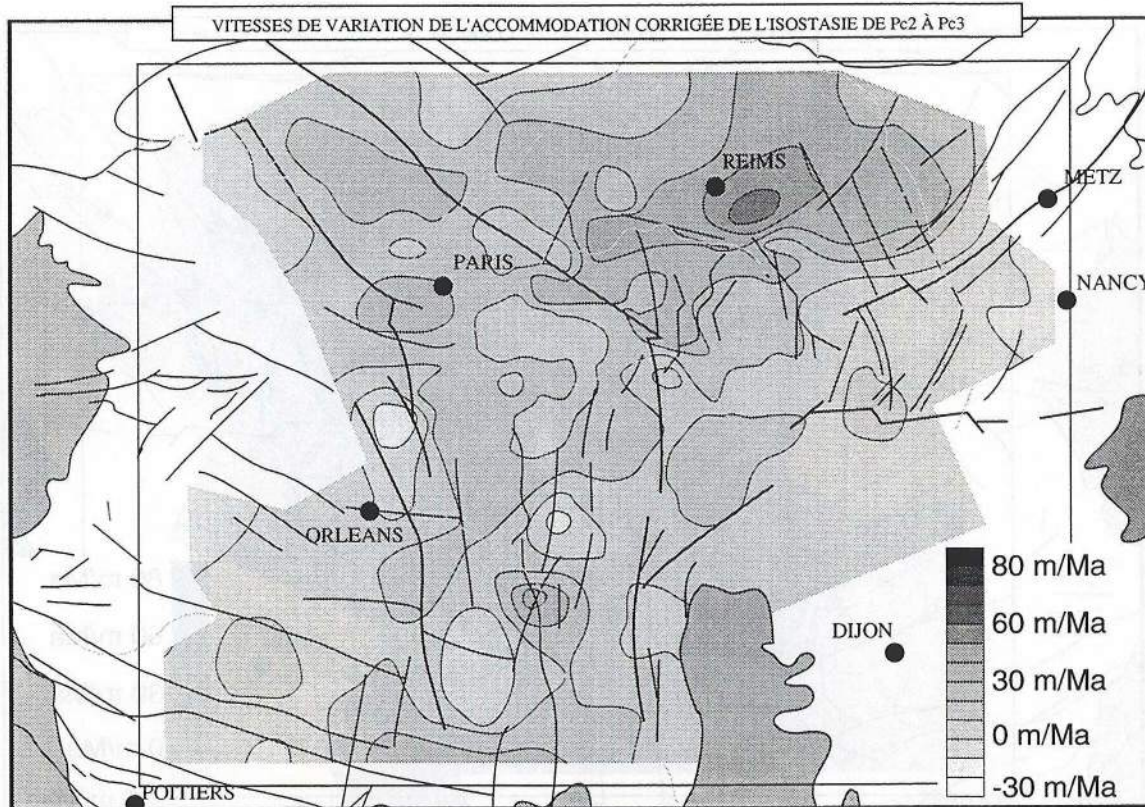


Figure IV.27 : Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire de Pc2 à Pc3.

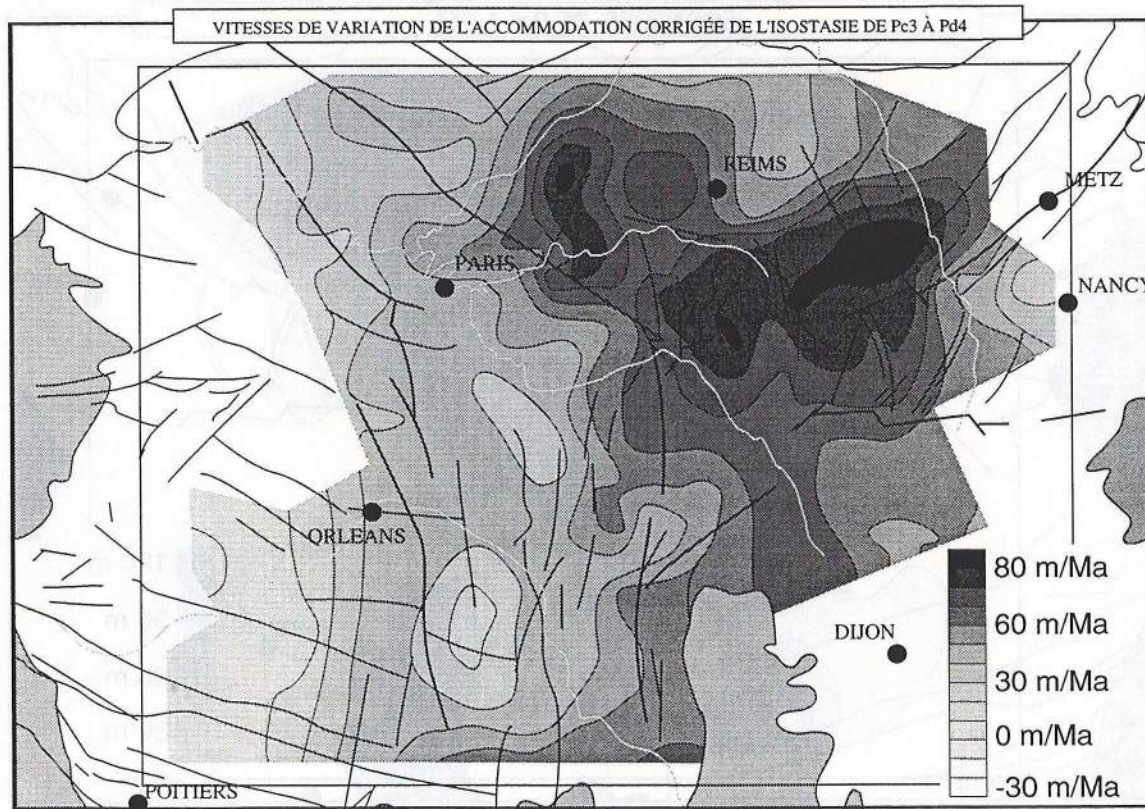
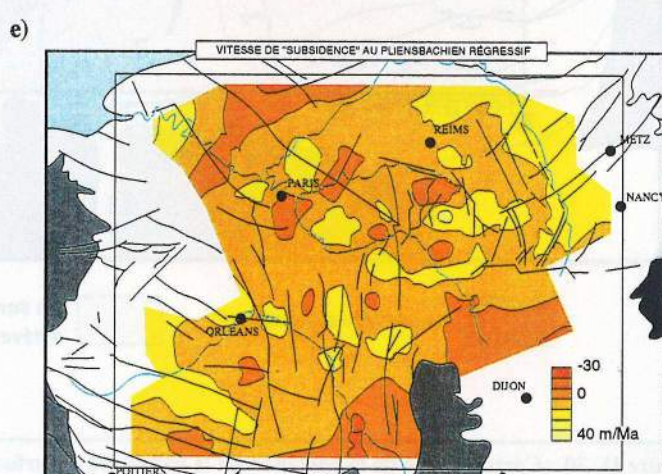
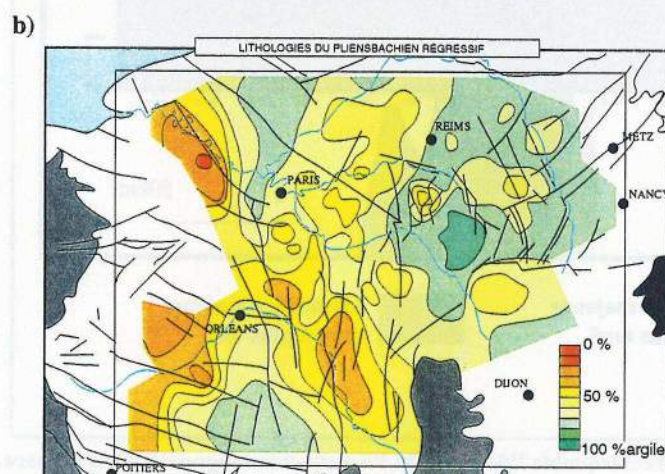
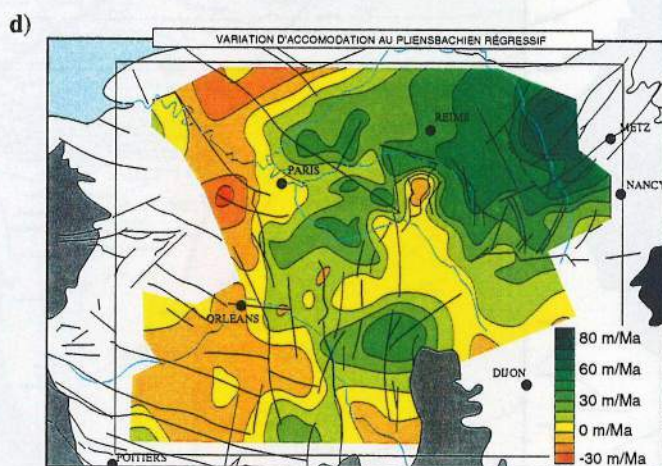
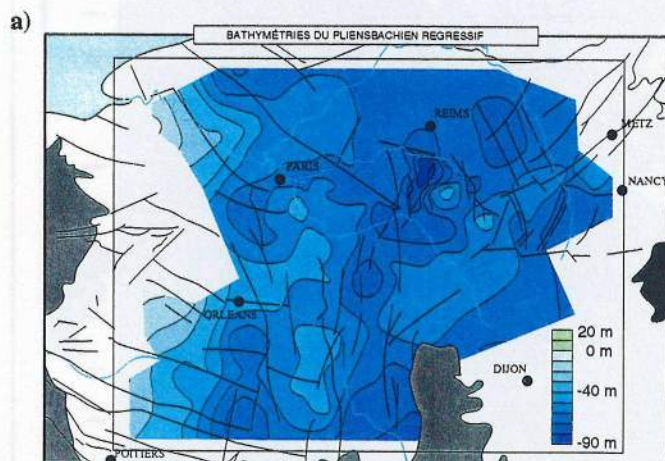
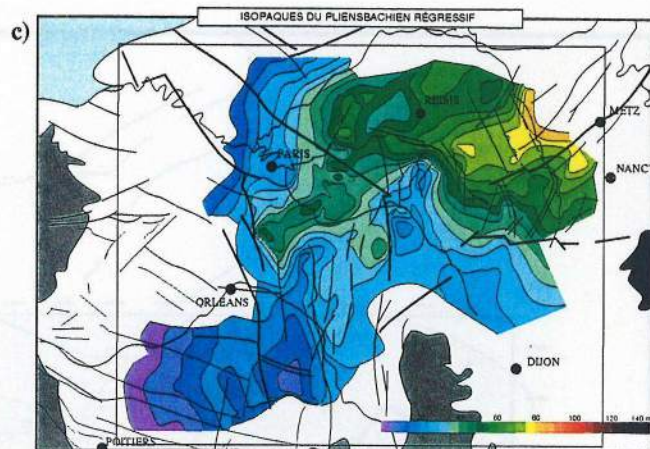


Figure IV.28 : Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire de Pc3 à Pd4.

Figure IV.29 : Le Pliensbachien régressif du Bassin de Paris :

- a) Carte des paléobathymétries.
- b) Carte des lithologies.
- c) Carte des isopaques.
- d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation.
- e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de l'isostasie.



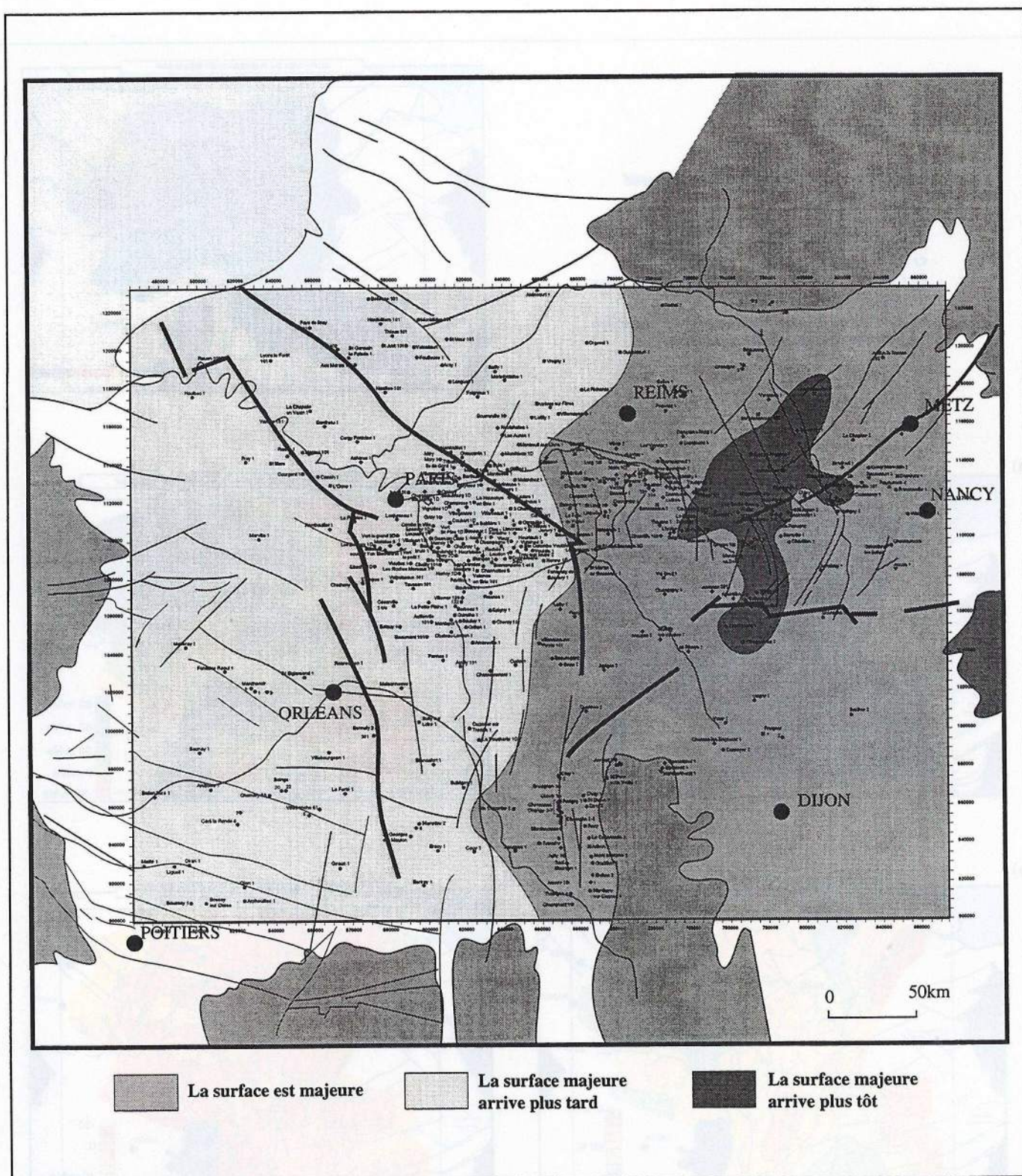


Figure IV.30 : Cartographie de la variation de la nature de la surface remarquable Pd4 (base du Pliensbachien régressif) dans l'espace.

2.2. Le cycle mineur du Toarcien (fig.IV.31 et 32).

Âges :

Biostratigraphie :

Le demi-cycle transgressif du Toarcien (de la surface de première inondation Pd7 à la surface d'inondation maximale T2, à la limite *falciferum/bifrons*) correspond aux zones à *tenuicostatum*, *serpentinus* et *falciferum*. Le demi-cycle régressif (de la surface T2 à la surface de non-conformité T4, *intra opalinum*) correspond aux zones à *variabilis*, *thouarsense*, *pseudoradiosa* et *aalensis* (voir annexe 1).

Chronostratigraphie :

Par calage sur l'échelle chronostratigraphique d'Odin & Odin (1992), le demi-cycle transgressif s'échelonne de 187,5 Ma à 186,3 Ma, soit une durée de 1,2 Ma. Le demi-cycle régressif s'achève à 182,6 Ma, il dure donc 3,7 Ma. Ce dernier demi-cycle régressif est le seul des quatre demi-cycles régressifs mineurs individualisés dans la sédimentation liasique du bassin de Paris, de durée plus longue que celle de leurs demi-cycles transgressifs correspondants. Il constitue à lui-seul l'ensemble de la phase régressive du sous-système Lias.

Biseaux stratigraphiques :

Le cycle Toarcien est délimité au sommet par une discordance érosive bien marquée à l'ONO du bassin et à l'ESE. Ce processus résulte de l'érosion d'un synforme de direction NNE-SSW. Le cycle transgressif présente de nombreux biseaux de type onlap au niveau du môle de Grisy et au niveau de la branche SE de la faille de la Marne.

Paléogéographie et cartographie des paléobathymétries et paléoaltitudes (fig.IV.17 c et d):

C'est la période où la profondeur est la plus forte et où les faciès sont les plus homogènes. Aucune marge au bassin ne peut être identifiée dans le cadre géographique actuel du bassin. Les faciès d'offshore inférieur, alors majoritaires, occupent toute la partie centrale du bassin, ainsi que le secteur nord-est. Les bathymétries très importantes, en moyenne de plus de 60 m, peuvent atteindre 100 m.

La transgression toarcienne conduit à l'ennoiment des deux plate-formes carbonatées précédemment décrites, dont l'effet topographique est nette sur la carte des paléobathymétries. C'est à leur niveau que se produisent les onlaps précédemment mis en évidence. La paléogéographie sécante sur les directions structurales est orientée NNE-SSW. Le paroxysme de profondeur de tout le cycle majeur du Lias est atteint à la fin de cette transgression (limite *falciferum* - *bifrons*). Plusieurs aires de maxima de profondeur peuvent être identifiées : elles sont globalement orientées NE-SW.

La phase transgressive de ce cycle est essentiellement constituée de niveaux riches en matière organique avec quelques bancs carbonatés constants, marqués par les Schistes Cartons. La phase régressive est essentiellement constituée d'argiles s'enrichissant vers le haut en carbonates et en particules terrigènes silto-sableuses.

Isopaques

Les isopaques de la phase transgressive du cycle "Toarcien" traduisent la disposition en onlap des sédiments accumulés et ce d'autant plus que l'épaisseur des dépôts préservés est faible. La carte des isopaques du demi-cycle régressif du Toarcien est une carte résiduelle qui intègre les variations d'épaisseurs syndépôt et la déformation intra-aalénienne. La comparaison de la carte des isopaques totales de ce demi-cycle régressif toarcien et de la carte des isopaques entre T2 et une surface à la limite des zones *thouarsense* - *levesquei* (T3, à 182,9 Ma) (fig.IV.33) nous montre que l'orientation préférentielle des dépocentres selon un axe subméridien est bien acquise durant le demi-cycle régressif, avant la déformation intra-aalénienne. Le bassin est alors entré dans une phase de flexuration généralisée, à l'échelle du millier de kilomètres. Les gradients

d'épaisseur sédimentaire, très forts, convergent tous vers l'axe central du bassin, défini le long des accidents de Chateau Thierry - St Martin de Bossenay, de direction subméridienne. Les isopaques présentent cependant une légère déflexion vers le même secteur nord-est défini précédemment, le long d'une direction N60, au Nord des accidents de Bray et de Metz.

Accommodation

Le toarcien transgressif est une période de forte création d'espace disponible, processus qui perdure durant le Toarcien régressif à l'exception du NW du bassin.

Durant le Toarcien transgressif, les zones de création maximale d'espace disponible sont localisées au Nord de la faille de Metz et entre les failles de Seine et de Bray. Les taux, tous positifs, sont les plus forts observés depuis l'Hettangien, de l'ordre de 70 m/Ma pour les variations de l'accommodation et de 30 m/Ma pour l'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire. La direction subméridienne n'est que faiblement marquée alors que la direction N60 et la différence de comportement du bassin de part et d'autre des accidents de Bray-Vittel est très nette.

Durant le Toarcien régressif, les zones de création d'espace disponible sont au niveau du bloc avernovosgien et de la zone de confluence des failles de Bray et de St Martin de Bossenay. Cependant la carte des vitesses de variation de l'accommodation entre T3T4 (fig.IV.34) nous montre tout de même un bassin en brutale surrection permettant l'enregistrement de la surface de non-conformité commune à l'ensemble du bassin, au Toarcien sommital. L'accommodation y est globalement négative avec des valeurs jamais atteintes auparavant (jusqu'à -100m/Ma).

Les cartes de paléogéographie, de lithologies et de paléobathymétries n'ont pas été dessinées pour cette surface sommitale diachrone du Lias. Pour les besoins de la méthode, les lithologies ont été considérées comme constantes à partir de la surface de maximum d'inondation sur tout le demi-cycle régressif et les bathymétries ont été considérées nulles au niveau de cette surface de non-conformité intra opalinum.

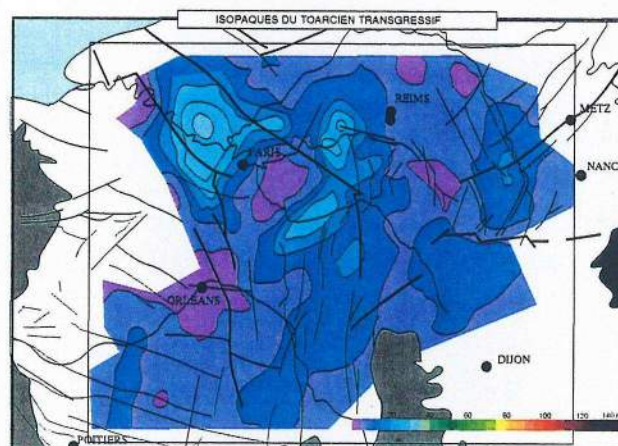
CONCLUSION :

L'application des méthodes de corrélation haute résolution à 380 puits du bassin de Paris, a permis (1) de reconstituer l'histoire géologique du bassin et (2) de mesurer les variations d'accommodation en trois dimensions.

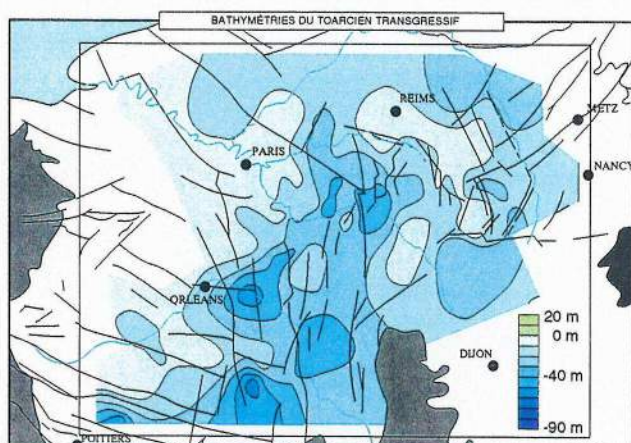
Quatre cycles significatifs de variations du niveau relatif de la mer, donc d'origine eustatique ou tectonique, ont été individualisés. Ils correspondent à une zone d'ammonites près, aux limites d'étages géologiques, tels que les avait défini, il y a plus de 150 ans, Alcide d'Orbigny.

Figure IV.31 : Le Toarcien transgressif du Bassin de Paris :
a) Carte des paléobathymétries.
b) Carte des lithologies.
c) Carte des isopaques.
d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation.
e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de l'isostasie.

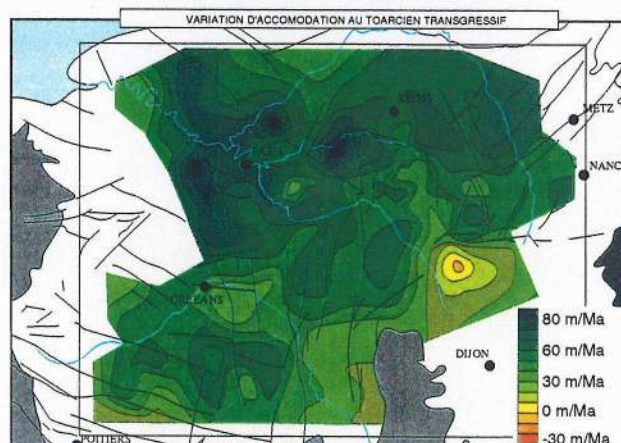
c)



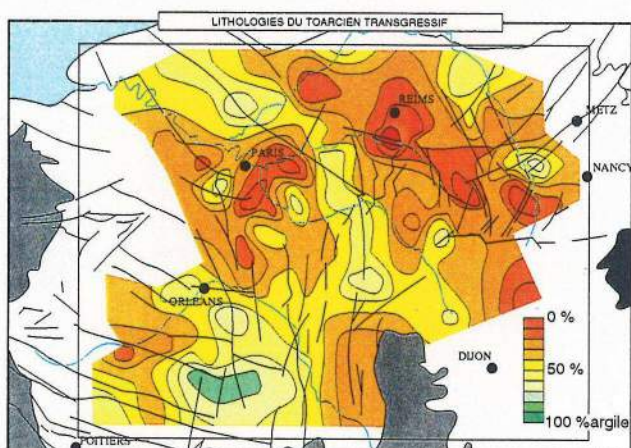
a)



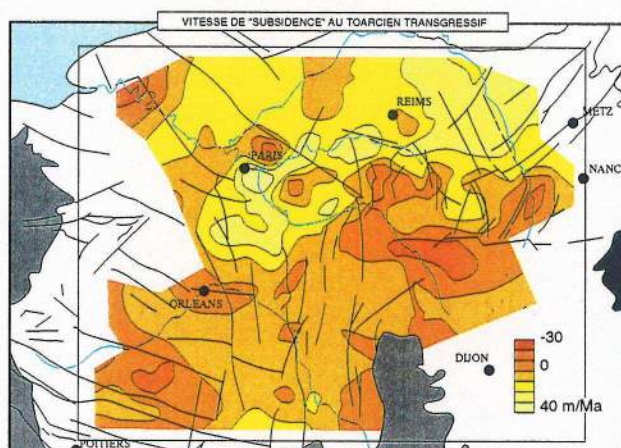
d)



b)



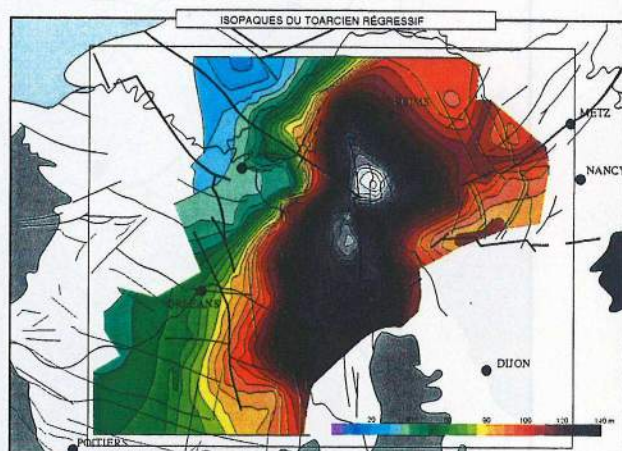
e)



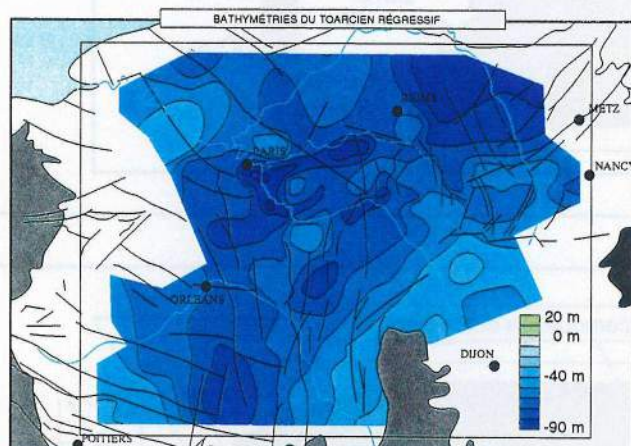
**Figure IV.32 : Le Toarcien régressif
du Bassin de Paris :**

- a) Carte des paléobathymétries.
- b) Carte des lithologies.
- c) Carte des isopaques.
- d) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation.
- e) Carte des isovaleurs de vitesse de variation d'accommodation corrigée de l'isostasie.

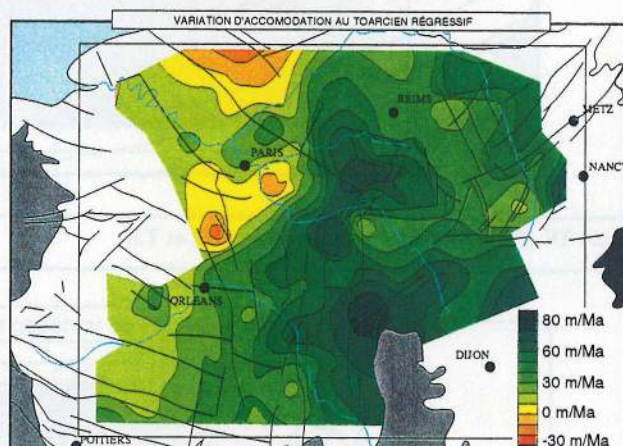
c)



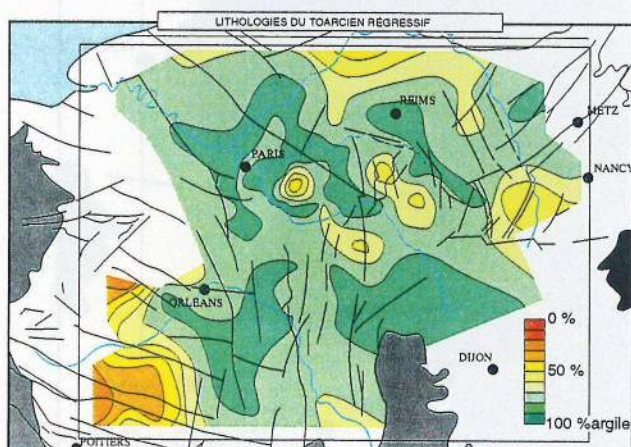
a)



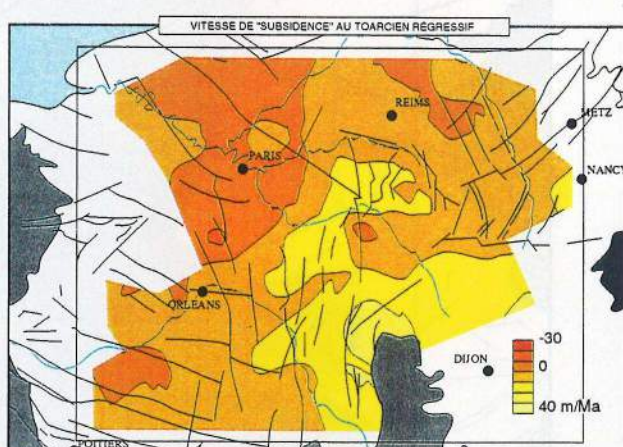
d)



b)



e)



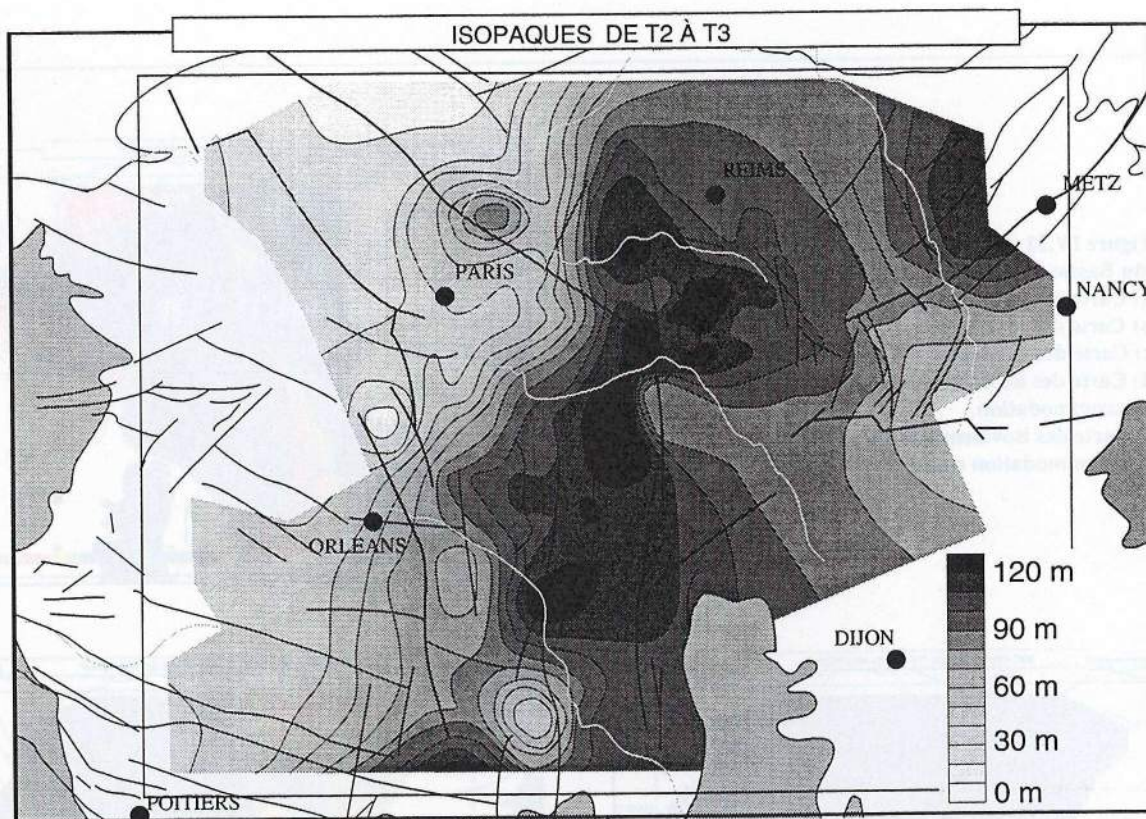


Figure IV.33 : Carte des isopaques entre T2 et T3.

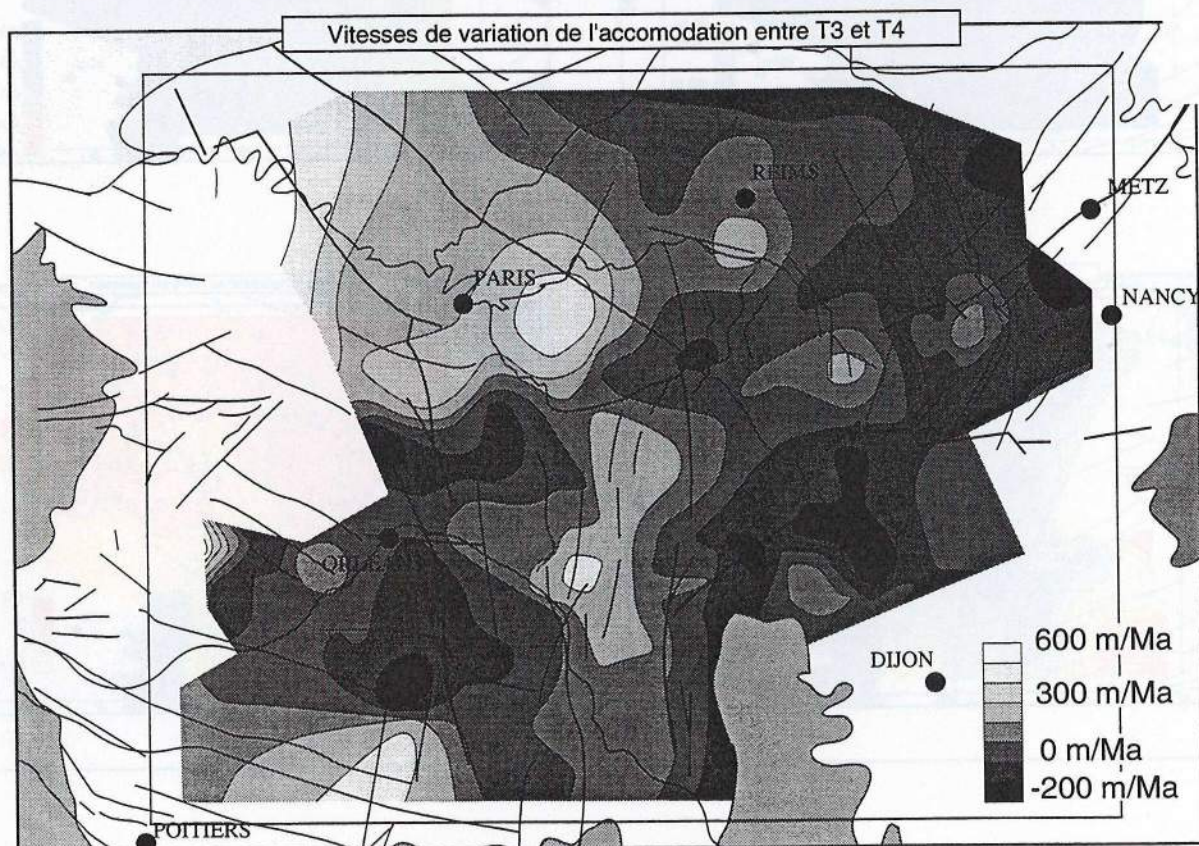


Figure IV.34 : Carte des vitesses de variation de l'accommodation entre T3 (surface de non-conformité du demi-cycle régressif du Toarcien) et T4 (surface sommitale érosive du Lias).

Chapitre V

MESURE ET NATURE DU CONTRÔLE TECTONIQUE DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU LIAS DU BASSIN DE PARIS

A. MESURE TRIDIMENSIONNELLE DES FACTEURS EUSTATIQUE ET TECTONIQUE.

1. Vérification de la nature tectonique des cycles transgressifs - régressifs mineurs.
2. Mesure de la composante eustatique à l'échelle de l'étage.
3. Échelles spatiales du contrôle tectonique.
 - 3.1. Distribution spatiale des variations d'accommodation.
 - 3.2. Contrôle du profil de dépôt.
 - 3.3. Variations dans le temps des différentes échelles de contrôle tectonique.

B. NATURE DU CONTRÔLE TECTONIQUE.

1. Les éléments d'un modèle tectonique.
2. Les modèles tectoniques existants peuvent-ils rendre compte de l'évolution liasique du bassin de Paris?
3. Calendrier de l'évolution géodynamique de la marge N-W téthysienne : comparaison avec le bassin de Paris.
 - 3.1. Grands traits de l'évolution géodynamique de la téthys durant le Méso-Cénozoïque.
 - 3.2. Évolution géodynamique de la phase de rifting.
 - 3.3. Comparaison avec le bassin de Paris.
4. Un modèle d'évolution tectonique du bassin de Paris au Lias.

C. RETOUR À L'INFORMATION STRATIGRAPHIQUE.

1. Concept de saut de surface remarquable : tectonique versus flux sédimentaire.
2. Partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires.
3. Distorsion du signal sédimentaire.
4. Contrôle de la production carbonatée.

Chapitre V

MESURE ET NATURE DU CONTRÔLE TECTONIQUE DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU LIAS DU BASSIN DE PARIS

Le contrôle tectonique exercé des séquences de dépôts a été démontré à des échelles de temps de l'ordre de 10 à 40 Ma. La question posée dans ce chapitre est de savoir si la tectonique génère des séquences de dépôts à des échelles de temps de durée inférieure à 10-40 Ma, c'est-à-dire correspondant aux cycles transgressifs-régressifs mineurs mis en évidence dans le chapitre précédent. Au delà de cette question, il s'agit de proposer un modèle d'évolution géodynamique d'un bassin intracratonique à des échelles de temps de l'ordre de l'étage, en ayant, au préalable, extrait le signal eustatique.

A. MESURE TRIDIMENSIONNELLE DES FACTEURS EUSTATIQUE ET TECTONIQUE

1. Vérification de la nature tectonique des cycles transgressifs - régressifs mineurs

L'eustatisme est par définition de nature globale. Il est donc uniquement fonction du temps. Il induira donc, pour un intervalle de temps donné, des variations de l'accommodation uniformes sur toute la superficie du bassin.

Les contrôles tectoniques varient, par contre, en fonction du temps et de l'espace. Ils induiront alors, pour un intervalle de temps donné, des variations différentielles de l'accommodation dans l'espace.

Les cartes de vitesses de variations de l'accommodation, corrigées des effets de la subsidence gravitaire et calculées pour chacun des huit demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs du Lias, ne sont pas homogènes dans l'espace : elles présentent des hétérogénéités de valeurs et de sens (zones localement positives ou négatives, gradients plus ou moins marqués). Un contrôle tectonique de l'accommodation et donc des séquences de dépôts au sein du bassin est alors indéniable.

Ainsi les demi-cycles transgressifs sont caractérisés par des vitesses de variations d'accommodation globalement positives et donc par une tendance générale à la création d'espace d'accommodation. Par contre, les demi-cycles régressifs sont la traduction de vitesses d'accommodation globalement négatives, enregistrant un régime structural globalement en surrection.

Un intervalle échappe à ce principe : le demi-cycle régressif du Pliensbachien (fig.IV.29). Pour ce dernier, la carte des vitesses de variations de l'accommodation, corrigée de la subsidence gravitaire ne superpose pas à la carte des vitesses de variations de l'accommodation brute. La subsidence gravitaire induite par la compaction différentielle des séries sous-jacentes a donc un rôle important dans la création d'espace disponible à la sédimentation durant cette période. Les bonnes corrélations entre la carte d'accommodation et la carte paléogéographique initiale de ce cycle ainsi qu'avec la carte des lithologies du Pliensbachien transgressif soulignent également que la création d'espace disponible est due à un phénomène de subsidence gravitaire et plus précisément à la compaction différentielle des calcaires et argiles sous-jacentes. Ces dernières sont préservées sous de fortes épaisseurs, durant le demi-cycle transgressif précédent (fig.IV.23). La carte des vitesses de variation d'accommodation corrigées de la subsidence gravitaire, est alors globalement nulle et non négative : l'activité tectonique est alors négligeable. La régression est due à la troisième composante du contrôle stratigraphique : des apports sédimentaires qui sont alors plus importants.

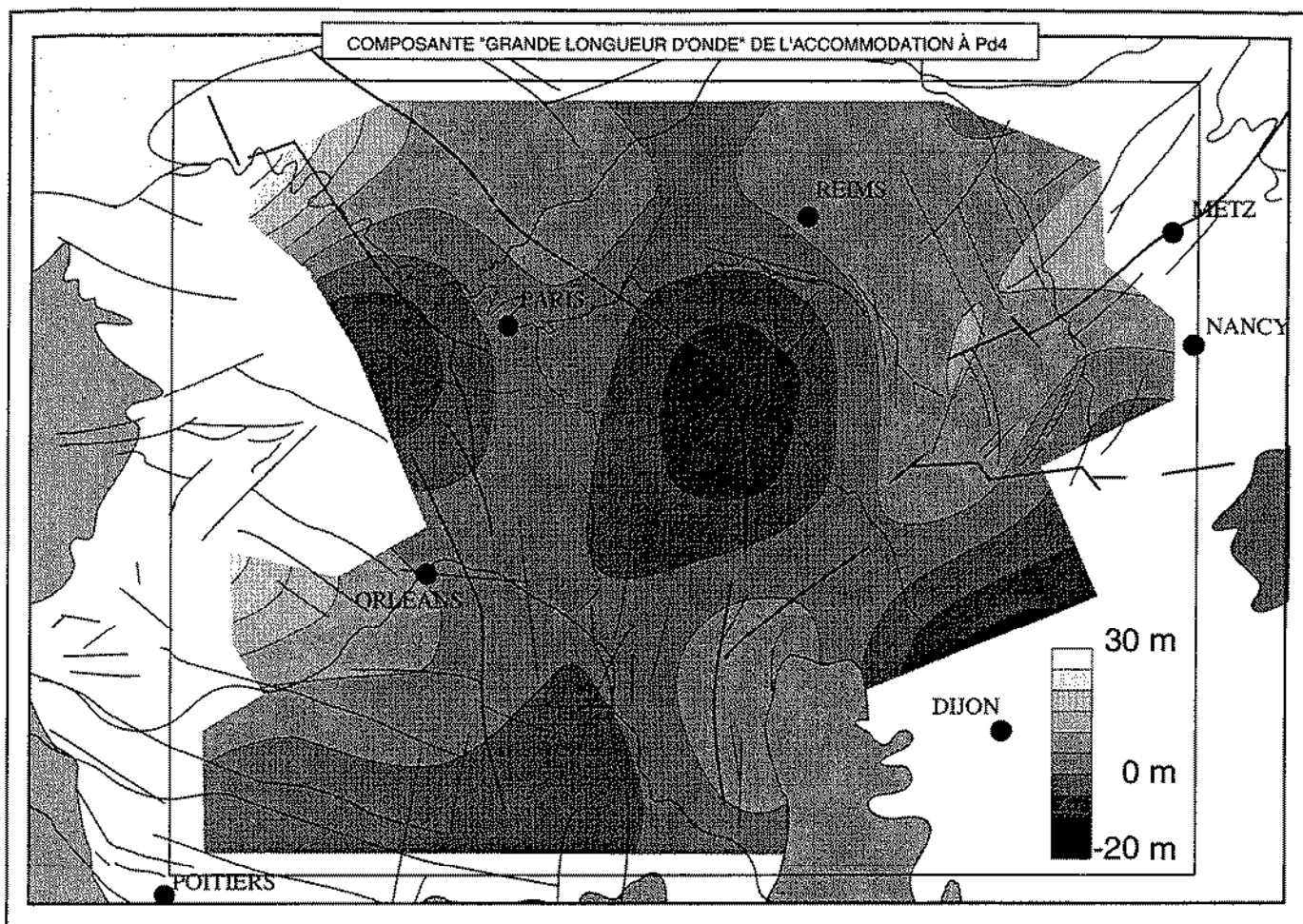


Figure V.1 : Exemple d'une composante "grande longueur d'onde" des valeurs de l'accommodation : exemple du demi-cycle régressif mineur du Pliensbachien (de Pd4 à Pd7).

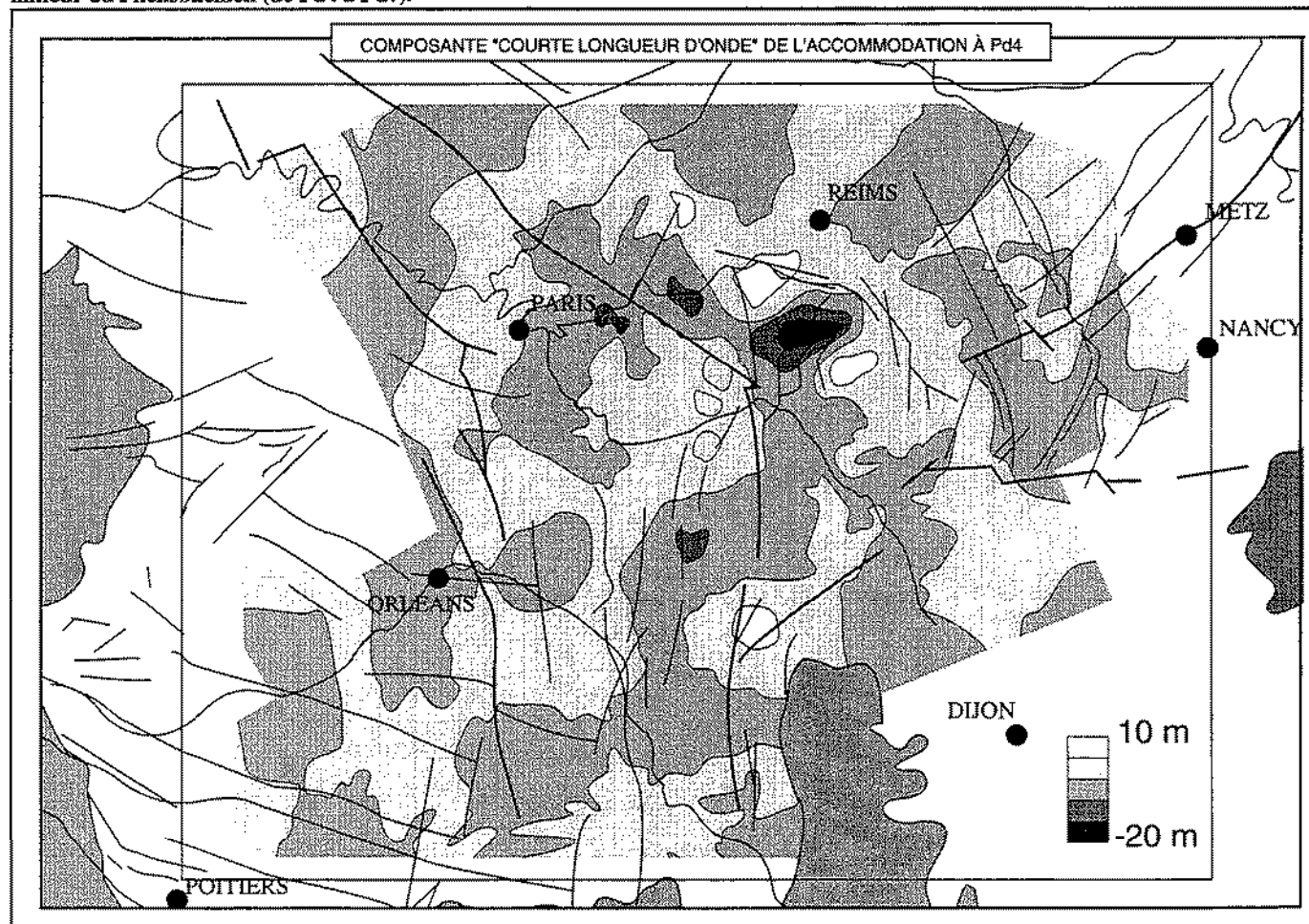


Figure V.2 : Exemple d'une composante "courte longueur d'onde" des valeurs de l'accommodation : exemple du demi-cycle régressif mineur du Pliensbachien (de Pd4 à Pd7).

D'une manière générale, la bonne superposition des cartes d'accommodation brute et d'accommodation corrigée du poids des sédiments et de la tranche d'eau, indique que ce facteur est mineur pour le reste de l'enregistrement stratigraphique du Lias du bassin de Paris. Le rôle de la compaction n'est cependant pas négligeable dans la création d'espace disponible à la sédimentation, mais il intervient d'une manière homogène sur l'ensemble du bassin de Paris au cours du Lias. Ceci est dû aux lithologies relativement homogènes et aux épaisseurs sédimentaires accumulées relativement faibles. Il n'en sera pas nécessairement de même dans d'autres types de bassins.

Les demi-cycles transgressifs régressifs à l'échelle de 1-5 Ma sont donc essentiellement d'origine tectonique, enregistrant des déformations à l'échelle du substratum de tout le bassin de Paris au Lias (contrôle tectonique de grande longueur d'onde).

