



HAL
open science

Variations et variabilité spatio-temporelle des argilites callovo-oxfordiennes de Meuse/Haute-Marne : valorisation géostatistique des données diagraphiques

Marie Lefranc

► **To cite this version:**

Marie Lefranc. Variations et variabilité spatio-temporelle des argilites callovo-oxfordiennes de Meuse/Haute-Marne : valorisation géostatistique des données diagraphiques. Sciences de la Terre. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2007. Français. NNT : 2007ENMP0001 . pastel-00585401

HAL Id: pastel-00585401

<https://pastel.hal.science/pastel-00585401>

Submitted on 12 Apr 2011

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.

Avant propos

Depuis près de quinze ans, l'Andra mène un important programme scientifique pour acquérir des connaissances en vue d'un éventuel stockage de déchets radioactifs dans l'argile. Le Nord de la Haute-Marne et le Sud de la Meuse constituent un domaine géologiquement simple du Bassin Parisien, avec une succession de couches quasi-horizontales de calcaires, de marnes et de roches argileuses telles que les argilites du Callovo-Oxfordien. Comme tous les milieux naturels, cette formation est variable mais avec une variabilité faible et graduelle. La notion d'homogénéité de la couche d'argilites dépend surtout de l'échelle et du paramètre étudiés. Les diagraphies acquises dans les forages récents confirment cette variabilité avec une cyclicité verticale de l'ordre de 2 à 3 m et l'occurrence probable de hiatus métriques.

La présente thèse, financée par l'Andra, répond à une question géologique précise : comment extrapoler les données obtenues sur le site du laboratoire à une zone plus vaste de 250 km², appelée zone de transposition. Cette thèse a pour objectif de valoriser les données diagraphiques à haute résolution pour caractériser les variations et la variabilité spatiale des argilites callovo-oxfordiennes et ainsi prédire leur évolution. Cette valorisation des outils diagraphiques avait débuté par l'étude du CMR[®] (Lefranc, 2004), Combinable Magnetic Resonance, dans les forages Andra récents et avait permis de voir que ce type d'outil n'était pas adapté à l'environnement étudié.

Ce travail est donc centré d'une part sur les argilites du site de Meuse/Haute-Marne et d'autre part sur les diagraphies, en prenant en compte les interprétations retenues à l'Andra et plus particulièrement l'analyse séquentielle effectuée par Diastrata (2005), les découpages biostratigraphiques réalisés par Thierry et al. (2006) ainsi que les nombreuses connaissances apportées par ailleurs telles que la géologie régionale et les mesures sur carottes.

Pour quantifier les variations fines du taux de sédimentation au sein des argilites, l'étude reposera très largement sur une analyse géostatistique des données. Les intervalles de profondeur seront transformés en intervalles de temps pour faire ressortir les corrélations verticales et latérales et pour estimer la durée d'éventuelles lacunes sédimentaires.

Remerciements

Ma première dédicace va tout naturellement à l'Andra et en particulier à Alain Trouiller et Daniel Guillemot ainsi qu'à toute l'équipe du département scientifique des milieux géologiques sans qui ce mémoire n'existerait pas, et qui m'ont permis de réaliser ma thèse dans des conditions exceptionnelles, de participer à un projet extraordinaire et novateur, de découvrir un milieu géologique atypique, de travailler avec un nombre incalculable de données et de participer à de nombreux congrès nationaux et internationaux. J'ajouterai mes remerciements à Pascal Elion pour ses nombreux conseils et pour toutes les données et les rapports transmis et à tout le personnel du laboratoire de Meuse/Haute-Marne et tout particulièrement à Hervé Rebours et à Claude Aurière. Je n'oublie pas non plus l'équipe Andra de vacances ! Le Kenya et Flaine, c'était vraiment super sympa...

Je ne sais pas dans quel ordre les remercier tant ils ont été importants pour moi durant ma thèse : un immense merci à Bernard Beaudoin, à Jean-Paul Chilès et à Christian Ravenne.

Christian, je me souviens encore du premier rendez vous où tu m'as présenté le projet de l'Andra. Je te remercie de m'avoir fait confiance dès le début, d'avoir tout mis en œuvre pour me proposer un sujet de DEA répondant à toutes mes attentes, pour toutes les discussions scientifiques où tu as tout fait pour que je prenne du recul, pour que je me remette en question, que je n'oublie pas de replacer mon sujet dans un contexte plus général et surtout d'avoir été présent durant ces quatre dernières années et de m'avoir supportée, même comme présidente de la Section Jeunes de la SGF !

Monsieur Beaudoin je vous remercie dans un premier temps pour votre soutien permanent et indispensable pour moi du DEA jusqu'à la soutenance de thèse. Merci pour tout ce que vous m'avez appris à la fois sur l'aspect scientifique, méthodologique, sur la rigueur du travail, sur la rédaction (même si ce n'est pas encore la perfection), sur les techniques de présentations orales et enfin pour toutes les scientifiques que vous m'avez présentés ou avec qui vous m'avez mise en relation durant la thèse. J'ai beaucoup apprécié votre suivi, vos conseils et votre compagnie, même jusqu'à Dijon, tout en étant en retraite.

Jean-Paul, je te remercie tout d'abord d'avoir accepté d'être mon directeur durant cette thèse, de m'avoir accueillie dans ton équipe et de m'avoir initiée à la géostatistique. Je ne savais pas vraiment dans quoi je m'engageais lorsqu'on m'a proposé de faire une thèse avec une composante importante en géostatistique, et je peux dire maintenant que c'est sûrement un des meilleurs choix que j'ai fait jusqu'à aujourd'hui. J'espère que je ne t'ai pas déçu et je te remercie de m'avoir appris autant de choses, de m'avoir accompagnée dans de nombreux congrès et de m'avoir présentée aux scientifiques du 'monde de la géostatistique'.

Je dois une mention toute particulière aux scientifiques de chez Schlumberger et surtout à Arnaud Etchecopar qui m'a fait découvrir les outils diagraphiques à haute résolution dont l'analyse a été la base de mon travail. Je suis également très redevable à Eloy Diaz qui a toujours été présent pour me donner des informations, pour me conseiller sur les paramètres à étudier ou encore pour traiter les données. Je n'oublie pas non plus Bernard Frignet pour son aide pour traiter les données DSI.

Je remercie François Guillocheau et Roberto Bruno d'avoir accepté d'examiner mon travail.

Ce travail est aussi le résultat d'un certain nombre de collaborations avec des scientifiques de l'IFP qui m'ont donné un peu de leur savoir et de leur temps, pour ça je remercie chaleureusement Sylvain Boyer, Marc Fleury et Jean-Luc Mari. Je tiens également à exprimer ma reconnaissance à Brigitte Doligez, Frédérique Fournier, Olivier Lerat ainsi qu'à Benoît Noetinger.

Il m'est également très agréable de remercier Didier Marchand et Jacques Thierry pour la longue discussion sur les comparaisons entre les découpages biostratigraphiques et les corrélations diagraphiques. Je n'oublierai pas que, même en retraite vous avez accepté de discuter sur la compaction et de quantifier la déformation de toutes les ammonites trouvées dans trois forages Andra. Merci pour tous ces échanges fructueux que nous avons maintenus pendant la thèse.

J'ai passé trois années géniales à l'Ecole des Mines de Paris. Je remercie de tout cœur toute l'équipe de géostatistiques. Merci pour votre bonne humeur, pour votre soutien, pour les cours et pour les pauses café ! Ce sont tous des bons moments que je n'oublierai jamais ! Merci Didoune d'avoir créé des packages sur R qui marchaient super bien, pour les bières et les verres à bière (clin d'œil à Véro !). Une mention spéciale pour Françoise, Hélène, Nathalie et Isabelle...mes grandes copines de bavardage !! Mais surtout merci pour tout ce que vous avez fait pour moi... Jacques, merci pour tes critiques quotidiennes sur mes tenues vestimentaires, ça va me manquer ! Merci à tous de m'avoir supportée pendant trois ans. Je sais que si ces années ont été pour moi si agréables, c'est grâce à vous tous.

J'ai beaucoup apprécié la pertinence des points de vue d'Isabelle Cojan et de Médard Thiry, en particulier sur l'étude des teneurs en carbonate et la relation avec les paramètres diagraphiques. Merci Isabelle pour le soutien et les conseils donnés tout au long de la thèse jusqu'à la soutenance. Les magnifiques photos d'ammonites dans ce mémoire, je les dois à Monique Berger et je lui en suis très reconnaissante. Merci aussi à Sylvie Boj et à Dominique Vassiliadis pour leur immense gentillesse.

Comment ne pas remercier Hervé Chamley que j'ai connu en DEUG à l'USTL et qui a toujours été là pour moi. Merci de m'avoir fait confiance, merci infiniment pour vos précieux conseils et pour votre aide dans mon choix de carrière professionnelle.

Je tiens aussi à remercier Alain Curial qui n'a pas hésité à me faire parvenir des données.

Un grand merci à mes copains et amis qui m'ont apporté du bonheur et de nombreux moments de détente. Je pense à mes camarades des DEA, aux thésards et stagiaires de l'Ecole des Mines et de Jussieu et à toute l'équipe de la Section Jeunes de la SGF ! Je ne peux pas remercier tout le monde, tellement la liste serait longue. Toutefois, une mention spéciale à Mathieu avec qui j'ai partagé le bureau pendant trois ans et avec qui c'était vraiment agréable de partager les bons moments comme les moments de stress ! Edwige, je te souhaite plein de courage....dommage que tu ne sois pas arrivée il y a trois ans, on aurait bien chahuté ! Merci à Stéphanie et à Emilia pour les discussions sur un sujet que nous connaissons toutes les trois très bien ! J'ai eu du soutien du monde entier et c'était hyper important pour moi : merci de tout cœur à Rodrigo, Leandro, Fernando, Serena, Mohammad, David, Pat, Jagdish et Abdalla. Une pensée spéciale pour Patricia...

Je finis ces remerciements avec ma famille qui ont toujours cru en moi et m'ont soutenu à chaque moment. Merci surtout à ma maman, à Caro et à Dodo...J'ai toujours pu compter sur vous et je vous en suis infiniment reconnaissante. Enfin, je n'aurai de cesse de remercier Ninni qui a fait beaucoup de sacrifices personnels pour que je puisse accomplir ma thèse. Pour tout ça et plus un énorme merci...

A mon papa...

Résumé applicatif

Les données dont dispose l'ingénieur ne permettent en général qu'une connaissance discontinue des séries sédimentaires à cause de l'espacement des ouvrages donnant accès à l'information. Des réponses aux problèmes de la corrélation et de l'interpolation entre forages peuvent être apportées par les méthodes de la sédimentologie et de la géostatistique. Ces approches ont fait l'objet d'études approfondies pour la caractérisation des roches réservoirs. Par contre, une telle approche n'a été qu'ébauchée pour les roches couvertures. La connaissance des lois statistiques qui représentent la distribution des propriétés dans l'espace est une donnée essentielle pour une interpolation fine des données. Le présent travail a pour but de déterminer ces lois dans les argilites callovo-oxfordiennes par une étude détaillée de leurs variations et de leur variabilité spatiale.

Depuis près de quinze ans, l'Andra mène un important programme scientifique pour acquérir des connaissances en vue d'un éventuel stockage de déchets radioactifs en milieu géologique profond. L'outil de recherche le plus important est le laboratoire souterrain de Meuse/Haute-Marne, implanté à 490 mètres de profondeur au coeur d'une formation d'argilites datées du Callovo-Oxfordien. L'étude détaillée des variations spatiales de cette série est nécessaire pour prédire le comportement des argiles dans une zone de 250 km² autour du laboratoire actuel et mettre en évidence des défauts d'homogénéité comme d'éventuels niveaux condensés voire même des arrêts de sédimentation. Cette étude revient à répondre à la question « quel est le temps réellement enregistré par des sédiments ? », une problématique qui peut avoir des applications importantes dans les mondes industriel et scientifique.

Basée sur les travaux récents, cette thèse a pour objectif de tirer le meilleur parti possible des données diagraphiques haute définition et d'optimiser leur étude pour préciser et caractériser les variations et la variabilité spatio-temporelle des argilites du site de Meuse/Haute-Marne.

Une première échelle de variabilité est donnée par les diagraphies conventionnelles, qui mettent en évidence des variations verticales pluri-métriques qui peuvent être corrélées puits à puits. Une deuxième échelle de variabilité est donnée par l'analyse détaillée d'un outil à haute résolution : le FMI[®], sur lequel des alternances régulières de niveaux argileux et plus carbonatés sont clairement identifiées. Trois niveaux de cyclicité ont pu être quantifiés par une analyse variographique de l'ensemble des données diagraphiques et des données FMI[®]. Une correspondance entre les périodes mises en évidence et les cycles orbitaux de Milankovitch, dont les durées sont connues, a pu être établie. Elle constitue la première étape vers le passage à un repère géochronologique.

La caractérisation des variations fines du taux de sédimentation a nécessité l'utilisation d'outils géostatistiques adaptés tels que l'analyse krigeante factorielle. L'estimation locale des périodes verticales a montré les variations fines du taux de sédimentation, repéré les niveaux condensés, et ainsi permis de quantifier ces variations et de compter le nombre exact de cycles dans un intervalle donné.

Le passage à un repère géochronologique a d'abord permis d'estimer des durées et en particulier la durée d'unités biostratigraphiques, avec une imprécision d'environ 100 000 ans, dans des étages (Callovien et Oxfordien) où les durées absolues ne sont quasiment pas connues. Il a également mis en évidence un diachronisme du changement d'interstratifiés Illite/Smectite et a fourni sa quantification. Enfin, l'étude des variations du taux moyen de sédimentation dans un repère géochronologique a montré les évolutions verticales et latérales du taux de sédimentation à l'échelle du site de Meuse/Haute-Marne et le synchronisme de la plupart des niveaux condensés. Elle a infirmé certaines hypothèses concernant la présence de hiatus et en a validé d'autres, et dans ce cas a abouti à l'estimation de la durée de ces hiatus.

La méthodologie développée pourra être étendue aux nouveaux forages Andra (2007-2008), afin d'affiner l'étude de la variabilité spatiale des argilites callovo-oxfordiennes et d'étudier par exemple la variabilité des propriétés mécaniques dans un référentiel géochronologique. Cette méthodologie pourra avoir des applications dans le domaine industriel pour l'étude des roches couverture, où la sédimentation est supposée continue dans les interprétations et les modélisations habituelles alors que la présence de hiatus est vraisemblable, ou pour l'étude des roches couverture des sites potentiels de stockage du CO₂.

Abréviations

AHT / AIT	: Array Induction Imager Tool (Schlumberger). Outil de résistivité.	<i>ohm.m</i>
BC	: Background Conductivity. Conductivité de la matrice.	<i>mS/m</i>
CMR	: Combinable Magnetic Resonance Tool (Schlumberger). Outil nucléaire.	
CVN 1	: Forage Chevillon 1	
DF	: Derrick Floor	
DRX	: Diffraction Rayons X	
DSI	: Dipole Shear Sonic Imager (Schlumberger). Outil acoustique.	
DT / DT4P	: Sonique.	<i>μs/ft</i>
ERM	: Etudes Recherches Matériaux	
FMI	: Fullbore Formation MicroImager (Schlumberger). Outil d'imagerie.	
FSP	: Forages Scientifiques Profonds	
FRF	: Forages de Reconnaissance de la Formation	
GR	: Gamma Ray.	<i>GAPI</i>
HAVL	: Haute Activité Vie Longue	
HCAL/CAL	: Caliper. Diamètreur.	<i>Inch</i>
HDRA	: Density correction.	<i>g/cm³</i>
I/S R = 0	: Interstratifiés Illite/Smectite Irréguliers	
I/S R = 1	: Interstratifiés Illite/Smectite Réguliers	
I/S	: Interstratifiés Illite/Smectite	
JV 101	: Forage Joinville 101	
LDT	: Litho Density Tool	
LS	: Limite de séquence	
LZV 1	: Forage Lezeville 1	
MFS	: Surface d'Inondation Maximale	
MNY 1	: Forage Meligny 1	
ODP	: Ocean Drilling Program	
PAX	: Puits auxiliaire (EST 205)	
PEFZ/PEF	: Standard Resolution Formation Photoelectric Factor	
PPA	: Puits principal (EST 204)	
RHOB	: Bulk Density. Outil de densité.	<i>g/cm³</i>
RHOZ	: Standard Resolution Formation Density. Outil de densité.	
RIO	: Repère Inférieur Oolithique. <i>Remarque: Dans les argilites du Callovien-Oxfordien, on parlera « d'équivalent latéral du RIO » puisqu'il n'y a pas d'oolite.</i>	
S1, S1bis, S1A	: Surfaces séquentielles (Curial, 2005)	
SFL	: Spherically Focused Log Resistivity	
SGR	: Spectroscopy Gamma Ray.	<i>GAPI</i>
SI	: Surface d'inondation maximale	
TCMR	: Total CMR Porosity.	
UBI	: Ultrasonic Borehole Imager (Schlumberger). Outil d'imagerie.	

Table des matières

INTRODUCTION	11
CHAPITRE 1	16
 CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU CALLOVO-OXFORDIEN DE L'EST DU BASSIN DE PARIS ...	16
1. <i>Paléogéographie de la sédimentation callovo-oxfordienne.....</i>	<i>17</i>
2. <i>Localisation géologique de la zone d'étude dans le contexte du Bassin de Paris au Jurassique</i>	<i>18</i>
3. <i>Géologie de la zone d'étude</i>	<i>19</i>
4. <i>Origine et comportement des failles régionales au cours du temps</i>	<i>20</i>
5. <i>Localisation des forages Andra étudiés.....</i>	<i>21</i>
6. <i>Chronostratigraphie de la formation argileuse du Callovo-Oxfordien.....</i>	<i>22</i>
7. <i>Données diagraphiques mesurées dans les argilites</i>	<i>23</i>
8. <i>Séquences sédimentaires et conditions de dépôt</i>	<i>24</i>
9. <i>Minéralogie des argilites du site de Meuse/Haute-Marne.....</i>	<i>25</i>
10. <i>Etat des connaissances sur les alternances marno-calcaires.....</i>	<i>26</i>
CHAPITRE 2	30
 PRETRAITEMENT ET ANALYSE EXPLORATOIRE DES DONNEES DIAGRAPHIQUES.....	30
1. <i>Réalisation d'une base de données.....</i>	<i>31</i>
1.1 <i>Les bases de données existantes</i>	<i>31</i>
1.2 <i>La base de données geo-diag.....</i>	<i>31</i>
2. <i>Analyse des données diagraphiques</i>	<i>32</i>
2.1 <i>Les études Andra faites à partir des données diagraphiques.....</i>	<i>32</i>
2.2 <i>Les corrélations diagraphiques</i>	<i>33</i>
2.3 <i>Valeur stratigraphique des corrélations diagraphiques</i>	<i>40</i>
2.4 <i>Exploitation des corrélations diagraphiques</i>	<i>47</i>
2.5 <i>Le changement d'interstratifiés est il synchrone ?.....</i>	<i>51</i>
3. <i>Conclusion.....</i>	<i>53</i>
CHAPITRE 3	55
 LES IMAGERIES DE PAROI DANS LES ARGILITES DU CALLOVIEN-OXFORDIEN	55
1. <i>La sonde d'imagerie électrique : FMI®</i>	<i>56</i>
2. <i>Le traitement ('processing') des images.....</i>	<i>57</i>
2.1 <i>Les corrections</i>	<i>57</i>
2.2 <i>La normalisation.....</i>	<i>57</i>
2.3 <i>Le traitement BorTex®</i>	<i>58</i>
3. <i>Interprétation des images FMI®</i>	<i>60</i>
3.1 <i>Premières observations des images FMI®</i>	<i>60</i>
3.2 <i>Analyse conjointe des images FMI® et des carottes.....</i>	<i>60</i>
3.3 <i>La relation FMI® - Calcimétrie.....</i>	<i>69</i>
4. <i>Les variations du taux de sédimentation sur les images FMI® et UBI®</i>	<i>76</i>
4.1 <i>Interprétation des images FMI® au Callovien supérieur.....</i>	<i>76</i>
4.2 <i>Interprétation des images FMI® au sommet de l'Oxfordien inférieur</i>	<i>78</i>
4.3 <i>Analyse et interprétation de l'UBI® du forage EST 205.....</i>	<i>79</i>
5. <i>Conclusion.....</i>	<i>81</i>

CHAPITRE 4	83
ANALYSE VARIOGRAPHIQUE DU SIGNAL DIAGRAPHIQUE.....	83
1. <i>Introduction sur les cycles orbitaux</i>	<i>85</i>
2. <i>Le choix des intervalles d'étude</i>	<i>85</i>
2.1 Les différentes possibilités d'intervalles d'étude.....	85
2.2 La détermination d'intervalles homogènes.....	88
3. <i>Analyse variographique des diagraphies conventionnelles.....</i>	<i>92</i>
3.1 Les outils utilisés.....	92
3.2 Les paramètres des variogrammes.....	93
3.3 L'analyse des variogrammes.....	93
4. <i>L'analyse des périodogrammes des diagraphies conventionnelles</i>	<i>102</i>
4.1 Quelques notions sur l'analyse fréquentielle.....	102
4.2 Les résultats de l'analyse fréquentielle des diagraphies conventionnelles.....	102
5. <i>Analyse variographique des données FMI®</i>	<i>104</i>
5.1 Le choix des données	104
5.2 Les paramètres du variogramme.....	105
5.3 L'analyse des variogrammes.....	105
6. <i>L'analyse des périodogrammes des données FMI®</i>	<i>111</i>
7. <i>Comment confirmer les périodes les plus courtes obtenues par l'analyse du FMI® ?</i>	<i>113</i>
7.1 Analyse géostatistique de l'outil DSI®	113
7.2 Analyse géostatistique du gamma ray des forages situés dans les galeries.....	116
8. <i>La modélisation des variogrammes.....</i>	<i>119</i>
8.1 Définition de la modélisation	119
8.2 Les logiciels utilisés	119
8.3 Exemples.....	120
8.4 Interprétation de la cyclicité.....	122
9. <i>Conclusion.....</i>	<i>128</i>
CHAPITRE 5	129
ANALYSE KRIGEANTE DES COMPOSANTES CYCLIQUES DU SIGNAL.....	129
1. <i>Présentation de l'analyse krigéante</i>	<i>130</i>
1.1 Approche théorique.....	130
1.2 Quelques exemples d'application de l'analyse krigéante	131
1.3 Le logiciel utilisé.....	132
1.4 Les tests effectués pour comprendre l'outil.....	132
2. <i>Analyse krigéante de l'intervalle 2</i>	<i>133</i>
2.1 Résultats de l'analyse krigéante factorielle des données diagraphiques dans les forages EST 312 et EST 322	133
2.2 Résultats de l'analyse krigéante factorielle dans l'ensemble des forages.....	135
2.3 L'étude approfondie de l'intervalle 2 des forages HTM 102, EST 205 et EST 104.....	137
3. <i>Y a-t-il un hiatus dans l'intervalle 1 ?</i>	<i>140</i>
3.1 L'intervalle 1 du forage EST 322.....	140
3.2 L'intervalle 1 du forage EST 312.....	146
3.3 L'intervalle 1 du forage MSE 101.....	152
3.4 Conclusion	156
4. <i>Y a-t-il des variations du taux de sédimentation au sein de l'intervalle 3 ?</i>	<i>158</i>
5. <i>Conclusion.....</i>	<i>161</i>
CHAPITRE 6	163
LE PASSAGE A UN REPERE GEOCHRONOLOGIQUE DANS L'ENSEMBLE DES ARGILITES.....	163
1. <i>Le Callovien moyen</i>	<i>164</i>
1.1 Les propriétés des argilites du Callovien moyen	164
1.2 L'analyse géostatistique des sédiments datés du Callovien moyen	164

2.	<i>Le Callovien supérieur</i>	170
2.1	Les variations d'épaisseur des argilites du Callovien supérieur	170
2.2	L'analyse géostatistique des sédiments datés du Callovien supérieur	171
2.3	Comparaison entre les cycles d'excentricité de la conductivité de la matrice et de la susceptibilité magnétique.....	175
2.4	Synthèse	176
2.5	Conclusion sur les intervalles datés du Callovien moyen et supérieur	177
3.	<i>Quelle est la signification des modulations d'amplitude de l'estimation de la précession ?</i>	179
3.1	Les variations d'amplitude de l'Oxfordien inférieur du forage EST 322	179
3.2	La comparaison entre le contrôle orbital et l'enregistrement stratigraphique	182
3.3	Synthèse	184
4.	<i>Etude de la compaction</i>	186
4.1	Etude de la compaction à partir des données diagraphiques.....	186
4.2	Etude de la compaction à partir de mesures directes	187
5.	<i>Conclusion</i>	191
CHAPITRE 7		193
RESULTATS ET DISCUSSION		193
1.	<i>Estimation des durées</i>	195
1.1	Estimation de la durée de la zone à Coronatum datée (Callovien moyen).....	195
1.2	Estimation de la durée de la zone à Lamberti (Callovien supérieur)	196
1.3	Estimation de la durée de la zone à Mariae datée de l'Oxfordien inférieur	197
1.4	Comparaison avec les autres estimations	198
2.	<i>Quantification du diachronisme du changement d'interstratifiés</i>	199
3.	<i>Organisation spatiale des variations du taux de sédimentation</i>	202
4.	<i>Comment interpréter les variations du taux de sédimentation ?</i>	209
4.1	Le changement du taux de sédimentation daté de la base de l'Oxfordien inférieur.....	209
4.2	Le changement du taux de sédimentation daté du Callovien moyen	211
4.3	Les changements du taux de sédimentation datés du Callovien supérieur.....	213
5.	<i>Synthèse</i>	215
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES		219
1.	<i>Interprétation et valorisation des données diagraphiques</i>	220
2.	<i>Caractérisation des variations spatio-temporelles</i>	221
3.	<i>Interprétation géologique des résultats</i>	223
4.	<i>Perspectives</i>	225
BIBLIOGRAPHIE		229
ANNEXES		241

Introduction

Ce chapitre introductif présente la problématique de la thèse, réalisée en partenariat avec l'Andra : elle sera explicitée après de brefs rappels sur le projet de stockage de l'Andra.

1. Le projet de stockage des déchets HAVL

L'Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs (Andra) est l'établissement public chargé de la gestion à long terme de l'ensemble des déchets radioactifs produits en France. La loi du 30 décembre 1991 (loi n°91-1381) a confié à l'Andra la mission d'évaluer la faisabilité d'un stockage de déchets radioactifs de haute activité et à vie longue (HAVL) en couche géologique profonde, dans une logique de réversibilité, notamment grâce à la réalisation de laboratoires souterrains.

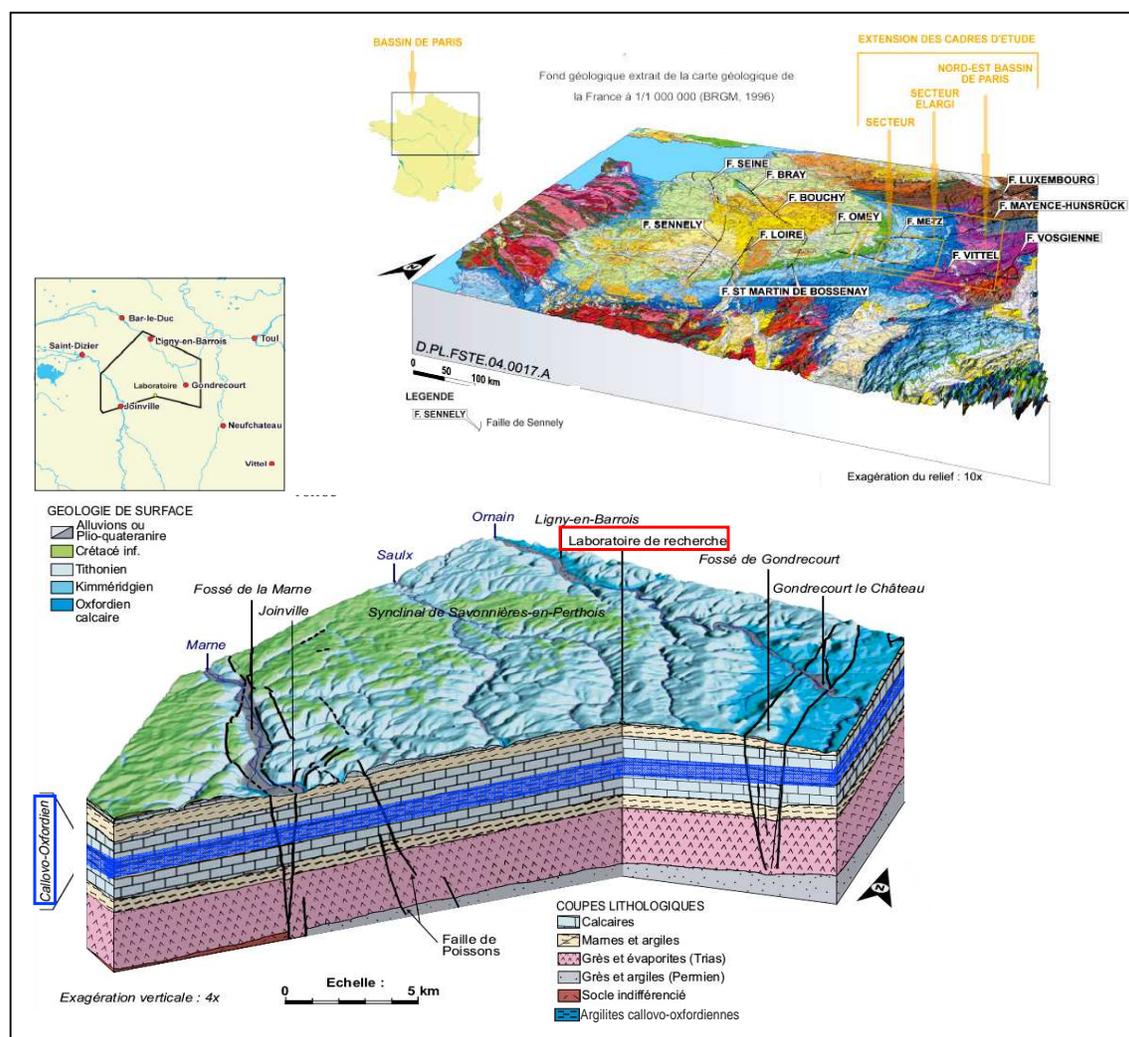


Figure 1 : Géologie du Bassin de Paris et bloc diagramme géologique du secteur de Meuse/Haute-Marne

A la suite des investigations réalisées entre 1995 et 2005, un Laboratoire souterrain a été construit sur le site de Bure, à la limite des départements de la Meuse et de la Haute-Marne, dans un niveau d'argilites (couche hôte) daté du Callovo-Oxfordien, suffisamment épais (supérieure à 130 m), de profondeur comprise entre 400 et 600 m (Figure 1). L'ensemble de la série sédimentaire faisant l'objet des investigations appartient au Mésozoïque, la couche du Callovo-Oxfordien et ses encaissants étant d'âge Jurassique. Il s'agit d'une série montrant des alternances de niveaux calcaires et de niveaux argilo-marneux de très faible perméabilité (Kimméridgien, Callovo-Oxfordien, Lias), monoclinale avec un pendage de 1 à 1,5 degré vers le nord-ouest.

Depuis le 28 juin 2006, la loi n°2006-739 relative à la gestion durable des matières et des déchets radioactifs prolonge la démarche de la loi dite « Bataille » de 1991 en précisant que pour le stockage réversible en couche géologique profonde, il est prévu de réunir pour l'échéance 2015 les éléments nécessaires à une demande d'autorisation de construction. Dans ce cadre, les études et recherches à mener ont pour objectifs de choisir un site et de concevoir un centre de stockage. Le cadre géographique des investigations prévues correspond à une zone (de transposition) d'environ 250 km², située autour du Laboratoire, dans laquelle les propriétés mesurées dans le Laboratoire peuvent être transposées.

2. Problématique de la thèse

2.1 Le contexte général de la thèse

Les données dont dispose l'ingénieur (carottes, diagraphies, essais de puits, sismique...) ne permettent qu'une connaissance discontinue de ces séries à cause de l'espacement des ouvrages donnant accès à l'information, qui est couramment de plusieurs centaines de mètres, voire un kilomètre ou plus. Un problème majeur est donc l'interpolation entre des données très espacées. Par ailleurs, cette interpolation se doit d'être aussi réaliste que possible.

Des réponses au problème de l'interpolation entre les données de forages peuvent être apportées par les méthodes de la sédimentologie et de la géostatistique. Ces approches ont fait l'objet d'études approfondies pour la caractérisation des réservoirs d'hydrocarbures, et particulièrement pour les roches réservoir. Par contre, une telle approche n'a été qu'ébauchée pour les roches couverture (argiles, argilites). Ces études ont montré que la connaissance des lois statistiques qui représentent la distribution des propriétés des roches dans l'espace est une donnée essentielle pour une interpolation fine des données. Ces lois seront déterminées, dans les argilites callovo-oxfordiennes, par une étude détaillée des variations et de la variabilité spatiale combinant les signatures géophysiques et les paramètres lithologiques, minéralogiques, chimiques, etc., disponibles à partir des carottes.

L'étude des variations spatiales des propriétés des argilites permettra de mettre en évidence d'éventuels niveaux condensés voire même des arrêts de sédimentation. Répondre à la question « quel est le temps représenté dans une série sédimentaire et quel est le temps réellement enregistré par des sédiments ? » peut avoir des applications importantes dans les mondes industriel et scientifique. En effet, l'obtention des paramètres contraignant les taux de sédimentation et de compaction est au coeur des recherches en géologie pétrolière.

La thèse s'inscrit dans les deux problématiques énoncées ci-dessus.

2.2 Etat des connaissances sur la variabilité spatiale des argilites

En général, la variabilité intra-formationnelle des propriétés des argiles sédimentaires à l'échelle métrique et hectométrique est rarement étudiée, la majorité des efforts de recherche dans les milieux argileux à ce jour s'étant plutôt portés sur les zones perméables du sous-sol.

Le site de Meuse/Haute-Marne offre des propriétés uniques d'étude de telles séries (sismiques 2D et 3D, forages entièrement carottés, jeux complets de diagraphies, observations directes des roches dans les puits et les galeries et nombreuses expérimentations dans celles-ci). Dans la couche hôte (argilites), l'étude de la variabilité a été abordée en deux étapes : 1) la description de la succession verticale des lithofaciès au droit des différents forages, qui s'appuie conjointement sur l'observation des déblais de forages, les enregistrements de diagraphies différées et les données calcidolomimétriques, 2) l'élaboration d'un schéma d'évolution latérale des différentes unités, par corrélation entre les différents forages étudiés.

Dans les argilites callovo-oxfordiennes, plusieurs échelles de variabilité spatiale ont été identifiées. La première échelle de variabilité est donnée par la sismique, qui montre des variations (pluri-) métriques (verticalement) à décamétriques (horizontalement). La deuxième échelle de variabilité est accessible par l'analyse des diagraphies conventionnelles qui permettent, à partir de l'analyse séquentielle, de définir trois séquences d'ordre trois dans la couche d'argilite et d'en montrer les variations latérales d'épaisseur. Les données biostratigraphiques, lithologiques et minéralogiques permettent d'obtenir des découpages verticaux de la formation. Les épaisseurs des intervalles définis par ces découpages varient latéralement de un à plusieurs mètres.

Cette compréhension de la variabilité dans l'espace ne permet pas de savoir si le temps est enregistré en continu dans la série callovo-oxfordienne. La variabilité n'est pas seulement spatiale, elle est aussi temporelle. La biostratigraphie fournit des indicateurs fiables de positionnement sur l'échelle des temps mais généralement sans valeur absolue (par manque de datations radiochronologiques). Au niveau du site, la résolution de ce découpage peut aller jusqu'à l'horizon. La durée de ces horizons n'est pas du tout connue de façon absolue (habituellement : division du temps entre deux valeurs radiochronologiques). Une étude précise des variabilités nécessite une bonne connaissance des durées à l'intérieur de chacun des intervalles définis par la biostratigraphie (zone, sous-zone ou horizon).

Une approche, la cyclostratigraphie, a été testée par Brégoïn (2003) sur les diagraphies classiques puis par Huret (2006) sur des données de susceptibilité magnétique mesurées tous les 4 cm sur les carottes des forages Andra.

Basée sur les travaux récents, cette thèse a pour objectif de tirer le meilleur parti possible des données diagraphiques haute définition et d'optimiser leur étude pour préciser et caractériser les variations et la variabilité spatio-temporelle des argilites du site de Meuse/Haute-Marne et ultérieurement prédire leur évolution dans une zone de 300 km² autour du laboratoire actuel. Le travail est basé sur l'étude des données diagraphiques mesurées dans les argilites du Callovo-Oxfordien, ce qui évidemment n'exclut pas, bien au contraire, la prise en compte de connaissances apportées par ailleurs (géologie régionale, biostratigraphie, mesures sur carottes, sismique). Il s'appuiera sur l'analyse géostatistique des données. Pour faire ressortir les corrélations verticales et latérales (par exemple les cyclicités et les lacunes de sédimentation), les données seront élaborées (conversion profondeur – temps) et les outils géostatistiques feront si nécessaire l'objet d'adaptations spécifiques.

L'originalité de la démarche de ce travail repose :

- Sur l'analyse détaillée et la valorisation des outils diagraphiques dans un milieu argileux rarement étudié par ces outils.
- Sur l'analyse conjointe de l'ensemble des données : diagraphies, observations des carottes, données biostratigraphiques, lithologiques et minéralogiques, permettant d'aller au-delà de l'analyse de routine des diagraphies ou encore de la simple description lithologique.
- Sur le traitement et l'analyse fine des imageries de paroi dans les argilites du site de Bure
- Sur la valorisation, d'un point de vue sédimentologique, de ces imageries, nécessitant l'intervention de spécialistes.
- Sur l'échelle (< 1 m) à laquelle les variations et les corrélations ont été recherchées.
- Sur le développement d'une méthodologie géostatistique de traitement des diagraphies haute résolution pour repérer les cycles astronomiques et les hiatus. En effet, la résolution à laquelle nous avons travaillé pour mettre en évidence les variations du taux de sédimentation et l'homogénéité lithologique dans certains intervalles nécessitent le développement de méthodes adaptées.
- Sur le passage à un repère géochronologique permettant de quantifier les éventuels hiatus ou diachronismes.

3. Architecture du mémoire

Ce mémoire s'organise en sept chapitres :

- Chapitre 1 : Un bref rappel du contexte géographique, paléogéographique et géologique.
- Chapitre 2 : Le prétraitement et l'analyse exploratoire des données et le choix des logs discriminants. Cette étape comprend le recensement de l'ensemble des données diagraphiques, la mise en cohérence des paramètres mesurés et le calage par rapport aux autres données issues du même forage.
- Chapitre 3 : Les imageries de paroi dans les argilites. Il s'agit de la valorisation des diagraphies à haute résolution et de l'examen des correspondances entre les paramètres, des différences et des complémentarités.
- Chapitre 4 : Les résultats de l'analyse variographique des données diagraphiques. L'analyse structurale des données permet d'obtenir la première caractérisation géostatistique de la variabilité spatiale de l'Oxfordien inférieur.
- Chapitre 5 : L'analyse krigeante des données diagraphiques. Cette étape permet de passer à un repère géochronologique dans l'Oxfordien inférieur.
- Chapitre 6 : Le passage à un repère géochronologique dans la totalité de la formation. La méthodologie développée dans l'Oxfordien est appliquée au Callovien moyen et au Callovien supérieur. La quantification du taux de compaction est également traitée dans ce chapitre.
- Chapitre 7 : Interprétation géologique des résultats obtenus.
- Conclusions générales et perspectives

Chapitre 1

Contexte géographique et géologique du Callovo-Oxfordien de l'Est du bassin de Paris

1. Paléogéographie de la sédimentation callovo-oxfordienne.....	17
2. Localisation géologique de la zone d'étude dans le contexte du Bassin de Paris au Jurassique.....	18
3. Géologie de la zone d'étude	19
4. Localisation des forages Andra étudiés.....	21
5. Chronostratigraphie de la formation argileuse du Callovo-Oxfordien.....	22
6. Données diagaphiques mesurées dans les argilites	23
7. Séquences sédimentaires et conditions de dépôts	24
8. Minéralogie des argilites du site de Meuse/Haute-Marne.....	25

Ce chapitre replace les données dans leur contexte paléogéographique, géologique, structural et séquentiel. Nous devons connaître l'histoire du Bassin Parisien pour valoriser les résultats des études sédimentologiques et géostatistiques menées durant la thèse. La plupart des aspects ont été étudiés en détail par l'Andra à partir des investigations menées entre 1995 et 2005 et des travaux réalisés, par exemple, par Mégnien (1980), Dugué (1991), Pellenard et al. (1999), Collin & Courville (2000), Robin et al. (2000), Thierry & Barrier (2000), Guillocheau et al. (1999, 2002), Dromart et al. (2003) et Robelin (2004) et sont synthétisés en partie dans le Volume 1 du référentiel intitulé 'Modèle géologique du secteur d'étude'. Cette synthèse a fait l'objet de lectures approfondies et critiques de la part des scientifiques participant aux évaluations des travaux de l'Andra. Une bibliographie extensive est donnée dans ce référentiel. Ce chapitre est constitué principalement d'extraits du chapitre 10 intitulé 'Le contexte sédimentaire et paléogéographique du secteur d'étude'. Les textes tirés du référentiel apparaissent dans des encadrés.

Les cartes de localisation des forages Andra et des forages pétroliers, qui serviront dans tout ce mémoire ont également été insérées dans ce chapitre ainsi qu'une courte définition des principaux outils diagaphiques disponibles dans l'ensemble des forages Andra.

1. Paléogéographie de la sédimentation callovo-oxfordienne

Le « bassin » de Paris, tel qu'il apparaît dans sa morphologie actuelle avec l'ensemble des terrains sédimentaires plongeant vers la Brie qui en constitue le centre, n'existe pas au Callovien et à l'Oxfordien ; cette géométrie est principalement le résultat de la déformation alpine (Miocène). Au Jurassique moyen et supérieur, c'est une mer épicontinentale qui assure la liaison entre l'océan téthysien au Sud-Est et l'Atlantique central qui commence à s'ouvrir (Thierry et Barrier, 2000). Cette mer est parsemée de grandes îles dont l'origine est hercynienne : Massif du Brabant, Massif Armoricain, Massif de Cornouailles, etc. et qui peuvent, à certaines périodes, être immergées (Figure 2). D'autres massifs de socle, telles que les Vosges restent sous les eaux (Guillocheau et al., 2002) ; le Massif central ne semble être émergé que sur de brèves périodes.

La latitude basse du bassin de Paris à cette période (N25° à N30°) (Thierry et Barrier, 2000 ; Guillocheau et al., 2002) et le faible volume de terres émergées, pénéplanées, favorisent le développement de plates-formes soit carbonatées, comme celles du Dogger (Bajocien à Callovien inférieur) et de l'Oxfordien moyen à supérieur, soit mixtes carbonatées/terrigènes, comme celle de l'épisode argileux du Callovo-Oxfordien, dans une mer dont la profondeur reste peu importante, au maximum de l'ordre de la centaine de mètres.

Référentiel 2005, chapitre 10, p. 87/271

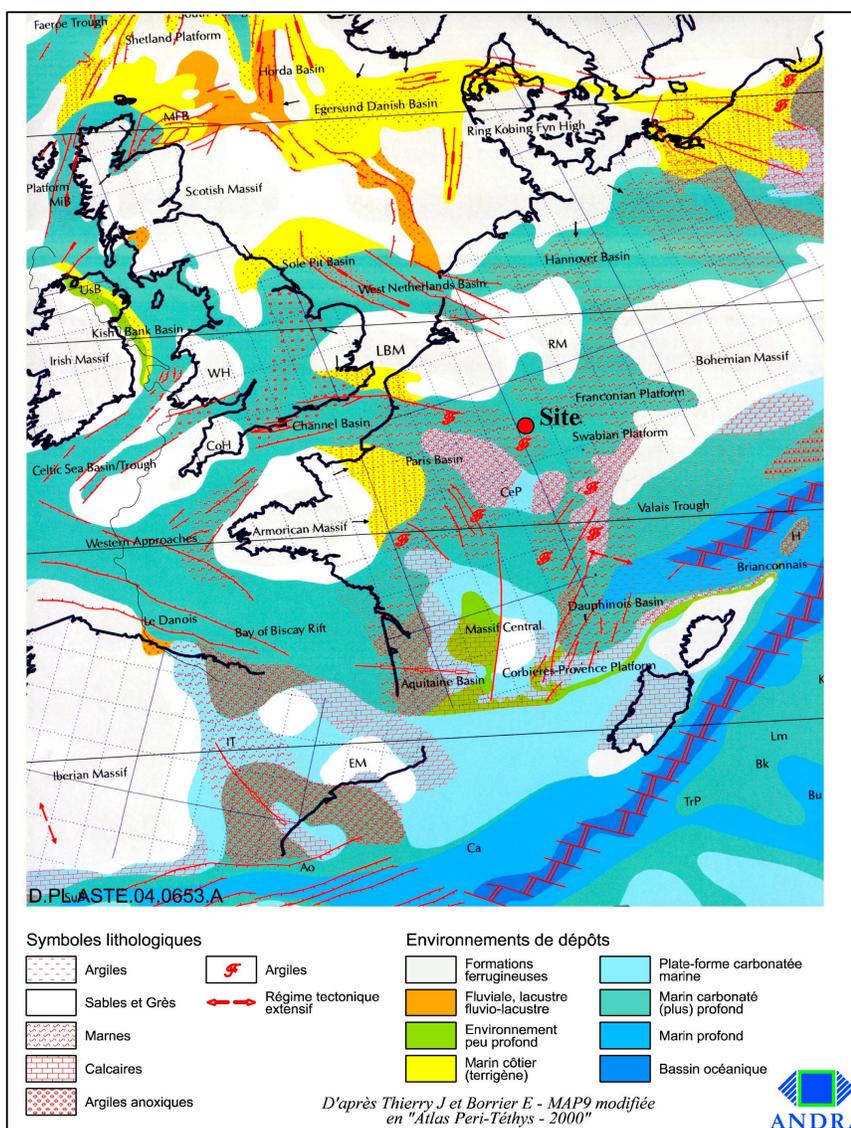


Figure 2 : Carte Paléogéographique au Callovien

2. Localisation géologique de la zone d'étude dans le contexte du Bassin de Paris au Jurassique

Le bassin de Paris est un bassin intracratonique subcirculaire, légèrement plus allongé dans la direction Est/Ouest (600 km) que dans la direction Nord/Sud (500 km). Il repose sur un socle cadomien et varisque (Figure 3A) dans lequel apparaissent de petits bassins permien isolés et discontinus. Actuellement, il est bordé par les massifs anciens de socle : Ardennes au Nord-Est, Vosges à l'Est, Morvan au Sud-Est, Massif central au Sud, Massif armoricain à l'Ouest, dont certains n'ont été décapés qu'à partir du Tertiaire. L'épaisseur maximale de sédiments du Mésozoïque à l'actuel se situe à l'est de Paris, dans la Brie, où le socle anté-Permien a été rencontré à 3 180 m de profondeur, sous environ 150 m de Tertiaire, 1 000 m de Crétacé, 1 500 m de Jurassique et 500 m de Permo-Trias.

La zone d'étude se situe sur la bordure orientale de ce bassin, à environ 100 km au Nord-Ouest des Vosges hercyniennes, qui est le massif ancien le plus proche (Figure 3B).

Plus précisément, la zone d'étude fait partie de la zone ardennaise délimitée par la faille de Vittel, au Sud, et la structure de Bray au Nord-Ouest. Au Callovien et à l'Oxfordien inférieur, cette région est submergée, elle est le siège d'une sédimentation à dominante argileuse et marneuse (Mégrien, 1980) et (Thierry et Barrier, 2000) alors que la plateforme bourguignonne, immédiatement au Sud, n'est couverte que par de faibles épaisseurs de formations à dominante calcaire, souvent interrompues par des lacunes de sédimentation.

Référentiel 2005, chapitre 10, p. 89/271

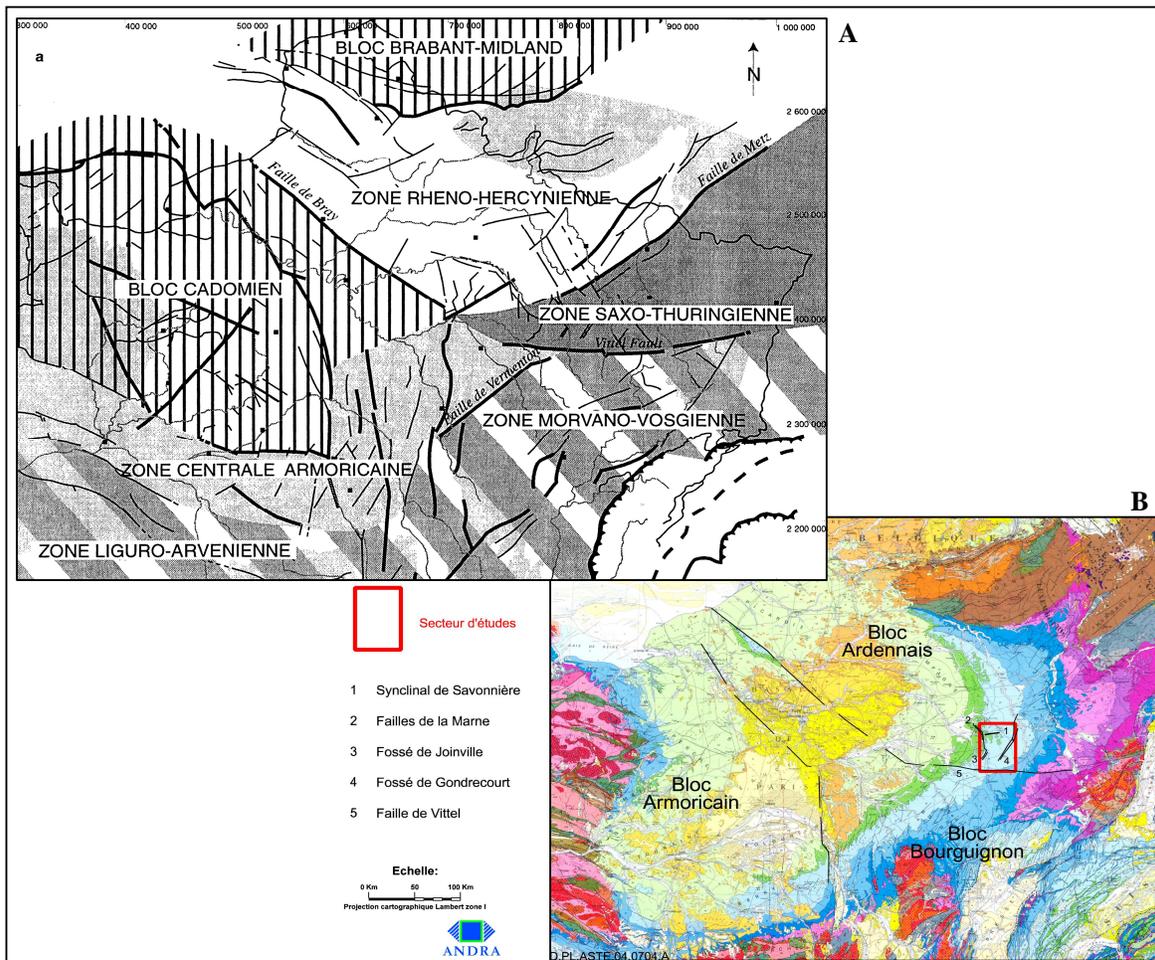


Figure 3 : Cadre structural du Bassin de Paris.

A) principales unités du socle cadomo-varisque du Bassin de Paris (Guillocheau et al., 1999)

B) Position du secteur d'étude dans le cadre géologique du Bassin de Paris.

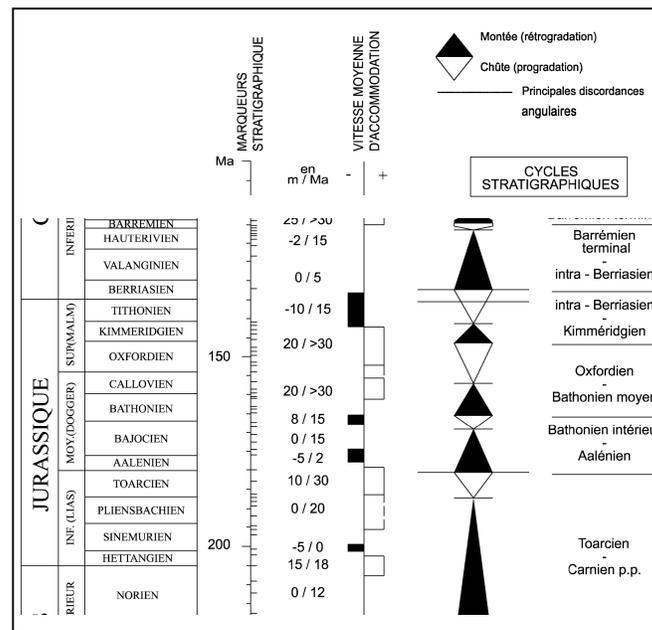
3. Géologie de la zone d'étude

C'est la subsidence du soubassement ancien qui a permis aux sédiments de s'accumuler et de se conserver dans ce bassin intracratonique. En première approche et à l'échelle des 230 millions d'années de l'histoire du bassin (du Trias à l'Actuel), cette subsidence a pour origine une relaxation thermique avec un rapport subsidence/diamètre d'environ 5 m/km, soit 5/1 000, valeur qui caractérise les bassins de plate-forme stable (Cavelier et al., 1980 ; Curnelle et al, 1986). L'accommodation de ce bassin a tendance à diminuer de façon exponentielle depuis le Trias jusqu'à la fin de l'Oligocène (Robin et al, 2000).

A cette évolution à très long terme se superpose une composante tectonique à l'échelle de cycles de 10 à 40 millions d'années (Guillocheau et al., 1999 ; Robin et al, 2000) qui explique certaines phases d'accélération de subsidence (Callovien – Kimméridgien) ou, au contraire, des phases de surrection. Le Jurassique peut être subdivisé en quatre cycles influencés par la tectonique, d'une durée de 10 à 40 Ma (Guillocheau et al., 1999 ; Robin et al., 2000) (Figure 4). La formation des argilites du Callovo-Oxfordien correspond à l'épisode détritique de fin du cycle de deuxième ordre qui débute au Bathonien moyen et se termine à l'Oxfordien, dans un contexte de subsidence de moyenne longueur d'onde à faibles gradients. La transition à un régime de subsidence d'origine thermique seule s'effectue au Callovien, période du passage d'un régime de rifting à celui de marge passive dans le domaine téthysien ligure (Guillocheau et al., 1999).

Après un épisode de calcaires bioclastiques à très faible taux de sédimentation «Dalle nacrée s.s.» en Bourgogne et Lorraine, daté du Callovien inférieur, s'installe une puissante assise marneuse et argileuse (les «Argiles de la Woèvre» surmontées des «Argiles (ou terrain) à Chailles» en Lorraine) qui correspond au maximum d'inondation du cycle. Cet épisode détritique fin est compris entre le Callovien moyen et l'Oxfordien inférieur. Selon certains travaux récents, il serait dû à un refroidissement global provoqué par une baisse de la teneur en CO₂ atmosphérique (Dromart et al., 2003), contrairement aux hypothèses antérieures qui considéraient que le climat de cette période était chaud à saisons contrastées, en se référant à la présence de kaolinite et smectite et aux fossiles de crocodiliens (Dugué, 1991).

La phase régressive de ce cycle ne résulte pas d'une suppression d'accommodation, mais d'une augmentation de la production carbonatée qui devient supérieure à la création d'espace disponible (Robin et al., 2000). A l'Oxfordien moyen la plate-forme carbonatée, progradante du nord vers le sud, comprend des formations à spongiaires et des récifs (Mégny, 1980). A l'Oxfordien supérieur, la sédimentation carbonatée s'intensifie et le bassin se comble progressivement, y compris dans l'Est.



Référentiel 2005, chapitre 10, p. 93/271

Figure 4: Cycles stratigraphiques majeurs de durée comprise entre 10 et 40 Ma, discordances angulaires et variations de la vitesse moyenne d'accommodation (Guillocheau et al., 1999).

4. Origine et comportement des failles régionales au cours du temps

Parmi les failles régionales, il convient de distinguer celles qui s'enracinent dans le socle, celles, au contraire, qui sont restreintes à la couverture, et celles pour lesquelles un découplage existe entre trace dans le socle et trace dans la couverture mais qui sont en relation de proximité (cas du système de failles de Poissons). Si la création des premières et des dernières, en relation avec le rejeu de failles de socle héritées de l'histoire antérieure est aisée à comprendre, en revanche la création de failles restreintes à la seule couverture est plus problématique.

D'un point de vue géométrique, les grandes failles du secteur sont en position convenable pour avoir joué en décrochement - respectivement dextre pour les failles de la Marne et de Poissons et senestre pour les fossés de Gondrecourt, Joinville et Roche-Bettaincourt - au cours de la compression « pyrénéenne ». Le synclinal de Savonnières, comme les structures adjacentes de même direction (anticlinal de Lorraine, synclinal de Luxembourg), est attribué au moins partiellement à la compression pyrénéenne. La compression pyrénéenne aurait réactivé en décrochement dextre la faille occidentale de la Marne et provoqué le plissement du panneau de couverture situé à l'Est, lui-même découplé de son substratum par l'intermédiaire du sel du Keuper.

L'effet principal de la phase jurassique semble être la création d'une ride de sel à l'emplacement du futur « fossé de Gondrecourt » (Figure 5). Cette ride, responsable de la localisation des zones préférentiellement déformées au cours de la phase « pyrénéenne », jouera le rôle de faille conjuguée par rapport aux failles de la Marne, ces dernières s'enracinant dans le socle. L'ensemble sera fortement réactivé pendant l'extension oligocène. L'empreinte de cette dernière phase est vraisemblablement la plus importante et conditionne la morphologie actuelle du secteur.

Si faille occidentale de la Marne, d'héritage hercynien, peut-être considérée comme une zone d'instabilité sédimentaire au cours du Trias et du Jurassique inférieur et moyen, et si certaines structures suggèrent une mobilité précoce – dès le Lias – des évaporites du Keuper, avec formation d'une ride de sel à l'aplomb du futur fossé de Gondrecourt, l'individualisation des grandes failles du secteur dans la couverture mésozoïque date, pour l'essentiel du Cénozoïque.