2. Mesure de la composante eustatique à l'échelle de l'étage

Principe

La variation du niveau marin relatif ou accommodation est la somme des variables tectonique et eustatique (voir chapitre I).

L'eustatisme est par définition de nature globale. Il est donc fonction uniquement du temps. Les contrôles tectoniques varient par contre en fonction du temps et de l'espace. On peut alors décomposer un signal de variation d'accommodation tridimensionnel en deux composantes:

- un dénominateur commun à chaque instant donné, constant à l'échelle du bassin étudié et variant avec le temps. Sa nature est essentiellement eustatique mais elle peut comprendre une éventuelle composante tectonique à très grande échelle, dont la longueur d'onde serait supérieure à la taille du domaine étudié.
- un différentiel de variation d'accommodation, nécessairement de nature tectonique en vertu de l'énoncé précédent.

Remarque 1 :

Les calculs ont été effectués sur les cartes de variations d'accommodation corrigées des effets de la subsidence gravitaire (ou isostasie). Le choix d'utiliser des cartes de vitesses a été motivé pour s'affranchir de l'influence des durées hétérogènes des huit demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs, individualisés dans l'enregistrement sédimentaire du Lias du bassin de Paris. Le facteur "accommodation corrigée de l'effet de charge" est le paramètre se rapprochant au mieux d'une mesure de la subsidence tectonique.

Remarque 2 :

Il subsiste cependant un facteur limitant à cette méthode de détermination du facteur commun "eustatique" : si les valeurs de vitesse de variations d'accommodation sont toutes négatives, cette méthode ne peut pas alors déterminer une éventuelle valeur positive de la variation "eustatique". Cette méthode déterminera alors la plus petite valeur négative commune.

Méthode

Pour chacun des demi-cycles mineurs étudiés, un filtre gaussien 2D large bande a été appliqué à chacune des cartes de variation d'accommodation obtenues. Ce filtre gaussien a été choisi pour conserver du signal d'accommodation initial, toutes les composantes dont la demi-période dans l'espace est supérieure ou égale à 150 km, sachant que les sous-domaines structuraux individualisés dans le bassin de Paris présentent une largeur moyenne de l'ordre de la centaine de kilomètres (voir chapitre III). Par soustraction de la carte résultante du filtrage à la carte de données initiale, une carte des variations d'accommodation "petite longueur d'onde" est obtenue (fig.V.1 et 2).

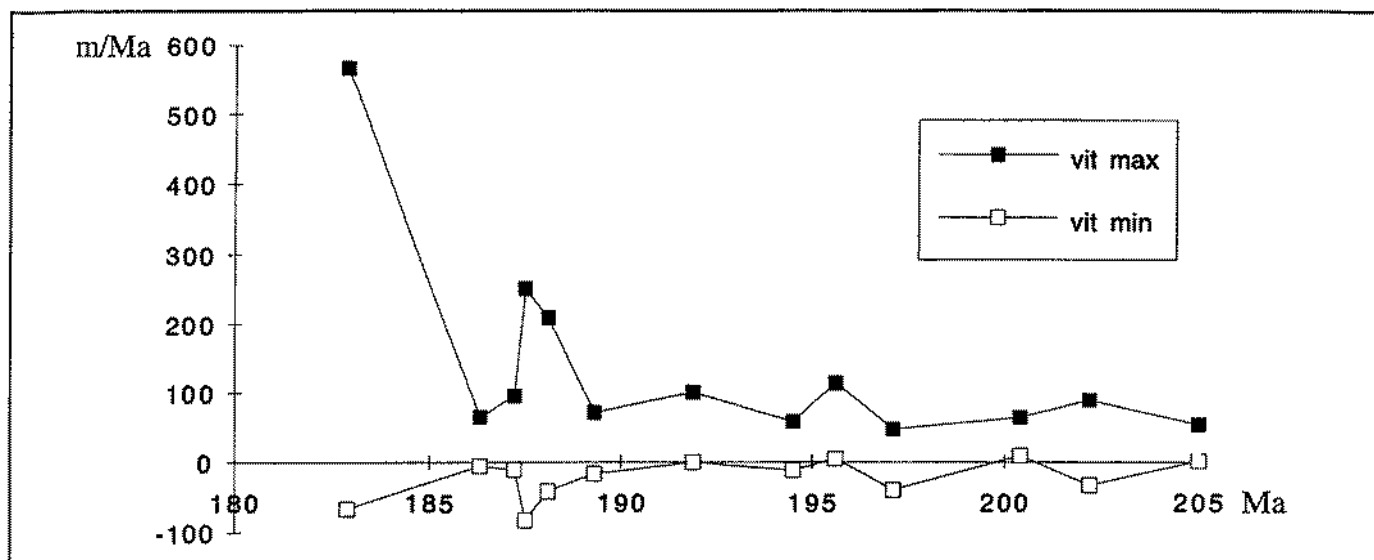


Figure V.3 : Variations au cours du temps des extremas des cartes de vitesse de variation d'accommodation pour chacun des intervalles stratigraphiques individualisés.

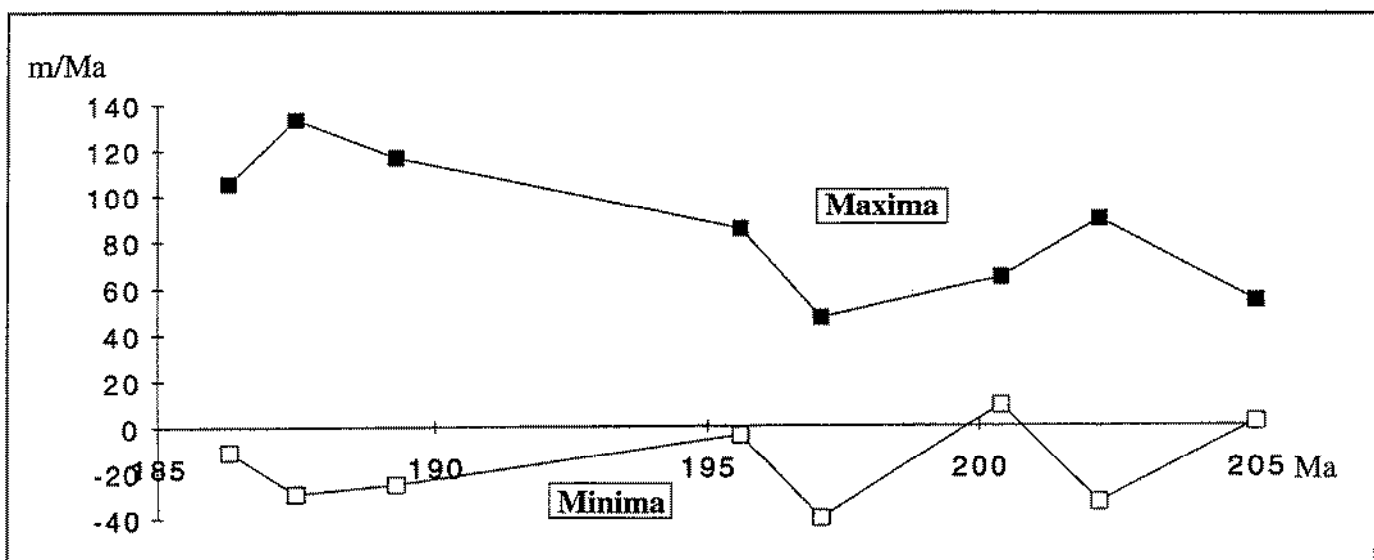


Figure V.4 : Variations au cours du temps des extremas des cartes de vitesse de variation d'accommodation pour chacun des demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs du Lias.

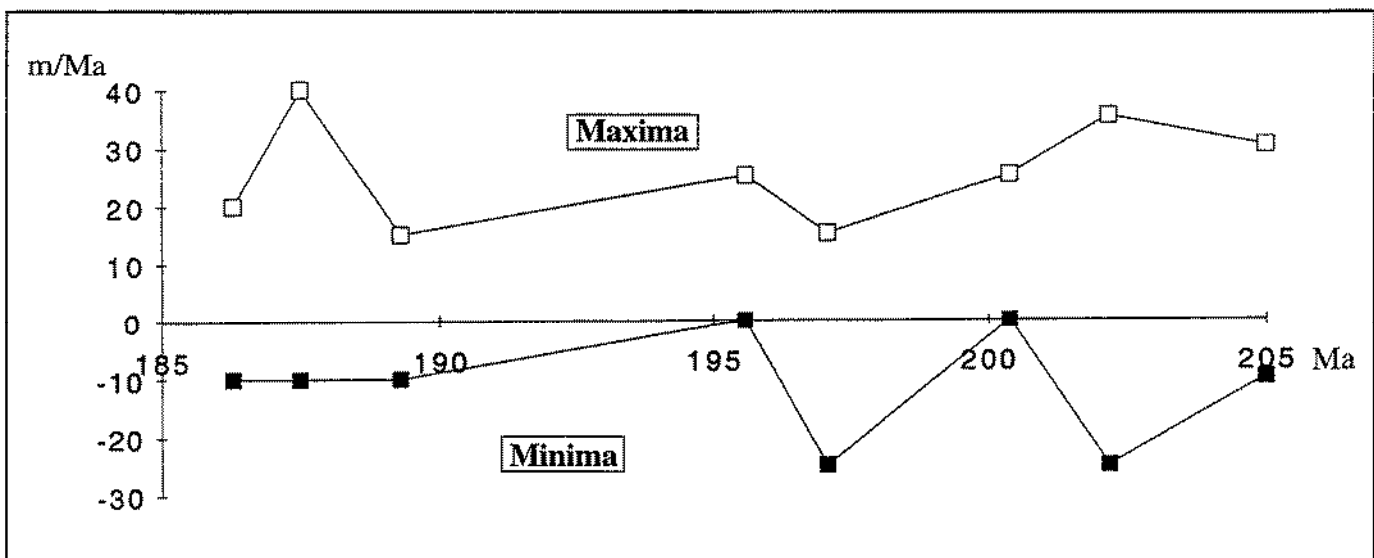


Figure V.5 : Variations des extremas des cartes de vitesses d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire au cours du temps pour chacun des demi-cycles transgressifs régressifs mineurs du Lias.

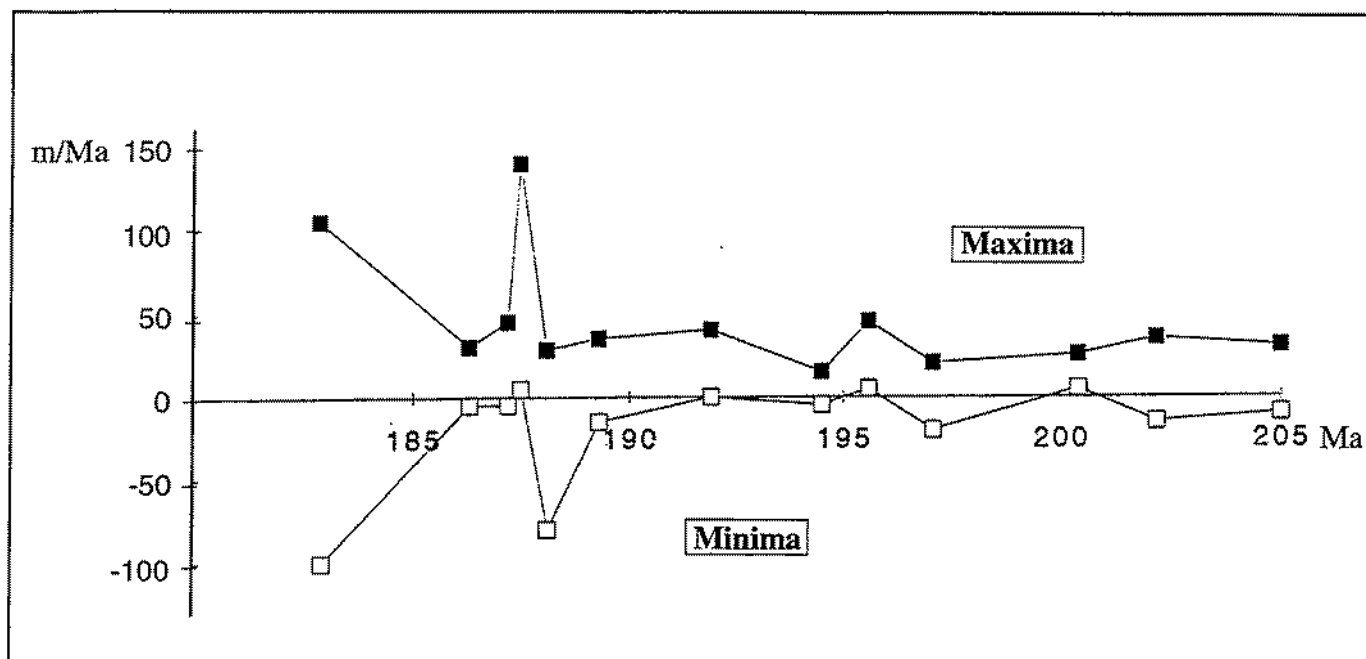


Figure V.6 : Variations au cours du temps des extremas des cartes "grande longueur d'onde" des vitesses de variation d'accommodation pour chacun des demi-cycles transgressifs -régressifs mineurs du Lias.

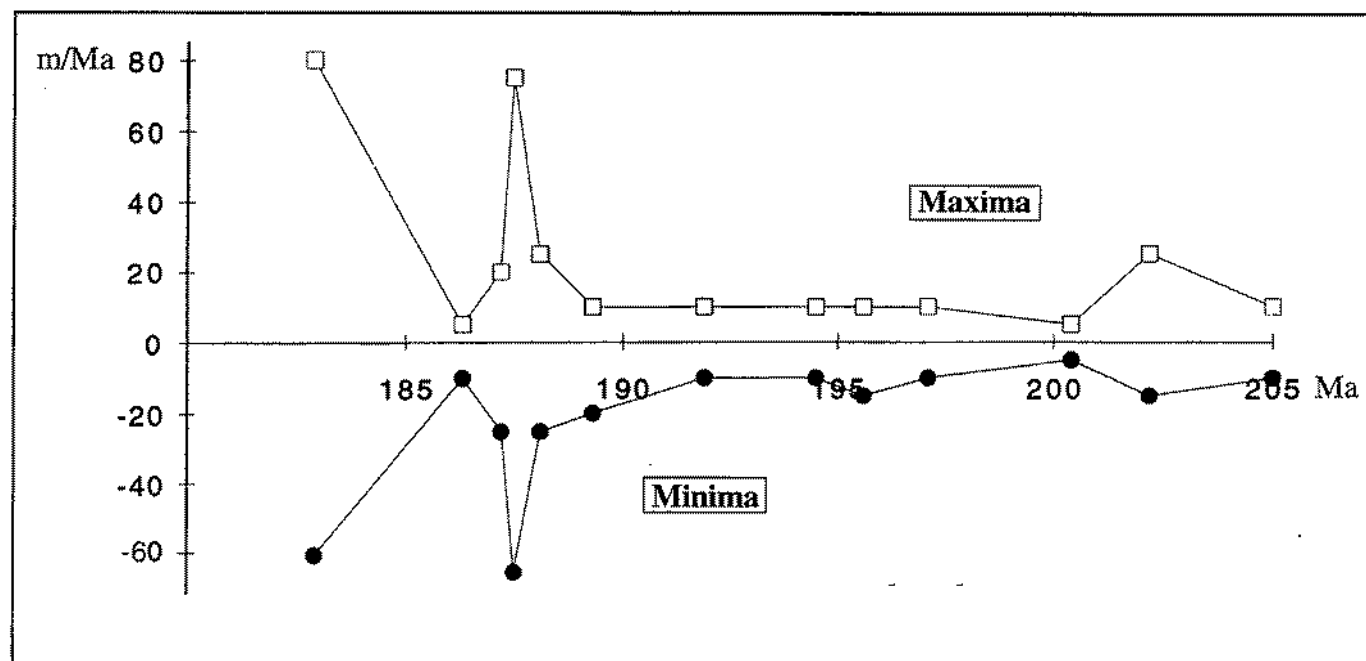


Figure V.7 : Variations au cours du temps des extremas des cartes "courte longueur d'onde" des vitesses de variation d'accommodation pour chacun des demi-cycles transgressifs -régressifs mineurs du Lias.

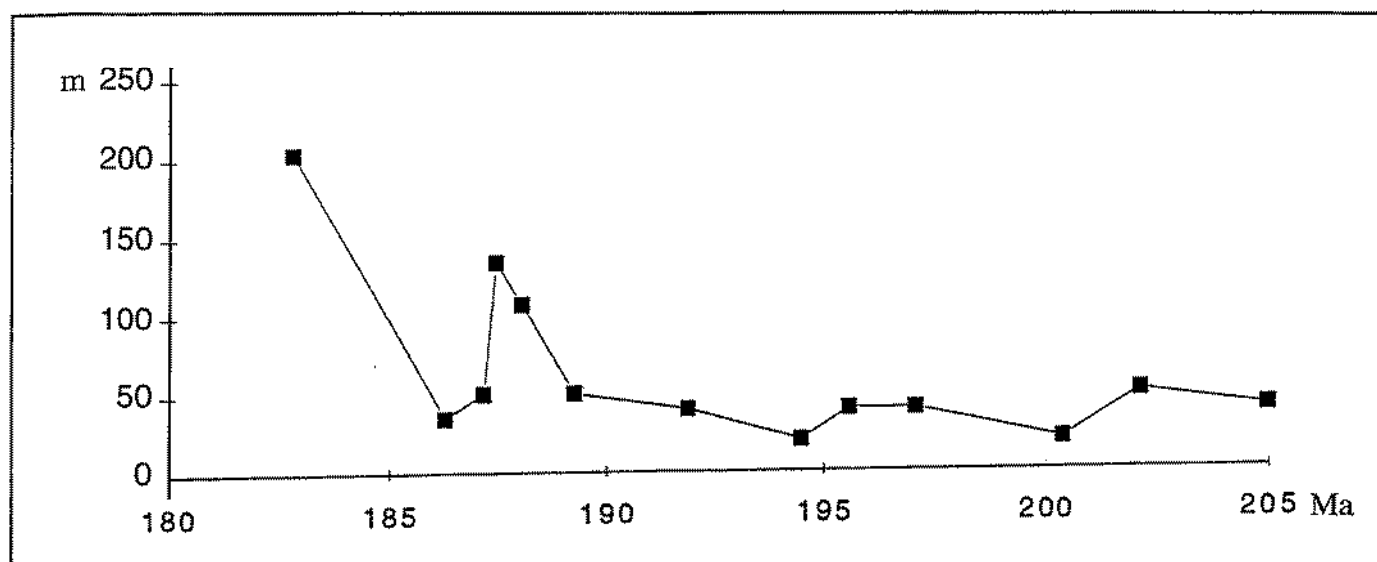


Figure V.8 : Pointé pour chacun des demi-cycles transgressifs régressifs mineurs du Lias, des écarts entre la valeur des moyennes des 5% inférieurs et supérieurs des valeurs de la composante "grande longueur d'onde" de l'accommodation.

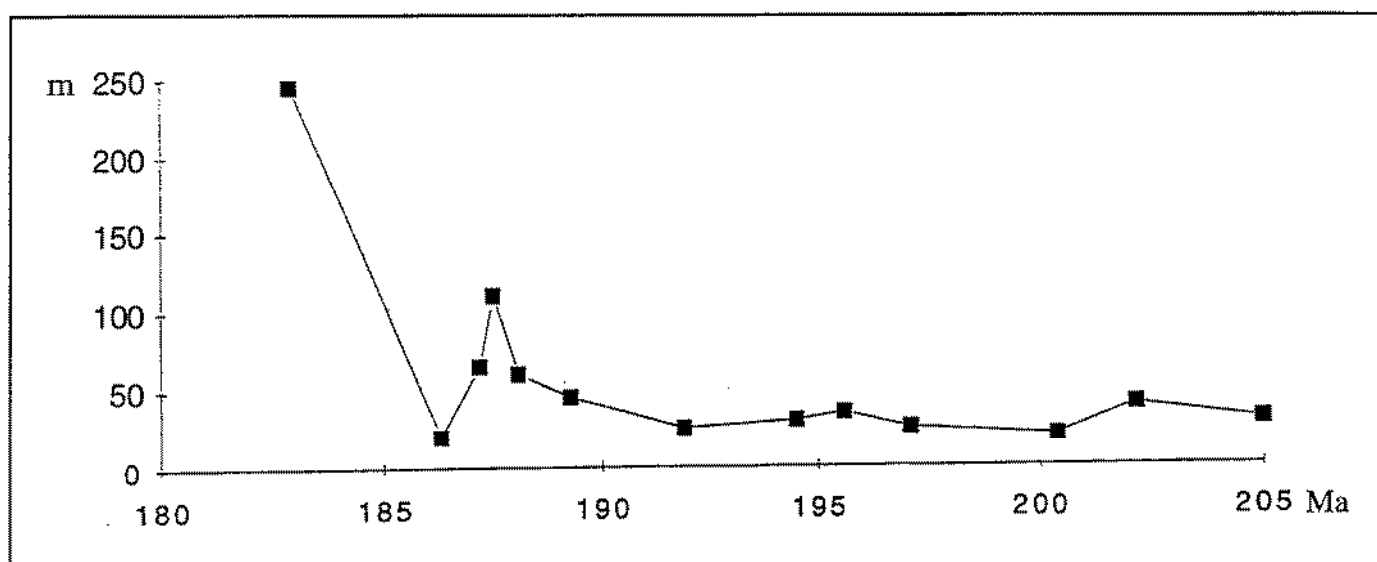


Figure V.9 : Pointé pour chacun des demi-cycles transgressifs régressifs mineurs du Lias, des écarts entre la valeur des moyennes des 5% inférieurs et supérieurs des valeurs de la composante "courte longueur d'onde" de l'accommodation.

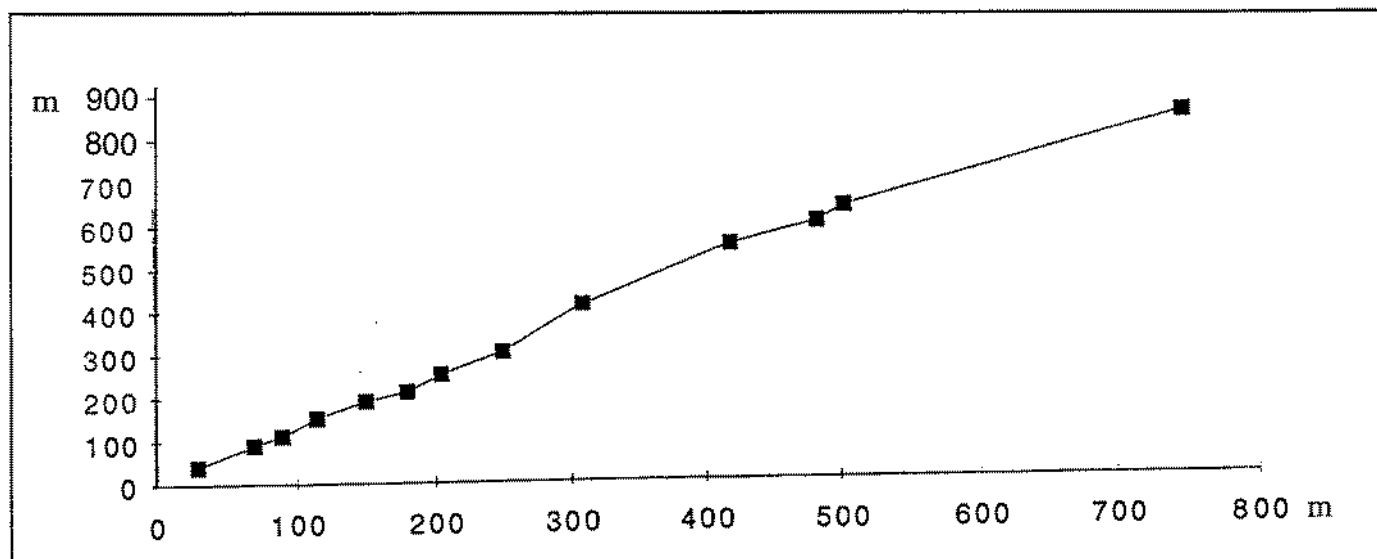


Figure V.10 : Corrélation des écarts entre la valeur des moyennes des 5% inférieurs et supérieurs des valeurs de la composante "grande" et "courte longueur d'onde" de l'accommodation.

Dans un deuxième temps, pour simplifier l'information ainsi disponible, les valeurs maximales et minimales de chacune de ces cartes de variations d'accommodation "grandes" ou "petites longueurs d'onde" sont mesurées et représentées en fonction du temps (fig.V.3 à 7).

Résultats et interprétation

Que cela soit la nature courte ou grande longueur d'onde du signal d'accommodation, on constate un parallélisme, dans le temps, entre les variations du signal d'accommodation et l'occurrence des demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs du cycle majeur liasique. Ce mode de restitution graphique est une autre manière de démontrer la nature tectonique de ces cycles mineurs : une tendance à l'augmentation de l'espace d'accommodation à l'échelle du bassin génère un demi-cycle transgressif, une tendance à la diminution de l'espace d'accommodation à l'échelle du bassin génère un demi-cycle régressif.

Pour ce qui est du signal d'accommodation grande longueur d'onde, corrigé de la subsidence gravitaire, les minima et maxima évoluent en parallèle, excepté trois couples de points correspondants aux demi-cycles régressif de l'Hettangien, transgressif du Sinémurien dans une moindre mesure, et régressif du Toarcien. A l'exception de ces trois points, le signal enregistre donc des variations de l'accommodation constantes à l'échelle du bassin pour un intervalle de temps donné : ces variations ne modifient pas la paléotopographie puisque les minimas et maximas évoluent en parallèle. On enregistre donc bien les variations d'un facteur tectono-eustatique grande longueur d'onde.

Les minima et maxima des variations d'accommodation courte longueur d'onde, corrigée de la subsidence gravitaire, évoluent dans le temps de façon antiparallèle. Ils enregistrent donc des variations dues aux mouvements locaux du substratum, à l'échelle du bloc ou de la faille. Ces mouvements tectoniques de courte longueur d'onde génèrent ainsi des topographies tendant à exagérer ou à réduire les écarts déjà existants entre les points hauts et bas du substratum.

Les minima et maxima des variations d'accommodation de courte longueur d'onde sont symétriques de part et d'autre de l'axe des abscisses du graphique, donc de part et d'autre de 0m, à +/- 5m près, delta d'erreur admis sur le calcul d'accommodation. Cette observation confirme l'hypothèse selon laquelle les phénomènes tectoniques courte longueur d'onde ne font que modifier des topographies préexistantes, dus à des contrôles tectoniques à plus grande échelle.

La variation des écarts entre les minima et les maxima des variations grande ou courte longueur d'onde de l'accommodation, caractérise alors l'activité tectonique (fig.V.8 et 9). On retrouve deux des trois événements soulignés dans l'étude des variations grande longueur d'onde de l'accommodation :

- le demi-cycle régressif de l'Hettangien (à -202,2 Ma)
- le demi-cycle régressif du Toarcien (à -182,6 Ma).

Deux autres points d'accélération de l'activité tectonique sont individualisés :

- au niveau du demi-cycle régressif du Sinémurien (à -197,1 Ma),
- au niveau du demi-cycle de troisième ordre du Carixien (de -195,6 Ma à -194,5 Ma), inclus dans le demi-cycle transgressif du Pliensbachien.

On en déduit une origine de nature tectonique grande longueur d'onde pour les trois demi-cycles régressifs. Par contre le demi-cycle transgressif du Carixien serait d'une origine mixte tecto-eustatique, de longueur d'onde supérieur à l'échelle du bassin. Cette hypothèse est étayée par la nature très homogène de la sédimentation durant cet intervalle stratigraphique.

Il faut souligner que l'on obtient ici qu'une évaluation semi-quantitative de l'activité tectonique car les extrema ainsi identifiés, ne sont pas localisés géographiquement dans les mêmes secteurs du bassin.

Restitution de la "composante eustatique"

Nous proposons ici, par la lecture du signal de variation de l'accommodation de plus grande longueur d'onde, c'est à dire lisible et constant à l'échelle du bassin, une restitution de la "composante eustatique" (fig.IV.15).

On note une faible corrélation entre les variations du signal grande longueur d'onde et les valeurs proposées sur la charte de Haq *et al.* (1987). On peut alors douter, comme de nombreux auteurs, de la validité de la charte EXXON (voir chapitre I).

Cependant le signal d'accommodation grande longueur d'onde, outre le signal eustatique, peut également contenir un signal d'accommodation très grande longueur d'onde à l'échelle du bassin étudié. Ce signal tectonique, dont les origines doivent être recherchées dans le contexte géodynamique liasique à l'échelle de la plaque européenne, peut masquer le signal eustatique, d'échelle mondiale. Seule une extension de cette étude tridimensionnelle des séries liasiques aux bassins de Londres, du Sud-Est et de l'Aquitaine, bassins voisins du bassin de Paris dans le contexte téthysien de l'époque, pourrait amener la distinction entre ces deux signaux grande longueur d'onde, eustatique et tectonique. La véritable composante eustatique serait le facteur commun aux signaux grande longueur de ces différents bassins à l'échelle de la plaque ouest-européenne.

3. Échelles d'espace du contrôle tectonique

L'étude de la distribution spatiale des pôles d'accommodation met en évidence les trois ordres de contrôles individualisés durant l'étude des cartes d'accommodation.

3.1. Les trois échelles de contrôle tectonique dans l'espace :

A l'échelle de la dizaine de kilomètres : les maxima de vitesses d'accommodation se distribuent, pour les cartes de vitesse d'accommodation les moins homogènes, le long des accidents majeurs du socle du bassin de Paris. Ainsi, le contrôle des failles de Seine-Sud Loire mais également de St Martin de Bossenay, de Bray, de Metz ou encore de Vittel est clair sur les cartes de vitesse d'accommodation du Sinémurien régressif ou du Toarcien transgressif. On définit alors un contrôle des variations spatiales de l'accommodation, à l'échelle de la dizaine de kilomètres, de part et d'autre d'un accident de socle. Cet ordre de contrôle de l'espace d'accommodation n'a pas été contraint dans le temps. Cela nécessiterait une étude à la résolution du groupement d'unités génétiques.

A l'échelle de la centaine de kilomètres : les accidents majeurs interviennent également dans la délimitation des blocs à régime d'accommodation homogène à leur échelle, constituant le deuxième ordre de contrôle tectonique de la sédimentation, à l'échelle de la centaine de kilomètres. On distingue ainsi le secteur nord-est du bassin, au nord des accidents de Bray-Vittel ou le secteur central du bassin entre les accidents de Bray - St Martin de Bossenay et de Seine - Sud Loire. Ce contrôle se fait à l'échelle de la centaine de kilomètres. Il peut être illustré par la carte du Sinémurien régressif, où les vitesses de variation de l'accommodation ne sont positives que dans le secteur nord-est du bassin, au nord des accidents de Bray - Vittel.

A l'échelle de quelques centaines de kilomètres : les cartes du Sinémurien ou du Pliensbachien transgressifs illustrent parfaitement par une distribution très homogène des gradients de vitesse d'accommodation, un contrôle structural à l'échelle du bassin, et donc du millier de kilomètres.

3.2. Caractérisation directionnelle du contrôle tectonique au cours du temps :

Afin de caractériser la géométrie des cartes de vitesse d'accommodation, nous avons obtenu par transformée de Fourier 2D, les spectres caractéristiques de chacune des cartes (voir annexe III). Ce travail a été effectué grâce à la collaboration de Jean-Marc DANIEL, ingénieur de l'Institut Français du Pétrole. Ces spectres permettent de mettre en valeur des directions préférentielles de structures par tranche de longueurs d'onde. Nous avons effectué dix classes de longueurs d'onde allant 10 à 320 km. On obtient un spectre par classe. Les pics de ce spectre indiquent les directions privilégiées des structures à cette échelle. La comparaison des différents spectres d'une même carte permet d'identifier les directions majeurs et mineurs d'une carte et à quelle(s) échelle(s) chaque direction s'exprime. Enfin la comparaison de carte en carte permet de qualifier l'évolution du contrôle tectonique de la sédimentation.

Classes des longueurs d'onde étudiées (la classe 1 correspond au spectre du bas de la fenêtre, la classe 10, au spectre le plus en haut de la fenêtre).

Le choix des classes est imposé par le mode de calcul de la transformée de Fourier 2D, ce qui explique ces classes dont la précision est aberrante géologiquement:

Classe 1	320000 m	à 182857 m
Classe 2	182857 m	à 128000 m
Classe 3	128000 m	à 98461 m
Classe 4	98461 m	à 80000 m
Classe 5	80000 m	à 67368 m
Classe 6	67368 m	à 55652 m
Classe 7	55652 m	à 45714 m
Classe 8	45714 m	à 33684 m
Classe 9	33684 m	à 21694 m
Classe 10	21694 m	à 10000 m

Les pics importants à 0°, 90° et 180° sont des artefacts de la méthode utilisée. Ils sont dus aux effets de bords de la fenêtre d'étude rectangulaire.

Les demi-cycles transgressifs mineurs:

Les cartes des séquences transgressives présentent des géométries homogènes à l'échelle du bassin. Les cartes des phases transgressives sont généralement mieux caractérisées dans les grandes longueurs d'onde que dans les courtes longueurs d'onde. Leurs spectres à courte longueur d'onde sont neutres. Deux directions majeures de distribution des pôles de création d'espace d'accommodation se distinguent :

- une première direction subméridienne, N10, parfois N30, migrant de part et d'autre de l'accident de St Martin de Bossenay, s'individualise durant l'Hettangien et le Pliensbachien transgressifs.

- une seconde distribution présentant un basculement des géométries vers le nord, de part et d'autre du complexe des failles de Bray - Metz ou de Bray - Vittel caractérise les cartes du Sinémurien et du Toarcien transgressifs. Ce basculement souligne une direction N60 dans les géométries des cartes d'accommodation. Cet ordre de contrôle s'enregistre à l'échelle globale du bassin de Paris, soit à l'échelle de quelques centaines de kilomètres.

La direction majeure, N60 est également courante dans les longueurs d'onde moyenne, donc à l'échelle d'un contrôle structural de l'ordre de la centaine de kilomètres, donc à l'échelle du bloc. Elle s'exprime cependant plutôt dans les grandes longueurs

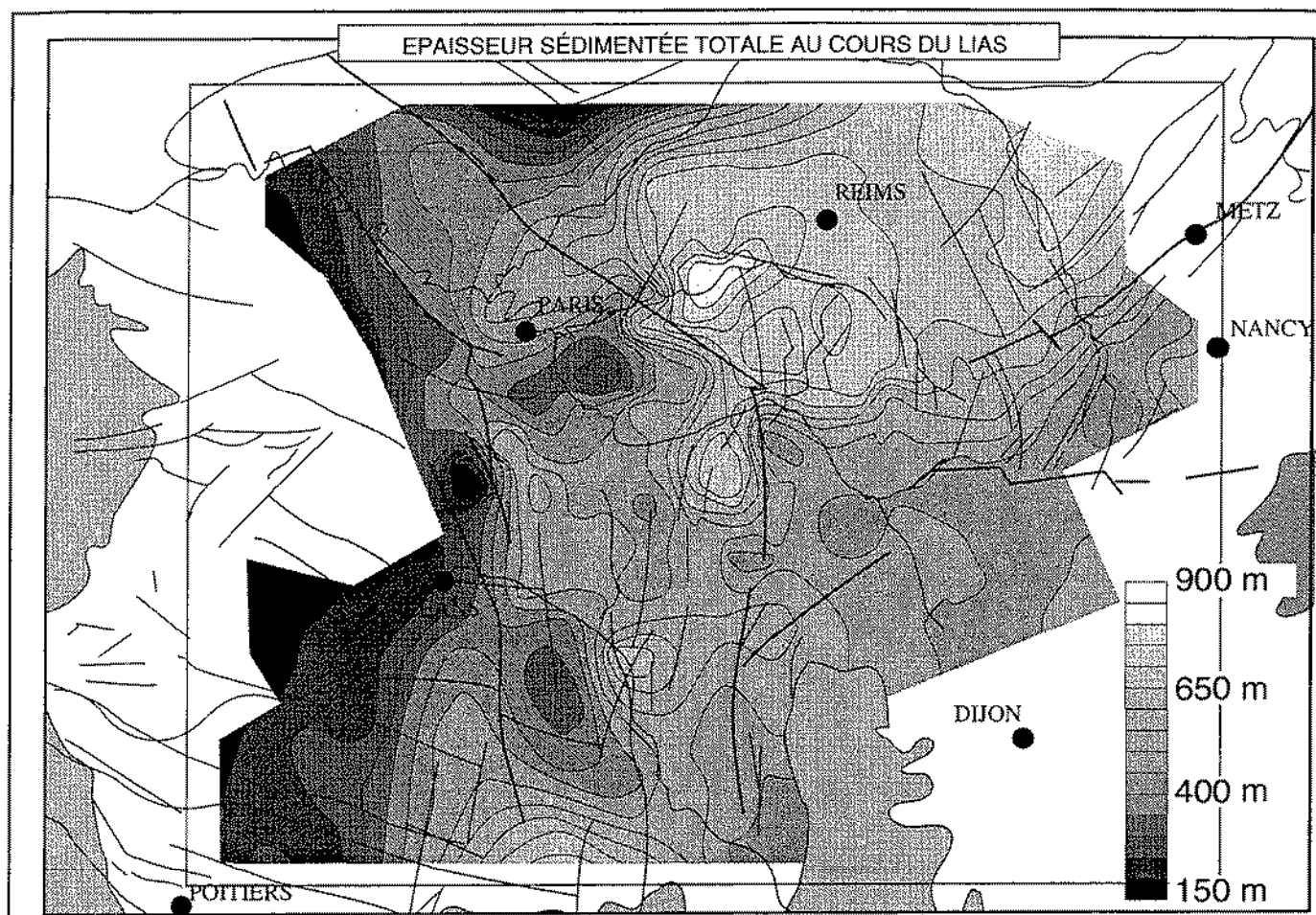


Figure V.11 : Carte des isopaques totales du Lias (de la base de l'Hettangien au sommet du Toarcien, de H1 à T4)

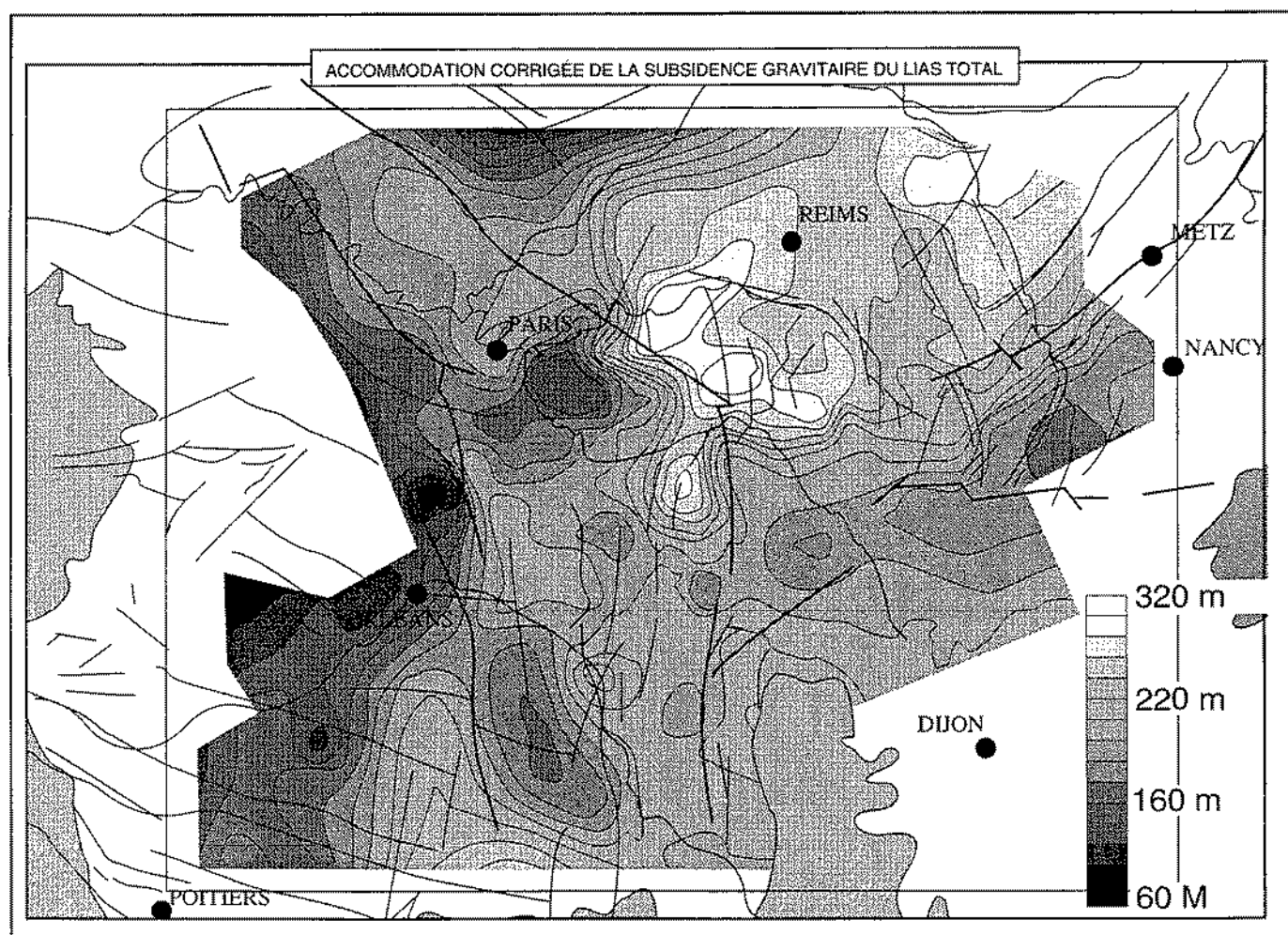


Figure V.12 : Carte des valeurs d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire pour le Lias total (de H1 à T4)

d'onde en phase transgressive et en moyennes à courtes longueurs d'onde dans les phases régressives.

Les demi-cycles régressifs :

Les cartes des demi-cycles régressifs mineurs présentent une multiplication des pôles de création ou de suppression d'espace disponible. Les cartes de vitesse de variations de l'accommodation des demi-cycles régressifs mineurs sont donc bien moins homogènes que celles des phases transgressives. Elles peuvent même présenter de larges secteurs à accommodation positive alors que l'on devrait plutôt observer des phénomènes de suppression d'espace disponible à la sédimentation. Les distributions ainsi définies se dessinent en fonction des accidents majeurs préstructurant le substratum du bassin. Cette observation est beaucoup moins nette pour les cartes corrigées de la subsidence gravitaire que pour les cartes de variations d'accommodation brutes.

Ces observations se traduisent par des spectres neutres dans toutes les gammes de fréquences, pour les cartes de ces demi-cycles régressifs. Ceci est particulièrement net pour la phase de blocage généralisé de la subsidence du bassin à la fin du Toarcien, où aucune structure tectonique semble alors s'exprimer. Le spectre très courte longueur d'onde est alors le moins plat des spectres des phases régressives : les accidents de socle, quelques soient leurs directions, accommodent alors la déformation de façon très locale et rapide. Le contrôle de l'enregistrement sédimentaire à l'échelle de la dizaine de kilomètres, à la faveur d'accidents de socle, s'exprime donc plus facilement en phase régressive.

Le contrôle prédominant des structures à petite ou moyenne échelle durant les phases régressives justifie que les écarts entre les valeurs minimales et maximales des variations de l'accommodation correspondantes, soient alors toujours supérieurs aux mêmes écarts calculés sur les cartes de vitesse de variation de l'accommodation des demi-cycles mineurs transgressifs. Le jeu d'un accident de socle, à l'échelle locale ou à l'échelle d'un bloc, tend à créer des ruptures topographiques, avec des points hauts et des points bas. Une flexuration du bassin à l'échelle du millier de kilomètres donne des gradients continus et tend donc à lisser la paléotopographie.

Il apparaît ainsi que les contrôles de l'accommodation à grande longueur d'onde, donc durant les phases transgressives à l'échelle du bassin, sont de plus grande amplitude que les contrôles intervenant à l'échelle du bloc ou de la faille. Les vitesses de création d'espace disponible peuvent alors atteindre les 80 m/Ma alors que les vitesses de suppression d'espace d'accommodation ne dépassent pas les -30 m/Ma.

On distingue cependant trois exceptions au niveau de l'Hettangien régressif, de la phase d'accélération de chute du Pliensbachien terminal, entre Pd5 et Pd7, durant la zone à tenuicostatum, et au niveau du le Toarcien régressif. On remarque que c'est également durant ces trois séquences, que les écarts entre les valeurs minimale et maximale de chaque carte sont les plus importants. Cette constatation souligne également le caractère plus hétérogène des cartes de vitesses de variation de l'accommodation des demi-cycles régressifs que des demi-cycles transgressifs.

Le cycle majeur du Lias :

La comparaison de la carte d'accommodation totale du Lias et de la carte des isopaques totales (fig.V.11, 12 et 13), montre que ce contrôle tectonique grande longueur d'onde semble déterminer les géométries de l'ensemble de la série sédimentaire liasique. Deux directions majeurs se lisent sur ces deux cartes :

- un basculement selon un axe N120 des séries donnant une direction de distribution des géométries à N60, est acquis durant la phase transgressive majeure du Lias ;

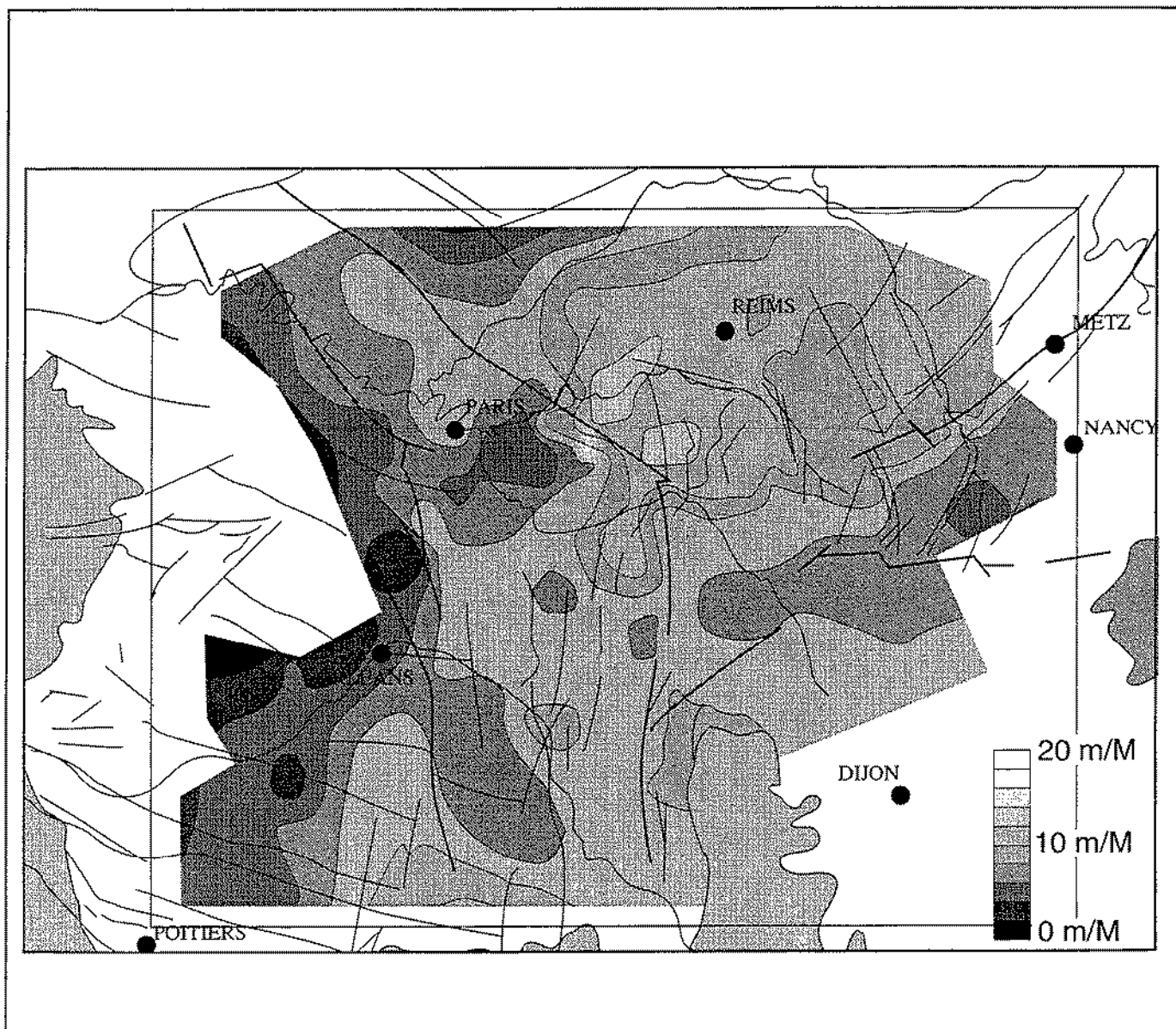


Figure V.13 : Carte des vitesses d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire durant tout le cycle Lias (de H1 à T4)

- une large flexuration du bassin selon un axe subméridien, annoncée durant le demi-cycle transgressif majeur (fig.V.14), s'affirme durant la séquence régressive (fig.V.15). Mais les vitesses de variations d'accommodation du cycle régressif du Lias sont plus rapides que celles de la séquence transgressive, aussi la carte des vitesses d'accommodation globale au Lias est-elle principalement contrôlée par le comportement du substratum du bassin durant la phase transgressive de ce cycle majeur.

Relations spatiales et temporelles entre les directions structurales majeures :

L'alternance entre les directions N60 et N120-130 à l'échelle de la centaine de kilomètres semble être plutôt de rigueur. Elle s'exprime sur un bâti de direction subméridienne constante. La qualité de son expression à l'échelle du millier de kilomètres varie selon les demi-cycles transgressifs et régressifs.

Nous n'avons pas effectué d'étude des variations de l'accommodation à l'échelle du groupement d'unités. Cependant, Laffont, (1994), a mis en évidence que le contrôle de l'accommodation à l'échelle de la dizaine de kilomètres se faisait de manière quasiment instantanée.