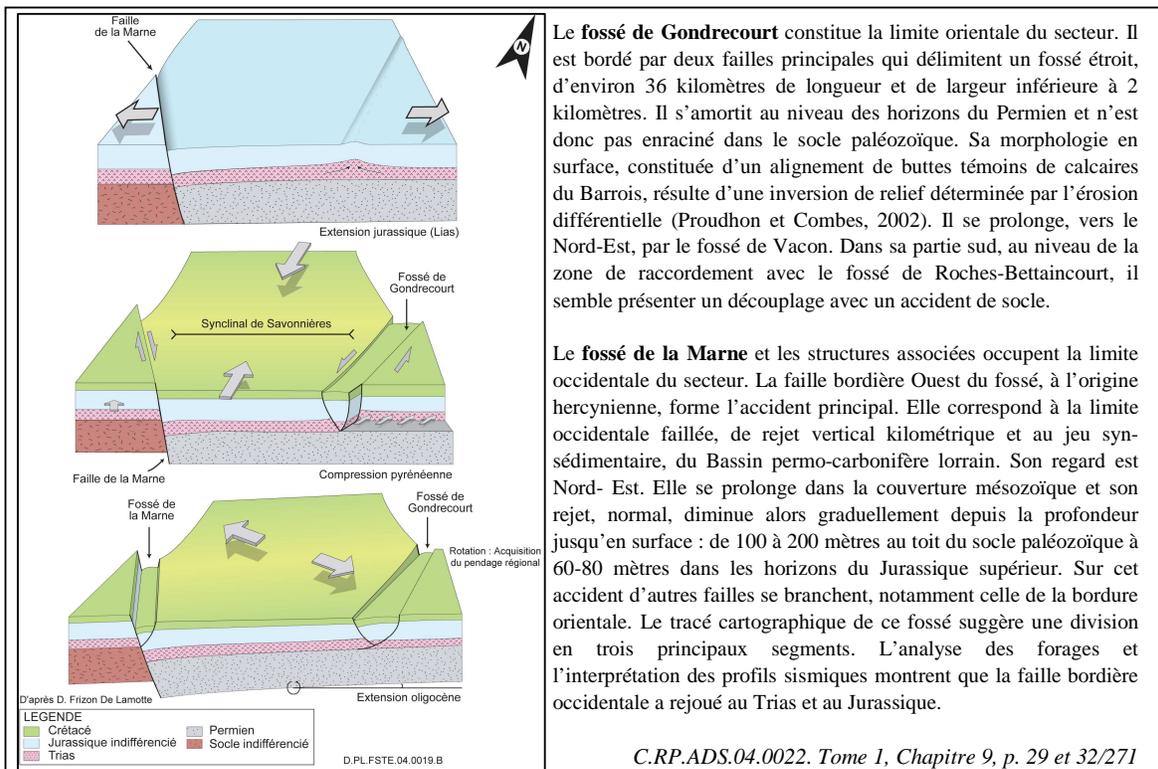


Figure 5 : Evolution géodynamique des failles du secteur de Meuse/Haute-Marne

5. Localisation des forages Andra étudiés

Nom des forages Andra (date)	X (Lambert 1)	Y (Lambert 1)	Distance par rapport au site
EST 312* (2003)	830 838.74	1 102 732.36	13 km
MSE 101 (1994)	816 816. 70	1 101 977.00	12 km
EST 205 / Puits Auxiliaire (PAX)	823 151.83	1 091 639.11	Sur le site
EST 204 / Puits d'Accès (PPA)	823 071.82	1 091 577.10	Sur le site
EST 104 (1996)	823 031.64	1 091 756.55	Sur le site
EST 322* (2003)	814 446.36	1 089 455.31	9 km
EST 342* (2003)	801 637.70	1 084 821.67	22 km
HTM 102 (1994)	824 178.28	1 089 019.34	3 km

* Les forages EST 312, EST 322 et EST 342 sont les Forages Scientifiques Profonds (FSP)

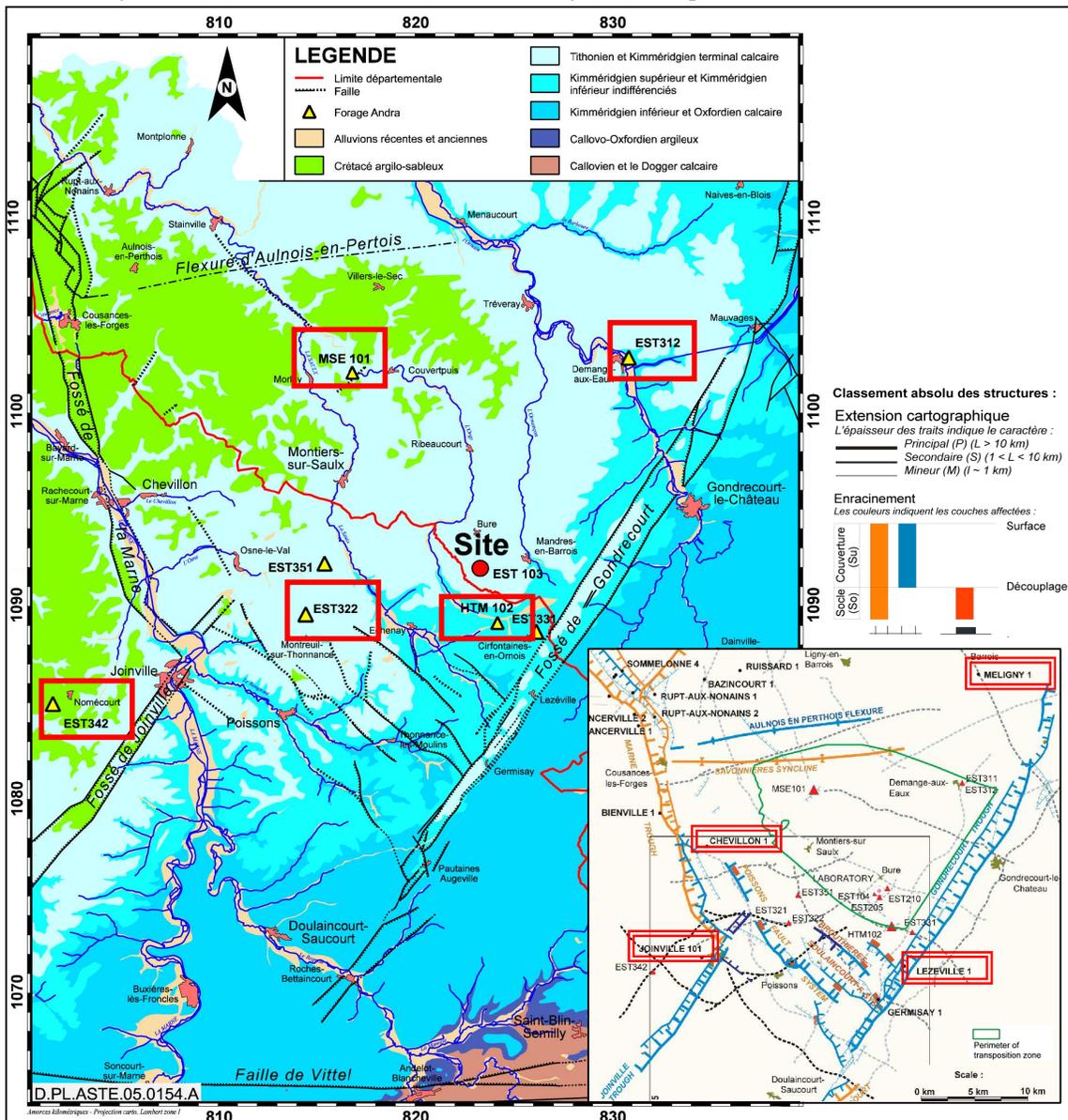


Figure 6 : Carte géologique du secteur de Meuse/Haute-Marne et principaux forages étudiés.

Les forages pétroliers étudiés sont encadrés (double trait) sur la carte en bas à droite.

6. Chronostratigraphie de la formation argileuse du Callovo-Oxfordien

Sur le secteur, la chronostratigraphie de la formation argileuse du Callovo-Oxfordien repose principalement sur la détermination des faunes d'ammonites établie avec précision dans les forages carottés HTM102, MSE101 et EST103/104, ainsi que dans les parties carottées des forages réalisés en 2003 : EST312, EST322 et EST342 (Thierry J., 2006). Le croisement avec d'autres méthodes bio-stratigraphiques de nature variée : brachiopodes, palynofaciès, voire foraminifères, apporte une convergence satisfaisante des datations. Ainsi, l'établissement de la zonation d'ammonites est très précis, avec un positionnement des limites en profondeur souvent d'ordre métrique. La formation des argilites repose sur les calcaires du Callovien inférieur, datés à l'aide de brachiopodes.

Le Callovien moyen : les Zones à Jason et Coronatum sont formellement reconnues dans les forages qui les ont traversées, elles correspondent aux argilites silteuses de la séquence inférieure (définie dans la partie suivante).

Le Callovien supérieur : Bien que correspondant à des épaisseurs très réduites de sédiments, les Zones à Athleta et Lamberti ont également été reconnues, de même que la Sous-zone à Lamberti a été mise en évidence dans la plupart des forages du secteur, les Sous-zones à Trezeense et Henrici sont reconnues de façon plus ponctuelle ; à remarquer que les cinq horizons de la Zone à Lamberti (de Nodosolum à Paucicostatum), qui correspondent à la base de la séquence médiane ont été reconnus dans le forage EST312 sur une épaisseur de 11,3 mètres (de 465,9 à 454,6 m de profondeur).

L'Oxfordien inférieur : les limites inférieures et supérieures de la Zone à Mariae sont définies à moins d'un mètre dans la majorité des forages échantillonnés. D'après l'étude de la cyclo-stratigraphie, cette zone pourrait avoir une durée comprise entre 2.1 et 2.3 Ma (Ravenne et Trouiller, 2005). Tous les horizons ont été trouvés dans cette zone, dont l'épaisseur dépasse la quarantaine de mètres dans la plupart des forages. Dans la plupart des forages, les Sous-zones à Bukowskii et Cordatum sont bien caractérisées dans la Zone à Cordatum alors que la Sous-zone à Costicardia n'a pas pu être mise en évidence, soit par manque de fossiles (cas de HTM102 ou EST342, par exemple), soit par lacune probable de cette unité bio-stratigraphique dans le forage.

Référentiel 2005, chapitre 10, p. 95/271

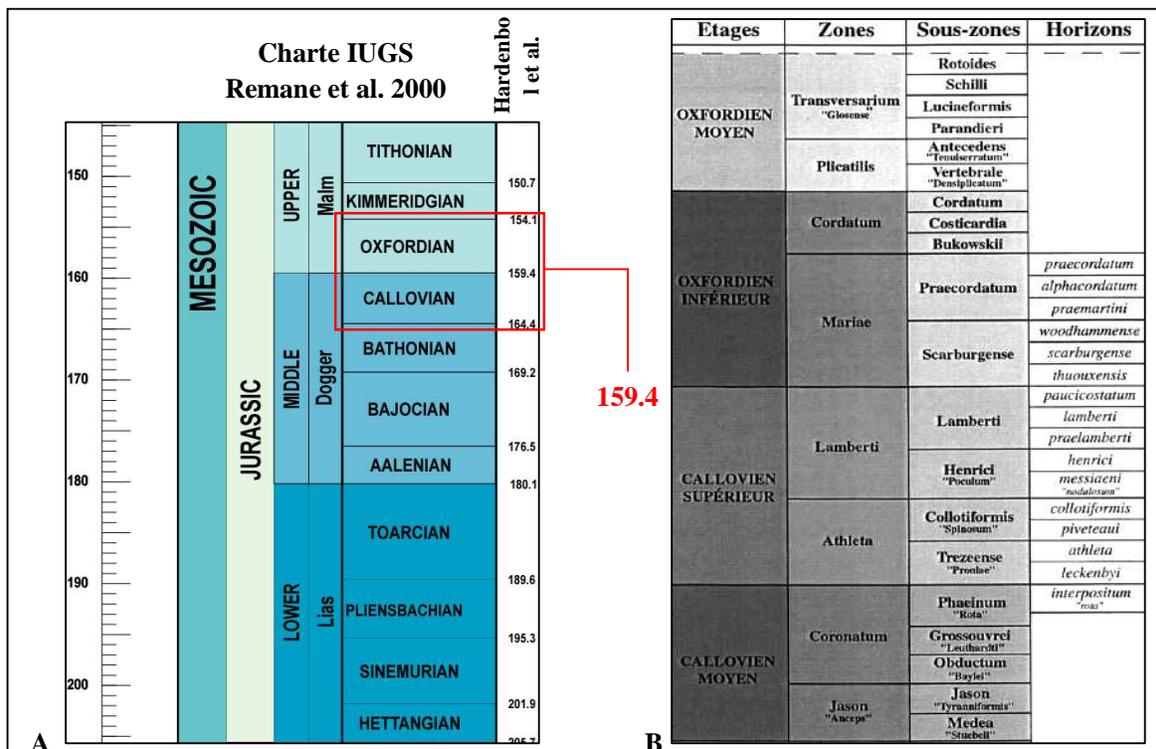


Figure 7 : Biozonation d'ammonites du Callovien moyen à l'Oxfordien moyen.

A : Charte chronostratigraphique (d'après document inédit IFP/UPMC, modifié par Vrielynck et Doizelet, 2002) ; B : échelle biozonale d'ammonites (Thierry et al., 2006)

7. Données diagraphiques mesurées dans les argilites

Les diagraphies les plus fréquemment interprétées dans les forages Andra sont :

- Le diamètre ('Caliper'). La mesure du diamètre du trou est fondamentale pour l'interprétation diagraphique et la correction des valeurs brutes des autres mesures diagraphiques
- Les diagraphies de résistivité. La résistivité des formations est liée à la conductivité des fluides présents dans les formations et à leur quantité. Les inductions (AHT/AIT) permettent d'obtenir la résistivité des formations, en particulier lorsque la boue n'est pas conductrice alors que les latéologs fournissent l'information lorsque la boue est conductrice. Les micro-résistivités permettent d'obtenir la résistivité dans la zone proche du trou de forage, avec une résolution verticale bien meilleure que celle des inductions et latéologs.
- La radioactivité naturelle (de type gamma : Gamma Ray, GR). Cette mesure classique en géologie est utilisée pour identifier les argiles dans les forages, en combinaison avec les autres mesures diagraphiques.
- Le neutron (NPHI). Cette mesure est principalement influencée par le contenu en hydrogène de la formation, c'est-à-dire essentiellement les fluides : elle permet donc d'évaluer la porosité.
- La diagraphie de densité (γ - γ). La mesure de l'atténuation par effet Compton du rayonnement γ (ou photons) incident émis par la sonde fournit une valeur approchée de la densité (RHOB) de la formation. Les outils modernes de densité donnent également un facteur photo-électrique de formation (PEF), en relation avec la lithologie.
- La diagraphie acoustique (Sonique, DT ou DT4P). L'enregistrement des caractéristiques (vitesse, amplitude, phase) d'un train d'onde acoustique ayant circulé dans la formation, donne des informations sur les caractéristiques pétrophysiques du milieu (fluides et lithologie).

Les principaux forages étudiés dans cette étude sont les forages FSP (Forages Scientifiques Profonds, EST 312, EST 322 et EST 342), dont les mesures diagraphiques sont décrites Figure 8.

Sigles des outils diagraphiques :				Rapport Andra, D.RP.ADPE.03-0753			
Sigle	Nom de l'outil	Paramètre physique mesuré	Remarques				
GR	Gamma Ray	Radioactivité naturelle	Outil utilisé pour le calage en profondeur des diagraphies par rapport à celle du 1 ^{er} run				
AIT	Array Induction Imager Tool	Résistivité	Mesurée à plusieurs profondeur d'investigation dans la roche				
BGT	Borehole Geometry Tool	Géométrie (diamètre) du forage	Outil à 4 bras				
EMS	Environmental Measurement System		Outil à 6 bras, pouvant être orienté au Nord magnétique				
CMR	Combinable Nuclear Magnetic Resonance	Porosité	RMN – Résonance Magnétique Nucléaire (protonique)				
DSI	Dipole Shear Sonic Imager	Vitesse acoustique (ondes compressionnelles Vp, de cisaillement Vs et de Stoneley)	Permet d'obtenir les paramètres géomécaniques dynamiques, la direction d'anisotropie (outil orienté par rapport au Nord magnétique)				
FMI	Fullbore Formation Micro-Imager	Imagerie de parois, Pendagemètre	Détection et orientation des fractures (outil orienté par rapport au Nord magnétique)				
LDT / TLD	LithoDensity Tool / Triple Detector Lithodensity Tool	Densité de la formation					
MDT	Modular Formation Dynamics Tester	Pression de formation	Plusieurs configurations possibles : Prélèvement d'eau de formation, Test de fracturation hydraulique,				
VDL / CBL	Variable Density Log / Ciment Bound Log	Image de sondes acoustiques réfléchées	Utilisés pour évaluer la qualité d'une cimentation de tubage et positionner les joints de tubage				

EST 312					EST 322				
Désignation	Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 4	Désignation	Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 4
	73 à 528 m	512 à 612 m	512 à 612 m	512 à 612 m		99 à 625 m	610 à 709 m	610 à 709 m	610 à 709 m
DSI (BCR / P-S) - GR	1	1	1		DSI (BCR / P-S) - GR	1	1		
FMI - GR	1	1	1 (post MDT)		FMI - GR	1	1		
UBI - GR			1 (ante & post MDT)		UBI - GR				
AIT - AMS - GR	1	1			AIT - AMS - GR	1	1 + HALS pour comparaison des 2 outils		
TLD - GR	1	1			TLD - GR	1	1		
CMR - GR	1	1			CMR - GR	1	1		
BGT - GR	1	1			BGT - GR	1	1		
EMS - GR				1	EMS - GR				1
MDT - STRESS TEST			1		MDT - STRESS TEST				
CBL / VLD		1 (de 515 à 0 m)			CBL / VLD		1		
Date d'acquisition	07/05/2003	14 & 15/05/2003	30/10/2003		Date d'acquisition	23/06/2003	29/06/2003		18/12/2003

EST 342			
Désignation	Phase 1	Phase 2	Phase 3
	145 à 662 m	648 à 748 m	648 à 748 m
DSI (BCR / P-S) - GR	1	1	
FMI - GR	1	1	
UBI - GR			
AIT - AMS - GR	1	1	
TLD - GR	1	1	
CMR - GR	1	1	
BGT - GR	1	1	
EMS - GR			1
MDT - STRESS TEST			
CBL / VLD		1	
Date d'acquisition	25 et 26/07/2003	04 et 05/08/2003	19/12/2003

Figure 8 : Définition des sigles des outils diagraphiques utilisés dans le programme FSP et liste des diagraphies différées enregistrées dans les forages EST 312, EST 322 et EST 342.

8. Séquences sédimentaires et conditions de dépôt

L'interprétation séquentielle du secteur (réalisée avec les diagraphies) conduit à distinguer trois cycles sédimentaires (ou séquences) d'une durée de l'ordre de 1 à 4 millions d'années (Diastrata, 1995, 2001, 2003). Elle permet d'identifier des surfaces remarquables (surface d'inondation maximale = SI ; limite de séquence = LS) auxquelles le calage biostratigraphique confère une valeur de surfaces repères isochrones.

Dans le bassin de Paris, les dépôts argileux du Callovo-Oxfordien s'inscrivent dans la phase de haut niveau marin d'un des grands cycles qui marquent la sédimentation de ce bassin intracratonique. Ce contexte sédimentaire calme est favorable à la production d'unités de grande extension sans variations latérales brusques. Les trois séquences (dites d'ordre 3 en raison de leur durée) identifiées dans la couche hôte potentielle ont été mises en place sous tranche d'eau supérieure à la centaine de mètres et présentent une faible variabilité lithologique verticale. L'origine des apports se situe globalement au Nord du secteur et les épaisseurs des deux séquences inférieure et médiane, d'âges Callovien moyen et Callovien supérieur à Oxfordien inférieur respectivement, sont croissantes du Sud vers le Nord. La séquence médiane est la plus épaisse et la plus argileuse. La séquence supérieure, d'âge Oxfordien inférieur à moyen, tronquée par la mise en place de la plateforme carbonatée oxfordienne, contient un niveau de cinérites altérées constituant un repère géochronologique majeur. En raison du contexte de dépôt calme, les variations lithologiques des argilites et les variations des propriétés physiques qui en découlent, sont ténues. La couche hôte potentielle est globalement plane, avec un léger pendage vers le Nord-Ouest. Sa puissance atteint 162 m au Nord-Est du secteur.

Référentiel 2005, chapitre 10, p. 108/271

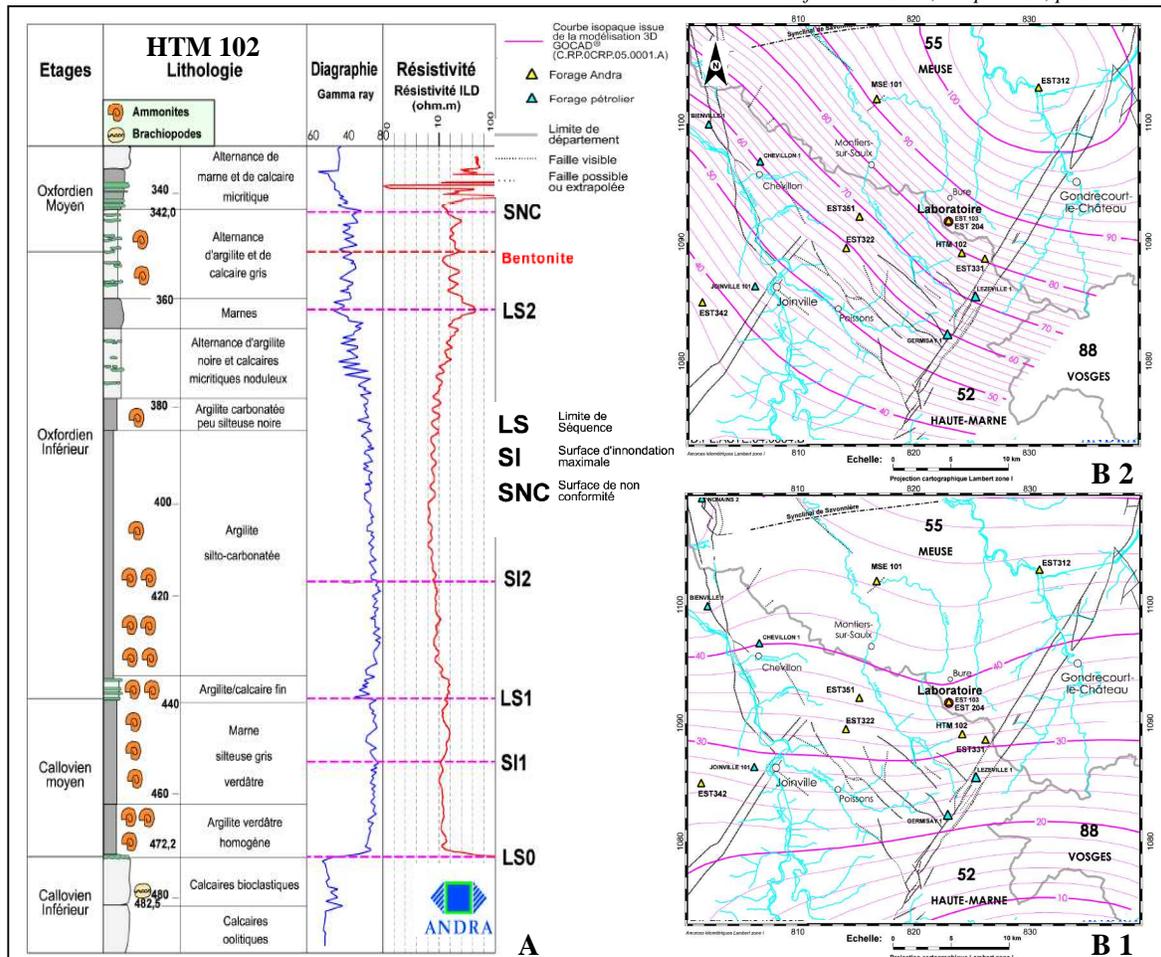


Figure 9: Calage biostratigraphique des surfaces séquentielles [A] et cartes en isopaques des séquences inférieure [B1] et médiane [B2].

9. Minéralogie des argilites du site de Meuse/Haute-Marne

Les trois principales phases minérales (argiles -40 à 45%-, quartz et calcite –ensembles 40 à 55%-) sont accompagnées de quelques phases accessoires (dolomite, feldspaths, pyrite, matière organique –ensembles 5%-). La variabilité latérale est très faible, particulièrement dans la séquence médiane, avec une tendance plus silteuse au Nord du secteur. A cette variabilité minéralogique latérale ténue, s'est surimposée une diagenèse discrète, homogénéisant texture et porosité de la roche à l'échelle de la zone considérée. La variabilité verticale est fonction des séquences, la séquence inférieure a une tendance plus silteuse, la séquence médiane est plus argileuse, la séquence supérieure plus carbonatée.

La répartition des minéraux argileux varie verticalement, avec la disparition des interstratifiés illite/smectite ordonnés et de la kaolinite au niveau de la surface d'inondation maximale (séquence médiane) sans que cela n'influe de façon sensible sur les propriétés mécaniques de la couche. Pour les passages verticaux entre les divers types d'interstratifiés, il faut noter dans le sens de la montée : 1) une deuxième inversion brutale, dans MSE101, avec passage de R0 à R1 à la limite Callovo-Oxfordien argileux/Oxfordien calcaire (soit vers 505 m de profondeur), 2) plusieurs inversions dans EST342 qui se produisent au niveau de surfaces séquentielles d'ordre 3 : de R1 à R0 aux maxima d'inondation du Callovien moyen et de l'Oxfordien inférieur, de R0 à R1 à la limite entre la première et la deuxième séquence.

Ce contexte géologique permet donc d'anticiper une faible évolution latérale des caractéristiques pétrophysiques de référence ainsi que le montrent les comparaisons des mesures de porosité et de perméabilité entre les différents forages.

Référentiel 2005, chapitre 10, p. 122/271

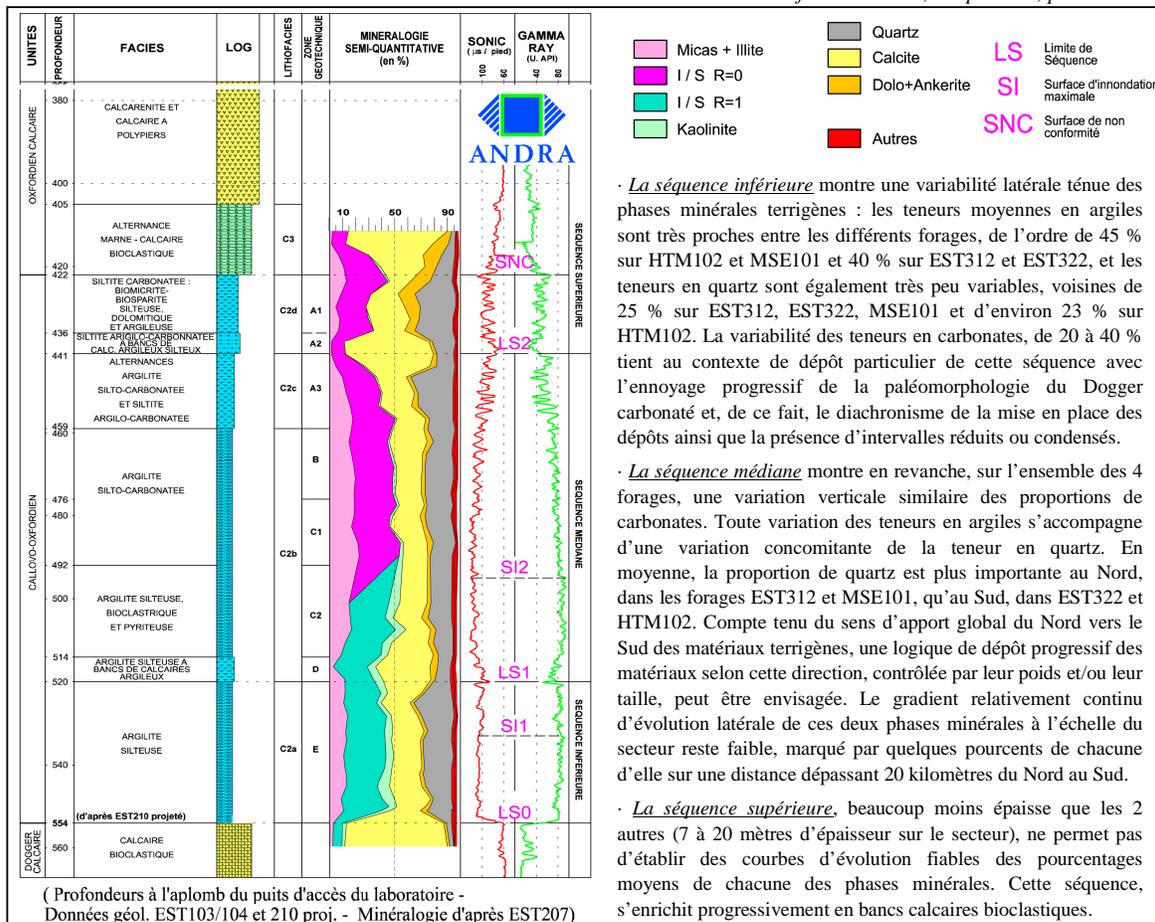


Figure 10 : Variations lithologique et minéralogique, verticales du Callovien-Oxfordien.

10. Etat des connaissances sur les alternances marno-calcaires

Des alternances d'argilites et de niveaux plus carbonatés sont observées dans l'ensemble des forages Andra dans la partie supérieure de la formation callovo-oxfordienne (Andra, 2005). Les alternances marno-calcaires sont fréquentes dans les enregistrements sédimentaires. Einsele & Ricken (1991) et Schwarzacher (1993) ont proposé une vue d'ensemble des processus contrôlant cette sédimentation rythmée et des observations de terrain.

10.1 Limites de reconnaissance des alternances marno-calcaires sur le terrain

Des séquences d'alternances de niveaux calcaires et marneux sont connues depuis le Cambrien jusqu'à aujourd'hui. De nombreux exemples ont été cités par Schwarzacher (1993) tels que les alternances marnes – calcaires du Carbonifère du Nord-Ouest de l'Ecosse, du Yorkshire et du Nord du Pays de Galles, les calcaires triassiques déposés le long des marges de l'Océan Téthysien (calcaire du 'Dachstein'), les alternances du Jurassique observées en Angleterre et au Pays de Galles telles que les formations du Lias 'Blue Lias' et du Kimméridgien 'Kimmeridge Clay' et les cyclicités observées dans les sédiments du Crétacé d'Amérique du Nord, du Nord-Est de l'Espagne, du Sud de la France et d'Italie. Une synthèse des nombreux exemples de rythmicités marno-calcaires du Quaternaire a été menée par Einsele et Ricken (1991).

La proportion relative de calcaire par rapport aux marnes peut être extrêmement variable mais en général, les calcaires sont prédominants par rapport aux marnes qui sont considérablement plus compactées (Schwarzacher, 1993). Un des pionniers de l'analyse des alternances marno-calcaires a été Seibold (1952), qui a examiné les calcaires jurassiques du sud de l'Allemagne et a reconnu un des problèmes de base qui a été discuté de nombreuses fois depuis ses travaux : est ce que la composante carbonatée reste constante et les flux d'argile fluctuent ou la fraction d'argile reste-elle constante alors que la production de carbonate varie ? Seibold a identifié un autre aspect important pour la compréhension des problèmes de stratification ; dans les séquences marno-calcaires qu'il a examinées, le pourcentage de carbonate était une variable relativement continue. Toutefois, à une certaine teneur critique en carbonate de calcium d'environ 70 %, le sédiment change d'apparence au niveau des affleurements depuis une marne molle à une banc dur de carbonate. D'après Einsele & Ricken (1991), la teneur critique en carbonate pour qualifier un niveau de banc carbonaté est comprise entre 65 et 85 % en Europe et en Amérique du Nord (Seibold, 1952, Cotillon *et al.*, 1980, Arthur *et al.*, 1984, Pratt *et al.*, 1985). En dessous ou au dessus de cette limite s'observent respectivement des alternances marnes - argiles ou des calcaires purs.

Les observations actuelles sont le résultats de processus de sédimentation, de diagenèse et de compaction. Une difficulté supplémentaire provient des comportements différents de la fraction argileuse et de la fraction carbonatée durant la diagenèse (Arthur *et al.*, 1984 ; Ricken, 1986 ; Bathurst, 1987). De plus, l'estimation de la compaction, très différente entre carbonates et argiles, est souvent très difficile à évaluer. Des changements diagenétiques peuvent suivre la compaction et il a souvent été postulé qu'il existe des transferts de matériel carbonaté dans la partie carbonaté des cycles (Schwarzacher, 1993). Ces processus influent clairement sur les épaisseurs relatives des deux lithologies.

10.2 Mécanismes de formation des alternances marno-calcaires

Les alternances marno-calcaires pélagiques se produisent dans des environnements où les dépôts de carbonate sont trois à quatre fois supérieurs aux apports terrigènes de silt ou d'argile (Einsele & Ricken, 1991). D'après Beltran *et al.* (2007), il existe deux grand modèles dans la littérature pour expliquer l'origine des alternances marne – calcaire. Elles peuvent refléter soit le signal

environnemental primaire, ou alternativement elles peuvent être créées par la diagenèse. Les modèles les plus courants pour l'origine primaire des alternances marne – calcaire montrent au minimum une composante du dépôt d'origine, que ce soit la fraction carbonatée ou non-carbonatée, ou les deux, qui fluctue dans le temps. Ces facteurs incluent les fluctuations de la production biogénique de carbonate par le plancton (cycle de productivité), l'export de carbonate des plateformes carbonatées peu profondes vers les plus profondes, l'apport de sédiments fins d'origine terrigène (cycle de dilution), le degré de saturation en carbonate de calcium de l'eau de mer (cycle de dissolution) et la disponibilité en oxygène au fond des océans, puisqu'elle affecte le degré de préservation de la matière organique (cycles redox) (Beltran et al., 2007). Les cycles formés par des variations de la production de carbonate ou par dissolution montrent des rythmes sédimentaires comprenant des niveaux épais de carbonate et des niveaux fins de marnes alors que ceux formés par dilution du CaCO_3 par des apports terrigènes montrent une organisation inversée des épaisseurs de bancs (Einsele & Ricken, 1991). Les variations de dépôts en fonction de ces trois paramètres (productivité, dissolution et dilution) peuvent être extrêmement larges. Suite au dépôt, les différences de teneur en carbonate entre des bancs successifs ainsi que les rythmicités peuvent être considérablement accentuées par l'empreinte diagénétique.

- La variation de productivité de carbonate

Les variations de productivité de carbonate des eaux de surface conduisent à la formation d'alternances marno-calcaires qui sont largement discutées pour le Quaternaire (Prell and Hays, 1976 ; Adelseck and Anderson, 1978) et le pré-Quaternaire (Cotillon, 1985 ; Bottjer et al., 1986 ; Herbert and Fischer, 1986 ; Tornaghi et al., 1989). Avec une productivité carbonatée qui augmente, les bancs de carbonates deviennent plus épais et les alternances de plus en plus dominées par ces niveaux. Pour un facteur de production de 5, le rapport entre l'épaisseur des niveaux carbonatés et marneux est de 3.4, et pour un facteur de 10, le ratio est de 6.4 (Einsele & Ricken, 1991). Ce type de cycle doit être associé à de grandes variations du taux de sédimentation entre les bancs et inter-bancs. Toutefois, des facteurs de production plus petits sont nécessaires quand les variations de carbonate primaire sont mises en valeur par une redistribution du carbonate diagénétique, qui conduit à de la compaction différentielle entre les bancs.

- La dilution du carbonate par des apports d'origine terrigènes

La fluctuation périodique des apports en sédiments terrigènes est considérée comme étant le processus majeur pour des environnements de dépôts carbonatés ayant des apports terrigènes faibles mais périodiques comme au niveau des plateformes externes ou des mers épicontinentales. Les apports terrigènes sont dus à des processus éoliens, fluviaux ou glaciaires, et par conséquent sont liés aux changements climatiques influençant le ruissellement et l'érosion sur les continents (Gardner, 1982 ; Pratt, 1984 ; Bottjer, 1986 ; Dean & Gardner, 1986 ; Pratt & King, 1986). Dans les bassins à proximité des zones continentales, les apports de sédiments fluviaux et éoliens des parties silteuses et argileuses peuvent montrer des fluctuations considérables en quantité et en composition en fonction du climat (aride ou humide).

La dilution par des apports terrigènes est idéalement modélisée quand une production stable de carbonate biogénique est diluée par des apports variables de la phase détritique. Durant cette phase d'augmentation des apports non carbonatés, les couches riches en argile et en silt seront plus épaisses que les niveaux intermédiaires plus riches en carbonate. Par conséquent cette rythmicité peut être distinguée des alternances causées par des variations de productivité des carbonates ou de dissolution qui sont composées de niveaux carbonatés plus épais que les niveaux marneux.

- La dissolution des carbonates

Par définition, la dissolution des carbonates est importante pour les dépôts se produisant entre la

lysocline et la CCD 'Carbonate Compensation Depth' une zone qui, pour les océans actuels, a une épaisseur de 1 à 1.5 km (Berger, 1968 ; Thunell, 1976 ; Berger al., 1982 ; Arrhenius, 1988).

10.3 Environnements appropriés pour la formation d'alternances argilo-carbonatées.

Les alternances marno-calcaires pélagiques ont été dominantes à partir du Jurassique parce qu'elles sont étroitement liées aux périodes de forte production carbonatée planctonique dans les océans. Quand la production carbonatée planctonique est faible, avec seulement 0.5 à 3 cm/ka, les alternances marno-calcaires disparaissent à cause de la dilution par des apports clastiques. Trois types d'environnement sont propices à la formation d'alternances marno-calcaires, sous la zone d'action des tempêtes, dans des zones ayant de faibles apports de sédiments terrigènes : (1) domaine de plate-forme externe profonde, partie la plus profonde d'une rampe carbonatée ou mer épicontinentale. En raison de la proximité de masses émergées, ces régions reçoivent une quantité importante de matériel silteux et argileux terrigène. Si les apports de silt et d'argile atteignent une proportion de plus d'un tiers à la moitié du volume de sédiment total, la succession marno-calcaire est remplacée par des séquences argiles-marnes. (2) domaine de mer marginale et environnements autour des plate-formes carbonatées isolées. Ces environnements apparaissent comme étant les plus appropriés aux développements d'alternances marno-calcaires. Elles se forment à des profondeurs au dessus de la lysocline et reçoivent de faibles quantités de sédiments terrigènes et sont par conséquent modérément affectés par les phénomènes de dilution et de dissolution. (3) Domaine de mer profonde entre la lysocline et la CCD.

10.4 Les facteurs influençant les rythmes sédimentaires

Les cycles de Milankovitch ont des périodicités comprises entre 20 et 400 ka conduisant à des effets variables de l'insolation qui sont amplifiés par différents systèmes de rétroaction climatiques – océaniques (Figure 11). L'existence de différents rythmes sédimentaires contrôlés par un forçage astro-climatique est bien établie pour le Quaternaire. Une période de haute saisonnalité, entraînant une circulation verticale dans les océans plus importante, permet l'apport d'eaux riches en nutriments jusqu'à la surface et le mouvement des eaux plus oxygénées de la surface vers le fond (Poletti et al. 2004). La circulation océanique, sous l'influence du climat, contrôle à la fois la productivité à la surface et la dissolution du carbonate dans les mers profondes. Elle influence également le contenu de CO₂ atmosphérique qui à son tour affecte le climat global via l'effet de serre.

Le cycle global du carbone, et par conséquent la sédimentation carbonatée océanique, sont aussi influencés par les processus se produisant sur les continents. Les variations globales du climat influencent et dépendent de la quantité de CO₂ atmosphérique (Figure 11) ; elles changent la couverture végétale totale sur la Terre. Une couverture végétale dense favorise l'altération chimique et donc augmente les apports en carbonate des rivières dans les océans. Ce processus peut accroître la production et la préservation de carbonate biogénique et causer une dépression de la lysocline (Figure 11) (Einsle & Ricken, 1991).

10.5 Processus dominants a l'origine des alternances marno-calcaires des argilites du Callovo-Oxfordien

Il est difficile de déterminer précisément quels sont les processus dominants qui ont engendré les alternances marno-calcaires callovo-oxfordiennes. Arzani (2006) a travaillé sur les alternances marno calcaires du Lias Inferieur (SW Britain) et a montré que la teneur en carbone isotopique de la partie centrale des bancs de calcaires et des nodules suggère une source majoritairement marine des carbonates et les valeurs pour l'oxygène suggèrent que leur formation a commencé a faible profondeur

et s'est poursuivie pendant l'enfouissement progressif. D'après l'étude de Beltran et al. (2007) sur la série gargasienne de la carrière de la Marcouline il est classiquement admis que les systèmes alternants marne-calcaires reflètent des variations climatiques orbito-dépendantes. Ils ont mené l'étude à partir de données géochimiques, micropaléontologiques et minéralogiques et ont montré que les épisodes marneux correspondent à des périodes plus chaudes et/moins salées au cours desquelles les apports de matériel terrigène sont plus importants induisant une augmentation de la fertilité des eaux de surface par rapport aux périodes de formation des niveaux plus carbonatés. Etant en domaine de plate-forme externe, le processus dominant au niveau des alternances callovo-oxfordiennes pourrait être également lié à la dilution du carbonate par des apports d'origine terrigène associés aux changements climatiques qu'impliquent les cycles astronomiques. A cela s'ajouterait une diagenèse précoce. Toutefois, vu la distance du site par rapport aux zones affleurantes et au proto-Atlantique, les apports en argiles devaient globalement être très peu variables, voire constants. Ceci n'est qu'une hypothèse qui nécessite des analyses très détaillées à un pas d'échantillonnage serré couvrant 2 ou 3 cycles de 95ka pour obtenir un début de réponse.

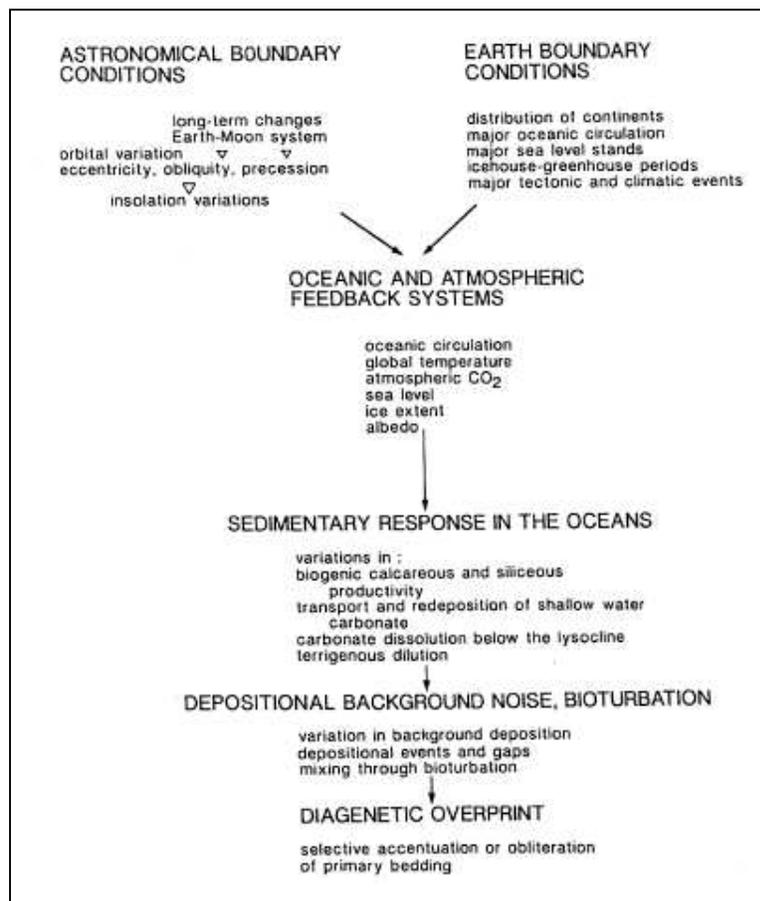


Figure 11: Processus de base contrôlant les rythmicités de la sédimentation liées aux variations orbitales, aux interactions océan - atmosphère, aux conditions de dépôts et à la diagenèse. (d'après Einsele et al. 1991).

Chapitre 2

Prétraitement et analyse exploratoire des données diagraphiques

1.	Réalisation d'une base de données.....	31
1.1	Les bases de données existantes.....	31
1.2	La base de données geo-diag.....	31
2.	Analyse des données diagraphiques.....	32
2.1	Les études Andra faites à partir des données diagraphiques.....	32
2.2	Les corrélations diagraphiques.....	33
2.3	Valeur stratigraphique des corrélations diagraphiques.....	40
2.4	Exploitation des corrélations diagraphiques.....	47
2.5	Le changement d'interstratifiés est il synchrone ?.....	51
3.	Conclusion.....	53

On désigne par *diagraphie* ou *log* tout enregistrement continu en fonction de la profondeur d'un paramètre de forage ou d'une caractéristique donnée des formations traversées par un sondage (Serra & Serra, 2000). Les géoscientifiques ont besoin d'informations sur la nature du sous-sol en vue de localiser les accumulations économiques de matières premières. Les *diagraphies* présentent l'avantage d'investiguer le plus souvent un volume de roche bien supérieur à celui représenté par une carotte. De ce fait elles sont plus représentatives des caractéristiques moyennes de la roche et donnent une vision quasi continue des formations (Serra & Serra, 2000). Les *diagraphies* ne peuvent néanmoins pas systématiquement remplacer les carottes. Certains domaines leur sont encore inaccessibles (couleur, fossiles, etc.). Les problèmes que l'on peut rencontrer lors de l'interprétation ne sont pas à sous-estimer. Les résolutions, les profondeurs d'investigation des sondes, le recalage en profondeur des *diagraphies*, la notion d' « électrobanc » et les effets d'environnement sont à prendre en compte.

Le contexte dans lequel elles sont utilisées dans cette étude est original puisque seules les argilites du Callovien-Oxfordien sont étudiées. Un des objectifs est la valorisation des *diagraphies* dans cet environnement argileux.

Pour mettre en évidence la variabilité latérale de la formation, le premier travail est la réalisation de corrélations *diagraphiques* (il ne s'agit pas d'une interprétation séquentielle qui, elle, repose sur les travaux antérieurs de Diastrata (2005)). Des étapes préliminaires sont indispensables comme la création d'une base de données, le choix des outils, le calage en profondeur des *diagraphies* et le traçage de logs composites. Le maximum de données *diagraphiques* doit être rassemblé sous un format cohérent pour faciliter l'utilisation ultérieure de ces données.

Les forages Andra présentent l'avantage d'avoir à la fois un jeu de *diagraphies* et des carottes quasiment en continu dans l'ensemble de la formation. La prise en compte de toutes les données et interprétations dans notre étude est essentielle pour affiner au maximum l'analyse de la variabilité.

1. Réalisation d'une base de données

1.1 Les bases de données existantes

1.1.1 La base de données Andra

La base de données Andra : GéoVision, permet d'accéder aux données diagraphiques, minéralogiques, géochimiques, hydrologiques ou encore mécaniques dans la plupart des forages Andra, y compris les forages des galeries d'expérimentation. A cette base de données s'ajoutent les données disponibles uniquement sur CD, les logs non numérisés, les données diagraphiques corrigées par BEICIP-FRANLAB (Rapport Andra, CRPOBEI04001) ainsi que les données diagraphiques des forages pétroliers du secteur élargi.

1.1.2 La base de données de Brégoin

Dans le cadre de sa thèse sur les argilites du Callovo-Oxfordien (2003), Brégoin a regroupé les données concernant uniquement les argilites. Avant d'intégrer les données à sa base, elle a mené un travail de validation. La première étape était de regarder les profondeurs des différents « runs » pour ne retenir que ceux qui traversent le Callovien-Oxfordien puis de vérifier le calage entre les logs. Puis une ACP (Analyse en Composante Principale) a été appliquée à chaque forage. Seuls les logs qui se corrèlent le mieux ont été conservés. A la fin de cette étape, 11 paramètres (diagraphiques et minéralogiques) ont été conservés (Brégoin, 2003). Les forages étudiés sont : MSE 101, HTM 102, EST 205, EST 103/EST 104.

1.2 La base de données geo-diag

L'objectif de la thèse portant principalement sur l'étude des données diagraphiques, la synthèse de tous les forages avec des données diagraphiques dans la formation argileuse a été faite dans un premier temps. Pour cela, les fichiers de données d'origine (dont l'extension est souvent .dlis, à ouvrir avec un logiciel Schlumberger spécifique : ToolBox) ont été analysés pour connaître :

- Les profondeurs des « runs ». Seuls les fichiers concernant le Callovo-Oxfordien ont été conservés. Les forages ayant des données diagraphiques dans le Callovo-Oxfordien sont les suivants : EST 361, EST 207, EST 209, EST 210, EST 211, EST 212, EST 103, EST 104, EST 312, EST 322, EST 342, EST 205, EST 204, HTM 102 et MSE 101.
- Les données diagraphiques disponibles. Les outils utilisés pour les campagnes de forages de 1994-95 et 2003 ne sont pas les mêmes.
- Le type de boue.
- L'origine des cotes diagraphiques (Derrick Floor ou sol).

Seuls les fichiers concernant les diagraphies différées sont présents dans la base de données appelée Géo-Diag. Des fiches ont été créées par forage avec la localisation du forage, la date des mesures, le type de boue utilisé, les résistivités de la boue quand elles sont disponibles, l'origine des cotes figurant sur les logs (dans le cas de l'ANDRA, tout a été ramené par rapport au sol), les profondeurs de la « couche hôte » d'après les synthèses ANDRA (FRF et FSP), l'emplacement de ces fichiers (sur la base de données Andra ou sur CD Rom), le nom des fichiers des données diagraphiques présentes dans le Callovo-Oxfordien, l'inclinaison des forages et le nom des principaux logs que l'on trouve dans chaque fichier. Un glossaire des sigles utilisés sur chaque fiche a été réalisé. Des travaux de contrôle de qualité, de correction de log et de calage en profondeur ont été menés par BEICIP-

FRANLAB (Rapport Andra, CRP0BEI050001/B). Les diagraphies étudiées sont le gamma ray, la densité, le sonique et le neutron. Les diagraphies de gamma ray n'ont pas été corrigées des effets d'environnement. Seules les diagraphies de densité ont été corrigées dans les zones cavées. Le sonique n'a pas été corrigé ; il n'y a pas assez de paramètres connus concernant l'environnement. Dans la base de données Géo-Diag réalisée, les noms des logs figurant en couleur correspondent aux diagraphies recalées en profondeur (en se basant sur le gamma ray) et ceux en italique correspondent aux données de densité corrigées dans les zones cavées.

Cette base de données permet de synthétiser toutes les données diagraphiques disponibles dans les argilites du Callovo-Oxfordien, d'accéder rapidement à ces données et de cibler les recherches en fonction du jeu de données diagraphiques dans les forages. Les forages récents EST 312, EST 322 et EST 342 comportant le même jeu de données constituent un point de départ pour l'étude des corrélations diagraphiques.

2. Analyse des données diagraphiques

2.1 Les études Andra faites à partir des données diagraphiques

Les données diagraphiques sont utilisées fréquemment dans les études menées par l'Andra avec des applications variées (Rapport Andra, CRPADS040022) :

- Les mesures réalisées en continu (diagraphies) et l'analyse des minéraux constituant la formation d'argilites dans les forages situés dans un rayon de 15 km autour du laboratoire souterrain ont permis de montrer que la formation a globalement la même composition dans tout le secteur étudié. Dans tous les forages du secteur, les diagraphies (le gamma-ray est souvent utilisé) ont permis de définir également les trois mêmes séquences de sédimentation dans la formation.
- La diagraphie neutron est exploitée et a été enregistrée uniquement dans les forages de reconnaissance géologique MSE 101, EST 103/104 et HTM 102. La diagraphie de porosité neutron peut être, en première approche, utilisée qualitativement pour décrire, en association avec la radioactivité gamma naturelle, la densité, les vitesses de propagation des ondes P et S, la variabilité spatiale des propriétés physiques de la formation hôte.
- La porosité des argilites a été caractérisée en forage à partir des diagraphies neutron (NPHI) et de résonance magnétique nucléaire.
- Les données diagraphiques sont utilisées aussi dans le domaine de la sismique. Ces données et les données provenant d'une sismique de puits, enregistrée dans le forage de reconnaissance de fracturation EST 210, permettent un meilleur calage de la sismique en profondeur, ainsi que des corrélations impédance/porosité et impédance/argilosité plus fiables.
- L'interprétation séquentielle a été réalisée avec les diagraphies (principalement gamma-ray, résistivité et sonique) des forages Andra réalisés sur le secteur entre 1994 et 2003 (forages HTM 102, MSE 101 et campagnes EST) auxquels s'ajoutent une vingtaine de forages pétroliers sur le secteur et au delà (ces forages n'ont en général que deux diagraphies enregistrées : gamma-ray et résistivité ou sonique). Les données considérées par Curial (rapport Andra, CRP0DIA04001) pour cette étude (séquentielle et stratigraphique) sont les suivantes :
 - Les datations biostratigraphiques (université de Dijon),
 - Les descriptions lithologiques,
 - Les diagraphies et leur interprétation,
 - Les environnements de dépôt, là où ils ont été définis,
 - Les phénomènes diagénétiques ayant potentiellement affecté les dépôts.
- L'influence des caves sur certains outils, tels que le CMR et la densité, a été montrée (Lefranc,

2004) dans les forages scientifiques profonds. Comme le montre la correction de la densité (HDRA) dans les zones cavées, le log densité est fortement influencé par les caves et nécessite une correction pour être utilisable dans certains intervalles. Des corrélations diagraphiques entre les forages FSP ont été réalisées à partir du gamma ray et des résistivités (Lefranc, 2004). Ces corrélations ne sont pas toujours compatibles avec les données stratigraphiques récentes.

2.2 Les corrélations diagraphiques

Le principe de s'appuyer sur des motifs représentés par des événements ou associations d'évènements sur les courbes diagraphiques est connu et appliqué depuis l'origine des diagraphies. Les diagraphies offrent l'avantage d'une vision continue et quantifiée des formations traversées et d'avoir une très bonne résolution verticale (Serra, 1985).

2.2.1 Concepts et théories appliqués en corrélations diagraphiques (Serra, 1985)

« Le premier principe est le principe de causalité. Les mêmes causes produisant les mêmes effets, les mêmes conditions de dépôt à une même époque géologique doivent entraîner les mêmes réponses diagraphiques comme elle entraînent les mêmes caractères lithologiques et faciologiques » (Serra, 1985). Les trois concepts appliqués en corrélations diagraphiques sont :

- Le concept de similitude. Il s'appuie sur les caractéristiques des courbes c'est-à-dire le nombre, l'amplitude et la position des évènements diagraphiques. Les corrélations de détail s'appuieront sur ce premier concept. Toutefois, il faudra une certaine prudence dans l'utilisation de celui-ci pour les corrélations à grande distance si la similitude de forme n'est pas parfaite.
- Le concept de rythmicité. La sédimentation s'effectue suivant des séquences, des rythmes, ou des cycles liés aux phénomènes géologiques se marquant régionalement. Les séquences sont souvent séparées les unes des autres par des surfaces de discontinuité qui traduisent une rupture de la sédimentation (périodes transgressives, limite entre les cycles eustatiques, érosion ou encore lacune de dépôt, etc.).
- Le concept de variabilité latérale. L'enchaînement des faciès n'est pas aléatoire ; à un même instant dans un bassin il se dépose par exemple des sables, des silts et des argiles. L'épaisseur des dépôts dépend dans un même laps de temps soit du type lithologique et de son environnement de dépôt ainsi que de son pouvoir de compaction, soit du phénomène de subsidence ou de ces deux phénomènes combinés.

L'appréciation de la qualité de la corrélation est basée sur le degré de similitude des formes de chaque diagraphie, sur le nombre de diagraphies présentant ce caractère de similitude ainsi que sur l'intervalle sur lequel on observe cette similitude.

2.2.2 Le choix des outils et le montage des planches de corrélation

Les diagraphies conventionnelles mesurées sont souvent les diagraphies électriques, nucléaires (radioactivité gamma naturelle, densité, neutron) et acoustiques. Elles sont sensibles aux propriétés des roches et aux fluides qu'elles contiennent. Si ces logs sont utilisés pour les corrélations, celles-ci seront principalement lithostratigraphiques. Les géologues préfèrent souvent utiliser les courbes de gamma ray ou une association du gamma ray avec le potentiel spontané ; ces diagraphies étant très souvent disponibles et donnant de bonnes indications sur la lithologie (Luthi, 2001). Si la combinaison des logs dans chaque forage est la même, il est plus facile d'utiliser le concept de similitude.

Une révision des corrélations diagraphiques effectuée en 2004 (Lefranc, 2004) a été menée, en raison des incohérences avec les données stratigraphiques récentes, au niveau des forages FSP (EST 312, EST 322 et EST 342). Les outils choisis dans les forages FSP sont :

- Le gamma ray pour ses applications : détermination de la lithologie, corrélations entre les sondages, applications sédimentologiques et recalages en profondeur et pour sa résolution verticale¹ : de l'ordre de 18 pouces (45 cm environ) avec un pas d'échantillonnage de 6 pouces (Source : E. Diaz, Schlumberger) dans ces forages.
- Les résistivités. D'une manière générale, la résistivité est liée à la conductivité des fluides présents dans la formation et sa connaissance permet de remonter à la saturation en eau. Dans les argilites elles sont principalement utilisées pour les applications lithologiques (argilosité par exemple). La résolution verticale d'une sonde de type AIT (Array Induction Imager) est de 1, 2 et 4 pieds (0.30, 0.61 et 1.22 m). Dans le cas des bancs minces alternativement résistants et conducteurs l'induction ne permet pas de mesurer la conductivité de ces bancs avec précision (Serra & Serra, 2000). La sonde AIT permet une mesure correcte si le banc a une épaisseur de plus de 30 cm.
- Le caliper. Les enregistrements diagraphiques peuvent être perturbés dans les zones fortement cavées, la position de ces zones est à prendre en considération.

Pour l'étude de la lithologie, les courbes de gamma-ray sont très souvent préférables aux courbes de résistivité car moins sensibles aux variations de fluide (Scherer, 1980).

L'outil densité, affecté par les caves, non corrigé dans tous les forages Andra, n'a pas été pris en compte pour l'étude des corrélations. Le neutron, remplacé dans les forages EST 312, EST 322 et EST 342 par le CMR, lui même affecté par les caves, n'a pas pu être utilisé non plus.

Le premier travail, avant la réalisation d'une planche de corrélations est la constitution d'un log composite pour chaque forage étudié. Le diamétreur est à inclure au log composite pour vérifier l'impact des caves. Cette étape permet de valider les courbes utilisées, notamment en vérifiant dans les sections répétées que les paramètres enregistrés se répètent exactement en face des mêmes formations.

2.2.3 Quels sont les évènements diagraphiques corrélables ?

L'analyse fine des enregistrements diagraphiques n'est pas faite ici dans le but d'obtenir une interprétation séquentielle. Notre analyse et l'interprétation séquentielle, retenue à l'Andra et effectuée par Diastrata (2005), seront confrontées ultérieurement.

Corrélations des grandes tendances

Les corrélations diagraphiques ont été étudiées dans un premier temps entre les forages FSP dans lesquels les jeux de diagraphies et les types d'outils sont identiques. Les grandes tendances observées sur le gamma ray et les résistivités ont été corrélées (traits bleus, Figure 12). La base de la formation est marquée par un saut diagraphique (contact avec la dalle nacrée) au dessus duquel se trouve un intervalle où la résistivité et le gamma ray sont globalement constants. Puis un dôme produit par une augmentation de la résistivité et une diminution de la radioactivité naturelle est observé vers 465 m sur EST 312², 575 m sur EST 322 et 620 m sur EST 342. Au dessus de ce dôme les résistivités sont constantes ou diminuent légèrement jusqu'à environ 410 m dans EST 312, 550 m dans EST 322 et 595

¹ Résolution verticale : l'épaisseur minimum de formation qui peut être distinguée par une sonde sous les conditions normales d'opération.

² Les profondeurs indiquées dans ce mémoire sont les profondeurs par rapport au niveau du sol. Pour éviter trop de répétitions des mots 'forage' et 'log', les forages Andra et les logs seront nommés directement par leurs noms.

m dans EST 342. C'est dans ce même intervalle que les valeurs de gamma ray sont les plus élevées dans la formation.

Dans les forages EST 312 et EST 322 une zone avec de fortes variations d'amplitude de la résistivité et du gamma ray est observée respectivement entre 412 et 382 m et entre 537 et 552 m. En moyenne, dans cette zone, la résistivité et la radioactivité naturelle sont constantes (accolades rouges, Figure 12). Puis dans les trois forages la résistivité augmente (pour atteindre l'un des points les plus résistants de la formation) et le gamma ray diminue jusqu'à 361 m dans EST 312, 517 m dans EST 322 et 583 m dans EST 342. Pour le moment, la partie sommitale de la formation argileuse n'a pas été étudiée.

Corrélations de motifs diagraphiques

Pour effectuer des corrélations lithostratigraphiques plus fines, il est préférable d'exploiter le maximum de signaux diagraphiques. Un autre outil disponible dans tous les forages a été étudié : le sonique (DT ou DT4P). La mesure de la vitesse du son permet également, en combinaison avec d'autres outils diagraphiques conventionnels, la détermination de la lithologie. Dans les argiles, la lenteur (en $\mu\text{s}/\text{ft}$) augmente quand la résistivité diminue et que le gamma ray augmente. Après une zone à la base de la formation du Callovo-Oxfordien où la vitesse des ondes présente peu de fluctuations, un dôme avec une augmentation puis une diminution de la vitesse du DT4P est visible. La vitesse est ensuite constante avant d'augmenter progressivement dans la partie supérieure de la couche.

Une fois les grandes tendances des différents logs retrouvées dans tous les forages, des corrélations à haute résolution peuvent être menées. Des motifs diagraphiques ou des associations d'événements peuvent être corrélés. Le premier motif facilement identifiable est le dôme plus carbonaté (les résistivités plus élevées sont associées à une succession de niveaux plus carbonatés) dans la partie inférieure de la couche avec trois pics (accolades roses, Figure 12) plus carbonatés à la base de ce dôme parfaitement corrélables entre EST 322 et EST 342. Le point le plus résistant du dôme peut également être corrélé ainsi que le pic situé juste au dessus du dôme. Dans la zone la plus argileuse (gamma ray le plus élevé), les corrélations entre ces trois forages sont plus difficiles. A l'inverse, des corrélations pic à pic sont faites avec les six niveaux résistants (accolades rouges, Figure 12) identifiés dans EST 312 et EST 322 dans la partie supérieure de la formation. Juste au dessus de ces niveaux carbonatés, un motif (ellipses grises, Figure 12), constitué de quatre pics de résistivité suivis de trois pics résistants plus rapprochés, est particulièrement visible sur le log de résistivité dans EST 322 et EST 342. Il marque le début de la zone de plus en plus résistante.

Peut-on retrouver ces motifs dans tous les forages ?

Les grandes tendances et les motifs mis en évidence sur les forages FSP ont pu être retrouvés sur les diagraphies des forages sur le site du laboratoire (EST 205 et EST 104), des forages réalisés en 1994 et 1995 (HTM 102 et MSE 101) et des forages pétroliers (Méligny 1, Chevillon 1, Joinville 101 et Lezeville 1). La Figure 13 permet de voir les corrélations diagraphiques le long du transect NE-SO. La Figure 14 représente les corrélations sur un transect NNO-SSE. Seul le log sonique a été représenté mais les corrélations ont été réalisées à partir de la résistivité, du gamma ray et du sonique. La partie inférieure de la formation ne permet pas la réalisation de corrélations fiables à partir des diagraphies conventionnelles ; les contrastes ne sont pas assez marqués pour appliquer le concept de similitude. Le dôme plus résistant de la partie inférieure de la formation se retrouve sur tous les forages. La zone avec six pics résistants (accolades rouges, Figure 13, Figure 14) se retrouve dans la plupart des forages ainsi que le motif situé au dessus de cet intervalle (ellipses grises, Figure 13, Figure 14). L'ajout de plusieurs forages, notamment entre EST 322 et EST 312 permet d'affiner les corrélations, y compris dans la zone la plus argileuse. Entre HTM 102, EST 322, EST 205 et EST 104 des corrélations à haute

résolution ont été effectuées. La densité de traits de corrélation permet une description détaillée du massif argileux dans certains intervalles. D'autres motifs (accolades oranges, Figure 13, Figure 14) facilement corrélables apparaissent quand le nombre de forages étudiés augmente.

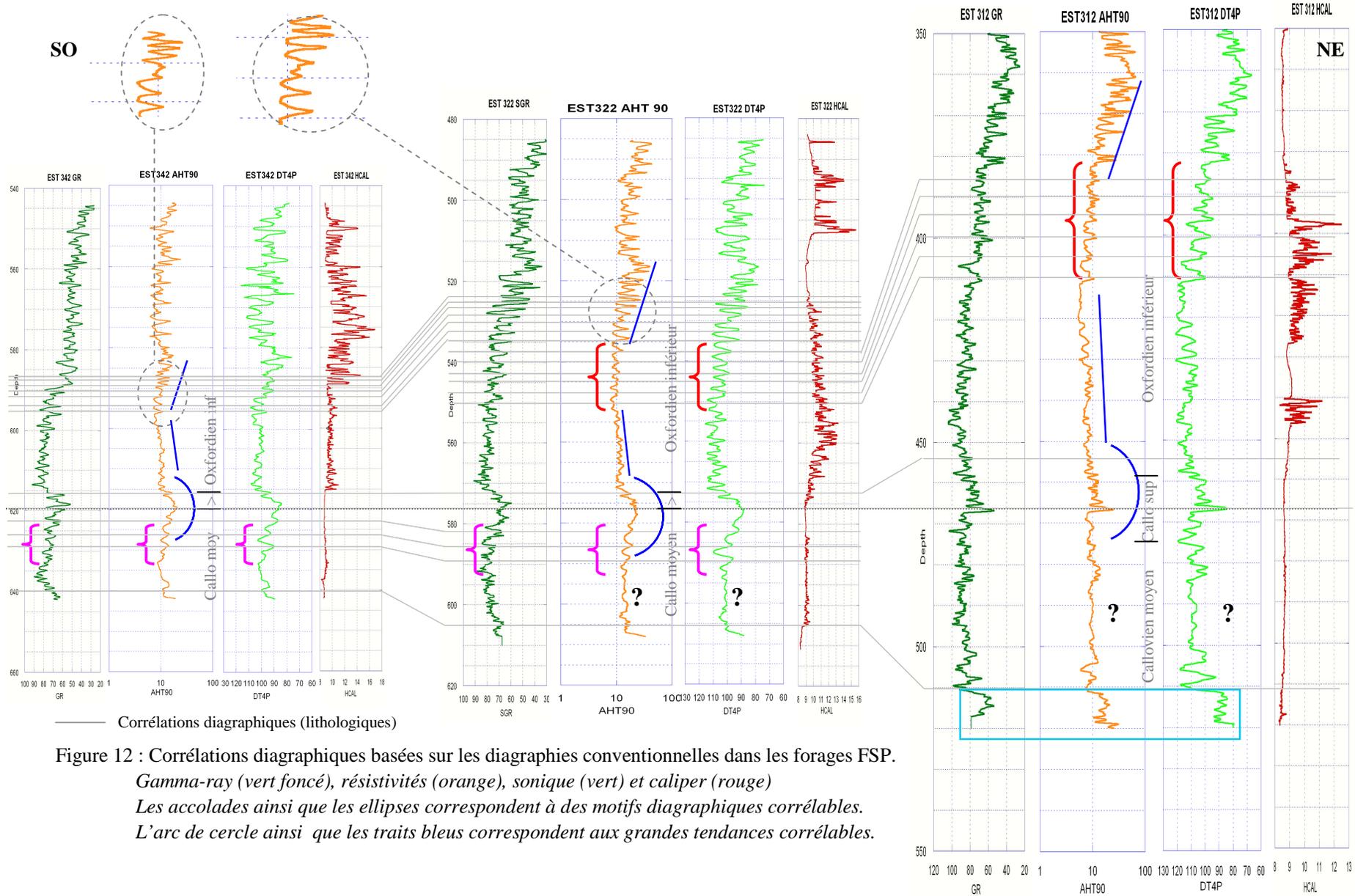
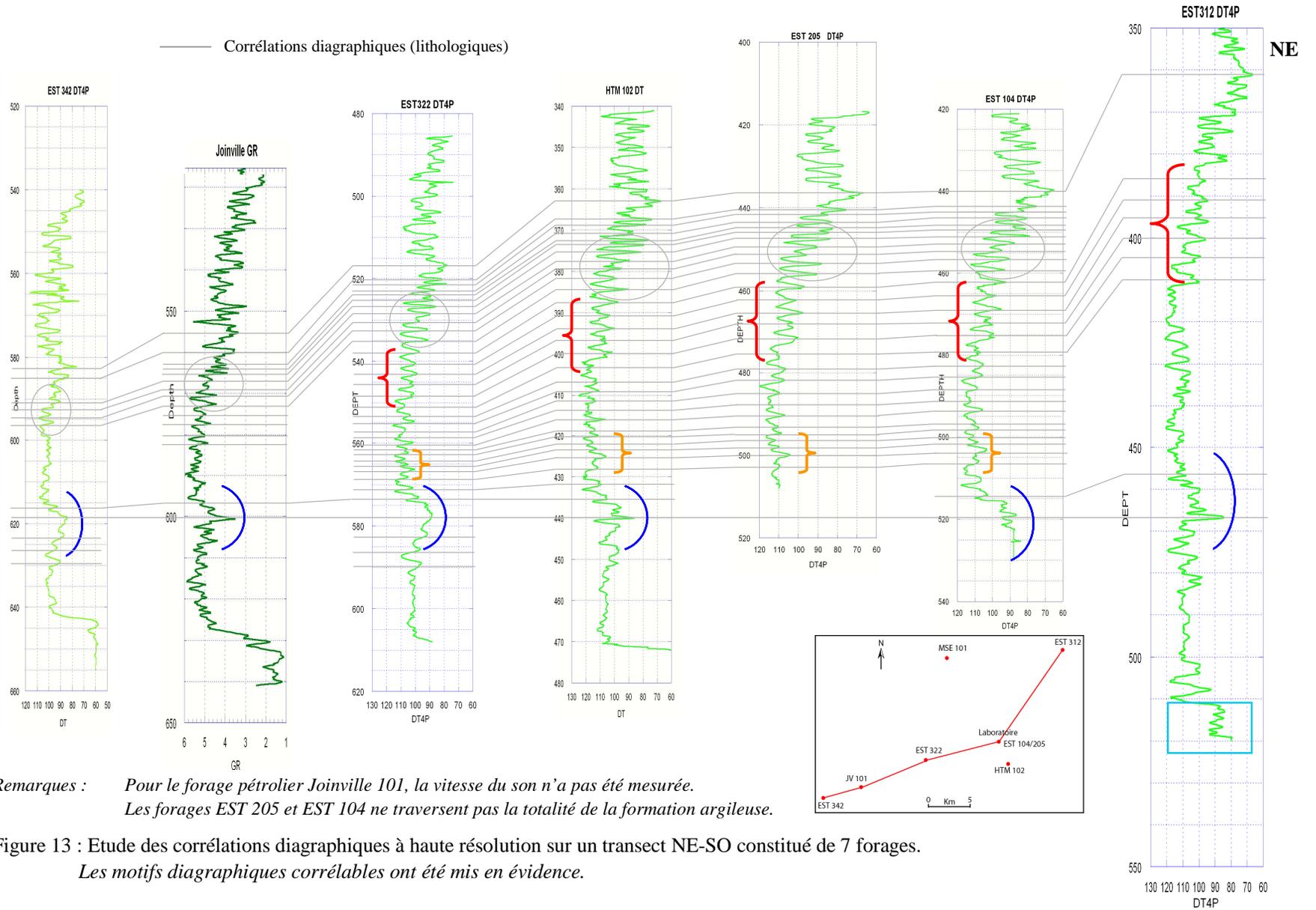


Figure 12 : Corrélations diagaphiques basées sur les diagaphies conventionnelles dans les forages FSP.
Gamma-ray (vert foncé), résistivités (orange), sonique (vert) et caliper (rouge)
Les accolades ainsi que les ellipses correspondent à des motifs diagaphiques corrélables.
L'arc de cercle ainsi que les traits bleus correspondent aux grandes tendances corrélables.

SO

— Corrélations diagraphiques (lithologiques)



NE

Remarques : Pour le forage pétrolier Joinville 101, la vitesse du son n'a pas été mesurée.
 Les forages EST 205 et EST 104 ne traversent pas la totalité de la formation argileuse.

Figure 13 : Etude des corrélations diagraphiques à haute résolution sur un transect NE-SO constitué de 7 forages.
 Les motifs diagraphiques corrélables ont été mis en évidence.

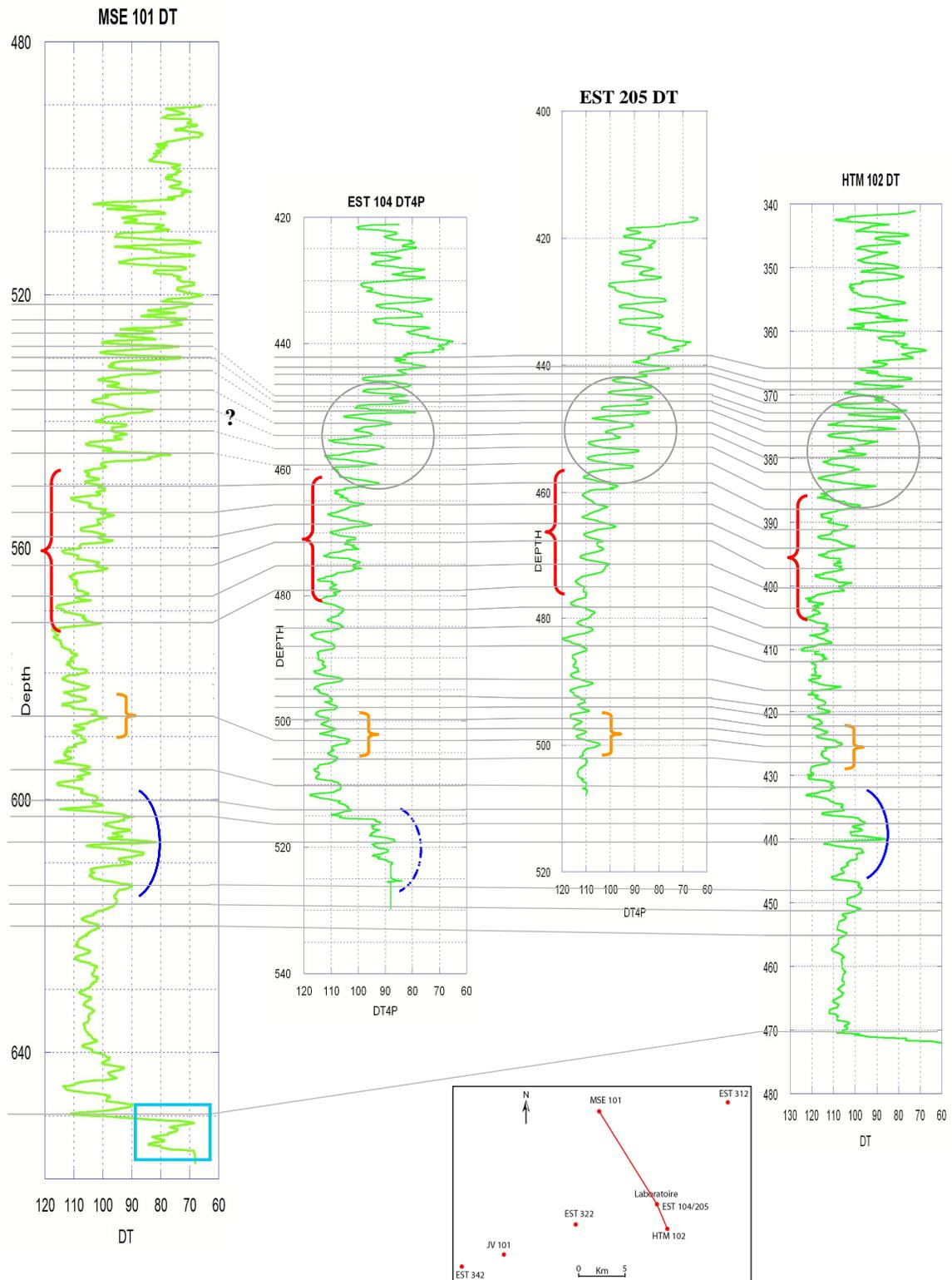


Figure 14 : Etude des corrélations diagraphiques à haute résolution sur un transect NNO-SSE constitué de 4 forages.

Les motifs diagraphiques corrélables ont été mis en évidence.

Remarque : en quoi l'ajout du sonique permet-il d'affiner les corrélations dans certaines zones ?

Les mesures du temps de trajet du son sont peu sensibles aux variations de diamètre du trou (Serra & Serra, 2000). D'après la fiche technique Schlumberger de l'outil DSI (Dipole Shear Sonic Imager), la résolution verticale est de 3,5 pieds (1.07 m) pour un pas d'échantillonnage de 6 pouces (15.24 cm) et la profondeur d'investigation est de 9 pouces (22.86 cm). En réalité, la profondeur d'investigation varie entre 12 cm et environ 1 m. Elle est fonction de la vitesse de la formation. Lorsque la zone envahie est profonde et occupée par un fluide plus lent que celui en place dans la zone vierge, un espacement court donnera la vitesse du son dans la zone envahie alors qu'un espacement long donnera la vitesse du son dans la zone vierge. C'est également le cas des formations microfissurées par suite du forage (dans les argiles). D'où l'intérêt des grands espacements dans les massifs argileux (Serra & Serra, 2000). Si l'espacement est plus important, la profondeur d'investigation est plus importante et la résolution verticale plus faible. Sous cette hypothèse, les courbes DT4P issues du DSI dans les forages FSP sont donc plus 'lissées' que les courbes de gamma ray. N'apparaissent alors que les principales fluctuations facilement corrélables entre les forages.

Les corrélations diagraphiques réalisées en 2004 (Lefranc, 2004) à partir du gamma ray, des inductions et du caliper montrent des incohérences avec les autres données stratigraphiques. Un nouvel outil diagraphique a été pris en compte : le Sonique. Pour cette nouvelle étude, les données considérées sont celles fournies par le gamma ray, le sonique, le caliper et les inductions. L'ajout du sonique a permis d'affiner les corrélations, en particulier dans la partie la plus argileuse du Callovien-Oxfordien, d'obtenir notamment des corrélations très précises entre les forages EST 322 et EST 312 et de faciliter la détection de motifs diagraphiques corrélables entre la plupart des forages, y compris les forages pétroliers.

2.3 Valeur stratigraphique des corrélations diagraphiques

Les corrélations diagraphiques basées sur le concept de similitude sont des corrélations lithologiques ou de faciès. Dans un bassin de type deltaïque, si on se déplace suivant la direction de progradation, on a toutes les chances d'avoir des corrélations de faciès diachrones. Les corrélations basées sur le concept de rythmicité et mettant en application la notion de variabilité latérale sont plus chronostratigraphiques puisqu'elles corréleront des événements de plus grande amplitude et présentent de ce fait une plus grande probabilité de synchronisme (Serra, 1985). Pour étudier les variations du taux de sédimentation le plus précisément possible, un maximum de données est à prendre en compte et il est nécessaire de vérifier la cohérence des corrélations lithologiques avec les autres données stratigraphiques : les résultats de l'analyse séquentielle ainsi que le découpage biostratigraphique. Carpentier (2004) a effectué une analyse stratigraphique de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris. L'analyse séquentielle principalement utilisée ici est celle de Curial (Diastrata, 2005) qui a étudié en détail la stratigraphie au niveau des argilites callovo-oxfordiennes du site de Meuse/Haute-Marne.

2.3.1 Comparaison entre les corrélations lithologiques et l'analyse séquentielle de Curial (2005)

Le principe fondamental de la stratigraphie séquentielle haute résolution consiste à identifier, à dénombrer et à corréler des niveaux marquant des maximums d'inondation avec une résolution la plus fine possible (à l'échelle des séquences génétiques ou groupes de génétiques). Les niveaux corrélés sont considérés comme étant isochrones. Dans une vision générale simple des mécanismes de dépôt en domaine marin, on peut assimiler les maximums d'inondation aux maximums d'argilosité, et par extension, aux maximums enregistrés sur la diagraphie de radioactivité naturelle sous condition que ce

maximum se marque conjointement par une déflexion positive des diagraphies de porosité (sonique, porosité-neutron, porosité CMR) et de conductivité (ou minimum de résistivité) (Curial, 2005). Ce cadre simple admet toutefois de nombreuses limites (Curial, 2005). La méthode employée par Curial est une méthode automatique avec un logiciel de ‘reconnaissance de formes’.

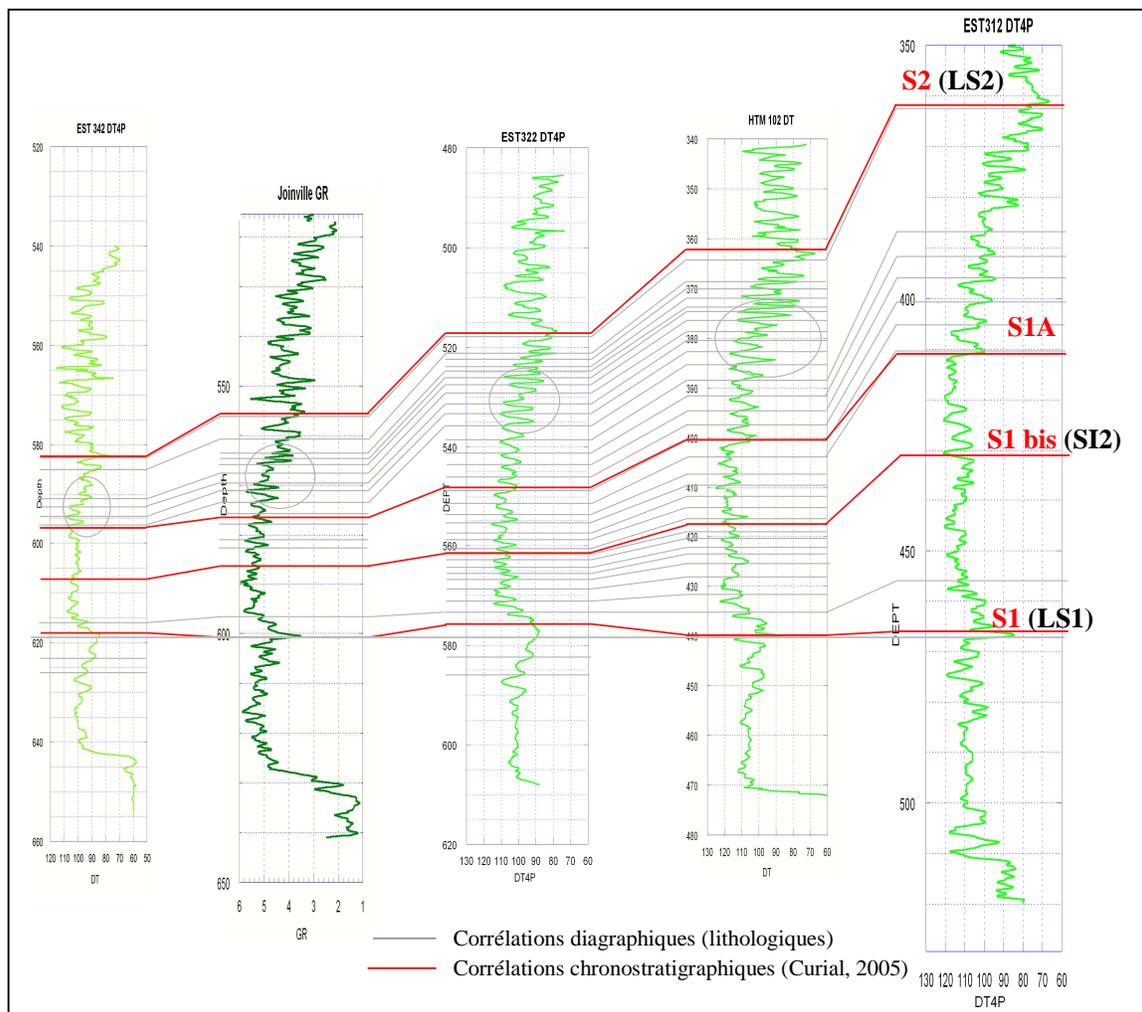


Figure 15 : Correlations diagraphiques (traits gris) et principaux niveaux isochrones (traits rouges) (Curial, 2005) sur un transect NE-SO constitué de 5 forages.

Les correlations diagraphiques (lithologiques) ne montrent pas d'incompatibilités majeures avec les interpretations séquentielles.

Sur la Figure 15, les traits rouges correspondent aux principales surfaces limitant les différentes séquences. Il s'agit des surfaces appelées S1, S1bis, S1A et S2 d'après la nomenclature Curial¹. S1 et S2 correspondent à des surfaces de première inondation. S1Bis correspond au maximum d'inondation. L'intervalle S1 / S1bis montre une tendance verticale rétrogradante puis aggradante. La surface S1A

¹ La nomenclature des surfaces séquentielles utilisée pour cette partie est celle de Curial (2005) puisqu'il s'agit d'une comparaison entre les interpretations diagraphiques et séquentielles. Par la suite, la nomenclature ANDRA sera utilisée à savoir 'LS' pour les limites de séquences et 'SI' pour les surfaces d'inondation maximale.

marque une inversion des sens de progradation des corps sédimentaires. L'intervalle S1bis / S1A montre une évolution verticale aggradante à faiblement progradante. L'intervalle S1bis/S2 (Oxfordien inférieur) constitue la partie progradante du cycle d'approfondissement / désapprofondissement amorcé à partir de S1 (Curial, 2005)

Sur la Figure 15, la surface S1 coïncide avec le trait de corrélation reliant les points les plus résistants (avec une vitesse plus importante sur le sonique) du dôme plus carbonaté du Callovien supérieur. Une légère différence entre la surface S1 et la corrélation lithologique est observée dans le forage EST 322. Cette différence est probablement liée à la morphologie du dôme où le maximum semble moins bien exprimé dans EST 322 que dans les autres forages. Pour la surface d'inondation maximale S1 bis et pour la surface S1A, dans les forages où des corrélations lithologiques ont pu être établies, une bonne compatibilité existe entre les deux interprétations. Toutefois entre HTM 102 et EST 312, la position de la surface S1A diffère localement des corrélations lithologiques. Dans cet intervalle, la prise en compte des données biostratigraphiques avait nécessité un changement de la position de la surface S1A (Curial, 2005). La singularité du signal diagrapique dans cette zone du forage EST 312 rend les interprétations plus difficiles. La surface S2 est compatible avec le trait de corrélation lithologique reliant un ensemble plus carbonaté de la partie supérieure de la couche (limite entre Oxfordien inférieur et Oxfordien moyen dans EST 322 et HTM 102).

Il n'y a pas d'incompatibilités majeures entre les interprétations diagrapiques et séquentielles.

2.3.2 Les motifs diagrapiques corrélables sont-ils synchrones ? Comparaison entre les corrélations diagrapiques et les données biochronostratigraphiques de Thierry et al. (2006)

Remarque préliminaire sur le calage entre cote diagrapie et cote carotte

« Dans les forages ANDRA, il est à noter qu'il n'y a manifestement pas eu de recalage précis entre les cotes sondeur (=cotes des carottes) et les cotes diagrapiques, ce qui entraîne une légère incertitude lorsqu'on met en correspondance ces diverses données » (Curial, 2005).

Les problèmes de calage sont supposés négligeables au sein des forages FSP. Les données diagrapiques et biostratigraphiques sont donc mises en regard sans ajustement des cotes profondeur.

Une recherche systématique des ammonites des séries argileuses a été effectuée entre le toit de la « Dalle nacrée » et le mur des « terrains à Chailles ». Fondées sur les apparitions, disparitions, concomitances et abondance des divers taxons répertoriés, les procédures opératoires de la biochronologie ont été appliquées. La recherche dans les successions des taxons caractéristiques a permis de reconnaître et délimiter très précisément les unités biostratigraphiques (zone, sous-zone et horizon) (Thierry et al., 2006). C'est principalement ce calage biochronostratigraphique qui est mis en regard avec les corrélations diagrapiques dans cette partie.

Premier motif corrélable : le 'dôme' résistant du Callovien moyen/supérieur

- ✓ Le Callovien dans les forages EST 322 et EST 342

Les quatre traits de corrélations diagrapiques compris entre 630 et 620 m dans EST 342 (Figure 16) sont datés de la zone à Coronatum. Ces traits se trouvent également dans la zone à Coronatum dans EST 322 et dans un intervalle où les unités biostratigraphiques n'ont pas été reconnues. Il n'y a pas donc pas d'incohérence entre les deux interprétations dans cette zone.

Dans EST 322, une zone était décrite dans une version antérieure provisoire comme « zone à Athleta ?, sous-zone à Collotiformis ? » (Etoile rouge, Figure 16). Le dôme, qui apparaît clairement sur les résistivités au Callovien supérieur, correspond d'un point de vue lithologique à une succession

de niveaux plus carbonatés. Ces bancs sont décrits comme des niveaux condensés correspondant au maximum de progradation (rapport Andra, CRPADS040022). Ce dôme a, dans EST 322 et EST 342, une forme très similaire dans ces deux forages avec une épaisseur plus importante dans EST 322. Les données biostratigraphiques suggèrent, avec la présence de la zone à Athleta entre 579,73 et 576,50 m dans EST 322, un ralentissement important de la sédimentation voire un hiatus au niveau du forage EST 342 entre 619,08 et 618,58 m. Cette zone dans EST 322 correspond à la partie inférieure du dôme. Or l'observation du dôme dans EST 342 montre que la partie inférieure existe et qu'elle est d'âge Callovien moyen. La discussion (Annexe 1) avec les spécialistes des ammonites dans le Jurassique, Marchand et Thierry, a donc été organisée dans l'objectif de résoudre les divergences qui existent entre les données diagraphiques et le découpage par les ammonites. Les données ont été actualisées. L'intervalle « zone à Athleta ?, sous-zone à Collotiformis ? » a été identifié principalement à partir de brachiopodes : Thurmanelles. L'absence d'ammonites caractéristiques rend la détermination moins fiable. Le principal résultat de l'échange avec Marchand, Thierry et Bonnot est le suivant : il n'y a plus d'arguments biostratigraphiques qui peuvent contredire les corrélations diagraphiques au niveau du Callovien supérieur. Ainsi, l'intervalle intitulé « Athleta ? » présent entre 576,50 et 579,73 m dans EST 322 peut être remis en question. Il est possible que la zone à Coronatum s'étende jusque 576,50 m. Dans EST 342, un intervalle sans information est présent entre 619,08 et 618,58 m. Celui-ci pourrait correspondre à la zone à Athleta ou à la zone à Coronatum.

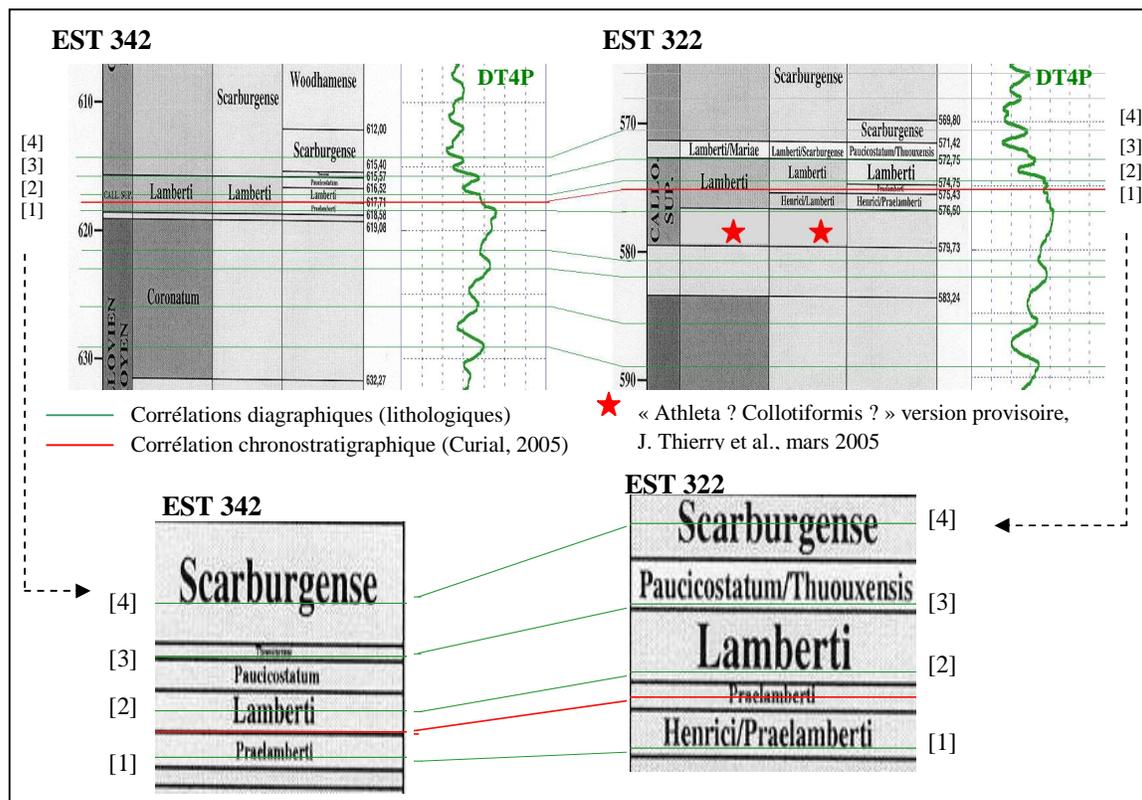


Figure 16 : Corrélations diagraphiques et découpages biostratigraphiques du Callovien supérieur dans les forages EST 322 et EST 342. (La partie inférieure est un agrandissement des horizons)

Les corrélations diagraphiques (lithologiques) sont compatibles avec les corrélations biostratigraphiques dans le Callovien supérieur.

Le trait [1] passe dans les deux forages dans l'horizon à *praelamberti* ou *henrici/praelamberti* et le trait [2] traverse les horizons à *lamberti*. Le trait [3], corrélant les maximums des dômes des résistivités, est situé à la limite entre les horizons à *paucicostatum* et *thuouxensis* dans EST 342 et dans l'horizon à *paucicostatum/thuouxensis* dans EST 322. Le trait de corrélation [4] traverse dans ces deux forages l'horizon à *scarburgense*. Dans la partie supérieure (Figure 16) du dôme carbonaté, les corrélations diagraphiques sont compatibles avec les données biochronostratigraphiques.

✓ La zone à Athleta dans les forages HTM 102 et EST 312

Dans le forage EST 312, la zone à Athleta est présente de manière certaine entre 467,15 m et 465,90 m (Figure 17). Dans HTM 102, cette zone est représentée entre 440,65 m et 439,95 m mais des incertitudes existent (Thierry et al, 2006). Quand les données diagraphiques et les données biostratigraphiques sont mises en regard, elle apparaissent parfaitement compatibles. En effet, un pic de résistivités élevées (vélocité élevée également) est visible dans les deux « dômes » carbonatés. Ces pics semblent être synchrones à l'échelle des cycles d'ordre 3 et datés du Callovien supérieur : zone à Athleta (Figure 17).

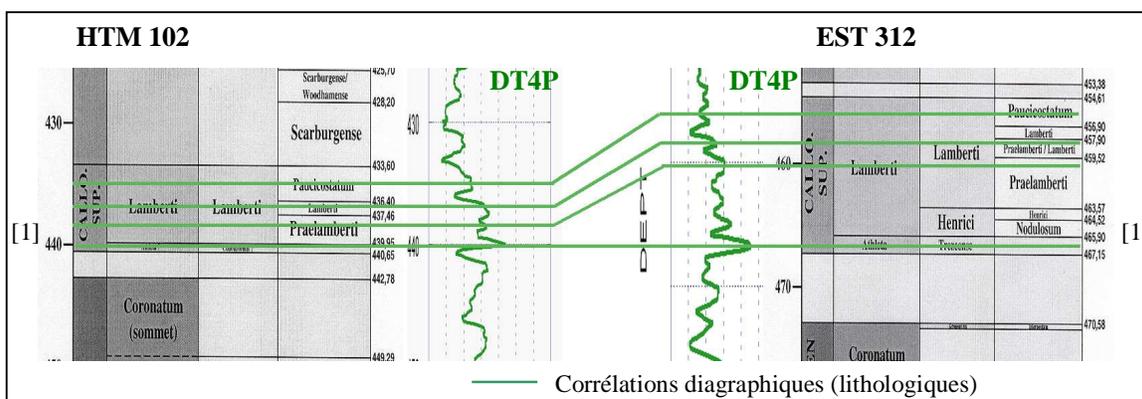


Figure 17 : Correlations diagraphiques et découpages biochronostratigraphiques au Callovien supérieur dans HTM 102 et EST 312

Des signaux diagraphiques peuvent être corrélés et datés précisément au Callovien supérieur.

✓ Horizons à *paucicostatum/thuouxensis*

Bien que peu épais dans les argilites (1,50 à 2,80 m), l'horizon à *paucicostatum* a été reconnu sans ambiguïté dans la presque totalité des forages : EST 342 (616,52 à 615,57 m), HTM 102 (436,40 à 433,60 m), EST 104 (516,04 à 514,94 m) et EST 312 (456,90 à 454,61 m). Par manque de taxons caractéristiques entre 572,75 et 571,42 m dans EST 322, il ne peut être séparé de l'horizon à *thuouxensis*, horizon de base de l'Oxfordien (Thierry et al., 2006). L'horizon à *thuouxensis* a été défini dans le bassin du Sud-Est de la France (Fortwengler et al., 1997). Cet horizon est très limité dans le temps et présente une isochronie parfaite à l'échelle des cycles d'ordre 3. Le pic situé juste au dessus du dôme des résistivités (Figure 15, Figure 16, Figure 17) dans les trois forages EST 342, EST 322, HTM 102 et EST 312 s'avère être synchrone et daté de l'horizon à Paucicostatum (voire Paucicostatum/Thuouxensis). Des signaux diagraphiques peuvent donc être datés et peuvent marquer

le toit du Callovien supérieur.

Deuxième motif corrélable : le pic plus résistant situé dans la partie la plus argileuse de la couche

Ce pic (accolade orange, Figure 13) a été identifié principalement sur les forages EST 322 à 567m, HTM 102 à 425 m, EST 205 à 500 m et EST 104 à 503 m. Ce motif est associé à une zone entre les horizons à *scarburgense* et *woodhamense* dans EST 322, à l'horizon à *woodhamense* dans HTM 102, à la sous-zone à *Scarburgense* mais sans horizon identifié dans EST 104 et à l'horizon à *scarburgense/woodhamense* dans EST 205 (Thierry et al., 2006). Ce pic semble être synchrone et daté de l'Oxfordien inférieur (horizon à *scarburgense/woodhamense*).

Remarque :

D'après Marchand et Thierry (communication orale du 2 mars 2005) les premières phases ontogéniques des espèces *Cardioceras woodhamense* et *Cardioceras scarburgense* sont les mêmes. Si la forme de l'ammonite trouvée est complète, il est alors possible d'identifier avec précision *Cardioceras woodhamense* ou *Cardioceras scarburgense*. Si la forme est incomplète, il est parfois difficile de faire la différence. La limite entre l'horizon à *scarburgense* et l'horizon à *woodhamense* est alors plus difficile à placer. Cette limite peut être fixée, dans de bonnes conditions, à 1 m près.

Troisième motif corrélable : la zone de six pics de résistivité avec de fortes variations d'amplitude

La base de l'intervalle comprenant six pics résistants parfaitement identifiables sur le gamma-ray, les résistivités et le sonique (accolades rouges, Figure 12 & Figure 13) est à 552 m dans EST 322, 405 m dans HTM 102, 477 m dans EST 205, 481 m dans EST 104 et 412 m dans EST 312. La base de cette zone ne peut être datée précisément dans EST 322 et EST 205 puisque les sous-zones et les horizons n'ont pas pu être déterminés à cette profondeur ; elle est estimée de l'horizon à *woodhamense* dans HTM 102, de la sous-zone à *Scarburgense* dans EST 104 et de la sous-zone à *Praecordatum* dans EST 312. Il y a donc une incompatibilité entre les corrélations lithologiques et les corrélations biostratigraphiques pour ce motif dans EST 312. Dans cette même zone, l'interprétation séquentielle (Curial, 2005), basée essentiellement sur le sonique et le gamma ray, n'est pas compatible avec le découpage biostratigraphique. En effet, les géométries situées au-dessus de S1bis nouvellement positionnée et jusqu'à S2 (non comprise) restent difficiles à établir entre EST 312 et les forages voisins. La localisation de S1A n'a pas pu être rendue conforme aux données biostratigraphiques (Curial, 2005). Dans le cas de la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur dans EST 312, les deux interprétations temporelles sont incohérentes. Les corrélations lithologiques sont globalement en accord avec les interprétations séquentielles (Figure 15) dans cette zone.

Quatrième motif corrélable : le motif à la base de la zone de plus en plus résistante au sommet de l'Oxfordien inférieur (ellipses grises, Figure 13).

Ce motif est constitué d'une succession de sept pics plus résistants (et une vitesse des ondes P plus rapide) dont les trois pics de la partie supérieure sont plus resserrés (ellipse grise, Figure 12 & Figure 13, Figure 18). La base de ce motif est à 597 m dans EST 342, 537 m dans EST 322, 386 m dans HTM 102, 458 m dans EST 205, 460 m dans EST 104 et 383 m dans EST 312. Ce motif est particulièrement identifiable sur le log de résistivité (Figure 18). Son épaisseur est moins importante dans le forage EST 342. Les trois pics plus resserrés sont difficiles à délimiter avec d'autres outils dans ce forage ; la résolution verticale du sonique ne permet pas de les identifier clairement (Figure 12). La base du motif est probablement datée de la sous-zone à *Praecordatum* dans EST 342 (limite supérieure de la sous-zone à *Praecordatum* : 597,72 m) et de la sous-zone à *Praecordatum* dans HTM 102 (la base de la sous-zone à *Praecordatum* est à 383 m mais correspond au 'milieu' de la sous-zone).

Pour les forages EST 205, EST 104 et EST 312 il n'y a pas d'indications biostratigraphiques. Pour EST 322, la limite entre la sous-zone à Praecordatum et la sous-zone à Bukowskii se situe à 518,59 m. La profondeur de la base de la sous-zone à Praecordatum n'est pas connue. Pour ce motif, et avec les données disponibles, il n'y a pas d'incompatibilité avec les données biostratigraphiques. Le motif à la base de la zone de plus en plus résistante au sommet de la formation semble être synchrone à l'échelle des séquences d'ordre 3 et daté de la sous-zone à Praecordatum (Figure 18).

Remarques :

- Des intercalations calcaires se développent vers le sommet de la série argileuse et les ammonites deviennent très rares et souvent peu caractéristiques (détermination difficile). Le reconnaissance des unités biostratigraphiques s'avère ainsi délicate au passage Oxfordien inférieur-Oxfordien moyen (Thierry et al., 2006).
- Dans la Figure 18 les outils de résistivités utilisés ne sont pas les mêmes pour les forages FSP et HTM 102. Pour les forages FSP, des sondes à induction ont été utilisées alors que pour HTM 102, une sonde à électrodes a été choisie. La sonde SFL est une sonde à focalisation sphérique. Sa définition verticale est de 30 pouces environ (Serra & Serra, 2000). Les deux outils permettent d'obtenir, dans les argilites, des courbes très similaires et facilement corrélables.

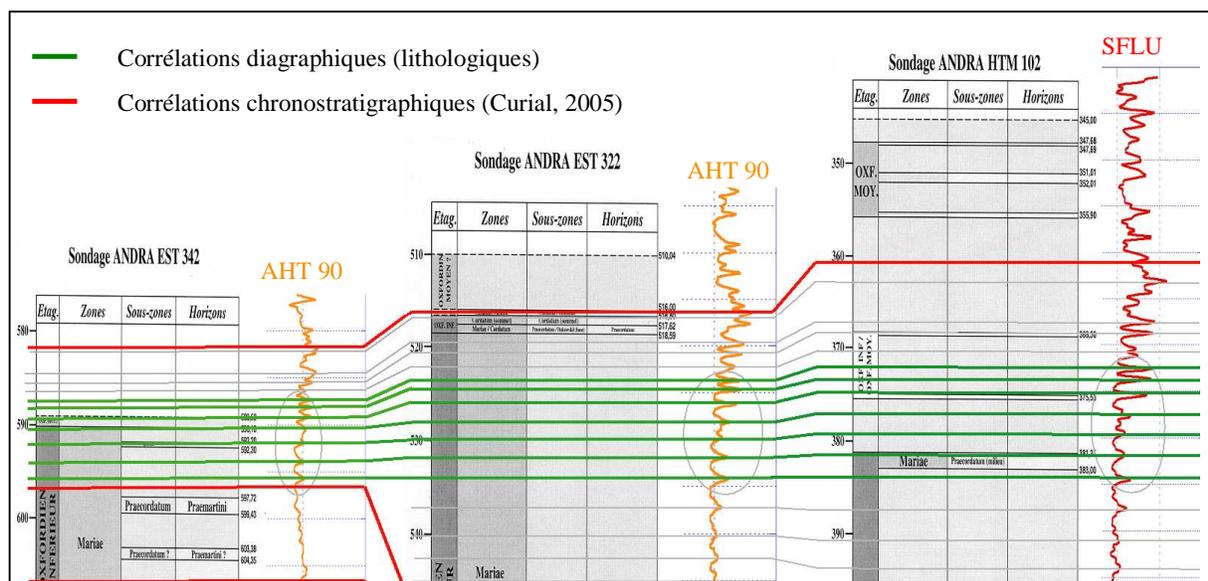


Figure 18 : Correlations diagraphiques et découpages biostratigraphiques au sommet de l'Oxfordien inférieur dans les forages EST 342, EST 322 et HTM 102.

Les signaux diagraphiques corrélables (ellipse grise) identifiés à partir des résistivités semblent être datés de la sous-zone à Praecordatum.

Les corrélations diagraphiques semblent suivre, ici, pour la plupart des lignes temps. Les corrélations diagraphiques, lithostratigraphiques, peuvent être considérées, à cette échelle (à plus grande échelle ou à une échelle plus fine, la relation n'est pas vérifiée) et à quelques exceptions près, comme des corrélations chronostratigraphiques.

Ces nouvelles corrélations diagraphiques ne sont plus sécantes avec celles de Curial (2005) : elles se superposent à celles-ci dans la majeure partie des argilites du Callovo-Oxfordien.

La première étude des corrélations diagraphiques et des données biostratigraphiques dans les forages EST 322 et EST 342 au niveau du Callovien supérieur a révélé des divergences. En effet, la superposition des données biostratigraphiques et des corrélations diagraphiques au Callovien supérieur, montre que la zone à Coronatum dans EST 342 est corrélée à la zone à Athleta dans EST 322. Une discussion, sur les incertitudes qui affectent le découpage fondé sur les ammonites dans certaines zones, avec les spécialistes (Marchand & Thierry) des ammonites a abouti à la conclusion suivante : il n'y a pas d'incompatibilité entre les données biostratigraphiques et les corrélations diagraphiques. Une incompatibilité est néanmoins à signaler au niveau du forage EST 312 dans la sous-zone à Praecordatum entre les interprétations diagraphiques et séquentielles et le découpage biostratigraphique.

Des signaux diagraphiques peuvent être corrélés entre les forages et sont datés précisément ; le maximum du dôme des résistivités est daté dans EST 312 et HTM 102 de la zone à Athleta et le pic situé au dessus de ce dôme daté de l'horizon à *paucicostatum* dans la plupart des forages.

Avec les données disponibles, les corrélations diagraphiques semblent être, à cette échelle (séquence d'ordre 3), des corrélations lithologiques mais également chronostratigraphiques.

2.4 Exploitation des corrélations diagraphiques

Nous avons montré la cohérence entre les corrélations diagraphiques et les autres données stratigraphiques. Ces corrélations peuvent désormais être interprétées en terme de variations spatiales. L'intérêt de l'exploitation des corrélations diagraphiques est par exemple la mise en évidence d'un hiatus. Si l'analyse d'une pendagemétrie peut suggérer l'existence d'une faille ou d'une discordance, seule la comparaison à un ou plusieurs autres puits permet de préciser en définitive s'il existe réellement une suppression de série, et, si oui, si elle correspond à une faille directe ou à une discordance, à une période de non dépôt ou à une érosion (Serra, 1985).

2.4.1 La formation callovo-oxfordienne globale

		Résistivités (AHT90) (Ohm.m)	Gamma-ray (API)	Sonique (µs/ft)
EST 312	LS0 – LS2	11.03	77.97	105.15
EST 322	LS0 – LS2	13.86	78.07	101.22
EST 342	LS0 – LS2	11.23	72.73	97.54

Tableau 1 : Valeurs moyennes des résistivités, des gamma-rays et des soniques dans les forages FSP entre les surfaces LS0 et LS2.

Les moyennes sont globalement les mêmes entre les trois forages, ce qui suggère des variations latérales sont faibles.

Les roches ont des résistivités variables, en fonction des minéraux qui les composent, de leur porosité, de la connectivité des pores et des fluides remplissant l'espace poreux. La résistivité est d'environ 0.5 ohm.m pour des sables très poreux renfermant une eau saturée salée et varie entre 1 et 60 ohm.m pour des argiles en fonction de leur état de compaction et de leur âge (Serra, 2000, 1985). Les

résistivités globalement constantes (Tableau 1) latéralement entre les forages tendent à montrer que les fluides et la porosité des argilites sont approximativement les mêmes dans les trois forages. Le sonique et le gamma-ray, liés directement à la lithologie ne montrent pas de variations majeures (il n'y a pas de fluctuations supérieures à 10 %). La lithologie est en moyenne similaire dans les trois forages.

Sur le transect SO-NE les corrélations diagraphiques, entre les deux maxima de résistivités et les deux minima du sonique et de gamma ray, tendent à montrer une augmentation d'épaisseur dans le sens SO-NE (Figure 13). Cet intervalle correspond à la séquence médiane (ordre 3) définie par l'Andra (rapport Andra, CRP0DIA0400022A).

2.4.2 La base de la formation du Callovo-Oxfordien

Sur toutes les diagraphies, la base de la couche (LS0) correspond à un changement brusque du signal associé à un changement de sédimentation avec des dépôts d'argilites silteuses sur les calcaires de la Dalle Nacrée du Callovien inférieur. Parfois sur les diagraphies (Gamma ray, Résistivités et Sonique) l'interface entre les calcaires du Dogger et les premiers faciès argileux avec un fort gamma ray n'est pas franche. Un hiatus, qui correspond à la mise en place des sédiments à la base de la séquence inférieure, est responsable de la variation d'épaisseur d'une dizaine de mètres entre les forages MSE 101 et HTM 102 (CRPADS040022A). Le rectangle bleu (Figure 14) montre une partie de l'intervalle supplémentaire dans MSE 101 par rapport à HTM 102 sur le sonique. Sur le profil NO-SE (Figure 12, Figure 13), un intervalle similaire à celui observé dans MSE 101 est présent dans EST 312 entre 510 et 520 m (rectangle bleu, Figure 12, Figure 13). Curial (2004) a également décrit ce faciès intermédiaire, à lithologies variées, qu'il situe entre le toit du Dogger et la surface appelée S0 dans la nomenclature Curial. Cette formation semble être inexistante dans la partie Sud-Ouest du secteur élargi (incluant les forages pétroliers) et semble s'épaissir vers le Nord-Est (Curial, 2005).

2.4.3 Le Callovien moyen

La qualité des logs au sein des intervalles datés du callovien moyen ne permet pas de faire des corrélations diagraphiques à haute résolution. Il est limité par deux motifs diagraphiques caractéristiques : le changement brusque à la base de la couche avec une augmentation brutale du gamma ray (LS0) et le dôme plus carbonaté visible sur toutes les diagraphies. Ces deux motifs permettent de limiter un intervalle qui s'épaissit du SO vers le NE et du SSE vers le NNO le long des deux transects des Figure 13 et Figure 14. La variation d'épaisseur du SO vers le NE est principalement marquée entre HTM 102 et EST 312.

2.4.4 Le callovien supérieur

Le Callovien supérieur est représenté sur les diagraphies par le dôme carbonaté. Les corrélations diagraphiques montrent un épaississement de la partie supérieure du dôme du SO (3 m dans EST 342) vers le NE (12 m dans EST 312) et une variation non significative du SSE (7 m dans HTM 102) vers le NNO (7 m dans MSE 101) (Figure 13, Figure 14). Cet épaississement dans le sens SO-NE est corroboré par des horizons à *paucicostatum* et à *praelamberti* plus épais dans HTM 102 et EST 312.

A partir des corrélations diagraphiques dans le Callovien moyen et supérieur, il est difficile, avec des outils diagraphiques conventionnels, de détecter des variations du taux de sédimentation ou des hiatus dans ces intervalles. La présence des sous-zones à Henrici et Trezeense dans EST 312 entre 463,57 et 467,15 m et leur absence, notamment dans EST 342, montre que des hiatus peuvent exister au Callovien supérieur. Toutefois, l'absence de ces biozones peut sans doute aussi correspondre à la rareté ou à l'absence de faune caractéristique (Thierry et al., 2006).

2.4.5 L'Oxfordien inférieur

Les corrélations diagraphiques de la base de l'Oxfordien inférieur

Dans la zone où le gamma ray est le plus élevé, à la base de l'Oxfordien inférieur, des corrélations à haute résolution ont été obtenues. La densité des traits de corrélation permet d'avoir une idée de l'organisation du massif argileux. Cette zone est comprise entre deux motifs corrélables : le dôme résistant et la base de l'intervalle marqué par une accolade rouge (Figure 12, Figure 13, Figure 14). Des corrélations diagraphiques pic à pic à haute résolution entre EST 104, EST 205 et HTM 102 montrent peu de variations du taux de sédimentation entre ces forages. Tous les pics dans cet intervalle se corrélaient avec EST 322. A cette échelle, entre les forages sur le site du laboratoire et EST 322, il n'y a pas de hiatus visible. Toutefois, les traits de corrélation plus resserrés dans EST 322 (Figure 13) suggèrent un ralentissement du taux de sédimentation dans ce forage.

Le signal diagraphique est différent dans le forage EST 312 dans cet intervalle. Le motif représenté par une accolade orange dans la Figure 13 au niveau des forages voisins n'est pas facilement identifiable dans EST 312. Peu de traits de corrélations chronostratigraphiques (Curial, 2005) sont disponibles dans cette zone également. Plusieurs propositions de corrélations sont possibles dans l'Oxfordien inférieur du forage EST 312. L'une des possibilités est présentée dans la Figure 19. La limite entre l'horizon à *scarburgense* et à *woodhamense* se situe entre 425,70 et 429,20 m dans HTM 102 et entre 441,72 et 444,21 m dans EST 312. Ces corrélations diagraphiques ne sont pas incompatibles avec la limite entre ces deux horizons. Cette interprétation diagraphique fait apparaître une condensation voire un hiatus dans le forage HTM 102 vers 405 m.

Dans cette même zone d'étude, les corrélations diagraphiques sont difficiles à obtenir dans les forages Joinville 101 et EST 342 (Figure 13). Le signal diagraphique montre peu de fluctuations ; ce qui correspond à de faibles variations lithologiques ou à une sédimentation continue. La lithologie de cet intervalle est constituée principalement par des argilites silteuses noires avec quelques ammonites. Sur le transect NNO-SSE (Figure 14), un amincissement de l'intervalle étudié (entre le dôme des résistivités et le motif marqué par l'accolade rouge) a lieu dans le forage MSE 101. Il est difficile d'appliquer le concept de similitude dans ce forage et donc de savoir si cette différence d'épaisseur est liée à une condensation ou à un hiatus.

Cet intervalle, correspondant à la partie la plus argileuse de la couche, semble être lithologiquement homogène et donc peu variable sur les diagraphies dans certains forages comme EST 342 et Joinville 101. Pour les forages situés à proximité du laboratoire comme HTM 102, EST 322, EST 104 et EST 205, des corrélations à haute résolution sont effectuées et permettent de montrer des variations du taux de sédimentation mais pas de hiatus majeur à cette échelle. Le forage EST 312, avec un signal diagraphique différent, reste difficile à corréler avec les forages voisins. Cet intervalle s'amincit globalement du NE vers le SO.

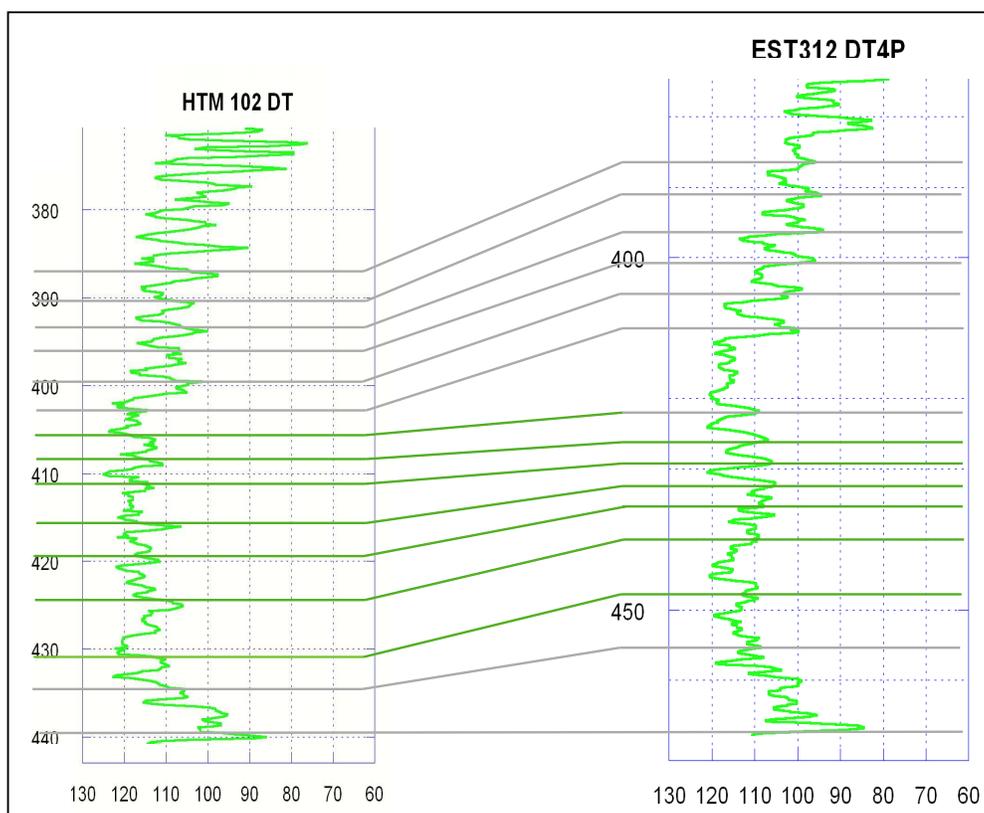


Figure 19 : Exemple de corrélations diagraphiques entre EST 312 et HTM 102 dans la partie basale de l'Oxfordien inférieur.

Les traits verts représentent une possibilité de corrélations diagraphiques entre HTM 102 et EST 312 dans la partie la plus argileuse de la formation. Cette interprétation met en évidence une condensation voire un arrêt de la sédimentation vers 405 m dans HTM 102.

Les corrélations diagraphiques de la partie médiane de l'Oxfordien inférieur

Cette zone est marquée principalement par le motif illustré par une accolade rouge (Figure 12, Figure 13, Figure 14). Cette succession de six pics résistants parfaitement corrélables s'amincit du NE vers le SO entre EST 312 (30 m) et EST 322 (15 m) et s'amincit du NNO vers le SSE entre MSE 101 et HTM 102. L'espacement entre les traits de corrélations montre une différence importante d'épaisseur entre EST 312 et les forages sur le site du laboratoire.

Cet intervalle n'est pas visible dans Joinville 101 et EST 342. Les corrélations diagraphiques permettent de mettre en évidence une forte condensation voire un arrêt de la sédimentation entre 598 m et 600 m dans le forage EST 342.

Les corrélations diagraphiques de la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur

La partie sommitale de l'Oxfordien inférieur, vers la limite de séquence LS2, est marquée par une résistivité de plus en plus forte, une vitesse de plus en plus importante sur le sonique et un gamma ray qui diminue. L'augmentation des niveaux plus carbonatés en allant vers la surface LS2 permet d'avoir une densité de corrélations diagraphiques importante. L'espacement entre les traits de corrélation semble être relativement constant sur le transect SO-NE du forage EST 312 au forage EST 322. Une légère diminution d'épaisseur est à noter plus à l'ouest dans le forage EST 342. Les corrélations sont

plus difficiles à mettre en évidence dans cette zone dans EST 312 ; le motif entouré par une ellipse grise (Figure 13) n'est pas facilement identifiable.

La comparaison des moyennes des résistivités, des gamma rays et des soniques, les corrélations des grandes tendances montrent que les variations latérales sont faibles au sein des argilites. Si une analyse détaillée des corrélations diagraphiques est menée, localement des variations d'épaisseur peuvent être détectés :

- Un hiatus déjà connu (Andra, 2004) est visible à la base de la couche entre MSE 101 et HTM 102. Un faciès supplémentaire, similaire à celui observé dans MSE 101 entre 550 et 560 m, semble exister à la base de la couche dans EST 312 entre 510 et 520 m.
- Le Callovien moyen, homogène sur les diagraphies, montre un épaissement du SO vers le NE (45 m dans EST 312) et du SSE vers le NNO.
- La même tendance est observée au Callovien supérieur (3 m dans EST 342 à 12 m dans EST 312). Des niveaux condensés sont connus au Callovien supérieur. Les diagraphies conventionnelles ne permettent pas de détecter d'éventuels hiatus dans cette zone.
- La base de l'Oxfordien inférieur, dont l'organisation peut être étudiée en détail dans les forages EST 322, HTM 102 et les forages sur site grâce à la densité des corrélations possibles, montre une diminution d'épaisseur dans EST 322 (18 m environ) par rapport aux trois autres forages (25 à 30 m environ). Cette zone correspond à la partie la plus argileuse de la formation et correspond à l'une des zones les plus difficiles, par son homogénéité, à corréler entre les forages EST 312, MSE 101 et EST 342.
- Un intervalle dans la partie médiane de la couche d'argilites est constitué de six pics de résistivité parfaitement corrélables entre EST 312, EST 205, EST 104, HTM 102 et EST 322. Cette zone s'amincit du NE (environ 30 m) vers le SO (16 m environ) et semble être très condensée voire absente dans le forage le plus éloigné du site du laboratoire : EST 342.

2.5 Le changement d'interstratifiés est il synchrone ?

Une fois les corrélations diagraphiques réalisées et la mise en cohérence avec les interprétations chronostratigraphiques établie, il est possible de mettre en regard ces corrélations avec les variations minéralogiques et particulièrement le changement d'interstratifiés.

La fraction argileuse du Callovo-Oxfordien est caractérisée par un changement de minéraux au milieu de la séquence médiane : la kaolinite présente dans la partie inférieure de la formation disparaît à ce niveau alors que les interstratifiés I/S de type R1 (ordonné, teneur en smectite : entre 20 et 40%) qui l'accompagnaient sont remplacés par des I/S de type R0 (désordonné, teneur en smectite : entre 50 et 70%) dans la moitié supérieure des argilites. Pour les passages verticaux entre les divers types d'interstratifiés, il faut noter dans le sens de la montée (rapport Andra, CRPADS040022A) :

- une deuxième inversion brutale, dans MSE101, avec passage de R0 à R1 à la limite Callovo-Oxfordien argileux/Oxfordien calcaire (soit vers 505 m de profondeur),
- plusieurs inversions dans EST 342 qui se produisent au niveau de surfaces séquentielles d'ordre 3 : de R1 à R0 aux maxima d'inondation du Callovien moyen et de l'Oxfordien inférieur, de R0 à R1 à la limite entre la première et la deuxième séquence.

Les variations d'interstratifiés I/S en fonction des évolutions séquentielles et l'origine détritique de la kaolinite suggèrent que ces changements sont d'origine sédimentaire et non diagénétiques (CRPADS040022A).

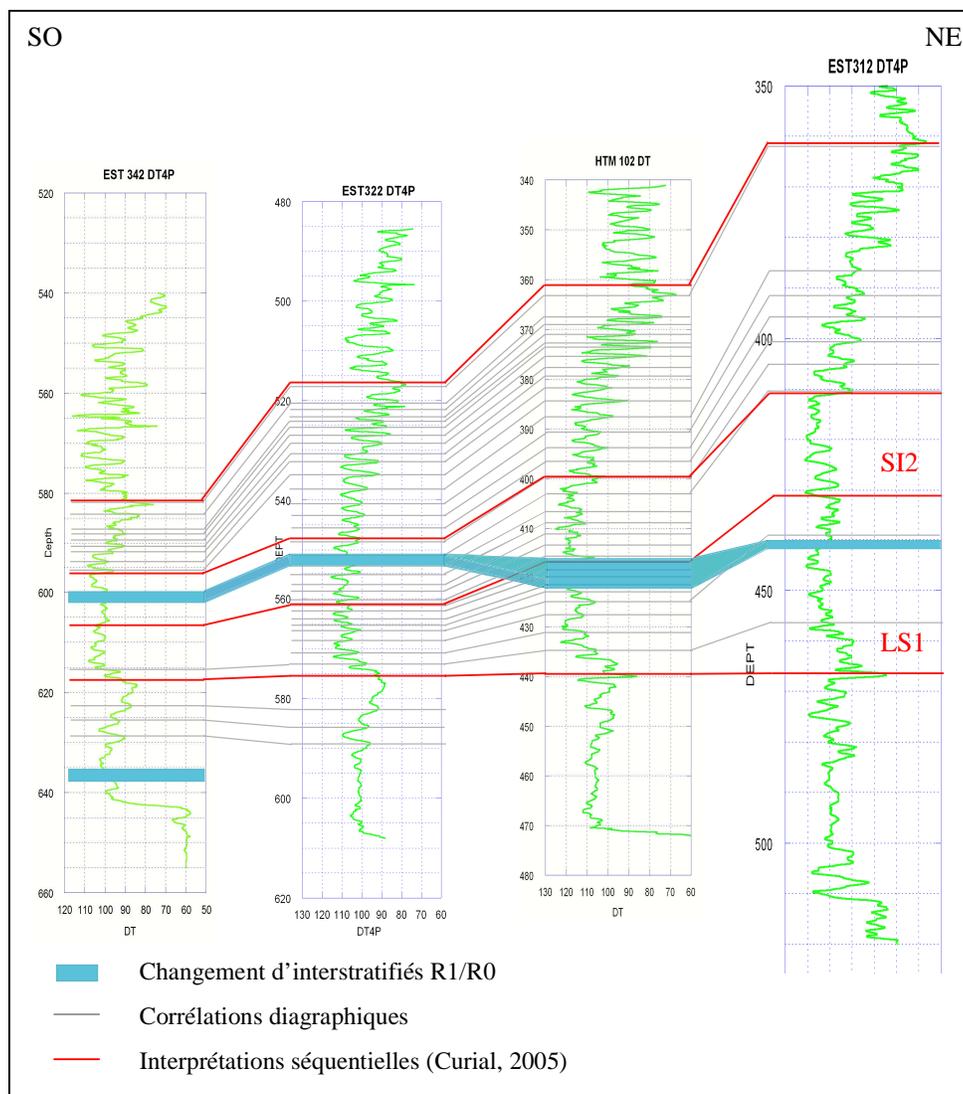


Figure 20 : Corrélations diagraphiques, interprétations séquentielles et changements d'interstratifiés dans les forages EST 342, EST 322, HTM 102 et EST 312.