Le contrôle à l'échelle de la centaine de kilomètres semble s'enregistrer à l'échelle du demi-cycle mineur, soit de l'ordre de 1 à 5 Ma. Le contrôle à l'échelle du bassin, soit quelques centaines de kilomètres s'enregistre préférentiellement durant les demi-cycles transgressifs. Mais les deux directions subméridiennes et à N60 qui le caractérisent semblent également s'exprimer de manière "brouillée" dans les cartes de vitesse de variation de l'accommodation des demi-cycles régressifs.

Ce contrôle grande longueur d'onde semble s'exprimer alors à l'échelle du Lias, soit de la vingtaine de millions d'années.

4. La nature du contrôle tectonique de durée de 1-5 Ma (cycles transgressifs-régressifs mineurs)

Nous avons discerné au sein des variations de l'accommodation durant le Lias et sur l'ensemble du bassin de Paris, *deux ordres de variations* du niveau marin relatif *dans le temps* : (1) à l'échelle du cycle liasique, de l'ordre de la vingtaine de millions d'années et (2) à l'échelle des demi-cycles transgressifs régressifs mineurs, de durée de 1 à 6 Ma.

Dans l'espace, nous avons défini *trois ordres de grandeur* de contrôle structural de l'accommodation : à l'échelle du bassin, soit quelques centaines de kilomètres, à l'échelle du bloc, soit de la centaine de kilomètres et à l'échelle de la faille, soit à la dizaine de kilomètres.

De l'observation des valeurs d'accommodation "grande" et "courte longueur d'onde" calculées pour chacun des huit demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs (fig.V.3 à 7), il apparaît que l'amplitude totale du signal d'accommodation est principalement déterminée par l'amplitude du signal grande longueur d'onde de l'accommodation. La courbe des extrema n'est d'ailleurs pas significative à ce point de vue. Il y a donc une relation entre l'amplitude et la longueur d'onde des différents ordres de contrôles tectoniques mis en évidence dans l'enregistrement sédimentaire :

- le signal d'accommodation à l'échelle du millier, voire de la centaine de kilomètres s'exprime avec des vitesses de l'ordre de quelques dizaines de mètres par million d'années.

- le signal tectonique résiduel à l'échelle de la dizaine de kilomètres s'enregistre plutôt avec des vitesses de l'ordre de moins d'une dizaine de mètres par million d'années. Ces valeurs sont d'autant plus faibles qu'il s'agit du signal d'accommodation courte longueur d'onde. Par contre, elles peuvent atteindre la trentaine de mètres durant les phases d'accélération de chute du niveau marin, à la fin des cycles régressifs du Pliensbachien et du Toarcien, respectivement entre Pd7 et T1 et entre T3 et T4.

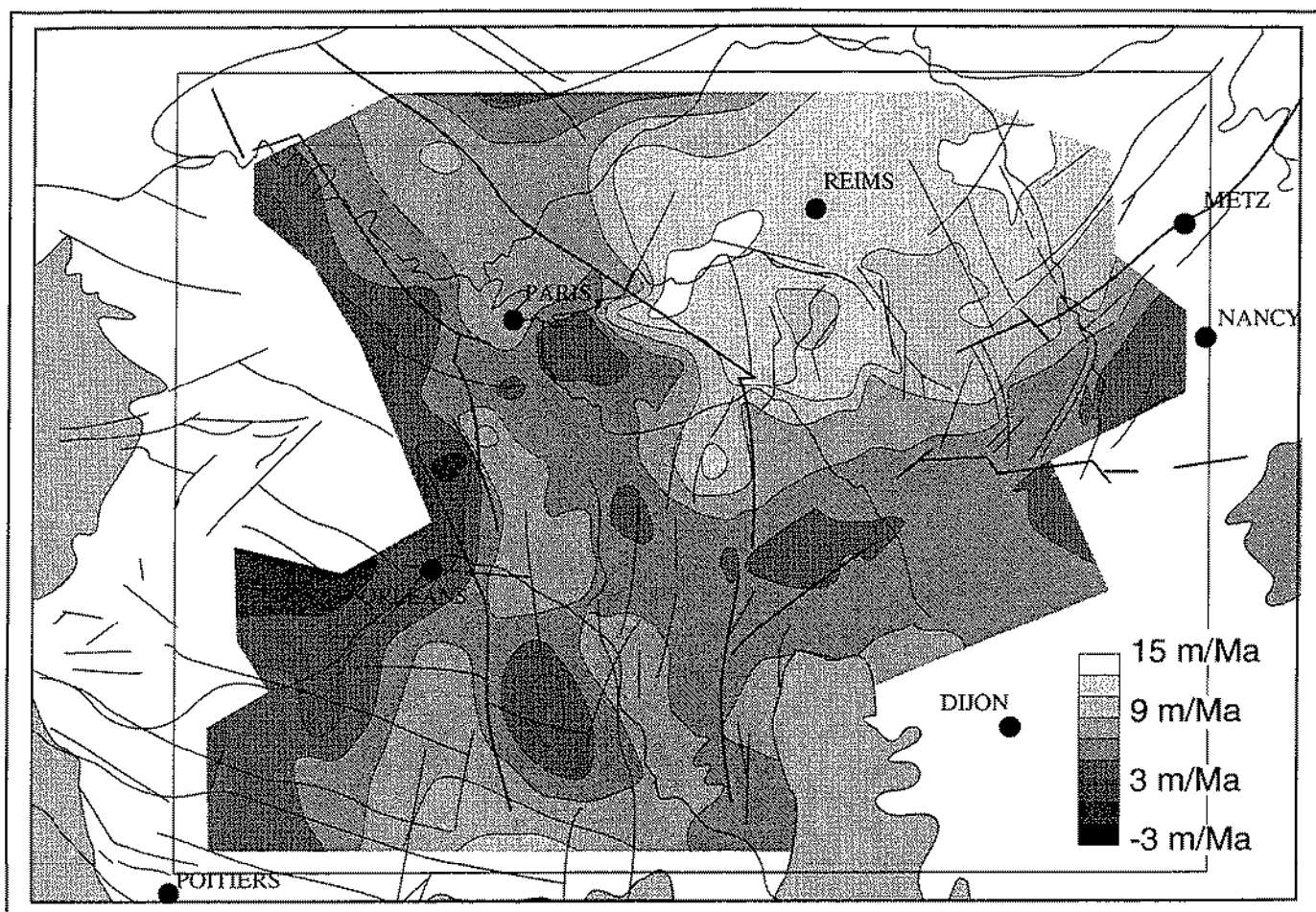


Figure V.14 : Carte des vitesses d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire durant le demi-cycle majeur du Lias transgressif (de H1 à T2)

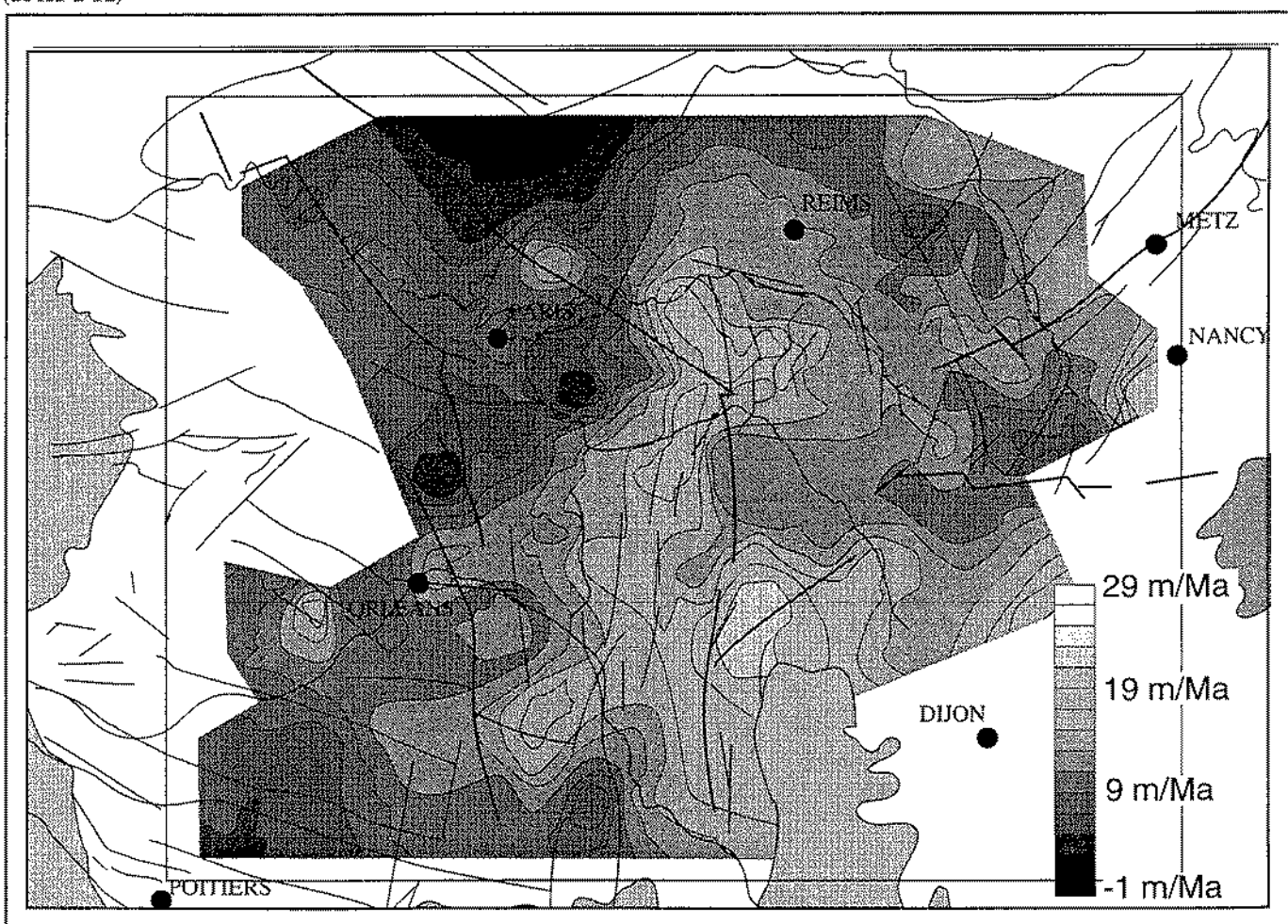


Figure V.15 : Carte des vitesses d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire durant le demi-cycle majeur du Lias régressif (de T2 à T4)

Cette dernière observation confirme l'hypothèse que les *demi-cycles transgressifs mineurs enregistrant la flexuration généralisée* du bassin, qui est marquée par une accommodation homogène régionale à l'échelle du millier de kilomètres, s'expriment à l'échelle du Lias. Ils présentent cependant des variations d'amplitude de vitesse à l'échelle du million d'années et donc des cycles transgressifs régressifs mineurs.

Les demi-cycles régressifs marquent quant à eux, le blocage de cette accommodation grande longueur d'onde sous des contraintes tectoniques remobilisant les accidents majeurs du substratum du bassin. Ces dernières génèrent des régimes d'accommodation négative à l'échelle des blocs, donc de la centaine de kilomètres. Le régime flexural du bassin ne peut plus alors s'exprimer clairement dans l'enregistrement sédimentaire.

Ceci est particulièrement bien illustré durant la phase régressive du Toarcien, phase régressive majeure du Lias, qui enregistre le blocage généralisé de la subsidence, non plus à l'échelle locale mais affectant tout le bassin. Elle est marquée par l'émersion de ce dernier et par l'enregistrement stratigraphique d'une surface érosive majeure sur pratiquement toute sa superficie.

L'événement géodynamique majeur à l'origine de l'inversion généralisée du bassin de Paris à la limite Lias - Dogger s'annonce dès le demi-cycle transgressif du Toarcien, anormalement rapide alors qu'il se situe au maximum de transgression du Lias. L'événement géodynamique précède ainsi l'inversion de tendance à l'échelle du cycle majeur du Lias. Mais l'expression pleine du blocage de la subsidence ne se fait qu'à la toute fin du cycle Lias : un événement géodynamique ne peut en effet s'exprimer que lorsqu'il a déjà dans un premier temps pu compenser les effets contraires de l'environnement géodynamique précédent. Ainsi la carte des vitesses d'accommodation du demi-cycle régressif du Toarcien est anormalement positive puisqu'elle est moyennée sur tout l'intervalle. *L'enregistrement stratigraphique d'un événement tectonique d'échelle lithosphérique n'est donc pas instantané.*

B. NATURE DU CONTRÔLE TECTONIQUE.

1. Les éléments d'un modèle tectonique.

Un modèle tectonique rendant compte de l'évolution sédimentaire du bassin de Paris au Lias, doit prendre en compte non seulement l'évolution liasique, mais également l'intégralité de l'évolution méso-cénozoïque.

Les faits à l'échelle du Méso-Cénozoïque (voir chapitre III) :

(1) Des cycles transgressifs-régressifs à l'échelle de 10-40 Ma enregistrent des phases d'accélération ou décélération du régime de subsidence.

(2) Aucun argument tectonique ou sédimentaire ne vient étayer la thèse d'une extension triasique.

(3) La direction N60, autour de laquelle s'articule un basculement du sud vers le nord de la plate-forme ouest-européenne triasique post-carnienne, a permis l'individualisation d'une aire de sédimentation subsidente à la verticale de l'actuel bassin de Paris (voir chapitre III). Cette direction s'exprime clairement tout au long de la sédimentation, puis elle est masquée par une direction subméridienne au cours du blocage de la subsidence du bassin à la fin du Toarcien.

Les faits à l'échelle du Lias :

(1) Les cycles transgressifs-régressifs à l'échelle de 1-5 Ma enregistrent des variations de vitesse de l'accommodation à la création (transgressions) puis à la suppression (régressions) d'espace disponible à la sédimentation.

(2) Les régimes de subsidence instaurés, alternativement avec des tendances à l'enfoncement ou à la surrection, présentent des vitesses de variation relativement faibles de l'ordre de quelques dizaines de mètres par million d'années.

(3) La direction N60 est bloquée à la fin du Lias alors que s'exprime pleinement une direction structurale subméridienne.

(4) L'évolution du bassin est fortement contrôlée par l'héritage structural du socle, et notamment, par des directions structurales majeures héritées de l'histoire hercynienne (voir chapitre III). Il faut alors définir des familles de failles jouant préférentiellement en phase d'accommodation positive ou négative. On peut citer ici comme exemple les failles de Bray et Metz, définissant clairement un pôle de maximum de création d'espace d'accommodation au NE du bassin durant les demi-cycles transgressifs mineurs du Lias.

2. Les modèles tectoniques existants peuvent-ils rendre compte de l'évolution liasique du bassin de Paris?

Dans le chapitre II, nous avons présenté une synthèse des modèles de bassins intracratoniques actuellement envisagés. Le Lias du bassin de Paris peut-il maintenant être expliqué par un de ces modèles.

Nous avons montré dans le chapitre III que l'histoire globale du bassin de Paris ne pouvait pas être expliquée par un seul mécanisme d'évolution de bassin intracratonique, par exemple de type McKenzie (1978). À la verticale géographique de l'actuel bassin de Paris, se sont relayés du Trias à l'actuel, une succession de régimes géodynamiques gouvernant la mise en place de bassins successifs, à évolutions indépendantes. Cependant, la rapidité des changements géodynamiques contrôlant l'évolution du bassin de Paris à l'échelle de la plaque européenne semble ne pas avoir permis à chacun de ces régimes d'évolution d'un bassin intracratonique, de s'exprimer pleinement.

Il est alors difficile de comparer le régime de subsidence observé pour le Lias du Bassin de Paris à ceux prédits par les différents modèles disponibles. En effet, la courte durée du Lias (environ 20 Ma) ne permet d'observer que le tout début de la mise en place du régime. Or le comportement du substratum d'un bassin et donc la signature de la subsidence contemporaine de la phase d'initiation, ne sont pas forcément significatifs du mécanisme moteur mis en jeu. De plus la durée du Lias est comparable à celle des périodes des mécanismes oscillatoires proposés par certains auteurs (Sloss & Speed, 1974 ; Cloething 1988). Cette durée est donc trop courte pour que l'on puisse vérifier s'il s'agissait d'un éventuel régime périodique ou non. Cependant la caractérisation temporelle et spatiale du régime de subsidence, obtenue grâce aux huit cartes de vitesse de variation de l'accommodation calculées (voir chap.IV) permet d'avancer quelques hypothèses.

Le caractère subsident du bassin de Paris au Jurassique inférieur est parfaitement étayé par les mesures globalement positives des vitesses de variation de l'accommodation obtenues pour les demi-cycles majeurs, transgressif et régressif, du Lias. Cependant aucun mécanisme de faille normale ainsi qu'aucune indication d'activité magmatique ou volcanique ne laisse supposer un mécanisme de rifting ou d'extension active durant le Lias, au droit de l'actuel bassin de Paris, comme cela avait été déjà noté pour le Trias voir chapitre III).

Rejet du modèle de flexure sous charge sédimentaire (contrôle isostatique) :

Les cartes d'accommodation corrigées de l'isostasie montrent que le mécanisme moteur ne pouvait pas être la simple flexure sous charge sédimentaire (Watts, 1982 ; Ahern & Mrkvicka, 1984 ; Watts, 1992). En effet, les valeurs de l'accommodation corrigées de l'isostasie obtenues ne sont pas nulles, un autre mécanisme lithosphérique induit donc des variations supplémentaires dans le temps et dans l'espace de l'accommodation.

Comparaison aux modèles d'extension de la lithosphère en réponse aux variations des contraintes intraplaques :

Deux arguments suggèrent que le bassin enregistre un régime "oscillatoire" comme le proposent Sloss & Speed (1974), pour expliquer la mise en place des régimes "submergeants" des bassins intracratoniques. Ces oscillations ont des durées de 1 à 10 Ma, et correspondent à des pulsations de l'ordre de la centaine de mètres.

(1) Les taux de variations de l'accommodation en jeu durant le Lias du bassin de Paris sont faibles.

(2) Les demi-cycles transgressifs -régressifs mineurs s'inscrivent dans un plus vaste mécanisme induisant la succession de régimes alternativement à la création puis à la suppression d'espace disponible à la sédimentation.

Sloss & Speed (1974), caractérisent spatialement cette évolution à l'échelle de 10 à 100 kms, considérant que le relief du bassin est alors principalement marqué par des jeux de failles qui délimitent des blocs aux mouvements verticaux. Or, ce caractère déterminant de l'héritage structural du substratum et contrôlant la géométrie des formations sédimentaires a été clairement étayé sur chacune des cartes de vitesses d'accommodation obtenus pour les cycles transgressifs-régressifs mineurs du Lias.

Sloss & Speed (1974) puis Cloething (1985, 1986, 1988, 1992 et 1995), confortés par les études de déformation des plaques lithosphériques (Zoback & Zoback, 1980, Lambeck *et al.*, 1984 et Zoback, 1993), ont rattaché ces alternances de régimes aux variations de direction et de vitesse de convergence ou divergence des plaques lithosphériques et aux perturbations du régime thermique que cela impose. Ils en déduisant des vitesses de subsidence importantes de l'ordre de la centaine de mètres par million d'années.

Ces taux de subsidence sont d'un ordre de grandeur supérieur à ceux observés durant le Lias du bassin de Paris (de l'ordre de quelques dizaines de mètres). Cependant Cloething & Wortel (1985), puis Kuszniir & Park (1986), ont démontré que l'amplitude de ces forces de compression ou d'extension, peuvent varier de 0,1 à 5 kbars, soit sur presque deux ordres de grandeur, ce qui peut engendrer des mouvements verticaux de la dizaine à la centaine de mètres par millions d'années.

Ces modèles sont basés sur la mécanique d'une plaque mince élastique reposant sur un fluide faiblement visqueux. Les champs de contraintes générés peuvent se propager sur de très longues distances. Cela leur confère un caractère "global", bien qu'ils s'expriment de façon différentielle selon la présence de structures héritées dans le substratum (Cloething & Nieuwland, 1984 ; Miall, 1984 ; Houseman & England, 1986, Cathles & Hallam, 1991 ; Shaw *et al.*, 1993).

Conclusion :

Le bassin de Paris pourrait donc enregistrer durant le Jurassique inférieur, des déformations intraplaques grande longueur d'onde, générées par des mouvements aux limites des plaques. Ceux-ci peuvent induire des déformations intraplaques de nature pseudo-oscillatoire et de vitesses de déplacement vertical de l'ordre de la dizaine de mètres par million d'années. Il faut donc chercher parmi les événements géodynamiques majeurs contrôlant l'histoire mésozoïque de la plaque ouest-européenne, les moteurs de la phase d'accélération puis de blocage du régime de subsidence contrôlant l'enregistrement des séries sédimentaires marines liasiques du bassin de Paris.

La nature pseudo-oscillatoire de cet enregistrement stratigraphique, caractérisée par l'alternance de quatre cycles mineurs dont les périodes transgressives et régressives sont dissymétriques, traduit la mise en place progressive du régime subsident et son blocage par la mise en place d'un régime de contraintes opposées, provoquant la surrection de l'ensemble du substratum du bassin, à la fin du Toarcien régressif.

La géométrie des séquences sédimentaires traduit la capacité d'un bâti de bassin pré-structuré, d'accommoder des variations de contraintes. Le contrôle tectonique à l'échelle des accidents de socle majeurs, définit des sous-domaines structuraux hérités par le substratum de ce bassin intracratonique, et enregistre par des mécanismes de "mise sous contrainte"-"relaxation", la déformation ainsi générée par les déplacements aux limites des plaques. La mise en jeu successive d'accidents de socle majeurs d'orientations différentes doit pouvoir aider à la reconstitution du régime de contraintes alors en place.

Il s'agit maintenant de voir si, dans le contexte géodynamique liasique du domaine ouest-européen, des événements majeurs peuvent justifier cette hypothèse de contrôle de la subsidence du bassin de Paris par déformation de la lithosphère.

3. Nature globale des événements tectoniques liasiques du bassin de Paris : comparaison avec le calendrier de l'évolution géodynamique de la marge N-W téthysienne.

Deux phénomènes géodynamiques majeurs caractérisent l'évolution jurassique inférieur du domaine ouest-européen (Ziegler, 1978, 1980 et 1989) : l'ouverture de la Téthys ligure du Trias terminal au Toarcien et la phase d'initiation du bombement thermique intra-aalénienne en Mer du Nord. Etablir un calendrier des différentes étapes de mise en place de l'ouverture de la Téthys ligure et de leur enregistrement stratigraphique éventuel par le bassin de Paris nécessite une synthèse de l'évolution sédimentaire durant le Lias des différents bassins constituant la marge ouest de la Téthys ligure.

3.1. Grands traits de l'évolution géodynamique de la téthys durant le Méso-Cénozoïque :

La fragmentation de la Pangée en quatre entités se fait progressivement tout au long du Mésozoïque et du Cénozoïque, par le jeu de deux rifts successifs, l'ouverture

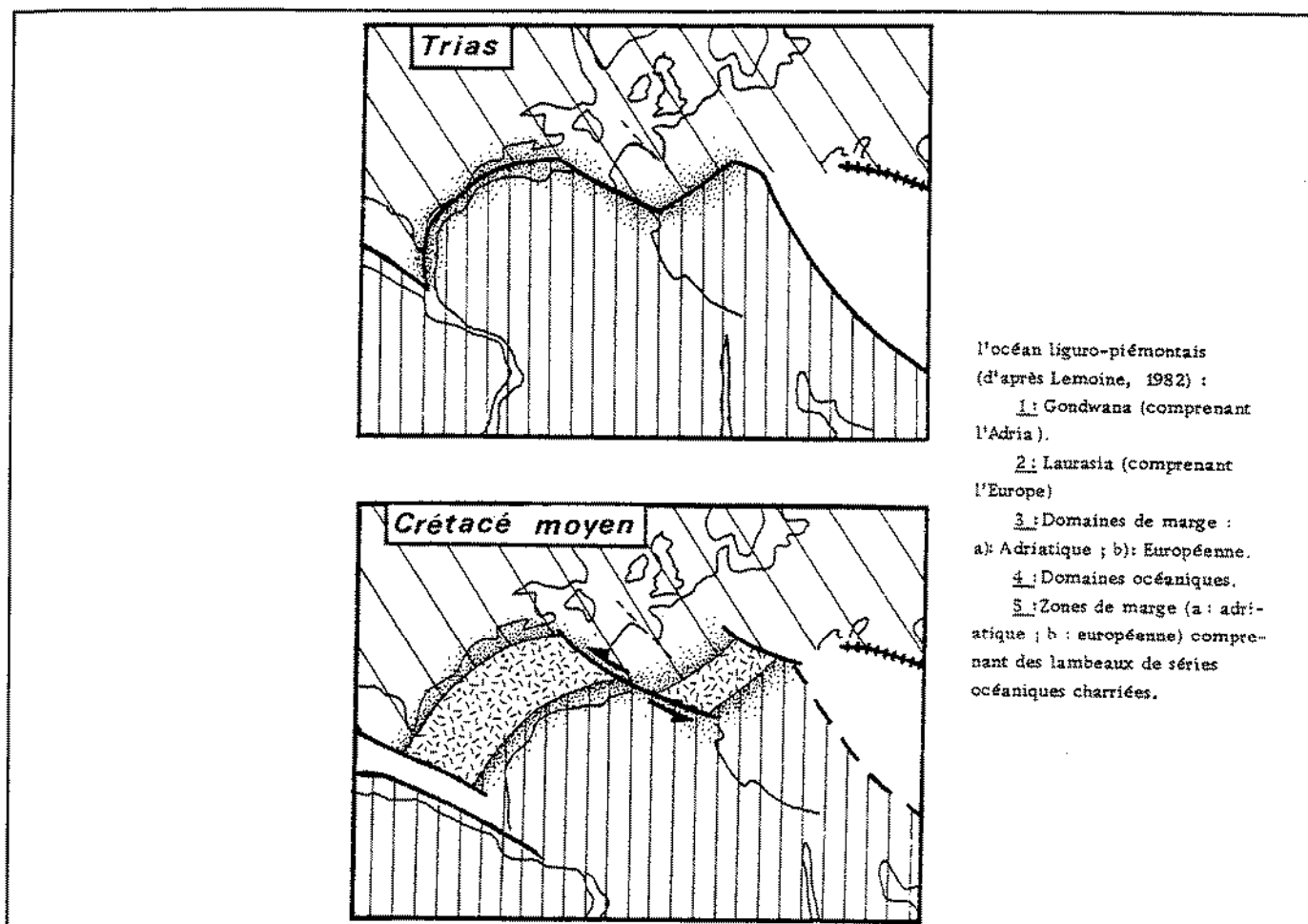


Figure V.16 : Principales étapes de l'évolution de l'océan liguro-piémontais (d'après Lemoine, 1982).

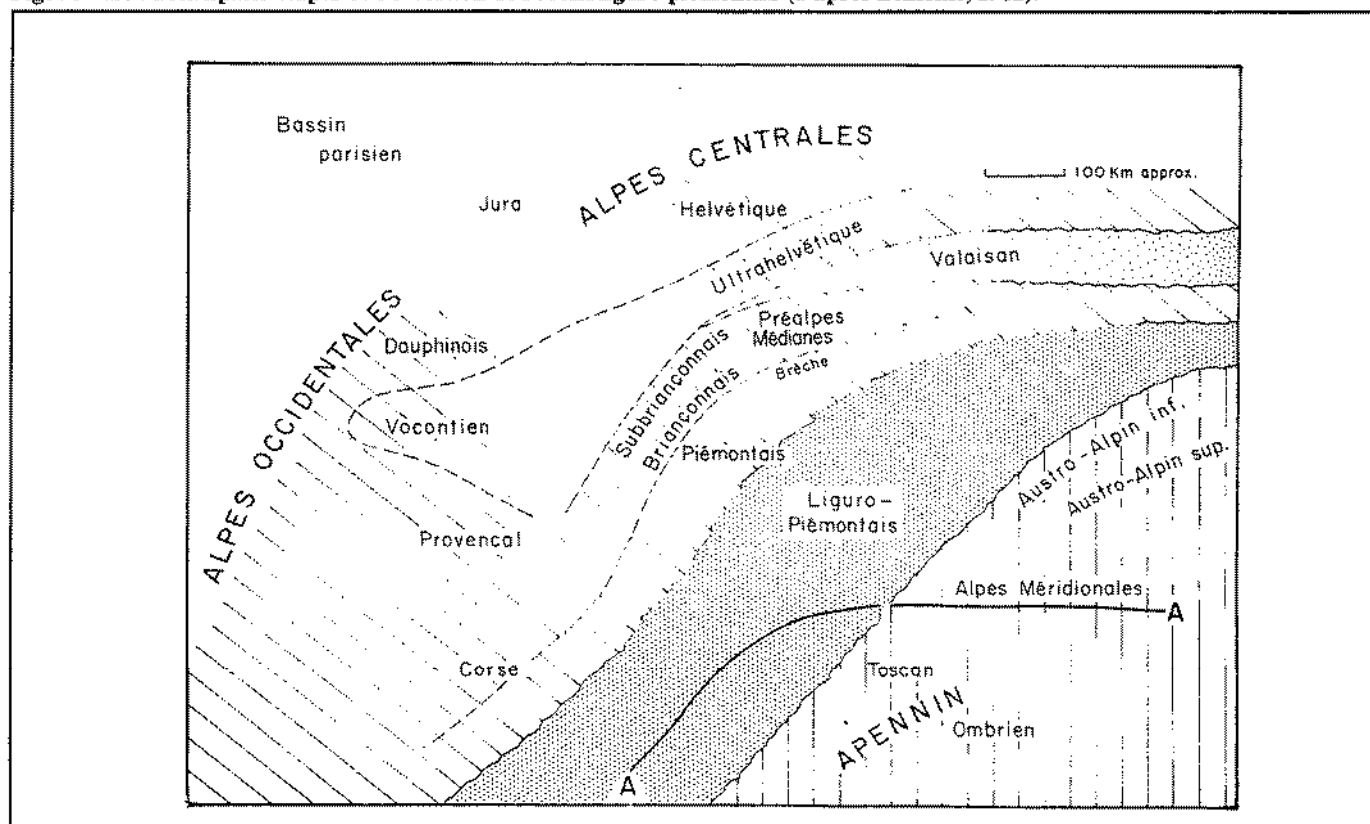


Figure V.17 : Schéma palinspastique montrant les relations entre les différents domaines paléogéographiques des Alpes occidentales et centrales, de la Provence, de la Corse et de l'Apennin septentrional au Jurassique supérieur (d'après Boillot, 1984). "Ces domaines paléogéographiques s'organisent, de part et d'autre du domaine océanique téthysien (domaine liguro-piémontais), pour constituer les marges continentales passives européenne et apulo-adriatique de ce domaine océanique. On a suggéré que le domaine valaisan pourrait avoir eu, au moins localement, une croûte de caractère océanique. La largeur de l'océan liguro-piémontais est probablement très sous-estimée sur ce schéma". Pointillé : croûte océanique (ophiolitique). Hachures obliques : Europe. Hachures verticales : bloc apulo-adriatique. A-A : ligne séparant les unités tectoniques qui appartiendront plus tard aux Alpes de celles qui appartiendront à l'Apennin.

téthysienne d'âge jurassique, et l'ouverture atlantique d'âge crétacé et tertiaire (Dercourt *et al.*, 1993). Ces deux cassures comportent l'une et l'autre des segments à peu près latitudinaux et des segments orientés N30 à N50 (Boillot *et al.*, 1984). Les ouvertures téthysienne et atlantique, bien que se produisant successivement, résultent d'une même tendance : une distension dans le sens EW (Lemoine et Graciansky, 1988).

Ce mouvement de division de la Pangée a débuté par un décrochement sénestre entre les deux masses continentales de la Laurasia et du Gondwana. Compte-tenu du tracé en baïonnette de la cassure téthysienne, il en résulte une alternance de segments où dominait l'ouverture en extension, comme l'Atlantique Central et des segments où dominait une tectonique en décrochement, comme la zone transformante de Gibraltar. Quatre segments sont alors distingués : Téthys caraïbe, Téthys atlantique dit Atlantique central primitif, la zone transformante Gibraltar-Maghreb-Sicile et la Téthys ligure. La Téthys ligure a été définie par Lemoine (1982) comme un segment de la Téthys mésozoïque axé NE-SW, compris entre l'Europe (incluant le bloc ibérique) au NW, le bloc apulo-adriatique (lié au craton africain) au SE et deux zones de fractures transformantes au NW et au SE. La zone de décrochement méridionale, probablement fort large, est celle de Gibraltar, zone transformante entre l'extension de la Téthys atlantique et celle de la Téthys ligure (fig.V.16).

Les grandes étapes de l'évolution paléogéographique et paléotectonique de la Téthys ligure sont (Dercourt *et al.*, 1993) :

(1) Le Trias post-carnien correspond à une époque que l'on peut qualifier de pré-océanique ou pré-rifting, durant laquelle des événements tectoniques à caractère distensif ont déjà lieu.

(2) Le Lias et le début du Jurassique moyen enregistrent la période du rifting proprement dite, accompagnée de la subsidence initiale dans les grabens. Il est important de souligner que ce rift n'a pas été précédé par une phase de bombement thermique régional ou "doming" (Lemoine *et al.*, 1986).

(3) Le Jurassique moyen et le début du Jurassique supérieur correspondent à l'apparition de la croûte océanique et à la subsidence d'ensemble dite "thermique" de la marge continentale, représentée alors par des faciès pélagiques.

(4) Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur voient l'expansion de la croûte océanique. La marge subit une évolution tectonique ralentie.

(5) Le Crétacé supérieur, à partir de -100 à -80 Ma voit la fermeture de l'océan et les premières phases de tectonique compressive.

(6) Le Paléogène et le Néogène correspondent à la collision continentale et à la surrection de la chaîne.

3.2. Évolution géodynamique de la phase de rifting.

Evolution paléogéographique :

Dans les Alpes occidentales, aussi bien que dans les chaînes languedociennes, en Provence ou dans le Jura, tout comme en Lorraine, le Trias moyen-supérieur est l'époque du dépôt généralisé de plaine côtière évaporitique et dans une moindre mesure, de carbonates de plate-forme.

Comme nous l'avons déjà vu dans le chapitre III, la transition Trias-Lias est marquée par un changement paléogéographique radical, aussi bien sur la plate-forme continentale de l'avant-pays (Massif central, Bassin Parisien et Jura) que sur la future marge continentale, qui commence à se fracturer (Alpes, Provence-Languedoc, Corse).

Ce changement se traduit à la fois par l'instauration d'un régime marin franc, marqué notamment par une transgression marine et par une fracturation des domaines, bien marquée surtout dans le secteur alpin, c'est-à-dire sur la future marge continentale.

Dès cette époque, il est commode de distinguer d'une part le domaine "stable" continental, siège d'une sédimentation marine jamais profonde (carbonates de plate-forme) et d'épaisseur relativement modeste (bassin Parisien, Causses, ...) et d'autre part, le domaine "mobile" (ou les zones alpines) à l'une évolution sédimentaire plus complexe régie par une tectonique distensive très active. Au S-E de l'actuel Massif central, ces deux domaines sont séparés par l'accident cévenol, faisceau complexe de paléofailles normales de direction SW-NE et à pendage SE. Cet accident se prolonge probablement vers le nord-est, le long de la bordure externe des chaînes subalpines dauphinoises et savoyardes (fig.V.17) (Boillot *et al.*, 1984).

L'Hettangien correspond encore le plus souvent à des dépôts de plate-forme, voire, en dehors du domaine alpin, à des milieux confinés (dolomies en Provence, évaporites en Aquitaine). L'approfondissement, parfois brutal, intervient dans de nombreux domaines paléogéographiques alpins (domaines externes et prépiémontais) vers la fin de l'Hettangien et au début du Sinémurien (Dromart, 1995, synthèse).

L'approfondissement généralisé résulte d'une subsidence parfois importante, mais qui varie considérablement d'un point à l'autre. Dès la fin de l'Hettangien, deux types de domaines paléogéographiques se différencient, qui persistent au moins jusqu'au milieu du Dogger : des "hauts-fonds" faiblement subsidents, voire émergés et des bassins subsidents (Dromart, 1995). "Hauts-fonds" et bassins existent à plusieurs échelles. Certains sont relativement étroits (quelques kilomètres ou dizaines de km). Mais d'autres sont très vastes (de l'ordre de la cinquantaine de km ou davantage). Ils correspondent en première approximation à certaines des subdivisions paléogéographiques majeures reconnues depuis bien des décennies dans les Alpes occidentales, comme par exemple le domaine briançonnais ou certaines subdivisions du subbriançonnais.

Les directions structurales :

Trois directions principales NE-SW, NW-SE et EW ont joué un rôle décisif dans la structuration paléogéographique du bassin du sud-est tout au long du Jurassique et du Crétacé. L'étirement EW à SE-NW explique correctement la géométrie des blocs basculés observés, des failles listriques et des structures transverses pouvant être des directions transformantes.

Cependant la direction cévenole NE-SW semble être presque partout dominante. Elle est parallèle à la direction d'allongement des principaux blocs basculés et aux failles qui les limitent. Comme la plupart de ces failles semblent avoir un pendage SE, le basculement des blocs s'étant opéré vers le NW, on peut supposer que la limite continent-océan devait se trouver au SE. Au delà de cette flexure nord-provençale, la direction cévenole semble se retrouver en Corse. De plus, les directions cévenoles sont également parallèles aux directions paléostratigraphiques de même âge (horsts et grabens, blocs basculés et failles bordières) connues dans les Alpes méridionales, c'est-à-dire sur la marge apulo-adriatique de la Téthys ligurienne. Tous ces faits constituent une forte présomption pour une orientation cévenole de la limite continent-océan. On peut également noter que si l'activité de la direction cévenole NE-SW a été effectivement bien argumentée (Elmi, 1995), il semble que les sédiments du Lias inférieur soient moins contraints par cette direction que ceux du Lias terminal. Des directions perpendiculaires WNW-ESE et NW-SE sont même alors fréquemment visibles dans les Alpes maritimes où la paléogéographie est alors contrôlée par des directions actives E-W et NW-SE. C'est également le cas dans les massifs du Pelvoux et des Ecrins (Dumont, 1988). Ainsi les directions hercyniennes héritées par le substratum de ces bassins alpins liasiques seraient remobilisées de façon différentielle au cours de l'évolution liasique du rift de la Téthys ligurienne.

Le calendrier :

Trois étapes, correspondant à des "crises" d'activité tectonique, sont généralement distinguées. Leurs enregistrements peuvent être diachrones selon la position géographique du bassin étudié vis à vis de la paléogéographie de la Téthys figure :

(1) Des études stratigraphiques montrent que le basculement de blocs a commencé vers la fin de l'Hettangien ou le début du Sinémurien (Bas, 1985 et 1988 ; Trift & Graciansky, 1988 ; Elmi, 1990), parfois fin Hettangien (Dumont, 1988 ; Brunet, 1984), dans les Alpes occidentales et sur la bordure orientale du bassin du Sud-Est .

Certains auteurs distinguent une première phase à l'Hettangien inférieur à moyen dans la zone piémontaise des Alpes occidentales, mais également dans le bassin de Privas (Elmi, 1995). Une seconde phase paroxysmale à la limite Hettangien-Sinémurien est enregistrée sur l'ensemble du domaine piémontais et du domaine externe (Dumont, 1983). Un brusque approfondissement, accompagné d'une reprise des apports détritiques, de la mise en place d'olistolithes et de nombreuses discordances, suggèrent, dès cette époque, un basculement des blocs de 10 à 30°.

(2) Après une phase stable durant le Sinémurien - Carixien inférieur (Trift & Graciansky, 1988), les mouvements ont repris vers la fin du Carixien et se sont poursuivis jusqu'à un paroxysme (détritisme, olistolithes, discordances) qui, au moins en certaines zones, se situe au Domérien-Toarcien (bassin de Privas, Elmi, 1995 ; marge ardéchoise, Elmi *et al.*, 1982).

Il est évoqué cependant un mouvement de bascule de l'ensemble pendant le Sinémurien - Carixien. Il expliquerait les séquences de comblement observées en bordure de marge et les séquences d'ouverture plus à l'Est dans le bassin de Privas ou sur la marge ardéchoise (Elmi, 1990 et 1995). D'autres placent le premier paroxysme d'activité tectonique distensive au passage Carixien - Domérien (Beaudoin & Coadou, 1987, dans la région au nord de Dignes ; Elmi, 1990, sur la marge ardéchoise) .

(3) Une accélération de la subsidence, différentielle dans l'espace et inégale en amplitude, est parfois notée au début et pendant le Toarcien (bassin de Privas, Elmi, 1995 ; marge ardéchoise, marge ardéchoise, Elmi *et al.*, 1982). Mais de nombreux indices laissent à penser que les mouvements ont continué jusqu'au début du Malm (Lemoine *et al.*, 1986 ; Lemoine & Graciansky, 1988).

Essai d'interprétation :

Dans l'une ou l'autre "crise" d'activité tectonique distensive, le fonctionnement des failles normales synsédimentaires contrôlant des basculements sont suivis par des phases d'accélération de la subsidence (par exemple, Bas, 1988, dans le bassin de Beaumont, dans les Alpes occidentales). Ceci est connu dans les Alpes occidentales mais également dans les Alpes méridionales italiennes et dans l'Apennin, qui appartenaient à l'autre marge (marge apulo-adriatique de la Téthys figure). Cette succession de périodes de distension et d'effondrement pourrait traduire un fonctionnement différentiel dans le temps, de blocs basculés et des failles associées. Les phases de distension seraient les "échos" superficiels d'un étirement de la croûte et de la lithosphère continentale. Les phases d'effondrement seraient la conséquence du réajustement isostatique et thermique de la lithosphère, succédant à l'étirement (Lemoine *et al.*, 1986).

3.3. Comparaison avec le bassin de Paris

L'évolution jurassique inférieur du domaine liguro-téthysien est donc caractérisé par quatre étapes majeures :

(1) Une phase de rifting initial, avec approfondissement des milieux de dépôts, est datée du Rhétien-Hettangien.

(2) Une première phase d'extension paroxysmale, marquée par le basculement de la plupart des blocs, intervient à la fin de l'Hettangien ou au début du Sinémurien.

- (3) Une période de quiescence tectonique s'enregistre du Sinémurien au Carixien basal.
- (4) Les mouvements reprennent vers la fin du Carixien et culminent, au moins en certaines zones, au Domérien-Toarcien.

On remarque que le début des trois périodes d'activité tectonique correspondent dans le bassin de Paris aux surfaces de première inondation marquant la base des trois premiers demi-cycles transgressifs mineurs du Lias, à l'Hettangien, au Sinémurien et au Pliensbachien. Ces demi-cycles transgressifs, enregistrés à la faveur d'un régime subsident caractérisé par des cartes de vitesse de variations d'accommodation globalement positives, pourraient alors effectivement enregistrer l'à-coup de subsidence engendré par le réajustement isostatique et thermique succédant à l'étirement et à l'accélération de l'extension (Lemoine *et al.*, 1986). Les demi-cycles régressifs enregistreraient la remise en contraintes de la partie fragile de la croûte du bassin annonçant l'activité extensive suivante. Cela permettrait d'expliquer le comportement à la surrection du substratum durant ces périodes de régression et le jeu particulièrement actif des failles de socle. Ce processus confère un caractère plus bruité aux cartes de vitesses de variations d'accommodation correspondantes qu'à celles des phases transgressives.

Le jeu différentiel durant le Lias, des failles hercyniennes dans les domaines alpins a été également mis en évidence dans le bassin de Paris (voir paragraphe A.3.2. de ce même chapitre).

La direction cévenole est majeure tout au long de l'histoire jurassique inférieur du domaine alpin et s'exprime de façon particulièrement marquée à partir du Pliensbachien. Cette direction hercynienne se retrouve également dans le bassin de Paris où les géométries sédimentaires se distribuent préférentiellement selon un axe à N60. Cette direction s'affirme dès le Sinémurien transgressif et trouve sa meilleure expression au cours du Pliensbachien transgressif. Cette direction contrôle effectivement les phases d'accélération de subsidence, conférant au bassin de Paris un caractère flexural.

Outre cette direction N60, on peut noter que le basculement du bassin de Paris en direction du NE de part et d'autre des failles de Bray et de Metz (demi-cycles transgressifs du Sinémurien et du Pliensbachien), correspond aux deux phases d'accélération de l'ouverture de la Téthys ligure. Plus particulièrement, durant le Pliensbachien, cela correspond à l'ouverture d'un bras plus NE-SW de cette même Téthys. Les deux directions structurant la Téthys et le bassin de Paris sont alors similaires.

Cependant la phase de surrection enregistrée par le bassin de Paris à la fin du Toarcien et durant l'Aalénien, ne semble pas se retrouver au sein de la sédimentation finiliasique des domaines téthysiens. De nombreux indices laissent penser que les mouvements extensifs ont continués jusqu'au moins le début du Malm (Lemoine *et al.*, 1986 ; Lemoine & Graciansky, 1988). Seul, Elmi (1990) souligne que l'extension semble être "contrariée" à la fin du Toarcien dans la région ardéchoise. Il argumente cet événement par la reprise d'arrivées détritiques plus grossières dans le bassin et la mise en place de faciès sédimentaires plus proximaux. Cette discontinuité est cependant beaucoup moins bien exprimée que dans le bassin de Paris.

4. Confirmation de la nature globale des événements affectant le Bassin de Paris.

Il semble donc que le bassin de Paris enregistre fidèlement du Rhétien au Toarcien inférieur les différentes phases de l'ouverture de la Téthys ligure (direction N60 majeure). Ceci n'est plus vrai au Toarcien terminal lorsque le bassin de Paris enregistre un blocage généralisé de la subsidence du bassin (direction N60 contrariée par une direction majeure subméridienne).

La réactivation d'accidents subméridiens à la fin du Toarcien et durant l'Aalénien, pourraient traduire l'événement géodynamique majeure qui, en Mer du Nord, initie le bombement thermique du domaine Mer du Nord (Underhill, 1993). Nous confirmons

donc bien que le bassin de Paris enregistre fidèlement tous les grands événements géodynamiques intervenant à l'échelle de la plaque ouest-européenne.

Cependant, seules des corrélations entre le bassin de Paris et le bassin de Londres, ce dernier étant alors lui même non protégé du domaine Mer du Nord par le massif du Brabant, pourrait étayer cette hypothèse.

C. RETOUR À L'INFORMATION STRATIGRAPHIQUE

La quantification des paramètres tectoniques et dans une moindre mesure, eustatiques, permet un retour à une information stratigraphique. Il s'agit soit d'expliquer des particularités stratigraphiques comme le diachronisme latéral des surfaces remarquables des cycles transgressifs-régressifs, soit de tester des concepts de base de la Stratigraphie Séquentielle, c'est-à-dire, les concepts de partitionnement ou de distorsion.

1. Concept de saut de surface remarquable : tectonique versus flux sédimentaire

Principe :

On constate que latéralement, une surface remarquable, isochrone, surface de première inondation ou surface d'inondation maximale, peut changer d'ordre, c'est-à-dire passer d'une surface remarquable de séquence de durée comprise entre 1 et 5 Ma (cycles transgressifs-régressifs mineurs) à une surface remarquable de séquence de durée comprise entre 400 000 et un million d'années (groupements d'unités génétiques). Dans ce dernier cas, c'est la surface remarquable du groupement d'unités génétiques sous- ou sus-jacente qui est devenu la surface remarquable du cycle transgressif-régressif mineur. En d'autres termes, la surface remarquable du cycle transgressif-régressif mineur "saute" dans le temps. Elle peut être considérée comme "diachrone", même si ce terme recouvre des ambiguïtés.

Le paramètre eustatique étant constant dans l'espace, seuls peuvent varier les facteurs tectonique et sédimentaire (apport / production) (fig.V.18).

Une augmentation latérale de la vitesse de subsidence ou une diminution du flux sédimentaire ont pour conséquence de retarder l'arrivée d'une surface d'inondation maximale. Inversement, une diminution latérale de la vitesse de subsidence ou une augmentation du flux sédimentaire ont pour conséquence d'avancer une surface d'inondation maximale.

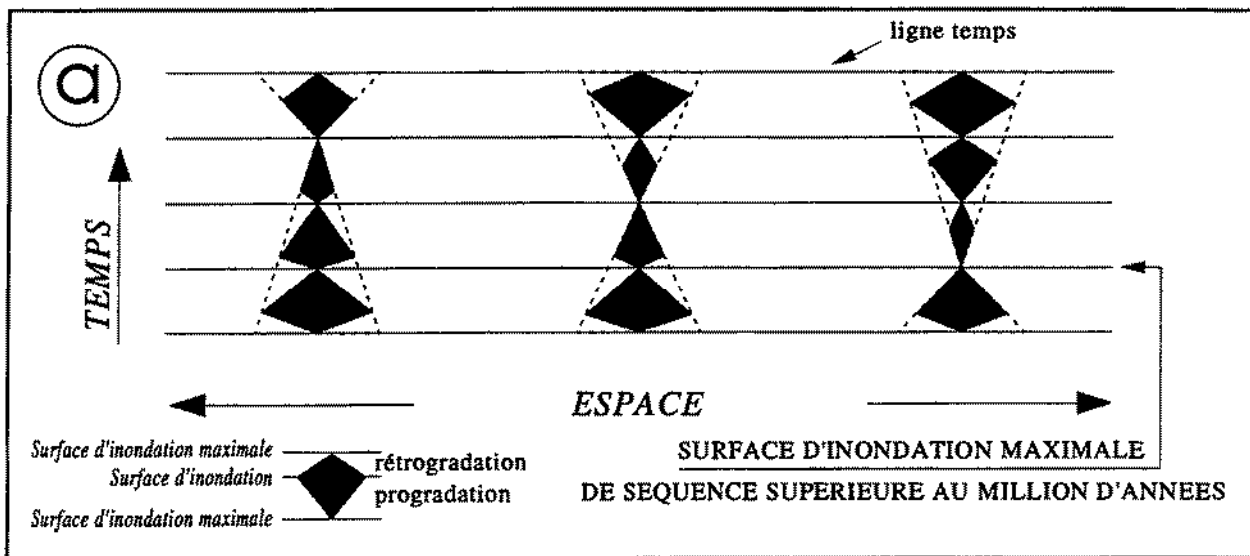
Exemple du Lias du bassin de Paris :

Trois exemples principaux sont discutés au sein du Lias du bassin de Paris.