Le changement d'interstratifiés coupe les traits de corrélations diagraphiques. Si ces dernières sont considérées comme des corrélations chronostratigraphiques, le changement d'interstratifiés est non synchrone.

D'un point de vue de la paléogéographie, ces minéraux proviennent de provinces différentes (Pellenard, 2003 ; Pellenard *et al.*, 1999) :

- kaolinite et illite ont une origine proximale : au Callovien, ils peuvent provenir du Massif Londres-Brabant et du Massif armoricain ; au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur, la

kaolinite peut venir de ces mêmes massifs et, au moins partiellement, du Massif Central qui est probablement émergé,

- smectites et interstratifiés illite/smectite auraient des sources plus lointaines et transiteraient par les bordures de l'Atlantique Nord en cours d'ouverture.

Remarques :

Pour le forage HTM 102, le changement d'interstratifiés se produit sur un intervalle plus grand que dans les forages FSP. MSE 101 et HTM 102 ont été les premiers forages étudiés et donc les premiers forages dans lesquels le changement d'interstratifiés a été détecté. La capacité d'échange cationique (CEC) était alors utilisée pour évaluer ce changement d'interstratifiés et ce changement était supposé d'origine diagenétique avec un passage progressif. Dans les forages FSP récents, les connaissances sur les argilites callovo-oxfordiennes, et en partie sur l'origine plus sédimentaire que diagénétique du changement d'interstratifiés, ont permis de resserrer cet intervalle à quelques mètres. Il est très probable que la différence d'épaisseur de l'intervalle dans lequel se produisent les changements d'interstratifiés soit liée aux techniques de mesure et non à une éventuelle condensation.

Dans le forage EST 342, deux changements d'interstratifiés existent. Il a été montré dans des travaux antérieurs (Lefranc, 2004) que le changement situé à 602 m est corrélable avec les changements dans les autres forages.

Dans la séquence médiane, le cortège minéralogique argileux est décrit comme étant constant avec un changement d'interstratifiés R1/R0 qui se situe dans tous les forages dans la zone à Mariae, sous-zone à Scaburgense de l'Oxfordien inférieur et qui coïncide avec la surface d'inondation maximum (rapports Andra DNTAGEG01033, DRPADPE041110).

La corrélation du changement d'interstratifiés I/S dans les forages EST 342, EST 322, HTM 102 et EST 312 (Figure 20) est sécante sur les interprétations diagraphiques et les interprétations séquentielles récentes (Curial, 2005). Entre les forages EST 322 et HTM 102, les corrélations diagraphiques, dans l'Oxfordien inférieur, sont considérées à cette échelle comme étant chronostratigraphiques. Par conséquent, la question du non synchronisme du changement d'interstratifiés doit être approfondie.

3. Conclusion

L'étape de l'analyse exploratoire des diagraphies est un préalable à une analyse plus fine des variations du taux de sédimentation. Le choix des outils pour l'étude des corrélations diagraphiques est essentiel. Après avoir écarté les outils non disponibles dans l'ensemble des forages ou fortement affectés par les caves, l'étude menée à partir du gamma ray et des résistivités a été améliorée avec la prise en compte d'un outil ayant une résolution verticale différente : le sonique.

L'analyse diagraphique verticale par forage montre des variations des faciès diagraphiques et permet de détecter à la fois des grandes tendances, proches des séquences inférieure, médiane et supérieure décrites dans les rapports Andra, et des motifs. Ces derniers sont visibles sur tous les logs comme le dôme des résistivités du Callovien supérieur, ou sur certains logs comme les résistivités pour le motif marquant le début de la zone de plus en plus carbonatée de l'Oxfordien inférieur.

Latéralement, ces motifs identifiés à partir des mêmes jeux de diagraphies dans les forages FSP peuvent être corrélés facilement. L'analyse des forages plus anciens et des forages pétroliers sur le secteur élargi a révélé la présence de ces mêmes motifs, parfois à partir d'outils de résistivité et de sonique différents de ceux utilisés dans les forages FSP. La prise en compte dans l'étude d'un grand nombre de forages a permis d'affiner les corrélations, notamment dans la partie la plus argileuse et homogène de la formation (base de l'Oxfordien inférieur).

Les corrélations diagraphiques basées sur le concept de similitude sont des corrélations lithostratigraphiques. La mise en regard de ces corrélations avec les autres données stratigraphiques, à savoir les interprétations séquentielles (Curial, 2005) et le découpage biostratigraphique (Thierry et al. 2006), a permis, après discussion avec les spécialistes, de montrer qu'il n'y a pas d'incompatibilités majeures entre ces trois interprétations. La seule incohérence concerne les corrélations dans la partie médiane de l'Oxfordien inférieur dans le forage EST 312 où les interprétations basées sur les diagraphies sont en contradiction avec le découpage biostratigraphique. Les corrélations diagraphiques, lithostratigraphiques, peuvent, dans l'ensemble et à cette échelle (séquence d'ordre 3), être considérées comme des corrélations chronostratigraphiques.

Une fois les interprétations diagraphiques rendues cohérentes avec les autres données stratigraphiques, l'exploitation des corrélations montre que les variations latérales exprimées par les diagraphies sont beaucoup plus faibles que les variations verticales. L'épaisseur des intervalles compris entre les motifs diagraphiques corrélables peut varier latéralement en fonction des transects étudiés. Des variations verticales du taux de sédimentation à l'échelle plurimétrique ont été détectées. Deux principales condensations ont été identifiées : une condensation, déjà connue, à la base de la formation entre MSE 101 et HTM 102 a été identifiée également entre EST 312 et les forages sur le site du laboratoire, et une autre condensation voire un arrêt de la sédimentation a été identifiée dans la partie médiane de l'Oxfordien inférieur dans les forages Joinville 101 et EST 342. Au niveau du Callovien supérieur, les diagraphies classiques ne permettent pas de détecter la présence de hiatus.

La mise en regard du changement d'interstratifiés I/S avec les interprétations diagraphiques montre que ce changement minéralogique localisé dans la séquence médiane de la couche semble être non synchrone.

Cette première analyse exploratoire a permis de mettre en cohérence les données, de montrer les variations latérales à l'échelle de la formation d'argilites. A plus petite échelle, des incertitudes demeurent toujours présentes. Ainsi les corrélations avec les forages EST 312 et EST 342 restent incertaines dans les intervalles 1 et dans l'Oxfordien moyen. Ces difficultés peuvent être dues en partie à des variations du taux de sédimentation ou à la présence de hiatus. Les hiatus suspectés, comme celui du forage EST 342, ne peuvent être quantifiés pour le moment.

Il est donc nécessaire d'améliorer l'échelle d'étude des variations et d'aborder une approche quantitative de ces variations. L'étape suivante est l'étude d'un outil à haute résolution : le FMI[®]. Les étapes qui suivront porteront sur le passage à un repère géochronologique.

Chapitre 3

Les imageries de paroi dans les argilites du Callovien-Oxfordien

1.	La sonde d'imagerie électrique : FMI®	56
2.	Le traitement ('processing') des images	57
2.1	Les corrections	57
2.2	La normalisation	57
2.3	Le traitement BorTex	58
3.	Interprétation des images FMI®	60
3.1	Premières observations des images FMI®	60
3.2	Analyse conjointe des images FMI® et des carottes	60
3.3	La relation FMI® - Calcimétrie	69
4.	Les variations du taux de sédimentation sur les images FMI® et UBI®	76
4.1	Interprétation des images FMI® au Callovien supérieur	76
4.2	Interprétation des images FMI® au sommet de l'Oxfordien inférieur	78
4.3	Analyse et interprétation de l'UBI® du forage EST 205	79
5.	Conclusion	81

Les imageries de paroi obtenues à partir des outils de microrésistivités ou ultrasoniques représentent une source importante d'informations géologiques (Cheung, 1999). La qualité des données de microrésistivités collectées par l'outil d'imagerie électrique dépend de la résistivité de la boue et des conditions de forage (Goodall et al., 1998). Les carottes représentent un outil de calibration (qualitatif) des images FMI®. Pour un trou de forage avec un diamètre de 21,59 cm, le FMI® échantillonne la formation sur un périmètre de 67,8 cm alors qu'avec le même diamètre du trou de forage, les carottes, dont le diamètre est souvent de 10,16 cm, ont un périmètre de 32 cm. Lors de la comparaison visuelle directe entre ces données il est important de comprendre qu'elles représentent différentes parties du puits (Goodall et al., 1998). Souvent étudiées dans les zones réservoirs pour l'étude du pendage, des contraintes et des fractures, les images FMI® sont étudiées ici dans un contexte original. Les étapes essentielles du traitement pour optimiser l'analyse des structures sédimentaires sont décrites. L'interprétation du FMI® porte dans un premier temps sur l'étude conjointe des images et des carottes dans le but de savoir si les structures observées sur les images sont directement liées à la géologie et si le FMI® peut apporter plus d'informations que les carottes. Des variations du taux de sédimentation seront identifiées à partir des corrélations diagraphiques. Dans un second temps, les images FMI® sont exploitées pour affiner la recherche de variations verticales et latérales au sein des argilites.

1. La sonde d'imagerie électrique : FMI®

Dans les sondes de pendagemétrie le nombre d'électrodes est très réduit, ce qui ne permet pas d'avoir une bonne continuité latérale, la distance entre les électrodes étant importante. Cette continuité latérale peut être acquise en multipliant le nombre d'électrodes et en les disposant de telle sorte que les bandes analysées par les électrodes se recouvrent. C'est ce qui est réalisé dans les sondes d'imagerie électrique (Serra & Serra, 2000). Il existe plusieurs catégories de sondes d'imagerie électrique. La méthode d'imagerie micro-électrique est basée sur le principe du pendagemètre et produit une image en résistivité du trou de forage à haute résolution (Luthi, 2001). Ce type d'outil nécessite une boue conductrice.

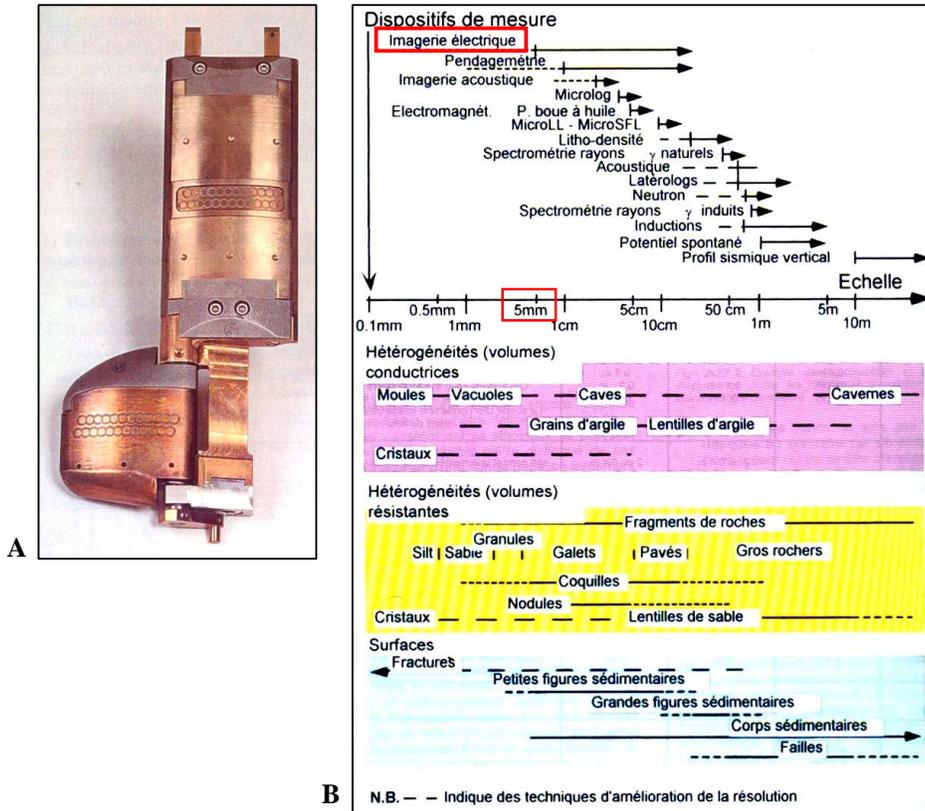


Figure 21 : Photographie du patin et du rabat de la sonde FMI® [A] et résolution verticale des différents dispositifs [B] ramenée à la taille des objets géologiques (volumes et surfaces). D'après Serra O. & L., 2000.

Avec une résolution verticale légèrement supérieure à 5 mm, la sonde FMI® (Fullbore Formation MicroImager) est l'outil à la résolution la plus fine.

Les sondes FMS (Formation Microscanner) et SHDT (Stratigraphic High Resolution Dipmeter Tool) ont été remplacées par la sonde de nouvelle génération introduite en 1991 : FMI® ou Fullbore Formation MicroImager. Cette sonde comprends 4 patins et 4 rabats contenant chacun 24 électrodes (Figure 21). L'intensité du courant émis par chaque électrode est mesurée tous les 2,54 mm de déplacement vertical. La résolution verticale du dispositif est un peu supérieure à 5 mm (Figure 21) ce qui permet des mesures à haute résolution et la détection d'objets géologiques très petits. La continuité latérale acquise avec ce type d'outil permet de « voir » réellement la formation, et ainsi de mieux l'analyser. L'image électrique obtenue reflète les variations de texture et de structure des formations.

L'analyse des images FMI[®] permet de détecter des bancs minces ou des unités de dépôt très peu développées que les autres dispositifs de mesure ne permettent pas d'analyser correctement (Figure 21).

2. Le traitement ('processing') des images

Avec l'émergence des outils d'imagerie électrique, il est devenu nécessaire pour la première fois d'appliquer un traitement ('Processing') des images pour en améliorer la qualité, obtenir de bons contrastes et éliminer au maximum les artefacts (Luthi, 2001, Bourke, 1989 et Cheung, 1999).

2.1 Les corrections

Pour reproduire les objets géologiques détectés dans leur forme primitive et pour calculer le pendage réel des surfaces traversant le puits, les données brutes acquises doivent être corrigées de l'influence des facteurs tels que les variations de vitesse d'enregistrement, les décalages en profondeur, les électrodes ne fonctionnant pas, l'intensité du courant (EMEX), les changements de diamètre du trou et la rotation de la sonde dans le trou (Serra & Serra, 2000). Ces corrections sont réalisées à l'aide de programmes appropriés. Luthi (2001) décrit en détail tous les paramètres à prendre en compte pour que toutes les électrodes aient la même dynamique ; cette étape est l'égalisation.

Les images sont orientées en utilisant les données de l'accéléromètre et du magnétomètre enregistrées par une cartouche d'inclinométrie (GPIT) qui fait partie de la sonde ('tool string') FMI. L'accéléromètre triaxial donne les données nécessaires pour les corrections de vitesse et l'alignement des courbes pour générer les images (Cogis, 2004).

2.2 La normalisation

Une fois les corrections appliquées, les réponses des électrodes sont réparties en un certain nombre de classes (de couleur) par analyse de l'histogramme. Chaque couleur est représentée par un même nombre d'échantillons. Cette étape est la normalisation. L'objectif est de produire une image avec des niveaux de couleur et des contrastes qui facilitent l'interprétation et l'analyse (Luthi, 2001). Il existe deux types de normalisation. Si l'analyse de l'histogramme couvre l'enregistrement complet, une même couleur correspond à la même plage de résistivité quelle que soit la profondeur (Serra & Serra, 2000). Il s'agit de la normalisation statique (Figure 22 [B]). Par tradition, l'éventail des couleurs va du noir pour ce qui est conducteur au blanc ou jaune pour ce qui est résistant. Le noir a été choisi pour représenter les conductivités élevées parce que les argiles sont souvent plus conductrices et avec une couleur plus sombre que les autres lithologies (Luthi, 2001). Les sondes ayant une plage dynamique très large permettent de détecter des variations très faibles de résistivité. Ces dernières n'apparaissent pas dans la normalisation statique mais peuvent être mises en évidence dans la normalisation dynamique. Celle-ci consiste en l'analyse de l'histogramme des conductivités réduit à une fenêtre glissante de longueur donnée (Serra & Serra, 2000 et Luthi, 2001). Des phénomènes géologiques très peu contrastés peuvent ainsi être mis en évidence (Figure 22 [C]). Une même couleur peut correspondre à des résistivités totalement différentes. Il convient donc de toujours analyser une image dynamique avec à son côté l'image statique (Figure 22).

Au début des travaux de thèse, le seul forage entièrement traité dans les argilites du Callovo-Oxfordien était le forage EST 322. L'analyse détaillée des images dans ce forage et les résultats obtenus ont engendré le traitement des images enregistrées dans les forages EST 312 et EST 342. Ce travail a été réalisé avec Diaz et Etchecopar (Schlumberger).

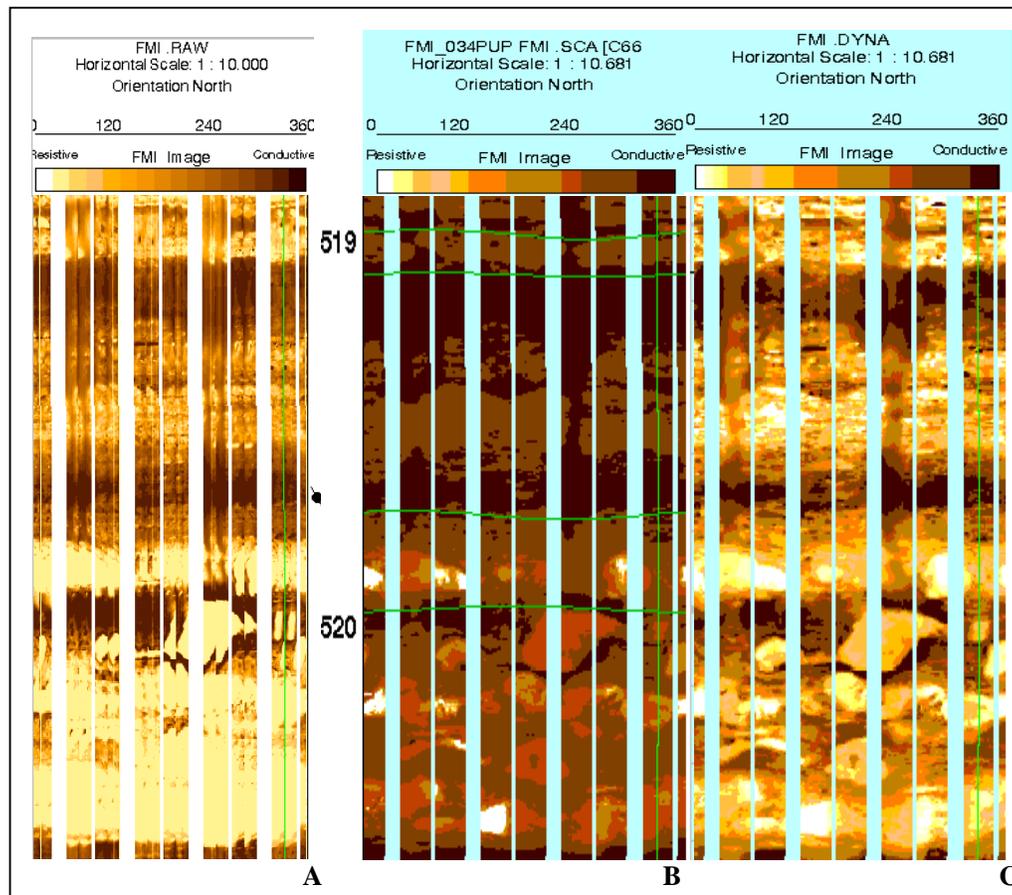


Figure 22 : Extraits des différentes phases de traitement du FMI[®] dans EST 322 vers 520 m.

[A] Image RAW (boutons non renumérotés et rangées non remontées (Pad/Flap 5.7 in, Row Shift 0.3 in) (image fournie par E. Diaz, Schlumberger)

[B] Image EID (normalisation statique)

[C] Image dynamique (normalisation dynamique)

2.3 Le traitement BorTex[®]

Le premier but de BorTex[®] est d'extraire et de quantifier, à partir des images électriques, les informations sur l'organisation interne des formations traversées par le forage. Le second but de cet outil est de fournir un découpage en 'morphofaciès' bien définis en utilisant des techniques de 'clustering' basées sur les informations extraites et résumées auparavant (Cogis, 2004).

Le traitement BorTex[®] se fait en trois étapes (Figure 23) :

- Exécuter un tracé de la couche : 'layer delineation'
- Extraire les résidus : 'heterogeneity'
- Quantifier ces résultats sous la forme de logs de synthèse

La première étape consiste dans un premier temps à calculer la conductivité de la matrice : 'Background Conductivity' (Figure 23). Pour obtenir cette courbe il faut :

- Homogénéiser et filtrer les images
- Remettre à l'échelle les images en respectant les mesures de résistivité peu profonde
- Séparer sur les images les caractères qui traversent tout le pourtour du trou de forage de ceux qui ne le traversent pas complètement
- Moyenner et lisser l'image en respectant le pendage

Dans un second temps, l'utilisateur choisit un contraste minimum de résistivité. Des couches successives ('layering') sont alors obtenues à chaque fois que le contraste de résistivité est plus grand que le seuil choisi. Ces couches sont uniquement définies par leur résistivité et ne correspondent pas forcément à des couches géologiques (Cogis, 2004).

L'analyse des résidus ('heterogeneities') est basée sur le même principe de contraste de résistivité. Dans un premier temps on identifie des limites des 'taches' en dressant la carte des gradients de résistivité sur l'image, puis on détermine les résidus quand le contraste de résistivité à la limite du point ou de la tache dépasse le seuil choisi par l'utilisateur (Figure 23).

Ces résidus sont classés par le logiciel en huit catégories ('borehole crossing boundaries' représentées par des lignes en vert foncé, 'image crossing boundaries' en vert clair, 'conductive connected spots' en rouge, 'conductive isolated spots' en orange, 'resistive spots' en bleu, 'conductive patches', 'resistive patches' et 'connections').

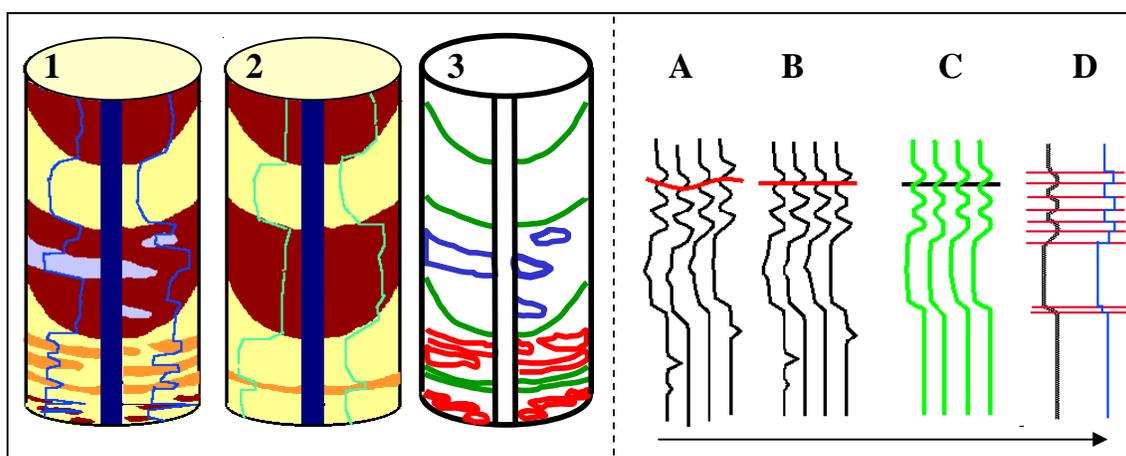


Figure 23 : Schémas résumant le principe de l'analyse BorTex (Cogis, 2004). De [1] à [3] : les étapes pour obtenir la conductivité de la matrice et les résidus. De [A] à [D] : les étapes pour obtenir le 'layering'

[1] et [2] : identification sur l'image des structures traversant la totalité du puits ou non et tracé de la Background Conductivity ; [3] : tracé des résidus ; [A] : identification sur l'image des structures traversant le forage ; [B] : correction du pendage ; [C] : lissage ; [D] : détermination du seuil et obtention du 'layering'

Pour analyser les images conjointement avec les logs conventionnels, des logs de synthèse sont calculés. Ces logs sont obtenus en moyennant, dans une fenêtre glissante, les paramètres de l'image extraits durant la précédente phase. Parmi ces logs figurent la conductivité de la matrice ainsi que la proportion d'inclusions résistantes et conductrices.

Le traitement BorTex du FMI® a été réalisé en juillet 2005 dans les forages EST 312 et EST 342 avec Arnaud Etchecopar et Eloy Diaz (Schlumberger).

3. Interprétation des images FMI®

Les domaines d'applications des données d'imagerie sont vastes (Serra, 1989 & 2000) :

- Géométrie et forme des bancs (épaisseur, limite de bancs et forme)
- Organisation interne du banc (texture, structure interne)
- Evolution de l'épaisseur et nature des bancs
- Diagenèse (cimentation, concrétions nodulaires, pression – solution, dissolution)
- Environnement de dépôt (faciès, figures de sédimentation, évolution des courbes)
- Tectonique, déformation des bancs (fracture, pendage structural, évolution du pendage structural, discordance)
- Carottage (orientation, localisation des carottes latérales)
- Propriétés pétrophysiques (type de pore, perméabilité)
- Interprétation quantitative

3.1 Premières observations des images FMI®

L'observation des images sur la totalité de la couche (partie gauche de la Figure 24) dans EST 322 permet de voir que la partie la plus foncée et donc la plus conductrice se situe à la base de l'Oxfordien inférieur (entre 570 et 535 m environ). La surface SI2 située vers 560 m dans ce forage (Curial, 2005) est incluse dans la zone la plus conductrice ; elle marque la partie la plus argileuse de la séquence médiane. Cette zone est la plus homogène ; peu de contrastes sont visibles au niveau de la conductivité de la matrice (BC). En dessous de cette zone, le Callovien supérieur, vers 575 m est à l'inverse plus résistant (plus clair) ce qui est compatible avec le dôme carbonaté décrit précédemment.

La BC et l'image dynamique montrent des alternances régulières (métriques) de niveaux plus clairs (résistants) et de niveaux plus foncés (conducteurs) notamment aux environs de 525 m sur le forage EST 322 (partie droite de la Figure 24). Ces alternances semblent être cycliques. De 610 à 580 m des niveaux plus clairs sont présents régulièrement sur la courbe de BC et sur l'image dynamique. Vers 575 m, les niveaux plus résistants semblent être plus rapprochés.

Avant d'étudier en détail ces intervalles, il est nécessaire de vérifier si ces alternances correspondent vraiment à une réalité géologique. Une analyse comparative des images électriques et des carottes est menée ci-après.

3.2 Analyse conjointe des images FMI® et des carottes

3.2.1 Quelques exemples

Les principales applications du FMI sont la géologie structurale et la caractérisation de structures sédimentaires. Les données d'imagerie constituent le meilleur moyen d'étude des structures tectoniques à l'aplomb d'un puits. A partir des pendagemètres, des structures à différentes échelles telles que des microfailles peuvent être mises en évidence (Etchecopar & Bonnetain, 1992). De nombreux auteurs décrivent l'analyse de fractures à partir d'imagerie de paroi (Hornby & Luthi, 1992, Haller & Porturas (1998), Ayadi et al., 1998, Hurley et al., 1994). La nature des fractures (fractures ouvertes naturelles, fractures cimentées ou fractures induites par le forage) peut même être identifiée avec le FMI® (Haller & Porturas, 1998). L'étude de la géologie structurale est souvent faite au niveau des roches réservoir et ne concerne pas directement l'étude des argilites du Callovo-Oxfordien.

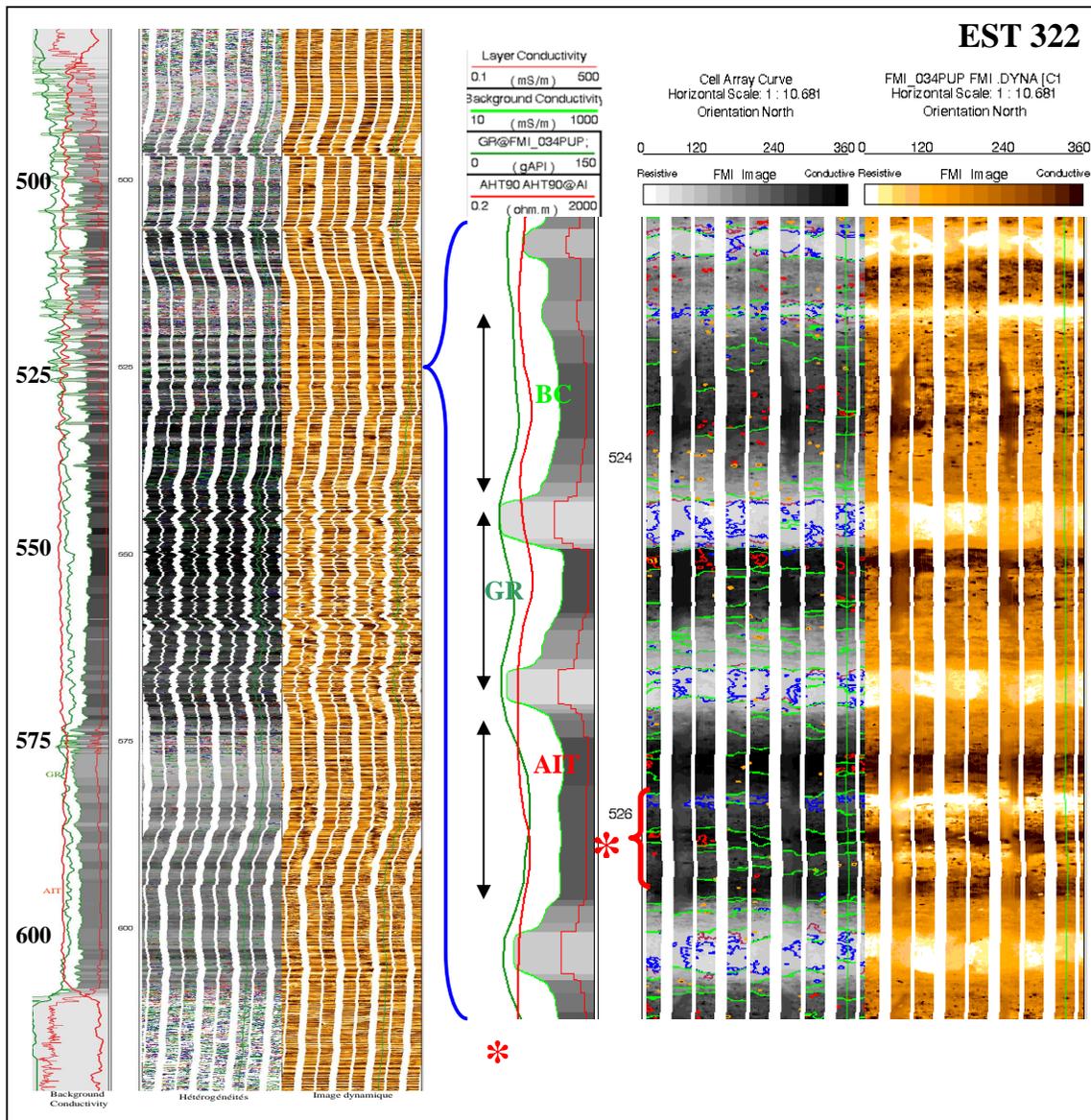


Figure 24: Images FMI® et BC dans la totalité des argilites Callovo-Oxfordiennes du forage EST 322 et agrandissement de la zone comprise entre 523 et 527 m environ.

Les images FMI® et la background conductivity (BC) montrent des alternances régulières de niveaux conducteurs et résistants. Une cyclicité semble apparaître sur ces images.

La Figure 25 montre des exemples de structures sédimentaires observées sur des images électriques (Bourke & McGarva, 2003). La qualité de l'image est largement dépendante des contrastes de résistivité dans la formation et la corrélation avec les carottes est indispensable pour établir des limites à l'extrapolation dans les zones non carottées (Harker et al., 1990) et pour le développement de modèles de réservoir (Prosser et al., 1999). Les carottes peuvent être un moyen de contrôle (Luthi, 2001, Lofts & Bristow, 1998). A partir de l'analyse du FMS® dans un environnement deltaïque de Pennsylvanie (Luthi, 2001), ou encore dans des dépôts éoliens de la Mer du Nord (Rotliegende) (Luthi & Banavar, 1988), des « scour casts », des stratifications entrecroisées, des structures de slump, des mudclasts ou encore des failles ont été observés sur les images et confirmés par les carottes. Un

travail de comparaison entre les images FMI (ou FMS) et les carottes a été mené au niveau de conglomérats, de grès à stratifications entrecroisées, de grès argileux bioturbés ou encore de grès argileux à nodules carbonatés d'un champ pétrolier en Alaska (Luthi, 1994), dans les carbonates du forage Andra EST 210 par Cogis (2004), dans des sables silteux de l'ouest de l'Inde par Contreras (2003), par Salimullah & Staw (1992) dans des sédiments volcano-clastiques de Pigafetta Basin et East Mariana Basin, par Pezard et al. (1992) dans des dépôts turbiditiques du bassin d'avant-arc d'Izu-Bonin dans le Pacifique Ouest, par Herweijer et (1990) dans des sédiments éoliens, fluviaux, marins, lacustres et deltaïques ou encore par Goodall et al. (1998) dans des sables datés du milieu du Jurassique dans le domaine de Oseberg Syd (Mer du Nord, Norvège). L'observation de ces structures aide à la compréhension de la géométrie du réservoir et à l'établissement du modèle de dépôt. Des analyses similaires ont été faites par Harker et al. (1990) au niveau des champs pétroliers de Claymore et Scapa de la Mer du Nord.

Des approches d'interprétation systématique des images ont été développées notamment par Bourke (1992) et prennent en compte le contrôle de qualité des logs, la reconnaissance des artefacts, l'intégration des logs disponibles pour établir la lithologie et les données de carottes en tant que données lithologiques 'dures' pour renforcer l'interprétation.

Salimullah & Stow (1992) ont montré que l'intérêt des imageries électriques est de montrer des structures sédimentaires détaillées dans des zones non carottées, de recalcr les carottes en profondeur en faisant correspondre les objets sédimentaires, particulièrement quand elles ne sont pas continues. Elles sont utilisées également pour identifier des faciès sédimentaires difficiles à caractériser sur les carottes (Goodall et al., 1998).

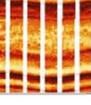
Sedimentary structure	Borehole image description	Comments	Image example	Sedimentary structure	Borehole image description	Comments	Image example
Bedding	Within sediments, surfaces traceable around the borehole.	Generic term, used mainly with low resolution imaging tools and/or if no lithological data is available from openhole logs.		Slumps	Deformed bedding, oversteep, irregular, disrupted and non-planar. Well imaged slump noses locally common.	Helps in determination of local palaeoslope. Requires careful picking (non-planarity) and needs large dataset for confident analysis.	
Shale bedding	Confident bedding features within mudstone dominated lithologies. Bedding surfaces can be traced around the borehole.	Provides confident data for structural dip determination.					
Low-angle bedding within sandstones	Laminations and bedding inclined ($\leq 10^\circ$) to the palaeohorizontal.	Problematic interpretation of modes. Large clasts lend themselves to imbricate fabric orientation.		Slides and oversteep bedding	Visually anomalous with variable dip magnitude and azimuth. Bedding fabrics are generally discontinuous around the borehole. Usually occurs within argillaceous lithologies.	Helps in determination of local palaeoslope. Non-planar surfaces present.	
Planar cross-bedding	Laminations and bedding strongly inclined ($10^\circ-35^\circ$) to the principal surface of sedimentation following correction for structural dip.	Good quality palaeocurrent indicator.					
Trough cross-bedding	Non-planar, convex down, laminations and bedding inclined ($10^\circ-35^\circ$) to the principal surface of sedimentation following correction for structural dip.	Good quality palaeocurrent indicator if picked along trough axis, otherwise large data set needed to provide confident palaeotransport direction.		Ptygmatic dykes & injection fabrics	Typically highly contorted, often near vertical sandstones which are injected through bounding claystone.	Generally easily seen on most image logs because of good lithological contrast.	
Scours	Non-planar incised bedding feature, usually defines base of bedding unit.	Poor palaeotransport indicators, but may be common in some environments with little else to aid interpretation e.g. turbiditic systems.					
Bed contacts & master bedding planes	Bedding and lithology contacts.	Through interbedded sandstone/shale sections (e.g. turbiditic environments) these surfaces are often the only sedimentary structures readily visible.		Load Structures	Typically sandstone features, floating in shales below large sand bodies. Overlying sandbody has spiral marks on thick filter cake.	Generally these features are preferentially cemented and are easily imaged.	
				Flame structure	See on tops of gradational bed boundaries.	Rarely seen, only on microresistivity images.	

Figure 25 : Exemples d'images de structures typiques d'eau profonde (Bourke & McGarva, 2003)

Dans les roches réservoir les images électriques sont analysées en détail, par contre il est moins fréquent de les exploiter dans les roches argileuses. L'analyse détaillée des imageries dans les argilites du Callovo-Oxfordien est nouvelle. La présence de carottes quasiment en continu dans l'ensemble des forages permet une validation de l'interprétation faite à partir des images. L'objectif est aussi de

valoriser au maximum les imageries et de voir si elles permettent de détecter des objets non visibles directement sur les carottes.

3.2.2 Etablissement du calage entre les images FMI® et les carottes

L'outil FMI® a été utilisé pour vérifier le calage entre les cotes présentes sur les diagraphies et celles des carottes (Figure 26).

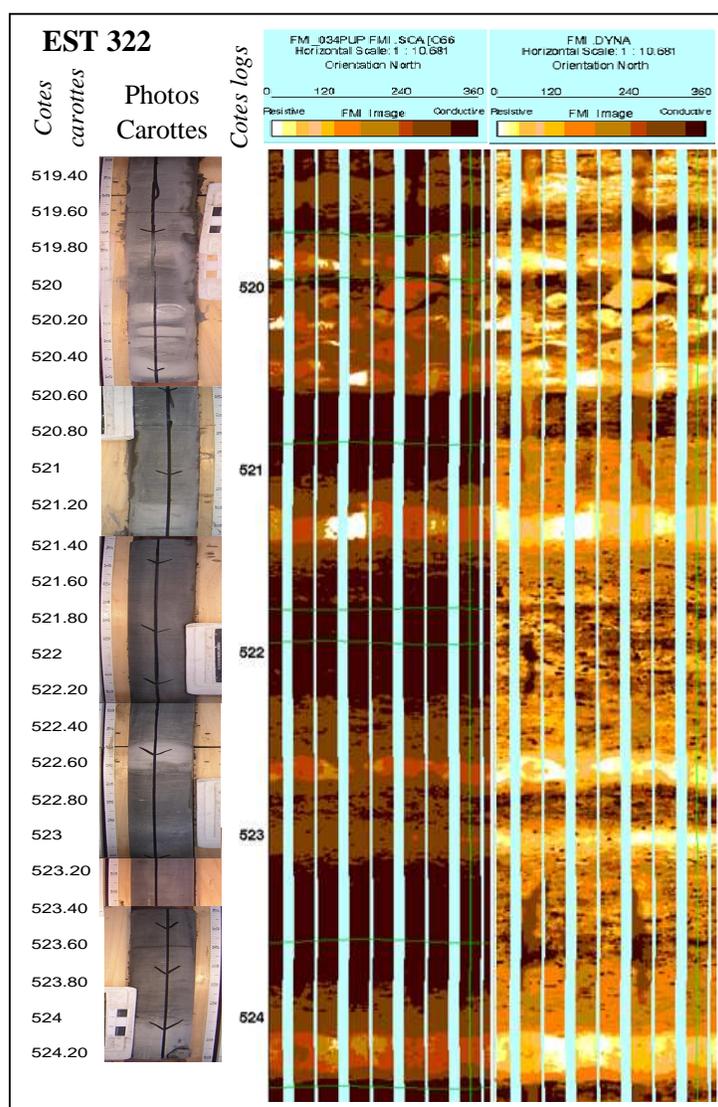


Figure 26 : Comparaison entre les images FMI® et les photos de carottes entre 519,5 et 524 m dans le forage EST 322.

Les alternances de niveaux conducteurs et résistants sont bien associées à des niveaux plus argileux et plus carbonatés sur les carottes. Il n'y a pas de problème, ici, de calage entre les cotes carottes et les cotes diagraphies dans ce forage.

L'outil FMI® est le seul outil permettant de vérifier si des problèmes de calage existent, puisque les alternances argilo-carbonatées sont localisées précisément sur les images et peuvent être mises en regard avec les carottes. Dans le forage EST 322, les cotes carottes sont les mêmes que les cotes diagraphies¹. L'intervalle présenté dans la Figure 26, situé dans la partie supérieure de la couche, permet de vérifier clairement cette relation. Dans la partie la plus argileuse, la plus homogène, les images montrent moins de contrastes de résistivité et les objets visibles sur les images sont difficilement identifiables sur les carottes. Dans les forages EST 312 et EST 342, aucun problème de calage n'a été observé.

Une fois la compatibilité entre les cotes vérifiée, il est possible d'interpréter les images électriques, de vérifier si les observations sont corroborées par les carottes et d'utiliser les données minéralogiques ou toutes les mesures faites à partir des carottes et de les comparer avec les logs. Les alternances de niveaux résistants et conducteurs correspondent respectivement sur les carottes à des niveaux plus carbonatés et plus argileux (Figure 26). Les structures observées sur les images sont organisées verticalement et correspondent à une réalité géologique.

3.2.3 *Artefact ou objets géologiques sur le FMI® ?*

Le FMI et les carottes autour de 517 m dans EST 322

Vers 520 m, sur la Figure 26, en plus des niveaux résistants, des objets ellipsoïdaux résistants sont présents. Plus haut dans la série, entre 516 et 518 m, d'autres formes similaires sont observées sur les images statiques et normalisées. La première interprétation du FMI® tend à montrer que ces objets ressemblent à des nodules carbonatés. L'observation des nodules ne peut être effectuée à partir des diagraphies conventionnelles. Afin de vérifier cette interprétation la description lithologique du forage EST 322 a été consultée dans un premier temps puis les carottes ont été observées. Ces cordons de nodules n'ont pas été mentionnés lors de la description lithologique du forage EST 322 (Figure 27) mais ils ont été retrouvés vers 517,9 m sur les carottes (Figure 28). Le FMI permet de détecter des phénomènes diagénétiques corroborés par les carottes.

Observe-t-on des zones à nodules dans les autres forages dans la partie supérieure des argilites ?

Des nodules ont été décrits à partir de l'observation des carottes dans les forages HTM 102, MSE 101, EST 210, EST 361, dans le forage EST 205 dans la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen. Au niveau de la séquence médiane, sur le site du laboratoire, la phase de montée du niveau marin représente environ 25 mètres d'argilites, alors que la baisse correspond à 45 mètres de sédiments en y incluant la période prolongée de haut niveau marin. Les 20 à 25 mètres supérieurs correspondent à une accélération de la baisse du niveau marin, avec enrichissement progressif en petits horizons et nodules carbonatés (C.RP.ADS.04.0022.A).

A Saint-Blin-Semilly (20 Km au sud du forage HTM 102), la zone à Cordatum se développe sur 17 m et ses trois sous-zones sont épaisses et bien caractérisées : sous-zone à Bukowskii, 4 m ; sous-zone à Costicardia, 3 m et sous-zone à Cordatum, 11 m (Thierry et al. 2006). Au niveau de la coupe de Saint-Blin-Semilly une description lithofaciologique a été effectuée par Collin & Courville (2000). Au niveau de la sous-zone à Bukowskii, des alternances de marnes grises et des niveaux marneux riches en miches de calcaire argileux disposées en bancs ont été observées à l'affleurement.

¹ Il apparaît actuellement un décalage de 20 cm dans les argilites du forage EST 322 entre les cotes carottes et les cotes diagraphies. Ce décalage, absent à l'origine, peut être lié à l'accumulation des erreurs sur les limites des carottes lors des nombreuses prises d'échantillons.

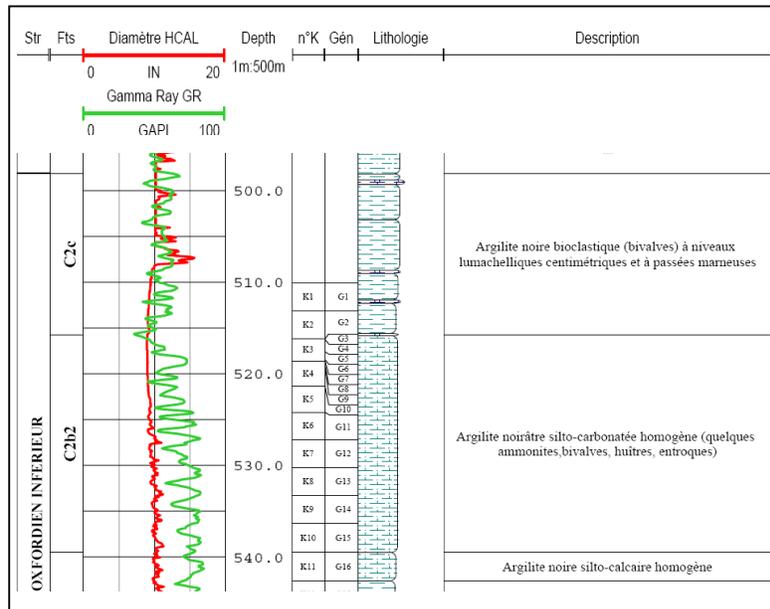


Figure 27 : Extrait du log composite du forage EST 322 entre 540 et 500 m (DPLADPE03-011/A).
La description lithologique ne mentionne pas la présence de nodules carbonatés vers 517 et 520 m.

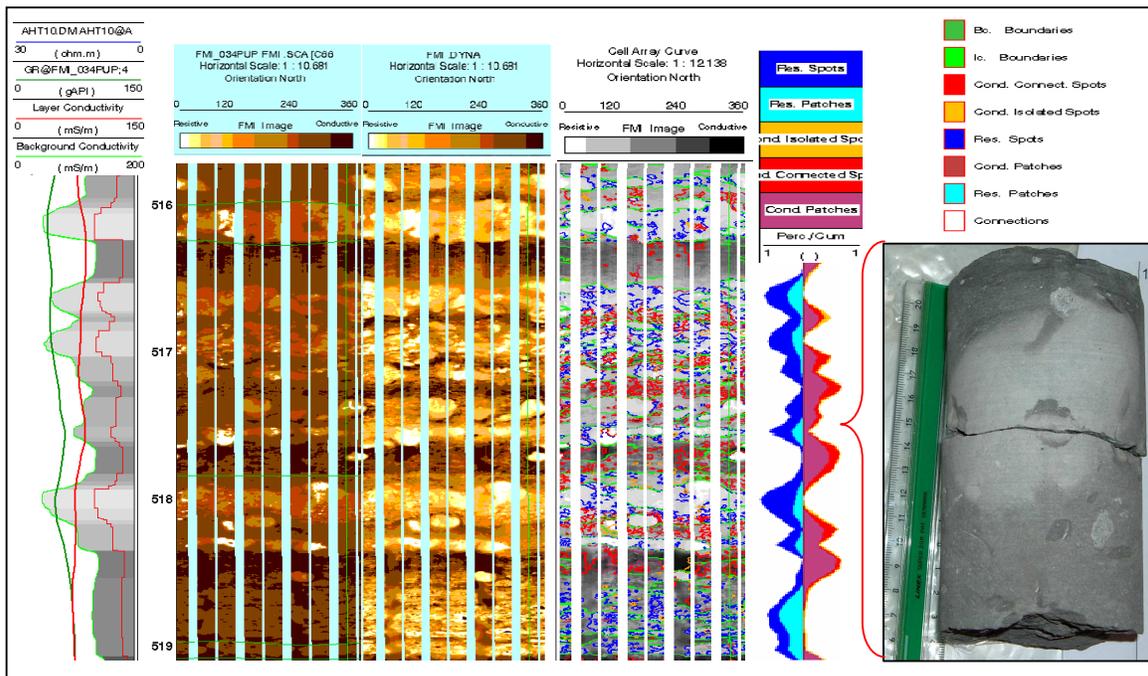


Figure 28 : Images statiques, dynamiques et leurs traitements BorTex® entre 516 et 519 m dans EST 322 avec un échantillon de carottes prélevé entre 517,97 et 517,84 m (cotes carottes)¹.
Les nodules identifiés sur les images FMI® sont corroborés par l'observation des carottes.

¹ La position de l'échantillon a été décalée de 20 cm sur l'imagerie pour tenir compte du décalage actuel.

Brégoïn (2003) a pu corréliser ces bancs de nodules entre St-Blin-Semilly et le forage HTM 102. Une zone à nodules, qui semble être l'équivalent de la zone à nodules calcaires identifiée sur les images FMI, est observée à l'affleurement à Saint-Blin-Semilly.

Peut-on observer des nodules carbonatés sur les images FMI® des forages EST 312 et EST 342 ?

Pellenard (2003) a montré que la disposition des septarias et des nodules associés (sur de nombreuses coupes) dans la sédimentation des Terres Noires (SE de la France) suggère un contrôle stratigraphique dont l'origine n'est pas certaine avec un ralentissement du taux de sédimentation et présence de discontinuités sédimentaires. « Une importante zone à concentrations de nodules plus ou moins minéralisés, fréquemment alignés en bancs a été datée de la sous-zone à Cordatum. Ces unités à nodules en accord avec les données biostratigraphiques servent dans tous les cas de repères de corrélation à l'échelle du bassin » (Pellenard, 2003). Si ces niveaux plus carbonatés se corrélaient à l'échelle du bassin subalpin méridional, une corrélation pourrait exister entre les niveaux carbonatés au niveau du transect NE-SO entre les forages FSP dans le bassin de Paris. Dans le forage EST 322, les niveaux à nodules se situent dans la partie supérieure de la formation callovo-oxfordienne datée de la zone à Cordatum. Il s'agit sur les diagraphies (Figure 12), de la zone qui présente le gamma-ray le moins élevé, les résistivités les plus fortes et une vitesse des ondes très élevée. Le pic résistant, marquant la fin de la zone de plus en plus carbonatée (trait bleu, Figure 12), situé vers 517 m dans EST 322, se corréle avec le pic résistant localisé à environ 361 m dans EST 312 et environ 583 m dans EST 342. Les carottes ne sont pas disponibles dans ces intervalles (elles le sont jusqu'à environ 405 m dans EST 312 et 590 m dans EST 342).

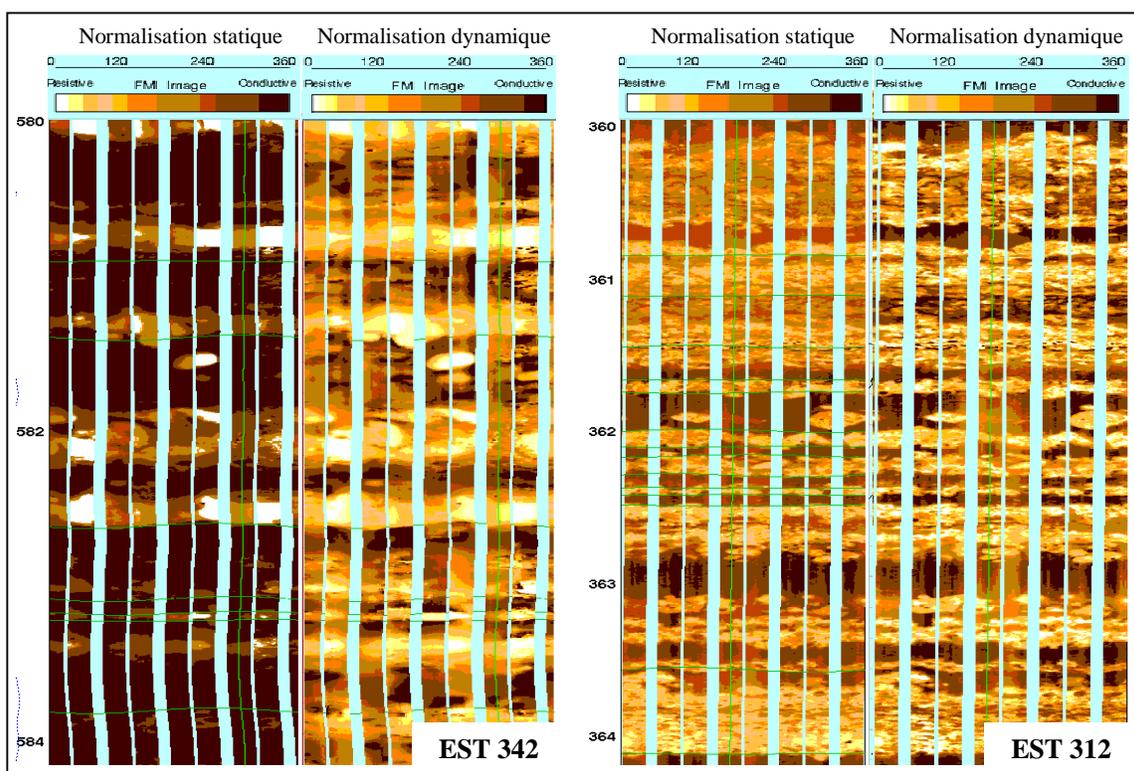


Figure 29 : Images électriques dans les zones des forages EST 342 et EST 312 se corrélant diagraphiquement avec l'intervalle à nodules situé autour de 517 m dans EST 322.

Des nodules sont visibles dans ces deux forages sur les images.

Sur la Figure 29, vers 362 m dans EST 312 et vers 582 m dans EST 342, des objets analogues à ceux observés vers 517 m dans EST 322 sont présents. Des nodules semblent donc visibles dans des niveaux carbonatés corrélables sur un transect NE-SO dans la partie supérieure de la formation. Le FMI[®] permet, dans les zones non carottées, d'apporter des informations sur la diagenèse.

« Les carbonates des argilites du Callovo-Oxfordien ont pour la plupart une origine marine stricte. Les signatures isotopiques des carbonates dans la zone d'alternance de bancs argileux et calcaires (séquence supérieure) peuvent avoir plusieurs origines » (CRADS040022A):

- l'influence de la diagenèse tardive opérée par les circulations météoriques mises en évidence dans les calcaires : cependant en raison des propriétés des argilites, la pénétration convective de tels fluides demeure peu probable,
- une diagenèse précoce. Il s'agirait soit d'une élévation de température lors de l'enfouissement, et les fluides à l'origine des colmatages seraient marins, soit de la diminution de la tranche d'eau lors de la sédimentation : dans ce cas, une diagenèse marine à tendance légèrement météorique a potentiellement agi de manière synchrone de l'enfouissement dans la partie supérieure des argilites.

Quel est le lien entre les nodules et les résultats de BorTex[®] (Background Conductivity & Résidus) ?

Les résidus de BorTex[®] représentent des objets non continus (à l'échelle du trou de forage). A quoi correspondent ces résidus ? Quelle est leur origine ?

La Figure 30 permet de voir en détail comment sont interprétés les nodules par le traitement BorTex dans les forages EST 322 et EST 342. Les proportions d'inclusions résistantes (bleu) alternent régulièrement avec les proportions d'inclusions conductrices (rouge). Quand les images montrent des nodules et des niveaux plus résistants entre 583 et 583,5 m dans EST 342 et entre 516,5 et 517,5 m dans EST 322, la conductivité de la matrice ne détecte pas de fluctuations majeures alors que les proportions d'inclusions montrent des alternances de niveaux plus résistants et plus conducteurs. Les contours des nodules apparaissent au niveau de l'interprétation BorTex[®] comme des 'resistive spots' ou des 'resistive patches' (Figure 30). Les nodules plus petits que le diamètre du trou de forage entrent donc dans la catégorie des résidus de BorTex[®]. Ces résidus présentent donc une réalité géologique et sont organisés verticalement. Une cyclicité semble apparaître.

Pourquoi obtient-on des alternances régulières d'inclusions résistantes et conductrices ?

Des nodules ont été observés dans des alternances marno-calcaires du Domérien moyen de la Clue de Vançon (SE de la France) (DRP0ARM01-012). Une rythmicité des alignements carbonatés y est observée avec des alignements de nodules carbonatés parallèles à la stratification et des alignements obliques à celle-ci. L'explication de cette répartition est la suivante : les failles ont dans un premier lieu déplacé les strates en cours de formation, créant des zones de drainage. Elles ont arrêté de jouer et l'ensemble du massif a poursuivi sa compaction. Les transferts de matière ont alors été intenses : les ions carbonatés sont attirés à la fois par les nucléus de nodules, les drains des failles et les zones de faible contrainte. Ils se sont alors à la fois répartis dans le plan de stratification et aussi obliquement par rapport à celui-ci. La compaction ultérieure a modifié ces géométries. Une organisation périodique plus simple des niveaux carbonatés a été observée également à Bevon (SE de la France) (Figure 31). Sur cet affleurement, latéralement des niveaux à nodules dispersés deviennent des nodules coalescents ou des niveaux carbonatés continus (Figure 31). Des variations latérales voire des passages à des bancs calcaires sont visibles. Les nodules carbonatés se développent dans les niveaux plus carbonatés que l'encaissant. Ces derniers peuvent être liés aux variations climatiques et donc aux cycles orbitaux. Sous cette hypothèse, dans les argilites, les résidus de BorTex peuvent être organisés périodiquement.

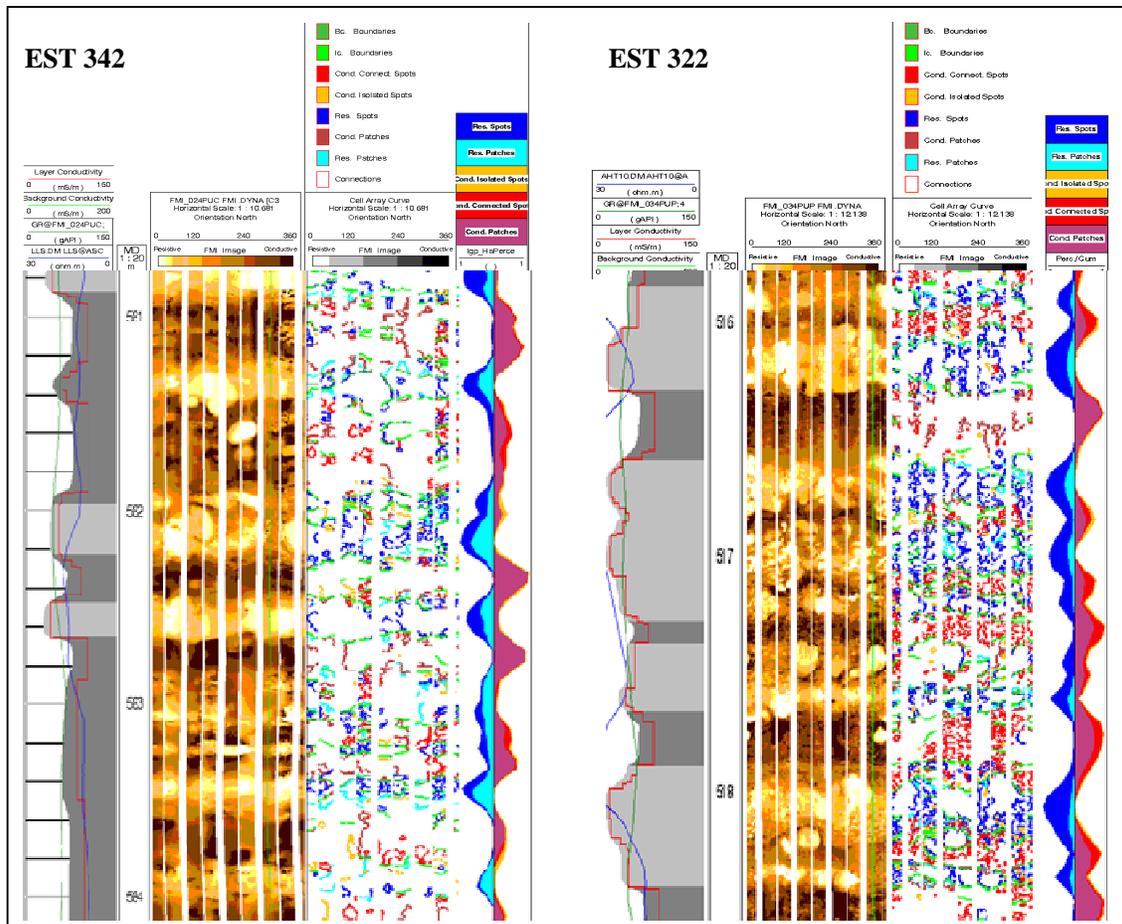


Figure 30 : Background Conductivity, Images dynamiques et résidus dans les zones à nodules dans EST 342 et EST 322.