Le premier cas est celui de la surface d'inondation du cycle mineur sinémurien, S1. Cette surface est majeure à l'W et au SW du bassin. Cependant, elle arrive un peu plus tard au centre du bassin et beaucoup plus tard au NE. Or, alors qu'elle arrive tôt au SW du bassin, cette partie du bassin présente un maximum de création d'espace d'accommodation. Cette forte création d'espace disponible tend à favoriser la transgression et donc à avancer l'inversion de tendance entre régression et transgression, marquée par la surface d'inondation. On en déduit donc un rôle prépondérant du contrôle tectonique dans cette partie du bassin, créant au fur et à mesure de la sédimentation, suffisamment d'espace disponible. La vitesse des apports sédimentaires est donc inférieure à celle de la création d'accommodation puisque l'on enregistre au niveau de S1 une inversion de tendance en faveur d'une transgression.

Le deuxième cas est celui de la surface de première inondation à la base du cycle pliensbachien, P11. Cette surface est diachrone sur la surface du bassin de Paris. Elle arrive plus tard sur toute la partie Ouest du bassin. Cette moitié ouest est par ailleurs soumise lors du demi-cycle régressif Sinémurien à une période de diminution de l'espace d'accommodation. Ce régime retarde donc l'inversion de tendance et la mise en place d'un régime transgressif. Le contrôle de cette surface est donc ici encore essentiellement tectonique.

Le troisième exemple est celui de la surface d'inondation maximale du demi-cycle transgressif du Pliensbachien, Pd4. Cette surface n'est plus majeure à l'ouest où



APPORT / PRODUCTION CROISSANTE SUBSIDENCE CONSTANTE

APPORT / PRODUCTION

ESPACE DISPONIBLE CREE PAR LA SUBSIDENCE

SUBSIDENCE CROISSANTE APPORT / PRODUCTION CONSTANTE

b)

Figure V.18 : (d'après Guillocheau & Mettraux, inédit)

a) Illustration d'un saut de surface remarquable.

b) Importance du bilan apport - production / subsidence sur la constance des surfaces remarquables.

l'inversion de tendance arrive plus tôt. Ce domaine du bassin de Paris enregistre alors le relais entre une phase de faible création d'espace d'accommodation et une phase de suppression d'accommodation tandis que le domaine Est du bassin est tout au long du Pliensbachien sous un régime de création d'espace disponible à la sédimentation avec, cependant, une diminution des vitesses de création d'espace. Là encore, le régime d'accommodation favorise et donc, avance dans le temps, la période d'inversion de tendance. Le contrôle du saut de surface est là encore, strictement tectonique.

Interprétation :

Un saut de surface peut donc être simplement d'origine tectonique : un découplage du régime d'accommodation le long du profil de dépôts favorise localement une période de transgression ou de régression et donc contrôle l'occurrence des surfaces majeures d'inversion de tendance.

Le saut de surface peut cependant être également le résultat de la concurrence entre une création ou une diminution de l'espace d'accommodation par contrôle tectonique et le remplissage de ce dernier par les apports détritiques ou la production sédimentaire in-situ. La géométrie de la paléogéographie surimposée au régime d'accommodation contrôle alors l'occurrence et la durée relatives des phases transgressives et régressives.

2. Partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires

Comme nous l'avons vu dans le chapitre I, une variation du niveau relatif de la mer à haute fréquence (durée de 20 à 400 ka) induit une réponse stratigraphique présentant une préservation différentielle des environnements continentaux et marins. La limite entre ces deux environnements correspond à la zone de déferlement de la houle. Les environnements marins sont préservés durant les phases de progradation (régressives), ils sont condensés durant les phases de rétrogradation (transgressives).

La question posée est celle de l'autosimilarité de ce phénomène à des échelles de temps supérieures (Cross *et al.*, 1993) et notamment à l'échelle des séquences de durée supérieure au million d'années, c'est-à-dire, d'origine potentiellement tectonique.

Cycles mineurs :

A l'exception du cycle transgressif-régressif de l'Hettangien, les trois autres cycles sont essentiellement enregistrés en milieu marin. Les deux cycles Sinémurien et Pliensbachien sont volumétriquement dominés par leur phase transgressive. C'est l'inverse qui se produit pour le cycle Toarcien.

Le partitionnement volumétrique n'est donc pas respecté pour les cycles Sinémurien et Pliensbachien, la phase régressive (progradante) étant volumétriquement moins importante que la phase transgressive (rétrogradante) en domaine marin.

Cycles majeurs :

Le cycle majeur, essentiellement exprimé en domaine marin, est volumétriquement dominé par sa phase transgressive. Le principe de partitionnement n'est donc pas, là encore, respecté.

Conclusion :

Il semble donc, à l'exception du cycle mineur Toarcien, que le principe de partitionnement ne soit pas respecté pour les séquences de durée supérieure au million d'années, c'est-à-dire, d'origine tectonique. Les séquences de durée inférieure, pouvant correspondre à des séquences de 3^{ème} ordre, telles que les deux séquences du Carixien, d'origine probablement eustatique, ont des phases rétrogradantes (transgressives) volumétriquement très réduites. Elles respecteraient alors le principe de partitionnement.

Il semble que la limite temporelle du principe de partitionnement dépende de la cause de ces séquences : les cycles d'origine eustatique (de durée inférieure au million

d'années) respecteraient ces règles, ce qui ne serait pas le cas des cycles d'origine tectonique (de durée supérieure au million d'années).

3. Distorsion du signal sédimentaire

Observations :

Les cycles transgressifs-régressifs mineurs n'ont pas le même indice de symétrie selon leur position dans le cycle transgressif-régressif majeur.

Les cycles transgressifs-régressifs mineurs surimposés au demi-cycle transgressif majeur sont volumétriquement dominés par leur phase transgressive tandis que le cycle transgressif-régressif mineur surimposé au demi-cycle régressif majeur est volumétriquement dominé par sa phase régressive. Le seul problème concerne le demi-transgressif mineur du Toarcien qui, bien que se situant à la fin du demi-cycle transgressif majeur, est volumétriquement peu développé.

La mesure de l'accommodation à l'échelle du cycle transgressif-régressif majeur du Lias montre une phase d'accélération jusqu'au Domérien terminal / Toarcien basal, suivi d'une phase brutale de déccélération, le maximum d'espace étant créé au Domérien.

Interprétation :

La dissymétrie de ces cycles peut s'expliquer par le seul effet de surimposition de deux ordres de variation du niveau marin relatif de la mer (voir chapitre I). Durant les phases de montée du niveau marin relatif de la mer du signal à basse fréquence, la phase de montée du niveau relatif de la mer à plus haute fréquence est alors développée. L'opposé, durant les phases de chute du niveau marin relatif de la mer du signal à basse fréquence, la phase de chute du niveau relatif de la mer à plus haute fréquence est développée.

En conséquence, la réponse stratigraphique du cycle à plus haute fréquence est dominée par sa phase transgressive dans le demi-cycle transgressif du cycle à basse fréquence, et ce phénomène est d'autant plus marqué que la vitesse de création d'espace disponible au niveau du signal basse fréquence, est forte. C'est le processus inverse qui se produit dans les demi-cycles régressifs du cycle à basse fréquence.

Ceci permet d'expliquer la dissymétrie de plus en plus marquée en faveur de la phase transgressive des cycles transgressifs-régressifs mineurs, le paroxysme de vitesse étant atteint au Domérien terminal.

La phase régressive volumétriquement dominante du cycle transgressif-régressif mineur du Toarcien s'explique par la brutale diminution de vitesse de création d'espace disponible, et donc par une balance flux sédimentaire / création d'espace disponible favorable à la progradation.

Conclusion :

A l'exception du demi-cycle transgressif du Toarcien, le phénomène de distorsion de deux signaux surperposés de variation du niveau relatif de la mer, permet de rendre compte de la dissymétrie des cycles transgressifs-régressifs mineurs. Plusieurs mécanismes peuvent expliquer l'anomalie du demi-cycle transgressif du Toarcien, et notamment le flux sédimentaire qui pourrait alors être anormalement faible en raison de l'anoxie généralisée du bassin.

4. Contrôle de la production carbonatée

Il s'agit de mesurer pour des intervalles de temps correspondant aux différents demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs, le volume de carbonates préservé.

Le propos est de dégager d'éventuelles relations entre bilan des carbonates et variations de l'accommodation.

La nature des carbonates déposés durant le Lias du bassin de Paris est essentiellement biodétritiques, principalement composés de boues carbonatées micritiques. Ces carbonates sont de nature chimiques et biochimiques.

Ces études ont été menées d'abord en 1D, sur l'exemple du puits de Mogneville, puis en 3D : huit cartes de vitesse de production carbonatées ont été dessinées. Ces cartes ont été obtenues par la combinaison des cartes de lithologies et d'isopaques.

Afin de s'affranchir de l'hétérogénéité des puits étudiés, des bilans à l'échelle du bassin ont été effectués pour chaque demi-cycle transgressif ou régressif mineur. Les résultats sont présentés en fonction du temps, en km^3 ou en km^3/Ma .

Sur le puits de Mogneville, on remarque dans un premier temps que le volume de carbonates préservés est plus important en phase transgressive que régressive exceptée la phase de transgression majeure du Toarcien transgressif, entre Pd7 et T2 (fig.V.19).

Durant les phases transgressives, la vitesse de production carbonatée est inférieure à la vitesse de création d'espace d'accommodation. Durant les phases régressives, elle lui est supérieure, la vitesse de création d'espace disponible pouvant même être alors négative. Deux exceptions à ce comportement général se distinguent. La phase de transgression majeure du Toarcien inférieur, correspondant à la vitesse maximale de création d'espace disponible préserve un volume minimal de carbonates. De plus, la production carbonatée est plus importante durant la phase d'accélération de chute du demi-cycle régressif du Pliensbachien, entre Pd5 et Pd7 que durant la phase de transgression du même cycle Pliensbachien.

Une hypothèse peut alors être proposée pour résoudre ces anomalies : les phases de transgression sont trop importantes pour que la "machine carbonate" puisse suivre un développement normal. En effet, un système carbonaté est sensible à sa position bathymétrique dans la zone photique puisqu'il met en jeu des organismes vivants ayant besoin de plus ou moins d'énergie lumineuse. Une potentielle accélération de la création d'espace d'accommodation pourrait alors être trop rapide pour que la "machine carbonatée" puisse compenser par sa production, l'augmentation de bathymétrie ainsi générée. On peut alors supposer qu'une bathymétrie critique est atteinte, tuant la production carbonatée.

Les résultats obtenus sur les volumes globaux de carbonates, de sables et d'argiles préservés au sein de l'ensemble du bassin de Paris, à l'échelle de chaque demi-cycle transgressif-régressif mineur, sont plus complexes mais vérifient effectivement les hypothèses émises sur le puits de Mogneville (fig.V.20). Le volume de carbonates préservés est plus important en phase transgressive que régressive. Les comportements de la phase de transgression du Pliensbachien entre P11 et Pd4 et de la phase de transgression majeure du Toarcien transgressif, entre Pd7 et T2, sont confirmées.

Les cartes des taux de production carbonatées ont été comparées aux cartes de vitesses de variation de l'accommodation, établies pour chacun des huit demi-cycles transgressifs-régressifs mineurs identifiés dans l'enregistrement sédimentaire liasique du bassin de Paris.

Il apparaît que les pôles de maxima de production coïncident avec les pôles de maxima de création d'espace disponibles. Ce n'est cependant pas le cas des pôles situés en milieu d'offshore inférieur, comme par exemple le quart NE du bassin de Paris au début de la régression du Pliensbachien supérieur, entre Pd4 et Pd5. Un autre exemple de ce comportement peut être donné par le demi-cycle transgressif du Toarcien.

L'hypothèse d'existence d'une bathymétrie critique et/ou d'une vitesse maximale de création d'espace disponible que la machine "carbonate" pourrait compenser afin de se maintenir à une bathymétrie viable, semble donc se conforter. Une étude plus précise de la nature des carbonates et une application sur des milieux carbonatés d'origine biologique

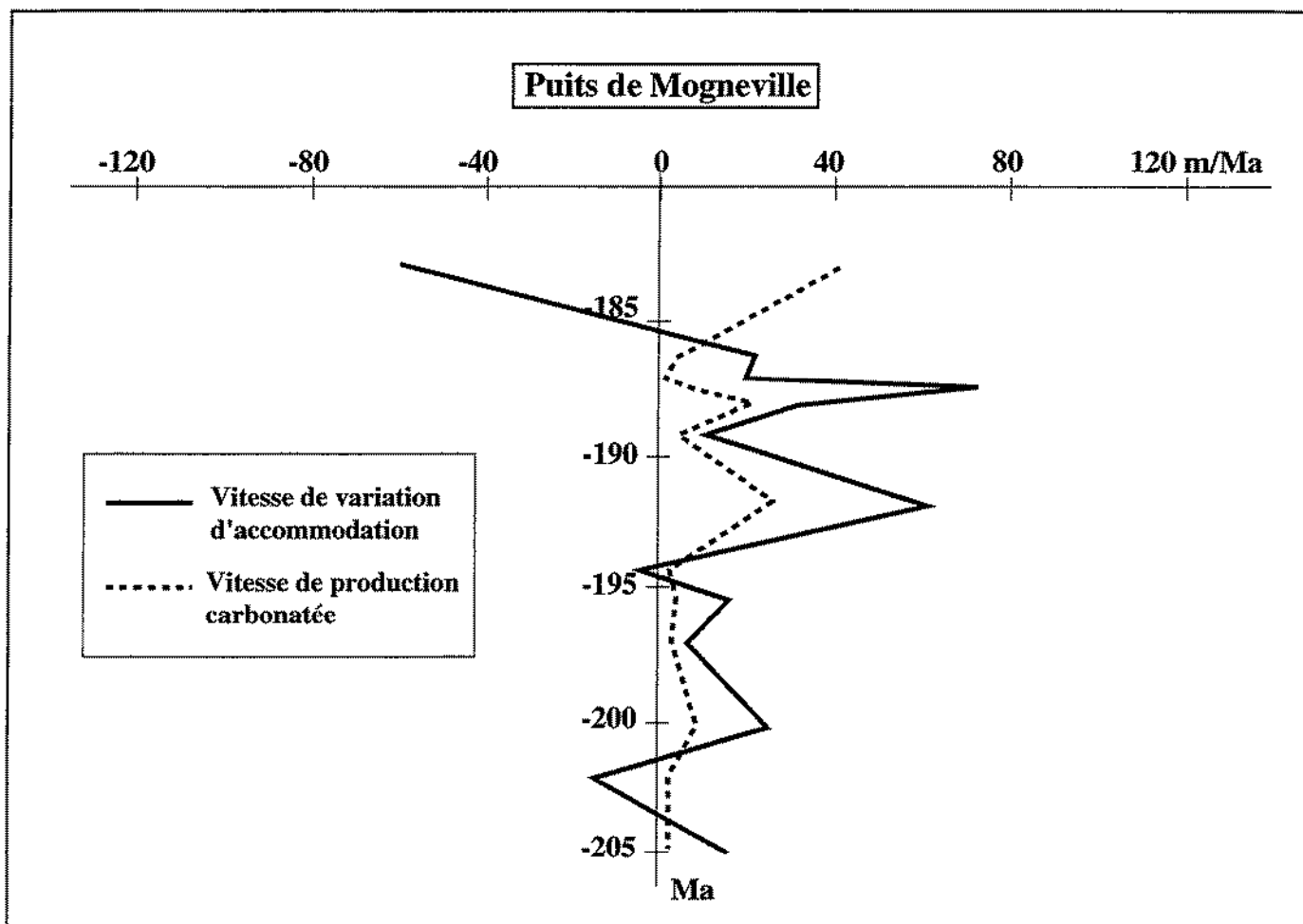


Figure V.19 : Etude de l'influence des variations d'accommodation sur les vitesses de production des carbonates : application au puits de Mogneville.

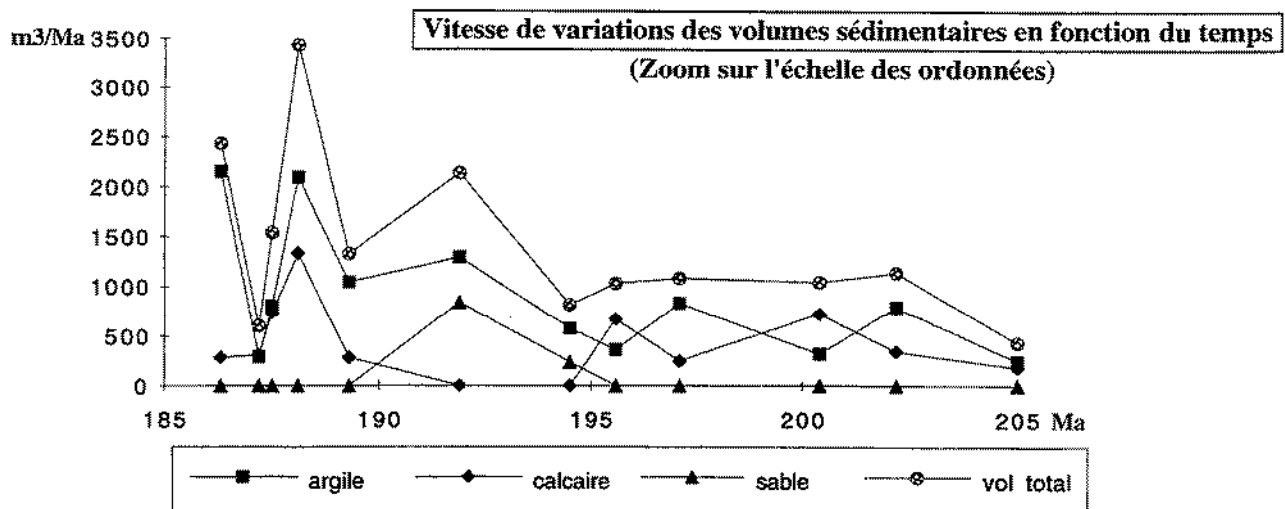
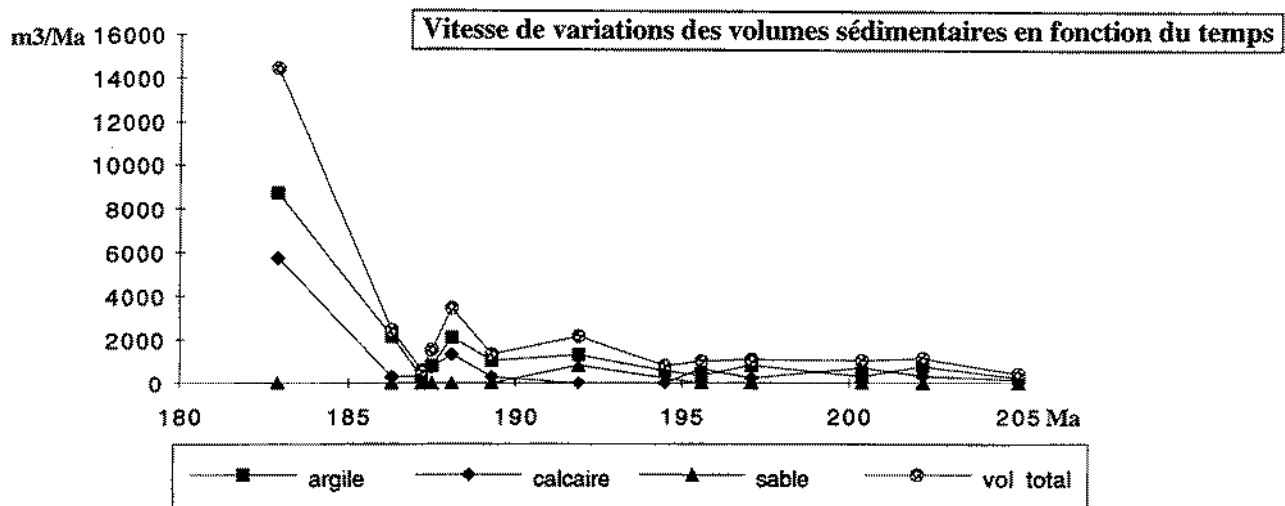
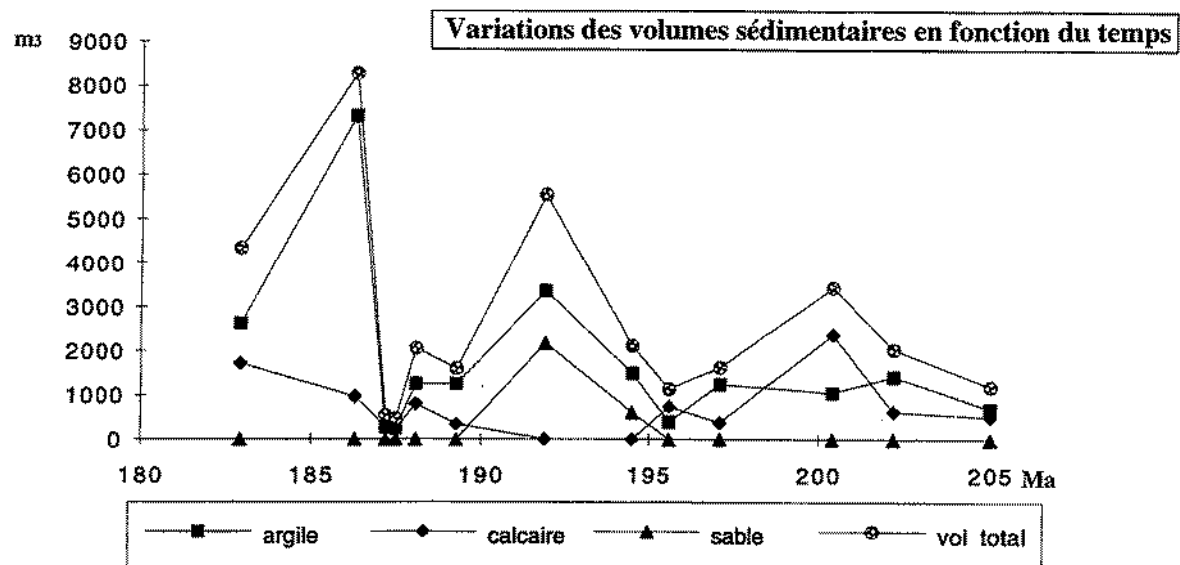


Figure V.20: Etude de l'influence des variations d'accommodation sur les vitesses de production des carbonates : présentation des valeurs moyennes des volumes et vitesses de production de carbonates obtenues sur les cartes de répartition des volumes de carbonates obtenues pour chacune des 13 séquences sédimentaires étudiées dans le Lias du bassin de Paris.

sont cependant nécessaire pour mieux contraindre le rôle du contrôle tectonique, via les variations d'accommodation, sur la production carbonatée.

CONCLUSION :

La mesure 3D de l'accommodation à l'échelle des cycles transgressifs-régressifs de durée de 1-4 Ma, a permis :

- (1) de distinguer le signal eustatique du signal tectonique ;
- (2) de mesurer et préciser la nature du signal tectonique ;
- (3) de comprendre, en retour, les implications stratigraphiques de ce contrôle tectonique.

D'un point de vue tectonique,

(1) le bassin de Paris ne résulte pas d'un contrôle simple à des échelles de temps de l'ordre de la centaine de million d'années ;

(2) il résulte de l'empilement de bassins sédimentaires dont les limites et les systèmes sédimentaires diffèrent d'étape en étape ;

(3) à une échelle de temps supérieure, à l'échelle de l'étage, soit de 1-4 MA, le bassin de Paris enregistre un ensemble d'évènements géodynamiques mineurs. Ceux-ci traduisent la mise en place et l'épanouissement d'un évènement géodynamique majeur, et s'expriment par des phases de création ou de suppression d'espace disponible, selon différentes longueurs d'onde. Ces dernières sont préférentiellement decroissante et grande longueur d'onde pour les phases transgressives et de courte longueur d'onde pour les phases régressives.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1) Mise au point d'une méthode de mesure tridimensionnelle haute définition de l'accommodation.

L'accommodation, ou espace disponible pour piéger des sédiments, peut être défini de deux manières:

(1) C'est la variation du niveau relatif de la mer, somme des variations tectoniques et eustatiques ;

(2) C'est pour un intervalle de temps donné, l'épaisseur de sédiments accumulés, décompactés, corrigés de la paléobathymétrie et/ou de la paléoaltitude.

Pour mesurer les variations d'accommodation, il faut donc :

(1) accéder au temps,

(2) déterminer la nature des lithologies accumulées,

(3) mesurer les paléobathymétries et les paléoaltitudes.

Accéder au temps :

L'accès au temps suppose de tracer des lignes isochrones à travers les différents milieux de sédimentation et donc les lithologies, constitutives du bassin sédimentaire. Dans un deuxième temps, il s'agit de dater à proprement parler ces surfaces. Les surfaces isochrones ont été obtenues par corrélation des informations diagaphiques de 380 puits du bassin de Paris, en utilisant les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution ou stratigraphie génétique. Les âges de ces surfaces ont été obtenus par calibration sur puits ou affleurements avec des biozonations d'ammonites (zones et sous-zones).

Détermination des lithologies préservées :

L'interprétation des données diagaphiques disponibles aux puits, calées sur carottes et affleurements, permet de déterminer la nature lithologique des formations rencontrées.

Détermination des paléoaltitudes et paléobathymétries :

Un des apports majeurs de ce travail est la mesure de paléobathymétries à partir des informations diagaphiques. Ce travail se fonde sur la cartographie du littoral et des limites d'action des vagues de tempête et de beau temps, à partir de l'expression diagaphique des plus petites unités stratigraphiques identifiables : les unités génétiques. Par analogie avec les systèmes actuels, une valeur paléobathymétrique est attribuée à ces limites. Les gradients bathymétriques entre ces limites quantifiées, se fondent sur les gradients lithologiques déduits de l'expression diagaphique des unités génétiques.

L'analyse en termes de stratigraphie séquentielle de la succession liasique, a permis de définir au moins quatre ordres de séquences stratigraphiques emboîtés :

- le cycle majeur liasique à l'échelle du sous-système, soit de la vingtaine de millions d'années ;

- les cycles transgressifs-régressifs mineurs, à l'échelle de l'étage, soit 1-4 Ma ;

- les groupements d'unités génétiques et/ou cycles de troisième ordre, à l'échelle de 400 000 au million d'années ;

- l'unité génétique, à l'échelle de quelques dizaines à la centaine de milliers d'années.

L'accommodation a été mesurée en 3D, à l'échelle des demi-cycles transgressifs et régressifs des cycles mineurs, à l'échelle de 1-4 Ma.

2) Nature, échelles de temps et d'espace du contrôle tectonique à l'échelle d'un bassin intracratonique

Lecture des signaux eustatique et tectoniques :

A partir des cartes 3D d'accommodation, deux composantes peuvent être extraites:

- un dénominateur commun, constant à l'échelle du bassin mais pouvant varier avec le temps. Sa nature est eustatique mais elle peut comporter une éventuelle composante tectonique très grande échelle, dont la longueur d'onde est supérieure à la taille du domaine étudié ;
- un différentiel de variation d'accommodation, nécessairement de nature tectonique.

Le contrôle tectonique du bassin de Paris à l'échelle de 230 Ma.

L'évolution du bassin de Paris, du Trias à l'Actuel, soit à l'échelle de 230 Ma, ne peut être expliquée par un modèle de type McKenzie (1978). En effet, aucun indice d'extension n'est perceptible durant le Trias et la vitesse maximale de subsidence est atteinte durant le Jurassique supérieur. Par contre, les grandes étapes de l'évolution du bassin coïncident avec les phases de divergence et convergence des plaques lithosphériques. Ces grandes phases ont donc les durées caractéristiques du cycle de Wilson.

Le contrôle tectonique du bassin de Paris à l'échelle de cycles à 8-40 Ma.

L'étude géométrique 2D d'un transect Est-Ouest Nancy à Rambouillet sur les sédiments triasiques à actuels, ainsi que des mesures à haute résolution de la subsidence ont permis de mettre en évidence un second ordre de contrôle tectonique, à l'échelle du sous-système stratigraphique. Ce sont des accélérations-deccélérations de la vitesse de subsidence dont les durées varient de 8 à 40 Ma. Leur expression stratigraphique est un cycle transgressif-régressif majeur. Ces variations de subsidence coïncident avec les grands événements géodynamiques qui affectent la plaque ouest-européenne.

Le contrôle tectonique du bassin de Paris à l'échelle de 1-4 Ma.

La mesure de l'accommodation en trois dimensions, pour le Jurassique inférieur du bassin de Paris, a permis de mettre en évidence un contrôle tectonique à l'échelle des cycles transgressifs-régressifs mineurs de durée 1-4 Ma. Ce contrôle tectonique se traduit par des alternances de périodes de subsidence à moyenne-grande longueur, suivies par des périodes de contrôle à courte longueur d'onde, présentant des zones en subsidence et en surrection. Ces événements peuvent être identifiés sur tout le domaine nord-téthysien.

Le contrôle tectonique à l'échelle 8-40 et 1-4 Ma est à rattacher aux mouvements aux limites de plaques, qui induisent des déformations intraplaques de nature pseudo-oscillatoire, avec des vitesses de déplacements verticaux de l'ordre de la dizaine de mètres par million d'années.

Le bassin de Paris enregistre fidèlement du Rhétien au Toarcien inférieur les différentes phases de l'ouverture de la Téthys ligure. Ce n'est plus le cas au Toarcien terminal lorsque la subsidence est bloquée. Cet événement pourrait être celui qui en Mer du Nord, se traduit par un bombement thermique.

3) Contrôle tectonique et enregistrement sédimentaire : tests et développements des principes de la stratigraphie séquentielle

La réalité du concept de saut de surface dans le temps a été confirmé. Ce phénomène traduit l'évolution latérale d'une surface remarquable isochrone, surface de première inondation ou surface d'inondation maximale, qui peut changer d'ordre, c'est-à-dire passer d'une surface remarquable de séquence comprise entre 1 et 5 Ma à une surface remarquable comprise entre 400 000 à un million d'années. Ce processus résulte d'une variation latérale de la vitesse de subsidence et/ou du flux sédimentaire.

Nous avons également démontré que *les lois du partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires* ne sont pas vérifiées lorsque les séquences sont d'origine tectonique, c'est-à-dire à des échelles de temps à 1-4 et 10-40 Ma. Ces principes de partitionnement ne sont respectés que lorsque l'ensemble du profil de dépôts est soumis à des variations du niveau relatif de la mer homogènes dans l'espace (variations d'origine eustatique ou

tectonique grande longueur d'onde). Le partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires n'est donc pas une loi d'échelle.

Enfin, des variations d'épaisseurs et de symétries des quatre cycles transgressifs-régressifs mineurs ou du cycle transgressif-régressif majeur ont confirmé encore une fois, la notion de distorsion du signal sédimentaire. Ce mécanisme rend compte du fait que les cycles mineurs surimposés dans la phase transgressive du cycle majeur voient favoriser leurs phases transgressives alors qu'inversement, les cycles mineurs surimposés dans la phase régressive du cycle majeur, voient favoriser leurs phases régressives.

ANNEXES

ANNEXE N°1

DONNÉES BIOCHRONOSTRATIGRAPHIQUES issues du Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1967 "Apports des sondages pétroliers à la connaissance du Lias du Bassin de Paris" par O.Serra revue par Mr Elmi, (communication personnelle)

DONTRIEN 1

1202,5	Dumorticia aff. metita	Zône à Pseudoradosa : Toarcien sup.
1203,9	Dumorticia. aff. striatula costata	idem
1204,35	Dumorticia. gr. pseudoradosa	idem
1314-1323	Pseudolioceras cf lythense	
	Dactylioceras cf annulatus	
	Dactylioceras raristriatus	
	Dactylioceras tenuicostatum	Zône à Tenuicostatum : Toarcien basal
	Dactylioceras cf semicelatum	idem
1328	Pleuroceras costatum	Zône à Spinatum
1331	Amaltheus margaritatus	Z. à Margaritatus, ss.-z. à Subnodosis
1332,4	Amaltheus nudus	
1471,2	Acanthopieuroceras valdoni	Z. Ibex, ss.-z. Valadani ; Carixien
1476-1478	Tragophylloceras ibex	Z. Ibex, ss.-z. Malgenesti ; Carixien
	Acanthopieuroceras maugenesti	Z. Ibex, ss.-z. Malgenesti ; Carixien
1556	Arnioceras geometricum	Z. à Semicostatum
1609-1613	Coroniceras sp	
	Arnioceras gr geometricum	Z. à Semicostatum - Turneri
1632	Arnioceras geometricum	Z. à Semicostatum - Turneri
1642	Euagassicerias	Z. à Semicostatum - Turneri
1644,2	Ammonites aureus	
1657,7	Scamnoceras densicosta	Hettangien sup.
1666	Schlotheimia angulata	Hettangien sup.
1671	Schlotheimia polyptica	Hettangien sup.
1675	Schlotheimia angulata	Hettangien sup.
1675,9	Proariatites aff. laqueus	Z. à Liasicus ; Hettangien moyen
1690-1693	Pteria conforta	Rhetien

GRAND PRÉ 1

842,6	Tragophylloceras cf wechsleri	Z. à Jamesoni ; Carixien
851	Uptonia gr. jamesoni	Z. à Jamesoni ; Carixien
930	Oxynoticeras cf shoracense	Z. à Oxynatum ; Lotharingien
935	Asteroceras gr obtusum	Z. à Obtusum
1067	Schiptheimia	Z. à Angulata
1072	Schiptheimia angulata	Z. à Angulata
1079	Alsatites	Z. à Liasicus
1084,8	Psiloceras (Caloceras) gr johnstoni	Z. à Planorbis, ss.z. à Johnstoni
1085-1086	Psiloceras planorbis	Z. à Planorbis, ss.z. à Planorbis

SELLES

1445,8-1446	Oistoceras sp	
	Productylioceras cf enode	Carixien
	Aegoceras lataecosta	Carixien
	Aegoceras gr. capricornu	Carixien

MONTMIRAIL

2650,9	Arnioceras semicostatum	Semicostatum
2652,4	Arnioceras cf arnauldi	Semicostatum
	Arnioceras cf falcaries	Semicostatum
2695,1	Charmasseiceras charmassei	Z. à Bucklandi, ss-z. à Conybeari
	Metophioceras sp	Z. à Bucklandi, ss-z. à Conybeari
2715,7	Scamnoceras hypolypta	Z. à Angulata
2721,4	Psiloceras g. planorbis	Z. à Planorbis

COURGIVAUX

2509,7-2511,7	Androgynoceras gr capricornu	Sinémurien supérieur
2546-2547	Angulaticeras	idem
	Gagaticeras gagateum	idem
	Gagaticeras funiculateum	idem
	Aegoceras carusense	idem
	Oxynoticeras simpsoni	idem
2587,2-2588,7	Gagaticeras gr. gagateum	idem
	Oxynoticeras eboracena	idem
	Microderoceras birchi	idem

BOUCHY LE REPOS

2631	Arnioceras gr. flavum	
	Microderoceras birchi	Z. à Semicostatum
2643-2646	Arnioceras g semicostatum	Z. à Semicostatum
2655	Epommonites cf scunthorpense	Z. à Semicostatum
2671	Arnioceras cf arnauldi	Z. à Semicostatum
2680	Coroniceras aff. rotiformis	
2689	Arnio geometricum	Z. à Semicostatum
2692,5	Metaphioceras janus	Z. à Bucklandi, ss-z. à Conybeari
2703	Schiotheimia densicosta	Z. à Angulata
2704	Schiotheimia angulata	Z. à Angulata
2712	Psiloceras cf planorbis	Z. à Planorbis
2731	Pterta conforta	Rhétien

TROIS FONTAINES 101

1188	Androgynoceras mocolatum	Zône à Ibex-Davoei ; Carixien
	Prodactylioceras davoei	Zône à Ibex-Davoei ; Carixien
1237	Porioceras alcinoe	Z. à Semicostatum, ss.z. à Turneri
	Euosterocheras turneri	Z. à Semicostatum, ss.z. à Turneri
1239,5	Arnioceras gr. flovum	Z. à Semicostatum, ss.z. à Semicostatum

GRAND PRÉ 1 (suite)

1088	Psiloceras planorbis	Z. à Planorbis
	Psiloceras gr. johnstoni	Z. à Johnstoni
1080	Alsaticeras liasicus	Z. à Liassic
	Proarietites aff. laq	Z. à Liassic
1073	Schiotheimia angulata	Z. à Angulata
1068	Schiotheimia angulata	Z. à Angulata
1042	Ammonites aureus	
1040	Euagassicerat	Z. à Semicostatum

1020	Amioceras geometricum	Z. à Semicostatum
968	Amioceras geometricum	Z. à Semicostatum

PUISELET 1

1862	Grammoceras cf toarcense	INVERSION? Z. à Thouarsense
1866,4	Pseudogrammoceras cotteswoldium	Z. à Thouarsense
1868,1	Phlyseogrammoceras metallarium	
1868,3	Lytoceras sp	
1869	Brodiceras sp	Z. à Amabilis
1869,5	Harigia sp	Z. à Amabilis

BELBU 1

2103-2115	Dumortiera cf suevica	Z. à Pseudoradosa
	Ludwigia aff tolutaria	Z. à Pseudoradosa
	Dumortiera pseudoradosa	Z. à Pseudoradosa
	Grammoceras striatulum	Z. à Thouarsense
	Grammoceras toarsense	Z. à Thouarsense
	Grammoceras cf falleciosum	Z. à Thouarsense
	Grammoceras cf doerntense	Z. à Thouarsense
	Grammoceras aff metallarium	Z. à Thouarsense

MONTMIRAIL 1

2650,9-2652,4	Amioceras semicostatum	Z. à Semicostatum
	Amioceras cf arnouldi	Z. à Semicostatum
2695-2645	Amioceras cf falcaries	Z. à Semicostatum
2695,1	Charmasseiceras charmassei	Z. à Bucklandi, ss-z. à Conyberi
	Metaphioceras sp	Z. à Bucklandi, ss-z. à Conyberi
2715,7	Scamnocras hypolepta	Z. à Angulata
2721,4	Psiloceras gr. planobis	Z. à Planorbis
2726-2765	Pteria contorta	Rhetien
	Pteria plagiostoma proecursor	Rhetien
2765	Pteria contorta	Rhetien
	Anoplophora	Rhetien
	Gervilleia inflata	Rhetien

TROIS FONTAINES 101

907,5	Dumortiera cf muteus	Sommet Z. à Pseudoradosa
	Dumortiera moerci	Sommet Z. à Pseudoradosa
	Dumortiera pseudoradosa	Z. à Pseudoradosa
1018,5	Pleuroceras costatum	Z. à Spinatum
1038	Pleuroceras gr spinatum	Z. à Spinatum
1304	Schlotheimia angulata	Z. à Angulata
1307	Schlotheimia (scamnocras) polyptycha	Z. à Angulata
	Schlotheimia (scamnocras) cf tetragona	Z. à Angulata
	Psiloceras gr planorbis	Z. à Planorbis
1331,45	Estheria	Rhetien

DER 101

1041,45-1041,9	Cotteswoldia	Z. à Aalensis
1043,5-1043,65	Pleydellia aalense	Z. à Aalensis
1047,6	Walkericeras lotharingica	Z. à Aalensis
	Dumortiera	Z. à Pseudoradosa
1152,26-1157,6	Harpoceras subplanatum	Z. à Bifrons

1158,45	Harpoceras falciferum	Z. à Bifrons ?
1168,5-1168,65	Hildoceras bifrons	Z. à Bifrons
	Dactylioceras tenuicostatum.	Z.à Tenuicostatum
1340,1-1340,4	Productylioceras gr davoei	Z. à Davoei
	Uptonia sp	Z. à Davoei
	Androgynoceros gr maculatum	Z. à Davoei
1397,85	Arnioceras gr flavum	Z. à Semicostatum
	Euagassiceras cf sauzeanus	Z. à Semicostatum
	Arnioceras geometricum	Z. à Semicostatum
1455,5	Myophoria	?

ANNEXE N°2

LISTE ET COORDONNÉES DES PUIITS DE LA BASE DE DONNÉES "LIAS"

Les coordonnées sont données en Lambert Nord.

Nom du puits	coord X	coord Y
ACHERES 1	580621	1139335
ACHUN 1	699590	937778,19
ALAINCOURT 1	674270	1229250
AMBOISE 1	500820	968205
AMBREVILLE 1	638915,7	1044613
AMILLY 101	632566	1032083
ANLEZY 1	687783,19	919353,81
ANNEOT 1	716038,31	981059,69
ANNEOT 2	715980	981059
ANNEOT 3	715510	980799
ANNEOT 4	714910	980538
AOUZE 1	862857	1081876
ARGENTOLLES 1	786600	1063600
ARPHEUILLES 1	518520	909895
ARRENTIERES 1	777020	1067010
ARSY 1	623865	1189223
AUDUN LE ROMAN 101	856610	1192950
AUFFERVILLE 101	617329,69	1055702,32
AUX MARAIS 101	577450	1189630
AVIZE 1	721163	1142850
BALLAN MIRE 1	471695	964286
BANTHELU 1	562140	1158255
BARBEAU 1	630105	1064037
BAULNE EN BRIE 1	693903,48	1143403,87
BAYE 1	707284	1129057
BAZINCOURT 1	806487	1112541
BEAUMONT 101	614731	1047889,63
BEAUREGARD 1	680920	1036001
BECHEVRET 1	591583,12	1094438,96
BEIGNE 1	744386	1101750
BELLEUSE 101	584970	1223950
BELVAL EN ARGONNE 1	795232,35	1140143,15
BERTRAY 1	612033	917966,31
BERTHUIS 1	644198,2	1129765,02
BICHES 1	700830	923026
BICHES 2	700300	919012
BIENVILLE 1	802275	1099842
BISSEAUX 1	642820,15	1101057,38
BLANCAFORT 1	618054	980965
BLINFEY 1	789275	1070281
BOIS BRULÉ 1D	617693	1094943,54
BOIS STE CATHERINE 1	839706	1130254
BOISSY SOUS ST YON 1	590481,49	1094683
BOSSAY SOUS CHAISE 1	497963	909053,5
BOUCHY LE REPOS 1	685420	1103205
BOULAY 1	632234	1056408
BOULINIÈRE 1	634313,6	1071613,6
BOURDON 1	824062	1057431
BOURNEVILLE 1D	656752	1162989
BOUSSAY 1	490122	908727
BRECY 1	619627	935954
BREMONDERIE 1	649538	1086470

BREMONDERIE 2	651546,6	1088068,7
BREUGNON 1	684160	969295
BRÉVIANDE 1D	621057,39	1094346,2
BRIE 119	624980	1087825
BRION 1	685475	1032803,63
BRIQUENAY1	785600	1194700
BRUYERES 1	643884,65	1127212,24
BRUYERES SUR FERES	1680362,3	1167705,2
BUIS 1	648189,04	1136933,57
BUSSY LETTREE 1	742447	1126203
CERE LA RONDE 6	515195	950276
CASSIN 1	558232,3	1131985,2
CERE LA RONDE 1	516296	956583
CERGY PONTOISE 1	579100	1149700
CERNEUX 1	674971	1113186
CESARVILLE 1 BIS	597076	1064001
CHAILLY 101	621988	1085862
CHAMPIGNEUL 1	737230	1139313
CHAMPIGNY 1	741080,03	1069500,25
CHAMPIGNY SUR MARNE 1D	614278,13	1123678,94
CHAMPLIN 1	683650	950677,63
CHAMPLIN 2	684400	948376
CHAMPLIN 3	684900	953680
CHAMPLIN 4	684650	950277
CHAMPOTRAN 1	656576,64	1111705,32
CHAMPOTRAN 3	658856,6	1115166,3
CHAMPOTRAN 4	661460,6	1106726,2
CHAMPROSE 1	636583,08	1115778,97
CHAMPVERT 1	689800	907343
CHAPTON 1	702398	1121230
CHARMOTTES 5	644150,2	1085444,6
CHATEAU LONDON 1	627515	1050345
CHATEAURENARD 1	648202	1030008
CHATILLON 1	700850	929001
CHAUCONIN 1	633874,59	1141366,43
CHAUME LES BAIGNEUX	1766400	991976,81
CHAUNOY 1	634410	1096540
CHEMERY 1	531542	965316
CHEROY 101	650348,17	1054756,25
CHEVANNES CHANGY	1684150	954930
CHEVANNES CHANGY 2	683480	954270
CHEVANNES CHANGY 3	683800	958182
CHEVANNES CHANGY 4	683700	956882
CHEVANNES CHANGY 5	683900	955881
CHEVANNES CHANGY 7	684500	953680
CHEVILLON 1	806723	1096717
CHEVRAUMONT 1	858952	1094577
CHICHENY 1	577710,47	1075370,23
CHONVILLE 1	831912	1120280
CIRAN 1	489015	929149
CLION 1	518110	917308
CLOS FONTAINE 1	648806	1100284
COLOMBE 1	784090	1066460
COLOMBE 2	783302,88	1063856,92
COLOMBEY LES BELLES	1860328	1094734
COMBS LA VILLE 1	618605,84	1106583,81
COMMERCEY 1	839932	1121651
CONGY 1	709552	1128648
CONNANTRE 2	714939	1116395
CONQUILLE 1	664746,35	1107525,4
CORFELIX 1	698859	1126887
CORPOYER 1	771113	988007
CORROMBLES 1	739260	981031

COUBERT 1D	627196,7	1107307,76
COURDEMANGES 1	763013,11	1112504,58
COURGENT 1	550266	1133429
COUY1	638620	935525
CROISSY BEAUBOURG 1D	621604,36	1123774,16
CUDOT 1	661134	1032692
CULEY 1	814830	1120500
CUNCY 1	684350	963977
CUZY 1	696850	964245
DAMPIERRE 1	749822	1148324
DAMPIERRE NORD 1	750800	1151911
DER 101	785205	1095445
DER 102	786440	1096180
DER 104	782937	1095272
DIROL 1	698530	959193
DOMMARTIN LETTREE 1	740423,51	1120684,29
DOMEVRE 1	864244	1130696
DONNEMARIE 3	658663,32	1089618,35
DONNEMARIE 5D	656476,7	1089111,1
DONTRIEN 1	751270	1173640
DROYES 1	777790	1095133
EGRENAY 1D	618190,73	1104006,38
EPIGNY1	648145,33	1062093,3
EPINEUSE 1	650551,99	1129398,48
EPOISSES 1	738870	978929
ESSISES 1	678725	1141280
ESTERNAY 1	690406	1114966
ESTOUY 1	600562,71	1052961,88
ETAMPES 1	581253	1076481
ETANCON 1	644589	1089331
ETRECHY 1D	587899,35	1084370,98
FEIGNEUX 1	641733	1173062
FLACY1D	693338	1058238
FONTAINE RAOUL 1	508932,2	1029869
FONTENAY DE BOSSERY	1684363,42	1084189,37
FOUILLEUSE 1	610010	1194080
FRAIGNOT 1	792119	995321
FRAIGNOT 2	802200	994255
FRANCHEVILLE 1	862864	1123486
FRESNES1	648369,95	1070510,4
GERMISAY 1	822938	1082165
GIRONVILLE 101	844916	1127850
GIROUX 1	568167	927409
GLAIRET 1	657825,01	1135467,17
GRANDPRE 1	782420	1188027
GRANDPRE 2	783197	1189126
GRANVILLE 109	738916,7	1100093,8
GRILLON 1	635357	1053194
GRISY 1	622459	1110201
GUIGNICOURT 1	718188	1195750
GUINCHE 1	629387	1058605
HARDEVILLIERS 101	591707	1210891
HEILTZ LE HUTIER 1	780131	1112874
HERICY 1D	632684	1081749
HERME 1D	676283,25	1087786,42
HEURTAULT 1	661108,996	1094446,27
HEURTEBISE 1	642009,79	1094209,73
HOULBEC 1	492453	1173691
ILE DE GORD 1	630058,26	1136733,19
IPPECOURT 1	811433	1154844
IVERNY 1D	643152,75	1097630,05
IVRY 101D	605091,56	1123878,75
JAILLY 1	685800	933065

JANVRY 1	677980	1101575
JAULGES 1	708075	1030679
JUVANZE101	766340	1071650
LA CHAPELLE EN VEXIN	1554400	1166280
LA CHARDONNIERE 1D	631369	1129270
LA COLLANCELLE 1	698780	942431
LA FERTE 1	571240	965815
LA FILOTIERE 1	577229	1108174
LA FOLIE DE PARIS 1	692719,69	1105773,51
LA FOUCHERIE 1D	641060	994467
LAHAYCOURT1D	796050,7	1135859,04
LA HOUSSAYE EN BRIE	101640512	1118389
LAILLY 1	685338,5	1062409,67
LA MOTTE NOIRE 1D	721472	1137550
LANDOMONT 1	773450	1052725
LA PETITE PLAINE 1	624927	1167146
LA RICARDE 1	697720,15	1176998,23
LA SABLIERE 1	638646	1105661
LATILLY 1	671192	1162912
LE CHAPITRE 1	840900	1150080
LE MEIX TIERCELIN 1	756725	1110390
LE PASSAGE 1	704194,48	1093106,16
L'EPINEUSE 1	650551,99	1129398,48
LEROUVILLE 1	833305	1124057
LES AUNES 1D	654956,7	1153477,3
LES BERGERS 1D	587771,09	1095464,31
LES GRANDES MAISONS	1636905,15	1087662,75
LES QUATRES BRAS 1	789995	1116265
LES RICEYS 1	753755	1039694
LES ROCHES MOREAUX	1618499	1084461
LES VAYEUX 1	734462	1145760
LEUDON 1	658926	1092157
LHUITRE 1	746300	1102200
LIEUSAIN 1	616135,72	1102425,58
LIGUEIL 1	481150	928635
LIMOREAU 1	661390,69	1102085,26
LINTHELLES 1	709719,2	1112980,31
LINTHELLES 2	709137,83	1110586,02
LOISY EN BRIE 1	715493	1132282
LONGUEIL 1	627317	1180651
LONJUMEAU 1	598830,05	1109193,38
L'ORME 1	564487,6	1126809,2
LUCY 1	707259,94	1138791
LUGNY 1	787260	1013641
LUXEMONT 1	768096	1113038
LYONS LA FORET 101	533880	1191960
MAILLE 1	465540	928960
MAINCY 1	626974,42	1095595,57
MAIRY 1	749504	1131268
MAISONNEUVE 1	600514,5	1021154
MALNOUE 1	662005,2	1118773,34
MANTES 101	550983	1144314
MARCHENOIR 1	524873	1019442
MARCHENOIR 2	522710	1020581
MARCHENOIR 3	530933,85	1019121
MARGERIE 1	765861,75	1096853,5
MAROLLES 5	595992	1095443
MARSANGIS 1	711277	1101457
MARVILLE 1	527510	1099115
MAUPAS 1	729250	1050450
MELARCHEZ 1	662318	1129939
MELIGNY 1	832360,74	1113037,88
MELLERAY 1	488293	1043035

MENETOU 1	608790	949229
MESNIL 1	644869,5	1134671,1
MITRY MORY 10	622318	1140899
MOGNEVILLE 1	795075	1121460
MONTAPOT 1	628458,98	1056974,04
MONTBERTHAULT 1	738290	977418
MONTDIDIER 101	611350	1212950
MONTENOISON 1	684400	947525
MONTIER EN DER 1	783800	1089950
MONT ET MARRE 1	700360	932234
MONTHIEUX 1D	654837	1143165
MONTIER EN DER 1	783000	1089950
MONTIGNY SUR CANNES	1699800	914937
MONTLEVEE 101	647188	1135124
MONTMIRAIL 1	689670	1137620
MONTREUIL AUX LIONS	1664274	1148708
MORTEFONTAINE 1	656380	1182345
NANTOUILLET 1	627925	1144385
NEUFCHELLES 1	652319	1156932
NOAILLES 101	593170	1175790
NORD SOUDRON 1	737213	1131054
OISY 1	684185	973980
OISY 2	683900	974552
ONVILLE 1	866018	1152520
ORGEVAL 1	700080	1201410
OUZOUER SUR TREZIE 1	636737,8	999722
PANNES 1	622799	1035666
PARIGNY 1	683550	959133
PAVILLON 1	634773,04	1081274,81
PAYS DE BRAY 401	554455	1208860
PAYS DE BRAY 402	568845	1198185
PAZY 1	697800	948295
PIERRE MORAINS 1	722878,26	1126818,17
PRE VERNON 1D	632368	1130867
PREY 1	520719	1139949
PRINGY 101	758050	1122025
PROSNES 1	741514,7	1165455,3
POUGUES 1	659680	935513
PUISELET 1	622668	1061838
QUENNE1	698425	1008350
RACHEE 1	654057,77	1095744,56
RAMBOUILLET 1	564375	1104625
RAULECOURT 1	849005	1129575
REBRECHEN 1	575994,58	1031560,99
RETHEL 1	740630	1219960
RETHEL 2	788200	1222950
RETHEL 4	798610	1221980
RETHEL 3	806840	1216680
RETHEL 5	792360	1204270
ROSNY 1	544130	1144470
ROUEN 101	508750	1193640
ROYAUMEIX 1	859720	1125460
RUSSART 1	809854	1113385
RUMILLY LES VAUDES	1738442	1046468
RUPT AUX NONAINS 1	801792	1111131
SAILLY 1	651191,16	1186391,04
SAULLES 1	838660	1006410
SAUNAY 1	495850	987833
SAXI BOURBON 1	687750	929162
SELLES 1	741135	1178636
SENNELY 2	588319	999908
SENNELY 301	587103,17	996888,96
SILVAROUVRES 1	782025	1044340

SIVRY 7D	630442,13	1090649,14
SOUDRON 104	732884,77	1124916,86
STE COLOMBE 1	659470	958100
STE COLOMBE VOULZIE	1667965	1093533
ST GERMAIN LA POTERIE	1574628,5	1193558,5
STE MENEHOULD 101	790490	1163295
ST DIDIER 1	697160	961834
ST FRANCHY 1	683250	942170
ST FRANCHY 2	684200	937567
ST GEORGES SOUS MOULON 1	604818,63	943328
ST GERMAIN LAXIS 1	627975,55	1097450,08
ST HILLIERS 1	668743	1103318
ST ILLIERS 1	542405	1142422
ST JOSEPH 1	805299,85	1122964,2
ST JUST 101	604438	1200125
ST JUST SAUVAGE 3D	706897	1095122
ST LAZARE 1	658193,4	1120900
ST LOUP 1	710252	1116722
ST MARTIN DE BOSSENAY 1	699346	1083039
ST MAUR 101	625910	1203040
ST MIHIEL 1	835301	1135113
ST OUEN 101	750370	1102945
ST PERE SOUS VELAY 1	709150	973610
ST SIGISMOND 1	550536,95	1026392
SOMMELONNE 2	799733	1111279
SOMMELONNE 3	797955	1112777
SOMMESOUS 1	737202,36	1116358,79
SONGY 101	756710	1123260
SOUDRON 106	735469,91	1124252,79
SUBLIGNY 1	633510	968669
SULLY SUR LOIRE 1	610581	1003738
TAVAGNIER 1	753936	1126012
THIANGES 1	689300	913449
THIEUX 101	597262	1204690
TOUSSON 101	607699,82	1073137,12
TRILBARDOU 1	633877	1137554
TROIS FONTAINES 102	794371	1113753
TROIS FONTAINES 103	797485	1110936
TROUANS 1	738412,35	1105505,2
TROU AUX LOUPS 2	662390,75	1092899,98
VACHEROUVILLE 1	820414,5	1174136
VALDREZ 1	740271	1078546
VALENCE EN BRIE 101R	641015	1082145
VALESCOURT 1	608532,08	1198713,01
VALPUISEAUX 101	596445,79	1077293,26
VARENNES 1	796585	1171390
VAUX 1	772490	1001988
VAUXPLEURS 1	647450	1125389
VERNON 101	534735	1158308
VERT LA GRAVELLE 1	716193	1127802
VERT LE GRAND 1	600440,05	1096406,77
VERT LE GRAND 3D	599817,81	1101397,36
VERT LE PETIT 1D	601695,34	1093947,07
VERT ST PERE 1D	630573,39	1100759
VIDELLES 1	606574,19	1086065,04
VIEUX CHAMPAGNE 1	659396,94	1097871,74
VIGNOLLES 1D	626641,76	1115546,11
VILLARCEAUX 1	649648	1114035
VILLEBOURGEOIN 1	563000	987678
VILLEGENARD 1	632126,87	1113937,61
VILLEMER 122	632880	1066188
VILLEMER 126	633483,43	1067387,7
VILLEMoyenne 1	684769	1163989

VILLENEUVE SUR YONNE	101674237	1044023
VILLEVAUDE 1D	624045,83	1135687
VILLEY LE SEC 1	869750	1111365
VILLOISON 1D	608642,22	1096260,6
VINAY 1	715688,96	1146106,29
VOULZIE 1	670653,59	1093026,54
VREGNY 1	677360,22	1191338,6
VULAINES 3	664563	1095084
VULAINES 4	890730	1118100
XIVRAY MARVOISIN 1	848270	1135240

COTES	T4	T3	T2	T1	Pd7	Pd5	Pd4	Pc3	Pc2	P11	S2	S1	H2	H1
ACHERES 1	1596		1637	1648,5	1660	1670	1685	1730	1756	1791,5	1799	1853	1893,5	1903
ACHUN 1												2,7	8,2	10
ALAINCOURT 1	767		789,5	792	795	812	822,5	856	879	891	908	936	945	950
AMBOISE 1	803,5	816	859,5	861	871	874	876	882	895	898	905	911,5	920	951
AMBREVILLE 1	1657	1689,5	1802	1809	1814	1829	1848,5	1880	1902,5	1916	1931,5	1951	1970	1985
AMILLY 101	1653	1684	1796	1802	1806	1818	1837,5	1874	1899	1916,5	1935	1965	2002,5	2020
ANLEZY 1											4,5	13,4	24,8	40,3
ANNEOT 1									10,8	12,6	13,7	21	24,8	29,8
ANNEOT 2								64,5	72,9	74	75,8	86	95,5	107
ANNEOT 3								63,7	71,5	72,5	74,1	83,1	92	104,2
ANNEOT 4								59,3	67,2	68,7	70,6	79,2	88,5	100,8
AOUZE 1					12			121	125,5	125,5	154	165,5	170	172
ARGENTOLLES	584	586,5	666	668	669	680	698	789	794	796	813	818	820	821,5
ARPHEUILLES 1	470	472,5	531	532	536	538	540	544	550	552,5	554,5	560,5	570	624
ARRENTIERES 1	739	744	827	829	829	841	860,5	953	960,5	966	993	1000	1004	1005
ARSY 1	1433	1442	1475	1483	1485	1511,5	1523	1566	1604	1614	1630	1690	1722	1732
AUDUN LE ROMAN 101					338	411		535	552	557	595	653	691	704
AUFFERVILLE 1	1825	1844	1936	1943,5	1950	1961	1967	2013	2035	2052	2062	2084	2105	2115
AUX MARAIS 10	907	909,5	936,5	942,5	955	963,5	974	996	1032	1044	1053	1106	1149	1158
AVIZE 1	1945	1970	2079	2088	2091			2192,5	2226	2246	2256	2352	2374,5	2385
BALLAN MIRE 1	597	603	643	644	650,5	653	654	658	660	662	668	673	682	704
BANTHELU 1	1387		1415	1425	1446	1454	1455	1482	1510	1529	1536,5	1565	1597	1606
BARBEAU 1	1812	1838,5	1936	1945	1955	1972	1980,5	2020	2045	2063	2076	2102,5	2127	2138
BAULNE EN BR	2097,5	2150	2278	2283	2292,5	2340	2350	2423	2460	2487	2514	2605	2618,5	2625,5
BAYE 1	2123	2179	2309	2320	2327	2350	2358	2455	2507	2528	2560	2639	2654	2662
BAZINCOURT 1	892	916	996	1002	1007	1046,5	1067	1187	1200,5	1206,5	1244	1282	1299	1304
BEAUMONT 101	1811	1838	1938	1945	1952	1964,5	1972	2025	2055	2078	2094	2127,5	2147	2160
BEAUREGARD	1369,5	1412	1535	1541	1545	1555	1572	1633	1661,5	1676,5	1692	1710	1727,5	1740,5
BECHEVRET 1	1650	1651	1693	1697,5	1700	1715	1738	1771	1793	1815	1828	1852	1872	1881
BEIGNE 1	1538	1584	1690	1694	1700	1726	1748	1868	1897	1919,5	1945	1993,5	2000	2004,5
BELLEUSE 101	903	903	917	925	925	931,5	935	950	958,5	959,5	968	1011	1011	1011
BELVAL EN AR	919	940	1030	1033	1036	1084	1111	1251	1273	1292	1315	1351	1352	1359
BERTRAY 1	485	497	527	538	543	551,5	669	724	763	779	790	819,5	895	931
BERTHUIS 1	2187,5	2221,5	2277,5	2283	2284,5	2320	2345	2445,5	2494,5	2517	2547,5	2625	2667	2678
BICHES 1												1,3	11,2	20,8
BICHES 2								11,8	20,5	21,5	24	30	38,9	48
BIENVILLE 1	928,5	953	1030,5	1037	1039	1074	1096	1206	1218	1218	1252	1276	1284	1287,5
BISSEAUX 1	2078	2102	2178	2182	2184,8	2206,3	2232	2278	2296	2309,5	2322	2353,5	2364	2368
BLANCAFORT 1	911	965	1047	1050	1054	1057,5	1065	1086	1090	1092	1096	1108	1132	1146,5
BLINFEY 1	726	730	808	813	814	827	848	944	955	957,5	981	988	991	993
BOIS BRULÉ 1D	1880,5	1886,3	1937,3	1940	1940	1969,7	1991	2036,4	2060,6	2075,8	2086,6	2106,3	2121,6	2127
BOIS STE CATH	461	483	573	580	585,5	645	664	730	737	739,5	774,5	797	815	820,5
BOISSY SOUS S	1639,5	1641	1682	1687	1689	1704	1728	1761	1782,5	1805	1820,5	1845	1869	1878
BOSSAY SOUS C	582	589	638	639	646	648	650,5	655	661	664	668	674	681,5	713
BOUCHY LE RE	2246,5	2307	2434,5	2442,5	2449	2460	2477	2554	2588	2608	2647	2703	2711	2716
BOULAY 1	1798	1824	1927	1936	1945	1959,5	1969	2004	2026,5	2040	2050	2070	2088	2100
BOULINIÈRE 1	1867,5	1892	1988	1997	2008,8	2027,5	2038	2072,5	2096	2115,5	2127,5	2154	2170	2181,5
BOURDON 1	65,5		139	140	142	167	186	253	255	255	280,5	282,5	284	284
BOURNEVILLE	2069,5	2110,3	2180,4	2191,3	2194	2234,3	2251,2	2354,6	2387,6	2419,2	2443	2536,8	2559,4	2563,7
BOUSSAY 1	651,5		605	606	618	620		626	633	635	639	646	657	694
BRECY 1	405	450	531	540,5	544	547	556	590	596	599	603	613	654	694
BREMONDERIE	2089	2127	2226	2236	2246,5	2270	2287	2323	2341,5	2354	2366	2394	2403	2407,5
BREMONDERIE	2118	2158	2258	2270	2280	2304,5	2322,5	2360	2378,5	2392	2405	2435,5	2445	2450
BREUGNON 1								24	28	28	28	30,8	41,8	52
BRÉVIANDE 1D	1915,2	1928	1982,2	1983,5	1983,5	2022,6	2037,5	2082,4	2104	2118,6	2131	2158	2167,4	2176
BRIE 119	1862	1873	1947	1951	1953	1985	1998	2040,5	2059	2074	2083	2102	2114	2123

BRION 1	1110	1144	1263	1268	1272,5	1280	1297	1347	1365	1376	1384	1393	1406	1418
BRIQUENAY 1	568		652	657	658	694,5	709	754	815	825	850	962,5	995	1006
BRUYERES 1	2084,5	2097,8	2147	2151	2152	2174	2196	2264,3	2282	2286	2297	2324,5	2340	2344,5
BRUYERES SUR	2047	2067,5	2190	2203	2218	2244	2263	2340	2347	2353	2377,5	2476,5	2502	2510
BUIS 1	2226	2259	2290	2292	2292	2310	2320	2398	2417	2422	2438	2494,5	2512	2516
BUSSY LETTRE	1606,5	1643,5	1758,5	1761	1764	1799	1823,5	1947	1975	2000	2023	2095	2109	2116
CERE LA ROND	871,5	883	931	933	938	945	949	955	970	973	979,5	988,5	1004	1036
CASSIN 1	1336		1367	1375	1395	1400	1402	1434	1446	1458,5	1467	1486	1510	1520
CERE LA ROND	836,5	851	893	895,5	901	908	911	918	931	934	940	948	960,5	990
CERGY PONTOI	1634		1670	1684	1695	1703	1715	1773,5	1784	1813,5	1829	1868,5	1907	1916
CERNEUX 1	2243	2284	2388,5	2397	2409	2430	2449	2509	2538	2546	2563	2606	2617	2622
CESARVILLE 1	1928	1947	2016	2021,5	2024	2058	2074,5	2116,5	2162	2185,5	2210	2274	2310	2323
CHAILLY 101	1901	1918,5	1987	1991	1992,5	2025	2039	2082,5	2102,5	2119	2128	2149	2164	2177
CHAMPIGNEUL	1615	1643	1753	1757	1759			1931	1970	1990	2015	2089	2104	2112
CHAMPIGNY 1	1069,5	1090	1180	1162,5	1186	1202	1218	1312,5	1337,5	1345,5	1368	1383	1388	1390
CHAMPIGNY ST	1857,2	1857,2	1899,5	1902,8	1905	1924,2	1941,6	1986	2010,2	2023,9	2031,5	2054,6	2072,3	2078,6
CHAMPLIN 1								35,5	47,5	50	53,5	59,6	80,5	89
CHAMPLIN 2											2	6,8	24,2	30,3
CHAMPLIN 3													18	25,5
CHAMPLIN 4									10,2	11	13	17,5	37	45
CHAMPOTRAN	2176	2201	2278,5	2287	2289	2312,5	2332	2389,5	2405	2413	2424	2462	2475	2478
CHAMPOTRAN	2190	2218	2296	2305	2306	2330	2350	2412	2428	2437	2448	2490	2503	2507
CHAMPOTRAN	2156,5	2184,5	2271	2282,5	2286	2313	2329	2376	2387,3	2395	2405	2440,5	2451	2454
CHAMPROSE 1	2048	2055	2103	2103	2103	2130	2150	2205,5	2220	2228	2238	2262	2274	2280
CHAMPVERT 1								6	16	16,6	16,8	23,5	37	43,9
CHAPTON 1	2126	2187	2321	2329	2337	2363	2370	2470,5	2521,5	2543	2577,5	2654	2670	2679
CHARMOTTES	2080	2116	2214	2223	2232,5	2259	2276	2312,5	2332,5	2346	2358	2385	2394	2400
CHATEAU LANI	1779	1807	1914	1922	1930	1946	1955	1998	2025	2041	2055	2084	2110	2123
CHATEAURENA	1471	1506	1615	1620	1623	1630	1653	1691,5	1701	1708	1717,5	1726,5	1743	1757
CHATILLON 1												10,5	19,5	28,5
CHAUCONIN 1	1969,5	1978,8	2022,5	2027	2029	2046	2062	2133	2147	2157	2169	2205	2226	2232
CHAUME LES B	32		92	98,5	98,5	109,5	118,5	203,5	203,5	203,5	203,5	218	220	226,5
CHAUNOY 1	1972,5	1988,5	2060	2062,5	2069,5	2102	2113	2153	2170,5	2181	2190	2206,5	2215	2219
CHEMERY 50	1008	1022	1065,5	1067	1071,5	1078	1085,5	1094	1106,5	1109	1115	1121	1135	
CHEROY 101	1705	1739	1844	1853	1858	1871	1890	1917	1933	1944	1952	1961,5	1973	1985
CHEVANNES CHANGY 1									2,5	2,6	4	8,5	28,8	39
CHEVANNES CHANGY 2												3,5	22,3	32,5
CHEVANNES CHANGY 3														26,1
CHEVANNES CHANGY 4													15	25
CHEVANNES CHANGY 5								18,9	28,8	29	30,1	35,6	54,5	64,5
CHEVANNES CHANGY 7												6,5	24	34,3
CHEVILLON 1	992	1017	1089	1095,5	1098	1135	1151	1255,5	1266	1268	1305	1311,5	1314	1315
CHEVRAUMON	154	171			256									
CHICHENY 1	1515	1515	1527	1533	1535	1552	1566,5	1585	1593	1607	1613,5	1616,5	1616,5	1616,5
CHONVILLE 1	511	523	601	612	617	662	680	756	758	758,5	783	802	815	818
CIRAN 1	506	522	558	560	573	575		580	585	588	592	601	614	644
CLION 1	541	552	601,5	602	605,5	608	610	612	617,5	620	622,5	630	641	700
CLOS FONTAIN	2111	2139	2119,5	2127	2130	2255	2277,5	2322	2341,5	2356	2370	2407	2419	2422,5
COLOMBE 1	670	672	752,5	755,5	755,5	767	785	877,5	885	888	906,5	914,5	918	920
COLOMBE 2	638	641,5	722,5	725	725	735	753	844	850	852	869	873	875,5	877
COLOMBEY LES BELLES 1		211			226	260	274	330,5	337	337	357	369	373	374
COMBS LA VIL	1893,5	1899	1934	1935,5	1936,5	1965	1973	2016	2029	2037	2043	2057,5	2068	2075
COMMERCEY 1	431	441,5	519	529	534	587,5	604	665	666,5	666,5	696	712	724	727
CONGY 1	2060	2113	2248	2260,5	2268	2286	2296	2398	2450	2470	2503	2578	2591	2599
CONNANTRE 2	1841	1894	2032	2040	2045	2053	2065	2174,5	2218,5	2239,5	2270	2344	2358	2363
CONQUILLE 1	2174	2203	2294	2304	2310,5	2336,5	2351,5	2398,5	2410	2417	2425	2460	2469	2473
CORFELIX 1	2184	2289	2373	2378,5	2388	2420,5	2426	2515	2563	2585	2617	2694,8	2709	2715
CORPOYER 1	30		96	99	99	109	120,5				202,5	216	218	224

CORROMBLES 1								19,2	29	30	31,1	36,2	38,2	43,3
COUBERT 1D	1940,5	1940,5	1980	1980	1980	2014,1	2022	2062	2069	2074	2078	2088	2095	2099
COURDEMANG	1185	1218	1320	1321	1325	1356,5	1385	1507	1532	1549	1569,5	1627	1637	1642
COURGENT 1	1358		1390	1396	1420	1424,5	1425	1451	1460	1475	1484	1506	1537	1551,5
COUY1	283,5	206,5	336	342	349	357	370	414	440,5	448	453,5	481	535	557,5
CROISSY BEAU	1917,2	1917,2	1956,9	1959,5	1960,1	1980	1998,8	2045,9	2062,6	2072,5	2079,6	2102	2114	2121,6
CUDOT 1	1296,3	1334	1460	1467	1472	1481	1501	1541	1565	1571	1582	1611	1628	1648
CULEY 1	695	747	824	830	836	878,5	893	1018,5	1023	1023,5	1058	1092	1109	1115
CUNCY 1								18,9	25,9	25,9	26,8	31,4	46,2	58,5
CUZY 1								77,5	87,2	89	91	99,5	120,7	130,8
DAMPIERRE 1	1452		1569	1575	1577	1618	1655	1760	1803	1820	1846	1913	1928	1936
DAMPIERRE NC	1428,5	1445	1545,5	1553	1555	1595	1629	1723	1728	1794	1821	1892	1913	1921
DER 101						1198	1226	1339	1355,5	1360	1391	1424	1428,5	1430
DER 102	1033	1064	1156	1160	1163	1184	1200	1335	1349,8	1358	1382,5	1420	1425	1427
DER 104	1036	1065	1160	1165	1166	1182,5	1220	1332	1349	1355	1383,5	1416	1420,5	1423,5
DIROL 1								22,5	30,8	32	33,4	41,5	59,1	67,7
DOMMARTIN L	1636	1681,5	1768,5	1774	1779	1807,5	1831	1960	1986,5	2011	2036	2104	2116,5	2123,5
DOMEVRE 1	99	111	195	200,5	204	258	271,5	303,5	305	305	330	339,5	346	348
DONNEMARIE 3	2152,5	2197	2303	2315	2326,5		2365	2407	2423	2436	2448	2485	2495	2500
DONNEMARIE 5	2134,5	2177,7	2281,4	2294,4	2305,3	2327,3	2345,2	2385,2	2397,7	2415,7	2428,2	2463,7	2472,7	2477,5
DONTRIEN 1	1202	1219	1316	1320	1323	1357	1383,3	1424	1498,5	1561	1585	1649	1678	1686
DROYES 1	1072	1099,5	1199	1200,5	1202,5	1227	1256	1368	1382	1390	1415	1445	1448,5	1451,5
EGRENAY 1D	1880	1888	1925	1928	1928	1961	1968	2006	2021	2029	2036	2049	2060	2066
EPIGNY1	1818	1851,5	1959	1969	1977,5	1991	2008	2037,5	2053	2065	2073	2086	2097,5	2107
EPINEUSE 1	2213	2248	2310,5	2315	2316	2351,5	2371	2468	2498,5	2514,5	2536,5	2606	2633	2640
EPOISSES 1											0,6	5,5	7,1	11,9
ESSISES 1	2225	2289	2408	2422	2435	2474	2485	2583	2634	2662	2699	2803	2825	2833,5
ESTERNAY 1	2180	2232	2369	2376	2385	2402		2453	2494	2508	2537,5	2598	2610	2614,5
ESTOUY 1	1857,5	1877	1955	1960	1962	1987	2001,5	2048,5	2080	2100	2118,5	2170	2205	2224,5
ETAMPES 1	1685	1694	1738,5	1749,5	1754	1804	1806,5	1856	1878	1903	1948	2034	2085	2105
ETANCON 1	2074	2108	2201,5	2210	2218,3	2244	2267	2305	2329	2347,5	2364	2400	2413,8	2418,8
ETRECHY 1D	1607,5	1617	1655	1662	1666	1686	1713	1756	1787	1813	1843	1847	1932	1949
FEIGNEUX 1	1846	1870	1920	1925	1930	1964	1980	2070	2099	2112	2143	2234,5	2257	2266,5
FLACY1D	1560	1613	1744	1749	1752,5	1763	1778	1860	1903	1916	1944	1999	2017	2026,5
FONTAINE RAO	730,5	740,5	780,5	780,5	780,5	782,5		789	789	799	804	806	809	809
FONTENAY DE	1946	2013,5	2160	2169,5	2175,5	2188	2209	2292	2334	2350	2380	2441	2451	2454,5
FOUILLEUSE 1	1266,5	1276,5	1304	1312	1315	1336	1343	1369,5	1400	1403	1416			
FRAIGNOT 1	79		145,5	145,5	145,5	154	169	231	231	231	251	257	259	261
FRAIGNOT 2	60		136,5	136,5	136,5	149	164,5	216,5	220	220	235	240	241	248
FRANCHEVILLE	172		276	282	285,5			385	385,5	386	413	424	431,5	434
FRESNES1	1886	1926	2037	2048,5	2060	2075	2094	2128	2151	2167	2179,5	2204	2220	2230
GERMISAY 1	680	700,5	760,5	769	774	822	832	904	907,5	907,5	943,5	953	958,5	960
GIRONVILLE 10	239,5	251,5	344	349	355	414	431	494	495	495	528,5	551	569	573,5
GIROUX 1	657	687,5	758	762	765	775,5	787	817	853	864,5	876	898,5	940	978,5
GLAIRET 1	2330	2381	2465	2475	2475	2501,5	2539	2653	2700,5	2733	2767,5	2781	2915	2923
GRANDPRE 1	655	657	740	744,5	745	784	798	840	905	915	939	1048,5	1081	1089,5
GRANDPRE 2	633	635	720	724	725	762,5	778	820	884	893,5	917	1030	1062	1071
GRANVILLE 109	1553	1605	1712,5	1718	1725	1749	1769	1885	1915	1936	1960	2003	2011,5	2018
GRILLON 1	1743	1771	1876	1885	1892	1906	1919,5	1951,5	1970	1983,5	1995	2015	2030	2036
GRISY 1	1922	1925	1961	1963	1964	1997	2000,5	2050	2055	2062	2067	2075	2086,2	2088,3
GUIGNICOURT	1255	1276	1372	1379,5	1383	1425	1445	1514	1563	1586,5	1602	1713	1754	1768
GUINCHE 1	1822	1847	1945	1955	1964	1978	1985	2023,5	2045	2059	2070	2098	2105	2119
HARDEVILLIER	1133	1137	1155	1164	1166	1180	1184	1210	1224	1227	1235	1273	1281	1294
HEILTZ LE HUT	1026	1050	1143	1143	1145	1180	1208,5	1329	1341,5	1346	1371	1411	1419,5	1425
HERICY 1D	1982	2008	2095	2104	2110	2131	2147	2182	2204	2221	2234	2257	2269	2279
HERME 1D	1900	1955	2077	2088	2098	2110	2132	2195	2225	2236	2259	2315	2325	2329
HEURTAULT 1	2125	2165	2265	2277,5	2288	2310	2329	2372	2386	2398	2411	2452,5	2466	2471
HEURTEBISE 1	2029	2056,5	2139	2145,5	2150	2172,5	2198	2241	2263,5	2279,5	2295	2331	2343,5	2349

HOULBEC 1	665		687	687	687			697			701			
ILE DE GORD 1	1912	1919	1962	1966	1968	1990	2006	2065	2081,5	2091	2102	2135	2154	2160
IPPECOURT 1	840	864	961	967,5	971	1021,5	1049	1190	1225	1247	1272	1308	1341,5	1351
IVERNY 1D	2058	2086,5	2166,6	2173,6	2175	2200,4	2225	2266,2	2289	2305	2324,6	2355	2366,6	2370
IVRY 101D	1699		1762	1766	1771	1764,1	1783	1820	1852,3	1870,2	1875	1904	1920,4	1927,5
JAULGES 1	719,5	796	903	908,5	914	926	943	990	1007,5	1016,5	1020	1024,5	1031	1037
JUVANZE101	812,5	823,5	907	910,5	910,5	929	950	1053	1065	1074	1097	1109	1111,5	1112,5
LA CHAPELLE F	1238		1263	1274	1297	1304	1306	1329	1355,5	1368	1376,5	1402	1443,5	1453
LA CHARDONN	2027,5	2034,6	2078,4	2082,1	2083	2107,2	2124	2180,5	2197,2	2205,1	2215	2245	2262,5	2268,5
LA COLLANCELLE 1												4,2	18,7	23
LA FERTE 1	1110	1133,5	1198	1202	1205	1208	1221	1248	1268	1283	1295	1310	1349,5	1410
LA FILOTIERE 1	1640	1642	1679	1685	1692	1698	1722	1753	1775,5	1791	1805	1834	1872	1885
LA FOLIE DE PA	2115	2168,5	2300	2308	2314	2325,5	2341,5	2436	2467,5	2492	2520	2570,5	2580,5	2585
LA FOUCHERIE	1284	1272	1405,8	1413	1417,7	1428	1451,5	1505,6	1545,8	1561,5	1578,5	1627,1	1687	1708,8
LAHAYCOURT1	934	959	1051	1056	1061	1110	1138	1276	1297	1316	1341	1391	1417	1424
LA HOUSSAYE	2080	2105,5	2144	2144	2144	2169	2189	2250	2266	2272	2281,5	2305	2318	2323
LAILLY 1	1856	1927	2074	2082	2086	2103	2131	2218	2276,5	2304	2342	2422,5	2441	2453
LA MOTTE NOI	1898	1928	2047	2057	2061	2087	2104	2201	2242	2257	2282	2347	2357,2	2364,5
LANDOMONT 1	550		625	625	625	636	651	737,5	740	741	754	759	760	761
LA PETITE PLA	1859	1873	1966	1985	1993,5			2051	2067	2097	2109	2134,5	2155	2165,5
LA RICARDE 1	1724	1759	1861	1871	1875	1900	1919	2029,5	2070	2095,5	2110	2220	2250,5	2260
LA SABLIERE 1	2041	2055	2114	2114	2114	2132	2158	2201,5	2214	2220	2228	2246	2253	2257
LATILLY 1	2074	2125	2231	2244	2252,5	2288		2398	2442,5	2468	2495	2589	2617	2625
LE CHAPITRE 1	538	567	686	693	700	759,5	776,5	861	865	865	901	930,5	956	963
LE MEIX TIERC	1435	1478	1586	1586,5	1592,5	1625	1653	1776	1805	1826	1850	1911,3	1920	1925,5
LE PASSAGE 1	1817,5	1868	2004	2011	2015	2037	2048	2146	2154	2169	2193,5	2230	2236	2239
L'EPINEUSE 1	2213	2248	2310	2315	2315	2350	2371	2464,5	2498	2515	2536,5	2604	2633	2640
LEROUVILLE 1	442	460	541	551	556	608	624	706,5	714	716	750	776	793	798
LES AUNES 1D	1908,4	1946,2	2011	2020,3	2021	2065,6	2083,9	2187,7	2213,3	2238	2261,2	2357,5	2382,1	2386
LES BERGERS 1	1581,1	1583,6	1624	1629,5	1632	1645	1667	1699,1	1721,5	1742,2	1762	1790,7	1815,7	1824,8
LES GRANDES M	2021,5	2053	2140	2147	2152	2177	2199	2236,5	2260	2277	2290,5	2320,5	2333	2340
LES QUATRES E	950	975	1062,5	1065	1067	1106	1132	1253	1267	1273	1301	1344	1356,5	1362,5
LES RICEYS 1	505,5		587,5	590	590	601	614	704	708	713	719	726	728	729
LES ROCHES M	1900	1915	1981	1984	1985	2015,5	2031	2073,5	2097	2111	2120	2136	2151,5	2161
LES VAYEUX 1	1595	1622	1725,5	1731	1733	1775	1800,5	1900	1945	1957	1983	2054	2060	2078,5
LEUDON 1	2150	2193	2296	2309,5	2320	2340	2360	2401	2418	2430	2442	2480	2490	2494
L'HUITRE 1	1522	1562,5	1667,5	1670	1677	1704	1725	1845	1874	1895	1921	1969	1974,5	1978,5
LIEUSAIN 1	1871	1878	1917	1920	1920	1954,5	1962	2004	2021	2031	2038,5	2055,5	2064	2073
LIGUEIL 1	503	523	554	554	565			573,5	579	580	583	590	602	634
LIMOREAU 1	2143,5	2176	2268,5	2280	2282	2313	2330	2377	2390	2400	2412	2452	2463	2466
LINTHELLES 1	1920,5	1980	2124	2131,5	2137	2154	2165	2279	2331	2353	2388	2465	2482	2489
LINTHELLES 2	1912	1972,5	2112	2180	2125	2143	2154	2264	2312,5	2332,5	2364	2432	2447	2452
LOISY EN BRIE	1975	2022	2153	2166	2175	2190	2199	2298	2344	2363	2391	2459,5	2470,5	2485
LONGUEIL 1	1585	1598	1636	1642,5	1646	1678	1688	1741	1776	1785	1805	1871	1906	1915
LONJUMEAU 1	1737,5	1737,5	1776	1781	1784	1798	1815	1850	1875	1892,5	1896,5	1919,5	1932	1938
L'ORME 1	1376,7	1377,4	1407,6	1415,9	1432,8	1436,9	1445,2	1475,1	1496,4	1518	1536	1566,2	1593,1	1602,3
LUCY 1	2068,5	2115	2234,5	2246,5	2249	2292	2301,3	2390	2436	2458	2482	2566,5	2580,5	2588
LUGNY 1				62	62	69,3	88	153,1	155	156	178	188	189	190
LUXEMONT 1	1115	1147	1250	1250	1253	1286,5	1316	1440	1462	1475	1500	1548	1555	1561
LYONS LA FOR	1115		1143	1144	1165	1168,5	1170,5	1187	1214	1226	1238	1282	1314	1315
MAILLE 1	366		405	405	410			413	415,5	415,5	418	420	420	420
MAINCY 1	1645	1953,8	2011	2013	2013	2049	2065	2108,8	2128,8	2141,5	2151,5	2172	2185	2191,5
MAIRY 1	1461	1489	1595	1596,5	1599	1637,5	1662	1782	1816	1843,5	1866	1936	1948	1954
MAISONNEUVE	1634	1659	1733	1738,5	1743	1751,5	1762	1796	1823	1846,5	1861,5	1882	1957	1946,5
MALNOUE 1	2256,5	2289	2370	2379	2380	2405	2425	2491	2510	2522	2535	2583	2601	2606
MANTES 101	1148		1176,5	1184	1205	1214,5	1215	1239	1250	1265	1279	1306	1336	1344
MARCHENOIR 1	860		917	918	922	924		929	929	936,5	941	943	948	948
MARCHENOIR 2	861,5	875	919,5	920	921,5	924		927		935	940	944		946,5

MARCHENOIR	867,5	881	923,5	924	926	929		935		942,5	946	949		952
MARGERIE 1	1237	1270	1369	1369	1377	1401	1425	1544	1560	1576	1599	1633,5	1638,5	1640,5
MAROLLES 5	1675	1675	1720	1725	1726,5	1742	1761	1795	1819,5	1840	1853	1871	1893	1902
MARSANGIS 1	1786	1837	1973	1982	1986	2000	2012	2125	2173	2192	2222	2278	2291	2295
MARVILLE 1	907		935	935	935	942,5	943	951		960,5	969,5	973		976,5
MAUPAS 1	905	925	1016,5	1028	1030	1040	1058	1115	1138	1145	1157	1165	1170	1172
MELARCHEZ 1	2298	2341,5	2429,5	2440	2445	2467	2492	2590,5	2625	2649	2681	2764	2793	2798
MELIGNY 1	714	730	807	817	822	872	888	961	962,5	963,5	995	1011	1020	1023
MELLERAY 1	492,5		520	520	520	521		525		528	531	533,2	533,2	533,2
MENETOU 2	626	666,5	753	757	760	762	766	789	789	789	789	789	820	849
MENETOU 6	675	740	798	802	805	809	813	838	838	838	838	845	886	912
MESNIL 1	2177,5	2213	2268	2273	2275	2313	2333	2442	2494	2511,5	2541	2618	2655	2660
MITRY MORY 1	1897	1907	1948	1952	1954	1977	1993	2060	2081	2098	2111	2162	2184	2203
MOGNEVILLE 1	894	918	1005	1009	1012	1052	1075	1200	1213	1217,5	1245	1286	1302	1308
MONTAPOT 1	1796	1820	1917	1925	1935	1948	1956	1993	2013	2026	2036	2055	2075	2086,5
MONTBERTHAULT 1											5,2	9,8	13,5	17,6
MONTDIDIER 1	1063	1063	1080	1086,5	1090	1100	1107	1130	1143	1144,5	1147	1205	1219,5	1230
MONTENOISON 1								5	14	15,5	18	22,4	40	45,8
MONTIER EN DI	1012	1036,5	1129	1134	1135	1158	1181	1290	1306	1313	1338	1363	1367	1369
MONT ET MARRE 1												3	12,5	16
MONTHIEUX 1	2175	2205	2263,3	2271,7	2272,7	2283,5	2406	2501	2516	2527	2542	2609	2623	2628,5
MONTIER EN DI	1012	1036,5	1129	1134	1135	1158	1181	1290	1306	1313	1338	1363	1367	1369
MONTIGNY SUR CANNES 1								85	95	97,5	99	106,2	115,2	122,8
MONTLEVEE 10	2215	2253	2312	2317,5	2319	2365	2389,5	2499	2554	2576,5	2611	2709	2748,5	2758
MONTMIRAIL 1	2200	2254	2380	2387	2400,5	2438,5	2445	2525	2563	2587	2615	2701,5	2715	2722,5
MONTREUIL AU	2270	2327	2420	2438	2447	2488	2499	2629	2684	2716,5	2757	2864	2894	2901
MORTEFONTAIN	1847	1875	1933	1939,5	1943	1985	2003,5	2116	2150	2172	2222	2322,5	2350	2364
NANTOUILLET	1941,5	1952	1995	2000	2002,5	2025	2041	2112	2130	2145	2158	2206	2232,5	2240
NEUFCHELLES	1992	2029,5	2088	2096,5	2098	2146	2164	2270	2299	2327	2354	2456,5	2481	2487,5
NOAILLES 101	1306	1309			1355	1371	1387	1411	1453,5	1468	1480	1543,5	1590	1607
NORD SOUDRO	1671	1704	1822	1824	1827	1860,5	1884	1989	2030,5	2055	2079,5	2151	2164	2171,5
OISY 1								73,4	77,5	77,5	77,5	79,6	89,2	100
OISY 2								95	99,2	99,2	99,2	102,2	112,2	123
ONVILLE 1					29			162,5	164	164,3	199	216,5	234	239,5
ORGEVAL 1	1300	1323	1411	1417,5	1423	1457	1475	1536	1579	1601	1618,8	1701	1735,5	1750
OUZOUER SUR	1253	1285	1406	1412	1415	1423	1444	1487	1510,5	1527	1540	1577	1628	1646
PANNES 1	1710	1735	1842,5	1848	1854	1865	1873	1917,5	1941	1959	1975	2000	2034	2047
PARIGNY 1											1,6	6,8	22,3	32,5
PAVILLON 1	2001	2029,5	2120,5	2128,5	2137	2160	2176	2211,5	2233,5	2249,5	2260,5	2287	2299	2308
PAYS DE BRAY	740		770	774	788	793	798	826	858,5	873	884	944	985	987
PAYS DE BRAY	835		862	866	883	888,5	892	924,5	957	971,5	989	1064	1100	1102
PAZY 1												4,3	16	19
PIERRE MORAI	1783	1817	1946	1951,8	1955	1971	1982	2084	2115	2130	2152	2207		
PRE VERNON 1	1873,5	1881	1925,9	1928,6	1929	1951,7	1968,9	2026	2041,2	2048,8	2060,5	2089	2105,7	2114
PREY 1	40		65	66,5	80	84	85	95	1000	1003	1004	1006	1006	1006
PRINGY 101	1304	1334,5	1440	1437	1440	1476	1506,5	1627	1650	1665	1687	1735	1745	1752
PROSNES 1	1402	1415	1517	1522,5	1525	1563	1597	1645,5	1726,5	1783	1806,5	1859	1882	1891
POUGUES 1	168	202	293,5	297	302	309	325,5	375	397	406	412	436,5	483	517
PUISELET 1	1840	1862,5	1955	1962,5	1970	1984	1991	2036	2059	2077	2088	2110	2132,5	2144
QUENNEI	605		706	715	719	728		783	792	792	795	799	805,5	822
RACHEE 1	2116,5	2151	2240	2250	2255	2282	2305	2349	2371	2387	2402	2441,5	2454,5	2458
RAMBOUILLET	1375	1377,5	1415	1420	1438,5	1442	1457,5	1481	1502,5	1520	1541	1585	1624	1634
RAULECOURT 1	182	195	286,5	292	298	361	374	430	432,5	432,5	464,5	483,5	500	504
REBRECHIE 1	1290		1351,3	1351,3	1351,3	1353		1366,5	1370	1374	1378	1380	1386	1386
RETHEL 1	443	457	540	542	542	579	606	648	711	734	748,5	843	892	902,5
RETHEL 2								25	72	77	109	209	238,5	252
RETHEL 4									44	46,5	70	172	208	220
RETHEL 3									39	44	65	171	200	212

RETHEL 5	305		390	393	393	433	448	502,5	555	563	586	698,5	732,5	744
ROSNY 1	1150		1175	1180,5	1202	1208,5	1209,5	1236	1246,5	1258	1267	1294		
ROUEN 101	706		736	736	736		741	752,5	763,5	769	772	811	824	824
ROYAUMEIX 1	130	142,54	225	230,5	235	292	300	349	350	350	371,5	382	391	393,5
RUSSART 1	990	1015	1095	1101	1106,5	1146	1165	1283,5	1294	1300	1335	1375	1393	1398
RUMILLY LES V	746	753	840	845,5	847	857	870	953	969,5	975	983	988	991	993
RUPT AUX NON	997	1020	1078,5	1083	1086	1125	1150	1245	1261	1266,5	1304	1347	1373	1380
SAILLY 1	1810	1829	1884,5	1890	1895	1938,5	1950	2054	2088	2106	2154	2258	2291,5	2306
SAULLES 1			72	73	74,5	89	101	157	158	159	176,5	179,5	180,5	181
SAUNAY 1	704	710	755	756	764,5	766,5	768	772	782	783	789	790	795,5	810
SAXI BOURBON 1											4,5	12,5	27,7	42,5
SELLES 1	1238	1255	1350	1354	1356	1387	1414	1451	1524	1538	1555	1676	1705	1714
SENNELY 2			1245	1245	1245	1247		1263	1263	1263	1263	1263	1280	1285
SENNELY 301	1284	1298	1377	1381	1386	1391	1405	1449	1480	1512,5	1525	1550	1608	1624
SILVAROUVRES	273		352	352	352	361	376,5	457	459,5	460	475	481	482,5	482,5
SIVRY 7D	1847,3	1865,7	1939	1942,2	1942,2	1966,5	1990	2028,6	2048	2060,3	2070,4	2087,5	2097,9	2103,7
SOING 20	1018	1038,5	1077	1078	1083	1087	1099	1106,5	1119	1123	1129	1135	1148	1183
SOING 22	1008	1027	1065	1065,5	1070,5	1075	1083	1089	1101,5	1103,5	1108	1114	1126	1164
SOUDRON 104	1668	1702		1821	1826	1853	1862	1975	2010	2030	2052	2114	2124	2129,5
STE COLOMBE	240	270	365	370	378	387	402	452	471	478	485	517	562,5	594
STE COLOMBE	2112	2159	2273	2285	2295	2313,5	2332,5	2384	2402	2413	2428	2474,5	2484	2489
ST GERMAIN LA	933		963	968	982	989	999	1023	1056	1070	1078	1130		
STE MENEHOU	946	962	1050	1053	1055	1106	1130	1231	1297	1311	1336	1384	1411	1421
ST DIDIER 1								75	84	86	88,2	97,5	112,5	116,8
ST FRANCHY 1								19,5	26,5	28,2	30,1	42	56,2	66,5
ST FRANCHY 2								105	118,8	124,5	127,5	137,5	155,5	167,5
ST GEORGES SC	652	689	765	770	773	777	782	810	815	818	822	834,5	885	909
ST GERMAIN LA	1937	1951	2007	2010	2010	2045	2062,5	2106	2125	2137	2148,5	2171	2184	2190,5
ST HILLIERS 1	2160	2192	2292	2302	2312	2332	2348	2393	2408	2410	2420,5	2461	2471	2474
ST ILLIERS 1	1043		1073	1078,5	1096	1104	1105	1128,5	1139	1148	1154,5	1176,5	1194	1200
ST JOSEPH 1	942	965	1051	1057	1062	1103	1122	1248,5	1263	1270	1303	1344,5	1364	1368,5
ST JUST 101	1245	1251,5	1276,5	1284	1286	1302,5	1311	1339	1360	1365	1375	1442	1456	1466
ST JUST SAUVA	1755	1799	1928	1935	1937	1951	1959	2056	2097	2113	2138	2179		2192
ST LAZARE 1	2288	2310	2375	2383,5	2383,5	2406	2428	2502	2523	2535	2550	2606	2623	2627
ST LOUP 1	1953	2011,8	2154	2164	2168	2185	2196	2308	2362	2385,5	2420	2503	2521,5	2528
ST MARTIN DE	1784	1815	1851	1860,5	1865	1874	1880	1970	2001	2009	2025	2055	2059	2060,5
ST MAUR 101	1180	1186	1214	1219	1221	1240,5	1249	1280,5	1317	1326	1335	1387	1412	1428
ST MIHIEL 1	394	405	492	505	509,5	557	577,5	657,5	659	660	692	714	729	733,5
ST OUEN 101	1460	1504	1610	1610	1617	1645	1670	1788	1715	1734,5	1760	1803	1811	1816
ST PERE SOUS VELAY 1									7,5	8,8	10,8	18,2	27,7	47,4
ST SIGISMOND	1125	1144	1183,5	1185	1187	1191		1198	1200	1202	1205	1207	1218	1221,5
SOMMELONNE	963,5	987	1070	1073	1075	1114	1137	1252,5	1267	1270	1303	1339,5	1352	1357
SOMMELONNE	944	968	1050	1053	1055	1093	1115	1222	1238	1241	1299	1312	1318	
SOMMESOUS 1	1660,5	1703	1821	1825	1832	1861	1884	2011	2043,5	2069	2096	2163	2176,5	2184
SONGY 101	1318	1344	1446	1447	1450	1485	1515	1634	1657	1673	1697	1751,5	1764	1770
SOUDRON 106	1645	1681,5	1801	1803,8	1807,5	1836,5	1858	1969	2005	2030	2054,3	2121	2132	2138,5
SUBLIGNY 1	757	804	897	904	908	914	928	970	984	987	991	1017,5	1048,5	1069
SULLY SUR LOI	1339	1358	1418	1422	1425	1430	1438	1466	1588	1505	1513	1535,5	1567	1582
TAVAGNIER 1	1441	1472	1581,5	1583	1584	1626	1658,5	1785	1813	1837	1867	1931	1943	1951
THIANGES 1											3,5	9,8		34
THIEUX 101	1183	1190,5	1211	1219	1220	1235	1241	1270,5	1290	1293	1303	1355	1370	1382
TOUSSON 101	1918	1934	2002		2006,5	2032	2055	2099	2130	2156	2163,5	2190	2215	2225
TRILBARDOU 1	1946	1955	2000	2004	2006	2025	2040	2105	2120	2128,5	2141	2175	2195	2201,5
TROIS FONTAIN	893	917	1002	1005	1008	1047	1071	1189	1204	1207,5	1237	1280	1295	1298
TROIS FONTAIN	925,5	949	1033	1036,5	1038,5	1078	1101	1216	1231,5	1235	1265	1303	1315,5	1320
TROUANS 1	1583	1634	1747,5	1753	1760	1786,5	1808	1930,5	1962,5	1987,5	2015	2075	2085	2090
TROU AUX LOU	2123	2166	2269,5	2283	2293	2314	2332	2377	2390	2401	2415	2455,5	2470	2474
VACHEROUVIL	527	545	652	660	664	760	786	874,5	925	950	980	1020	1052	1061

VALDREZ 1	1302	1328,5	1420	1423,5	1427	1443	1462,5	1557	1584	1596	1616	1644	1648,5	1650,5
VALENCE EN B	2015	2047,5	2142	2151	2162	2184	2201,5	2235	2255	2270,5	2282,5	2307	2318	2325
VALESCOURT 1	1264,5	1273	1299	1306	1309	1326,5	1334	1362	1386	1391,5	1403	1466	1484	1495
VALPUISEAUX	1800	1807	1859	1865	1866	1891	1913	1950,5	1979	2002	2019	2054	2079	2091
VARENNES 1	799	810	896	900	901	952	974	1058	1110	1117	1137	1221	1253	1258
VAUX 1				11,5	11,5	20	33	119,2	119,2	119,2	119,2	127	129	130,5
VAUXPLEURS 1	2141	2164	2211	2211	2211	2216	2235	2309	2325	2330	2339	2368	2385	2388
VERNON 101	860		880	885	903	909	910	939	947	958,5	970	1012	1053,5	1061,5
VERT LA GRAV	1925	2016	2119	2120,5	2129	2142	2150	2252	2300	2321	2354	2423	2437	2442
VERT LE GRAN	1714	1714	1741,5	1746	1746	1763	1778,5	1811	1828,5	1841	1841	1851,5	1860	1865
VERT LE GRAN	1716	1716	1754	1759,3	1761	1774,4	1792,8	1825,3	1846	1861	1863	1878,1	1888,5	1893,2
VERT LE PETIT	1758	1772	1812	1817	1817	1844	1858	1903	1931	1954	1962	1981	2004	2011
VERT ST PERE	1984,9	1999,7	2055,3	2056,6	2056,6	2099	2111,8	2156,7	2175,7	2187,6	2199	2221,5	2235,5	2240,9
VIDELLES 1	1866	1880	1925	1928	1928	1967	1976,5	2016	2044	2064,5	2073	2086,5	2104	2118
VIEUX CHAMPA	2120	2155	2250	2262	2273	2300	2317	2361	2375	2386	2399	2438	2450	2455
VIGNOLLES 1D	1993	1993	2030,6	2031	2031	2060	2071	2118	2126	2132	2136	2150	2159	2163
VILLARCEAUX	2130	2151	2214	2218	2218	2254	2267	2325	2343,5	2353	2365	2401	2415	2418
VILLEBOURGEO	1259	1278	1339	1339,5	1342	1347	1360	1390,5	1403	1422	1433	1444	1475,5	1523
VILLEFRANCHE	1093	1118	1178	1180	1184	1191	1206	1225	1248	1262	1272	1287	1326	1380
VILLEFRANCHE	1124,5	1148	1210,5	1212	1215	1222	1237	1263	1286	1300	1310	1325	1360	1403
VILLEGENARD	2010	2016,5	2050	2050	2050	2073	2093	2141,3	2149	2155,5	2161,5	2180	2190,8	2194,5
VILLEMER 122	1784	1812	1911	1921	1934	1947	1958	1997	2022	2040,5	2054	2082	2102	2115
VILLEMER 126	1784	1813	1912,5	1921,5	1932	1949,5	1958,5	1994,5	2020	2041	2054	2085	2106	2115
VILLEMoyENN	2140	2195	2317	2330	2342	2368	2398	2492	2541	2576	2609	2737,5	2766	2778
VILLENEUVE S	1450	1491	1615	1622	1625	1635	1659	1707	1731,5	1745	1760	1781,5	1796	1810
VILLEVAUDE 1	2003	2011	2051	2054	2056	2083	2096	2154,7	2177	2187,8	2197,5	2230,5	2250	2254,8
VILLEY LE SEC	55				180			278	280	280	304	315	320	321,5
VILLOISON 1D	1813,6	1825,3	1864,7	1868,4	1868,4	1902,5	1913,8	1957	1983	1997	2007	2023	2045	2052
VINAY 1	1860	1895	2003,5	2012,5	2015	2056	2080	2168	2211	2230	2249,8	2330	2343,5	2351
VOULZIE 1	2106	2156	2274	2286	2297	2314	2334	2388	2410	2423	2431	2488,5	2502	2505
VREGNY 1	1722	1762	1867	1876,5	1881	1917		2018,5	2059	2082	2105	2200,5	2234	2249
VULAINES 3	2104	2141	2243,5	2255	2266	2285	2303	2348	2360	2370	2382,5	2425	2436	2440
VULAINES 4								29	30	30	54	60	64	65
XIVRAY MARVOISIN 1	218,5	320	327	334	402	418,5	484	490,5	491,5	527	555	580	585,5	