Les courbes à droite représentent les proportions d'inclusions conductrices et résistantes.

Le FMI[®], après traitement (processing), permet de se caler par rapport aux carottes et de mettre en évidence des alternances de niveaux résistants et conducteurs correspondant à des niveaux plus carbonatés et plus argileux sur les carottes.

Des nodules, pas toujours identifiés lors de la description lithologique, sont visibles sur les images électriques dans la partie supérieure des argilites, vers 517m au niveau du forage EST 322 et corroborés par une analyse détaillée des carottes. L'analyse des images FMI[®] permet donc la détection de phénomènes diagénétiques s'ils sont associés à des contrastes de résistivité. Cet intervalle semble être également un intervalle condensé. Des nodules ont pu être observés également sur des images des forages EST 312 et EST 342 dans des zones diagraphiquement corrélables. Les inclusions résistantes sont interprétées comme des nodules, qui entrent dans la catégorie des résidus de BorTex[®]. Ces derniers représentent donc une réalité géologique et sont organisés verticalement avec une certaine rythmicité dont l'origine, d'après l'interprétation faite dans le Domérien de la Clue de Vançon, pourrait être liée aux cycles orbitaux.

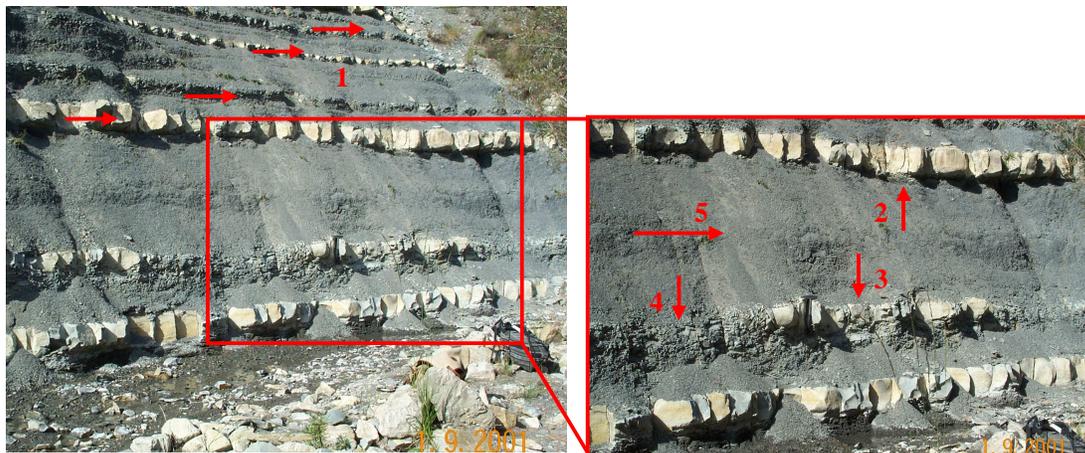


Figure 31 : Affleurement du Clansayésien de Bevon (Photos de B. Beaudoin)

[1] Alternances régulières de niveaux plus carbonatés visibles sur l’affleurement, [2] Niveau carbonaté continu, dans le même niveau carbonaté : nodules coalescents [3] et nodules dispersés [4], niveau plus carbonaté mais sans nodule carbonaté clairement identifié [5]. Il y a un passage latéralement de niveaux à nodules dispersés à des niveaux continus ou à des nodules coalescents.

3.3 La relation FMI[®] - Calcimétrie

Les espèces minérales identifiées dans la couche d’argilites sont principalement des minéraux argileux, de la calcite, du quartz, de la dolomite, des feldspaths et de la pyrite. La calcite (peu conductrice) et le quartz (très peu conducteur) sont présents sur la totalité de la couche dans une proportion de 40 à 60 %, la phase argileuse (conductrice) et les phases mineures constituent le reste (CNTASMG030101). Si la proportion de quartz ne varie pas trop, la conductivité peut être traduite en teneur en calcite (carbonate de calcium). La relation entre la porosité et la résistivité est connue dans les zones poreuses, dans les aquifères propres comme l’a démontré Archie en 1942. Choquette & Pray (1970) ont principalement étudié cette relation au niveau des carbonates. Pour les argilites du Callovo-Oxfordien, la BC semble être liée à la teneur en carbonate ; il est essentiel de comprendre quelle est la relation entre ces deux paramètres. Afin de calibrer les échelles de gris de la conductivité de la matrice, des échantillons de carottes du forage EST 322 ont été prélevés. Ces échantillons ont été choisis d’après la position des bancs calcaires sur le FMI[®] pour réaliser des mesures de calcimétrie Bernard.

3.3.1 Résultats des premières mesures de calcimétrie Bernard

Les premières mesures portent sur une zone de deux mètres qui présentent des alternances de niveaux plus conducteurs et plus résistants visibles sur les images électriques et sur les carottes. Les échantillons ont été prélevés, en fonction des images FMI, à la fois dans des niveaux plus carbonatés et plus argileux. Les cotes carotte des 5 échantillons de mesure dans le forage EST 322 sont les suivantes (Figure 32) :

- 424,95 – 525,16 : Echantillon A
- 524,50 – 524,52 : Echantillon B
- 524,64 – 524,67 : Echantillon C
- 523,95 – 524,10 : Echantillon D
- 525,60 – 525,62 : Echantillon E

Une mesure faite par les laboratoires ERM à 526,15 m (DRP0ERM03009), et notée ici « F », a également été prise en compte (Figure 32). C'est la seule mesure ERM de calcimétrie disponible dans cet intervalle. Une relation linéaire (Figure 32) semble exister entre ces teneurs en carbonate et les mesures de conductivité de la matrice (Background Conductivity : BC).

Afin de justifier cette éventuelle relation linéaire entre ces deux paramètres, un échantillonnage plus vaste, portant sur les trois forages FSP a été réalisé. Seule la partie supérieure du Callovien-Oxfordien, non carottée, n'a pu être échantillonnée.

3.3.2 Résultats des mesures de calcimétrie sur l'ensemble des forages FSP

Quarante échantillons, répartis sur les forages EST 312 (7 échantillons), EST 322 (16 échantillons) et EST 342 (17 échantillons) ont été prélevés (Figure 33) en fonction de l'analyse des images électriques. Pour préserver les carottes, des échantillons de petite taille ont été choisis. La mesure de calcimétrie représente une mesure moyenne (l'épaisseur des échantillons broyés correspond à l'épaisseur des échantillons prélevés).

Les graphiques de la Figure 33 montrent une tendance générale qui n'est pas linéaire. Un ensemble de points ayant des teneurs en carbonate comprises entre 20 et 30 % est associé à des valeurs de conductivité allant de 50 à 130 mS/m. Un autre ensemble de points, ayant des teneurs en carbonate comprises entre 60 et 80 %, est associé à un éventail de valeurs de conductivité plus resserré : entre 30 et 50 mS/m environ.

Les valeurs de conductivité de la matrice sont plus faibles globalement pour le forage EST 312 (Figure 33 [A]). Ce forage a, dans la quasi-totalité du Callovo-Oxfordien, deux patins à 180° affectés par les breakouts. Les breakouts (remplis de boue) se traduisent, au niveau de BorTex[®], par des hétérogénéités conductrices. Lors du traitement (processing), un test a été effectué sur le forage EST 312 pour voir l'effet de ces breakouts. Les deux patins non affectés ont été dupliqués. Le calcul de la conductivité de la matrice a donc été mené sur 4 patins non affectés par les breakouts. La conductivité de la matrice a alors montré des différences dans certains intervalles à savoir une augmentation locale de la conductivité. Ceci pourrait expliquer les valeurs parfois plus faibles de la conductivité dans le forage EST 312 quand les 4 patins d'origine sont pris en compte pour le calcul (Figure 33 [A]) de la BC. Ce n'est qu'une hypothèse pour expliquer ces valeurs plus faibles, d'autres facteurs peuvent avoir une influence sur la conductivité comme la lithologie.

Les points qui présentent les teneurs en CaCO₃ les plus élevées sont situés dans la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur (l'échantillon n°29 est à 591,8 m dans EST 342, les échantillons A, 3, 5a et 5b dans EST 322 sont compris entre 522 et 526,6 m). Ces échantillons ont pu être prélevés dans des niveaux carbonatés visibles sur les carottes (Figure 26), dans des intervalles où les problèmes de calage peuvent être quantifiés.

Les autres teneurs importantes en CaCO₃ correspondent à des échantillons principalement prélevés dans le Callovien supérieur (l'échantillon n°36 a été prélevé à 466,5 m dans EST 312, le n° 14 à 575,65 m dans EST 322 et les n° 19 et 17 à 618,2 m et 617 m dans EST 342). Tous ces points sont dans le dôme carbonaté du Callovien supérieur/ Callovien moyen.

Au niveau de la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur, les échantillons ont été prélevés au milieu des zones les plus conductrices ou les plus résistantes pour essayer de s'affranchir au maximum des biais liés au calage. Dans le Callovien supérieur, les niveaux plus carbonatés sont clairement visibles sur les images FMI[®], souvent moins épais et plus rapprochés que dans l'Oxfordien. Sur les carottes, ces niveaux sont plus difficiles à identifier et les problèmes de calage dans cette zone ne sont pas

toujours mis en évidence. Les échantillons 13 du forage EST 322 et 23 du forage EST 342 sont respectivement à 578 et 619 m de profondeur. Ces deux échantillons sont dans la partie inférieure du dôme des résistivités. Sur les graphiques (Figure 33) ils se positionnent d'une façon marginale avec des teneurs faibles en carbonate et une conductivité intermédiaire. Sur les images dynamiques, dans cette zone, des alternances fines mais faiblement contrastées sont observées. La position de ces deux échantillons pourrait être liée à des problèmes de calage impossible à quantifier à cet endroit ou à une teneur importante en quartz.

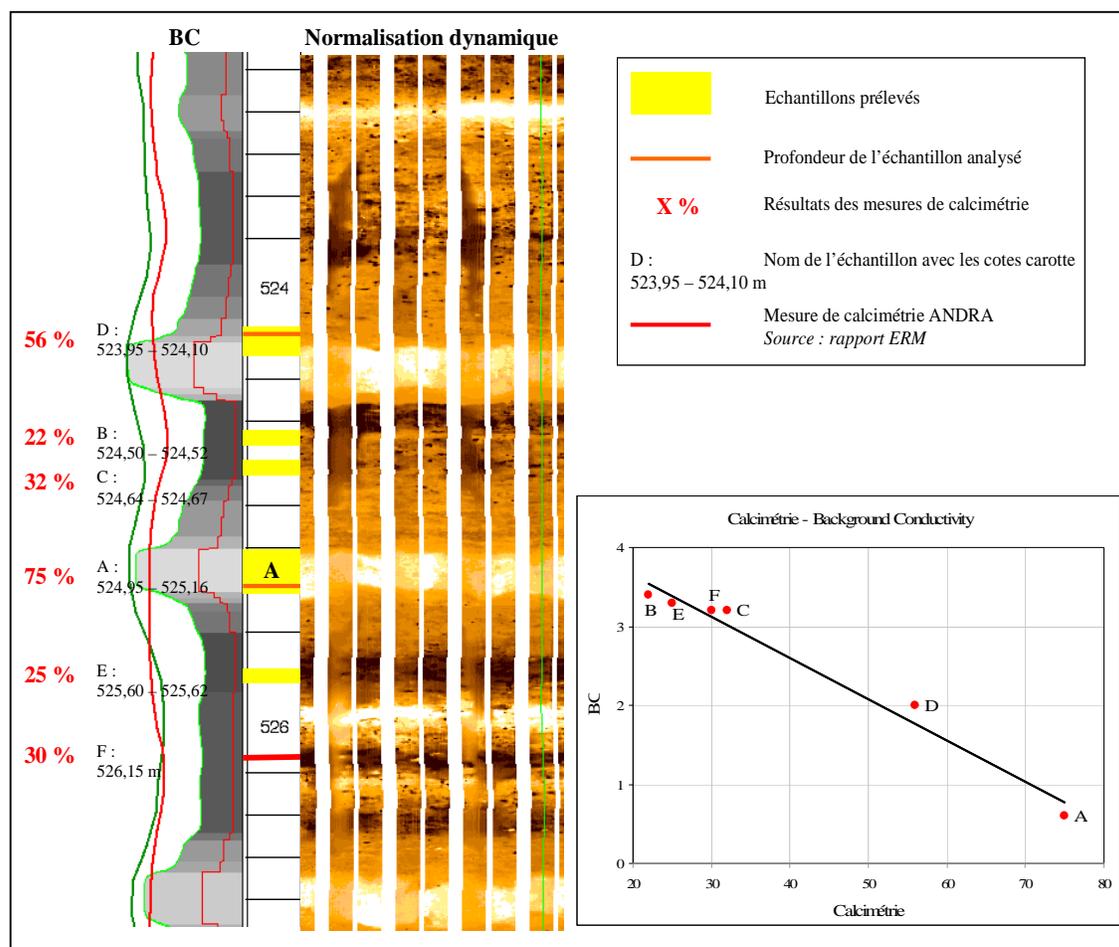


Figure 32 : Images FMI de l'intervalle compris entre 523 et 527 m du forage EST 322 relation entre les teneurs en carbonate (calcimétrie Bernard) et les mesures de conductivité de la matrice (BC).

Les échantillons de carotte prélevés pour les mesures de calcimétrie ainsi que les cotes carotte ont été reportés sur les images en tenant compte du problème de calage. L'échelle fixée pour la Background Conductivity est arbitraire (lors de la première analyse, les données numériques n'étaient pas disponibles).

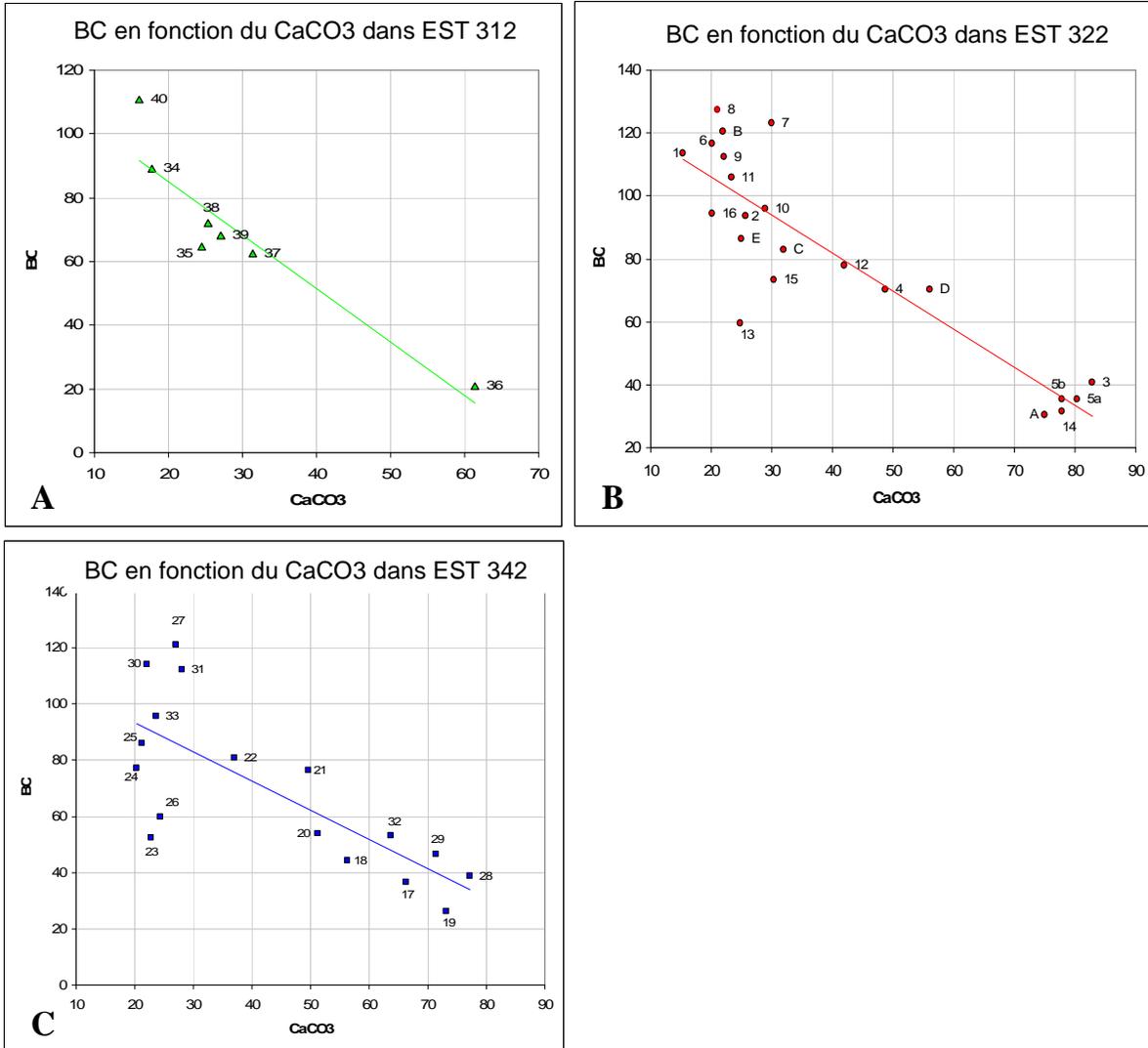


Figure 33 : Résultats de l'analyse comparative entre la conductivité de la matrice et les teneurs en carbonate (CaCO₃) des échantillons de carottes dans les forages EST 312 [A], EST 322 [B] et EST 342 [C].

Des mesures par Diffraction des Rayons X (DRX) sur roche totale ont été faites sur les échantillons du forage EST 322 :

- Pour étudier quels sont les paramètres, autres que la calcimétrie, qui ont une influence sur la conductivité de la matrice.
- Pour vérifier si les teneurs en carbonate sont les mêmes avec les deux méthodes.

Pour expliquer la gamme de valeurs de conductivité associées aux faibles teneurs en carbonate (calcimétrie Bernard) (Figure 33), l'hypothèse de l'influence du quartz avait été émise. En effet, pour une proportion équivalente en argile, si la proportion en quartz augmente, la proportion en carbonate diminue. Pour des valeurs faibles en carbonate, le quartz étant très résistant, la conductivité pourrait être plus basse ; ce qui expliquerait, par exemple, la position de l'échantillon 13 dans EST 322.

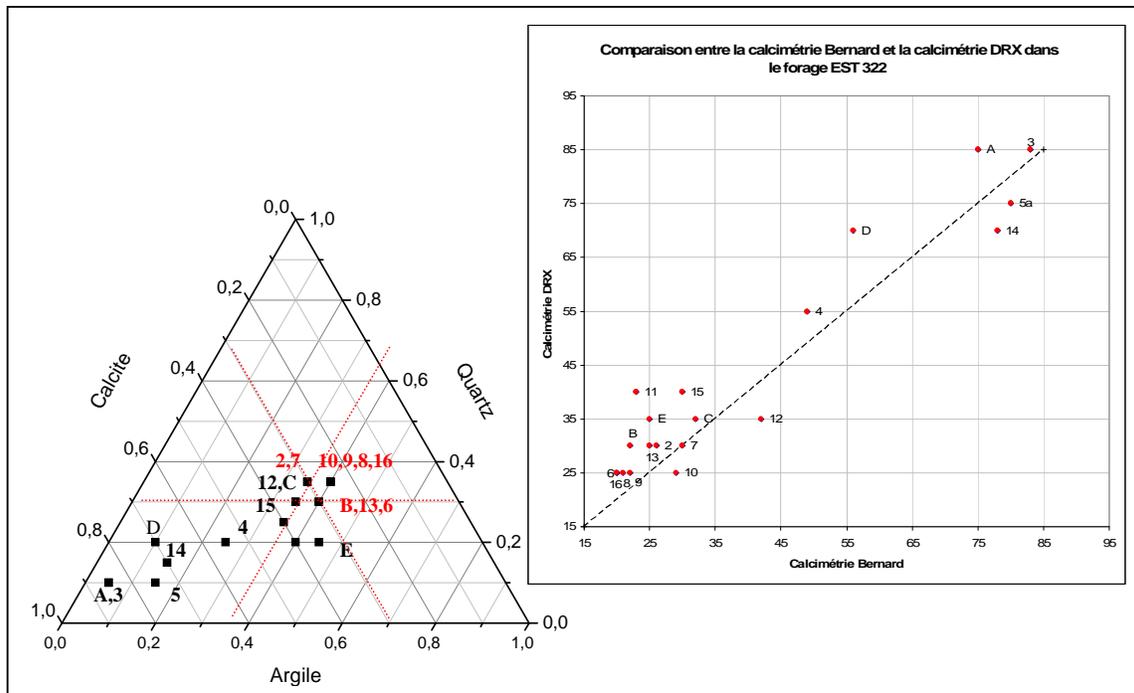


Figure 34 : diagramme ternaire Argile-Quartz-Calcite des mesures DRX faites sur les échantillons du forage EST 322 et la comparaison entre les teneurs en carbonate obtenues par DRX et avec le calcimètre Bernard

Le diagramme ternaire de la Figure 34 permet de voir que la plupart de échantillons associés à un large éventail de valeurs de conductivité (Figure 33) ont des teneurs en argiles supérieures à 35%, des teneurs en carbonate inférieures à 30 % et des teneurs en quartz supérieures à 30 %. Le point 11 n'a pas été pris en compte dans l'analyse ; la différence entre les teneurs en carbonate obtenues par DRX et par calcimétrie Bernard est trop importante (Figure 34). Les échantillons 13, 15 et E n'ont pas une teneur en quartz particulièrement élevée. Le quartz a probablement une influence sur la conductivité mais d'autres facteurs, indéterminés pour le moment, peuvent agir sur la conductivité. En effet, les échantillons 2 et 7 dans EST 322 ont les mêmes proportions de quartz, d'argile et de calcite mais des conductivités différentes. Pour expliquer la position des échantillons 6, 7, 8, 9 et B dans EST 322, il faudrait peut être étudier l'influence des minéraux conducteurs tels que les argiles et la pyrite. Ces 5 échantillons sont dans des zones où des points très conducteurs sont observés sur le FMI®.

Une autre hypothèse pour expliquer les points ayant une conductivité élevée et des teneurs en CaCO₃ faibles est l'influence locale des caves. En effet, selon les propriétés lithologiques et mécaniques de la formation, des caves peuvent se former à certains endroits. Dans ce cas, l'outil peut lire en partie des informations sur la boue conductrice. Les parois du puits peuvent devenir plus rugueuses sous l'effet du forage quand les teneurs en carbonate passent sous 30 %. Tout en gardant des informations sur les propriétés de la formation, la boue peut rendre les mesures de conductivité plus importantes localement.

L'influence de la pyrite a également été supposée. Mais les mesures DRX n'ont pas permis d'établir de relation entre la teneur en pyrite des échantillons mesurés et les valeurs plus fortes de conductivité.

Une relation quasi-linéaire existe entre les teneurs en carbonate et la conductivité de la matrice pour des teneurs en carbonate supérieures à 30 %. Des échantillons de carottes ont été prélevés avec un pas d'échantillonnage de 5 cm dans la partie supérieure de la formation dans EST 322 pour voir si les petites fluctuations de la BC correspondent à des variations de la calcimétrie. Sur la Figure 35, une relation nette est observée entre l'évolution des teneurs en carbonate, les images dynamiques et la BC. Cette relation est confirmée par le graphe (Figure 35) où les courbes de BC et de calcimétrie sont superposées. Une zone n'a pas été échantillonnée, du fait de l'absence de carottes, entre 530,61 et 531,02 m. Un léger décalage entre les deux courbes est présent après cette lacune. Le cross plot entre la BC et la calcimétrie montre une relation nette entre ces deux paramètres. Des détails supplémentaires sont présents sur la courbe de calcimétrie par rapport à la BC. La représentativité des mesures faites à partir de petits échantillons de carottes par rapport à une mesure diagraphique ne permet pas d'aller plus loin dans cette étude.

La relation entre la porosité des carbonates et la résistivité dans des formations propres est connue. Dans les argilites callovo-oxfordiennes, la conductivité de la matrice semble être associée aux teneurs en carbonates. Il est nécessaire de savoir quelle est la relation entre ces deux paramètres puisque les argiles sont rarement étudiées et l'utilisation de la conductivité de la matrice au lieu des résistivités classiques pour établir cette relation est exceptionnelle. C'est pourquoi nous avons échantillonné plusieurs forages à des pas différents. Des mesures des teneurs en carbonates avec un calcimètre Bernard et par DRX ont été effectuées. La conductivité de la matrice est étroitement liée à l'évolution des teneurs en carbonate dans les argilites. Pour des teneurs supérieures à 30%, elle permet de suivre, quasiment en continu, l'évolution de la calcimétrie dans les argilites du Callovien-Oxfordien. En dessous de 30 % de carbonate, d'autres paramètres ont une influence sur la conductivité. Les caves pourraient être une explication des valeurs localement plus conductrices.

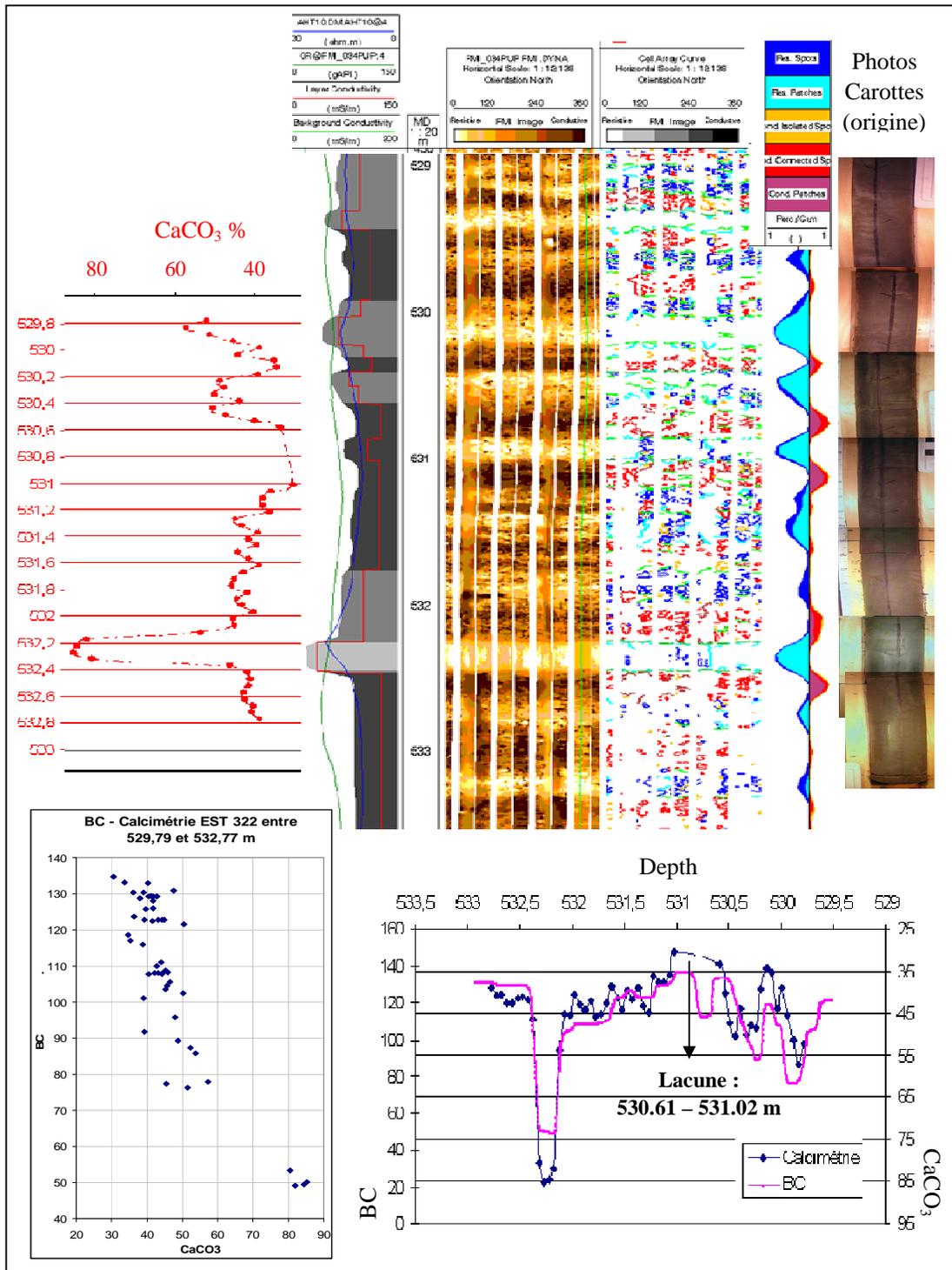


Figure 35 : Relation entre la BC et les teneurs en carbonate entre 529,5 et 533 m dans EST 322 avec un pas d'échantillonnage de 5 cm.

Une relation existe la BC et l'évolution de la concentration en carbonate ; la BC permet de suivre l'évolution quasiment en continu des teneurs en carbonate dans les argilites.

4. Les variations du taux de sédimentation sur les images FMI[®] et UBI[®]

Des structures sont présentes sur les images dans les argilites du Callovien-Oxfordien et correspondent à des structures géologiques d'origine sédimentaire voire diagénétique. Il est désormais possible d'analyser et d'interpréter ces structures et en particulier les alternances de niveaux conducteurs et résistants dans la formation.

4.1 Interprétation des images FMI[®] au Callovien supérieur

Les images FMI[®] dans le Callovien supérieur du forage EST 322

En comparant les images FMI[®] dans EST 322 vers 525 m (Figure 24) et vers 575 m (Figure 36), les alternances de niveaux résistants et conducteurs sont nettement plus resserrées au niveau du Callovien supérieur. Ces niveaux plus carbonatés sont connus dans les argilites du Callovo-Oxfordien (D.A.I.E, 1996). Le FMI[®] permet de compter et d'estimer l'épaisseur entre ces niveaux qui semblent être répartis d'une manière cyclique. L'épaisseur des cycles est, entre 574,5 et 576,5 m, inférieure à 50 cm. Sur la Figure 36, les valeurs d'inductions (courbe rouge) et de gamma ray (courbe verte) fluctuent peu au niveau des bancs plus carbonatés du dôme des résistivités (579-572 m). Les courbes semblent être lissées. Le FMI[®] est le seul outil disponible permettant de « représenter » précisément ces niveaux carbonatés.

Les biozonations ont été reportées à côté du FMI[®] (Figure 36) ; les niveaux condensés visibles sur le FMI[®] se trouvent au niveau des horizons à *lamberti*, *praelamberti* et *henrici/praelamberti*. D'après Thierry et al. (2005), le Callovien supérieur présente à la fois une forte réduction d'épaisseur et un faible gradient de variation d'épaisseur ouest-est ; des lacunes et des phénomènes de concentration faunique traduisent sans doute une réduction de l'accumulation sédimentaire. Les niveaux condensés visibles sur le FMI[®] sont donc confirmés par les données biostratigraphiques. En termes de cyclicité, le FMI[®] est l'outil qui donnera les informations les plus précises sur le nombre de cycles présents dans cet intervalle daté du Callovien supérieur.

Peut-on observer ces niveaux dans les autres forages FSP ?

Les images FMI[®] dans EST 312 et EST 342 montrent également des niveaux carbonatés plus resserrés au Callovien supérieur (Figure 37). Si on examine la zone à *Lamberti*, deux niveaux carbonatés, notés [1] et [2], datés de l'horizon à *paucicostatum*, sont mis en évidence sur la conductivité de la matrice, les images et les résidus dans EST 342, EST 322 et EST 312 (Figure 37). L'épaisseur séparant ces deux niveaux carbonatés croît de EST 342 à EST 312. Deux niveaux plus carbonatés, nommés [3] et [4], sont datés de l'horizon à *lamberti* et trois niveaux, notés [5], [6] et [7], sont datés de l'horizon à *praelamberti* dans EST 342 et EST 322. Dans EST 312, la limite entre les horizons à *lamberti* et *praelamberti* n'a pas pu être définie précisément. Au total, cinq niveaux plus carbonatés sont visibles sur les images FMI et datés des horizons à *lamberti/praelamberti* dans EST 342 et EST 322 alors que huit niveaux sont datés de la même période dans EST 312. Deux niveaux sont datés de l'horizon à *henrici/praelamberti* et *praelamberti* dans EST 322 et EST 342. Cinq niveaux supplémentaires datés des sous-zones à *Henrici* et *Trezeense* sont présents dans EST 312. Les limites biostratigraphiques entre le Callovien supérieur et le Callovien moyen n'ont pas été identifiées dans EST 322 mais les images FMI entre 576 et 579 m ne montrent pas d'alternances de niveaux argileux et carbonatés similaires à celles observées dans EST 312 entre 464 et 467 m (Figure 37).

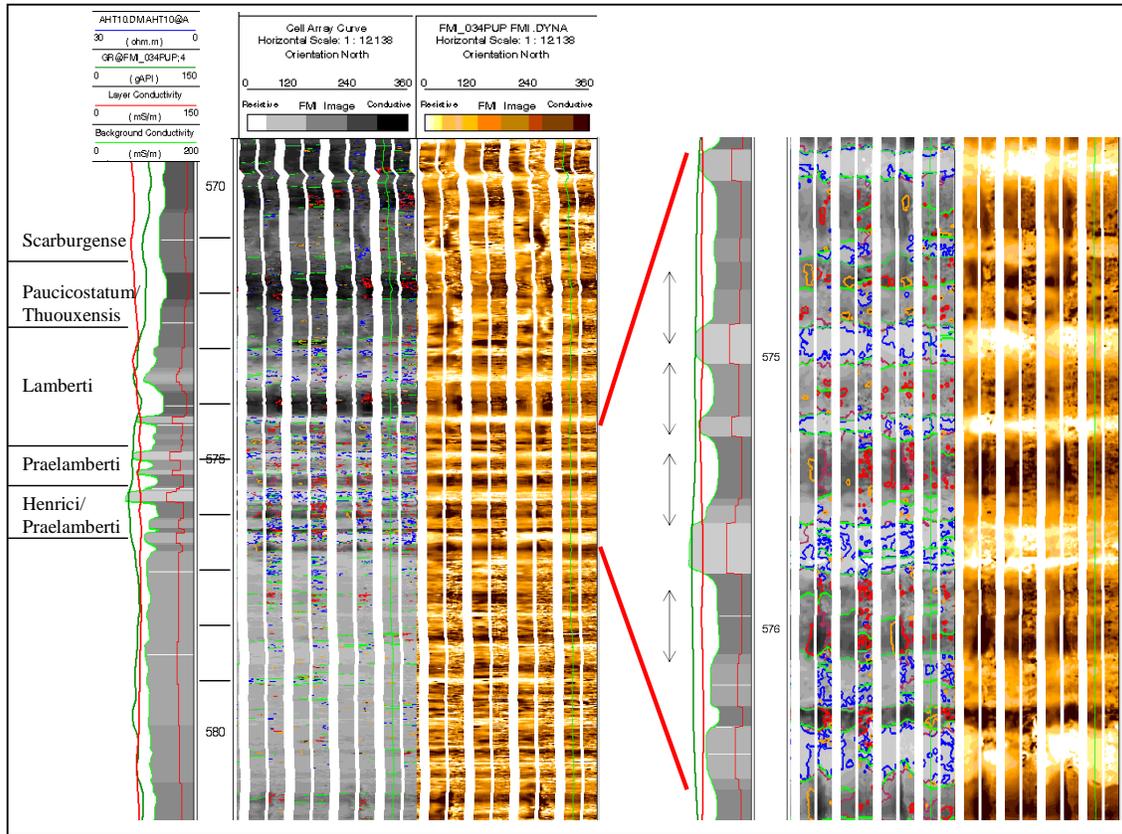


Figure 36 : Images FMI[®] et résidus de BorTex[®] au niveau du Callovien supérieur (575 m) dans le EST 322 avec les horizons biostratigraphiques.

Sur l'agrandissement de l'intervalle compris entre 574,5 et 576,5 m une périodicité apparaît. Tous les niveaux résistants, carbonatés sont séparés de 0,4 m à 0,5 m environ.

L'analyse détaillée de la Figure 37 montre que les cycles, définis par les alternances régulières de niveaux argileux et plus carbonatés à partir des images FMI[®], ont une épaisseur qui augmente progressivement du forage EST 342 vers EST 312 au Callovien supérieur. L'analyse des images FMI[®] permet de montrer que le nombre de cycles varie également. Des condensations sont connues au Callovien supérieur (Thierry et al., 2005) mais l'étude approfondie du FMI[®] permet de les localiser et semble être un moyen prometteur pour quantifier les variations du taux de sédimentation voire les hiatus.

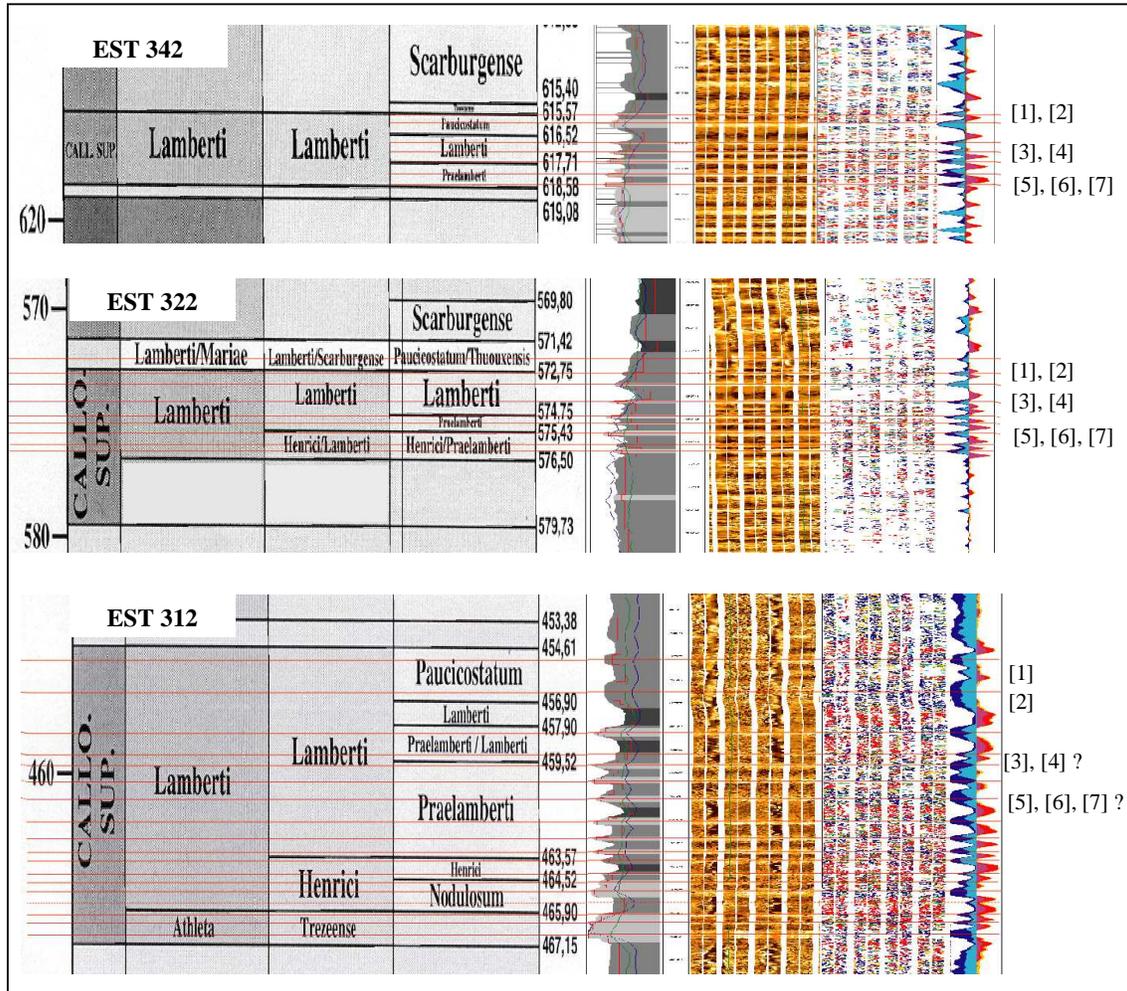


Figure 37 : Images FMI[®] et découpages biostratigraphiques au Callovien supérieur dans les forages FSP.

4.2 Interprétation des images FMI[®] au sommet de l'Oxfordien inférieur

L'analyse de la conductivité de la matrice entre 516 et 518 m dans EST 322 (Figure 28) montre des niveaux résistants plus resserrés que ceux observés entre 523 et 527 m dans le même forage (Figure 24). Seul le FMI[®] peut détecter ces niveaux carbonatés et les cordons de nodules : les diagraphies conventionnelles montrent peu de fluctuations (Figure 28). Dans l'intervalle comprenant les nodules, le découpage par les ammonites est le suivant :

- De 518,59 à 517,62 m : sous-zone à Praecordatum/Bukowskii (Base)
- De 517,62 à 516,80 m : sous-zone à Cordatum (Sommet)
- De 516,80 à 516,00 m : sous-zone à Cordatum/Vertebrale

D'après Thierry et al. (2006), la zone à Cordatum est difficile à reconnaître et les sous-zones qui la composent sont inégalement mises en évidence. D'une manière générale, la zone à Cordatum est toujours nettement réduite, avec des épaisseurs qui ne peuvent être évaluées que dans deux forages :

quelques décimètres dans EST 322 à quelques mètres dans HTM 102. Les sous-zones qui la composent sont inégalement mises en évidence, laissant soupçonner des condensations, voire des lacunes. D'après D. Marchand (courrier électronique du 25/04/05), la sous-zone à Costicardia est absente dans EST 322. Elle semble difficilement identifiable. Elle a été rencontrée dans quelques gisements : Weymouth, Yorkshire (UK), région de Niort, Jura. Ailleurs elle est soit supposée (des sédiments 'd'âge Costicardia' existent mais la faune est absente) soit le plus souvent absente. D'une façon plus générale, les sédiments 'd'âge Costicardia' correspondent à des dépôts de bordure de plateforme distale (en bas niveau marin) et donc ne sont pas ou presque pas présents dans les forages étudiés. Collin et al. (1999) ont montré dans les séries callovo-oxfordiennes du Sud-Est du Bassin de Paris que l'indice de préservation¹ est de 0 % pour la sous-zone à Costicardia. Le dépôt est supposé mais l'absence d'ammonites ne permet pas de le dater pour des raisons écologiques ou taphonomiques. Dans cet intervalle du forage EST 322, la conductivité de la matrice montre des niveaux résistants plus resserrés ; une condensation est fortement suspectée. L'absence de la sous-zone à Costicardia n'est pas forcément associée à un hiatus.

4.3 Analyse et interprétation de l'UBI[®] du forage EST 205

Le forage EST 205 est le forage qui a été réalisé au centre du Puits Auxiliaire. Dans ce forage, foré en boue à huile, un autre outil d'imagerie de paroi a été utilisé à la place du FMI[®] : l'outil UBI[®]. Cette partie porte principalement sur la transition entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien moyen.

4.3.1 Les aspects techniques de l'outil UBI[®]

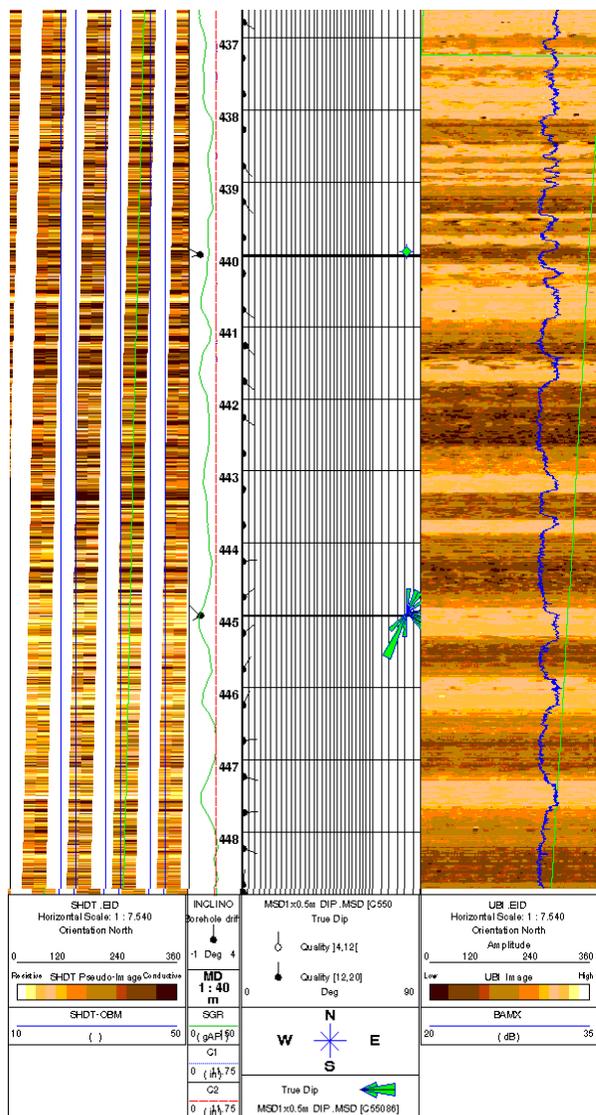
La sonde Schlumberger UBI[®] (Ultrasonic Borehole Imager) est adaptée de la sonde USI[®] (UltraSonic Imager) introduite en 1990. La sonde UBI[®] est une sonde d'imagerie ultrasonique ou acoustique. Cet outil est utilisé dans le cas des forages à boue à huile (Serra & Serra, 2000). Les imageries acoustiques reflètent essentiellement les irrégularités et micro-rugosités de la paroi du trou. Ces dernières peuvent être liées à des paramètres géologiques (variations de lithologie, de perméabilité, de porosité,...) influençant le coefficient de réflexion des ondes ultrasoniques et leur amplitude. Mais elles peuvent aussi être engendrées par le trépan ou par la turbine (cas de figures hélicoïdales parfois observées sur certaines images).

Le UBI produit une image acoustique à haute résolution. Dans l'outil UBI, le transducteur émet des impulsions ultrasoniques et mesure le temps de trajet et l'amplitude de l'écho résultant. L'émetteur peut opérer à deux fréquences : 250 et 500 kHz. A 500 kHz, le faisceau acoustique est de 8,6 mm. La vitesse d'enregistrement et l'échantillonnage sont adaptés en fonction de la résolution requise. Un échantillonnage vertical de 5,08 mm (0,2 in.) requiert une vitesse d'enregistrement de 425 pieds/h. L'échantillonnage azimutal à la fois en amplitude et en temps de trajet est de 2°, correspondant à 180 échantillons par rotation. Pour les mesures d'amplitude, la résolution est de 0,05 dB pour une plage dynamique de 80 dB (Serra & Serra, 2000). Pour les mesures de rayon, la résolution est de 0,075 mm à 500 kHz. Une normalisation dynamique sur un mètre est appliquée en général à la fois aux images d'amplitude et de rayon (temps de trajet aller).

¹ Indice de préservation : rapport entre le nombre de coupes où une unité biostratigraphique est reconnue et le nombre total de coupes observées (Collin et al., 1999)

4.3.2 Etude de la limite entre la zone à *Cordatum* et la zone à *Plicatilis* sur le UBI dans EST 205

Sur la Figure 38, vers 441 m un changement a lieu sur les images UBI® entre des alternances de bancs carbonatés et argileux régulières et métriques de 450 à 441 m et des niveaux carbonatés plus resserrés au dessus de 441 m.



Dans le rapport de suivi scientifique du fonçage des puits et du creusement des galeries (DRP3EDF04018), parmi l'inventaire des objets sédimentologiques et diagénétiques remarquables, figure à 441,26 m un objet appelé « fond ferme¹, ralentissement du taux de sédimentation, surface bioturbée ». La description est la suivante : « limite de couche irrégulière qui suit les contours des nodules de cristallisation de calcaire – calcaire argileux en bas et marne en haut. Cette surface est le départ de terriers verticaux à obliques qui traversent le niveau calcaire ». L'environnement de dépôt est décrit comme étant calme avec des périodes d'énergie plus fortes qui entraînent des ondulations sur le toit calcaire.

Figure 38 : Images UBI entre 437 et 448 m dans EST 205
(Images données par E. Diaz, Schlumberger)

Les données biostratigraphiques dans la partie supérieure de la couche d'argilites du Callovo-

¹ Fond ferme : *angl.* Firmground. Terme à ne pas confondre avec Hardground (fond durci).

Firmground : substrat encore meuble qui peut être affecté par des bioturbations.

Hardground : substrat rigide qui peut être perforé uniquement par des organismes microphages.

Oxfordien dans le puits auxiliaire sont les suivantes :

- 442,87 m : Thurmanelles (Brachiopodes). Fréquent à l'Oxfordien moyen, zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale.
- 445,77 m : Oxfordien inférieur, zone à Cordatum, sous-zone à Cordatum très probable car présence du genre Peltoceratoides, genre inconnu dans la sous-zone à Vertébrale.

La limite entre la zone à Cordatum et la zone à Plicatilis peut être située entre 445,77 et 442,87 m. A 442,87 m, seuls des brachiopodes fréquents dans la zone à Plicatilis ont été identifiés. Il est possible que la zone à Plicatilis débute plus haut dans la série. La limite entre la sous-zone à Cordatum et la sous-zone à Vertébrale est bien visible en Ardèche (D. Marchand et J. Thierry, communication orale, 2005). Elle correspond à une discontinuité, à un changement lithologique radical. Il est donc probable que la discontinuité visible vers 441 m sur le UBI[®] (Figure 38) soit confirmée par la discontinuité marquant la limite entre la zone à Cordatum et la zone à Plicatilis dans le puits auxiliaire.

5. Conclusion

La première observation, après processing, du FMI[®] dans EST 322 permet de mettre en évidence des alternances de niveaux conducteurs (foncés) et plus résistants (clairs) qui correspondent, sur les carottes, à des alternances de niveaux argileux et carbonatés. Ces alternances semblent cycliques et l'épaisseur des cycles peut être quantifiée dans certains intervalles. Une variabilité verticale est mise en évidence ainsi qu'une variabilité à l'échelle du trou de forage.

D'autres objets, observés sur les images FMI[®] vers 517 m dans EST 312 correspondent à des nodules. Le FMI[®] permet donc de mettre en évidence les phénomènes diagénétiques dans la partie supérieure des argilites du Callovo-Oxfordien. Ces nodules, quand ils ont une taille inférieure au diamètre du trou de forage, entrent dans la catégorie des résidus de BorTex[®]. Ces derniers ont également une organisation périodique. L'observation des affleurements de la Clue de Vançon ou de Bevon (Bassin du Sud-Est) a montré que les nodules passent latéralement de nodules dispersés à des nodules coalescents ou encore à des bancs calcaires. Ces nodules se développent dans des niveaux plus carbonatés que l'encaissant. L'organisation périodique de ces niveaux peut être liée à un contrôle orbital créant des alternances régulières de marnes et de niveaux calcaires. Dans des zones sans carottes des forages EST 342 et EST 312, des nodules ont été mis en évidence sur les images FMI[®] dans des niveaux carbonatés corrélables avec ceux présents vers 517 m dans EST 322.

Des mesures de calcimétrie effectuées sur 5 échantillons du forage EST 322 montrent une relation linéaire entre les teneurs en carbonate et la conductivité de la matrice. Pour confirmer cette hypothèse, des mesures supplémentaires ont été réalisées au niveau des forages FSP. Des travaux ont été menés pour comprendre quelle est l'origine de l'éventail de valeurs de conductivité associé aux faibles teneurs en carbonate (20-30%). Les hypothèses sont l'existence d'un biais métrologique et/ou l'influence du quartz. Des premières mesures par DRX semblent écarter la dernière hypothèse. Les fortes valeurs conductrices associées à de faibles teneurs en carbonate pourraient être liées aux types d'argile ou à la présence de minéraux conducteurs tels que la pyrite. Un échantillonnage très serré, tous les 5 cm, a été effectué dans le forage EST 322 dans la partie supérieure de la formation. L'objectif est d'approfondir la relation entre la BC et la calcimétrie dans des zones à plus de 30 % de CaCO₃. Une relation existe entre la BC et les teneurs en carbonate. La conductivité de la matrice présente l'avantage, par rapport aux analyses sur carotte, de suivre quasiment en continu l'évolution des teneurs en carbonate dans la formation callovo-oxfordienne.

Des cycles métriques ou plurimétriques sont observés vers 520 m dans EST 322. Le premier intervalle présentant des cycles plus resserrés se situe vers 575 m. Le FMI[®] ne montre plus des cycles métriques

mais des cycles de 50 cm d'épaisseur. Le nombre de niveaux carbonatés identifiés sur le FMI® et datés des horizons à *lamberti/ praelamberti* varie latéralement. Des niveaux supplémentaires sont observés à la base du Callovien supérieur dans EST 312 sur le FMI®. Ces niveaux condensés sont connus (et parfois décrits comme l'équivalent latéral du RIO). Les diagraphies conventionnelles telles que les résistivités et le gamma ray montrent la présence de carbonates (les analyses chimiques le confirment) mais ne permettent pas de distinguer l'épaisseur et le nombre précis de cycles au niveau du Callovien supérieur. L'étude des biozonations à ammonites confirme l'interprétation du FMI® et montre des variations latérales d'épaisseur des horizons au Callovien supérieur voire des lacunes : horizon à *athleta*.

Un deuxième intervalle présentant des cycles plus resserrés est visible vers 517 m sur le FMI®. Ces niveaux condensés sont différents de ceux présents vers 575 m sur les images dynamiques. La zone à *Cordatium* nettement réduite dans le forage EST 322 par rapport à HTM 102 et Saint-Blin-Semilly semble confirmer ces condensations. Un hiatus lié à l'absence de la sous-zone à *Costicardia* n'est pas confirmé.

Vers 441 m, sur le UBI® du forage EST 205 (situé au centre du puits auxiliaire), un changement important de périodicité est observé. Les cycles sont plus resserrés au dessus de 441 m. Lors du suivi scientifique du fonçage du puits auxiliaire, un « fond ferme » a été décrit à 441,26 m. Ce fond ferme est associé à un ralentissement du taux de sédimentation. La limite entre la zone à *Cordatium* et la zone à *Plicatilis* peut avoir lieu vers 441-442 m. Cette limite a été observée par D. Marchand et J. Thierry (2 mars 2005) en Ardèche et représente une discontinuité, avec un changement radical de la faune.

Le FMI® permet donc de mettre en évidence une cyclicité marquée par des alternances de niveaux conducteurs et résistants et semble être un outil prometteur pour quantifier les variations du taux de sédimentation au sein des argilites.

Chapitre 4

Analyse variographique du signal diagraphique

1.	<i>Introduction sur les cycles orbitaux</i>	85
2.	<i>Le choix des intervalles d'étude</i>	85
2.1	Les différentes possibilités d'intervalles d'étude.....	85
2.2	La détermination d'intervalles homogènes.....	88
3.	<i>Analyse variographique des diagraphies conventionnelles</i>	92
3.1	Les outils utilisés.....	92
3.2	Les paramètres des variogrammes.....	93
3.3	L'analyse des variogrammes	93
4.	<i>L'analyse des périodogrammes des diagraphies conventionnelles</i>	102
4.1	Quelques notions sur l'analyse fréquentielle.....	102
4.2	Les résultats de l'analyse fréquentielle des diagraphies conventionnelles.....	102
5.	<i>Analyse variographique des données FMI®</i>	104
5.1	Le choix des données	104
5.2	Les paramètres du variogramme.....	105
5.3	L'analyse des variogrammes	105
6.	<i>L'analyse des périodogrammes des données FMI®</i>	111
7.	<i>Les périodes les plus fines sont-elles accessibles avec d'autres outils que le FMI® ?</i>	113
7.1	Analyse géostatistique de l'outil DSI®	113
7.2	Analyse géostatistique du gamma ray des galeries.....	116
8.	<i>La modélisation des variogrammes</i>	119
8.1	Définition de la modélisation	119
8.2	Les logiciels utilisés	119
8.3	Exemples.....	120
8.4	Interprétation de la cyclicité.....	122
9.	<i>Conclusion</i>	128

Pour étudier la composante cyclique, visible sur certains logs ou sur les images FMI®, des outils statistiques et géostatistiques adaptés doivent être utilisés. Une analyse variographique a été menée par Brégoïn (2003) et des analyses spectrales et l'utilisation de la méthode des spectrogrammes d'amplitude ont été réalisées par Huret (2006). De nombreuses études ont été menées sur les cycles de Milankovitch. Avant d'entreprendre des analyses géostatistiques pour les mettre en évidence, une synthèse sur les techniques couramment utilisées ainsi que sur les différents types de données étudiées pour mettre en évidence ces cycles est à mener.

En fonction des données considérées, du pas d'échantillonnage des données et surtout de l'échelle à laquelle les variations sont étudiées, des choix doivent être effectués sur les outils géostatistiques à utiliser ainsi que sur les intervalles d'étude.

Une première échelle de variabilité a été montrée avec l'analyse des corrélations diagraphiques et des images FMI, le but est de travailler à une échelle plus fine et d'aborder l'aspect quantitatif des variations du taux de sédimentation.

Ce chapitre présente la première étape vers le passage à un repère géochronologique.

1. Introduction sur les cycles orbitaux

Sur les données des forages Andra, Brégoïn (2003) et Huret (2006) ont montré que l'étude de la composante périodique du signal est particulièrement adaptée pour la mise en évidence des variations spatiales de la couche d'argilites callovo-oxfordiennes. Elles ont également formulé l'hypothèse d'un lien entre les composantes cycliques du signal et les cycles de Milankovitch : l'excentricité de l'orbite terrestre (rapport de la distance de ses foyers sur la longueur de son grand axe), l'obliquité (angle que forment l'axe de rotation terrestre et la perpendiculaire au plan de son orbite, plan de l'écliptique) et la précession (la précession des équinoxes est le mouvement conique effectué par l'axe de rotation terrestre par rapport aux étoiles, la précession climatique est l'angle du périhélie par rapport au point vernal, point où se trouve la Terre à l'équinoxe de printemps). Les perturbations périodiques de l'orbite terrestre sont les résultats des effets gravitationnels des planètes sur la Terre. Leur influence cause des variations continues des saisons et de la distribution géographique de l'énergie solaire reçue à la surface de la Terre. Tout ceci agit comme une force extérieure sur le climat de la Terre (Matthews & Frohlich, 2002). La productivité dépend de la température des eaux et des nutriments disponibles, les arrivées d'argiles sont contrôlées par les chutes de pluies dans l'arrière-pays et par les courants océaniques. Les changements des paramètres orbitaux affectent le climat, ainsi que le gel et le dégel des calottes, les changements du niveau marin, les processus d'érosion et d'altérations par les agents atmosphériques, la nature et le taux de sédimentation. Ces phénomènes ont été abondamment étudiés à partir de données très variées et de techniques souvent basées sur l'analyse spectrale. L'historique des cycles de Milankovitch ainsi que les données étudiées, y compris diagraphiques, et les méthodes utilisées pour les mettre en évidence sont détaillés dans l'Annexe 2. Les cyclicités recherchées sont bien exprimées dans le domaine temporel mais varient dans le domaine vertical.

Dans les argilites callovo-oxfordiennes, pour mettre en évidence ces cyclicités à partir des données diagraphiques, nous avons privilégié les outils géostatistiques (présentés en détail dans l'Annexe 3). Des outils voisins, tels que le périodogramme présent plus tard dans ce chapitre, ont été testés.

2. Le choix des intervalles d'étude

Des traitements géostatistiques des données diagraphiques acquises sur le site peuvent être effectués :

- sur la totalité de la couche d'argilites du Callovo-Oxfordien
- entre les surfaces chronostratigraphiques déterminées par Curial (2005)
- par fenêtre glissante régulière (avec ou sans recouvrement)
- par intervalles homogènes.

Chacune de ces méthodes est à analyser afin de retenir uniquement la méthode permettant d'estimer au mieux les périodes du signal.

2.1 Les différentes possibilités d'intervalles d'étude

2.1.1 Analyse de la totalité de la couche

La Figure 39 représente le variogramme calculé à partir des données de conductivité de la matrice de la couche d'argilites du Callovo-Oxfordien. Après une structure à très courte portée (moins de 1 m) il présente un comportement linéaire jusqu'à 20 m (partie gauche) et même au-delà (partie droite). En revanche on ne détecte pas de composante périodique claire, même si on peut suspecter une période de 0.7 m et de très faible amplitude. Brégoïn (2003) avait mis en évidence des cyclicités dues aux cycles orbitaux.

Deux facteurs concourent à ce que nous ne les observions pas :

- Un manque d'homogénéité à l'échelle de la couche, du fait d'une tendance de plus en plus carbonatée vers le toit de la couche
- Les variations du taux de sédimentation, qui font que les cycles orbitaux, par définition de durée fixe, ne se traduisent pas par des cycles réguliers quand on observe les diagraphies en fonction de la profondeur.