LITHOLOGIES (% d'argile)	T4	T3	T2	T1	Pd7	Pd5	Pd4	Pc3	Pc2	P11	S2	S1	H2	H1
ACHERES 1	80	50	100	60	50	70	80	70	80	40	80	0	70	40
ACHUN 1	10	70	90	50	40	50	50	50	40	10	40	20	30	70
ALAINCOURT 1	5	100	65	50	85	100	100	75	100	50	95	45	90	50
AMBOISE 1	20	50	75	65	35	45	50	50	50	45	75	60	85	75
AMBREVILLE 1	15	90	100	65	55	55	75	80	85	25	95	20	60	50
AMILLY 101	15	90	100	70	75	60	85	60	90	35	90	15	90	55
ANLEZY 1											35	30	60	80
ANNEOT 1	10	60	100	40	30	60	70	60	40	20	60	20	80	80
ANNEOT 2	10	60	100	40	30	60	70	60	40	20	60	20	80	80
ANNEOT 3	10	60	100	40	30	60	70	60	40	20	60	20	80	80
ANNEOT 4	10	60	100	40	30	60	70	60	40	20	60	20	80	80
AOUZE 1	10	50	70	40	30	50	90	70	50	50	80	20	70	40
ARGENTOLLES 1					65	75	80	55	45	5	90	40	100	60
ARPHEUILLES	20	60	70	50	60	50	60	70	50	40	50	30	60	70
ARRENTIERES	30	40	90	70	70	80	80	60	70	20	90	40	50	60
ARSY 1					70	95	80	50	100	40	100	35	60	45
AUDUN LE RON	10	60	90	60	50	70	90	70	50	10	70	30	80	60
AUFFERVILLE	0	40	90	50	40	60	60	50	70	40	50	20	80	50
AUX MARAIS 1	20	50	90	50	70	70	80	50	70	50	80	30	60	50
AVIZE 1	0	20	90	20	10	90	80	40	90	40	90	40	90	0
BALLAN MIRE	10	50	40	60	50	40	50	20	30	40	60	60	80	70
BANTHELU 1	55		100	65	60	75	80	75	65	45	60	15	75	50
BARBEAU 1					70	60	55	35	70	10	100	10	40	35
BAULNE EN BR	10	50	100	30	50	85	70	50	75	45	80	25	100	40
BAYE 1	10	80	90	50	50	70	90	60	80	30	80	20	80	20
BAZINCOURT 1	10	60	90	60	40	80	80	60	80	50	90	40	80	60
BEAUMONT 101	0	40	90	40	30	60	50	60	50	40	10	20	100	40
BEAUREGARD	0	60	100	20	60	60	70	60	80	30	80	0	80	20
BECHEVRET 1	15	40	100	55	30	50	80	60	70	50	90	45	50	35
BEIGNE 1	35	95	80	50	60	75	100	60	80	40	100	35	95	45
BELLEUSE 101	20	60	80	50	60	70	90	40	70	60	80	60	60	50
BELVAL EN ARGONNE 1					35	50	75	50	80	40	85	50	80	30
BERTRAY 1	5	60	100	50	80	75	100	80	90	45	100	30	100	90
BERTHUIS 1	30	50	100	30	20	50	70	70	80	40	90	20	70	40
BICHES 1	30	50	100	30	20	50	70	70	80	40	90	20	70	40
BICHES 2								75	60	35	55	45	85	90
BIENVILLE 1	5	40	95	75	45	75	90	45	50	50	90	40	70	40
BISSEAUX 1	20	50	100	20	60	60	70	50	80	40	90	20	70	40
BLANCAFORT	5	90	100	60	75	45	65	45	50	60	55	5	75	60
BLINFÉY 1	30	30	90	70	40	70	80	60	70	0	80	20	60	50
BOIS BRULÉ 1D	20	40	90	30	20	50	60	40	70	50	80	30	40	50
BOIS STE CATH	0	70	90	50	70	70	90	50	60	40	100	30	70	50
BOISSY SOUS S	10	40	90	50	50	40	80	60	70	20	70	10	70	40
BOSSAY SOUS	20	65	85	65	75	50	55	80	60	45	50	25	50	55
BOUCHY LE RE	0	70	100	40	70	60	80	50	70	30	70	20	60	30
BOULAY 1	10	90	95	50	55	60	85	75	85	25	100	15	95	50
BOULINIÈRE 1					45	55	65	60	75	15	100	20	95	55
BOURDONS 1	10	50	80	60	40	70	80	80	50	20	90	30	80	50
BOURNEVILLE 1D					75	5	90	75	100	50	95	40	100	50
BOUSSAY 1	45		60	50	70	40	75	70	50	50	45	40	50	70
BRECY 1	0	80	90	60	80	60	90	60	70	50	70	10	70	80
BREMONDERIE	0	80	90	60	80	60	90	60	70	50	70	10	70	80
BREMONDERIE	15	60	100	55	70	65	95	70	95	40	100	50	85	60
BREUGNON 1	10	60	90	40	40	40	50	50	60	30	70	0	60	60
BRÉVIANDE 1D	15	50	100	45	45	65	75	70	95	50	100	30	95	55
BRIE 119	10	50	100	50	10	50	70	55	100	35	100	25	95	50
BRION 1	0	45	100	5	80	85	90	90	35	60	90	10	100	90
BRIQUENAY 1	0	50	80	50	70	90	80	20	70	30	70	50	80	40

BRUYERES 1	15	65	100	55	40	35	45	70	95	50	60	25	70	50
BRUYERES SUP	15	5	85	45	50	85	80	70	55	25	80	25	80	5
BUIS 1	40	60	100	50	30	50	80	70	90	50	80	30	80	30
BUSSY LETTRE	30	50	90	60	40	40	80	60	80	30	90	60	90	50
CERE LA ROND	30	50	90	60	40	40	80	60	80	30	90	60	90	50
CASSIN 1	40	50	100	70	40	40	40	50	50	30	60	0	70	50
CERE LA ROND	5	60	55	60	55	75	85	50	45	40	55	25	75	100
CERGY PONTOI	35		100	65	60	95	90	75	95	60	95	5	75	55
CERNEUX 1	10	80	100	45	70	65	80	65	100	40	95	15	55	30
CESARVILLE 1	5	65	100	75	35	70	75	50	70	50	65	25	65	90
CHAILLY 101	15	45	100	65	40	60	75	60	95	45	100	25	100	50
CHAMPIGNEUL	0	60	90	30	30	20	90	50	70	30	90	40	80	10
CHAMPIGNY 1	25	30	95	35	45	75	100	70	95	15	95	45	75	65
CHAMPIGNY SUR MARNE 1D			100	55	40	55	80	70	80	50	100	30	95	60
CHAMPLIN 1	10	70	90	50	40	40	60	30	60	20	40	0	70	70
CHAMPLIN 2	10	70	90	50	40	40	60	30	60	20	40	0	70	70
CHAMPLIN 3	10	70	90	50	40	40	60	30	60	20	40	0	70	70
CHAMPLIN 4	10	70	90	50	40	40	60	30	60	20	40	0	70	70
CHAMPOTRAN 1					55	50	60	55	100	45	100	25	95	50
CHAMPOTRAN 3					55	50	60	55	100	45	100	25	95	50
CHAMPOTRAN 4					55	50	60	55	100	45	100	25	95	50
CHAMPROSE 1	20	45	60	60	60	30	75	65	85	45	100	30	95	60
CHAMPVERT 1	10	70	80	60	40	50	70	70	60	30	50	30	70	70
CHAPTON 1	15	95	85	20	45	50	100	65	90	30	100	30	90	5
CHARMOTTES	10	40	100	50	60	60	70	70	90	30	80	20	90	50
CHATEAU LAN	10	60	90	50	50	60	60	60	70	30	70	10	90	40
CHATEAURENA	35	50	90	35	55	35	50	40	80	35	60	0	85	0
CHATILLON 1	10	70	90	50	40	50	70	50	50	20	40	20	30	80
CHAUCONIN 1	40	50	90	50	40	50	70	70	80	50	90	20	80	40
CHAUME LES B	10	60	100	60	60	60	80	80	80	30	90	30	70	40
CHAUNOY 1	20	65			85	60	65	55	90	30	75		75	50
CHEMERY 50	10	70	70	60	50	50	60	40	30	30	40	20	60	90
CHEROY 101	10	40	100	40	50	55	90	60	100	40	100	15	75	40
CHEVANNES CHANGY 1								35	70	45	60	5	85	90
CHEVANNES CHANGY 2								35	70	45	60	5	85	90
CHEVANNES CHANGY 3								35	70	45	60	5	85	90
CHEVANNES CHANGY 4								35	70	45	60	5	85	90
CHEVANNES CHANGY 5								35	70	45	60	5	85	90
CHEVANNES CHANGY 7								35	70	45	60	5	85	90
CHEVILLON 1	5	50	80	60	45	75	100	85	80	50	100	50	95	80
CHEVRAUMON	0	40	70	40	30	50	90	60	50	50	70	10	60	40
CHICHENY 1	60		100	50	40	60	70	85	50	35	95	40	40	40
CHONVILLE 1	0	70	80	40	60	50	90	50	70	40	80	20	80	40
CIRAN 1	0	50	40	40	70	40	50	40	30	30	50	40	80	70
CLION 1	15		55	50	45	60	80	60	55	40	50	45	100	95
CLOS FONTAIN	10	70	80	30	60	60	70	60	90	30	80	50	70	40
COLOMBE 1					40	70	80	60	50	5	85	25	50	45
COLOMBE 2					40	70	80	60	50	5	85	25	50	45
COLOMBEY LE	0	40	70	40	30	90	90	60	50	50	70	10	60	40
COMBS LA VIL	30	50	100	20	20	50	70	40	70	40	70	30	60	40
COMMERCEY 1	5	70	90	55		90	95	50	65		100	35	75	60
CONGY 1	5	100	80	35	60	80	95	60	90	35	95	10	85	25
CONNANTRE 2	10	80	70	20	50	40	90	50	70	30	80	30	90	20
CONQUILLE 1	25	75	100	55	75	70	95	75	80	45	100	50	100	60
CORFELIX 1	10	90	90	40	50	60	80	60	80	20	70	20	70	20
CORPOYER 1	20	60	100	60	60	60	80	80	80	30	90	30	70	40
CORROMBLES 1								55	50	45	100	35	90	25
COUBERT 1D	25	80	50	50	50	70	75	50	80	50	100	5	75	25
COURDEMANG	30	40	90	60	40	70	90	40	90	30	90	40	90	50
COURGENT 1	50		100	75			45	75	55	40	60	5	100	55

COUY1				50	80	55	85	65	80	35	75	10	30	70
CROISSY BEAU	30	40	100	40	30	50	70	60	70	40	90	20	80	50
CUDOT 1	20	50	90	30	50	40	60	100	80	30	70	0	80	10
CULEY 1	0	80	90	60	50	60	90	50	90	40	90	20	80	30
CUNCY 1								25	45	45	60	5	65	90
CUZY 1					25			50	75	15	90	25	85	100
DAMPIERRE 1	5	65	100	45	50	65	85	65	95	50	95	25	80	5
DAMPIERRE NG	5	65	100	45	50	65	85	65	95	50	95	25	80	5
DER 101					10	90	95	35	100	0	60	5	90	60
DER 102					10	90	95	35	100	0	60	5	90	60
DER 104					10	90	95	35	100	0	60	5	90	60
DIROL 1								50	55	35	55	20	90	50
DOMMARTIN L	45	70	100	75	65	55	100	70	95	40	100		95	60
DOMEIRE 1	10	30	90	60	60	80	90	50	50	50	100	20	40	50
DONNEMARIE	10	70	100	20	60	60	80	60	90	30	80	40	70	40
DONNEMARIE	10	70	100	20	60	60	80	60	90	30	80	40	70	40
DONTRIEN 1	0	70	90	50	30	70	90	30	70	30	70	40	80	30
DROYES 1	50	15	100	75	40	60	95	50	95	10	100	25	80	70
EGRENAY 1D	20	50	100	20	20	50	70	40	70	50	80	30	60	50
EPIGNY 1	10	60	90	40	50	50	70	60	80	10	80	10	80	40
EPOISSES 1								55	50	45	100	35	90	25
ESSISES 1	15	80	100	35	85	35	80	45	95	50	100	50	95	60
ESTERNAY 1	15	90	100	50	60	65	85	60	85	35	95	35	90	25
ESTOUY 1	5	45	100	50	35	70	50	60	50			25	100	50
ETAMPES 1	40	50	90	50	40	50	70	80	40	20	80	30	40	30
ETANCON 1	10	50	100	30	60	50	70	50	90	30	90	20	90	40
ETRECHY 1D	45	90	100	70	45	45	75	45	70	25	95	20	60	70
FEIGNEUX 1	0	50	100	60	60	60	80	70	100	40	90	30	80	30
FLACY 1D	30	50	75	25	75	45	60	40	100	15	100	15	75	50
FONTAINE RAC	35	75	50	50	50	30	40	25		35	50	45		60
FONTENAY DE	5	35	100	25	65	65	85	35	100	25	100	35	95	35
FOUILLEUSE 1	10	60	90	70	70	80	90	50	70	50	80	40	80	50
FRAIGNOT 1	20	60	100	60	50	70	90	100	90	20	90	30	70	40
FRAIGNOT 2	20	60	100	60	50	70	90	100	90	20	90	30	70	40
FRANCHEVILLE	0	30	90	60	60	80	90	40	50	50	90	20	40	50
FRESNES 1	10	60	90	50	50	50	70	60	70	10	90	30	90	50
GERMISAY 1	10	50	70	60	40	70	90	80	60	40	90	30	80	60
GIRONVILLE 10	5	70	90	50	80	80	90	50	50	40	100	30	70	50
GIROUX 1	20	65	95	65	90	75	100	50	70	50	65	5		90
GLAIRET 1	5	50	100	70	70	30	80	45	95	50	80	15	80	5
GRANDPRE 1					75	95	100	25	75	40	80	50	85	45
GRANDPRE 2					75	95	100	25	75	40	80	50	85	45
GRANVILLE 10	20	60	80	30	40	50	90	50	50	30	90	40	90	50
GRILLON 1	0	70	90	50	50	60	60	60	80	20	90	10	70	40
GRISY 1	40	75	100	15	15	75	85	50	55	25	55	20	50	35
GUIGNICOURT	0	60	80	50	40	60	70	30	40	30	40	20	70	10
GUINCHE 1	10	60	90	50	60	60	60	40	70	30	90	20	70	40
HARDEVILLIER	20	60	90	50	60	70	90	50	60	60	70	50	60	50
HEILTZ LE HUT	5	25	100	100	25	60	95	50	80	50	95	45	80	40
HERICY 1D	30	50	100	50	60	80	70	55	90	35	100	45	95	70
HERME 1D	5		100	50	80	55	80	50	100	25	70	15	95	70
HEURTAULT 1	0	80	100	2	2055	55	85	65	95	45	90	55	85	5
HEURTEBISE 1	45	95	100	10	70	75	85	50	75	25	60	40	60	45
HOULBEC 1	40	50	90	60	60	30	50	80	70	40	70	70	70	70
ILE DE GORD 1	30	30	90	30	30	50	70	60	60	40	90	20	70	50
IPPECOURT 1	5	55	100	65	45	75	95	75	100	50	100	45	85	70
IVERNY 1D	5	60	100	50	95	70	80	70	90	35	100	45	90	50
IVRY 101D	15		100	55	40	55	80	70	80	50	100	30	95	60
JAILLY 1	10	70	90	60	40	40	60	40	40	10	40	10	50	60
JANVRY 1	10	80	100	50	70	60	80	40	70	30	70	20	70	30

JAULGES 1	10	90	100	75	85	75	90	90	100	25	90	40	80	70
JUVANZE101	30	50	95	75	90	90	100	60	90	45	95	50	55	55
LA CHAPELLE 1	40	50	90	60	50	40	50	50	50	40	70	20	70	40
LA CHARDONN	20	45	100	45	10	45	75	55	95	45	95	20	90	45
LA COLLANCELLE 1														75
LA FERTE 1	20	100	100	75	60	70	90	85	75	60	35	10	100	90
LA FILOTIERE	5	45	100	50		40	90	95	65	25	55	5	90	35
LA FOLIE DE P/	5	75	100	45	75	60	100	50	100	25	95	40	95	55
LA FOUCHERIE	25	45	100	50	65	55	55	60	90	25	95	10	85	60
LAHAYCOURTID					45	55	75	45	75	30	95	45	85	40
LA HOUSSAYE	5	70		15	15	45	65	45	45	15	65	10	60	40
LA LILLY 1	20	50	80	30	60	40	80	40	100	10	90	10	80	20
LA MOTTE NOI	5	65	90	15	10	25	95	60	100	45	95	35	85	15
LANDOMONT 1					50	65	55	60	25	10	100			
LA PETITE PLA	5	50	100	65	70	70	90	80	100		100	25	95	25
LA RICARDE	15	35	100	45	50	80	80	55	100	65	90	45	80	25
LA SABLIERE 1	10	70	90	30	60	50	70	60	60	40	90	30	70	40
LATILLY 1	10	30	90	40	60	30	80	70	80	30	90	30	90	20
LE CHAPITRE 1	25	80	95	40	50	80	100	65	40	40	100	35	80	50
LE MEIX TIERC	15	50	100	60	50	80	100	25	90	5	95	35	90	45
LE PASSAGE 1	30	45	100	25	60	40	90	30	90	40	90	40	90	5
L'EPINEUSE 1	35	50	100	50	35	65	75	50	95	50	100	40	75	35
LEROUVILLE 1	0	70	90	40	60	60	90	50	70	40	90	30	80	40
LES AUNES 1D	20	50	100	50	60	20	80	70	90	40	80	30	90	30
LES BERGERS 1	20	45	100	50	25	40	85	50	90	40	75	10	100	50
LES GRANDES	10	30	100	40	40	50	60	50	90	30	90	20	90	40
LES QUATRES 1	0	30	90	90	30	60	80	50	70	40	90	40	80	40
LES RICEYS 1	10	50	100	70	60	70	90	80	70	20	90	40	70	50
LES ROCHES M	40	70	90	50	40	60	60	50	90	50	90	20	70	60
LES VAYEUX 1	5	60	100	45	35	25	95	55	65	35	95	35	80	10
LEUDON 1	90	100	65	70	45	40	40	45	65	30	55	30	55	25
LHUTTRE 1	20	70	70	40	40	40	90	50	60	30	90	40	90	60
LIEUSAIN 1	30	75	100	10	10	55	75	40	75	50	60	40	60	55
LIGUEIL 1	5	50	45	45	75		50	40	35	35	55	45	100	75
LIMOREAU 1					40	50	65	50	100	25	85	25	95	35
LINTHELLES 1	10	80	90	20	50	40	90	50	80	30	90	30	90	10
LINTHELLES 2	10	80	90	20	50	40	90	50	80	30	90	30	90	10
LOISY EN BRIE	5	75	90	20	45	35		60	99	25	95	30	80	10
LONGUEIL 1	0	60	100	70	70	90	80	50	90	40	100	30	70	30
LONJUMEAU 1	20		100	55	30	45	80	50	85	55	100	45	90	50
L'ORME 1	40	55	100	60	30		100	35	70	25	75	5	80	30
LUCY 1	0	60	90	30	40	80	80	50	80	30	80	20	90	20
LUGNY 1				60	60	90	100	100	90	20	100	45	70	40
LUXEMONT 1	25	50	100	100	40	75	100	50	95	50	95	45	75	55
LYONS LA FOR	30	50	90	60	60	40	60	70	70	50	80	50	60	60
MAILLE 1	10	50	40	40	70	40	50	30	40	30	50	40	80	70
MAINCY 1	20	60	100	50	30	60	70	50	80	50	80	30	80	50
MAIRY 1	50	25	100	60	30	55	90	55	80	40	75	45	90	60
MAISONNEUVE	60	95	100	55	50	75	80	75	60	45	60	10	80	25
MALNOUE 1	10	60	90	30	40	50	60	40	90	40	90	20	80	40
MANTES 101	30	50	100	70	40	20	40	50	20	40	60	20	80	40
MARCHENOIR	50	90	100		70	60		55		45	95	55		75
MARCHENOIR	50	90	100		70	60		55		45	95	55		75
MARCHENOIR	50	90	100		70	60		55		45	95	55		75
MARGERIE 1	20	50	90	60	40	80	100	40	90	10	90	30	80	40
MAROLLES 5	10	40	100	50	30	40	80	50	70	30	80	20	70	40
MARSANGIS 1	10	60	90	30	60	40	90	40	90	20	90	30	90	20
MARVILLE 1	30	60	80	50	40	40	60	60	30	30	70	30	80	50
MAUPAS 1	20	55	100	75	55	75	95	100	100	25	100	40	75	60
MELARCHEZ 1	25	55	100	50	75	40	70	50	100	30	55	45	95	45

MELIGNY 1	5	55	75	15	5	25	90	70	50	50	55	5	70	30
MELLERAY 1	30	70	40	50	50	40	50	20	40	30	60	50	70	50
MENETOU 2	30	70	40	50	50	40	50	20	40	30	60	50	70	50
MENETOU 6	5	95	100	75	95	55	90	65	60	60	60	10	70	90
MESNIL 1	30	50	100	40	20	50	70	60	80	40	90	30	70	30
MITRY MORY 1	20	40	90	50	40	60	80	60	80	50	90	20	70	50
MOGNEVILLE 1	0	50	90	70	30	70	80	50	70	30	90	40	80	40
MONTAPOT 1	5	45	100	50	55	70	60	60	90	45	100	5	95	45
MONTBERTHA 1	10	60	100	50	50	60	80	50	40	40	80	30	90	30
MONTDIDIER 1	10	60	90	70	50	70	90	50	70	60	70	60	80	40
MONTENOISON 1								35	50	20	40	10	90	70
MONTIER EN DER 1					50	90	95	60	95	5	85	0	60	55
MONT ET MARRE 1														85
MONTHIEUX 11	30	60	100	60	50	30	70	60	90	50	80	30	90	30
MONTIER EN DER 1					50	90	95	60	95	5	85	0	60	55
MONTIGNY SUR CANNES 1					40			75	60	35	55	45	85	90
MONTLEVEE 10	25	75	100	60	50	55	75	60	95	55	85	35	100	40
MONTMIRAIL 1	50	75	100	75	60	60	75	50	75	25		20	60	20
MONTREUIL A 1	25		100	45		20	65	45	80	15	70	25	75	35
MORTEFONTA 1	10	50	100	50	30	30	70	70	90	40	80	50	90	30
NANTOUILLET	50	60	100	55	40	55	80	75	90	60	90	50	85	45
NEUFCHELLES	15	50	100	50	50	30	80	70	100	50	80	30	90	30
NOAILLES 101	15	55			90	85	95	60	100	60	100	25	95	65
NORD SOUDRO	20	60	90	40	40	30	70	60	80	30	90	50	80	20
OISY 1	20	60	90	40	40	30	70	60	80	30	90	50	80	20
OISY 2				25	40			70	70		95	15	45	60
ONVILLE 1	10	60	90	50	50	80	90	40	40	50	90	30	60	50
ORGEVAL 1	5	75	75	65	50	65	75	40	25	20		5		15
OUZOUER SUR	20	60	100	50	60	50	50	50	80	30	80	0	80	40
PANNES 1	20	70	100	50	50	60	60	70	70	40	60	0	90	30
PARIGNY 1								35	70	45	60	5	85	90
PAVILLON 1	20	50	90	50	40	60	60	50	90	30	90	20	80	50
PAYS DE BRAY	25		90	45	75	85	90	50	70	60	90	45	35	50
PAYS DE BRAY	25		90	45	75	85	90	50	70	60	90	45	35	50
PAZY 1	10	70	90	50	40	40	60	40	50	20	40	10	70	60
PIERRE MORAI	0	80	70	30	50	30	60	50	80	30	90	20	80	20
PRE VERNON 11	20	45	100	45	10	45	75	55	95	45	95	20	90	45
PREY 1	40	50	90	60	50	30	50	60	40	40	70	30	80	50
PRINGY 101	50	50	90	60	40	60	90	50	90	30	80	50	90	60
PROSNES 1	5	15	100	60	15	80	100	35	90	15	90	35	80	60
POUGUES 1	10	80	90	70	60	50	70	50	60	25	50	5	50	45
QUENNEI	10	60	100	30	60	70	80	90	50	40	80	20	80	80
RACHEE 1	20	70	100	30	70	60	80	60	90	30	80	30	70	40
RAMBOUILLET	20	50	90	50	40	40	70	80	50	20	60	10	80	30
RAULECOURT	0	60	90	50	70	80	90	50	50	40	100	30	70	50
REBRECHIE 1	40	70	90	70	60	50	70	70	50	40	70	50	80	40
RETHEL 1					80	85	100	30	70	25	90	55	95	50
RETHEL 2								50	65	50	30	55	95	60
RETHEL 4					80	85	100	30	70	25	90	55	95	50
RETHEL 3					80	85	100	30	70	25	90	55	95	50
RETHEL 5					80	85	100	30	70	25	90	55	95	50
ROSNY 1	30		100	70	50	25	40	55	25	45	70	40		
ROUEN 101	40			70	70	35	50	85	90		80	75	80	80
ROYAUMEIX 1	10	30	95	70	60	85	95	50	60	60	100	25	50	55
RUSSART 1	10	75	95	75	45	60	90	60	95	50	100	45	95	60
RUMILLY LES	10	50	100	70	50	70	90	90	90	20	90	40	70	50
RUPT AUX NON	10	30	90	70	30	80	80	60	60	40	80	30	80	60
SAILLY 1	15	70	100	55	20	30	70	75	95	45	75		90	40
SAULLES 1	45	90	100	65	15	45	95	100	75	35	100	25	95	
SAUNAY 1	30	65	85	75	50	40	50	60	50	45	60	55	65	

SAXI BOURBON	10	70	80	60	40	50	60	50	50	20	40	20	50	60
SELLES 1	5	95	100	60	30	60	100	40	70	45	55	45	90	25
SENNELY 2	35	65	100	70	95	50	80	50	75	25	40	15	50	25
SENNELY 301	35	65	100	70	95	50	80	50	75	25	40	15	50	25
SILVAROUVRE	20	50	90	60	50	60	60	60	30	0	90	40	60	50
SIVRY 7D	5		100	35	35	40	60	50	95	30	100	5	100	30
SOING 20	20	100	75	60	50	45	45	45	25	25	30	10	50	100
SOING 22	20	100	75	60	50	45	45	45	25	25	30	10	50	100
SOUDRON 104	20	70	80	40	50	30	60	60	80	30	90	50	80	30
STE COLOMBE	15	75	95	75	70	40	50	50	75	15	60	5	75	60
STE COLOMBE	0	70	90	10	50	50	80	60	90	40	70	40	80	30
ST GERMAIN L	20	50	90	40	70	70	80	50	70	50	80	30	50	50
STE MENEHOU	5		85	60	70	90	100	75	95	60	75	15		
ST DIDIER 1	10	60	90	40	30	50	60	40	60	40	70	10	70	80
ST FRANCHY 1	10	70	90	60	40	40	60	30	50	10	40	10	60	60
ST FRANCHY 2	10	70	90	60	40	40	60	30	50	10	40	10	60	60
ST GEORGES SC	0	80	100	70	90	80	90	60	60	60	60	10	60	90
ST GERMAIN L	10	50	100	50	45	60	85	70	85	50	100	45	95	60
ST HILLIERS 1	10	85	100	55	70	65	70	30	45	30	45	20	70	5
ST ILLIERS 1	40	50	90	70	40	30	40	50	20	40	70	20	70	40
ST JOSEPH 1	0	80	100	60	60	75	90	50	100	40	90	10	85	10
ST JUST 101	10	60	90	60	60	70	90	50	60	60	70	50	80	50
ST JUST SAUVA	30	45	100	25	60	40	90	30	90	40	90	40		5
ST LAZARE 1	20	50	80	30	30	50	60	40	90	40	90	20	70	40
ST LOUP 1	25	75	70	45	60	45	90	50	65	30	80	40	90	30
ST MARTIN DE	10	45	100	45	80	65	100	60	100	15	100	40	100	70
ST MAUR 101	5	75	100	80	50	90	90	50	100	60	100	50	80	65
ST MIHIEL 1	0	70	90	50	60	70	90	50	70	40	90	30	80	50
ST OUEN 101	20	80	70	40	50	60	100	50	70	30	90	40	90	50
ST PERE SOUS VELAY 1									40	20	45	25	90	95
ST SIGISMOND	45	70	85	80	75	40		75	50	45	90	75	100	55
SOMMELONNE	15	55	95	60	50	95	90	75	90	60	100	45	85	80
SOMMELONNE	15	55	95	60	50	95	90	75	90	60	100	45	85	80
SOMMESOUS 1	30	70	80	50	50	30	80	60	70	30	90	50	90	40
SONGY 101	60	50	100	70	40	70	85	60	95	45	85	60	90	60
SOUDRON 106	20	70	80	40	50	30	60	60	80	30	90	50	80	30
SUBLIGNY 1	0	80	90	60	70	40	60	40	50	50	60	0	70	60
SULLY SUR LO	40	80	100	60	70	50	70	50	60	30	50	10	70	30
TAVAGNIER 1	50	40	100	60	40	50	90	50	90	30	80	60	90	60
THIANGES 1	10	70	80	60	40	50	70	70	60	30	40	20	50	70
THIEUX 101				70	60	75	100	55	70		70	55	90	60
TOUSSON 101	25	60	100		70	65	75	70	100	60	95	45	75	60
TRILBARDOU 1	60	50	100	45	35	55	90	75	90	53	100	40	75	35
TROIS FONTAINES 102					45	70	75	55	60	50	65	25	95	35
TROIS FONTAINES 103					45	70	75	55	60	50	65	25	95	35
TROUANS1	15	75	80	40	45	50	100	50	55	30	95	50	100	65
TROU AUX LOU	0	80	100	10	50	50	80	60	90	40	90	40	80	30
VACHEROUVIL	10	55	100	70	55	65	85	85	90	25	60	40	90	65
VALDREZ 1	5	25	85	60	30	50	100	45	90	20	95	35	60	50
VALENCE EN B	20	60	100	55	65	60	90	85	100	30	100	25	100	45
VALESCOURT 1	10	60	90	60	60	80	90	50	70	80	70	50	80	50
VALPUISEAUX	40	60	100	60	40	50	70	50	60	30	80	20	40	50
VARENNES 1					45	75	90	35	65	55	50	40	90	50
VAUX 1				75	75	55	85	100	100		100	40	60	55
VAUXPLEURS 1	20	50	90	30	10	40	50	50	70	40	70	20	70	40
VERNON 101	75		100	75	50	25	35	50				5	75	40
VERT LA GRAV	10	90	70	30	50	70	70	60	80	30	90	10	80	20
VERT LE GRAN	20		100	50	5	20	50	90	50		90	40	55	60
VERT LE GRAN	20		100	50	5	20	50	90	50		90	40	55	60
VERT LE PETIT	10	40	100	50	20	40	80	50	70	40	80	20	60	40

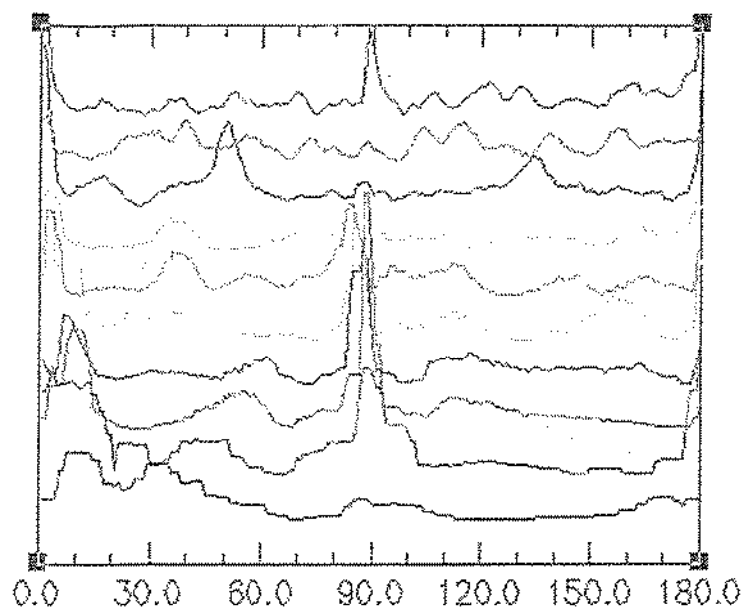
VERT ST PERE	15	45	100	55	45	60	80	55	95	45	100	30	100	50
VIDELLES 1	55	90	100	50	50	65	90	50	100	55	90	25	60	60
VIEUX CHAMP	10	80	90	10	50	50	70	60	90	40	80	40	80	30
VIGNOLLES 1D	30	60	100	70	70	50	75	90	65	50	100	15	75	40
VILLARCEAUX	10	70	70	30	30	40	70	50	70	40	80	20	70	40
VILLEBOURG	20	75	100	80	60	75	90	60	75	50	55	5	45	60
VILLEFRANCHI	5	100	90	50	100	75	100	45	55	40	45	5	30	50
VILLEFRANCHI	5	100	90	50	100	75	100	45	55	40	45	5	30	50
VILLEGENARD	50	70	100	40	30	60	80	60	60	30	80	10	60	40
VILLEMER 122	20	60	90	50	60	60	60	40	70	20	90	20	50	40
VILLEMER 126	20	60	90	50	60	60	60	40	70	20	90	20	50	40
VILLEMoyENN	10	20	80	40	50	80	70	60	60	20	80	20	80	10
VILLENEUVE S	5	70	100	40	60	50	95	60	95	15	100	5	90	10
VILLEVAUDE 1	15	35	100	30	30	55	70	50	55	35	95	15	80	50
VILLEY LE SEC	0	30	80	50	50	70	90	50	50	60	80	20	40	40
VILLOISON 1D	30	40	100	30	30	55	65	35	70	45	75	25	65	50
VINAY 1	5	25	95	25	10	95	90	50	100	45	100	50	90	10
VOULZIE 1	30	70	100	50	70	60	90	55	95	55	100	45	95	40
VREGNY 1	10	40	80	50	40	60	70	60	60	30	70	30	70	20
VULAINES 3	20	55	80	45	55	45	70	50	85	25	65	35	90	50
VULAINES 4														
XIVRAY MARV	10	60	90	50	70	80	90	50	50	40	100	30	70	50
BONBOILLON														
OISELAY1														
VELESMES														
CORDONNET	15	65	75	30	25	45	90	80	60	15	95	5	35	50
CHAILLUZ	15		100			80	90	100			70	0		10
MISEREY 1														
CHAMPVANS 1	50	65	100	50	45	60	90		65		100	5	60	60
MAZEROLLES 1														
GENDREY 1														
MOUTHEROT														
FRESNES LE CHATEAU														
GENDRAY 2			100	90		85	95	100	65	50	95	0		20

ANNEXE N°3

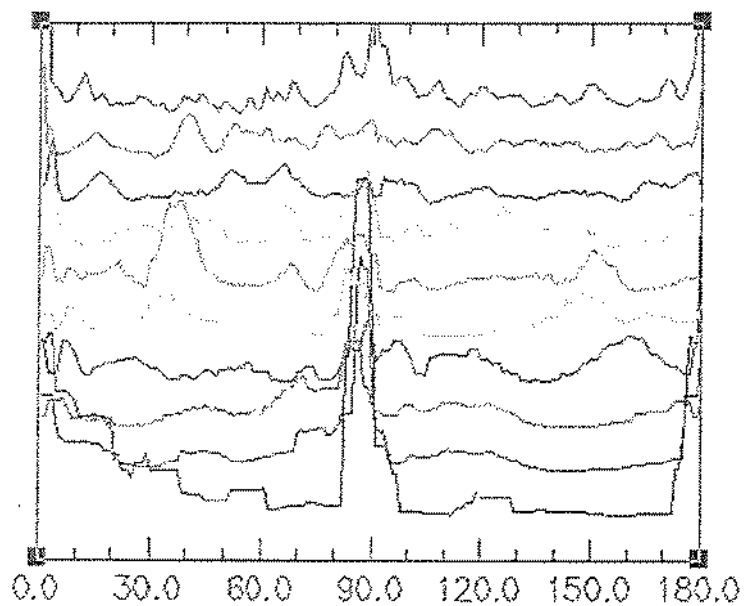
Traitement par Transformée de Fourier 2D des cartes de vitesses d'accommodation corrigée de la subsidence gravitaire.

Mise en évidence de directions préférentielles et de leur longueur d'onde caractéristique dans les géométries définies par les mouvements du substratum.

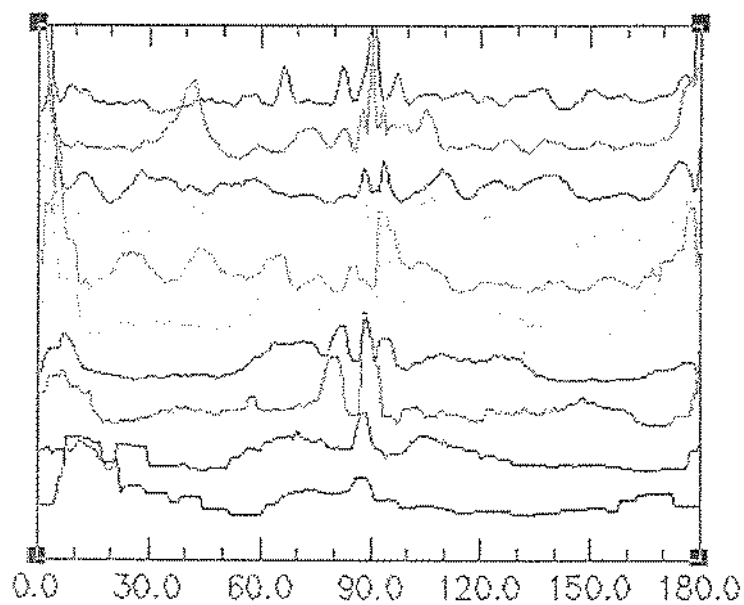
205.00-202.20



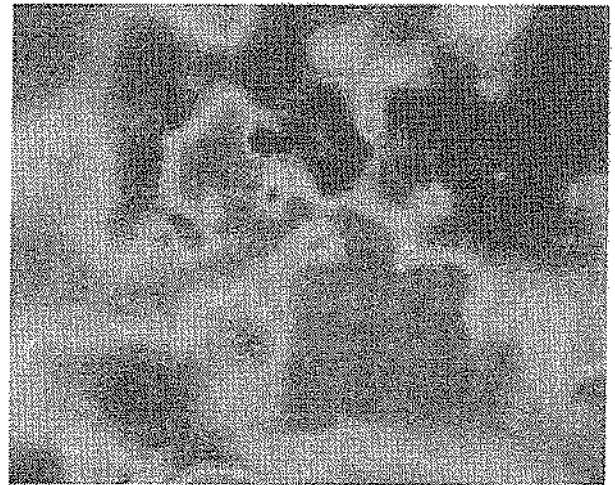
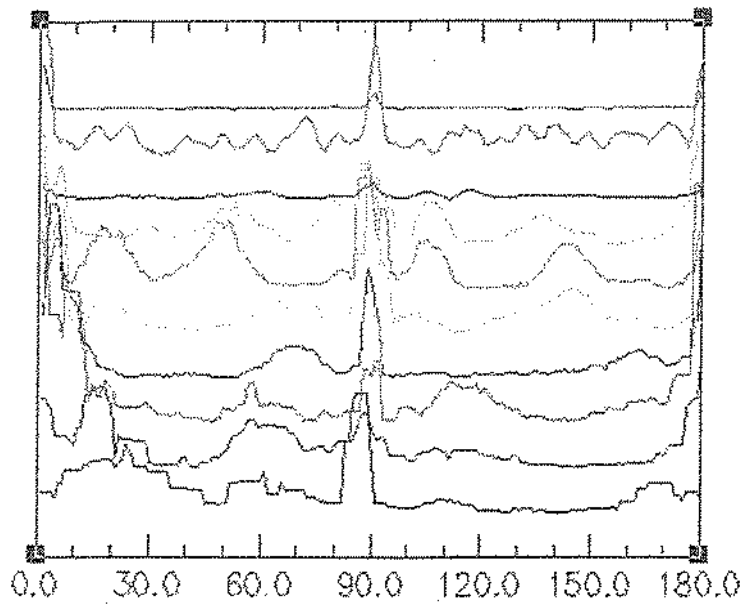
202.20-200.40



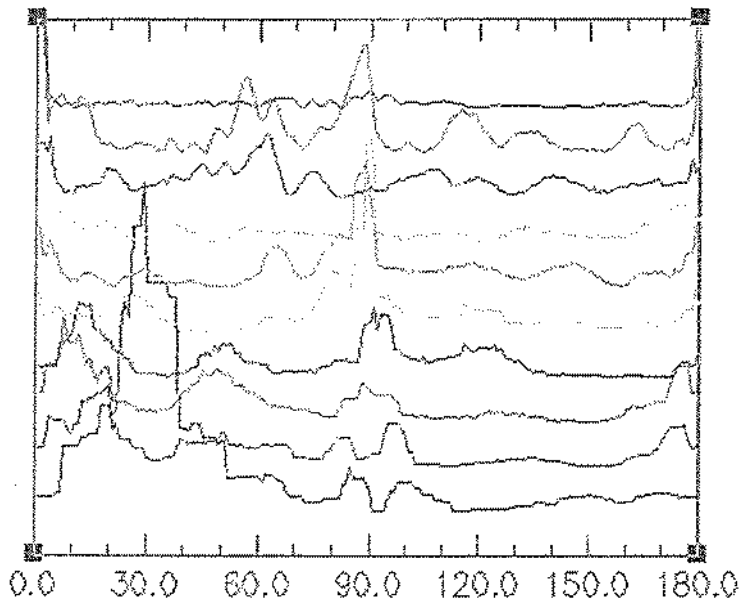
200.40-197.10



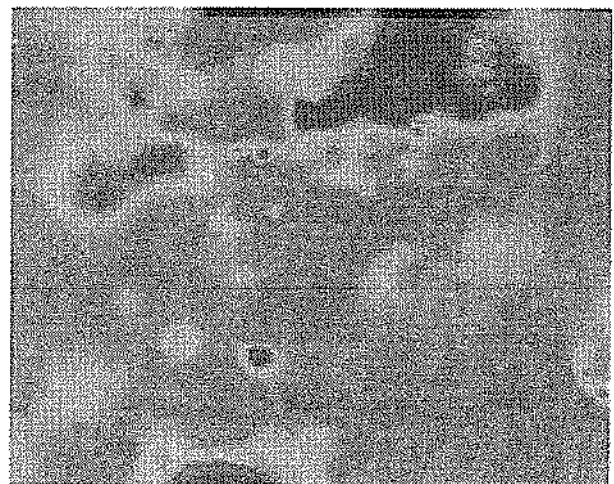
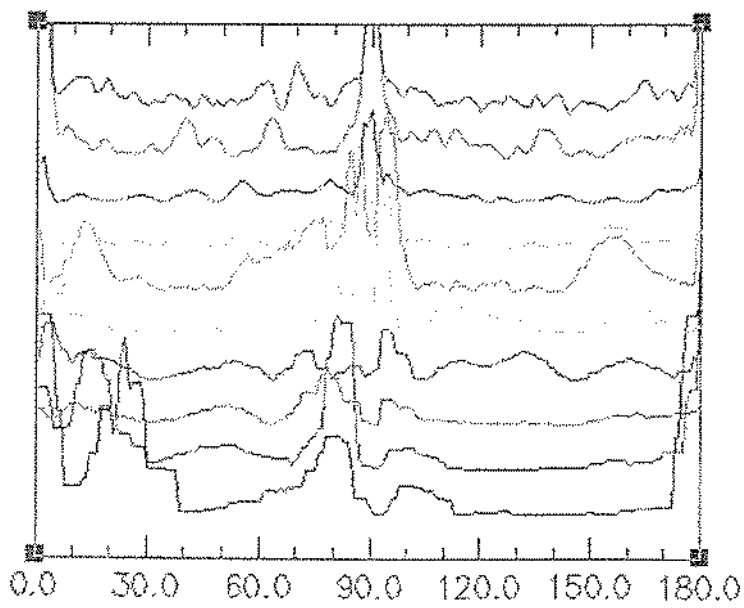
197.10-195.60



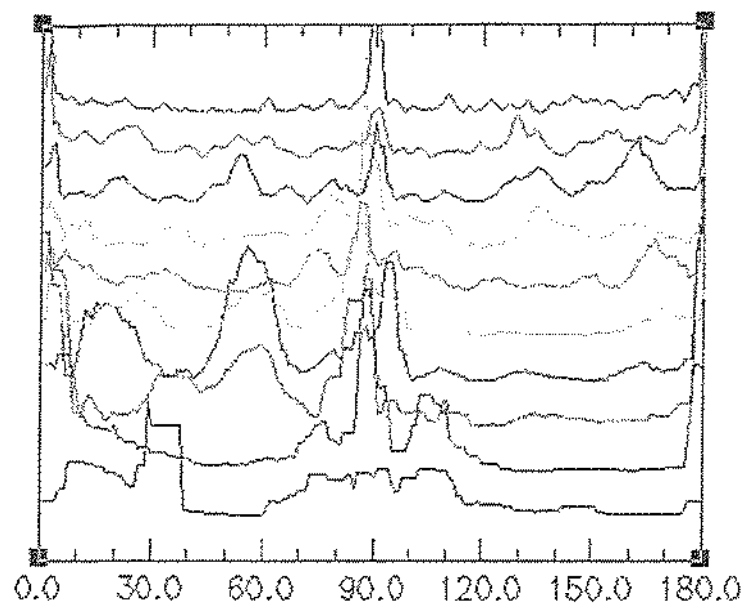
195.60-194.5



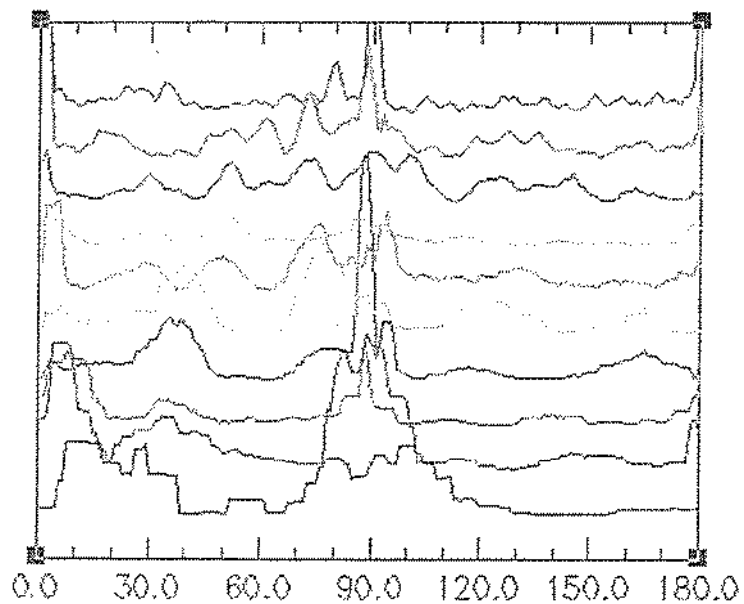
194,50 - 191,90



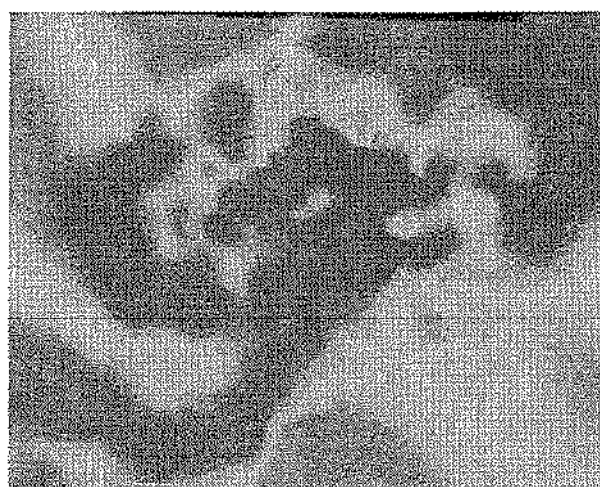
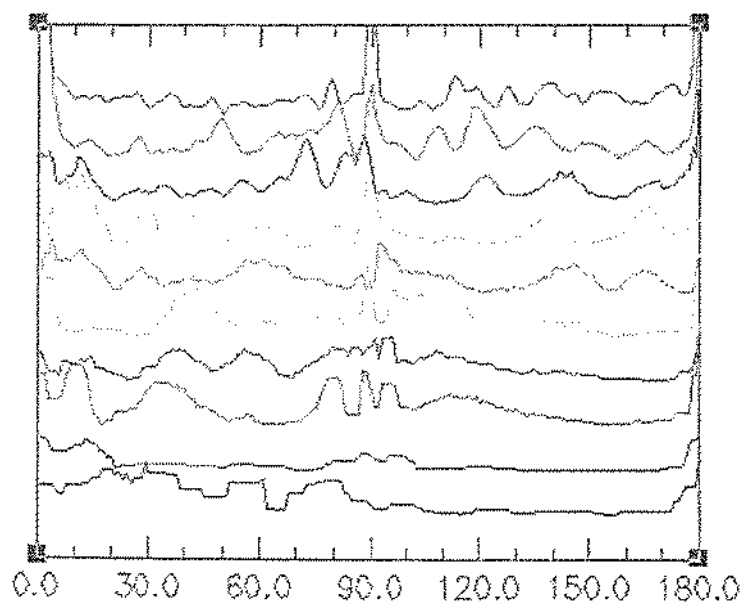
191.9-189.30