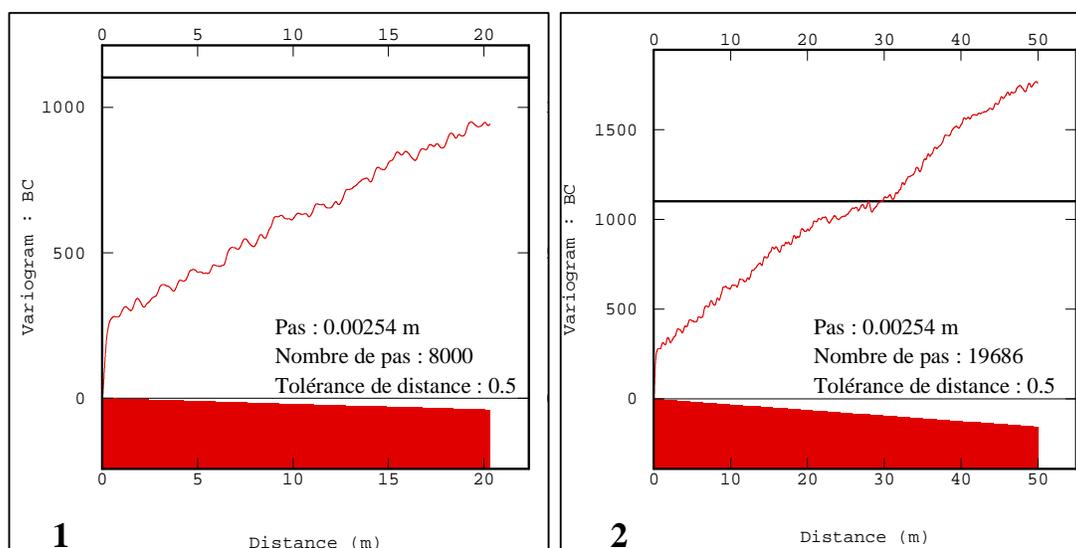


Figure 39 : Variogrammes 1D calculés sur la totalité de la couche d'argilites dans EST 322 à partir de la conductivité de la matrice (BC en mS/m)).

Les unités des variogrammes sont : la distance en mètre en abscisse et le carré de l'unité du paramètre diagraphique étudié en ordonnée.

Afin de mettre en évidence les variations fines de la sédimentation au sein des argilites, il est nécessaire de découper la formation en intervalles moins épais.

2.1.2 Analyse entre les surfaces chronostratigraphiques

On peut envisager de travailler entre les surfaces isochrones majeures (Figure 15) définies lors de l'analyse séquentielle (Curial, 2005). L'observation, dans EST 322, du sonique dans la séquence médiane située entre LS1 et LS2 (Figure 15), montre des variations d'amplitude et de lithologie. Il est donc nécessaire de réduire encore cet intervalle et de faire par exemple l'analyse variographique entre les surfaces SI2 (560,5 m) et LS2 (516 m). Le variogramme de la conductivité de la matrice, calculé dans cet intervalle (Figure 40) ne montre néanmoins pas plus clairement une cyclicité.

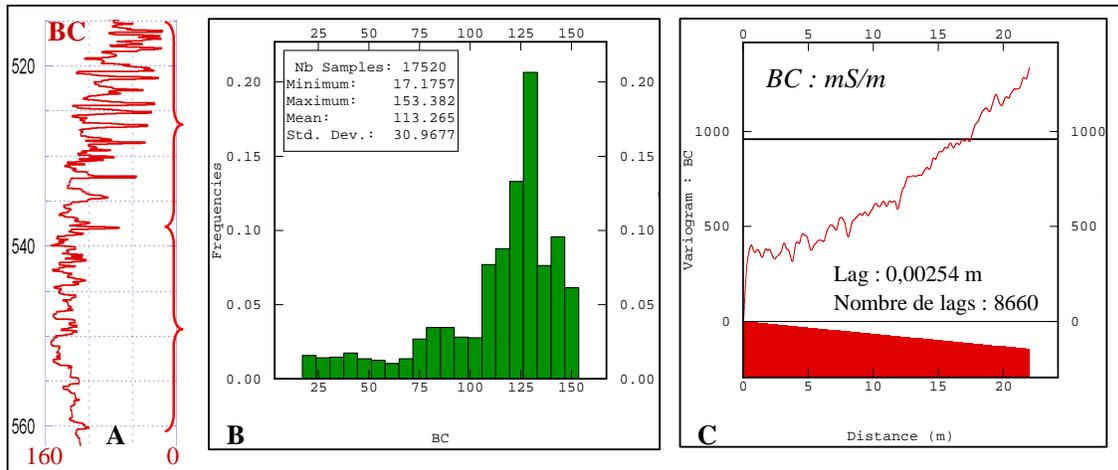


Figure 40 : analyse d'un intervalle situé entre deux surfaces isochrones

Extrait du log de conductivité de la matrice [A] du forage EST 322 entre 560 et 516 m. Histogramme [B] et variogramme 1D [C] calculés entre 560,5 m (S1b) et 516 m (S2) à partir de la conductivité de la matrice dans le forage EST 322.

Dans cet intervalle, le log de la conductivité de la matrice fait ressortir (Figure 40):

- Le maximum argileux de la couche vers 550 m
- Des bancs carbonatés vers 517 m

La distance entre les pics plus résistants semble plus importante dans la partie inférieure de l'intervalle que dans la partie supérieure. C'est pourquoi l'analyse variographique des intervalles compris entre deux surfaces isochrones ne permet pas ici de faire ressortir l'aspect cyclique du signal.

2.1.3 Analyse par fenêtre glissante

Des variogrammes et des périodogrammes peuvent être calculés par fenêtres fixes successives avec ou sans recouvrement. Le problème majeur est le choix de la hauteur de la fenêtre. D'après les études antérieures, des périodes de 3 à 5 m ont pu être trouvées dans ces argilites. En général, le variogramme est exploitable sur la moitié du champ étudié environ. Au delà, le nombre de paires diminue et donc le variogramme est moins fiable. Pour repérer une période de 5 m, il faut donc considérer des fenêtres de 10 m au moins. Cette méthode a été testée dans les trois forages FSP en reprenant les intervalles de 10 mètres utilisés par Huret (2005) pour analyser la susceptibilité magnétique. Cette méthode apporte souvent des résultats mais certains variogrammes réalisés dans une zone de transition entre un ensemble argileux et un ensemble plus carbonaté ne montrent aucune cyclicité et ne sont pas interprétables.

2.1.4 Analyse par intervalles homogènes

Cette dernière méthode, développée dans la partie suivante, porte sur la détermination de zones diagraphiquement homogènes, ayant l'épaisseur la plus importante possible, corrélables entre les trois forages EST 312, EST 322 et EST 342. Ces intervalles peuvent être de 10 mètres au minimum à

quelques dizaines de mètres. Les critères de découpage sont similaires à ceux utilisés par Brégoïn (2003) : zones de changement de gradient, de rupture du signal et de changement d'amplitude des fluctuations. Le découpage n'a pas été comparé avec celui de Brégoïn (2003), l'analyse des forages FSP n'ayant pas été menée dans ses travaux. Cette analyse par intervalles homogènes s'est révélée la plus fructueuse et a donc été retenue pour établir les résultats qui suivent.

2.2 La détermination d'intervalles homogènes

2.2.1 Les données diagraphiques utilisées

Pour mettre en évidence les changements d'amplitude, les changements de gradient et les ruptures du signal, seuls les logs montrant le plus de fluctuations sont utiles. Les principaux logs qui ont été utilisés dans l'étude des corrélations entre les forages FSP sont le gamma ray, les résistivités et le sonique. La méthodologie utilisée pour la détermination des intervalles d'étude est la suivante :

- Observations des corrélations diagraphiques rendues cohérentes avec les interprétations séquentielles et biostratigraphiques
- Détection d'intervalles diagraphiquement homogènes
- Découpage de la formation callovo-oxfordienne en intervalles dont les limites sont synchrones (à l'échelle des cycles d'ordre 3) entre les forages FSP.

2.2.2 Détermination des intervalles homogènes dans les forages FSP

La Figure 41 montre les intervalles homogènes déterminés à partir de l'analyse visuelle des diagraphies. La partie étudiée correspond à l'Oxfordien inférieur où nous avons mis en place la méthodologie. Les profondeurs des intervalles sont les suivantes (Figure 41) :

Forages	Intervalle 3	Intervalle 2	Intervalle 1
EST 312	361 à 383 m	383 à 412 m	412 à 453 m
EST 322	519 à 537 m	537 à 552 m	552 à 569 m
EST 342	583 à 598 m	?	598 à 614 m

Lors de l'étude des corrélations diagraphiques, un ralentissement local de la sédimentation a été signalé dans le forage EST 342 (accolade rouge sur la Figure 12) aux environs de 595 m. Cette partie réduite ou manquante correspond à l'intervalle homogène 2. Pour l'analyse géostatistique des données, l'hypothèse de l'absence de l'intervalle 2 a été faite dans le forage EST 342.

La limite inférieure de l'intervalle 1 est datée dans tous les forages FSP de l'horizon à Scarborough. La limite inférieure de l'intervalle 2 est cohérente avec la surface S1A définie par Diastrata (2005) et le sommet de l'intervalle 3 est cohérent avec le sommet de la séquence médiane : LS2. Les limites des trois intervalles homogènes définies visuellement à partir de l'observation des logs et en considérant les corrélations diagraphiques sont synchrones.

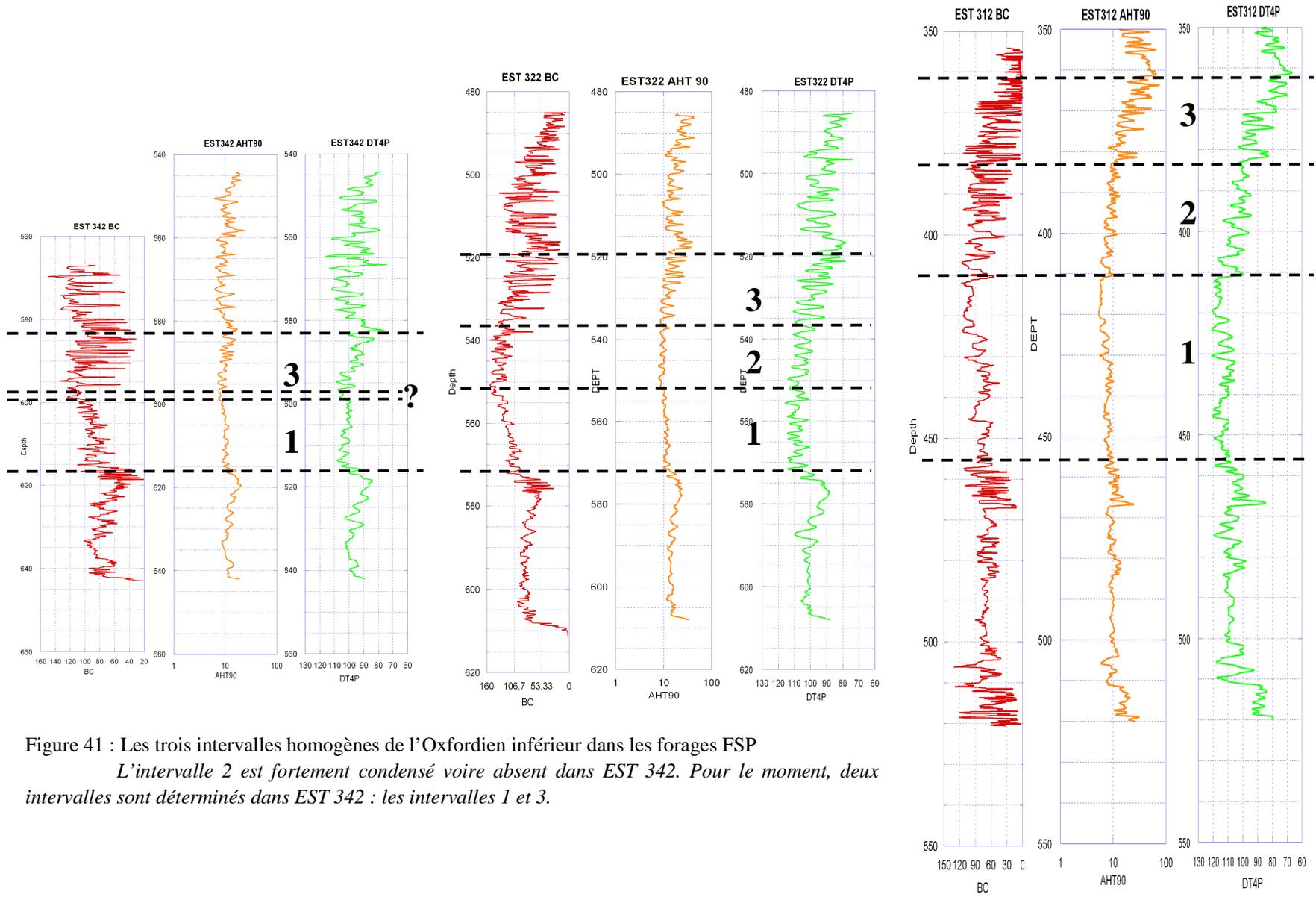


Figure 41 : Les trois intervalles homogènes de l'Oxfordien inférieur dans les forages FSP
L'intervalle 2 est fortement condensé voire absent dans EST 342. Pour le moment, deux intervalles sont déterminés dans EST 342 : les intervalles 1 et 3.

2.2.3 Etude de la variance

Afin de mettre en évidence les zones de forte variabilité, des mesures de variance locale, à partir de la conductivité de la matrice, ont été effectuées dans les trois forages FSP par intervalles de 5 m et 10 m successifs. Sur la courbe obtenue à partir de ces variances locales (Figure 42), les intervalles homogènes ont été reportés. Les variations des courbes illustrant l'évolution de la variance en fonction de la profondeur sont les mêmes que les grandes tendances des logs. Les principales fluctuations de la variance confirment le découpage en intervalles homogènes.

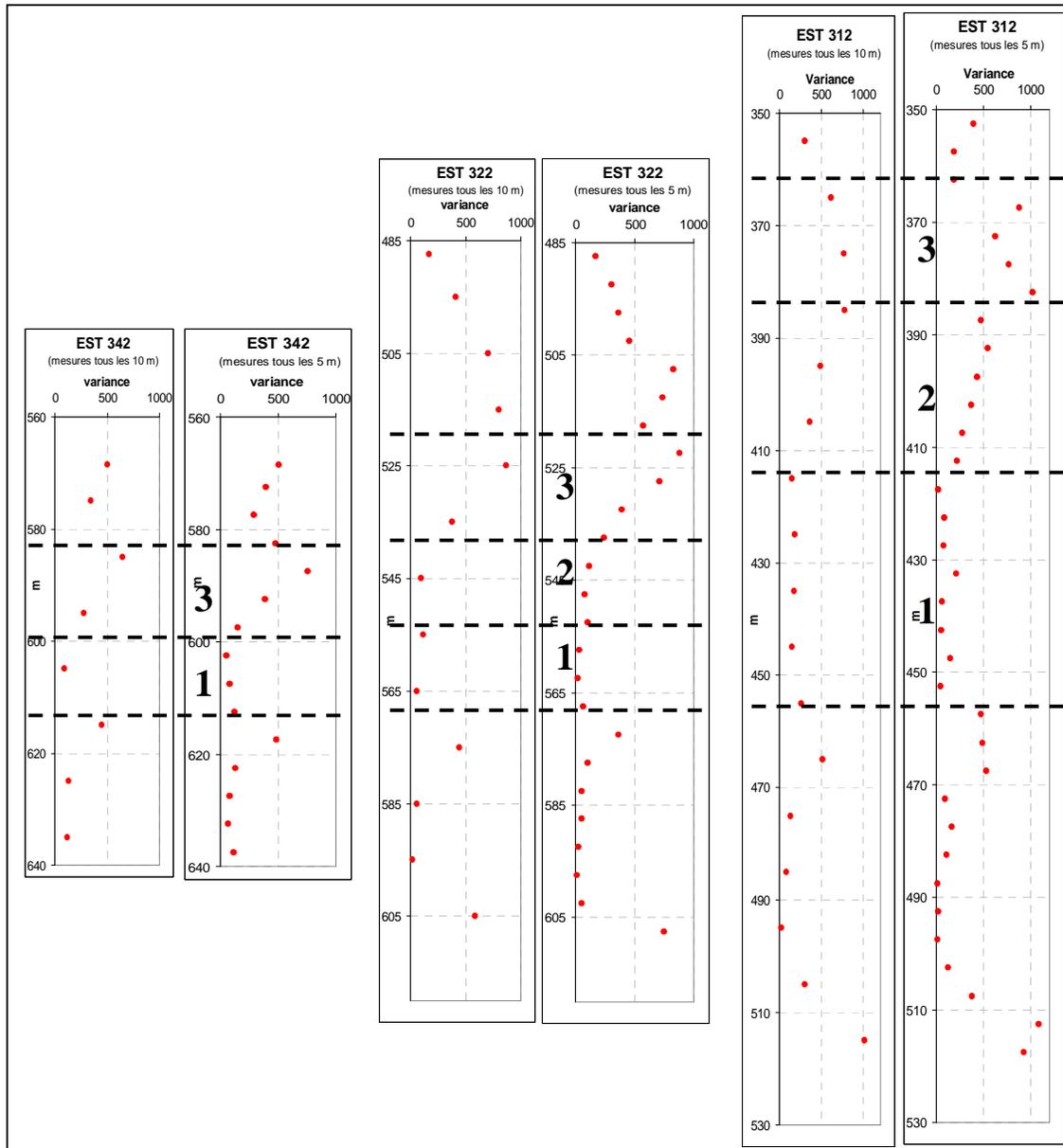


Figure 42 : Mesures de la variance dans les forages FSP par intervalles successifs de 10 m et 5 m.

Les changements majeurs de variance correspondent aux limites entre intervalles homogènes.

2.2.4 Les intervalles homogènes dans les autres forages Andra

Nous venons de voir comment nous avons identifié des intervalles homogènes d'étude sur les sondages FSP avec le gamma ray, les résistivités et le sonique et des corrélations diagraphiques. Ces logs existent également dans les forages EST 205, EST 104 et HTM 102 ainsi que le découpage biostratigraphique et l'interprétation séquentielle. Pour étudier les variations dans la couche d'argilites le long d'un transect N-S, des intervalles homogènes doivent être définis dans ces forages. Le log de densité (RHOB) a été utilisé dans les forages EST 205 et EST 104. Les intervalles homogènes mis en évidence dans les forages FSP ont pu être rapidement retrouvés au niveau des forages HTM 102, EST 205 et EST 104. Les profondeurs des intervalles sont les suivantes :

Forages	Intervalle 3	Intervalle 2	Intervalle 1
EST 205	437 à 457 m	457 à 477 m	477 - Fin du forage
EST 104	441 à 460,5 m	460,5 à 480,5 m	480,5 à 508 m
HTM 102	367 à 385 m	385 à 405 m	405 à 430 m

La base de l'intervalle 1 est également datée dans ces trois forages de l'horizon à Scarboroughense.

Le principal outil utilisé pour étudier la variabilité dans les argilites est le variogramme. Le périodogramme représente un moyen de vérification.

Le choix d'intervalles d'étude est vaste. D'après les études antérieures, les périodes orbitales sont fixes temporellement mais variables en épaisseur. Par conséquent, avec les outils choisis, la prise en compte de la totalité de la couche ou d'intervalles définis entre les surfaces isochrones ne convient pas. Pour l'étude de la composante périodique dans les argilites du Callovo-Oxfordien, les intervalles les plus adaptés sont des fenêtres de hauteur fixe glissantes supérieures ou égales à 10 m ou des intervalles diagraphiquement homogènes. Certains variogrammes effectués à partir de fenêtres glissantes successives (de 10 m) n'apportaient pas d'information sur la périodicité du signal. Par conséquent, l'étude par intervalles homogènes est la méthode utilisée.

Trois principaux intervalles homogènes, dont les limites sont synchrones, ont été définis dans l'Oxfordien inférieur dans les forages FSP à partir des corrélations diagraphiques (compatibles avec les découpages biostratigraphiques et l'analyse séquentielle). La méthode de détermination de ces intervalles a pu être appliquée aux forages EST 205, EST 104 et HTM 102.

3. Analyse variographique des diagraphies conventionnelles

3.1 Les outils utilisés

Brégoïn (2003) et Huret (2006) ont montré que les périodes exprimées par les diagraphies dans les argilites du Callovo-Oxfordien correspondent aux cycles de Milankovitch. Ces cycles sont liés à la quantité d'énergie reçue du soleil et donc au climat. Ces variations du climat vont influencer à la fois la production de matériel venant du continent et la production de carbonate. Pour repérer ces cycles, les outils diagraphiques conventionnels à prendre en considération dans cette étude sont ceux qui sont directement liés à la lithologie et montrent les alternances de niveaux plus argileux et plus carbonatés.

- Les carbonates, plus résistants que les argiles, sont particulièrement bien visibles au niveau des résistivités (inductions).
- La radioactivité naturelle, mesurée par le gamma ray (GR), est souvent liée aux argiles.
- Le temps de trajet des ondes acoustiques dans un forage est une fonction de nombreux paramètres géologiques et environnementaux. La vitesse du son dépend de la nature des minéraux entrant dans la composition de la roche et dans celle du ciment qui les unit. L'arrangement des grains, et donc le mode de répartition de la porosité, ont une influence sur la vitesse du son. L'homogénéité, l'épaisseur des bancs, les laminations, leur nombre et leur épaisseur, le pendage, la présence de fractures sont tous des paramètres qui influencent également le temps de trajet des ondes (Serra & Serra, 2000). L'outil acoustique (DT4P uniquement pour le moment) est donc à prendre en compte.
- Les mesures de l'indice photo-électrique et de la densité sont des diagraphies de litho-densité. Les mesures de l'indice photo-électrique permettent une détermination directe de la lithologie. Le PEF (effet photo-électrique) est donc à prendre en considération.
- Le log RHOB (densité) est erroné dans les zones fortement cavées mais cet outil peut être une source d'information sur les alternances de bancs plus argileux et plus carbonatés dans certains intervalles.
- Le log du diamètre du trou (caliper ou HCAL) dépend en partie de la lithologie par le fait que certaines roches peuvent être solubles dans le fluide de forage (création de cave), se désagréger et s'effondrer (cas des sables non cimentés et des argiles) ou fluer (cas des argiles gonflantes ou sous-compactées), etc. Le caliper est habituellement un log de contrôle de qualité. Il peut, dans certains intervalles, montrer éventuellement des alternances de bancs carbonatés et argileux.

Les analyses géostatistiques sont réalisées dans un premier temps à partir des données diagraphiques conventionnelles à savoir les résistivités (inductions), le gamma ray, le sonique, l'effet photo-électrique, la densité et le caliper dans les forages FSP, HTM 102, MSE 101, EST 104 et EST 205.

3.2 Les paramètres des variogrammes

3.3 L'analyse des variogrammes

Le pas d'échantillonnage des diagraphies conventionnelles est généralement de 15.24 centimètres (½ pied). Les fichiers de données utilisés contiennent une donnée tous les 10 centimètres. Les variogrammes des données diagraphiques classiques ont été calculés le long du forage, pour la totalité de l'intervalle considéré, à un pas de 0.10 m dans les forages FSP et de 0.15 m dans les autres forages Andra. Ils sont présentés ici jusqu'à une distance de 10 m afin que le nombre de couples entrant dans le calcul reste suffisant pour que le variogramme soit représentatif, ainsi que pour faciliter la comparaison des variogrammes dans différents intervalles et dans différents forages. Deux logiciels sont utilisés pour calculer les variogrammes : Isatis® et R.

3.3.1 Première observation des variogrammes

Dans EST 205, situé au niveau du site du laboratoire, les variogrammes du sonique, calculés dans les intervalles 2 et 3, présentent une composante périodique (Figure 43).

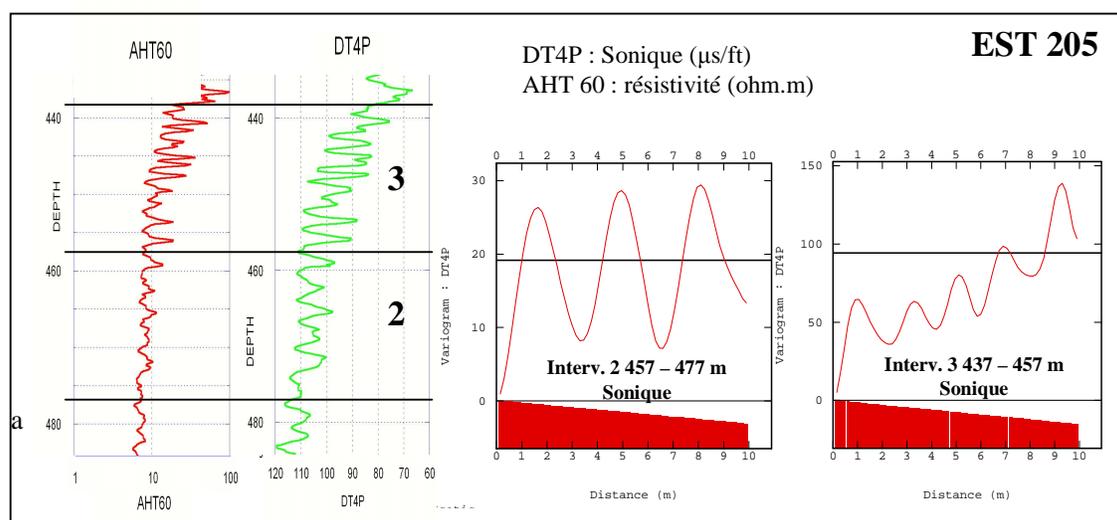


Figure 43 : Variogrammes du sonique (DT4P) dans les intervalles homogènes 2 et 3 du forage EST 322

Des variogrammes périodiques sont observés dans différents intervalles.

L'unité de l'axe des abscisses des variogrammes est le mètre, l'unité de l'axe des ordonnées est le carré de l'unité du paramètre diagraphique étudié.

La périodicité peut être due à l'influence des cycles journaliers ou annuels sur les phénomènes naturels ou sur les activités humaines (Chilès & Delfiner, 1999). Dans le domaine spatial, une périodicité nette est plus rare, sauf quand le temps est impliqué indirectement. Pour mieux comprendre les périodicités observées Figure 43, des recherches ont été menées pour connaître les exemples de périodicité mise en évidence dans le domaine spatial. Plusieurs exemples existent dans la littérature :

- Matérn (1960) cite plusieurs exemples de 'quasi-périodicité' spatiale tels que l'effet des cycles annuels sur les roches sédimentaires et les sols ou encore l'action des vagues sur le rivage.
- En travaillant sur les microfossiles de polypodium du Crétacé supérieur, J. Serra (1982) a obtenu

une covariance périodique (ou pseudopériodique). D'après Serra (1982), une covariance périodique est valable uniquement si elle est confirmée par une observation visuelle. En effet, les périodicités sont rares en sciences de la Terre. Certaines périodicités sont des artefacts dus à l'échantillonnage. Il est donc souhaitable d'avoir une explication à ces cyclicités.

- Séguret (1989) a obtenu des variogrammes périodiques à partir de données de magnétisme.
- Oliver et al. (1997) ont mis en évidence sur des variogrammes une composante périodique de 32 cm, confirmée par l'analyse spectrale après filtrage, dans des sédiments holocènes d'Ecosse. La période observée sur le variogramme suggère que l'assemblage de pollen change cycliquement. En convertissant en temps, cette période est de l'ordre de 800 ans.
- Mayer & Appel (1999) ont effectué une analyse cyclostratigraphique à partir des teneurs en carbonate, de la susceptibilité magnétique et de la rémanence magnétique naturelle dans des sédiments du Cretacé du Sud des Alpes en Italie. L'analyse géostatistique est principalement basée sur les variogrammes croisés (que les auteurs appellent 'cova functions'). Les périodes détectées sont associées aux cycles de Milankovitch.
- Frykman (2001) a étudié la variabilité spatiale de la porosité et de la perméabilité dans de la craie d'âge Maastrichtien de Stevns Klint (Danemark) en appliquant une analyse variographique systématique et en essayant de détecter la cyclicité potentielle des propriétés pétrophysiques dans cette craie pure et homogène.
- Des variogrammes périodiques calculés à partir de la taille et de l'espacement des pores (les images de l'espacement des pores sont capturées à l'aide d'un microscope électronique avec scanner) ont été observés par Dillon et al. (2003).

Dans les intervalles 2 et 3 du forage EST 205 (Figure 43), le comportement périodique est très régulier et sans atténuation majeure de l'amplitude des cycles vers les grandes distances. L'épaisseur des cycles peut être quantifiée, elle est par exemple de 3.4 m environ dans l'intervalle 2. A cette composante périodique s'ajoute, comme dans l'intervalle 3 (Figure 43), une composante linéaire.

3.3.2 Analyse variographique de différents logs au sein d'un même intervalle homogène

La Figure 44 permet de voir que, dans l'intervalle 2 du forage EST 322, les variogrammes des différentes diagraphiques font ressortir des périodes comparables, comprises entre 2.7 et 2.9 m. La présence d'une composante linéaire ne perturbe pas l'identification de la composante périodique. Des essais ont été effectués pour retirer la dérive présente dans certains intervalles. Le fait d'enlever la dérive ne permet pas d'améliorer la quantification de la période verticale quand celle-ci est visible sur le variogramme d'origine. Quand la composante périodique est difficilement visible, le retrait de la dérive ne permet pas d'obtenir plus de détails. Dans notre étude, quand une composante linéaire est présente, celle-ci est conservée.

Dans certains intervalles, comme l'intervalle 2 du forage EST 312 (Figure 45), les variogrammes du sonique, du gamma ray et des résistivités donnent comme d'habitude la même période principale (environ 5 m), mais une deuxième composante périodique plus petite semble apparaître sur le variogramme du gamma ray et des résistivités. Cette dernière est toutefois difficilement quantifiable. Dans l'intervalle 1 du forage EST 312 (Figure 46) les variogrammes du sonique et des résistivités permettent de détecter une période comprise entre 3 et 3.5 m environ alors que le variogramme du gamma ray montre une période de 1.5 m environ.

D'après ces premières observations, il semblerait que, dans les intervalles où la période principale (visible avec la plupart des outils) est de plusieurs mètres (Figure 45, Figure 46), une seconde périodicité, plus courte, apparaisse. La présence de cette seconde composante périodique sur certains variogrammes et son absence sur d'autres pourrait être liée à la résolution et à la sensibilité des outils

diagraphiques.

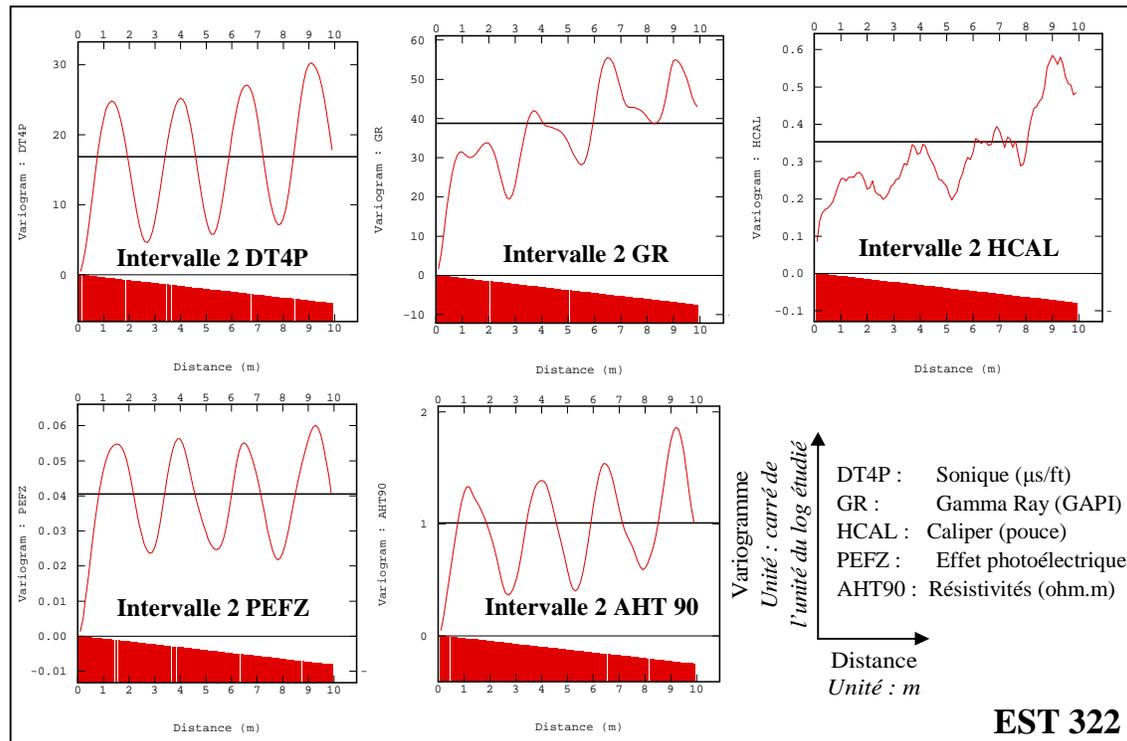


Figure 44 : Variogrammes calculés avec des logs différents dans l'intervalle 2 du forage EST 322
Au sein d'un même intervalle, la période visible sur des variogrammes calculés à partir de logs diagraphiques différents est la même (environ 2.8 m).

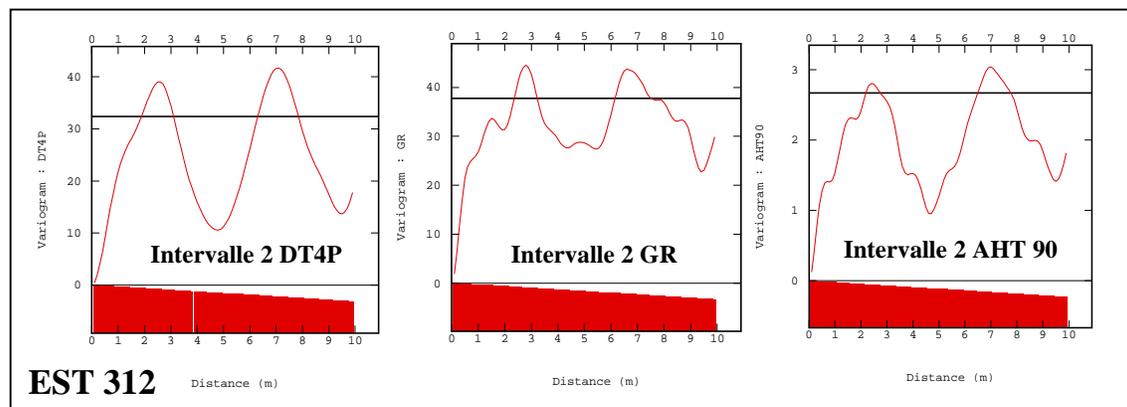


Figure 45 : Variogrammes du sonique ($\mu\text{s}/\text{ft}$), du gamma ray (GAPI) et des résistivités (ohm.m) dans l'intervalle 2 du forage EST 312

Au sein d'un même intervalle, les périodes dominantes sur les variogrammes du sonique, du GR et des résistivités sont les mêmes (entre 4.6 et 5 m) et une deuxième période, difficilement quantifiable, apparaît sur certains outils.

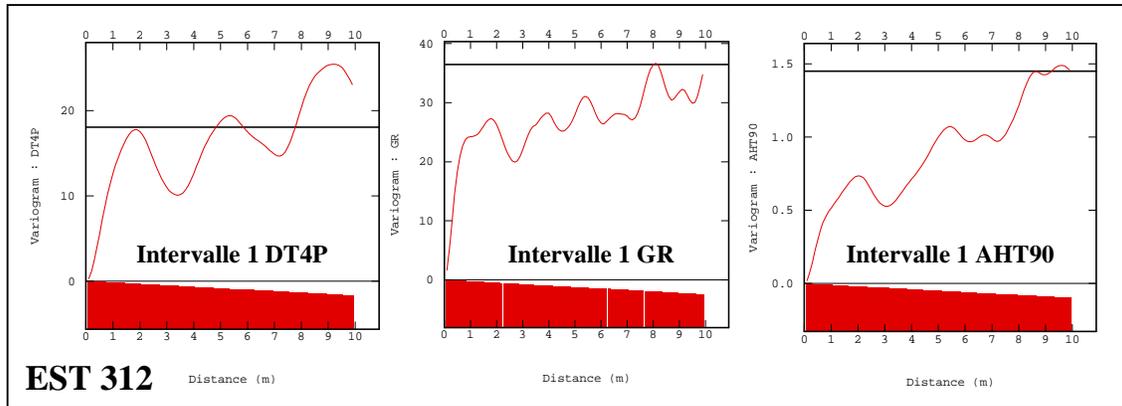


Figure 46 : Variogrammes du sonique ($\mu s/ft$), du gamma ray ($GAPI$) et des résistivités ($ohm.m$) dans l'intervalle 1 du forage EST 312

Au sein d'un même intervalle, selon les outils, une voire deux périodes différentes (3.5 et 1.5 environ) peuvent apparaître sur les variogrammes.

3.3.3 Analyse variographique des diagraphies conventionnelles dans un même forage

Les variogrammes périodiques du sonique dans les intervalles 1, 2 et 3 du forage EST 322 montrent des périodes différentes (Figure 47). Dans l'intervalle 1, la périodicité n'est pas facilement identifiable, une période dont l'épaisseur est inférieure à 2 m semble exister. Après observation du log sonique, cet intervalle a donc été divisé en deux intervalles [1A] et [1B] (Figure 47). Les variogrammes obtenus montrent une cyclicité plus nette. L'épaisseur des cycles est de 1.4 m dans la zone [1A] et de 1.7 m dans la zone [1B]. Dans l'intervalle 1 les périodes sont donc de 1.4 et 1.7 m, dans l'intervalle 2 la période est de 2.8 m environ et dans l'intervalle 3 elle est de l'ordre de 2 m environ. L'analyse variographique d'un même paramètre diagraphique montre donc que la période varie verticalement. Dans le forage EST 205 (Figure 43), les variogrammes du log sonique dans les intervalles 2 et 3 ont de même une composante périodique qui est respectivement de 3.4 et de 2 m environ.

3.3.4 Analyse variographique des diagraphies conventionnelles dans tous les forages

Sur la Figure 48, l'épaisseur des cycles sur les variogrammes du sonique dans l'intervalle 2 est approximativement de : 2.8 m dans EST 322, 3.4 m dans EST 104, 3.4 m dans EST 205, 3.3 m dans HTM 102 et 4.8 m dans EST 312. Dans un même intervalle corrélable entre les forages, la période des cycles peut varier latéralement. Ces variations semblent être organisées. Dans l'intervalle 2, où la cyclicité est toujours bien exprimée, la période augmente progressivement du SO vers le NE. Des variations des périodes verticales existent aussi latéralement au niveau de l'intervalle 1. La période est de 3.5 m dans EST 312 (Figure 46) alors qu'elle est entre 1.4 et 1.7 m dans EST 322 (Figure 47). Les variogrammes dans l'intervalle 3 (partie supérieure de l'Oxfordien inférieur) montrent par contre une périodicité de l'ordre de 2 m qui semble constante latéralement.

Pour les intervalles 1 et 3, il est parfois nécessaire de séparer l'intervalle en deux sous-zones (Figure 47) du fait des variations verticales de la cyclicité.

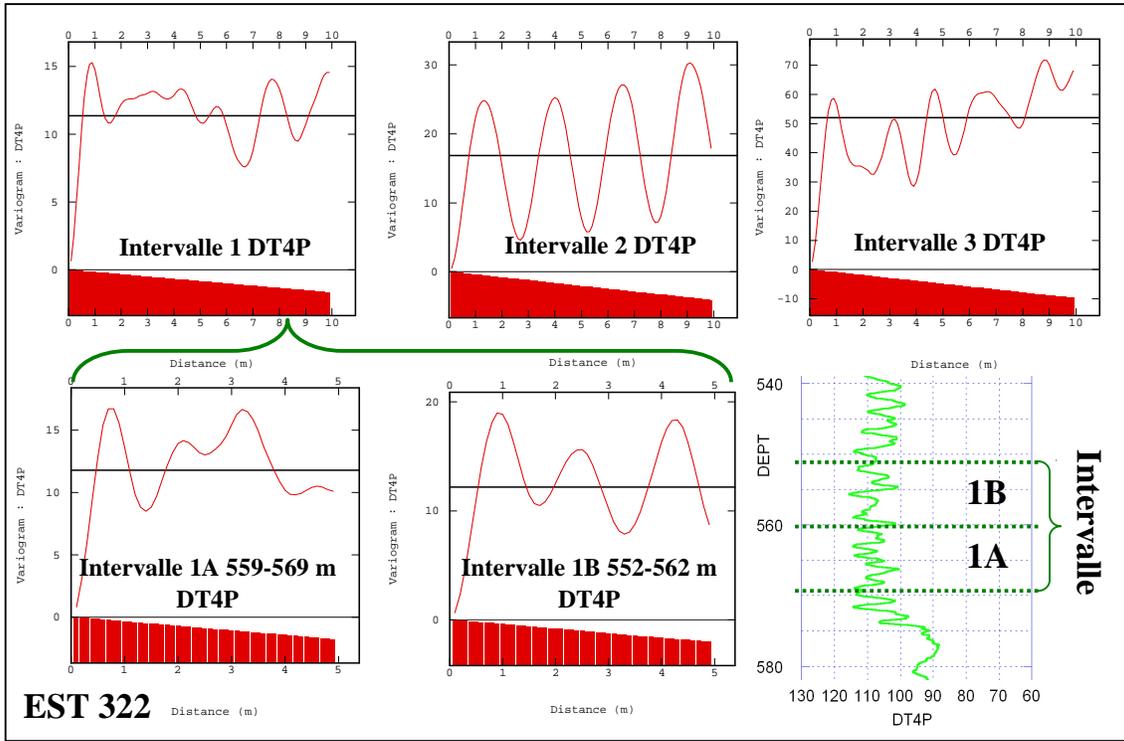


Figure 47 : Variogrammes du sonique ($\mu\text{s}/\text{ft}$) dans les intervalles 1, 2 et 3 du forage EST 322
Dans un même forage, les périodes des variogrammes varient verticalement.

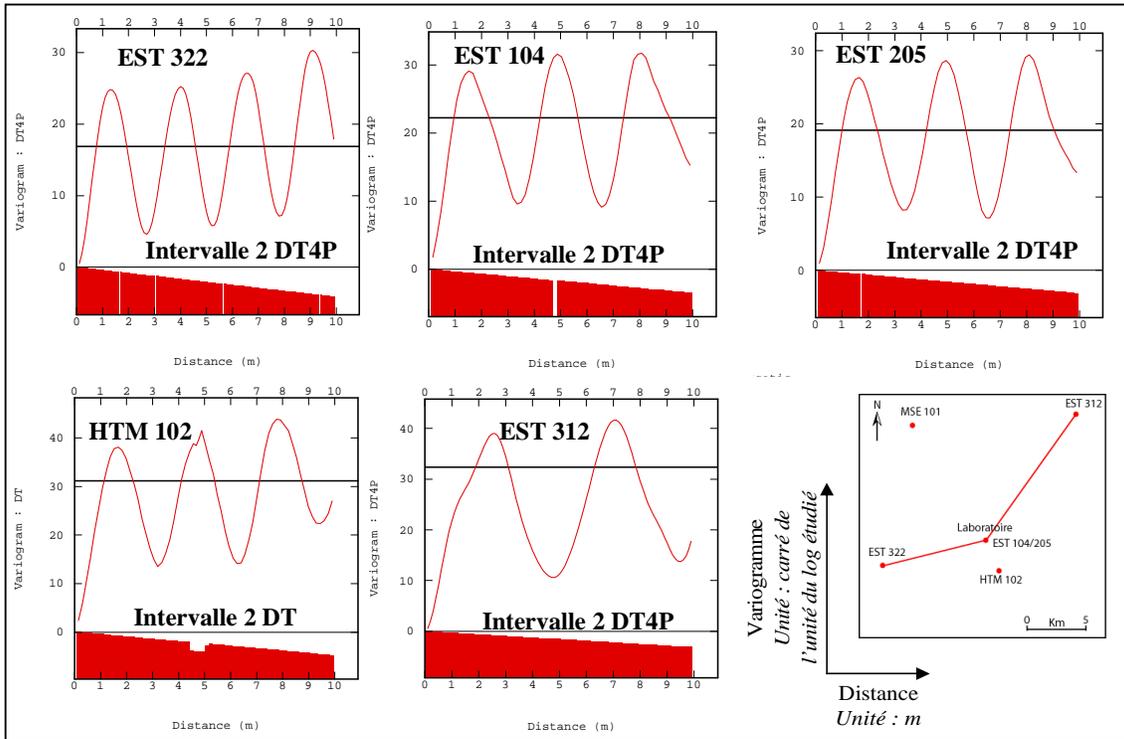


Figure 48 : Variogrammes du sonique dans l'intervalle 2 dans les forages Andra du transect NE-SO.
Les épaisseurs des périodes des variogrammes varient latéralement.

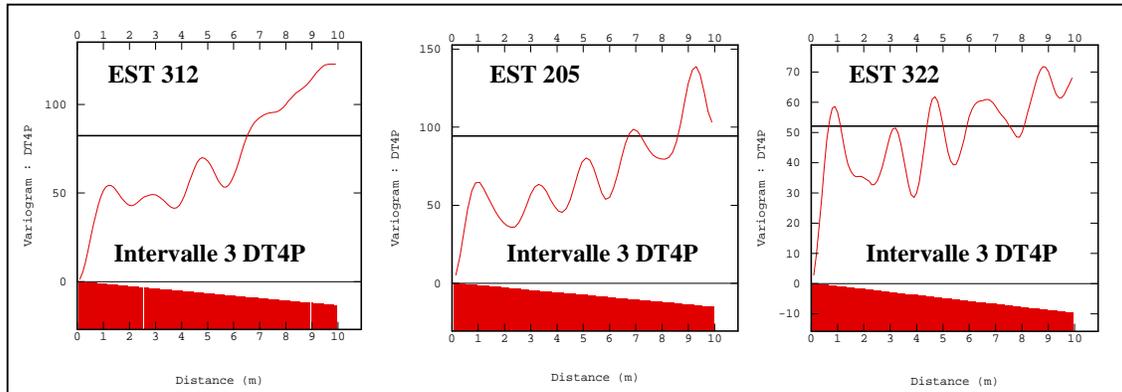


Figure 49 : Variogrammes du sonique dans les intervalles 3 des forages EST 312, EST 205 et EST 322. *Il ne semble pas y avoir de différences majeures d'épaisseur des cycles latéralement dans la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur.*

3.3.5 Analyse variographique du caliper

Les variogrammes calculés à partir du caliper montrent parfois une périodicité (Figure 50). Dans les intervalles 2 et 3 du forage EST 322 et dans l'intervalle 2 du forage EST 312, une composante périodique, identique à celle obtenue avec les autres logs (Figure 47), est présente (Figure 50). Dans ces zones, le caliper montre la présence de cave. Aucune cyclicité n'est détectée sur le variogramme de l'intervalle 3 du forage EST 312. La courbe du caliper dans cet intervalle ne montre pas de rugosité de paroi ou de cave. D'une manière générale, le diamètre du trou dépend principalement de la lithologie (certaines roches peuvent être solubles dans le fluide de forage, se désagréger, s'ébouler, fluier ou être fracturées), de la texture et de la structure ainsi que des contraintes tectoniques (Serra & Serra, 2000). L'analyse conjointe du log caliper et de l'image FMI[®] normalisée, dans les zones cavées, met en évidence une relation entre les alternances de niveaux argileux et carbonatés et les variations du diamètre du trou de forage. En effet, les niveaux plus résistants, plus carbonatés, sont associés aux minima du caliper alors que les niveaux plus argileux sont associés aux maxima du caliper (Figure 50). Les cycles identifiés sur les variogrammes du diamètre sont de 2 m environ dans l'intervalle 3 et de 2.8 m dans l'intervalle 2 du forage EST 322. Ces cycles sont corroborés par deux alternances argilo-calcaires d'environ 2 m entre 530 et 535 m et par une alternance d'environ 3 m entre 535 et 540 m sur les images FMI[®] (Figure 50). Les cyclicités des variogrammes du caliper ne sont pas des artefacts mais sont liées aux fluctuations du diamètre du trou dont les alternances lithologiques semblent être l'origine.

La localisation des zones cavées des argilites peut apporter une information sur les variations des propriétés mécaniques à grande échelle. L'analyse variographique du caliper permet d'obtenir des informations sur les variations mécaniques et lithologiques à plus petite échelle.

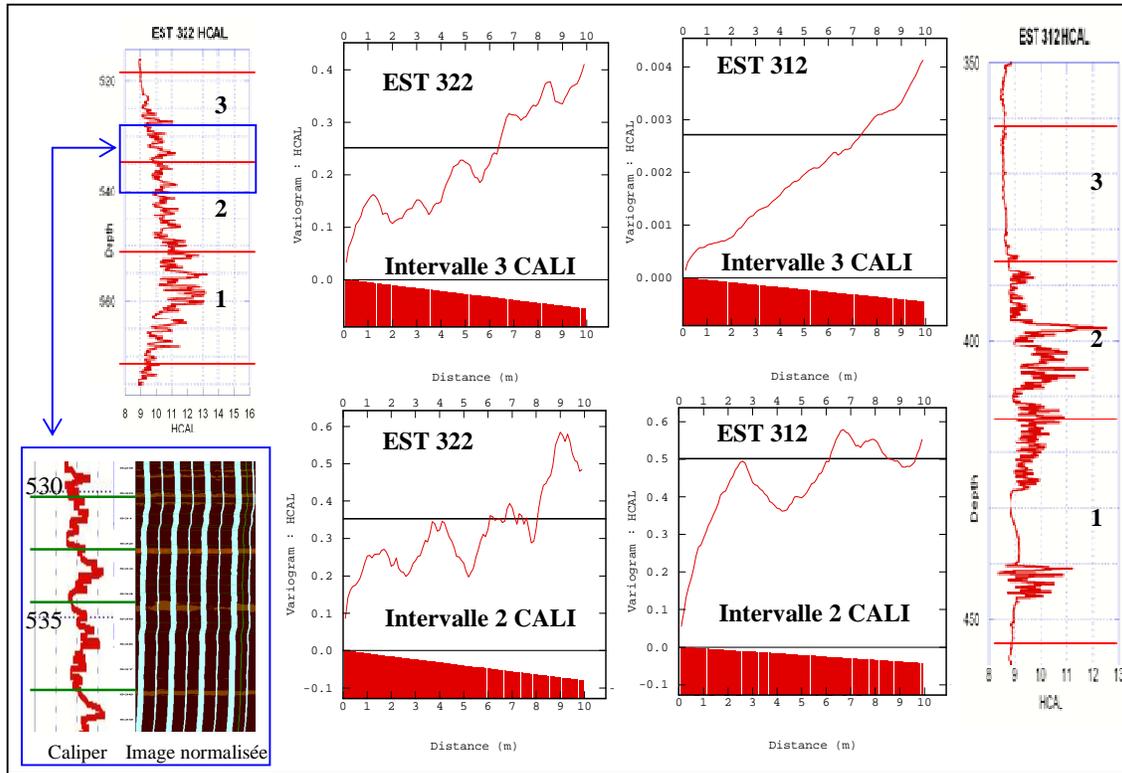


Figure 50 : Variogrammes du caliper dans les intervalles 2 et 3 des forages EST 322 et EST 312.

Les variogrammes du caliper (pouce) sont périodiques dans les zones cavées (les courbes du caliper sont à gauche et à droite des variogrammes). La périodicité est liée aux changements de propriétés de la formation visibles sur les images FMI®.

3.3.6 Remarques

Incertitudes dans les intervalles 1 et 3

L'exemple de l'intervalle 1 du forage EST 322 (Figure 47) a permis de montrer que la périodicité, difficilement identifiable sur le variogramme calculé sur la totalité de l'intervalle, apparaît nettement en séparant l'intervalle 1 en deux sous-zones du fait d'une variation de la période au sein de l'intervalle. La limite entre les deux sous-zones a été faite visuellement à partir de l'observation de la courbe du sonique. La division de l'intervalle 1 a été nécessaire dans d'autres forages et pour d'autres enregistrements diagraphiques (Figure 51). Dans le forage HTM 102, une analyse variographique a été menée entre 415 et 430 m (intervalle 1A) et entre 405 et 415 m (intervalle 1B). La période du variogramme de la densité est de 1.6 m environ alors que celle de la résistivité est 2.5 m environ. Dans ces deux exemples, la période verticale des cycles augmente vers le sommet de l'intervalle 1.

Dans l'intervalle 3, la composante périodique des variogrammes n'est pas toujours suffisamment bien exprimée pour une quantification de sa période. Comme dans l'intervalle 1, l'observation des logs suggère de distinguer deux sous-zones. Un exemple en est présenté dans la Figure 51 avec des périodes de 2 m dans l'intervalle 3A et de 1.4 m dans l'intervalle 3B du forage EST 104. La période des cycles semble décroître de la base vers le sommet de l'intervalle 3.

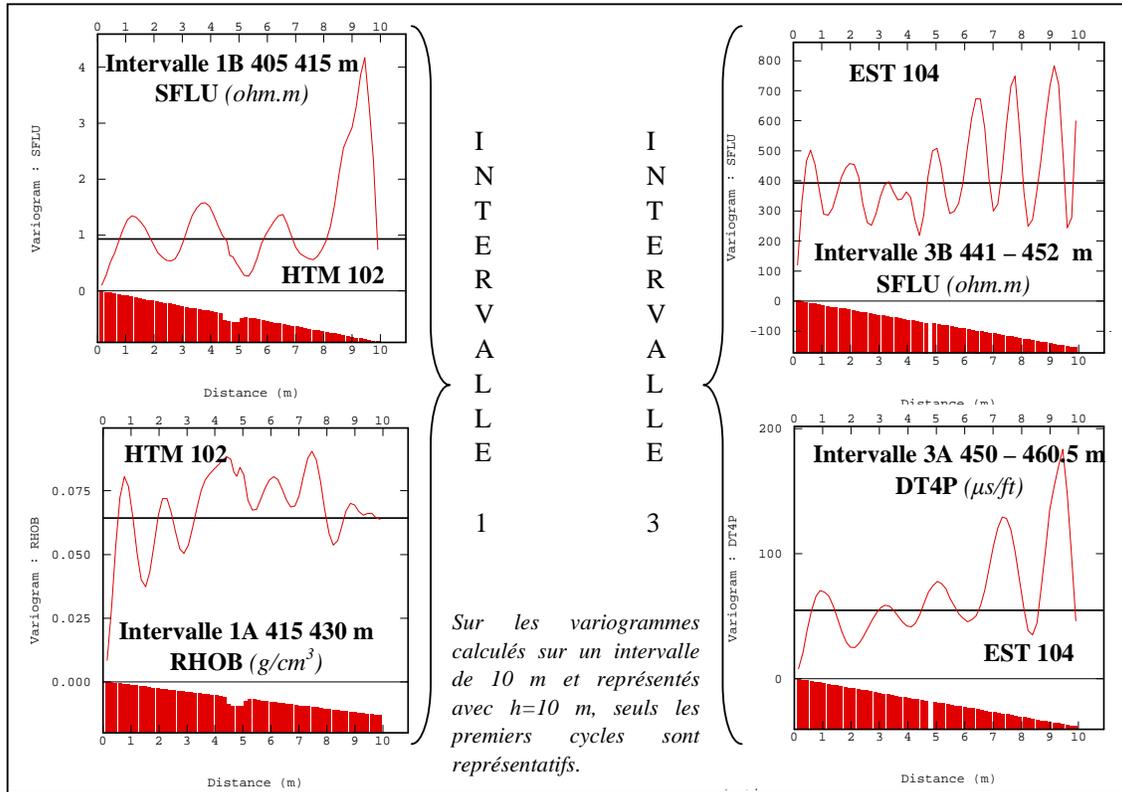


Figure 51: Variogrammes des diagraphies conventionnelles (SFLU résistivité ; RHOB densité, DT4P sonique) dans les 2 sous-zones de l'intervalle 1 dans HTM 102 et de l'intervalle 3 dans EST 104.

Des variations d'épaisseur au sein des intervalles homogènes 1 et 3 sont observées à partir de l'analyse variographique des diagraphies conventionnelles

Incertitudes dans EST 342

Pour l'intervalle 1 dans EST 342, le variogramme du gamma ray ne montre pas de période régulière (Figure 52). Les variogrammes du PEF et de la densité, avec une périodicité plus régulière, font ressortir une période de 1,3 m environ. Les variogrammes de l'intervalle 3 laissent apparaître une période métrique, même si une composante linéaire ou parabolique brouille la composante périodique au-delà de quelques mètres. Il sera donc judicieux de mener des études supplémentaires au niveau de l'Oxfordien inférieur dans ce forage.

3.3.7 Les principaux résultats de l'analyse variographique des diagraphies conventionnelles

Résultat 1 : le variogramme est adapté pour étudier la cyclicité du signal

La plupart des variogrammes présentent des périodicités. Les cycles se répètent plusieurs fois et sont réguliers. La période peut être quantifiée.

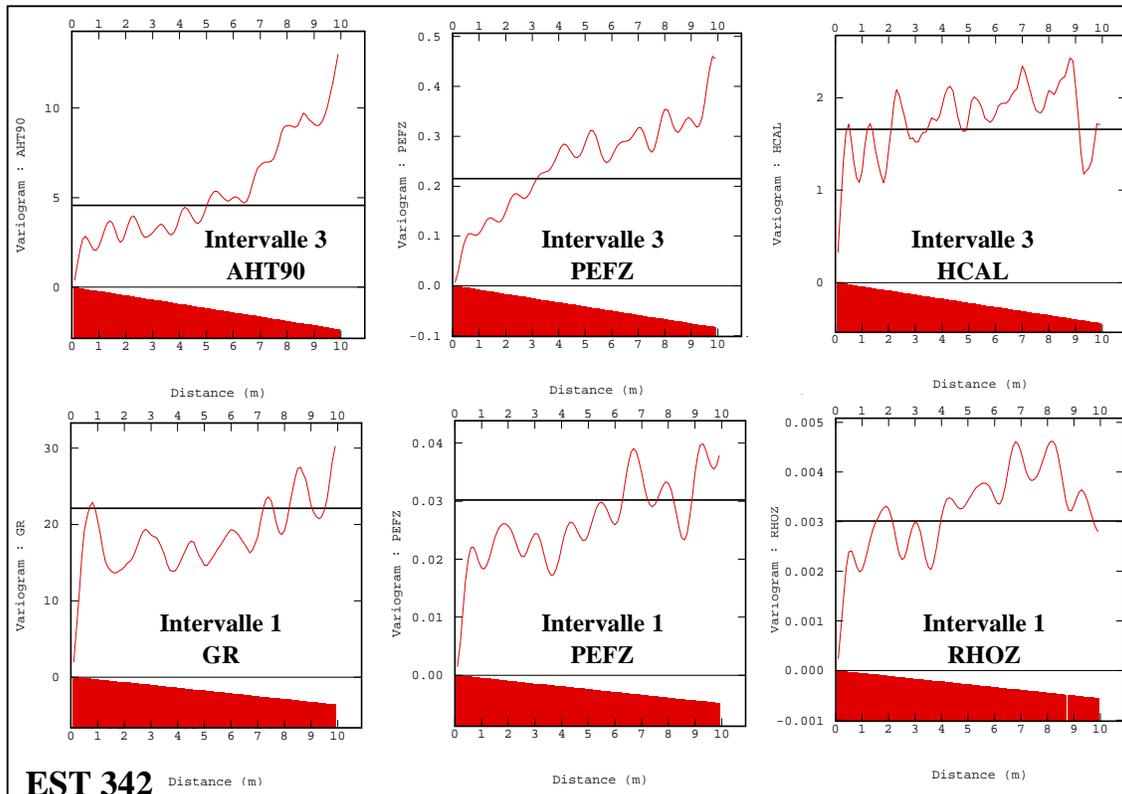


Figure 52 : Variogrammes des diagraphies conventionnelles dans les intervalles 1 et 3 du forage EST 342.

Les périodes semblent plus difficiles à identifier dans ce forage, particulièrement au niveau de l'intervalle 3.

Résultat 2 : les périodes varient.

Les périodes obtenues pour un même intervalle dans les différents forages ne sont pas les mêmes : elles varient donc latéralement. Verticalement, les périodes, au sein d'un même forage, varient également.

Résultat 3 : les cyclicités s'expriment mieux dans certains intervalles.

L'intervalle 2 permet d'obtenir les variogrammes périodiques les plus caractéristiques. Deux périodes sont parfois visibles. L'étude géostatistique des données diagraphiques peut être discutée dans l'intervalle 1; les cycles sont moins nets au niveau des variogrammes dans cet intervalle. L'homogénéité lithologique de cet intervalle pourrait être la première raison de cette cyclicité moins bien exprimée. La deuxième hypothèse est la présence d'un changement d'épaisseur des cycles dans cet intervalle comme le soulignent par exemple les périodes de 1.4 et 1.7 m dans les deux-zones de l'intervalle 1 du forage EST 322.

Résultat 4 : Certains outils diagraphiques permettent de mieux distinguer les cycles.

L'analyse variographique des courbes d'induction et de gamma ray a permis de mettre en évidence une ou même deux périodes sur un même variogramme. Le sonique n'est pas sensible à la période la

plus courte. La résolution et la sensibilité des outils diagraphiques semblent être à l'origine des différentes périodes observées sur les variogrammes. Seuls les intervalles présentant les périodes les plus importantes ont permis la détection d'une deuxième période.

Résultat 5 : les variogrammes calculés à partir du caliper dans les zones cavées indiquent des périodes

Des caves sont présentes dans les forages FSP. Dans les intervalles où la paroi du trou n'est pas rugueuse, le diamètre est constant et le variogramme ne montre pas de périodicité. C'est le cas des intervalles 1 et 3 du forage EST 312. Au contraire, dans les intervalles à parois rugueuses comme l'intervalle 2 du forage EST 322, le variogramme du diamètre montre une périodicité voire deux. La période principale est confirmée par les résistivités, le sonique et l'effet photo-électrique. L'étude variographique du caliper, dans ce contexte, peut donc avoir des applications qualitatives pour une approche de la lithologie.

4. L'analyse des périodogrammes des diagraphies conventionnelles

4.1 Quelques notions sur l'analyse fréquentielle

L'analyse d'un signal en série (si f est périodique) ou transformée (si f n'est pas périodique) de Fourier permet classiquement de représenter le contenu fréquentiel d'un signal. Toute fonction $f(t)$ peut être représentée comme une superposition de composantes périodiques. Ces dernières sont toujours exprimées en terme de fonctions circulaires élémentaires : sinus et cosinus. La détermination des amplitudes relatives de ces composantes constitue l'objet de l'analyse spectrale. La densité spectrale est la transformée de Fourier de la covariance. Pour calculer le périodogramme, il faut donc :

- La covariance
- La moyenne. Une estimation de celle-ci doit être faite. Le biais est d'autant plus élevé que le champ est petit par rapport à la portée.
- La taille du domaine supérieure à la portée
- Les données à maille régulière

La covariance est affectée par des biais. Le périodogramme est calculé pour être le moins sensible possible à ces biais. Différentes méthodes de calcul de périodogramme existent pour éviter ces biais. Ces méthodes ont été utilisées par Huret (2006) sur des mesures de susceptibilité magnétique pour étudier les hiatus dans les argilites du Callovo-Oxfordien.

Les périodogrammes ont été réalisés avec le logiciel OriginPro 7[®] avec le plus souvent la fonction « Rectangular window ». Les autres fonctions : 'Welch window', 'Hanning Window', 'Hamming Window' et 'Blackman Window' ont été testées également.

4.2 Les résultats de l'analyse fréquentielle des diagraphies conventionnelles

Sur les périodogrammes des diagraphies conventionnelles dans l'intervalle 2 du forage EST 312 (Figure 53), un, deux, voire trois pics principaux sont présents. La principale fréquence qui ressort sur les périodogrammes du gamma ray, du sonique, des résistivités et du PEF, comptée en nombre d'occurrences par mètre, est de 0.2. Cette fréquence correspond donc à une période de 5 m. Ce résultat corrobore les périodes mises en évidence à partir de l'analyse variographique du gamma ray, du sonique et des résistivités dans le même intervalle (Figure 45). Sur les variogrammes du gamma ray et

des résistivités, une deuxième période semblait apparaître. Le périodogramme du gamma ray montre plusieurs pics avec une amplitude plus faible. Parmi ces pics, trois pics dominant à des fréquences de 0.51, 0.86 et 0.93, ce qui correspond respectivement à des périodes de 1.96, 1.16 et 1.07 m. Le périodogramme du sonique montre des pics secondaires mais l'amplitude de ces pics est trop faible pour distinguer un pic particulier. A la différence du sonique, le périodogramme des résistivités montre également d'autres pics de plus faibles amplitudes, dont deux pics situés à des fréquences voisines de 1 ; une deuxième période de 1 m pourrait donc être présente. Le périodogramme du PEF semble montrer une deuxième période également de 1.96 m.

Les périodogrammes corroborent les cycles mis en évidence par l'analyse variographique et confirment l'importance de la résolution des outils pour la détection des cyclicités. Le variogramme du sonique montre une seule période majeure, confirmée par le périodogramme. Le gamma ray, ayant une résolution plus fine (Figure 21), permet de distinguer plusieurs périodes sur le variogramme et le périodogramme.

Dans l'intervalle 1 du forage HTM 102, le spectre d'amplitude des résistivités est plus difficile à interpréter à cause du nombre important de pics (Figure 54). Dans ce même intervalle, la séparation en deux sous-zones du variogramme avait révélé une variation d'épaisseur des cycles dont les périodes peuvent être retrouvées au niveau des périodogrammes aux fréquences de 0.42 (2.4 m) et 0.55 (1.8 m) dans HTM 102 et 0.58 (1.72 m) et 0.79 (1.27 m) dans EST 322.

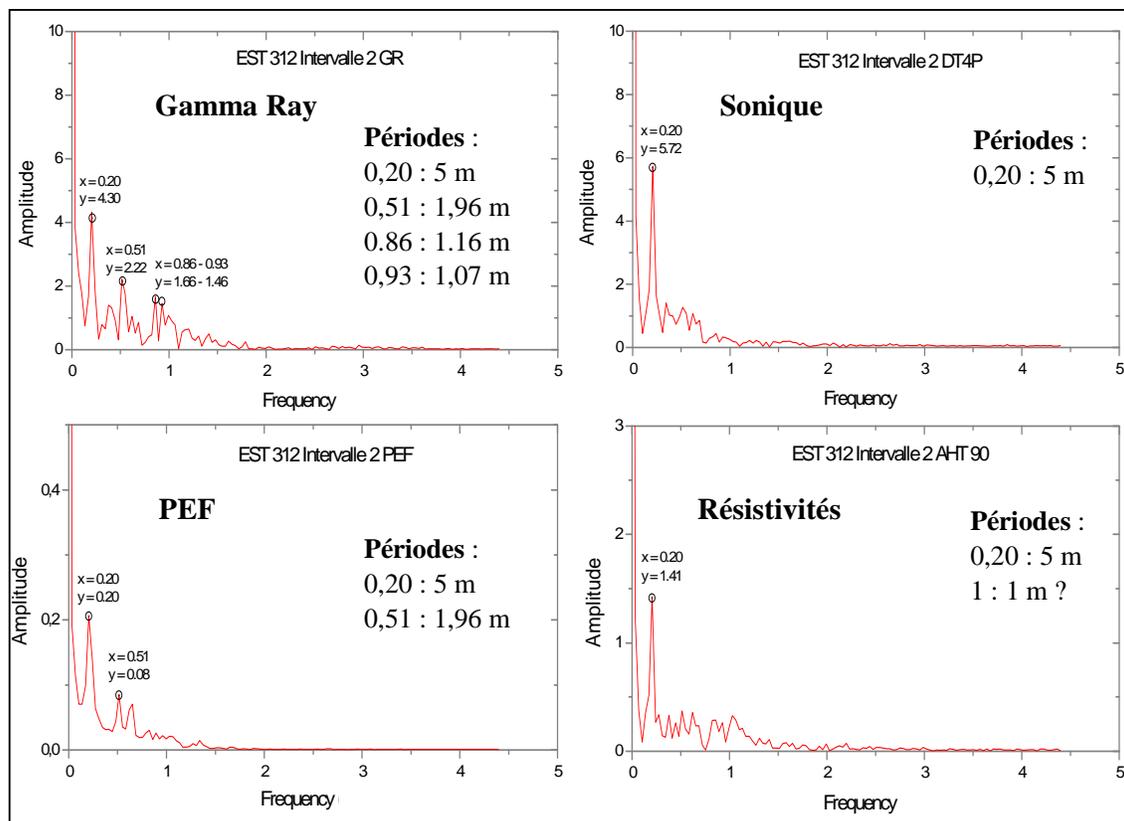


Figure 53 : Périodogrammes des données diagraphiques dans l'intervalle 2 du forage EST 312.

Les périodes obtenues à partir des spectres corroborent les périodes observées sur les variogrammes dans le même intervalle.

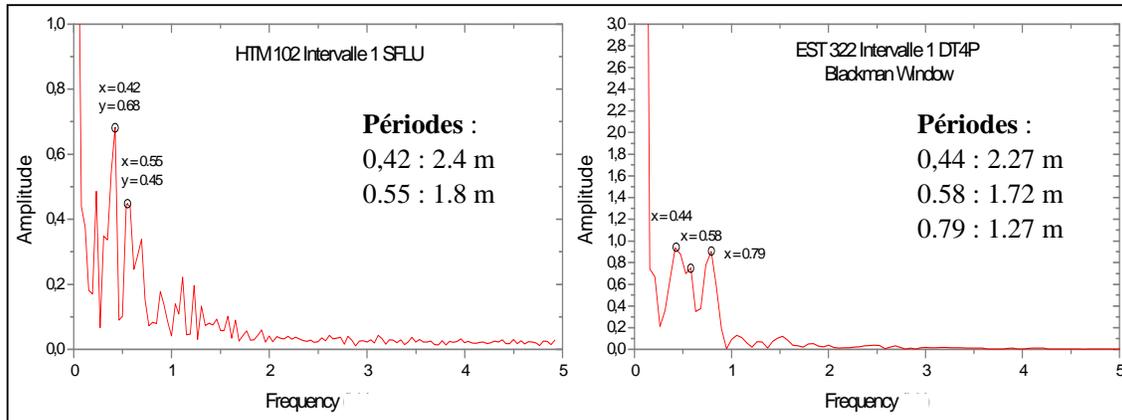


Figure 54 : Périodogrammes des résistivités et du sonique dans les intervalles 1 des forages HTM 102 et EST 322.

Les variations d'épaisseur des cycles observées sur les variogrammes sont confirmées par les périodogrammes.

L'analyse variographique des données diagraphiques classiques permet de mettre en évidence des périodes confirmées par les périodogrammes. L'observation approfondie de ces variogrammes a permis de montrer que pour un même intervalle, corrélable entre les forages, les périodes varient latéralement. Ces périodes varient également verticalement. Dans certains intervalles, comme l'intervalle 2 du forage EST 312, une période apparaît clairement sur les variogrammes des résistivités et du gamma ray et une deuxième période semble exister. D'une manière générale, le sonique montre seulement la période principale alors que les résistivités et le gamma ray apportent plus de détails. Le diamètre peut, dans les zones cavées, montrer une période confirmée par les autres outils.

La résolution de l'outil diagraphique est un paramètre primordial pour identifier comme ici des périodicités de l'ordre du mètre. Le FMI[®], outil à haute résolution, doit permettre d'approfondir l'étude de ces variations.

5. Analyse variographique des données FMI[®]

Des périodes ont pu être mises en évidence à partir de l'analyse géostatistique des diagraphies conventionnelles. Les périodes trouvées sont globalement égales ou supérieures à 1 m, la résolution des outils ne permettant généralement pas de détecter des structures sédimentaires plus fines. Un outil à haute résolution est nécessaire pour détecter l'existence de périodes plus courtes. Dans cette partie, les données exploitées sont des imageries de paroi.

5.1 Le choix des données

Les données de FMI[®] proviennent des 192 courbes issues des 192 boutons de la sonde. Ces données étant trop nombreuses, il a fallu choisir les logs à exploiter parmi les nombreuses courbes disponibles lors du processing. Pour travailler sur des données entièrement corrigées (recalées en profondeur, correction du pendage, etc.), les courbes issues de BorTex[®] ont été choisies.

Le premier paramètre à étudier est la conductivité de la matrice. Elle présente plusieurs intérêts :

- C'est une courbe unidimensionnelle.
- Cette courbe est disponible dans les forages FSP. Il est donc possible d'étudier les variations latérales sur un transect NE-SO.
- Son pas d'échantillonnage est très fin et régulier : 0.00254 m.
- Elle permet de voir les cyclicités (Figure 36).
- Elle donne l'évolution, quasiment en continu, des teneurs en carbonate dans les argilites (Figure 32).

Pour cette étude, parmi les 13 paramètres extraits de BorTex[®], deux autres sont pris en considération pour représenter les hétérogénéités :

- La proportion d'inclusions conductrices ;
- La proportion d'inclusions résistantes.

Ces hétérogénéités ne sont pas uniquement des irrégularités mais représentent une réalité géologique. Elles semblent réparties régulièrement dans la couche d'argilites.

5.2 Les paramètres du variogramme

Les fichiers de données FMI[®] utilisés contiennent une donnée tous les 2.54 mm. Tous les variogrammes effectués à partir des données FMI[®] ont un pas de 0.00254 m dans les forages FSP. Comme pour les digraphies conventionnelles, les variogrammes sont en 1D et verticaux. Les intervalles étudiés sont les intervalles de l'Oxfordien inférieur : intervalles 1, 2 et 3 (Figure 41) dont les variogrammes sont représentés le plus souvent sur 10 m.

5.3 L'analyse des variogrammes

5.3.1 Analyse variographique de la conductivité de la matrice

Le variogramme du sonique dans l'intervalle 1 du forage EST 312 montre une composante cyclique de période 3 à 3.5 m. La même période apparaît sur le variogramme de la conductivité de la matrice dans cet intervalle. La 'Background Conductivity' permet donc également de détecter la composante périodique du signal et confirme l'information extraite des données diagraphiques conventionnelles (Figure 55).

L'analyse variographique de la conductivité de la matrice peut, dans certains intervalles, montrer plusieurs composantes périodiques. Dans l'intervalle 2 du forage EST 312, les variogrammes du gamma ray et des résistivités montrent une période principale de 5 m environ et une deuxième composante cyclique dont la période est difficilement quantifiable (Figure 45). Avec l'analyse géostatistique de la conductivité de la matrice dans ce même intervalle, deux périodes apparaissent nettement sur les variogrammes, l'une de 4.6 à 5 m, l'autre de 1 m environ (Figure 56). Dans EST 322, une deuxième composante périodique existe également sur le variogramme de la conductivité de la matrice mais sa quantification est plus difficile (Figure 56).

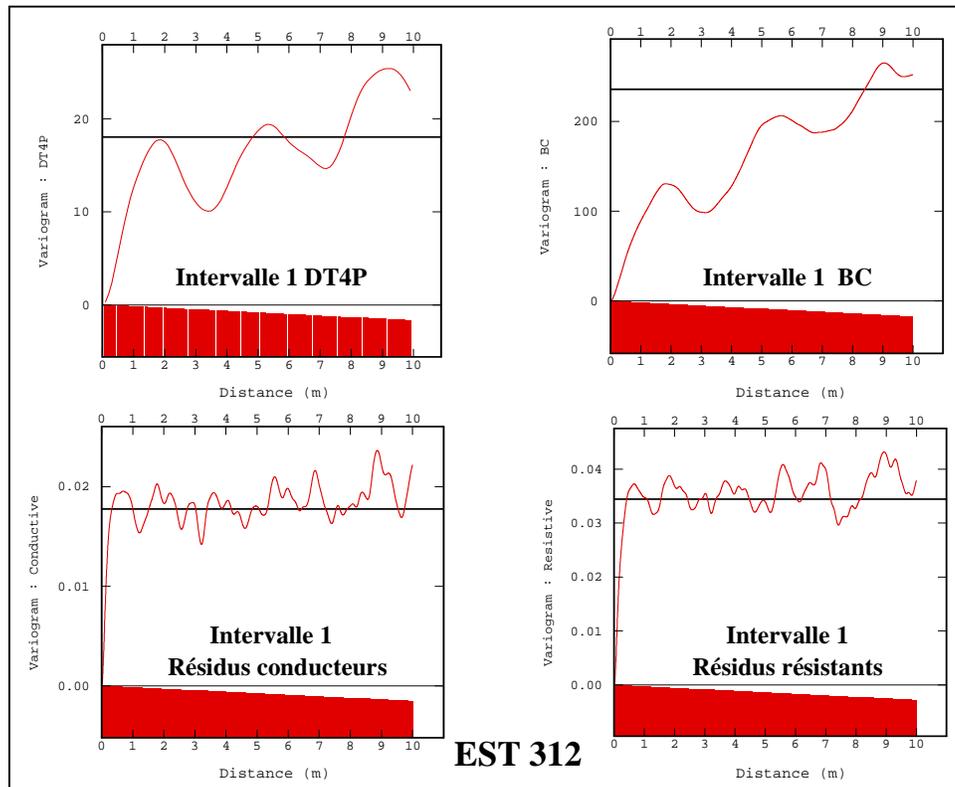


Figure 55 : Variogrammes du sonique ($\mu\text{s/ft}$), de la conductivité de la matrice (mS/m) et des résidus (*proportion*) dans l'intervalle 1 du forage EST 312.

Le variogramme de la conductivité de la matrice (BC) confirme l'information donnée par les diagraphies conventionnelles. Les résidus permettent d'obtenir une période qu'aucun autre outil ne peut détecter.

5.3.2 Analyse variographique des résidus

Les variogrammes des résidus montrent aussi une à deux périodicités. Les résidus résistants et conducteurs apportent les mêmes informations dans l'intervalle 1 du forage EST 312 (Figure 55). La quantification de la période n'est pas évidente visuellement. Les périodes les plus courtes sont environ de 0.6 m alors que la deuxième période varie de 1.2 à 1.4 m.

Dans l'intervalle 2 du forage EST 312, la période des cycles identifiés à partir de l'analyse des résidus résistants est de 0.9 à 1 m (Figure 56). Cette période confirme la plus petite période obtenue avec la conductivité de la matrice. Le variogramme des résidus résistants montre une période d'environ 0.6 m, qui semble correspondre aux cycles les moins épais observés sur le variogramme de la conductivité de la matrice. Ces périodicités ne sont pas détectées par les autres outils diagraphiques. Les résidus apportent donc des informations supplémentaires sur la cyclicité du signal.

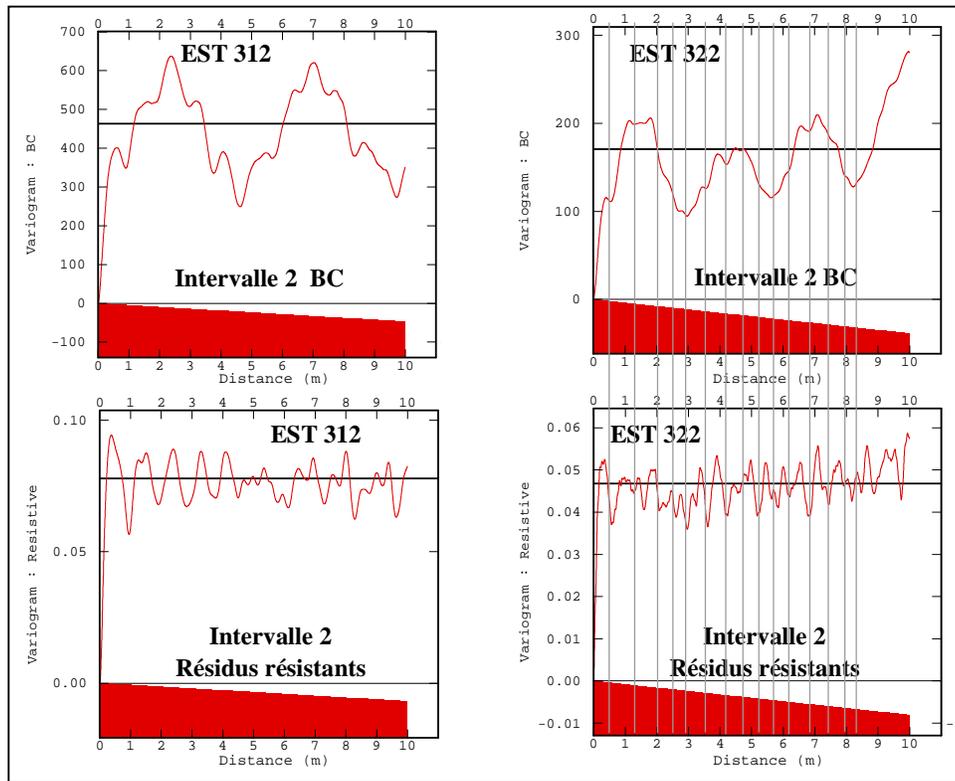


Figure 56 : Variogrammes des données FMI® dans les intervalles 2 des forages EST 312 et EST 322.

La conductivité de la matrice apporte plus d'informations que les diagraphies conventionnelles dans les intervalles 2 des forages EST 312 et EST 322. Les variogrammes des résidus permettent de détecter les périodes les plus fines.

5.3.3 Analyse variographique de l'intervalle 3

Dans l'intervalle 3 du forage EST 322, la période obtenue avec les résistivités est de 1.3 m environ (Figure 57) alors que celle du sonique est de l'ordre de 2 m (Figure 49). L'analyse géostatistique de la conductivité de la matrice permet d'observer une composante périodique qui n'est pas constante ; le variogramme montre à la fois des périodes comprises entre 1.3 et 2 m environ (Figure 57). L'intervalle a donc été séparé entre deux zones : intervalle 3A et 3B, la limite étant fixée visuellement à partir de l'observation des logs. La périodicité est alors mieux exprimée sur chaque variogramme avec une période de 2 m pour l'intervalle 3A et de 1.3 m pour l'intervalle 3B. L'analyse variographique de la conductivité de la matrice apporte à elle seule des informations sur les variations de l'épaisseur des cycles au sein d'un intervalle homogène. Les résidus conducteurs font quant à eux ressortir une période plus courte de l'ordre de 0.4 m.

Une variation d'épaisseur des cycles avait été mise en évidence également dans l'intervalle 3 du forage EST 104 avec les diagraphies classiques (Figure 51). Il s'agissait également d'un raccourcissement des cycles vers le sommet de l'intervalle.

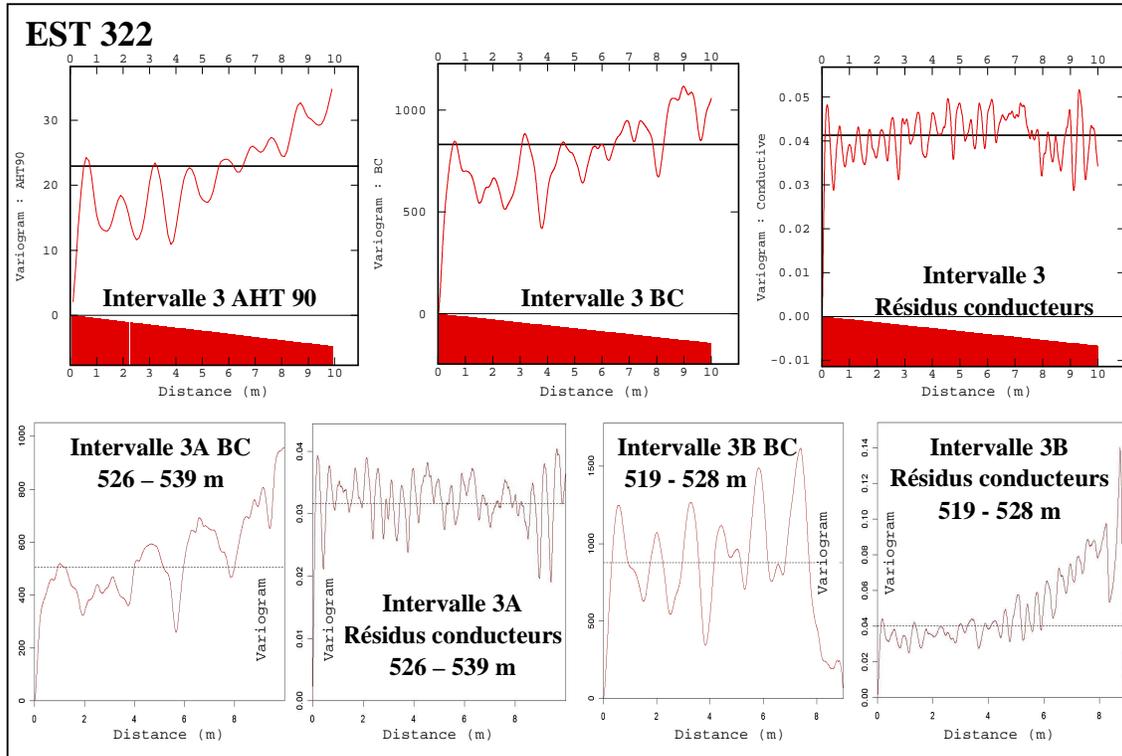


Figure 57 : Variogrammes des données FMI® et des résistivités de l'intervalle 3 du forage EST 322.

Le variogramme de la conductivité de la matrice montre une composante périodique qui n'est pas constante. La séparation de l'intervalle 3 entre deux intervalles permet de voir que la période diminue vers le sommet de l'intervalle.

5.3.4 Remarques

Les variations d'épaisseur des cycles dans l'intervalle 1 du forage EST 322

Le variogramme de la conductivité de la matrice de l'intervalle 1 du forage EST 322 montre une composante linéaire importante qui peut être à l'origine de l'absence de cycles clairement identifiables (Figure 58). Cette dérive a été filtrée et un nouveau variogramme a été recalculé mais ce dernier n'apportait pas plus d'informations. Une autre technique a donc été utilisée.

Dans l'étude des diagraphies classiques, une séparation en deux sous-zones avait été nécessaire pour extraire une information sur la cyclicité (Figure 47). En appliquant la même méthode avec les mêmes limites d'intervalles, des cycles sont visibles sur les variogrammes de la conductivité de la matrice : les périodes sont de 1.3 m environ dans l'intervalle 1A et de 1.7 m dans l'intervalle 1B (Figure 58). La conductivité de la matrice et les diagraphies conventionnelles apportent ici des informations similaires.

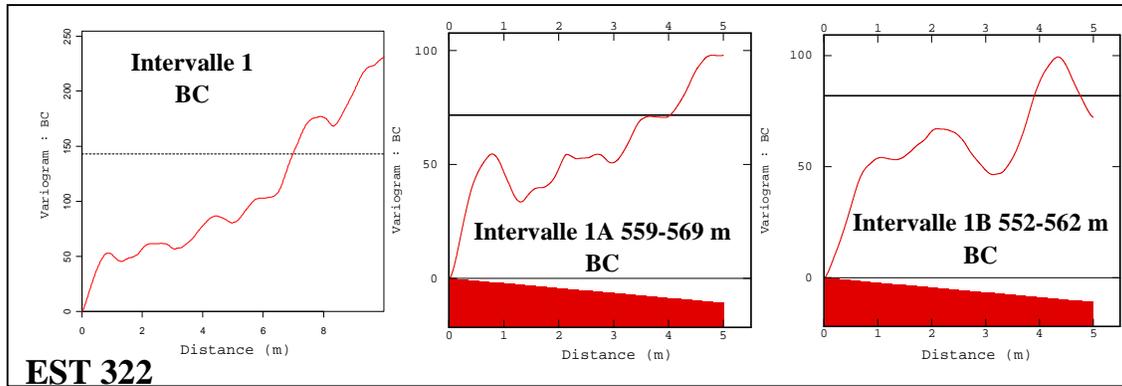


Figure 58 : Variogrammes de la conductivité de la matrice dans l'intervalle 1 du forage EST 322

La séparation en deux sous zones de l'intervalle 1 montre des variations d'épaisseur des cycles. Ces variations combinées à la présence d'une importante dérive peuvent être à l'origine de l'absence de cycle visible sur le variogramme global.

Les difficultés d'interprétation du forage EST 342

Les variogrammes calculés à partir des diagraphies conventionnelles (Figure 52) et des données FMI® (Figure 59) du forage EST 342 sont complexes à interpréter. Dans l'intervalle 1, une composante linéaire importante est présente sur le variogramme de la conductivité de la matrice. Les variogrammes des résidus semblent apporter plus d'informations ; une période de 1.3 m environ est donnée par les résidus conducteurs alors qu'une période supplémentaire de 0.5 m environ est donnée par les résidus résistants. Cette période plus courte existe également sur le variogramme des résidus conducteurs (Figure 59). Une fois de plus, l'analyse géostatistique des résidus permet de mettre en évidence des composantes périodiques qu'aucune autre diagraphie ne peut détecter. La période de 1.3 m confirme les informations obtenues à partir des diagraphies conventionnelles.

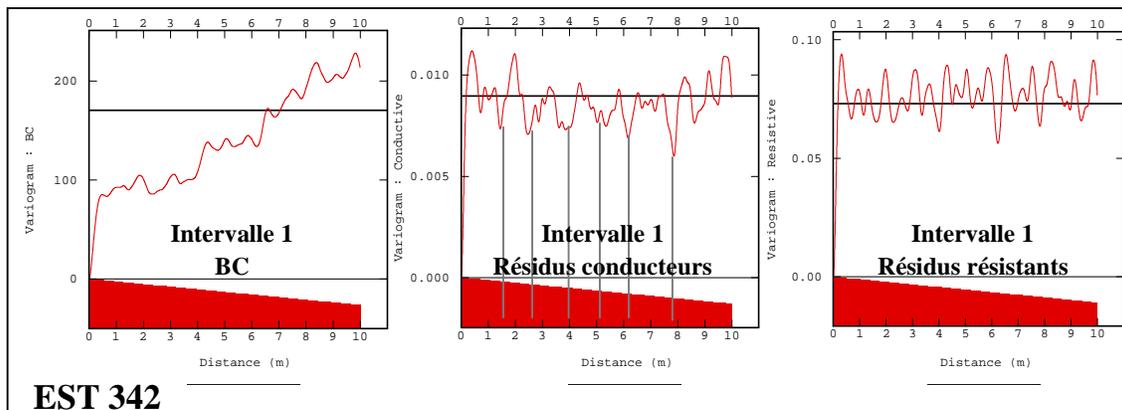


Figure 59 : Variogrammes des données FMI® dans l'intervalle 1 du forage EST 342

Deux périodes apparaissent sur les variogrammes des résidus dans l'intervalle 1 du forage EST 342 : 1.3 m et 0.5 m environ. Le variogramme de la conductivité de la matrice est affecté par une dérive.

L'analyse géostatistique des données FMI[®] montre plusieurs composantes périodiques par intervalle homogène. Il est parfois plus difficile de les identifier visuellement. La modélisation des variogrammes dans les intervalles 3 des forages EST 342 et EST 312 permettra probablement de préciser les composantes périodiques présentes.

5.3.5 Les principaux résultats de l'analyse variographique des données FMI[®]

Résultat 1 : Les variogrammes calculés avec les données FMI[®] confirment les périodes mises en évidence avec les variogrammes des diagraphies conventionnelles.

Les plus grandes périodes présentes sur les variogrammes calculé à partir des données FMI[®] et en particulier de la conductivité de la matrice sont les mêmes que les cycles présents sur les variogrammes calculés à partir des données diagraphiques classiques.

Résultat 2 : Les variogrammes dont la variable est la conductivité de la matrice sont plus précis que les variogrammes des diagraphies conventionnelles.

Dans les intervalles, comme l'intervalle 2 du forage EST 312, deux périodes de 4,5 m à 5 m et 0,9 à 1 m sont parfaitement identifiables sur le variogramme calculé à partir de la conductivité de la matrice. Le variogramme calculé à partir des résistivités classiques (échantillonnées tous les 0,15 m) semble montrer l'existence de cette deuxième période mais elle est plus difficile à quantifier. Pour l'intervalle 2 du forage EST 322, le variogramme réalisé à partir des résistivités montre une période de 2,8 m parfaitement bien définie. Sur le variogramme de la conductivité de la matrice (BC) cette période existe également, mais une deuxième période, plus difficile à identifier est présente.

L'étude de la conductivité de la matrice confirme ce que montrent les diagraphies classiques et apporte des détails supplémentaires. La modélisation des variogrammes de la conductivité de la matrice apportera probablement plus de précision sur les périodes.

Résultat 3 : L'étude des résidus permet de distinguer des cycles non visibles sur les autres outils diagraphiques classiques

Les variogrammes des résidus sont cycliques. Sur ces derniers, des périodes inférieures à 1 m sont visibles. Les résidus permettent de distinguer des périodes qu'aucun autre outil diagraphique ne permet de voir. Ces périodes peuvent être de l'ordre de 0,4 m voire 0,3 m.

Résultat 4 : Les variogrammes des données d'imagerie de paroi ont-ils la même précision dans toute la couche ?

Dans l'Oxfordien inférieur, les périodes les plus courtes sont observables uniquement au niveau des variogrammes des résidus et les périodes plus grandes sont observées par l'analyse de la conductivité de la matrice.

Résultat 5 : L'étude des composantes périodiques du signal et de leurs variations nécessite des outils et des traitements spécifiques

L'étude des variations spatiales de la couche d'argilites nécessite des outils diagraphiques à haute résolution et des outils géostatistiques adaptés. Pour observer les variations des cycles au sein d'un intervalle homogène, des outils diagraphiques variés et des outils à haute résolution sont nécessaires et pour quantifier les variations fines, un travail d'observation des logs et d'analyse géostatistique par

intervalles ciblés est nécessaire.

6. L'analyse des périodogrammes des données FMI®

Des périodogrammes ont été calculés dans les mêmes conditions que pour les données diagraphiques classiques (Rectangular, Blackman). Les variables sont la conductivité de la matrice ainsi que les résidus conducteurs et résistants. Ces périodogrammes ont été réalisés à partir d'un nombre important de données (pas d'échantillonnage : 0,00254 m). Aucun filtre n'a été appliqué pour rester dans des conditions similaires à celles de l'analyse variographique.

L'analyse des données FMI® avec un pas d'échantillonnage très fin engendre un nombre très important de pics sur les périodogrammes, rendant l'interprétation souvent plus complexe que l'analyse des variogrammes. Pour l'intervalle 2 de EST 312, l'amplitude maximale est atteinte à une fréquence de 0.2 pour la conductivité de la matrice (Figure 60). Des pics, dont l'amplitude est plus faible, se situent à des fréquences comprises entre 0.5 et 0.63 ainsi qu'à des fréquences proches de 1. Les périodes correspondantes corroborent les cycles d'environ 1 m et 5 m identifiés sur le variogramme de la conductivité de la matrice (Figure 56). Les résidus, dans ce même intervalle, montrent que la principale période (la plus forte amplitude) est de 1 m environ. La même information ressortait clairement sur le variogramme des résidus résistants (Figure 56). Dans l'intervalle 1 de EST 312, trois périodes de 3.5 m, 1.2 à 1.4 m, et 0.6 m étaient identifiées à partir de l'analyse variographique des données FMI® (Figure 55). Ces périodes se retrouvent sur les périodogrammes de la conductivité de la matrice et des résidus conducteurs (Figure 60).

L'importance de chaque composante périodique observée sur le variogramme est corroborée par l'amplitude des pics sur les périodogrammes. La principale période sur le variogramme de la conductivité de la matrice est 3.5 m dans l'intervalle 1 du forage EST 312 (Figure 55) et le pic principal sur le périodogramme est à une fréquence de 0.29 Hz (3.45 m). Dans cet intervalle, les variogrammes des résidus montrent deux périodes importantes et les pics principaux sur le périodogramme ont la même amplitude (Figure 60).

Les variogrammes des données FMI® dans les intervalles 1 et 3 du forage EST 322 montrent des variations d'épaisseur des cycles (Figure 58, Figure 57). Ces cycles sont retrouvés par l'analyse de Fourier (Figure 59).

L'analyse détaillée des images FMI® normalisées et dynamiques dans les forages FSP a montré que les résidus de BorTex® représentent une réalité géologique. Ces résidus sont pris en compte pour l'analyse géostatistique.

Les variogrammes calculés à partir de la conductivité de la matrice sont plus détaillés que les variogrammes des diagraphies conventionnelles en terme de cyclicité. En effet, dans certains intervalles, l'analyse géostatistique de la conductivité de la matrice fait ressortir plusieurs composantes périodiques. Les variogrammes des résidus apportent une précision qu'aucun autre outil diagraphique ne peut égaler, en mettant en évidence des périodes aussi courtes que 0,3 m.

L'analyse variographique du FMI® met par ailleurs en évidence les variations d'épaisseur des cycles au sein d'un intervalle homogène.

Enfin, la comparaison des résultats de l'analyse variographique et de l'analyse de Fourier montre que les résultats obtenus par ces deux approches sont comparables.

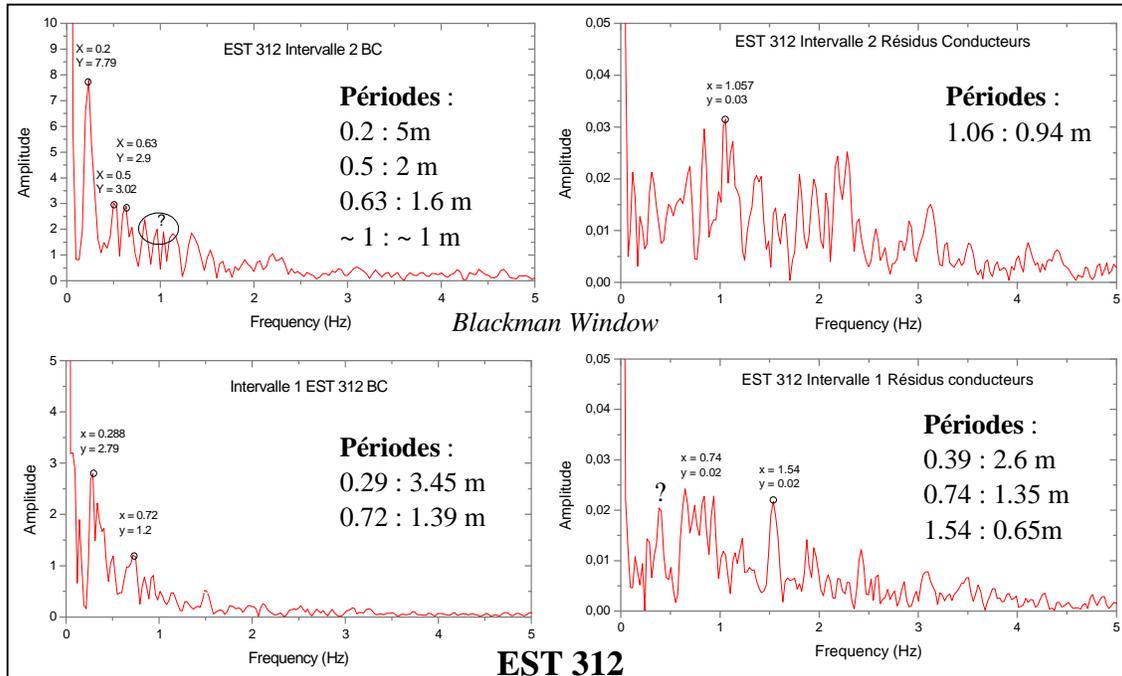


Figure 60 : Périodogrammes des données FMI® dans les intervalles 1 et 2 du forage EST 312.
 La haute résolution de l'outil FMI® engendre un nombre de pics important sur les périodogrammes. Les pics à forte amplitude corroborent les cycles visibles sur les variogrammes.

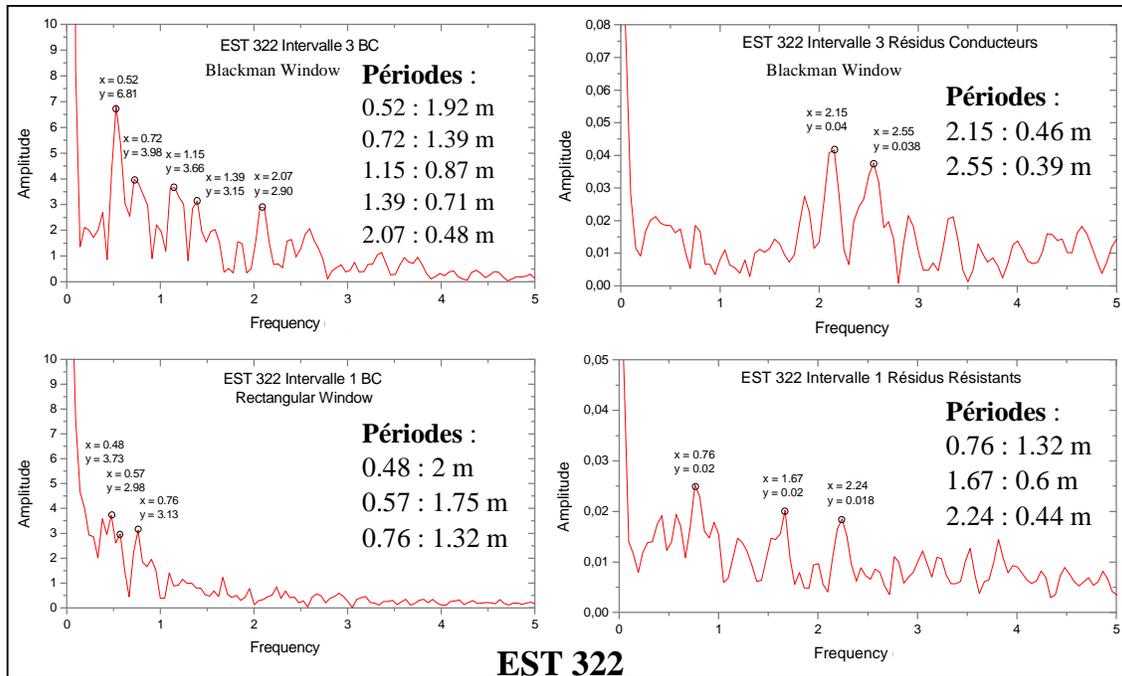


Figure 61 : Périodogrammes des données FMI® dans les intervalles 1 & 3 du forage EST 322
 Les variations d'épaisseur observées sur les variogrammes des données FMI® sont confirmées par les périodogrammes.

7. Comment confirmer les périodes les plus courtes obtenues par l'analyse du FMI® ?

Plusieurs périodes sont visibles sur les variogrammes des diagraphies conventionnelles et de la conductivité de la matrice et les périodes sont les mêmes au sein d'un intervalle homogène pour des outils diagraphiques étudiés différents et à résolutions différentes. En plus des périodes mises en évidence dans des études antérieures (Brégoïn, 2003 ; Huret, 2006), ces observations tendent à montrer que ces cycles ne sont pas des artefacts. Les périodes les plus courtes ne sont observées que sur certains variogrammes de la conductivité de la matrice et sur les variogrammes des résidus. Elles ne sont donc détectées qu'avec les données FMI®. Pour valider ces courtes périodes, il est important de les détecter à partir d'autres données diagraphiques. Deux outils ont été testés : le DSI et le gamma ray échantillonné tous les centimètres dans les forages des galeries au niveau du site de Meuse/Haute-Marne.

7.1 Analyse géostatistique de l'outil DSI®

Les logs DT4P des forages FSP sont issus des données du DSI®. La sonde DSI 'Dipole Shear Sonic Imager' (Figure 62) est constituée d'une section émettrice, qui comprend des émetteurs dipôles et un émetteur monopôle, et d'une station réceptrice, placée 9 pieds au-dessus de l'émetteur supérieur, composée d'un réseau de 8 récepteurs espacés entre eux par 6 pouces (Serra & Serra, 2000). Les paramètres acoustiques obtenus directement à l'aide des diagraphies soniques sont la vitesse de propagation, l'atténuation et la fréquence. Ils sont extraits des trains d'ondes réfractées P et S et de l'onde de Stoneley (Mari et al., 1998). Avec les outils dits standards, à un ou deux émetteurs et un ou deux récepteurs, le Δt du temps de parcours est obtenu par pointé en temps réel de la première arrivée. Avec les outils multiémetteurs et multirécepteurs, où l'ensemble du champ total est enregistré, plusieurs méthodes sont utilisées, en temps réel lors de l'acquisition et/ou en temps différé. Les sondes modernes émettent suivant plusieurs gammes de fréquences (de 0.5 à 20 kHz) en mode soit monopôle, soit dipôle. Elles enregistrent le train d'ondes complet à chaque récepteur. La mesure de la vitesse du son, basée jusqu'alors sur la première arrivée (First Motion Detection) est basée maintenant sur la cohérence des temps de lenteur aux différents récepteurs (STC pour Slowness Time Coherence) (Serra & Serra, 2000).

Dans le cas d'un traitement STC simple (Figure 62), l'ensemble des stations réceptrices est considéré. Il existe un traitement STC appelé 'Multishot'. Pour ce traitement de type 'Multishot STC', des sous-rangées de stations réceptrices au sein de la rangée de récepteurs sont considérées. Ce travail a été réalisé en collaboration avec B. Frignet de Schlumberger. Un seul forage a été étudié : EST 322. Une sous-rangée de 5 stations réceptrices peut être choisie par exemple dans la rangée de 8 récepteurs. Dans ce cas le même intervalle de formation correspondant à la longueur de la sous-rangée de 5 stations réceptrices peut être mesuré plusieurs fois. Les 5 stations réceptrices de la sous-rangée sont sélectionnées à chaque source de tir pour mesurer le même intervalle de formation. Pour détecter des bancs fins, le traitement de type 'Multishot STC' permet d'obtenir une meilleure résolution.

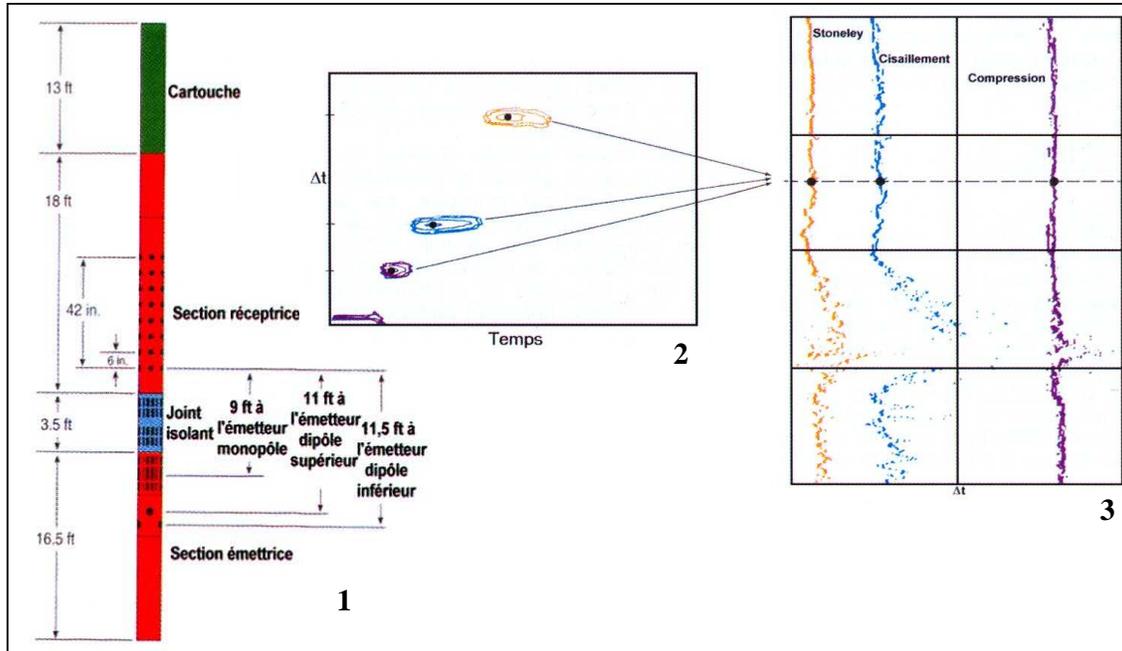


Figure 62 : Schémas de la sonde ‘Dipole Shear Sonic Imager’ de Schlumberger [1] et du mode de détermination des temps de trajet basée sur la cohérence des mesures aux différents détecteurs [2] et exemple de log basé sur ce type de détermination [3] (d’après documents Schlumberger, Serra & Serra, 2000).

Au lieu de prendre une cohérence sur 8 niveaux, c’est-à-dire sur 3.5 pieds (Figure 62), il est possible de prendre sur 6, 5, 4 ou 3 niveaux (1 pied). La cohérence est assez fermée pour un calcul effectué sur 8 niveaux et s’élargit pour un calcul fait sur 3 niveaux. Dans ce dernier cas, la cohérence étant trop large, les analyses ont été faites sur les projections obtenues à partir de 8, 5 et 4 stations réceptrices (Figure 63). Quand le nombre de stations réceptrices diminue, les courbes DTRS et DtRP semblent montrer de plus en plus de détails (Figure 63). Des données ont pu être extraites pour effectuer des traitements géostatistiques. Les courbes DTRP (“Delta-T Compressional, Receiver Array, Monopole P&S Acoustic Slowness”) et DTTP (“Delta-T compressional, Transmitter Array, Monopole P&S Acoustic Slowness”) se superposent. L’analyse variographique est menée à partir du paramètre DTTP. Des variogrammes ont été calculés dans les intervalles 1, 2 et 3 à partir des résultats des traitements ‘Multishot STC’ pour 4, 5 et 8 stations réceptrices.

Avec une mesure tous les 0.5 pied représentant une moyenne comprise entre 1 pied (3 récepteurs) et 3.5 pied (8 récepteurs), une meilleure résolution semble être acquise quand le nombre de récepteurs diminue (Figure 63). Pourtant les variogrammes calculés à partir de ces données ne montrent pas de composante périodique supplémentaire quand 4 stations réceptrices ont été utilisées au lieu de 8 (Figure 64). Le variogramme calculé sur huit niveaux est une régularisée du variogramme calculé sur 4 niveaux (palier plus bas, comportement plus parabolique à l’origine), et traduit la présence d’une composante non périodique de courte portée.

Il semblerait donc que l’analyse approfondie du DSI® ne puisse pas apporter des informations ayant une résolution similaire à celle obtenue à partir de l’analyse détaillée du FMI®.

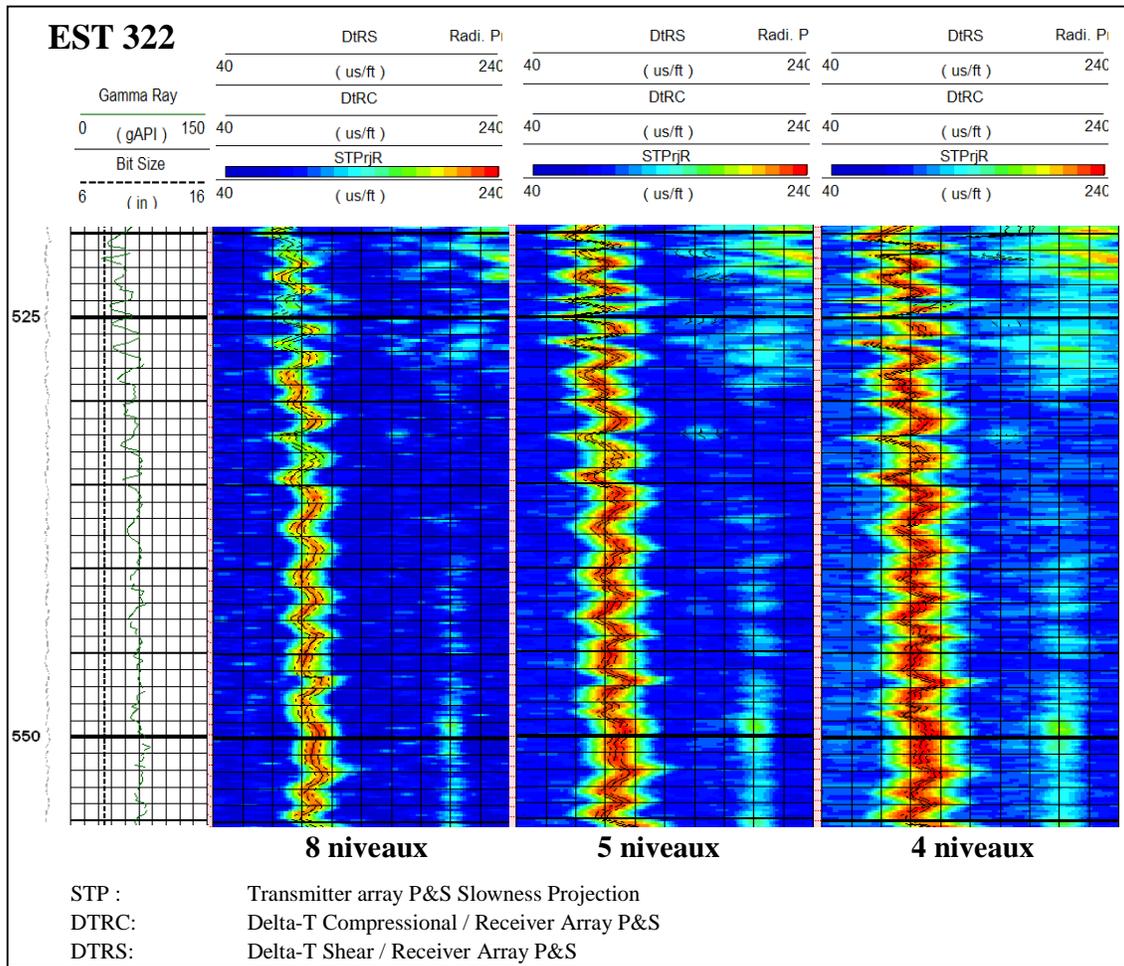


Figure 63 : Projection des lenteurs des ondes P&S après différents types de traitements ‘Multishot STC’ prenant en compte les 8 stations réceptrices de la rangée de récepteurs puis 5 et enfin 4 stations réceptrices.

Plus le nombre de stations réceptrices prises en compte diminue, plus la cohérence est large mais plus les courbes sont détaillées.

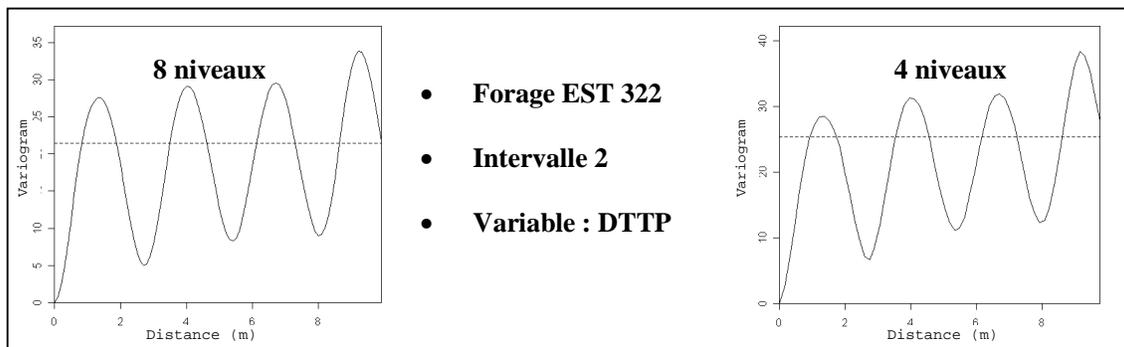


Figure 64 : Variogrammes du DTTP obtenu par ‘STC processing’ de type Multishot en prenant en considération 8 et 4 récepteurs dans l’intervalle 2 du forage EST 322

Les variogrammes du DTTP calculé à partir de 8 ou 4 récepteurs sont identiques.

7.2 Analyse géostatistique du gamma ray des forages situés dans les galeries

Les expérimentations dans la niche creusée au niveau -445 m du puits principal (PPA, EST 204) sont localisées dans la partie supérieure de la formation d'argilites du Callovo-Oxfordien. Les forages, réalisés dans la niche, sont liés à 5 phases d'expérimentations (D.RP.0GTR.05.0022.A, Figure 65) :

- REP : réponse hydromécanique de l'argilite au creusement du puits d'accès,
- PEP : caractérisation de la perméabilité et de la pression interstitielle des argilites,
- PAC : prélèvements pour analyses chimiques et isotopiques des eaux interstitielles du Callovo-Oxfordien,
- DIR : diffusion des traceurs inertes et réactifs,
- SUG : suivi dans les galeries pour la mise en œuvre des moyens associés à la section de mesures renforcées.

Les diagraphies et les imageries de paroi ont été réalisées à la fin de chaque forage par la société SEMM. Elles permettent de recaler les observations réalisées sur les carottes, de préciser les cotes des nodules de calcaire argileux et de mesurer les objets structuraux et sédimentaires. Des mesures de gamma ray ont été faites dans les forages REP 2201, REP 2202, REP 2206, REP 2207, REP 2208, REP 2301 à 2303, PEP 2002, DIR 2001 à 2003, SUG 2005, SUG 2006, SUG 2101 et SUG 2102. Ces logs ont un pas d'échantillonnage centimétrique. Seuls les forages les plus longs peuvent faire ressortir les périodes qui nous intéressent ici. Nous nous sommes limités aux forages verticaux. Nous n'avons donc retenu que les forages REP 2104, REP 2206, SUG 2006 et SUG 2102.

Pour voir la différence de résolution entre un gamma ray 'classique' échantillonné tous les 15.24 cm et un gamma ray échantillonné tous les centimètres, les logs gamma ray de deux forages situés à proximité, EST 204 et REP 2206, ont été comparés (Figure 66). Le gamma ray dans REP 2206 montre beaucoup plus de fluctuations que le gamma ray dans EST 204.

Les forages REP 2104 et REP 2106 traversent une partie de l'intervalle 2 et une partie de l'intervalle 3. Les forages SUG 2006 et SUG 2102 sont situés principalement dans l'intervalle 3 (Figure 66).

La même méthode d'analyse a été appliquée au niveau des forages des galeries (à -490 m). Les forages étudiés sont SUG 1118, PEP 1002, PEP 1003, SUG 1303, SUG 1105, SUG 1107. Le forage SUG 1118 est à la fois dans l'intervalle 2 et dans l'intervalle 3. Les autres forages sont dans l'intervalle 1. Les résultats obtenus ne seront pas présentés ici.

La principale période du variogramme du gamma ray dans SUG 2006 est comprise entre 2 et 2.5 m (Figure 67). Une deuxième période semble exister sur ce variogramme. Elle est comprise entre 0.5 et 0.4 m environ. Ces périodes sont semblables à celles mises en évidence à la base de l'intervalle 3 du forage EST 322 à partir de la conductivité de la matrice et des résidus (Figure 57). Le périodogramme confirme la présence d'une période principale de 2.5 m environ et de deux autres périodes, de plus faibles amplitudes, qui sont aux fréquences d'environ 1 (entre 0.70 et 1.14 m) et 2 (0.5 m).

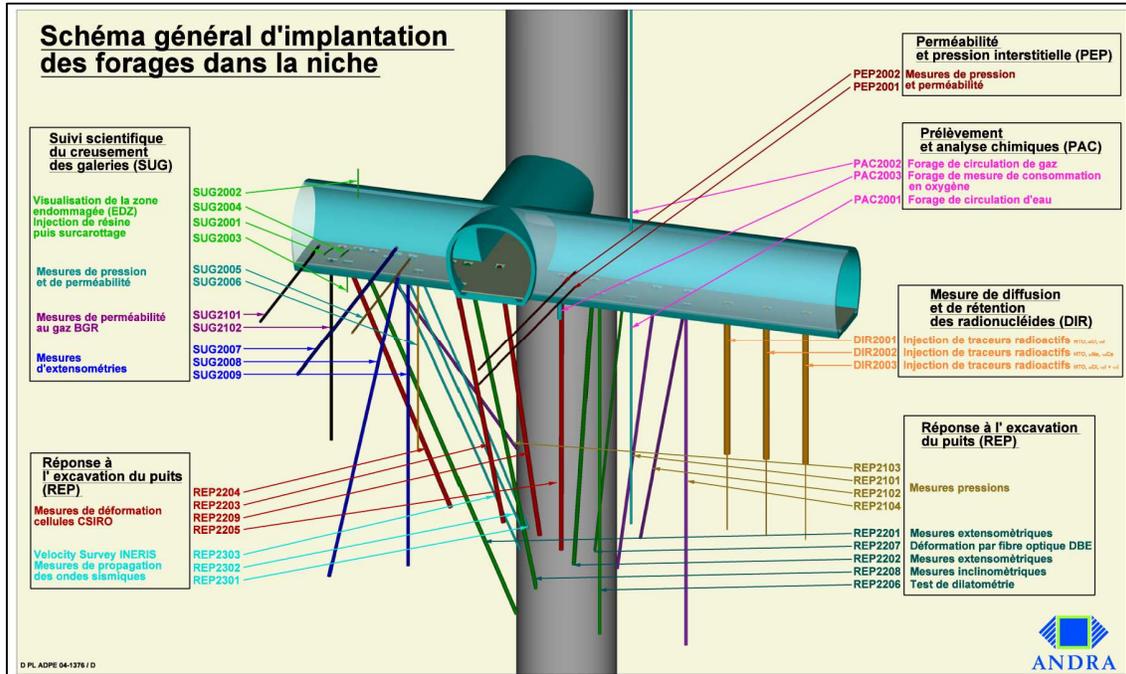


Figure 65 : Schéma général d'implantation des forages dans la niche. (D.RP.0GTR.05.0022.A)
 Les forages étudiés sont REP 2104, REP 2206, SUG 2006 et SUG 2102.

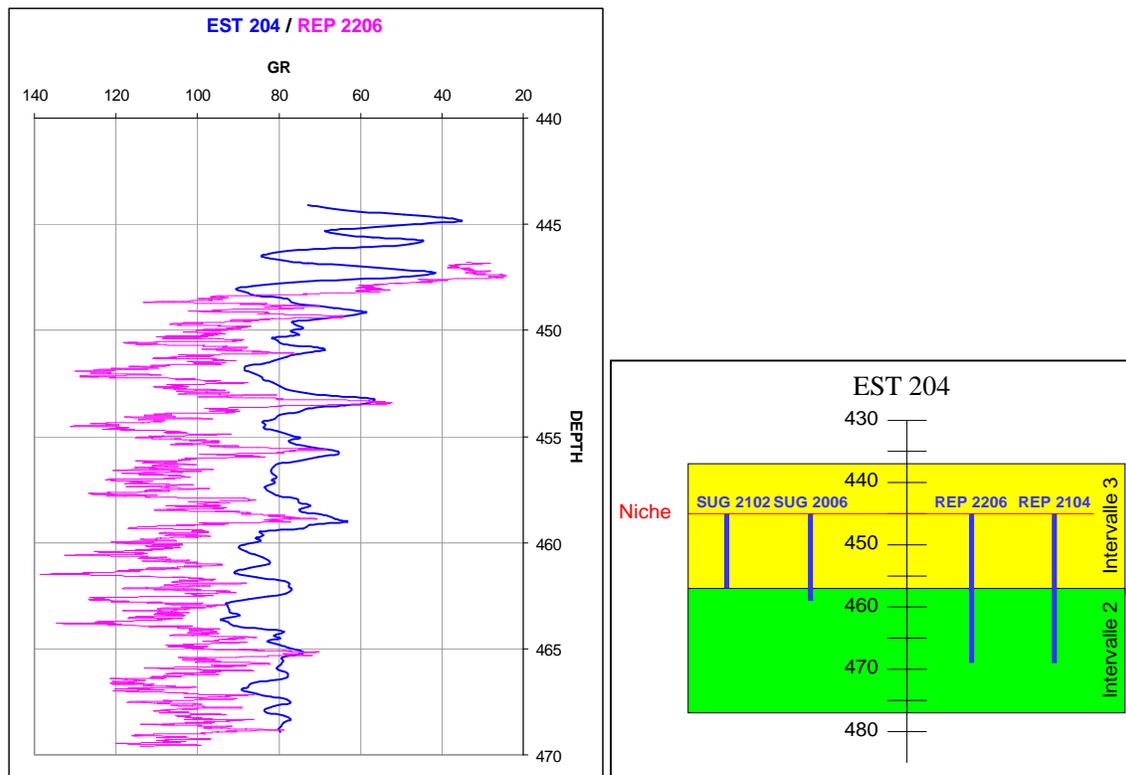


Figure 66 : Comparaison entre les courbes de gamma ray dans les forages EST 204 et REP 2206
 Une différence très nette de résolution est visible entre les deux courbes de gamma ray.