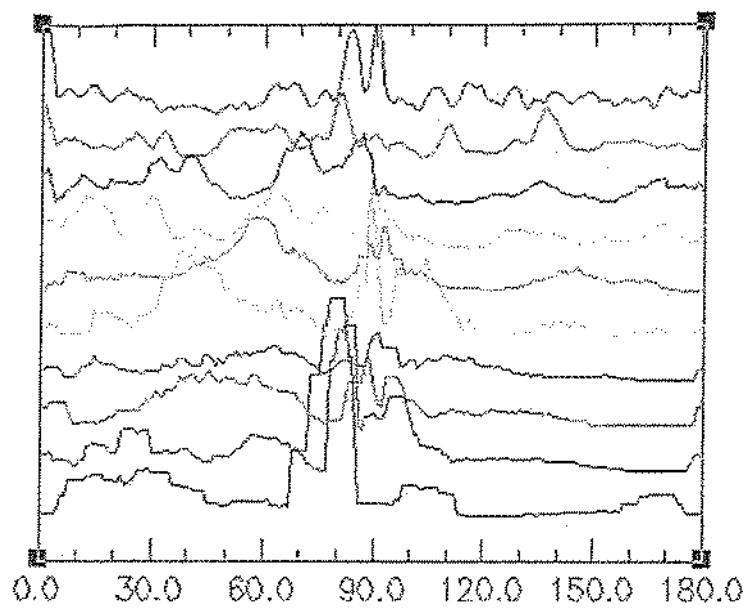
189,30 - 188,10



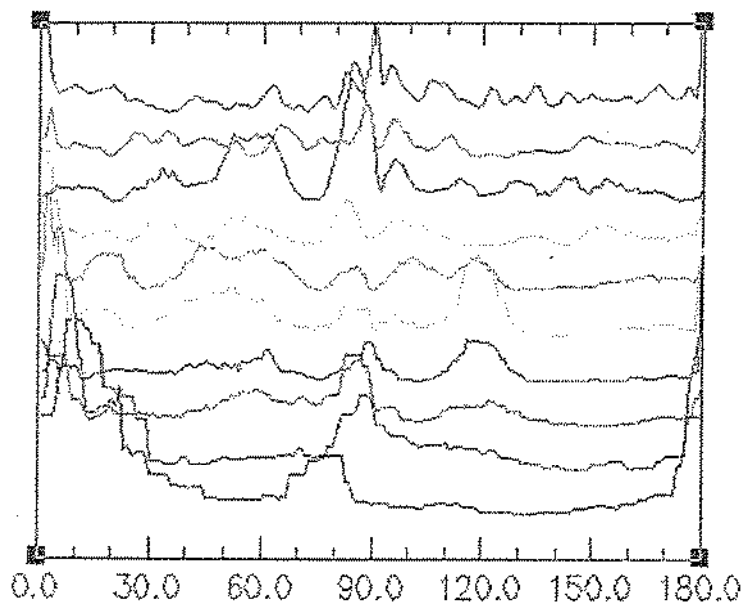
188,10 - 187,50



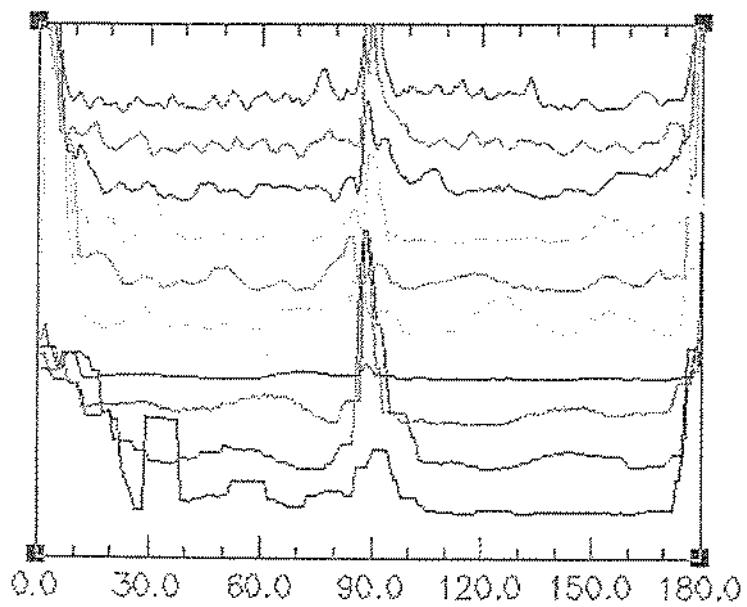
187.50-187.2



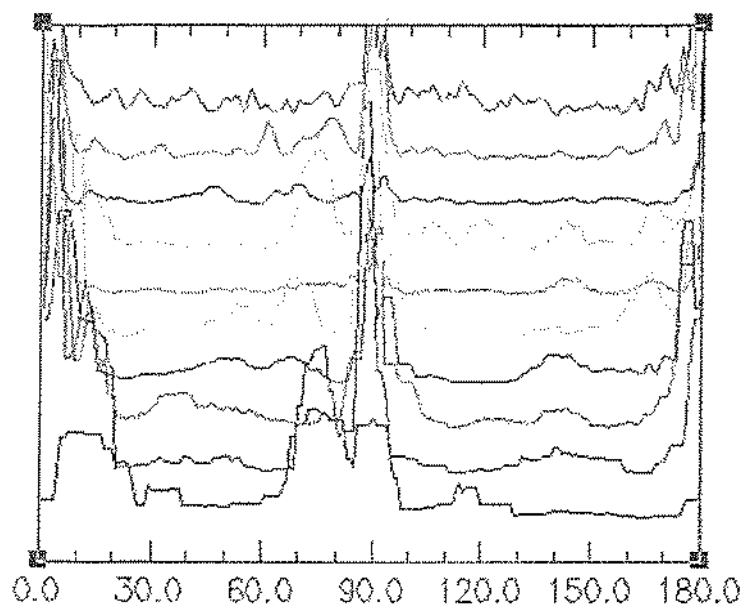
187,20 - 186,30



186,60 - 182,90

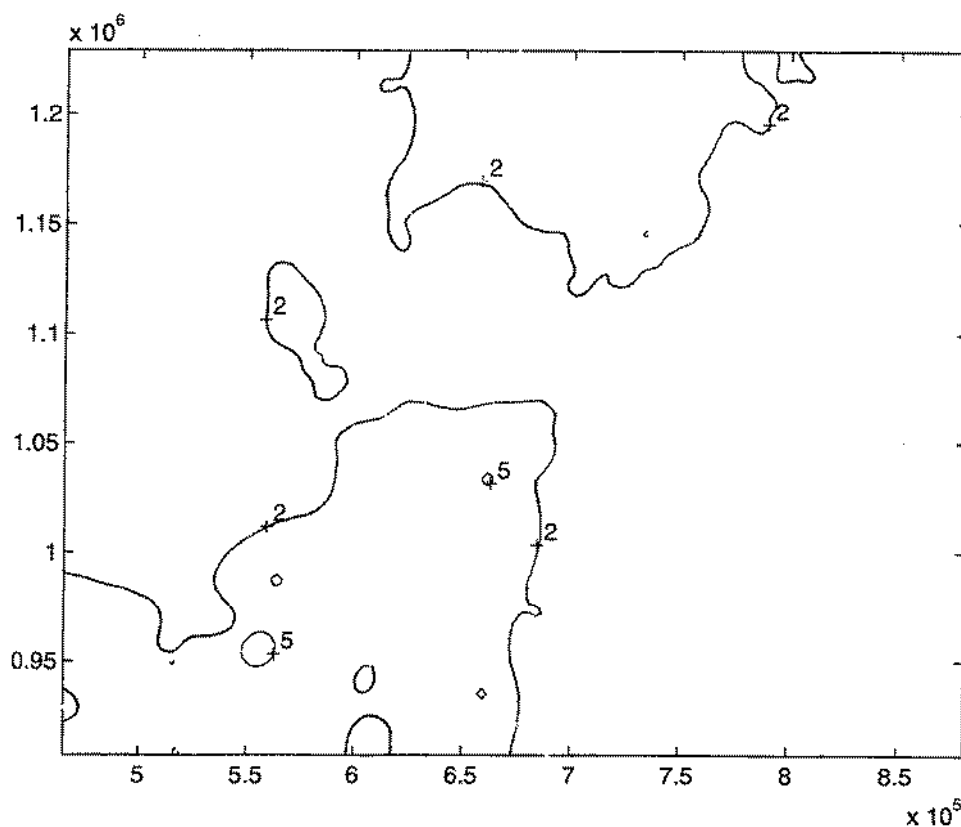


182.90-182.6

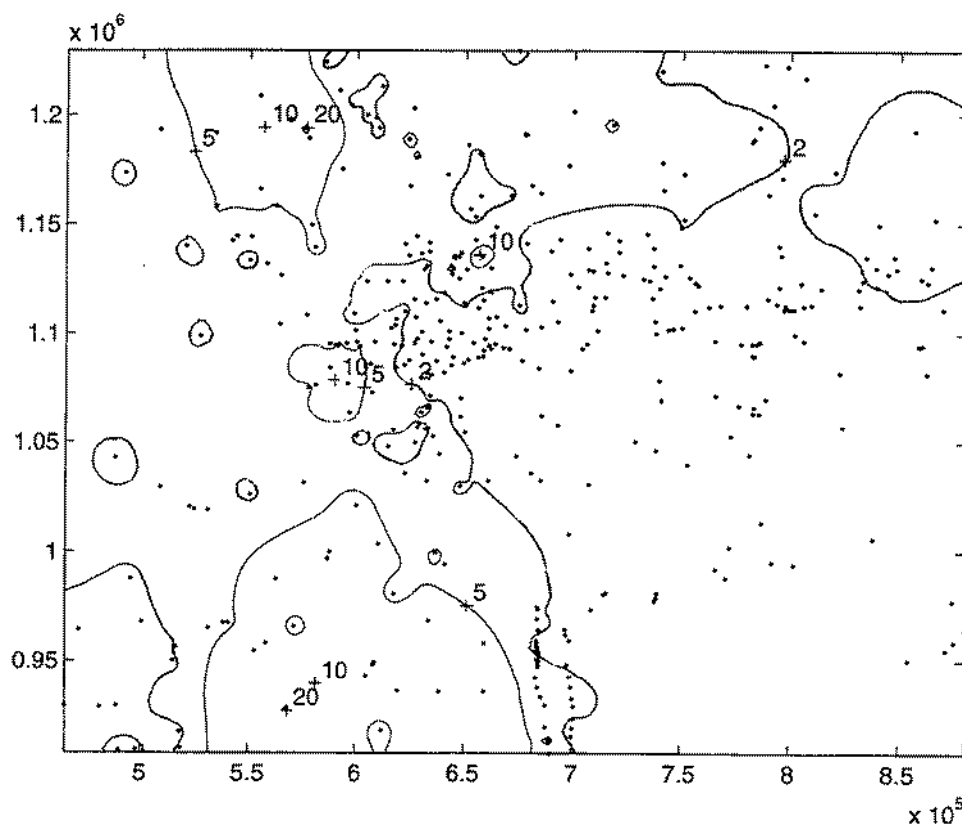


ANNEXE N°4

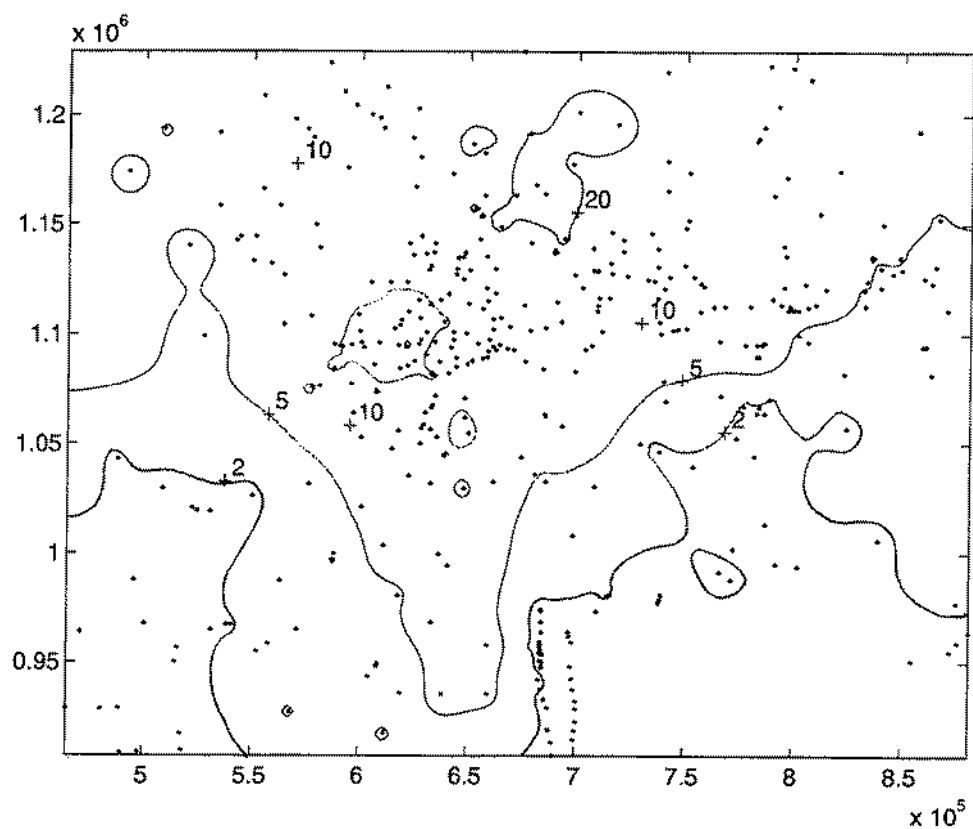
**Cartes des vitesses de la production carbonatée
(en m³/Ma)**



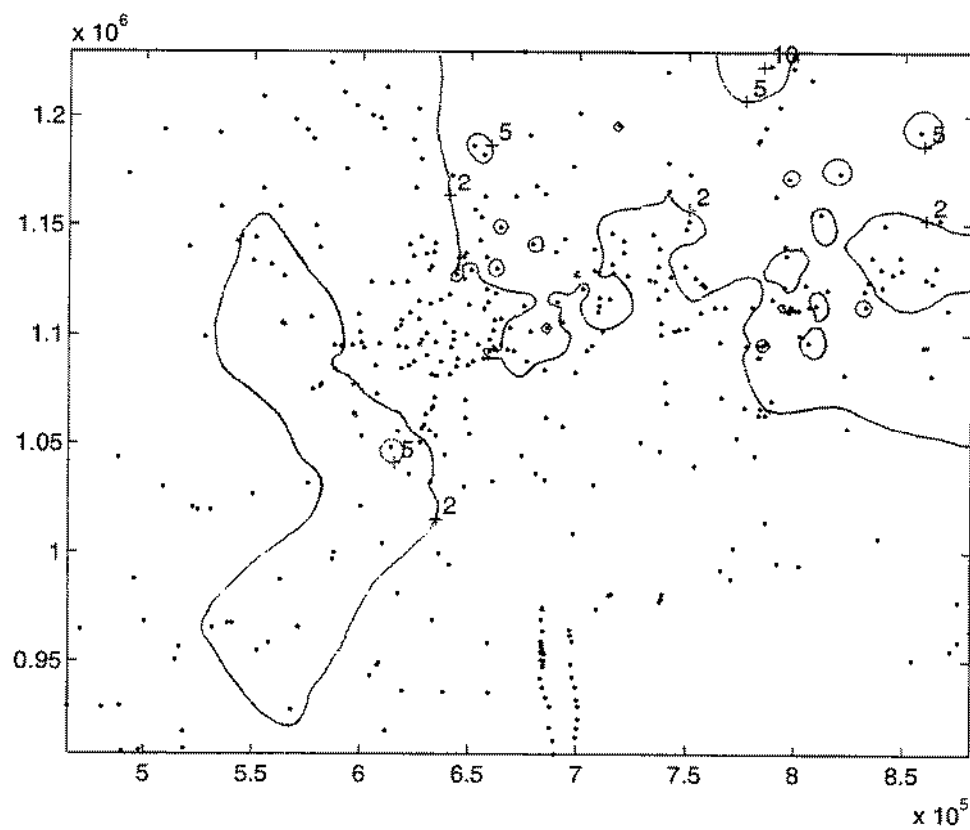
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "H1H2"



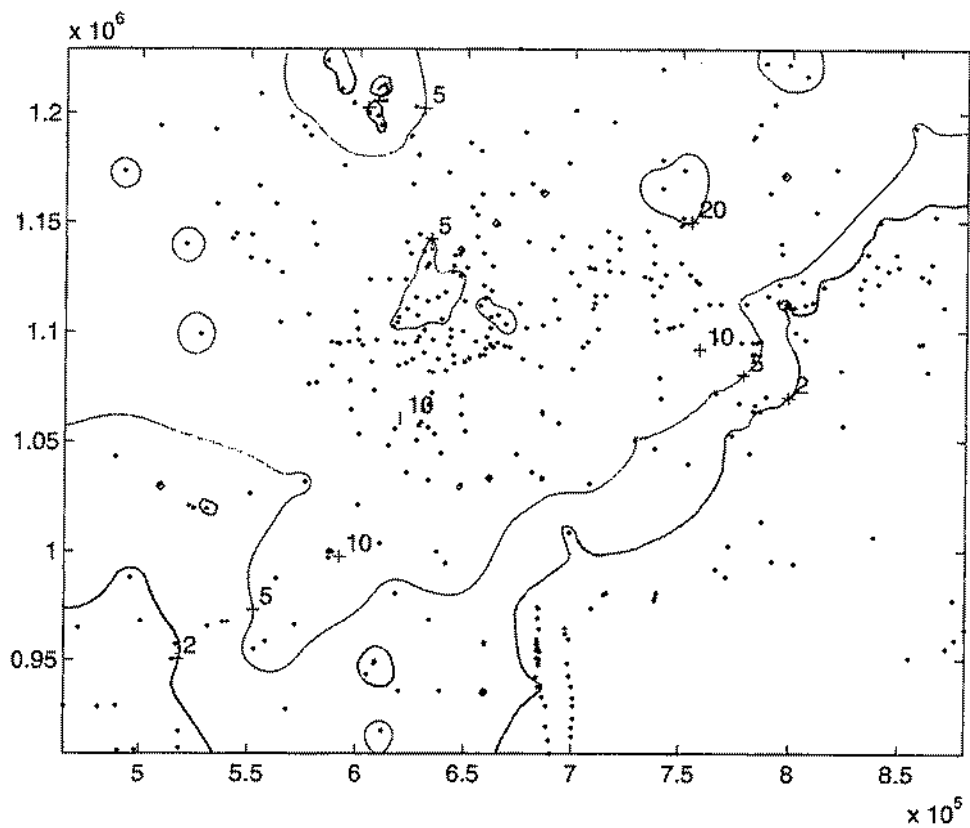
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "H2S1"



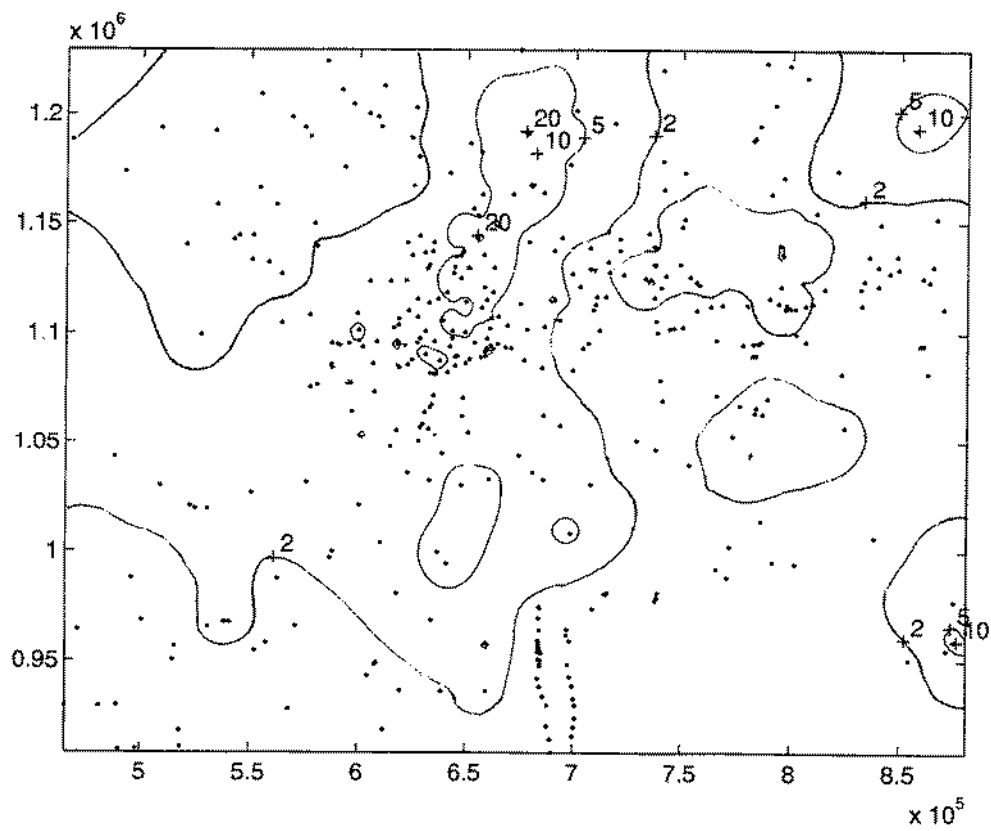
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "S1S2"



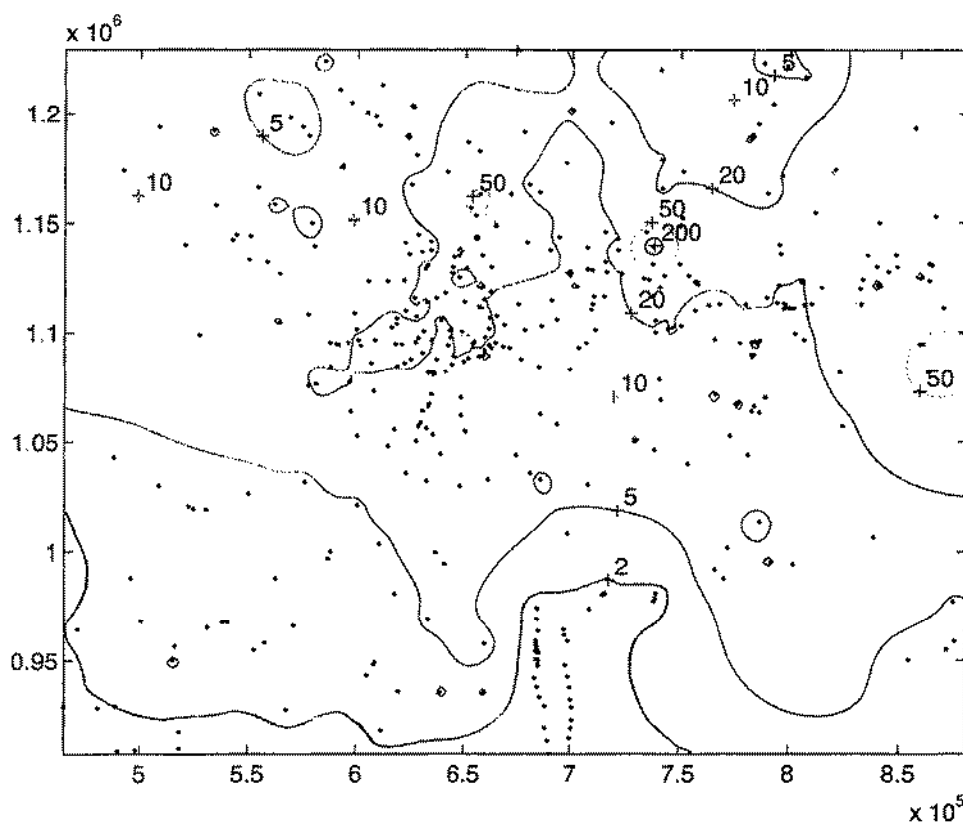
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "S2Pl1"



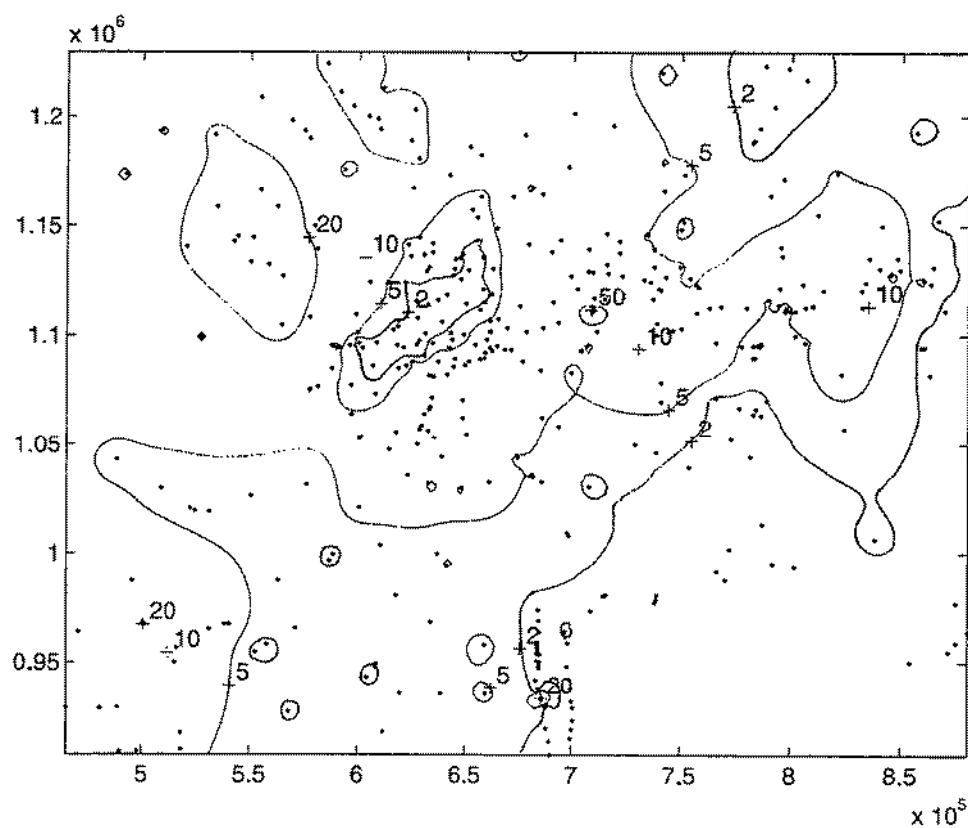
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "Pl1Pc2"



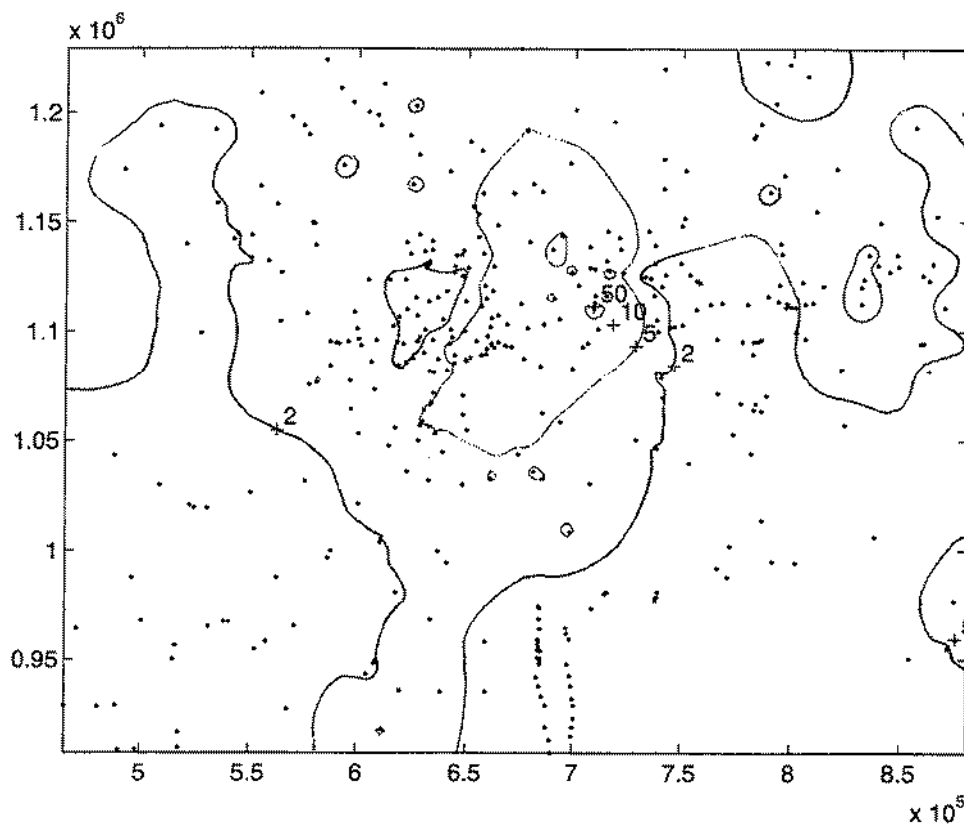
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "Pd4Pd5"



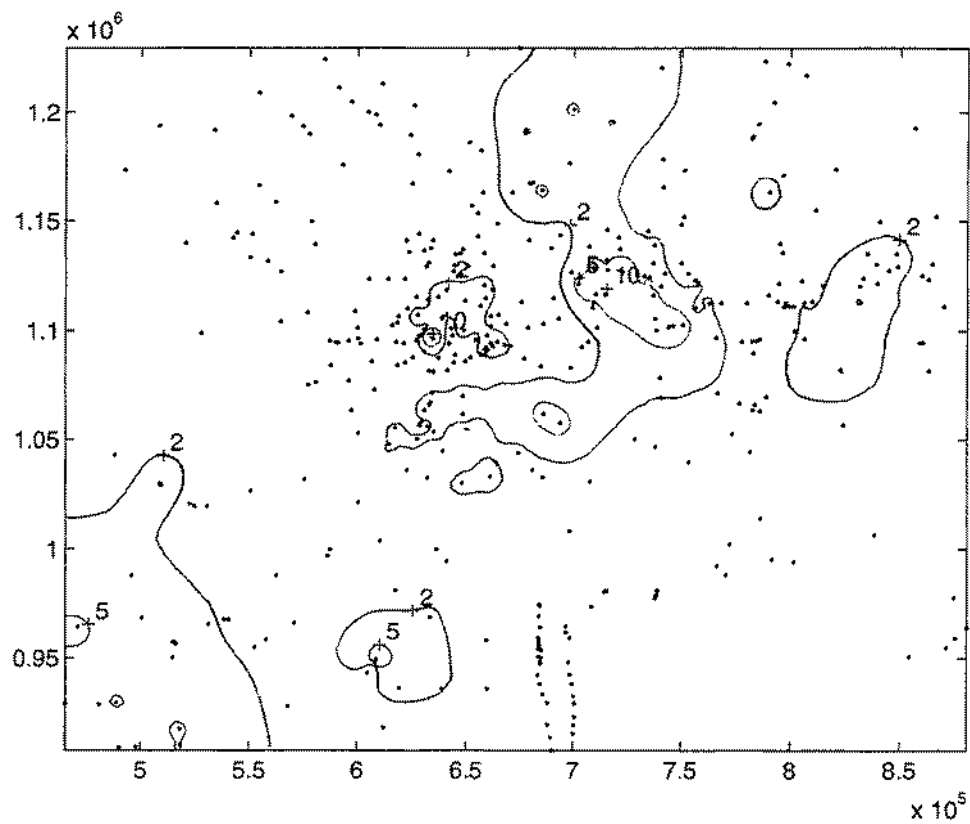
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "Pd5Pd7"



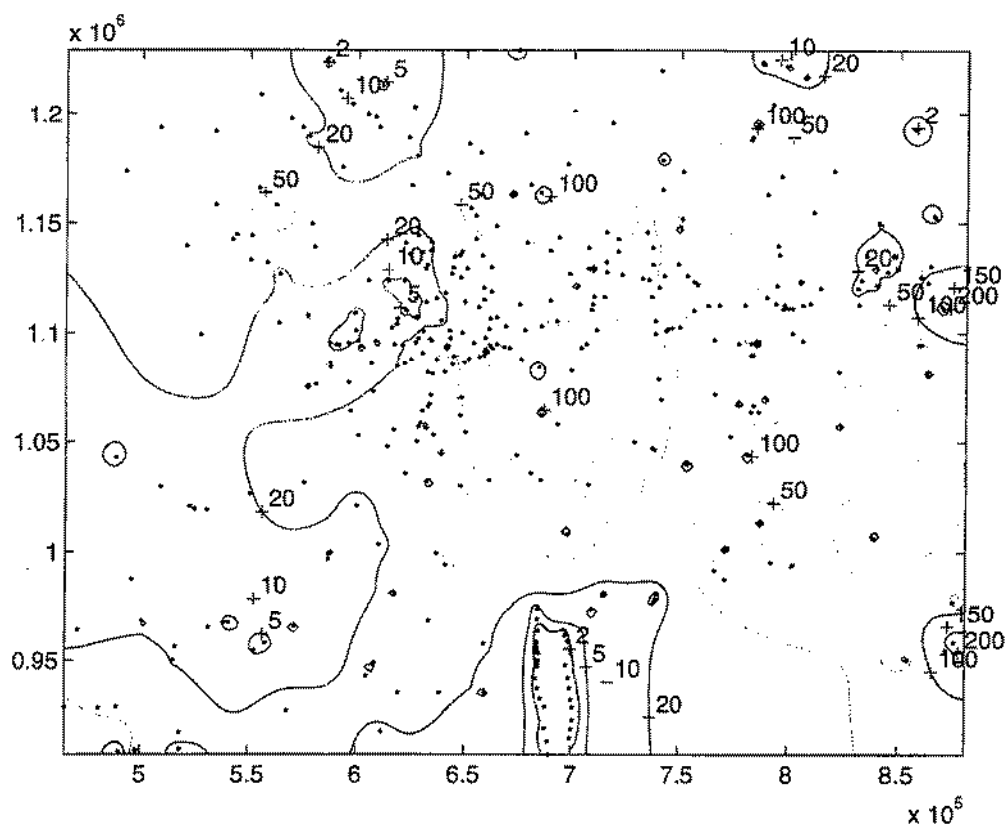
Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "Pd7T1"



Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "T1T2"



Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "T2T3"



Carte des vitesses de la production carbonatée pour la séquence "T3T4"

BIBLIOGRAPHIE

Ager, D. V. (1956) - The geographical distribution of Brachiopods in the British Middle Lias - *Q. J. Geol. Soc. London*, Vol. 112, pp 157-187.

Ahern, J. L. & Ditmars, R. C. (1985) - Rejuvenation of continental lithosphere beneath an intracratonic basin - *Tectonophysics*, Vol. 120, pp 21-35.

Ahern, J. L. & Mrkvicka, S. R. (1984) - A mechanical and thermal model for the evolution of the Williston basin - *Tectonics*, Vol. 3, pp 79-102.

Aigner, T., Brandenburg, A., van Vliet, A., Doyle, M., Lawrence, D. & Westrich, J. (1990) - Stratigraphic modelling of epicontinental basins: two applications - *Sedim. Geol.*, Vol. 69, pp 167-190.

Allemand, P., Brun, J. P., Davy, P. & Van den Driessche, J. (1989) - Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. V, pp 445-451.

Allen, P. A. & Allen, J. R. (1990) - *Basin analysis* - Blackwell, Oxford, 451 p.

Artemjev, M. E. & Atushkov, Y. (1971) - Structure and isostasy of the Baikal Rift and the mechanism of rifting - *J. Geophys. Res.*, Vol. 76, pp 1197-1211.

Artyushkov, E. V. (1973) - Stresses in the Lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities - *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, pp 7675-7708.

Artyushkov, E. V. (1974) - Can the earth's crust be in a state of isostasy? - *J. Geophys. Res.*, Vol. 79, pp 741-750.

Artyushkov, E. V. (1992) - Role of crustal stretching on subsidence of the continental crust - *Tectonophysics*, Vol. 215, pp 187-207.

Artyushkov, E. V., Shlesinger, A. E. & Yanshin, A. L. (1980) - The origin of vertical crustal movements within lithospheric plates - in : Bally, A. W., Bender, P. L., McGetchin, T. R. & Walcott, R. I. (eds.), *Dynamics of plate interiors*, American Geophysical Union and Geological Society of America, Boulder, Geodynamics Series, Vol. 1, pp 37-51.

Aubry, M. P. (1991) - Sequence stratigraphy: eustasy or tectonic imprint? - *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, pp 6641-6679.

Audet, D. M. & McConnell, J. D. C. (1992) - Forward modelling of porosity and pore pressure evolution in sedimentary basins - *Basin Res.*, Vol. 4, pp 147-162.

Autran, A., Castaing, C., Debeglia, N., Guillen, A. & Weber, C. (1986) - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. II, pp 125-141.

Babin, C. (1990) - *Principes de Paléontologie* - Armand Colin, Paris, 450 p.

Baird, D. J., Knapp, J. H., Steer, D. N., Brown, L. D. & Nelson, K. D. (1995) - Upper-mantle reflectivity beneath the Williston basin, phase-change Moho, and the origin of intracratonic basins - *Geology*, Vol. 23, pp 431-434.

Bardagot, E. & Dreyer, H. (1971) - Contribution de l'aéromagnétométrie à la connaissance du substratum dans la partie orientale du Bassin de Paris - *Bull. B.R.G.M.*, Vol. 3, pp 129-135.

Barton, P. & Wood, R. (1984) - Tectonic evolution of the North Sea basin: crustal stretching and subsidence - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol. 79, pp 987-1022.

Bas, T. (1985) - Caractéristiques du rifting liasique dans un secteur d'une marge passive de la Téthys : le haut-fond de La Mure et le bassin du Beaumont (Alpes Occidentales) - - Grenoble, 193 p.

Bas, T. (1988) - Rifting liasique dans la marge passive téthysiennes : le haut-fond de la Mure et le bassin de Beaumont (Alpes occidentales) - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. IV, pp 717-723.

Beaudoin, B., Delavenna, M. F., Pinault, M., Rohrllich, V. & Trauth, N. (1988) - Influence de la profondeur et de la teneur en carbonate sur la porosité et le taux de compaction dans les sédiments jurassiques du sondage Sancerre-Couy (G.P.F. anomalie magnétique du bassin de Paris) - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 307, pp 395-399.

Beaudoin, B. & Coadou, A. (1987) - Olistolithes et conglomérats au Lias-Dogger en relation avec l'activité tectonique synsédimentaire - *Géologie Alpine*, Vol. 13, *Mém. h.s.*, pp 113-120.

Beaudoin, B. & Pinault, M. (1992) - Taux de compaction témoins des transferts de carbonate dans les sédiments jurassiques du sondage de Sancerre-Couy. - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. 163, pp 477-482.

Beaumont, C. (1978) - The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol. 55, pp 471-497.

- Beerbouwer, J. R.** (1964) - Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation - *Bull. Kansas Geol. Surv.*, Vol. 19, pp 31-42.
- Bellard-Sens** (1989) - Reconstitution de la paléogéographie du bassin de Sologne au Trias et au Lias inférieur. Applications de méthodes de sismique stratigraphique à l'étude des grès fluviatiles triasiques - Thèse de troisième cycle - Bordeaux, 254 p.
- Benard, F., de Charpal, O., Mascle, A. & Tremolières, P.** (1985) - Mise en évidence d'une phase de serrage Est-Ouest au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest - *C. R. Acad. Sc. Paris*, Vol. 300, pp 765-768.
- Bergerat, F. & Vanduycke, S.** (1994) - Paleostress analysis and geodynamical implications of Cretaceous - Tertiary faulting in Kent and the Boulonnais - *Journal of the Geological Society*, Vol. 151, pp 439-448.
- Bertrand, M. M.** (1892) - Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. XX, pp 118-165.
- Beslier, M. O. & Brun, J. P.** (1991) - Boudinage de la lithosphère et formation des marges passives - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 313, pp 951-958.
- Bessereau, G. & Guillocheau, F.** (1993) - Stratigraphie séquentielle et distribution de la matière organique dans le Lias du Bassin de Paris - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 316, pp 1271-1278.
- Blair, T. C. & Bilodeau, W. L.** (1988) - Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism - *Geology*, Vol. 16, pp 517-520.
- Blanc, P. L. & Guillemin, Y.** (1974) - Tectonique du bassin Parisien par les déformations au toit de la Craie - *Bull. Inf. Géol. Paris*, Vol. 29, pp 47-55.
- Blundell, D. J. & Group, B. W.** (1993) - Seismic reflectivity of the crust transition from basin to platform regions in Europe - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. 164, pp 343-351.
- Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. & Biju-Duval, B.** (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France - Masson, Paris, 342 p.
- Bois, C.** (1993) - Orogenic belts and sedimentary basins. Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. 164, pp 327-342.
- Bois, C., Cazes, M., Hirn, A., Mascle, A., Matte, P., Montadert, L. & Pinet, B.** (1988) - Contribution of deep seismic profiling to the knowledge of the lower crust in France and neighbouring areas - *Tectonophysics*, Vol. 145, pp 253-275.
- Bois, C. & party, E. s.** (1990) - Major geodynamic processes studied from the ECORS deep seismic profiles in France and adjacent areas - *Tectonophysics*, Vol. 173, pp 397-410.
- Bond, G. & Kominz, M. A.** (1991) - Disentangling middle Paleozoic sea level and tectonic events in cratonic margins and cratonic basins of North America - *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, pp 6619-6639.
- Bott, M. H. P.** (1976) - Mechanisms of basin subsidence - an introductory review - *Tectonophysics*, Vol. 36, pp 1-4.
- Bott, M. H. P.** (1981) - Crustal doming and the mechanism of rifting - *Tectonophysics*, Vol. 73, pp 1-8.
- Bott, M. H. P.** (1982) - Origin of the lithospheric tension causing basin formation - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol. A305, pp 319-324.
- Bott, M. H. P. & Kusznir, N. J.** (1984) - The origin of tectonic stress in the lithosphere - *Tectonophysics*, Vol. 105, pp 1-13.
- Bott, M. P. H.** (1992) - Modelling the loading stresses associated with active continental rift systems - *Tectonophysics*, Vol. 215, pp 99-115.
- Bourquin, S.** (1991) - Analyse facio-séquentielle par diagraphies du Trias du centre-ouest du Bassin de Paris : apports à la reconstruction de l'environnement de dépôt - Thèse de troisième cycle - Nancy, 215 p.
- Bourquin, S. & Guillocheau, F.** (1993) - Géométrie des séquences de dépôt du Keuper (Ladinien à Rhétien) du Bassin de Paris : implications géodynamiques - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 317, pp 1341-1348.
- Bowman, S. A. & Vail, P. R.** (1992) - Computer simulation of stratigraphy - in : Bowman, S. A. & Neal, J. E. (eds.), *Quantitative sequence modeling*, CNRS-IFP, Dijon, Workshop, pp 80-130.
- BRGM** (1961) - *Colloque sur le Lias Français* - Editions Technip, Paris, 862 p.
- BRGM** (1971) - *Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1967* - Editions du B.R.G.M., Paris, 757 p.
- Brierley, G. J.** (1989) - River planform facies models : the sedimentology of braided,

wandering and meandering reaches of the Squamish River, British Columbia - *Sedim. Geol.*, Vol. 61, pp 17-35.

Brodie, J. & White, N. (1994) - Sedimentary basin inversion caused by igneous underplating: Northwest European continental shelf - *Geology*, Vol. 22, pp 147-150.

Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. (1992) - *Understanding the Earth* - Cambridge University Press, Cambridge, 241 p.

Brun, J. P. & Tron, V. (1993) - Development of the North Viking Graben: inferences from laboratory modelling - *Sedim. Geol.*, Vol. 86, pp 31-51.

Brunet, M. F. (1981) - Etude quantitative de la subsidence du bassin de Paris - Thèse de troisième cycle - Pierre et Marie Curie, 161 p.

Brunet, M. F. (1986) - La subsidence dans les trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud-Est) - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Vol. 10, pp 23-32.

Brunet, M. F. & Le Pichon, X. (1980) - Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le Bassin de Paris - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. XXII, pp 631-637.

Brunet, M. F. & Le Pichon, X. (1982) - Subsidence of the Paris Basin - *J. Geophys. Res.*, Vol. 87, pp 8547-8560.

Buck, W. R. (1991) - Modes of continental lithospheric extension - *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, pp 20161-20178.

Burke, K. (1975) - Hot spots and anlacogens of the European margin : Leicester/Shropshire; Oslo/Fen; Atno. - *Geol. Soc. of Amer. Abstracts*, Vol. 7, pp 34-35.

Busch, A. D. (1971) - Genetic units in delta prospecting - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 55, pp 1137-1154.

Carter, R. M. (1988) - Plate boundary tectonics, global sea-level changes and the development of the eastern South Island continental margin, New Zealand, Southwest Pacific - *Marine Petrol. Geol.*, Vol. 5, pp 90-107.

Carver, R. E. (1968) - Differential compaction as a cause of regional contemporaneous faults - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 52, pp 414-419.

Cathles, L. M. & Hallam, A. (1991) - Stress-induced changes in plate density, Vail-sequences, epeirogeny and short-lived global sea-level fluctuations - *Tectonics*, Vol. 10, pp 659-671.

Cazes, M., Mascle, A., Torreilles, X., Bois, C., Damotte, X., Matte, P., Raoult, X., Pham, V. N., Hirn, A. & Galdeano, X. (1986) - Large variscan overthrusts beneath the Paris Basin - *Nature*, Vol. 323, pp 144-147.

Cazes, M. & Torreilles, G. (1988) - *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Profil Nord de la France* - Editions Technip, 260 p.

Célrier, B. (1988) - Paleobathymetry and geodynamic models for subsidence - *Palaios*, Vol. 3, pp 454-463.

Clothing, S. (1986) - Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuation of relative sea-level - *Geology*, Vol. 14, pp 617-620.

Clothing, S. (1988) - Intraplate Stresses : a new element in basin analysis - in : Kleinspehn, K. L. & Paola, C. (eds.), *New perspectives in basin analysis*, Springer - Verlag, New York, pp 205-230.

Clothing, S. (1988) - Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea-level? - in : Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-level change: an integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol.42, pp 19-30.

Clothing, S. (1991) - Tectonics and Sea-level Changes : a controversy? - in : Müller, D. W., McKenzie, J. A. & Weissert, H. (eds.), *Controversies in Modern Geology*, Academic Press, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, London, pp 249-277.

Clothing, S. & Kooi, H. (1992) - Intraplate stresses and dynamical aspects of rifted basins - *Tectonophysics*, Vol. 215, pp 167-185.

Clothing, S., McQueen, H. & Lambeck, K. (1985) - On a tectonic mechanism for regional sea-level variations - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 75, pp 157-166.

Clothing, S. & Nieuwland, F. (1984) - On the mechanics stretching and doming: a finite element analysis - *Géologie en Mijnbouw*, Vol. 63, pp 315-322.

Clothing, S., Sassi, W. & Team, T. F. (1994) - The origin of sedimentary basins: a status report from the task force of the international Lithosphere Program - *Marine Petrol. Geol.*, Vol. 11, pp 659-679.

Clothing, S., Tankard, A. J., Welsink, H. J. & Jenkins, W. A. M. (1989) - Vail's Coastal Onlap Curves and Their

Correlation with Tectonic Events, Offshore Eastern Canada - in : Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, Am. Ass. Petr. Geol. Memoirs and the Canadian Geological Foundation, Tulsa, vol.46, pp 283-293.

Cloetingh, S. & Wortel, R. (1985) - Regional stress field of the Indian plate - *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 12, pp

Collette, B. J. (1968) - On the subsidence of the North Sea Area - in : Donovan, D. T. (eds.), *Geology of Shelf Seas*, Oliver & Boyd, Edinburgh, pp 15-30.

Coudert, L., Frappa, M., Viguiet, C. & Arias, R. (1995) - Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin of Bolivia - *Tectonophysics*, Vol. 243, pp 277-292.

Coulon, M. (1992) - La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolithes) - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. 163, pp 531-540.

Coulon, M. & Frizon de Lamotte, D. (1988) - Les extensions cénozoïques dans l'Est du Bassin de Paris : mise en évidence et interprétation - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 307, pp 1113-1119.

Coward, M. P. (1986) - Heterogeneous stretching, simple shear and basin development - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 80, pp

Cowie, J. W. & Bassett, M. G. (1989) - Global Stratigraphic Chart, Int. Union of Geol. Sci.

Cross, T. A. (1988) - Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. Upper Cretaceous, Western Interior, USA - in : Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-level change: an integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol.42, pp 47-70.

Cross, T. A., Baker, M. R., Chapin, M. A., Clark, M. S., Gardner, M. H., Hanson, M. S., Lessenger, M. A., Little, L. D., McDonough, K. J., Sonnenfeld, M. D., Valasek, D. W., Williams, M. R. & Witter, D. N. (1993) - Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis - in : Eschard, R. & Doligez, B. (eds.), *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*, Editions Technip, Paris, pp 11-33.

Curnelle, R. & Dubois, P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins

sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. II, pp 529-546.

Davy, P. (1986) - Modélisation thermomécanique de la collision continentale - Thèse de 3ème cycle - Université de Rennes I, 233 p.

de Graciansky, P. C., Dardeau, G., Dumont, T., Jacquin, T., Marchand, D., Monterde, R. & Vail, P. R. (1993) - Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics: example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Vol. 164, pp 709-718.

de Rito, R. F., Cozzarelli, F. A. & Hodge, D. S. (1983) - Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins - *Tectonophysics*, Vol. 94, pp 141-168.

de V. Klein, G. (1987) - Current aspects of basin analysis - *Sedim. Geol.*, Vol. 50, pp 95-118.

de V. Klein, G. & Hsui, A. T. (1987) - Origin of cratonic basins - *Geology*, Vol. 15, pp 1094-1098.

Debeglia, N. & Debrand-Passard, S. (1980) - Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. XXII, pp 639-646.

Debeglia, N. & Weber, C. (1978) - Apport des corrélations géophysiques à la connaissance du socle du bassin de Paris - *Mém. BRGM*, Vol. 61, pp 63-70.

Debrand-Passard, S. & Courbouleix, S. (1984) - *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* - Editions du B.R.G.M., Paris, 126 p.

Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B. (1993) - *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps* - Beicip-Franlab, Rueil-Malmaison, 308 p.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B. (1986) - Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias - *Tectonophysics*, Vol. 123, pp 241-315.

Deroo (1967) - Influence de la température et de la pression sur la genèse des hydrocarbures. Etude des argiles du Lias du Bassin de Paris - *Rapp. I.F.P.*, Vol. 14-427, pp 1-27.

Dufrenoy, P. A. & Elie de Beaumont, L. (1848) - *Explication de la carte géologique* - Service de la carte, Paris, 813 p.

Dumont, T. (1983) - Le Chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la Zone Piémontaise des Alpes Occidentales - *Grenoble*, 250 p.

Dumont, T. (1988) - Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European foreland; initiation of the Tethyan rifting - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. IV, pp 601-611.

Durandau, A. & Koning, A. (1985) - Contribution à la connaissance de l'origine du Bassin de Paris à partir d'un graben initial - *C. R. Acad. Sc. Paris*, Vol. 10, pp 737-742.

Echtler, H. P., Lüschen, E. & Mayer, G. (1994) - Lower crustal thinning in the Rhinegraben: implications for recent rifting - *Tectonics*, Vol. 13, pp 342-353.

Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (1991) - Cycles and events in stratigraphy-basic concepts and terms - in : al., E. & (eds.), *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp 1-47.

Elmi, S. (1985) - Chronologie et dynamique de l'enfoncement jurassique de la marge ardéchoise le long de la Gouttière de Valvignères - *Documents du G.R.G.M.*, Vol. 95-11, pp 73-89.

Elmi, S. (1985) - Evolution historique et dynamique de la marge ardéchoise pendant le mésozoïque - *Documents du B.R.G.M.*, Vol. 95-11, pp 13-50.

Elmi, S. (1990) - Stages in the evolution of late Triassic and Jurassic carbonate platforms: the western margin of the Subalpine Basin (Ardèche, France) - *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, Vol. 9, pp 109-144.

Elmi, S., Dromart, G., Galien, F. & Talbi, D. (1984) - Les contrôles de la structuration précoce de la bordure vivaro-cévenole (Hettangien à Oxfordien) - *Documents du B.R.G.M.*, Vol. 81-11, pp 1-22.

Elmi, S., Mousterde, R., Ruget, C., Almeras, Y. & Naud, G. (1986) - Le Jurassique inférieur du bas-vivarais (sud-est de la France) - *Cahiers Inst. Catho. Lyon*, Vol. 1, pp 163-189.

Embry, A. F. (1993) - Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup basin, Canadian Arctic archipelago - *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 30, pp 301-320.

England, P. (1993) - Convective removal of thermal boundary layer of thickened continental lithosphere: a brief summary of causes and consequences with special reference to the Cenozoic tectonics of the Tibetan plateau and surrounding regions - *Tectonophysics*, Vol. 233, pp 67-73.

England, P. & Jackson, J. (1989) - Active deformation of the continents - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 17, pp 197-226.

Erickson, S. G. (1993) - Sedimentary loading, lithospheric flexure, and subduction initiation at passive margins - *Geology*, Vol. 21, pp 125-128.

Erikson, J. P. & Pindell, J. L. (1993) - Analysis of subsidence in northeastern Venezuela as a discriminator of tectonic models for northern South America - *Geology*, Vol. 21, pp 945-948.

Eschard, R., Tveiten, B., Desauhiaux, G., Lecomte, J. C. & Van Bnchem, F. S. P. (1993) - High-resolution stratigraphy and reservoir prediction in the Brent Group using an outcrop analogue (Mesa Verde Group, Colorado) - in : Eschard, R. & Doligez, B. (eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observation*, Editions Technip, Paris, pp 35-52.

Espitalié, J., Marquis, F., Sage, L. & Barsony, I. (1987) - Les roches mères liasiques du bassin de Paris - *Rev. I.F.P.*, Vol. 42, pp 271-302.

Feng, J., Buffler, R. T. & Kominz, M. A. (1994) - Laramide orogenic influence on late Mesozoic-Cenozoic subsidence history, western deep Gulf of Mexico basin - *Geology*, Vol. 22, pp 359-362.

Fisher, W. L. & Mc Gowan, J. H. (1967) - Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas - *Trans. Gulf Coast Ass. of Geol. Soc.*, Vol. 17, pp 213-248.

Fleitout, L., Froidevaux, C. & Yuen, D. (1986) - Active lithospheric thinning - *tectonophysics*, Vol. 132, pp 271-278.

Fortuin, A. R. & de Smet, M. E. M. (1991) - Rates and magnitudes of late Cenozoic vertical movements in the Indonesian Banda Arc and the distinction of eustatic effects - in : Macdonald, D. I. M. (eds.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*,

Blackwell Scientific Publications, Oxford, Spec. Publ. int. Ass. Sediment., pp 79-89.

Foucher, J. P. (1976) - Mechanical model of subsidence in the Paris basin - Durham Symp. on sedimentary basins and continental margins and craton, Durham, *inédit*, pp

Foucher, J. P., Le Pichon, X. & Sibuet, J. C. (1982) - The ocean - continent transition in the uniform lithospheric stretching model : role of partial melting in the mantle - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol. A305, pp 27-43.

Fowler, C. M. R. & Nisbet, E. G. (1985) - The subsidence of the Williston basin - *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 22, pp 408-415.

Friedenberg, R. (1994) - Stratigraphie génétique des dépôts continentaux du Buntsandstein de l'Est du Bassin de Paris. Applications aux stockages de gaz naturel en nappe aquifère. Extension au Bassin de Paris - Thèse de troisième cycle - Université Louis Pasteur, Strasbourg, 182 p.

Frostick, L. E. & Steel, R. J. (1993) - Tectonic signatures in sedimentary basin fills : an overview - *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, Vol. 20, pp 1-9.

Gabilly, J., Cariou, E. & Hantzpergue, P. (1985) - Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. I, pp 391-401.

Gaffin, S. R. & Maasch, K. A. (1991) - Anomalous cyclicity in climate and stratigraphy and modeling nonlinear oscillations - *J. Geophys. Res.*, Vol. pp 6701-6711.

Gall, J. C., Durand, M. & Müller, E. (1977) - Le Trias de part et d'autre du Rhin : corrélations entre les marges et le centre du bassin germanique - *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, Vol. IV, pp 193-204.

Galloway, W. E. (1989) - Clastic facies models, depositional systems, sequences and correlations : a sedimentologist's view of the dimensional and temporal resolution of lithostratigraphy - in : Cross, T. A. (eds.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, pp 459-477.

Galloway, W. E. (1989) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional systems - *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 73, pp 125-142.

Gely, J. P., Lorenz, C., Lorenz, J. & Obert, D. (1992) - Faille de Senely - faille

du Cher : un grand accident subméridien du bassin parisien entre le bloc armoricain et le sous-bloc biturige - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 29, pp 27-38.

Gely, J. P. & Lorenz, J. (1991) - Analyse séquentielle du Jurassique (Hettangien à Callovien) du sondage de Couy (Bassin Parisien) - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 313, pp 347-353.

Gibbs, A. (1987) - Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. - in : Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. (eds.), *Continental extensional tectonics*, Geological Society of London, London, Special Publication, vol.28, pp 19-33.

Gibbs, A. D. (1984) - Structural evolution of extensional basin margins - *J. geol. Soc. London*, Vol. 141, pp 609-620.

Goodwin, P. W. & Anderson, E. J. (1985) - Punctuated Aggradational Cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation - *J. Geol.*, Vol. 93, pp 515-523.

Govers, R. & Wortel, M. J. R. (1993) - Initiation of asymmetric extension in continental lithosphere - *Tectonophysics*, Vol. 223, pp 75-96.

Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. & Huang, Z. (1994) - A mesozoic time scale - *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, pp 24051-24074.

Granjeon, D. (1994) - *Modélisation déterministe du remplissage sédimentaire d'un bassin* - Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, 87 p.

Guérin-Franiatte, S., Hary, A. & Muller, A. (1991) - La formation des grès du Luxembourg, au Lias inférieur : reconstitution dynamique du paléoenvironnement - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. 162, pp 763-773.

Guidish, T. M., Lerche, I., Kendall, C. G. S. C. & O'Brien, J. J. (1984) - Relationship between eustatic sea level changes and basement subsidence - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 68, pp 164-177.

Guillocheau, F. (1991) - Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 312, pp 1587-1593.

Guillocheau, F. (1991) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées - *Bull. Centres*

Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Vol. 15, pp 383-410.

Guillocheau, F. (1995) - Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 320, pp 1141-1157.

Hallam, A. (1969) - Tectonism and eustasy in the Jurassic - *Earth Sci. Rev.*, Vol. 5, pp 45-68.

Hallam, A. (1984) - Pre-Quaternary sea-level changes - *Ann. Acad. Sci. Paris*, Vol. 12, pp 205-243.

Hallam, A. (1987) - Radiation and extinctions in relation to environmental change in the marine lower Jurassic of North-West Europe - *Paleobiology*, Vol. 13, pp 152-168.

Halley, R. B. & Schmoker, J. W. (1983) - High-porosity Cenozoic carbonate rocks of South Florida : progressive loss of porosity with depth - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 67, pp 191-200.

Hanot, F. & Renoux, P. (1991) - Petrophysical variations in the Senonian chalk of the Paris Basin and their influence on static corrections - *First Break*, Vol. 9, pp 515-526.

Hanzo, M. & Espitalie, J. (1993) - Relation entre matière organique et sédimentation, dans le Lias de Lorraine (France) - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 316, pp 945-950.

Hanzo, M., Lathuillière, B. & Peniguel, G. (1994) - L'alternance calcaire-marne d'origine climatique, établie pour la formation du Calcaire à gryphées (Lorraine, France) - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 319, pp 915-920.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change - in : Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-level change: an integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol.42, pp 71-108.

Harland, W. B., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. & Smith, D. G. (1990) - *A geological time scale 1989* - Cambridge University Press, New York, 131 p.

Harper, G. D. (1985) - Tectonics of slow spreading mid-ocean ridges and consequences of a variable depth to the brittle/ductile transition - *Tectonics*, Vol. 4, pp 395-409.

Haug, E. (1900) - Les géosynclinaux et les aires continentales - contribution à l'étude

des transgressions et régressions marines - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. XXVII, pp 617-711.

Haxhy, W. F., Turcotte, D. L. & Bird, J. M. (1976) - Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin - *Tectonophysics*, Vol. 36, pp 57-75.

Hegarty, K. A., Jeffrey, K. W. & Mutter, J. C. (1988) - Subsidence history of Australia southern margin: constraints on basin models - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 72, pp 615-633.

Heiskanen, W. A. & Vening Meinesz, F. A. (1958) - *The Earth and Its Gravity Field* - McGraw Hill, New York, 470 p.

Heller, P. L., Burns, B. A. & Marzo, M. (1993) - Stratigraphic solution sets for determining the roles of sediment supply, subsidence, and sea-level on transgressions and regressions - *Geology*, Vol. 21, pp 747-750.

Hennebert, M. (1993) - Role possible des structures profondes du Massif cambro-silurien du Brabant dans l'évolution des bassins sédimentaires post-calédoniens (Belgique et Nord de la France) - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Vol. 116, pp 147-162.

Héritier, F. & Villemin, J. (1971) - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière - *Bull. BRGM*, Vol. I, pp 11-30.

Hibsch, C., Cushing, E. M., Cabrera, J., Mercier, J., Prasil, P. & Jarrige, J. (1993) - Evolution des paléo-contraintes en Grande-Bretagne du Permien au Cénozoïque : approche géodynamique de l'évolution des bassins méridionaux du royaume uni - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Vol. 17, pp 303-331.

Hill, R. I. (1993) - Mantle plumes and continental tectonics - *Lithos*, Vol. 30, pp 193-206.

Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R. & Cross, T. A. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Vol. 16, pp 357-381.

Houseknecht, D. W. (1987) - Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 71, pp 633-642.

Houseman, G. & England, P. (1986) - A dynamical model of lithosphere extension

and sedimentary basin formation - *J. Geophys. Res.*, Vol. **91**, pp 719-729.

Hubbard, R. J. (1988) - Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and Early Cretaceous rifted continental margins - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. **72**, pp 49-72.

Imbrie, J. & Imbrie, I. Z. (1980) - Modeling the climatic response to orbital variations - *Science*, Vol. **207**, pp 943-953.

Ingersoll, R. V. (1988) - Tectonisms of sedimentary basins - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **100**, pp 1704-1719.

Jacquín, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Ravenne, C. & Vail, P. R. (1991) - Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting : a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale seismic lines - *Mar. Petr. Geol.*, Vol. **8**, pp 122-139.

Jervey, M. T. (1988) - Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions - in : Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-level change: an integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol.42, pp 47-69.

Jordan, T. E. & Flemings, P. B. (1991) - Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism: a theoretical evaluation - *J. Geophys. Res.*, Vol. **96**, pp 6681-6699.

Karner, G. D. (1986) - Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy - *Tectonics*, Vol. **5**, pp 573-588.

Karner, G. D. (1991) - Sediment blanketing and the flexural strength of extended continental lithosphere - *Basin Res.*, Vol. **3**, pp 177-185.

Karner, G. D., Lake, S. D. & Dewey, J. F. (1987) - The thermal and mechanical development of the Wessex Basin, southern England - *Tectonics*, Vol. **28**, pp 517-536.

Karner, G. D., Steckler, M. S. & Thorne, J. A. (1983) - Long-term thermo-mechanical properties of the continental lithosphere - *Nature*, Vol. **304**, pp 250-253.

Keen, C. E. (1987) - Some important consequences of lithospheric extension - in : Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. (eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., London, vol.28, pp 67-73.

Klein, G. D. (1993) - Paleoglobal change during deposition of cyclothem: calculating the contributions of tectonic subsidence, glacial eustasy and long-term climate influences on Pennsylvanian sea-level change - *Tectonophysics*, Vol. **222**, pp 333-360.

Klemperer, S. L. (1988) - Crustal thinning and nature of extension in the northern North Sea from deep seismic reflection profiling - *Tectonics*, Vol. **7**, pp 803-821.

Kominz, M. A. & Bond, G. C. (1991) - Unusually large subsidence and sea-level events during middle Paleozoic time: new evidence supporting mantle convection models for supercontinent assembly - *Geology*, Vol. **19**, pp 56-60.

Kooï, H. & Cloething, S. (1989) - Some consequences of compressional tectonics for extensional models of basin subsidence - *Geol. Rund.*, Vol. **78**, pp 183-195.

Kooï, H., Hettema, M. & Cloething, S. (1991) - Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North Sea basin - *Tectonophysics*, Vol. **192**, pp 245-259.

Kusznir, N. J. & Karner, G. D. (1985) - Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature - *Nature*, Vol. **316**, pp 138-142.

Kusznir, N. J., Karner, G. D. & Egan, S. (1987) - Geometric, thermal and isostatic consequences of detachments in continental lithosphere extension and basin formation - in : Beaumont, C. & Tankard, A. J. (eds.), *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*, Can. Soc. Petr. Geol. Mem., Vancouver, vol.12, pp 185-203.

Kusznir, N. J. & Park, R. G. (1984) - The strength of intraplate lithosphere - *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. **36**, pp 224-235.

Kusznir, N. J. & Ziegler, P. A. (1992) - The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple/pure-shear flexural cantilever model - *Tectonophysics*, Vol. **215**, pp 117-131.

Lafont, F. (1994) - *Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque* - Mem. Géosciences, Rennes, vol.54, 264 p.

Lambeck, McQueen, H. W. S., Stephenson, R. A. & Denham, D. (1984) - The states of stress within the Australian continent - *Ann. Geophys.*, Vol. **2**, pp 723-741.

- Lambeck, K.** (1983) - The role of compressive forces in intracratonic basin of central Australia - *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 10, pp 845-848.
- Lambeck, K.** (1984) - Structure and evolution of the intracratonic basins of central Australia - *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 74, pp 843-886.
- Lambeck, K., Cloething, S. & McQueen, H.** (1987) - Intraplate stresses and apparent changes in sea-level: the basins of northwestern Europe - in : Beaumont, C. & Tankard, A. J. (eds.), *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*, Can. Soc. Petr. Geol. Mem., Vancouver, vol.12, pp 259-268.
- Le Roux, J.** (1971) - Structures tectoniques et anomalies gravimétriques dans l'Est de la France - *Bull. B.R.G.M.*, Vol. 3, pp 137-141.
- Le Roux, J.** (1980) - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. XXII, pp 655-662.
- Le Roux, J. & Allouc, J.** (1988) - Structure de la Champagne crayeuse occidentale et de la Côte champenoise : mise en évidence et analyse de déformations anté et post-thanétiennes - *Géologie de la France*, Vol. 4, pp 33-40.
- Le Roux, J., Steiner, P., Pironon, B. & Bellorini, J. P.** (1978) - Subsidence et sédimentation dans l'Est du bassin de Paris. Manifestations tectoniques au Jurassique moyen dans le synclinal de Joëuf (Moselle et Meurthe-et-Moselle) - 103^{ème} Congrès national des sociétés savantes, Nancy, *Univ. des Sciences de Nancy*, pp 363-374.
- Leckie, G. G.** (1982) - Lithology and subsidence in the North Sea - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol. A305, pp 85-99.
- Leeder, M. R.** (1991) - Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill - *Geol. Rund.*, Vol. 80, pp 441-458.
- Lefavrais, A., Lorenz, C. & Lorenz, J.** (1990) - Le massif central du Lias : comparaison entre ses bordures nord et sud à l'ouest du Grand Sillon Houiller - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 27, pp 3-14.
- Lefort, J. P.** (1993) - Image globale de la croûte continentale française entre le Brabant et le Pays basque - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Vol. 17, pp 39-52.
- Lemoine, M., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Bas, T., Bourdon, M., Dumont, T., Gidon, M., de Graciansky, P. C., Megard-Galli, J., Rudkiewicz, J. L. & Tricart, P.** (1986) - Étapes et modalités de la subsidence d'une paléomarge passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Vol. 10, pp 143-149.
- Lemoine, M. & de Graciansky, P. C.** (1988) - Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. IV, pp 597-600.
- Lemoine, P.** (1911) - *Géologie du Bassin de Paris* - Hermann et fils éd., Paris, 408 p.
- Lerouge, G. & Quenardel, J. M.** (1985) - Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif Central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-quaternaire - *C. R. Acad. Sc. Paris*, Vol. 301, pp 621-626.
- Levi, K. G.** (1989) - Variations in the lithosphere thickness and vertical neotectonic movements - *Tectonophysics*, Vol. 164, pp 121-127.
- Liewig, N., Mossmann, J. R. & Clauser, N.** (1987) - Datation isotopique K-Ar d'argiles diagénétiques de réservoirs gréseux : mise en évidence d'anomalies thermiques du Lias inférieur en Europe nord-occidentale - *C. R. Acad. Sc. Paris*, Vol. 304, pp 707-709.
- Lorenz, C.** (1992) - Les grandes déformations de la couverture sédimentaire de l'Ouest et du Sud-Ouest du bassin de Paris : apport à la connaissance de la structure du socle du bassin - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 29, pp 5-17.
- Lorenz, J. F.** (1971) - Sur l'âge sinémurien des lambeaux de terrains sédimentaires silicifiés sur la partie centre-nord du Morvan (région de St-Agnan, Nièvre) - *Bulletin du B.R.G.M.*, Vol. 1, pp 35-45.
- Loup, B.** (1992) - *Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias : contrôle par subsidence thermique et variations du niveau marin* - Publications du département de Géologie et de Paléontologie, Université de Genève, 247 p.
- Loup, B. & Wildi, W.** (1994) - Subsidence analysis in the Paris Basin : a key to Northwest European intracontinental basins? - *Basin Res.*, Vol. 6, pp
- Lowell, J. D., Genik, G. J., Nelson, T. H. & Tucker, P. M.** (1975) - Petroleum and plate tectonics of the southern Red Sea - in : Fischer, A. G. & Judson, S. (eds.), *Petroleum and global tectonics*,

Princeton University Press, Princeton, pp 15-46.

Lucazeau, F. & Vasseur, G. (1989) - Heat flow density data from France and surrounding margins - *Tectonophysics*, Vol. 164, pp 251-258.

Lynch, D. & Morgan, P. (1990) - Finite-element models of continental extension - *Tectonophysics*, Vol. 174, pp 115-135.

Marescal, J. C. & Kuang, J. (1986) - Intraplate stresses and seismicity: the role of topography and density heterogeneities - *Tectonophysics*, Vol. 132, pp 153-162.

Martinod, J. (1991) - *Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage et boudinage en compression et en extension)* - Mém. Géosciences, Rennes, vol.44, 223 p.

Masclé, A. (1990) - Géologie pétrolière des bassins permien français. Comparaison avec les bassins permien du Nord de l'Europe - *Chron. Rech. Min.*, Vol. 499, pp 69-87.

Masclé, A., Bertrand, G. & Lamirault, C. (1994) - Exploration for and production of oil and gas in France: a review of the habitat, present activity and expected developments - in : Masclé, A. (eds.), *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, Springer-Verlag, Berlin, Special Publication of Eur. Ass. Petr. Geol., vol.4, pp 3-27.

Matte, P. & Hirn, A. (1988) - Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan crust in western France - *Tectonics*, Vol. 7, pp 141-155.

Matte, P., Respaut, J. P., Maluski, H., Lancelot, J. R. & Brunel, M. (1986) - La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien: déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201 - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. 1, pp 69-77.

Matthews, R. K. (1984) - *Dynamic Stratigraphy* - Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 489 p.

McGinnis, J. P., Driscoll, N. W., Karner, G. D., Brumhaugh, W. D. & Cameron, N. (1993) - Flexural response of passive margins to deep-sea erosion and slope retreat: implications for relative sea-level change - *Geology*, Vol. 21, pp 893-896.

McKenzie, D. (1978) - Some remarks on the development of sedimentary basins - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 40, pp 25-32.

McNutt, M. K., Diamant, M. & Kogan, M. G. (1988) - Variations of elastic

plate thickness at continental thrust belts - *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, pp 11180-11194.

Mégnien, C. (1971) - Observations sur les ondulations tectoniques du Bassin de Paris et hypothèse sur une dislocation majeure du socle - *Bull. B.R.G.M.*, Vol. 2, pp 31-40.

Mégnien, C. (1980) - *Synthèse géologique du Bassin de Paris* - Editions du B.R.G.M., Orléans, 466 p.

Mégnien, C. (1980) - Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. XXII, pp 669-680.

Merzeraud, G. (1992) - Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôts en domaine continental et marin restreint : exemple du Lias inférieur du Sud-Ouest du bassin de Paris - Thèse de troisième cycle, 156 p. - Strasbourg.

Mettraux, M. (1989) - Sédimentologie, paléotectonique et paléocéanographie des Préalpes médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien - - Fribourg, 135 p.

Miall, A. D. (1977) - A review of the braided-river depositional environment - *Earth. Sci. Rev.*, Vol. 13, pp 1-62.

Miall, A. D. (1984) - Sedimentation and tectonics of a diffuse plate boundary: the Canadian arctic islands from 80 Ma B.P. to the present - *Tectonophysics*, Vol. 107, pp 261-277.

Miall, A. D. (1986) - Eustatic sea level changes inferred from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record - *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 70, pp 131-137.

Miall, A. D. (1991) - Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation - *J. Sedim. Petrol.*, Vol. 61, pp 497-505.

Miall, A. D. (1992) - Exxon global cycle chart: an event for every occasion? - *Geology*, Vol. 20, pp 787-790.

Milankovitch, M. (1920) - *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire* - Gauthier-Villars, Paris, 339 p.

Mitchum, R. M., Vail, P. R. & Thompson, S. I. (1977) - Seismic stratigraphy and global change of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic correlations - in : Payton (eds.), *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*, Publications Manager - Cathleen Williams, Boulder, pp 49-205.

Mitchum, R. M. & Van Wagoner, J. C. (1991) - High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles - *Sedim. Geol.*, Vol. 70, pp 131-160.

Monciardini, C. (1989) - Profil "ECORS Nord de la France" : corrélations biostratigraphiques entre quarante-six sondages sismiques intra-Crétacé et implications structurales - *Géol. France*, Vol. 4, pp 39-48.

Moretti, I. & Froidevaux, C. (1986) - Thermomechanical models of active rifting - *Tectonics*, Vol. 5, pp 501-511.

Mörner, N. A. (1976) - Eustasy and geoid changes - *J. Geol.*, Vol. 84, pp 123-151.

Morton, W. H. & Black, R. (1974) - Crustal attenuation in Afar - in : Pilger, A. & Rosler, A. (eds.), *Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp 124-129.

Mossmann, J. R. (1991) - K-Ar dating of authigenic illite-smectite clay material : application to complex mixtures of mixed-layer assemblages - *Clay Minerals*, Vol. 26, pp 189-198.

Nicolis, G. & Nicolis, C. (1991) - Nonlinear dynamic systems in the geosciences - in : Franseen, E. K., Watney, W. L., Kendall, C. G. S. C. & Ross, W. (eds.), *Sedimentary modeling: computer simulations and methods for improved parameter definition*, Kansas Geol. Surv. Bull., vol. 233, pp 33-42.

Nikishin, A. M., Cloething, S., Lohkovsky, L. I., Burov, E. B. & Lankreijer, A. C. (1993) - Continental lithosphere folding in Central Asia (PART I) : constraints from geological observations - *Tectonophysics*, Vol. 226, pp 59-72.

Nunn, J. A., Sleep, N. H. & Moore, W. E. (1984) - Thermal subsidence and generation of hydrocarbons in Michigan Basin - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 68, pp 296-315.

Obert, D. (1989) - Discontinuités structurales et linéaments dans le bassin parisien - *Saga information*, Vol. 94, pp 52-59.

Odin, G. S. (1994) - Geological time scale - *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 318, pp 59-71.

Odin, G. S. & Odin, C. (1990) - Echelle numérique des temps géologiques - *Géochronique*, Vol. 35, pp 1-4.

Ord, D. M., Clemmey, H. & Leeder, M. R. (1988) - Interaction between

faulting and sedimentation during Dinantian extension of the Solway basin, SW Scotland - *J. Geol. Soc. Lond.*, Vol. 145, pp 249-259.

Palmer, A. R. (1983) - Decade of North American geology : Geological time scale - *Geology*, Vol. 11, pp 503-504.

Pang, M. & Nummedal, D. (1995) - Flexural subsidence and basement tectonics of the Cretaceous Western Interior basin, United States - *Geology*, Vol. 23, pp 173-176.

Parson, B. & Sclater, J. G. (1977) - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age - *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, pp 803-827.

Perrodon, A. & Zabeck, J. (1990) - Paris basin - in : Leighton, M. W., Kolata, D. R., Oltz, D. F. & Eidel, J. J. (eds.), *Interior Cratonic Basins*, Am. Assoc. Pet. Geol. Memoirs, Boulder, pp 633-679.

Pinet, B., Montadert, L., Mascle, A., Cazes, M. & Bois, C. (1987) - New insights on the structure and the formation of sedimentary basins from deep seismic profiling in Western Europe - in : Brooks, J. & Glennie, K. (eds.), *Petroleum geology of North West Europe*, Graham & Trotman, London, pp 15-37.

Pitman, W. C. (1978) - Relationship between eustasy and stratigraphy sequences of passive margins - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 89, pp 1389-1403.

Pitman, W. C. & Golovchenko, X. (1983) - The effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins - in : Stanley, D. J. & Moore, G. T. (eds.), *The shelfbreak: critical interface on continental margin*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol. 33, pp 41-58.

Pittman, E. D. & Larese, R. E. (1991) - Compaction of lithic sands : experimental results and application - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 75, pp 1279-1299.

Plint, G., Hart, B. S. & Donaldson, W. S. (1993) - Lithospheric flexure as a control on stratal geometry and facies distribution in Upper Cretaceous rocks of the Alberta foreland basin - *Basin Res.*, Vol. 5, pp 69-77.

Pomerol, B. (1980) - Style tectonique des pays au Nord-Ouest de l'Oise : rôle des différentes directions structurales - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 17, pp 21-25.

Pomerol, B. (1989) - Tectonique et sédimentation. Exemples dans le Sud du bassin de Paris - *Géologie de la France*, Vol. 3, pp 63-69.

- Pomerol, B. & Monciardini, C.** (1980) - Accidents tectoniques dans la couverture sédimentaire et leurs relations avec le socle : exemple dans le Sud-Est du bassin de Paris - *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 17, pp 33-35.
- Pomerol, C.** (1977) - Dynamique comparée de trois bassins épicontinentaux : Mer du Nord, Manche et Bassin de Paris - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Vol. 1, pp 233-256.
- Pomerol, C.** (1978) - Evolution paléogéographique et structurale du bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes - *Géol.Mijnb.*, Vol. 57, pp 533-543.
- Pomerol, C.** (1989) - L'évolution du bassin de Paris - in : français, A. d. s. (eds.), *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*, Editions Technip, Paris, pp 165-178.
- Ponsot, C. M.** (1994) - Sequence stratigraphy of the Jurassic series of the Paris-London Basin - in : Mascle, A. (eds.), *Hydrocarbon and petroleum geology of France*, Springer-Verlag, Berlin, Special Publication of Eur. Ass. Petr. Geol., vol.4, pp 77-106.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. & Vail, P. R.** (1988) - Eustatic control on clastic deposition I: Conceptual framework - in : Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-level change: an integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol.42, pp 109-124.
- Purser, B. H.** (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne - Thèse Doct. d'État - Univ. de Paris Sud, Orsay, 384 p.
- Purser, B. H.** (1989) - Plates-formes carbonatées - Exemple du Jurassique moyen du bassin de Paris - in : français, A. d. s. (eds.), *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*, Editions Technip, Paris, pp 145-164.
- Quine, M. & Bosence, D.** (1991) - Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in upper Cretaceous chalk, Normandy, France - *Sedimentology*, Vol. 38, pp 1113-1152.
- Quinlan, G., Walsh, J., Skogseid, J., Sassi, W., Cloetingh, S., Lobkovsky, L., Bois, C., Stel, H. & Banda, E.** (1992) - Relationship between deeper lithospheric processes and near-surface tectonics of sedimentary basins - *Tectonophysics*, Vol. 226, pp 217-225.
- Quinlan, G. M. & Beaumont, C.** (1984) - Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Palaeozoic stratigraphy of the eastern interior of North America - *Can. J. Earth. Sci.*, Vol. 21, pp 973-996.
- Ranalli, G.** (1994) - Nonlinear flexure and equivalent mechanical thickness of the lithosphere - *Tectonophysics*, Vol. 240, pp 107-114.
- Ranalli, G. & Murphy, D. C.** (1987) - Rheological stratification of the lithosphere - *Tectonophysics*, Vol. 132, pp 281-295.
- Rauscher, R., Merzeraud, G. & Schuler, M.** (1992) - Biostratigraphie, environnements et cortèges de dépôts dans le Lias inférieur de Sologne (S.W. du Bassin de Paris) - *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 71, pp 17-35.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B.** (1975) - *Depositional Sedimentary Environments* - Springer-Verlag, Berlin, 439 p.
- Reynolds, D. J., Steckler, M. S. & Coakley, B. J.** (1991) - The role of the sediment load in sequence stratigraphy: the influence of flexural isostasy and compaction - *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, pp 6931-6949.
- Ricard, Y. & Froidevaux, C.** (1986) - Stretching instabilities and lithospheric boudinage - *J. Geophys. Res.*, Vol. 90, pp 3021-3025.
- Rioult, M.** (1985) - Ecueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du bassin parisien. Sédimentation et peuplements d'écueils - *Bulletin de la section des Sciences*, Vol. IX, pp 177-183.
- Roure, F., Brun, J. P., Colletta, B. & Driessche, v. d.** (1992) - Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France - *Journal of Structural Geology*, Vol. 14, pp 503-519.
- Rowley, D. B. & Markwick, P. J.** (1992) - Haq et al. Eustatic Sea Level Curve: Implications for Sequestered Water Volumes - *J. Geol.*, Vol. 100, pp 703-715.
- Royden, L., Sclater, J. G. & Von Herzen, R. P.** (1980) - Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 64, pp 173-187.
- Sapin, S.** (1967) - Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société nationale des pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris - *Bull. Soc. Géol. de France*, Vol. 7, pp 327-354.

- Sawyer, D. S., Hsui, A. T. & Toksöz, M. N.** (1987) - Extension, subsidence and thermal evolution of the Los Angeles Basin - a two-dimensional model - *Tectonophysics*, Vol. 133, pp 15-32.
- Scherer, M.** (1987) - Parameters influencing porosity in sandstones : a model for sandston porosity prediction - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 71, pp 485-491.
- Schlumberger** (1987) - *Log Interpretation, principles / applications* - Schlumberger, Paris, 89 p.
- Schumm, S. A., Mosley, M. P. & Weaver, W. E.** (1987) - *Experimental fluvial geomorphology* - Wiley, J. & Sons, New York, 413 p.
- Sclater, J. G. & Célérier, B.** (1987) - Extensional models for the formation of sedimentary basins and continental margins - *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 67, pp 253-267.
- Sclater, J. G. & Christie, P. A. F.** (1980) - Continental stretching: an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North Sea basin - *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, pp 3711-3739.
- Sengör, A. M. C. & Burke, K.** (1978) - Relative timing of volcanism on Earth, and its tectonic implications - *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 5, pp 419-421.
- Serra, O.** (1979) - Diagraphies différées, bases de l'interprétation. - *Bull. Centre Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, Mém.7*, Vol. 1, pp 328.
- Shaw, R. D., Etheridge, M. A. & Lambeck, K.** (1991) - Development of the late proterozoic to mid-paleozoic, intracratonic Amadeous Basin in central Australia: a key to understanding tectonic forces in plate interiors - *Tectonics*, Vol. 10, pp 688-721.
- Shurr, G. W., Anna, L. O. & Peterson, J. A.** (1989) - Zuni Sequence in Williston Basin - evidence for Mesozoic paleotectonism - *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 73, pp 68-87.
- Sleep, N. H.** (1976) - Platform subsidence mechanisms and "eustatic" sea-level changes - *Tectonophysics*, Vol. 36, pp 45-56.
- Sleep, N. H.** (1981) - Thermal contractions beneath Atlantic margins - *Am. Geophys. Union. Geodyn. Series*, Vol. 6, pp 154-158.
- Sleep, N. H., Nunn, J. A. & Chou, L.** (1980) - Platform basins - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 8, pp 17-34.
- Sleep, N. H. & Snell, N. S.** (1976) - Thermal contraction and flexure of midcontinent and Atlantic marginal basins - *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 45, pp 125-154.
- Slingerland, R.** (1989) - Predictability and chaos in quantitative dynamic stratigraphy - in : Croos, T. A. (eds.), *Quantitative dynamic stratigraphy*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp 45-53.
- Sloss, L. L.** (1962) - Stratigraphic models in exploration - *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 74, pp 93-114.
- Sloss, L. L.** (1988) - Forty years of sequence stratigraphy - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 100, pp 1661-1665.
- Sloss, L. L.** (1991) - The Tectonic Factor in Sea Level Change : A Countervailing View - *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, pp 6609-6617.
- Sloss, L. L., Krumbein, W. C. & Dapples, J.** (1949) - Integrated facies analysis - *Geol. Soc. Amer. Mem.*, Vol. 39, pp 91-104.
- Sloss, L. L. & Speed, R. C.** (1974) - Relationships of cratonic and continental-margin tectonic episodes - in : Dickinson, W. R. (eds.), *Tectonics and sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol.22, pp 98-119.
- Smith, D. G.** (1994) - Cyclicity or chaos? Orbital forcing versus non-linear dynamics - in : De Boer, P. L. & Smith, D. G. (eds.), *Orbital forcing and cyclic sequences*, Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, vol.19, pp 531-544.
- Solomon, S. C.** (1987) - Secular cooling of the Earth as a source of intraplate stress - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 83, pp 153-158.
- Sonnenfeld, M. D. & Cross, T. A.** (1993) - Volumetric partitioning and facies differentiation within the Permian upper San Andrea Formation of the Last Chance Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico - in : Loucks, R. G. (eds.), *Recent advances and applications of carbonate sequence stratigraphy*, American Assoc. Petroleum Geologists Mem., Boulder, pp 435-474.
- Steckler, M. S. & Watts, A. B.** (1978) - Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New-York - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 41, pp 1-13.
- Stel, H., Cloething, S., Heeremans, M. & Van der Beek, P.** (1993) - Anorogenic granites, magmatic underplating and the origin of intracratonic basins in a non-extensional setting - *Tectonophysics*, Vol. 226, pp 285-299.

Stratigraphy, I. S. o. J. (1991) - 3rd international symposium on Jurassic stratigraphy - Abstracts - Poitiers, 134 p.

Su, D., White, N. & McKenzie, D. (1989) - Extension and subsidence of the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea - *Basin Res.*, Vol. 2, pp 205-222.

Tapponnier, P. & Francheteau, J. (1978) - Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries - *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, pp 3955-3970.

Thierry, J. (1982) - Tethys, Mésogée et Atlantique au Jurassique : quelques réflexions basées sur les faunes d'Ammonites - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. XXIV, pp 1053-1067.

Thorne, J. A. & Watts, A. B. (1989) - Quantitative analysis of North Sea subsidence - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 73, pp 88-116.

Trémolières, P. (1981) - Mécanismes de la déformation en zones de plate-forme : méthode et application au bassin de Paris - *Rev. I. F. P.*, Vol. 36, pp 395-428.

Trift, M. & de Graciansky, P. C. (1988) - Aspects du rifting téthysien : petits grabens et mégagrèches du Domérien - Toarcien sur le plateau d'Emparis (Isère et Hautes-Alpes) - *Bull. Soc. géol. France*, Vol. IV, pp 643-650.

Turcotte, D. & Emerman, S. (1983) - Mechanism of active and passive rifting - *Tectonophysics*, Vol. 94, pp 39-50.

Turcotte, D. L. (1980) - Models for the evolution of sedimentary basins - in : Bally, A. W., Bender, P. L., McGetchin, T. R. & Walcott, R. I. (eds.), *Dynamics of plate interiors*, American Geophysical Union and Geological Society of America, Boulder, vol.1, Geodynamics Series, pp 21-26.

Turcotte, D. L. & Ahern, J. L. (1977) - On the thermal and subsidence history of sedimentary basins - *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, pp 3762-3766.

Turcotte, D. L. & Oxburgh, E. R. (1976) - Stress accumulation in the Lithosphere - *Tectonophysics*, Vol. 35, pp 183-199.

Turcotte, D. L. & Schubert, G. (1982) - *Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems* - John Wiley & Sons, New York, p.

Underhill, J. R. & Partington, M. A. (1993) - Jurassic thermal doming and deflation in the North Sea: implications of the sequence stratigraphic evidence - *Petroleum Geology of the Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference, London, Parker, J.R.*, pp

Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. & Perez-Cruz, C. (1991) - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview - in : Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp 617-659.

Vail, P. R., Colin, J. P., Jan du Chêne, R., Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. III, pp 1301-1321.

Vail, P. R., Mitchum, R. M. J., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S. I., Sangree, J. B., Bubb, J. N. & Hatfield, W. G. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level-Part 1 to 11 - in : Payton, C. E. (eds.), *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*, Am. Ass. Petr. Geol. Memoir, Boulder, vol.26, pp 49-205.

Van Wagoner, J. C. (1985) - Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change - *Abstracts - Soc. Econ. Paleont. Min. Mid-Year meeting, Colorado*, Vol. pp 91-92.

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. & Hardenbol, J. (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions - in : Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea-level change: an integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., Boulder, vol.42, pp 39-45.

Vandycke, S. & Bergerat, F. (1992) - Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France). Implications géodynamiques - *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. 163, pp 553-560.

Vilotte, J. P., Melosh, J., Sassi, W. & Ranalli, G. (1993) - Lithosphere rheology and sedimentary basins - *Tectonophysics*, Vol. 226, pp 89-95.

Voight, B. (1974) - Thin-skinned graben, plastic wedges and deformable-plate tectonics - in : Illies, J. H. & Fuchs, K. (eds.), *Approaches to Taphrogenesis*, Schweizerbart, Stuttgart, pp 154-168.

Wagreich, M. (1993) - Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts - a model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria) - *Geology*, Vol. 21, pp 941-944.

- Walker, R. G. & James, N. P. (1992) - *Facies model : response to sea level change* - Geol. Ass. Canada, St. John's, 409 p.
- Watts, A. B. (1978) - An analysis of isostasy in the world's oceans - *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, pp 5989-6004.
- Watts, A. B. (1982) - Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level - *Nature*, Vol. 297, pp 469-474.
- Watts, A. B. (1989) - Lithospheric flexure due to prograding sediment loads: implications for the origin of offlap/onlap patterns in sedimentary basins - *Basin Res.*, Vol. 2, pp 133-144.
- Watts, A. B. (1992) - The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins - *Basin Res.*, Vol. 4, pp 169-178.
- Watts, A. B., Karner, G. D. & Steckler, M. S. (1982) - Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol. A305, pp 249-281.
- Watts, A. B. & Thorne, J. (1984) - Tectonics, global changes in sea-level and their relationship to stratigraphical sequences at the US Atlantic continental margin - *Marine Petr. Geol.*, Vol. 1, pp 319-339.
- Wernicke, B. P., Christiansen, R. L., England, P. C. & Sonder, L. J. (1987) - Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in North America Cordillera - in : Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. (eds.), *Continental extensional tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, Londres, pp 14-35.
- Westaway, R. (1994) - Re-evaluation of extension across the Pearl River Mouth Basin, South China Sea: implications for continental lithosphere deformation mechanisms - *J. Struct. Geol.*, Vol. 16, pp 823-838.
- White, N. (1989) - Nature of lithospheric extension in the North Sea - *Geology*, Vol. 17, pp 111-114.
- Williams, G. D. (1993) - Tectonics and seismic sequence stratigraphy : an introduction - in : Williams, G. D. & Dobb, A. (eds.), *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*, Geol. Soc. Spec. Publ., London, vol. 71, pp 1-13.
- Wilson, J. C. & McBride, E. F. (1988) - Compaction and porosity evolution of Pliocene Sandstones, Ventura Basin, California - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Vol. 72, pp 664-681.
- Ziegler, P. A. (1978) - North-western Europe: tectonics and basin development - *Geologie en Mijnbouw*, Vol. 57, pp 589-626.
- Ziegler, P. A. (1982) - Faulting and graben formation in western and central Europe - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol. A305, pp 113-143.
- Ziegler, P. A. (1988) - *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys* - Publications Manager, Cathleen Williams, Boulder, 198 p.
- Ziegler, P. A. (1989) - Evolution of the North Atlantic - An Overview - in : Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, Am. Ass. Petr. Geol. Memoirs and the Canadian Geological Foundation, Tulsa, vol. 46, pp 111-129.
- Ziegler, P. A. (1990) - *Geological Atlas of Western and Central Europe* - Shell Int. Petr. Maats. B.V., The Hague, 238 p.
- Zoback, M. D. (1992) - First- and second-order patterns of stress in the Lithosphere: the World stress map project - *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp 11703-11728.
- Zohack, M. D., Stephenson, R. A., Cloething, S., Larsen, B. T., Van Hoorn, B., Robinson, A., Horvath, F., Puigdefabregas, C. & Ben-Avraham, Z. (1993) - Stresses in the lithosphere and sedimentary basin formation - *Tectonophysics*, Vol. 226, pp VII-X.
- Zoback, M. L. & Zoback, M. (1980) - State of stress in the conterminous United States - *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, pp 6113-6156.
- Zoetemeijer, R., Desegaulx, P., Cloething, S., Roure, F. & Moretti, I. (1990) - Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro basin - *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, pp 2701-2711.
- Zuber, M. T. & Parmentier, E. M. (1986) - Lithospheric necking : a dynamic model for rift morphology - *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 77, pp 373-383.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex . Tel /fax : 02- 99.28.60.80

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**
- N°2 - G. QUERRE** - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**
- N°3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**
- N°4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55F.**
- N°5 - V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **Epuisé**
- N°6 - J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55F.**
- N°7 - P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **Epuisé**
- N°8 - Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **Epuisé**
- N°9 - Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**
- N°10 - D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé.**

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265 F

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). Epuisé

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, I pl. h.texte, (1989).
160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989).
100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989).
170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989)
90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989)
210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989).
175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989).
Epuisé.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989).
150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989).
100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989).
130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989).
210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989).
200 F.

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.

N°36 - A. LE CLEACH - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.

N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990). 130F.

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.
- N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaire, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaire). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.

N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.

N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.

N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.

N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.

N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.

N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

- n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessia (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995).
130 F.
- N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995).
100 F.
- N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995).
100 F.
- N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994).
120 F.
- N° 72 - M. URREIZTIETA - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995).
200 F.
- N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996).
120 F.
- N° 74 - Y. GARCIA - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996).
150 F.
- N° 75 - M. A. SANTOS PINTO - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996).
100 F.
- N° 76 - D. CHARDON - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997).
130 F.
- N° 77 - C. ROBIN - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997).
180 F.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné :

soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

BON DE COMMANDE

NOM :

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F	TOTAL
TOTAL DE LA COMMANDE	

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

1er trimestre 1997

Résumé

L'enregistrement sédimentaire résulte du remplissage par le flux sédimentaire de l'espace créé par les variations du niveau relatif de la mer, somme des variations tectoniques et eustatiques. Une des grandes questions en géologie sédimentaire est de distinguer l'importance relative de ces deux facteurs. En théorie, discriminer la tectonique de l'eustatisme est simple. L'eustatisme, par nature, est uniquement une fonction du temps. La tectonique, elle, sera une fonction du temps et de l'espace. Le propos de ce travail est de mettre au point une méthode de mesure de l'accommodation en trois dimensions à partir d'informations 1D de subsurface (puits). Puis, dans un deuxième temps, appliquée au Jurassique supérieur du bassin de Paris, cette méthode permettra de discuter les échelles de temps et d'espace du contrôle tectonique dans le cadre d'un bassin intracratonique.

L'accommodation, ou espace disponible pour piéger des sédiments, peut être défini de deux manières. (1) C'est la variation du niveau relatif de la mer, somme des variations tectoniques et eustatiques. (2) C'est, pour un intervalle de temps donné, l'épaisseur de sédiments accumulés, décompactés, corrigés de la paléobathymétrie et/ou de la paléoaltitude. Il faut donc (1) accéder au temps, (2) déterminer la nature des lithologies accumulées, (3) mesurer les paléobathymétries et les paléoaltitudes. Les corrélations diagaphiques de 380 puits du bassin de Paris par les principes de la stratigraphie séquentielle haute résolution ou stratigraphie génétique permettent de résoudre le premier point. Un des apports majeurs de ce travail est la mesure de paléobathymétries à partir des informations diagaphiques.

L'analyse en termes de stratigraphie séquentielle de la succession liasique a permis de définir au moins quatre ordres de séquences stratigraphiques emboîtés : (1) le cycle majeur liasique à l'échelle du sous-système, soit de la vingtaine de millions d'années ; (2) les cycles transgressifs-régressifs mineurs, à l'échelle de l'étage, soit 1-4 Ma ; (3) les groupements d'unités génétiques et/ou cycles de troisième ordre, à l'échelle de 400 000 ans au million d'années ; (4) l'unité génétique, à l'échelle de quelques dizaines à la centaine de milliers d'années. L'accommodation a été mesurée en 3D, à l'échelle des demi-cycles transgressifs et régressifs des cycles mineurs, à l'échelle de 1-4 Ma.

A partir des cartes 3D d'accommodation, deux composantes peuvent être extraites : (1) un dénominateur commun, constant à l'échelle du bassin mais pouvant varier avec le temps. Sa nature est eustatique mais elle peut comporter une éventuelle composante tectonique très grande échelle, dont la longueur d'onde serait supérieure à la taille du domaine investigué ; (2) un différentiel de variation d'accommodation, nécessairement de nature tectonique.

L'évolution du bassin de Paris, du Trias à l'Actuel, soit à l'échelle de 230 Ma, ne peut être expliquée par un modèle de type McKenzie (1978). Par contre, les grandes étapes de l'évolution du bassin coïncident avec les phases de divergence et convergence des plaques lithosphériques. Ces grandes phases ont donc les durées caractéristiques du cycle de Wilson.

L'étude géométrique 2D d'un transect Est-Ouest Nancy - Rambouillet sur les sédiments triasiques à actuels, ainsi que des mesures à haute résolution de la subsidence, ont permis de mettre en évidence un second ordre de contrôle tectonique, à l'échelle du sous-système stratigraphique. Ce sont des accélérations-décélérations de la vitesse de subsidence dont les durées varient de 8 à 40 Ma. Leur expression stratigraphique est un cycle transgressif-régressif majeur. Ces variations de subsidence coïncident avec les grands événements géodynamiques qui affectent la plaque ouest-européenne.

La mesure de l'accommodation en trois dimensions, pour le Jurassique inférieur du bassin de Paris, a permis de mettre en évidence un contrôle tectonique à l'échelle des cycles transgressifs-régressifs mineurs de durée 1-4 Ma. Ce contrôle tectonique se traduit par des alternances de périodes de subsidence à moyenne-grande longueur, suivies par des périodes de contrôle à courte longueur d'onde, présentant des zones en subsidence et en surrection.

Le contrôle tectonique à l'échelle 8-40 et 1-4 Ma est à rattacher aux mouvements aux limites de plaques, qui induisent des déformations intraplaques de nature pseudo-oscillatoire, avec des vitesses de déplacements verticaux de l'ordre de la dizaine de mètres par million d'années.

Mots Clés:

Stratigraphie séquentielle - Eustatisme - Tectonique - Bassin intracratonique - Bassin de Paris - Jurassique inférieur