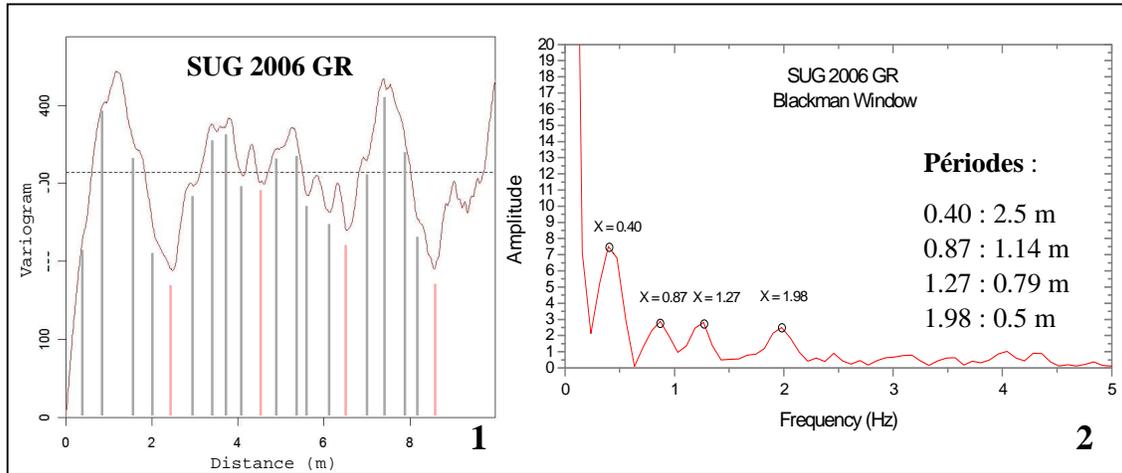


Figure 67 : Variogramme [1] et périodogramme [2] du gamma ray échantillonné tous les centimètres dans l'intervalle 3 du forage SUG 2006

Pour vérifier si une deuxième période semble exister aussi dans l'intervalle 2, seule la partie du gamma ray située dans l'intervalle 2 du forage REP 2104 a été étudiée. Le variogramme dans cet intervalle montre une période d'environ 3.3 m ainsi qu'une deuxième composante périodique plus difficile à quantifier sans modélisation du variogramme (Figure 68).

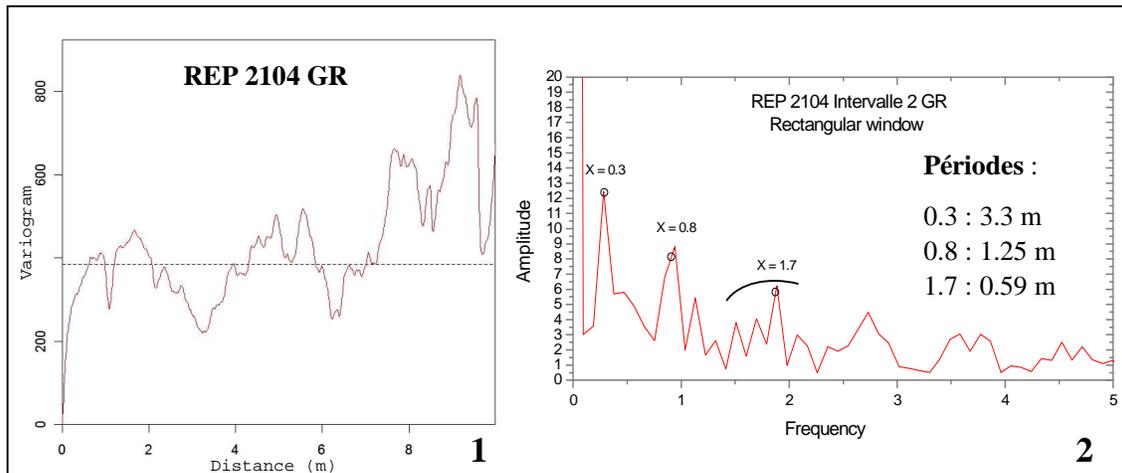


Figure 68 : Variogramme [1] et périodogramme [2] du gamma ray échantillonné tous les centimètres dans l'intervalle 2 du forage REP 2104

Le périodogramme correspondant (Figure 68) confirme la période de 3.3 m environ et montre deux autres périodes de 1.25 m et 0.5 - 0.6 m environ (trois pics semblent être liés sur le périodogramme autour de 1.7 Hz). Ces périodes sont cohérentes avec les cycles mis en évidence sur les variogrammes des données FMI® dans l'intervalle 2 du forage EST 322 (Figure 56) où la période principale est comprise entre 2.8 et 3 m et où les plus petits cycles sont autour de 0.6 m.

Les cyclicités des argilites ressortent également sur l'analyse variographique et spectrale des logs de gamma ray, des forages réalisés à partir de la niche et des galeries, échantillonnés tous les centimètres. La plus petite période mise en évidence est semblable aux périodes obtenues avec les résidus de BorTex[®]. Des outils différents dans des forages différents tendent à montrer des résultats similaires ; la période la plus courte observée sur les variogrammes semble donc être une caractérisation fiable des variations à petite échelle au sein des argilites Callovo-Oxfordiennes.

8. La modélisation des variogrammes

Le variogramme expérimental ne peut, en réalité, être utilisé directement dans des traitements quantitatifs ultérieurs (par exemple pour un krigeage). D'une part, il n'est défini que pour certaines distances et est donc 'incomplet'. D'autre part il n'a aucune raison d'être négatif conditionnel et, en l'absence de cette propriété, les variances de combinaisons linéaires de $Z(x)$ ont des chances d'être négatives (Emery, 2001). De nombreuses composantes périodiques ont pu être estimées visuellement dans les différents intervalles. La modélisation des variogrammes permettra de connaître toutes les structures de base au sein d'un intervalle ainsi que leur importance les unes par rapport aux autres. Elle est donc particulièrement utile pour les données FMI[®] où plusieurs composantes périodiques ont été mises en évidence.

8.1 Définition de la modélisation

L'idée est de rechercher un modèle théorique de variogramme qui soit proche du variogramme expérimental. Cette étape de modélisation est la phase essentielle d'une étude géostatistique. Des modèles de base existent. En dépit de leur simplicité et de leur faible nombre, ils sont capables de rendre compte de la plupart des situations pratiques car on peut former des modèles plus généraux en superposant plusieurs modèles élémentaires.

La représentation d'une variable régionalisée par un variogramme est une opération subjective : il n'existe pas de « vrai » modèle sous-jacent. En pratique, il convient de s'assurer que le modèle respecte les principales caractéristiques du variogramme expérimental (comportement à l'origine, existence ou non d'un palier, anisotropie) et qu'il ne soit pas inutilement complexe.

La méthode est en général la suivante : on superpose plusieurs structures élémentaires, qui, par exemple, modélisent des composantes spatiales d'échelles différentes. La famille de variogrammes que l'on souhaite faire intervenir dans un modèle est définie dans un premier temps puis leurs paramètres (palier, portée, etc.) sont ajustés. L'usage exclusif de méthodes d'ajustement automatiques est à éviter. Au contraire, la modélisation d'un variogramme expérimental doit être un travail interactif où l'utilisateur doit avoir son mot à dire (Emery, 2001).

8.2 Les logiciels utilisés

Deux méthodes différentes ont été utilisées pour modéliser et ajuster les variogrammes :

- Une méthode entièrement « manuelle » avec détermination, dans Excel, des modèles de base qui sont souvent : effet de pépite, pente d'une composante linéaire, des portées, des paliers et des portées d'amortissement de composantes en cosinus-exponentiel.
- Une méthode semi-automatique, développée par D. Renard dans R, avec détermination des modèles et des portées. Le calcul des paliers se fait automatiquement. Si la détermination des paliers ne semble pas correcte, la valeur peut être modifiée manuellement.

8.3 Exemples

C'est le style du variogramme qui est principalement reproduit ici. Point à point, les périodes se décalent légèrement. Les fluctuations de la sédimentation sont invariablement incorporées dans l'enregistrement stratigraphique. L'effet de ces fluctuations sur le signal périodique est montré dans la Figure 69.

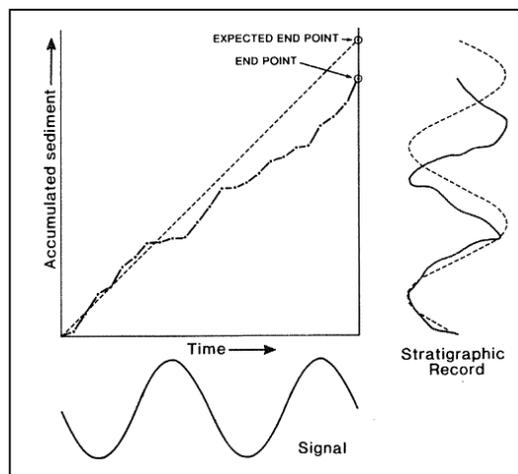


Figure 69: La transformation d'un signal dans un enregistrement stratigraphique (d'après Schwarzacher, 1993).

Chaque variogramme modélisé est représenté en noir et le modèle associé en rouge. Les paramètres des modèles de base constituant le modèle global sont indiqués sur chaque variogramme (Figure 70, Figure 71, Figure 72). L'analyse variographique et la modélisation de l'ensemble des données diagraphiques dans l'intervalle 1 du forage EST 312 (Figure 70) montre que :

- Les modèles sont constitués de plusieurs modèles de base incluant des modèles périodiques (plus précisément cosinus exponentiel), exponentiel ou sphérique ainsi que des structures linéaires
- A partir de l'ensemble des données dans cet intervalle, 3 périodes existent : 3.5 m, 1.3 – 1.4 m et 0.65 m. La présence de la deuxième décimale des portées des composantes périodiques est expliquée dans la partie suivante.
- La composante périodique de portée 3.5 m représente 55% de la variance totale de la BC, 43 % du sonique et 22 % des résistivités.
- La composante périodique de portée 1.3-1.4 m représente 8% de la variance totale de la BC, 15 % des résistivités et 11 % des résidus.
- La composante périodique de portée 0.65 m n'est présente qu'au niveau des résidus de BorTex® et représente 11% de la variance totale des résidus conducteurs.

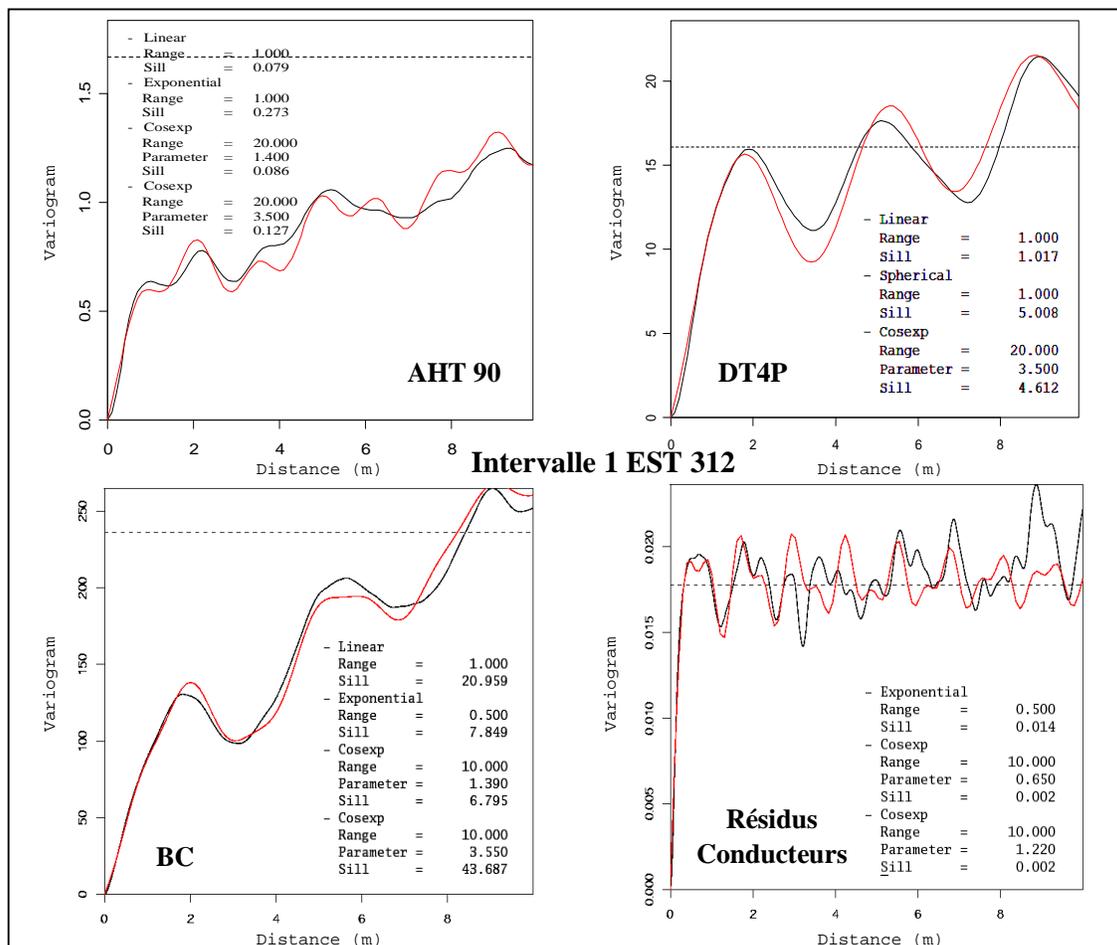


Figure 70 : Résultats de la modélisation des variogrammes des diagraphies conventionnelles (AHT 90 résistivité ; DT4P sonique) et des données FMI® dans l'intervalle 1 du forage EST 312.

En considérant l'ensemble des données, trois composantes périodiques sont identifiées.

Remarque :

La distance en abscisse du variogramme est exprimée en mètre et l'unité du variogramme est le carré de l'unité du paramètre diagraphique étudié (sonique $\mu\text{s}/\text{ft}$, résistivité ohm.m , BC mS/m)

Les deux paramètres 'range' et 'sill' du modèle linéaire n'ont pas de signification. Il s'agit d'un problème d'interface du logiciel utilisé.

Dans l'intervalle 2 du forage EST 312, le modèle montre des décalages dus à une variation de la périodicité avec la profondeur (Figure 71). Avec l'ensemble des données, trois composantes périodiques sont nécessaires pour la modélisation. La période de 2 m environ, identifiée dans un premier temps par l'analyse spectrale de la BC (Figure 60), permet de rendre l'ajustement un peu plus précis même si le poids de cette composante ne représente que 7 % de la variance totale. La composante de portée 4.6 à 5 m a un poids plus important : 38 % de la variance totale de la BC. La période la plus courte, environ 1 m, représente un pourcentage plus important dans cet intervalle que dans l'intervalle 1 dans le même forage : 20 % de la variance totale des résidus résistants et 16 % de la BC. La composante périodique de 2 m est absente du modèle du variogramme des résidus.

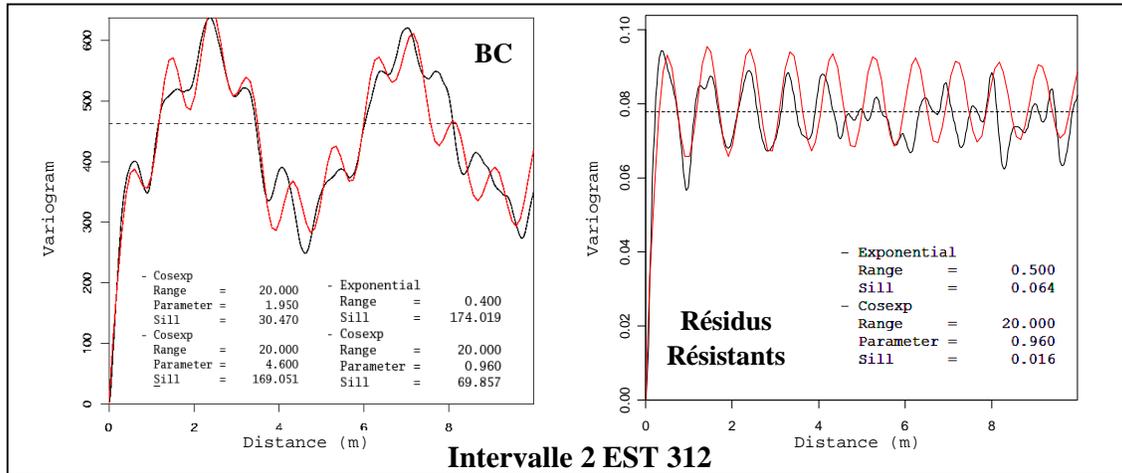


Figure 71 : Résultats de la modélisation des variogrammes des données FMI® dans l'intervalle 2 du forage EST 312.

Deux périodes apparaissent nettement sur le variogramme de la conductivité de la matrice (BC) mais pour respecter les principales caractéristiques du variogramme de la BC, une troisième composante périodique est ajoutée au modèle.

Dans le forage EST 322, la modélisation permet (Figure 72) :

- De voir des périodes de 1.7, 0.6 et 0.3 m dans l'intervalle 1, de 2.8, 1 et 0.5 m dans l'intervalle 2 et de 1.9, 1.3, 0.75 et 0.4 m dans l'intervalle 3.
- De montrer que la composante de période la plus longue représente une partie importante de la variance totale de la conductivité de la matrice : 28% de la BC dans l'intervalle 1, 44% de la BC dans l'intervalle 2, 8% et 13% de la BC pour les périodes de 1.9 et 1.3 m respectivement dans l'intervalle 3.
- De montrer que la composante de période la plus courte représente 10% de la variance totale des résidus résistants de l'intervalle 1, 16% des résidus résistants de l'intervalle 2 et 14% des résidus conducteurs de l'intervalle 3.
- De constater que la période intermédiaire a un poids variable sur le modèle global : 15% de la variance totale des résidus dans l'intervalle 1, 6% de la BC dans l'intervalle 2 alors qu'elle est absente du modèle du variogramme des résidus dans cet intervalle, 5% des résidus dans l'intervalle 3 et 8% de la BC dans cet intervalle.

8.4 Interprétation de la cyclicité

Au sein d'un même intervalle, en considérant les diagraphies classiques et les diagraphies à haute résolution, trois périodes sont trouvées dans la plupart des cas dans les forages FSP.

8.4.1 La méthode des ratios entre les périodes orbitales

Pour démontrer que les cycles observés correspondent aux périodes orbitales deux méthodes sont utilisées. La plus commune est d'estimer les périodes des cycles sédimentaires en appliquant un taux de sédimentation estimé à partir des données biostratigraphiques disponibles. Si les périodes des cycles évaluées sont similaires aux cycles de Milankovitch, alors les périodes de Milankovitch sont utilisées pour l'étude du taux de sédimentation (Molinie & Ogg, 1992).

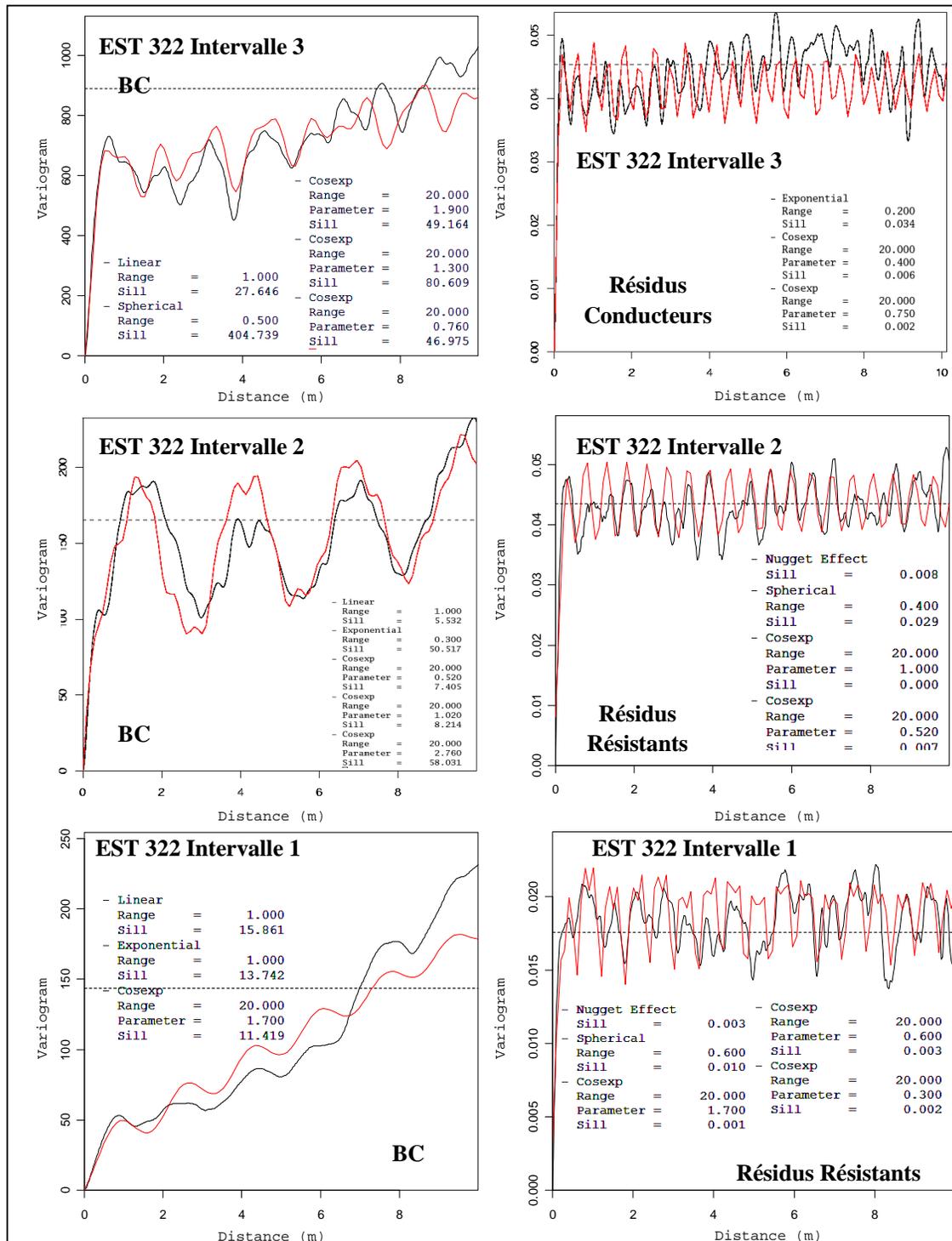


Figure 72 : Résultats de la modélisation des variogrammes des données FMI® dans les intervalles 1, 2 et 3 (Oxfordien Inférieur) du forage EST 322.

Une autre technique est de comparer les rapports entre les longueurs d'onde des cycles sédimentaires observés et les rapports entre les cycles de Milankovitch. Par exemple, si l'analyse spectrale d'une formation montre trois cycles principaux dont les rapports entre les longueurs d'onde sont presque identiques aux ratios entre les cycles de 413 000, 123 000 et 95 000 ans, alors ces cycles correspondent probablement aux cycles d'excentricité. Cette technique des ratios ne nécessite pas de données biostratigraphiques très précises ni d'échelle de temps absolu mais nécessite en revanche un signal spectral très clair pour bien distinguer la présence des différents cycles (Molinie & Ogg, 1992).

Ces deux méthodes sont souvent combinées en utilisant les données biostratigraphiques comme une contrainte dans l'interprétation des périodes orbitales de Milankovitch puisque les ratios ne sont pas uniques : le ratio entre les cycles d'excentricité de 123 000 et 95 000 ans est très proche du rapport entre les cycles de précession de 23 000 et 19 000 ans.

Cette méthode des ratios entre les périodes a été appliquée par Kuhnt et al. (1997) à partir des résultats de l'analyse spectrale de la densité dans des sédiments datés de la limite entre le Cénomaniens et le Turonien et marqués par des fluctuations de carbone organique et de carbonate pélagique dans le Tarfaya Basin. Dans une analyse spectrale du gamma ray et des résistivités, dans des faciès carbonatés de lagon du Crétacé montrant des variations cycliques de porosité et de teneur en argile, Cooper (1995) a montré que les rapports entre les principaux pics correspondent aux ratios entre les cycles d'excentricité. Le membre 'Egret' (roche mère du Jurassique supérieur, Kimméridgien, Canada) n'étant pas bien limité chronostratigraphiquement, la méthode des rapports des cycles a été appliquée par Huang et al. (1996) pour montrer que les cyclicités visibles sur les données de forage sont dues à un contrôle orbital. Weedon et al. (1999) ont comparé les rapports entre les périodes des pics extraits des spectres et les cycles de Milankovitch à partir de mesures de susceptibilité magnétique dans le Lias 'bleu'. Une fois l'influence des paramètres orbitaux établie, la durée minimale des zones et sous-zones à ammonites du Lias 'bleu', basée sur le nombre de cycles, a été estimée.

8.4.2 Comment connaître la durée des cycles de Milankovitch au Jurassique ?

Cette partie est détaillée dans l'annexe 2. Les principales périodes astronomiques estimées en prenant en compte les lentes variations du système Terre-Lune et planétaire sont il y a 150 millions d'années : 18 200, 21 900, 37 700 et 48 500 ans (Figure 73).

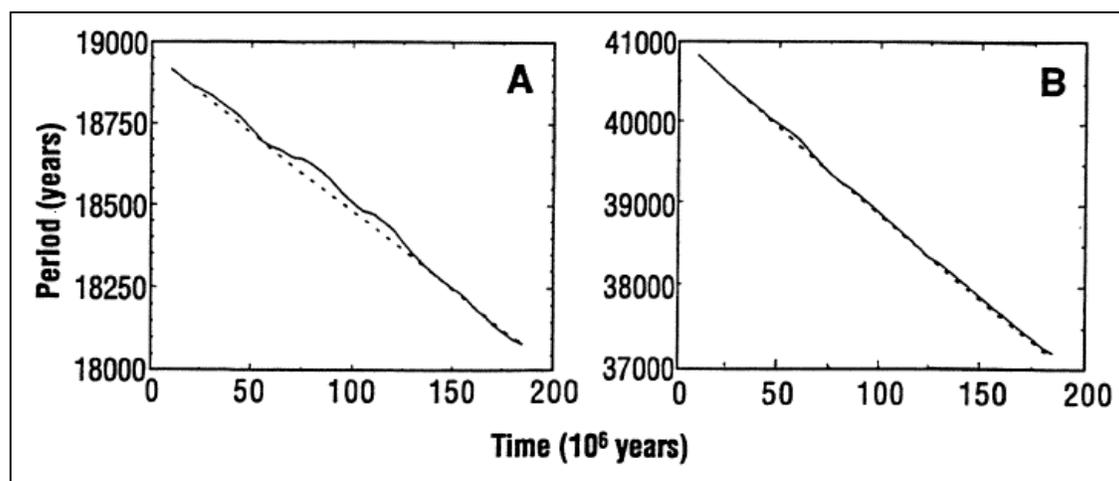


Figure 73 : Evolution des principales périodes de précession climatique (19 000 ans) [A] et d'obliquité (41 000 ans) durant les 200 derniers millions d'années (d'après Berger, Loutre & Laskar, 1992).

Cette évolution est obtenue en prenant en compte la variation de la constante de précession uniquement (ligne en pointillés) et en prenant les variations de la constante de précession et des principales fréquences du système planétaire (ligne continue) (Figure 73).

8.4.3 Le calcul des ratios dans les argilites de l'Oxfordien inférieur

Les durées des périodes orbitales du Jurassique supérieur sont donc d'après Berger & Loutre (1994) :

- 95000 ans pour l'excentricité
- 37700 ans pour l'obliquité
- 18200, 21900 et 20050 ans pour la précession

Les rapports entre les durées de ces paramètres orbitaux sont :

- Précession / Obliquité : 0.48, 0.58 et 0.53
- Obliquité / Excentricité : 0.39
- Précession / Excentricité : 0.19, 0.23 et 0.21

Le Tableau 2 reprend les portées des composantes périodiques des modèles de variogrammes du forage EST 322 présentés dans les Figure 70, Figure 71 et Figure 72. Les rapports entre ces périodes sont présentés généralement avec une seule décimale, la précision avec deux décimales n'étant pas nécessaire puisque les périodes ne sont pas parfaitement constantes au sein d'un intervalle homogène. Les rapports entre ces périodes sont constants verticalement (Tableau 2). Dans l'intervalle 3, deux périodes longues sont présentes dans le modèle : 1.3 et 1.9 m. Une analyse approfondie (Figure 57) a montré que les cycles à la base de l'intervalle sont de 1.9 m et qu'ils diminuent vers le sommet. En considérant la période de 1.9 m, le rapport de la période la plus courte (P3) sur la période la plus longue (P1) est de 0.2, le ratio P2/P1 est de 0.4 et le ratio P3/P2 est de 0.5 dans tous les intervalles. Verticalement, au sein d'un même forage, même si des variations d'épaisseur des cycles existent entre les intervalles, les rapports entre les périodes sont constants.

EST 322						
Intervalle	P1	P2	P3	P3/P1	P2/P1	P3/P2
3	1.9	0.76	0.4	0.2	0.4	0.5
	1.3			0.3		
2	2.76	1.02	0.52	0.2	0.4	0.5
1	1.7	0.6	0.3	0.2	0.35	0.5
EST 312						
2	4.6	1.95	0.96	0.2	0.4	0.5
1	3.55	1.3	0.65	0.2	0.4	0.5

Tableau 2 : Rapports entre les périodes extraites de l'analyse géostatistique des données diagraphiques du forage EST 322 dans l'Oxfordien inférieur.

Dans le forage EST 312, dans les intervalles 1 et 2, dont la modélisation des variogrammes a été présentée précédemment (Figure 70, Figure 71), les ratios entre les périodes sont également constants verticalement (Tableau 2) et sont les mêmes que dans le forage EST 322 : 0.2, 0.4 et 0.5 pour les ratios entre P3/P1, P2/P1 et P3/P2. Latéralement, les rapports entre les périodes sont donc constants également.

En conclusion, ces rapports sont constants verticalement et latéralement et sont très proches des rapports entre les périodes orbitales du Jurassique supérieur. Les périodes P1, P2 et P3 sont donc sous l'influence de paramètres orbitaux : excentricité : 95 000 ans, obliquité : 37 700 ans, et précession : environ 20 000 ans.

8.4.4 Résultats de l'étude cyclostratigraphique

Résultat 1 : L'outil FMI[®] est indispensable pour montrer que les cycles des variogrammes correspondent aux cycles de Milankovitch

En l'absence d'âges absolus dans les argilites callovo-oxfordiennes, le lien entre les cycles obtenus par analyse géostatistique et les cycles orbitaux ne peut être établi qu'en présence des trois périodes.

Dans les forages FSP, les diagraphies conventionnelles permettent de voir une période. Dans les intervalles 1 et 2 du forage EST 312, plus épais, une deuxième cyclicité apparaît au niveau des résistivités et du gamma ray. Cette deuxième cyclicité est moins nette ou le plus souvent absente dans les autres forages. Les diagraphies classiques ne permettent pas de justifier l'hypothèse d'un contrôle orbital. Seules les données FMI[®] permettent d'obtenir au total 3 périodes dans l'ensemble des intervalles et donc de montrer que les ratios sont stables spatialement et correspondent aux ratios entre les cycles orbitaux. Toutefois, la conductivité de la matrice peut, dans certains intervalles, perdre une partie de l'information due à la présence d'une dérive. L'analyse du jeu complet de diagraphies permet une analyse plus précise et plus fiable.

Résultat 2 : Il existe un lien entre la cyclicité du signal et les alternances argilo-calcaires dans les argilites

D'après la Figure 35, une relation quasi-linéaire existe entre l'évolution des teneurs en carbonate (quand elles sont supérieures à 30%) et la conductivité de la matrice. Il semblerait que les cycles de Milankovitch soient l'origine la plus probable des alternances de niveaux argileux et plus calcaires dans les argilites callovo-oxfordiennes. L'homogénéité de la formation à la base de l'Oxfordien inférieur, au niveau du maximum d'inondation, rend l'analyse géostatistique plus complexe puisque les alternances argilo-calcaires sont moins marquées.

Résultat 3 : Des outils diagraphiques différents ne montrent pas la même périodicité

Les diagraphies classiques montrent principalement l'excentricité. Le sonique montre dans les différents intervalles des forages FSP une seule période qui correspond toujours à l'excentricité. Ce résultat permettra l'utilisation du sonique dans les forages sans imagerie de paroi pour détecter au minimum les cycles d'excentricité.

La conductivité de la matrice permet de détecter jusqu'à trois périodes mais la composante ayant le poids le plus important reste l'excentricité. La détection des cycles de précession se fait principalement avec l'analyse géostatistique des résidus de BorTex[®].

Résultat 4 : Les composantes associées à la précession et à l'excentricité dans les modèles ont un poids plus important que l'obliquité sur la variance totale

Au sein de forages FSP, la période la plus difficile à identifier est la période d'obliquité. L'utilisation à la fois de l'analyse variographique et de l'analyse fréquentielle peut être nécessaire pour confirmer son existence. Au niveau des variogrammes, les composantes liées à la précession et à l'excentricité ont toujours un poids plus important dans la variance totale.

Dans la littérature, plusieurs exemples montrent que dans le temps, la dominance d'un cycle orbital par rapport à un autre peut varier au niveau de l'enregistrement sédimentaire. Par exemple, dans l'Oligocène, l'obliquité domine dans les enregistrements stratigraphiques en eau profonde, même à de basses latitudes. A l'Eocène terminal, la précession domine jusqu'à il y a environ 36 millions d'années où l'obliquité est devenue dominante (Weedon, 2003). La formation du 'Blue Lias' affiche des cycles de précession de 20 000 ans, des cycles dominants d'obliquité de 38 000 ans et des cycles d'excentricité de 95 000 ans, les Marnes à Belemnites montrent des cycles de précession dominants et des cycles d'excentricité de 123 000 ans, la formation 'Kimmeridge Clay' présente des cycles d'obliquité dominants et par intermittence des cycles de précession. Il y a donc un changement depuis des cycles d'obliquité dominants dans le Rhetien-Sinémurien à des cycles de précession dominants dans le Plienbaschien (Weedon et al., 1999). Il reste encore à déterminer si ces changements dans l'influence relative des cycles orbitaux sont liés à des facteurs paléoclimatiques et/ou paléocéanographiques locaux ou globaux. Dans l'étude de Röhl et al. (2001) au niveau des sites ODP 1001 A (Caribbean Sea) et 1050 C (Western North Atlantic), la précession est dominante sous la zone de polarité C27r, l'obliquité a un rôle important dans la première moitié de la zone C27r puis la précession domine à nouveau.

L'origine de la cyclicité dans l'accumulation des carbonates du Jurassique pourrait être liée à des oscillations d'échelle métrique du niveau de la mer forcées par les variations d'insolation affectant par exemple les réservoirs de glace (Hinnov & Park, 1999). Les variations du niveau de la mer imposent la productivité de carbonate dans les environnements de plateforme et l'exportation de la fraction plus fine dans les milieux profonds environnants. Le passage d'un signal dominé par l'obliquité dans la formation Sogno du Toarcien moyen demande des surfaces océaniques égales, répondant d'une manière similaire à l'insolation dans les deux hémisphères, entraînant la suppression de la composante liée à la précession dans la réponse eustatique pendant que l'obliquité est renforcée. Ce phénomène a pu se produire également pendant le Pliocène lorsque les glaciations ont été plus intenses dans l'hémisphère nord et que les volumes de glace étaient équivalents à ceux de l'Antarctique.

En général les cycles climatiques associés à la précession sont considérés comme étant plus important dans les régions tropicales à subtropicales alors que l'obliquité est plus importante aux hautes latitudes voire aux latitudes polaires (Röhl et al., 2001, House, 1995, Mayer et al., 1993).

Résultat 5 : L'identification des cycles orbitaux permet la quantification des variations du taux de sédimentation dans les argilites

D'après Guillocheau (1995), un des apports de la stratigraphie séquentielle a été de ramener les paramètres contrôlant l'enregistrement sédimentaire à trois : la déformation du substratum de l'aire de dépôt (c'est-à-dire la tectonique et la compaction des sédiments), l'eustatisme et le flux sédimentaire. Le climat n'intervient pas comme un paramètre direct, mais il intervient au travers de l'eustatisme et du flux de sédiment.

Si la déformation du substratum et l'eustatisme sont supposés constants dans l'Oxfordien inférieur :

- Dans EST 322, le taux de sédimentation passe successivement de la base vers le sommet de l'Oxfordien inférieur de 17 m/Ma à 29 m/Ma puis 20 m/Ma.
- Latéralement, à la base (Intervalle 1) de l'Oxfordien inférieur, le taux de sédimentation passe d'Ouest en Est de 17 m/Ma à 36 m/Ma.
- L'intervalle 2 est absent ou fortement condensé dans EST 342. Le taux de sédimentation dans cet intervalle varie de 29 m/Ma dans EST 322 à 48 m/Ma dans EST 312.
- Dans l'intervalle 3, latéralement le taux de sédimentation est assez constant.

9. Conclusion

Reprenons les principales observations issues de cette étude :

- L'analyse variographique des diagraphies conventionnelles permet de mettre en évidence des cycles qui se répètent plusieurs fois sur les variogrammes. Quand ils sont calculés à partir d'outils diagraphiques différents (gamma ray, sonique, caliper dans les zones cavées), dans un même intervalle homogène, les périodes obtenues sont identiques. Les composantes périodiques mises en évidence par des traitements géostatistiques ne correspondent donc pas à des artefacts. Ces périodes varient latéralement et verticalement.
- L'analyse géostatistique des données FMI® permet de mettre en évidence des composantes périodiques supplémentaires parfois plus difficiles à identifier visuellement mais que la modélisation permet de quantifier. L'étude des résidus de BorTex® permet d'obtenir des informations qu'aucun autre outil classique ne peut apporter. Seule l'étude des logs gamma ray échantillonnés tous les centimètres dans les forages de la niche semble confirmer l'existence des périodes les plus fines.
- La modélisation des variogrammes ainsi que l'analyse spectrale des données diagraphiques classiques et surtout des données FMI® permet de mettre en évidence trois composantes périodiques dont les rapports sont constants spatialement et proches des rapports entre les périodes orbitales du Jurassique : excentricité (95 000 ans), obliquité (37700 ans) et précession (en moyenne : 20 000 ans). Les cycles d'excentricité sont parfaitement identifiés par toutes les diagraphies classiques et la conductivité de la matrice. Cette composante périodique représente un poids important de la variance totale. Les cycles d'obliquité sont les plus difficiles à mettre en évidence. Ils apparaissent principalement sur les variogrammes calculés à partir des données FMI® et sur les périodogrammes. Le cycle de précession n'est visible que sur les résidus et s'accompagne sur les variogrammes d'une composante non périodique de grande ampleur.

L'échelle d'étude nécessaire pour étudier les variations spatiales au sein des argilites callovo-oxfordiennes impose donc l'utilisation d'outils diagraphiques à haute résolution ainsi qu'un traitement spécifique de ces données avant de les exploiter avec des traitements géostatistiques adaptés.

La détection des cycles de Milankovitch est la première étape vers le passage à un repère géochronologique. L'utilisation des périodes temporelles permet de quantifier les variations du taux de sédimentation mais aussi de quantifier les hiatus. Au sein d'un intervalle homogène, les périodes sont fixes temporellement mais l'épaisseur correspondante peut varier. De plus les difficultés de corrélation dans l'intervalle 1 entre EST 312 et EST 322 ainsi que les difficultés de corrélation avec EST 342 ne permettent pas d'affirmer de façon certaine la présence de hiatus. Pour aller plus loin nous allons donc utiliser un autre outil géostatistique qui permettra de voir les variations d'épaisseur des cycles au sein d'un intervalle homogène et de compter ces cycles afin de justifier ou non la présence de hiatus et d'estimer leur durée.

Chapitre 5

Analyse krigeante des composantes cycliques du signal

1.	Présentation de l'analyse krigeante	130
1.1	Approche théorique	130
1.2	Quelques exemples d'application de l'analyse krigeante	131
1.3	Le logiciel utilisé	132
1.4	Les tests effectués pour comprendre l'outil	132
2.	Les résultats de l'analyse krigeante	133
2.1	Exemple de l'intervalle 2	133
2.2	L'étude approfondie des forages HTM 102, EST 205 et EST 104	137
3.	Y a-t-il un hiatus dans l'intervalle 1 ?	140
3.1	L'intervalle 1 du forage EST 322	140
3.2	L'intervalle 1 du forage EST 312	146
3.3	L'intervalle 1 du forage MSE 101	152
3.4	Conclusion	156
4.	Y a-t-il des variations du taux de sédimentation au sein de l'intervalle 3 ?	158
5.	Conclusion	161

Des variations du taux de sédimentation existent au sein des intervalles homogènes. La méthodologie développée dans ce chapitre porte sur l'analyse détaillée de ces variations du taux de sédimentation au sein des intervalles datés de l'Oxfordien inférieur. L'outil géostatistique utilisé pour traiter les données diagaphiques est l'analyse krigeante factorielle. De nombreux tests ont été effectués pour savoir quel est le voisinage le plus adapté pour l'estimation optimale de l'ensemble des composantes périodiques et quels sont les résultats des estimations lorsque des variations du taux de sédimentation sont présentes.

L'analyse krigeante a été particulièrement utilisée dans l'intervalle 1, daté de la base de l'Oxfordien inférieur, pour tenter d'affiner les corrélations dans cet intervalle, difficile à étudier en raison de l'homogénéité lithologique. Cet outil a également été utilisé pour vérifier l'existence des hiatus mis en évidence par les corrélations diagaphiques.

Enfin, l'estimation précise du nombre de cycles (périodes orbitales) par intervalle homogène constitue l'étape essentielle vers le passage à un repère géochronologique.

L'analyse variographique des diagraphies classiques et des diagraphies à haute résolution a montré des périodes correspondant aux cycles de Milankovitch du Jurassique supérieur : excentricité, obliquité et précession. Une technique géostatistique va nous permettre d'estimer les composantes du signal diagraphique liées à ces périodes : l'analyse krigéante.

1. Présentation de l'analyse krigéante

1.1 Approche théorique

1.1.1 Le krigéage

Une fois le variogramme (ou la covariance) connu, le krigéage permet l'estimation optimale du champ en tout point ou de sa valeur moyenne dans un bloc. L'estimateur est une combinaison linéaire pondérée des données avoisinantes. Le terme 'krigéage' désigne l'estimateur linéaire sans biais et optimal en un sens probabiliste.

Le krigéage permet aussi de mesurer la précision de la valeur estimée par l'intermédiaire d'une variance d'estimation. Sa mise en œuvre se fait en voisinage unique, en prenant en compte toutes les données, ou en voisinage glissant, c'est-à-dire en ne retenant que les données situées dans un domaine autour du point ou du bloc à estimer.

1.1.2 Le cokrigéage

Le cokrigéage est une généralisation du krigéage pour estimer la valeur d'une variable en un site ou un bloc à partir des mesures concernant non seulement cette variable, mais aussi une ou plusieurs variables additionnelles observées aux mêmes points que la variable principale ou en d'autres points. Le cokrigéage permet d'estimer simultanément plusieurs variables régionalisées en tenant compte de leur structure conjointe. L'estimation va tenir compte de la configuration géométrique des échantillons et du site à estimer, et de la structure spatiale conjointe de toutes les variables régionalisées, modélisée par les variogrammes simples et croisés. Le cokrigéage permet aussi l'extraction de composantes structurales (analyse krigéante).

1.1.3 L'analyse krigéante

L'analyse krigéante factorielle est une méthode géostatistique développée par Matheron (1982) dans le cadre des FAI-k (Fonction Aléatoire Intrinsèque d'ordre k) ; les variables régionalisées sont interprétées comme des réalisations de certaines FAI-k (admettant des covariances généralisées).

L'analyse krigéante est également appelée «krigéage factoriel multivariable» ou «analyse factorielle». Contrairement à l'analyse de données classique, qui s'intéresse à des données non localisées géographiquement, l'analyse krigéante permet de pratiquer l'analyse de données présentant des corrélations spatiales. Elle est toutefois limitée au cadre du modèle linéaire de corégionalisation. Elle s'articule autour de trois étapes : analyse variographique à partir du modèle linéaire de corégionalisation ; décomposition des fonctions aléatoires en facteurs indépendants, synthétisant l'information contenue dans les variables et dans leur structure conjointe ; estimation de ces facteurs par cokrigéage (Emery, 2001).

L'analyse krigéante permet donc, dans un modèle linéaire de corégionalisation, de filtrer et de cartographier un ou plusieurs facteurs (Rivoirard, 2003). L'analyse krigéante factorielle est habituellement utilisée dans un cadre multivariable. Mais elle peut aussi être employée pour une seule variable, dont le variogramme est modélisé par plusieurs structures de base, afin de filtrer les composantes liées à chacune de ces structures, supposées indépendantes entre elles. Dans ce cas il est

essentiel que la décomposition du variogramme ait une signification physique (Chilès & Guillen, 1984).

1.2 Quelques exemples d'application de l'analyse krigéante

Les principaux points illustrés à travers ces quelques exemples sont :

- La diversité des domaines d'application et d'utilisation de l'analyse krigéante
- La nécessité de connaître le contexte géologique pour que la décomposition ait un sens physique
- Les similitudes et les avantages de l'analyse krigéante par rapport à l'analyse spectrale

L'une des premières applications de l'analyse krigéante factorielle a été réalisée par Sandjivy (1983, 1987) dans le domaine de la géochimie. L'analyse krigéante a permis de préciser la nature des anomalies géochimiques associées à une ou plusieurs minéralisations primaires et de localiser avec précision ces sources primaires. Effectuée dans un contexte monovarié, l'étude repose sur l'ajustement d'un modèle de variogramme par un modèle gigogne, composé d'un effet de pépite et de deux modèles sphériques de portées bien différenciées. D'un point de vue pratique, l'analyse krigéante de ces données se résume à une série d'estimations par cokrigéage des composantes spatiales du modèle structural qui sont significatives pour le géochimiste (signification physique) : composante anomalique (composante sphérique de courte portée du modèle) et composante régionale (composante sphérique de grande portée du modèle) (Sandjivy, 1987).

Reis et al. (2004) ont utilisé également l'analyse krigéante factorielle dans le domaine de la géochimie pour cartographier les dépôts d'or et d'argent à Marrancos au Portugal et identifier les anomalies des deux variables. Pour distinguer les anomalies géochimiques ponctuelles et les anomalies géochimiques locales, Wackernagel (1988) et Wackernagel et Butenuth (1989) ont utilisé l'analyse factorielle. L'utilisation d'un filtrage pour conduire à une cartographie des anomalies spatiales a été faite également par Séguret (1993) sur des données aéromagnétiques.

Dans le domaine des champs de potentiel, Chilès & Guillen (1984) ont montré comment la structure spatiale du champ gravimétrique ou magnétique est régie par des lois physiques et le contexte géologique et comment la prise en considération de ces deux caractéristiques permet une décomposition de l'anomalie en composantes susceptibles de recevoir une signification pratique. Sur l'exemple présenté, les deux méthodes d'analyse spectrale et d'analyse krigéante conduisent à des résultats similaires. L'analyse spectrale a une approche globale, alors que le cokrigéage, en travaillant en voisinage glissant, permet une approche locale. Cette similitude entre l'analyse spectrale et l'analyse krigéante a été montrée également par Galli et al. (1984) sur des données magnétiques, par Jaquet (1989) sur des données géologiques pour l'exploration pétrolière et par Warr et al. (2002) dans le domaine de la télédétection (Ma et Royer, 1988) pour simplifier les images, réduire les données et accentuer certaines caractéristiques. Ils ont mis en évidence qu'un des avantages de l'analyse krigéante factorielle est de pouvoir travailler directement sur les données puisque le calcul du variogramme ne nécessite pas des données régulièrement espacées alors que l'analyse spectrale peut être appliquée uniquement sur des données définies sur une maille régulière. Mundim et al. (1999) ont également appliqué l'analyse krigéante à la caractérisation de réservoir pour filtrer les attributs sismiques. Yao et Mukerji (1997) utilisent le krigéage factoriel pour séparer les structures à différentes échelles de la porosité et de sismique, pour évaluer ensuite la porosité à partir de la structure sismique appropriée.

Les domaines d'application de l'analyse krigéante sont vastes et incluent également l'hydrologie (Goovaerts et al., 1993), l'étude des propriétés physico-chimiques du sol (Goovaerts, 1991 & 1992) et

le filtrage du bruit (Bourgault, 1994).

L'utilisation de l'analyse krigeante sur les données diagraphiques dans les argilites callovo-oxfordiennes représente un domaine d'application original. Le contexte géologique est connu et la décomposition du signal a un sens physique puisque les composantes estimées sont liées aux cycles orbitaux.

1.3 Le logiciel utilisé

Un module ('package') de R (RGeoS) a été développé par D. Renard pour filtrer l'information le long d'un jeu de données 1 D. Les covariances cosinus et cosinus-exponentiel étant absentes la plupart du temps dans les logiciels de géostatistiques parce que valides à 1D seulement, ces fonctions ont été intégrées dans RGeoS.

Avec ce 'package' les différentes étapes du traitement peuvent être réalisées :

1. le calcul du variogramme expérimental
2. la modélisation du variogramme
3. le choix du voisinage
4. le filtrage des diverses composantes par cokrigeage

Nous étudierons par exemple la conductivité de la matrice, dans l'intervalle 2 du forage EST 322. Elle peut être considérée comme la somme de 5 composantes indépendantes associées aux 5 composantes de base du variogramme. Toutes ces composantes seront estimées par analyse krigeante factorielle, ainsi qu'une sixième composante correspondant à la moyenne locale. Trois de ces composantes expriment les cyclicités de Milankovitch, les deux autres sont des composantes non cycliques qui nous intéressent moins.

1.4 Les tests effectués pour comprendre l'outil

Avant de réaliser l'analyse krigeante au sein des différents intervalles homogènes, des tests ont été effectués pour :

- comprendre le fonctionnement de l'outil et voir, dans les cas où l'ajustement du variogramme est difficile, la marge d'erreur que l'on peut avoir lors de la modélisation et l'impact sur l'estimation des composantes liées à l'excentricité, l'obliquité et à la précession.
- Comprendre l'impact des variations de période des cycles sur l'estimation*
- Comprendre l'impact des variations du voisinage. Pour commencer l'opération de filtrage, un voisinage doit être défini. La qualité de l'estimation des facteurs dépend de la taille du voisinage de krigeage utilisé. Dans le cas monovarié, le choix du voisinage de krigeage (c'est-à-dire les données voisines que l'on retiendra) dépend de l'implantation des données (nombre, répartition), de la structure de la variable, de la distance limite de l'hypothèse de stationnarité faite (Rivoirard, 2003).

Ces tests sont présentés en détail dans l'Annexe 4. Ils ont permis de montrer la robustesse de l'analyse krigeante :

- Une erreur modérée sur l'ajustement des périodes et portées du variogramme est sans conséquence directe sur l'estimation.
- L'analyse krigeante peut montrer les variations locales de l'épaisseur des cycles. Lorsque la

période varie, la meilleure solution est d'entrer dans le modèle la période la plus grande.

- Le voisinage choisi est, dans la pratique, souvent proche de la période d'excentricité (ou un peu inférieur) et ne doit pas être trop grand par rapport à la période d'excentricité pour ne pas perdre trop d'informations sur les bords de l'intervalle.

2. Analyse krigéante de l'intervalle 2

Nous commencerons l'analyse par l'intervalle 2 qui est le plus régulier des intervalles datés de l'Oxfordien inférieur.

2.1 Résultats de l'analyse krigéante factorielle des données diagraphiques dans les forages EST 312 et EST 322

L'intervalle 2 présente des cyclicités qui s'expriment particulièrement sur les variogrammes. Dans un premier temps, l'analyse krigéante factorielle est menée dans cet intervalle (Figure 74). Tous les résultats de l'analyse krigéante sont représentés par des graphes où l'amplitude figure en ordonnée et la profondeur en abscisse. L'analyse krigéante factorielle permet ici :

- D'obtenir une estimation claire de chaque composante périodique à partir d'un signal diagraphique complexe. La composante périodique liée à l'excentricité peut être observée directement sur le log sonique alors que sur la conductivité de la matrice il est difficile de distinguer les cycles d'excentricité seuls. L'analyse krigéante permet de les observer individuellement.
- De compter facilement les cycles. Sur les graphes des estimations, une partie, correspondant à la dimension du voisinage de cokrigeage, manque sur les bords de l'intervalle 2 mais peut être facilement estimée. Six cycles de 95 000 ans sont présents dans cet intervalle dans les deux forages.
- D'en déduire la durée de l'intervalle : 570 000 ans.
- De voir que les estimations de la composante liée aux cycles de 95 000 ans à partir de la conductivité de la matrice et du sonique apportent des informations concordantes. Il n'y a pas d'opposition de phase puisque le paramètre mesuré au niveau du sonique est la lenteur ($\mu\text{s}/\text{ft}$). Un pic élevé de la lenteur sur le log sonique correspond à un niveau plus argileux et donc plus conducteur.
- De voir que les estimations de la composante liée aux cycles de 20 000 ans à partir de la conductivité de la matrice et des résidus donnent des résultats concordants également.
- De mettre en évidence des variations d'amplitude au niveau des estimations des composantes liées à la précession. Dans le forage EST 312, nous observons un minimum d'amplitude aux alentours de 398 m sur l'estimation de la précession à partir des données FMI[®] : conductivité de la matrice et résidus résistants. Dans le forage EST 322, le minimum d'amplitude sur l'estimation de la précession s'observe vers 546-547 m. Si on se reporte à la Figure 12, les pics situés à 398 m dans EST 312 et 546-547 m dans EST 322 correspondent au troisième pic en partant de la base de l'intervalle 2 et sont corrélables. Ces fluctuations d'amplitude sur l'estimation de la précession ne semblent pas aléatoires. Une étude approfondie en sera présentée dans une autre partie.

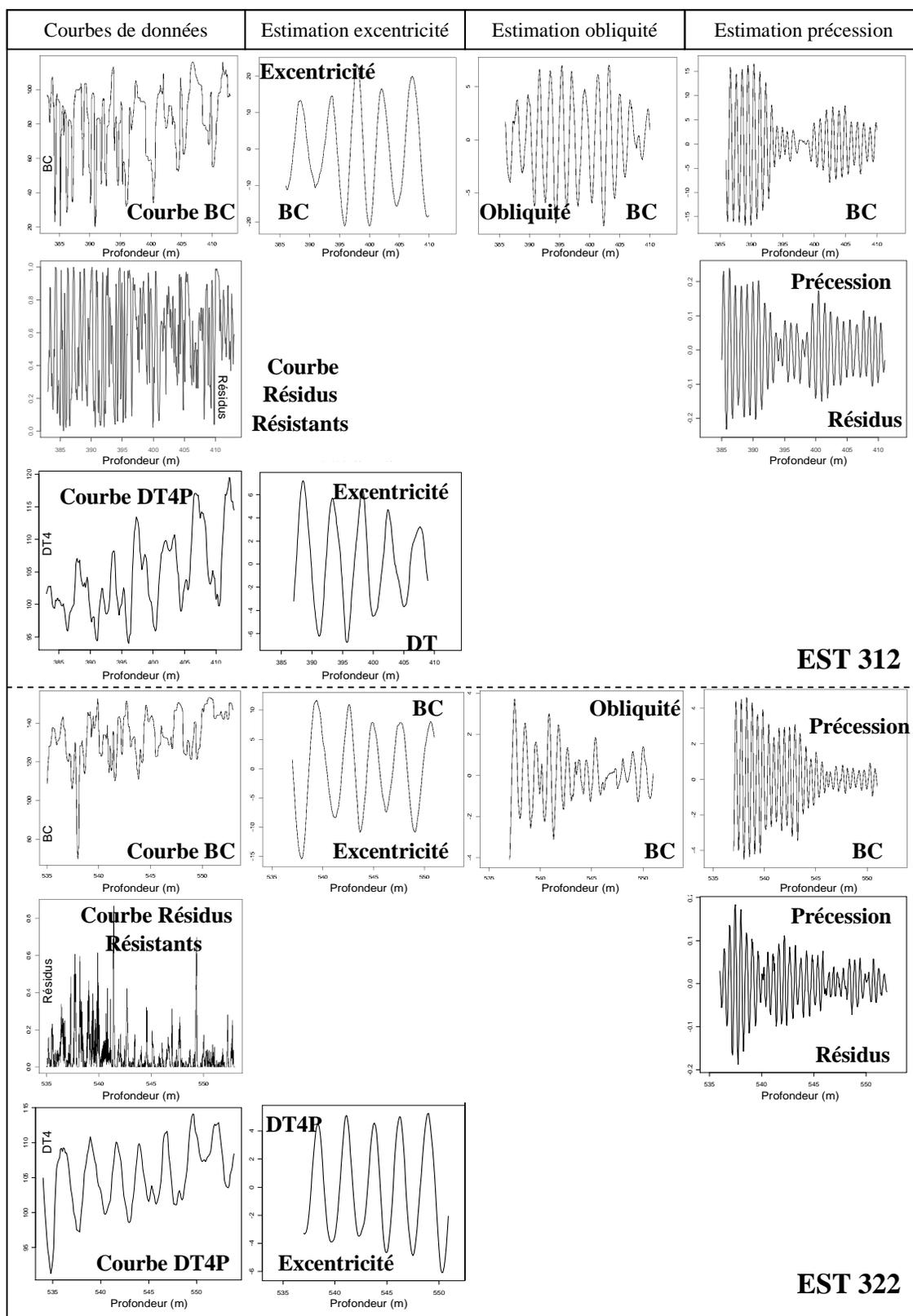


Figure 74 : Résultats, dans l'intervalle 2 des forages EST 312 et EST 322, des estimations obtenues par analyse krigeante factorielle des composantes liées aux cycles orbitaux à partir des données FMI® et du sonique.

2.2 Résultats de l'analyse krigeante factorielle dans l'ensemble des forages

Une fois les trois périodes mises en évidence et le lien entre les différents outils et les périodes orbitales établi, il est possible d'étudier l'ensemble des forages Andra et des forages pétroliers. En effet, d'après les résultats du chapitre précédent, les variogrammes du sonique montrent, dans tous les intervalles des forages FSP, une seule composante périodique qui est liée à l'excentricité. Il est donc possible d'analyser, dans les forages où les outils à haute résolution n'ont pas été utilisés, les diagraphies classiques (et en particulier le sonique) pour obtenir des informations sur la variabilité à l'échelle des cycles de 95 000 ans.

Dans l'intervalle 2, la composante liée à l'excentricité a été estimée par analyse krigeante à partir du sonique des forages EST 312, EST 322, MSE 101, HTM 102, EST 104, EST 205, Chevillon 1 (CVN1) et Lezeville 1 (LZV1) et à partir du gamma ray (le sonique n'a pas été mesuré) dans Meligny 1 (MNY1). Les résultats de l'estimation sont présentés dans la Figure 75 sur deux transects :

- Un transect SO-NE, avec les forages MNY 1, EST 322, EST 205, EST 104, EST 312 et MNY 1
- Un transect NO-SE avec les forages MSE 101, EST 104, EST 205, HTM 102 et LZV 1

Les graphiques n'ont pas été mis à la même échelle verticale pour faciliter les corrélations entre les cycles ; l'intervalle entre deux lignes bleues correspond à une durée de 95 000 ans. Les graphes des estimations des cycles d'excentricité sont donc dans un référentiel de temps et les échelles de profondeur de l'axe vertical varient d'un graphe à l'autre. L'analyse krigeante factorielle de l'intervalle 2 des divers forages fait ressortir les conclusions suivantes :

- Les périodes au sein de l'intervalle sont stables, il n'y a pas de variation importante du taux de sédimentation¹.
- Si on met en regard les corrélations diagraphiques réalisées dans un référentiel spatial (Figure 13) avec les lignes temps de la Figure 75, on observe que les deux interprétations sont cohérentes.
- Tous les intervalles 2 ont six cycles et par conséquent la même durée : 570 000 ans. A l'échelle des cycles d'excentricité, aucun cycle ne semble manquer dans l'intervalle 2 dans ces forages.
- Sur les graphiques (Figure 75), les profondeurs qui sont en ordonnée, sont indiquées tous les 5 m. En travaillant dans un référentiel de temps, on voit facilement que la durée correspondant à un intervalle de 5 m, entre deux marques de profondeur, croît progressivement du NE vers le SO. Dans MNY 1, un intervalle de 5 m représente quasiment un intervalle de 95 000 ans alors que dans EST 322, il représente presque deux cycles d'excentricité. Les variations du taux de sédimentation sont organisées. Le taux passe progressivement de 28 m/Ma au SO à 50 m/Ma au NE et de 43 m/Ma au NO à 31 m/Ma au SE. La diminution du taux de sédimentation entre EST 312 et EST 205 est plus importante qu'entre EST 205 et EST 322.

L'intervalle 2 semble être absent ou fortement condensé dans les forages EST 342 et Joinville 101. Grâce à l'analyse krigeante factorielle et au passage à un repère géochronologique, si un hiatus existe, sa durée peut être estimée en comparant les forages deux à deux. Les hiatus seront traités plus en détail dans le dernier chapitre.

¹ Les taux de sédimentation sont donnés à titre indicatif, sous l'hypothèse de conditions de déformation du substratum de l'aire de dépôt (c'est-à-dire la tectonique et la compaction des sédiments) et de variations eustatiques (Guillocheau, 2005) identiques durant cette période d'environ 570 000 ans dans tous les forages.

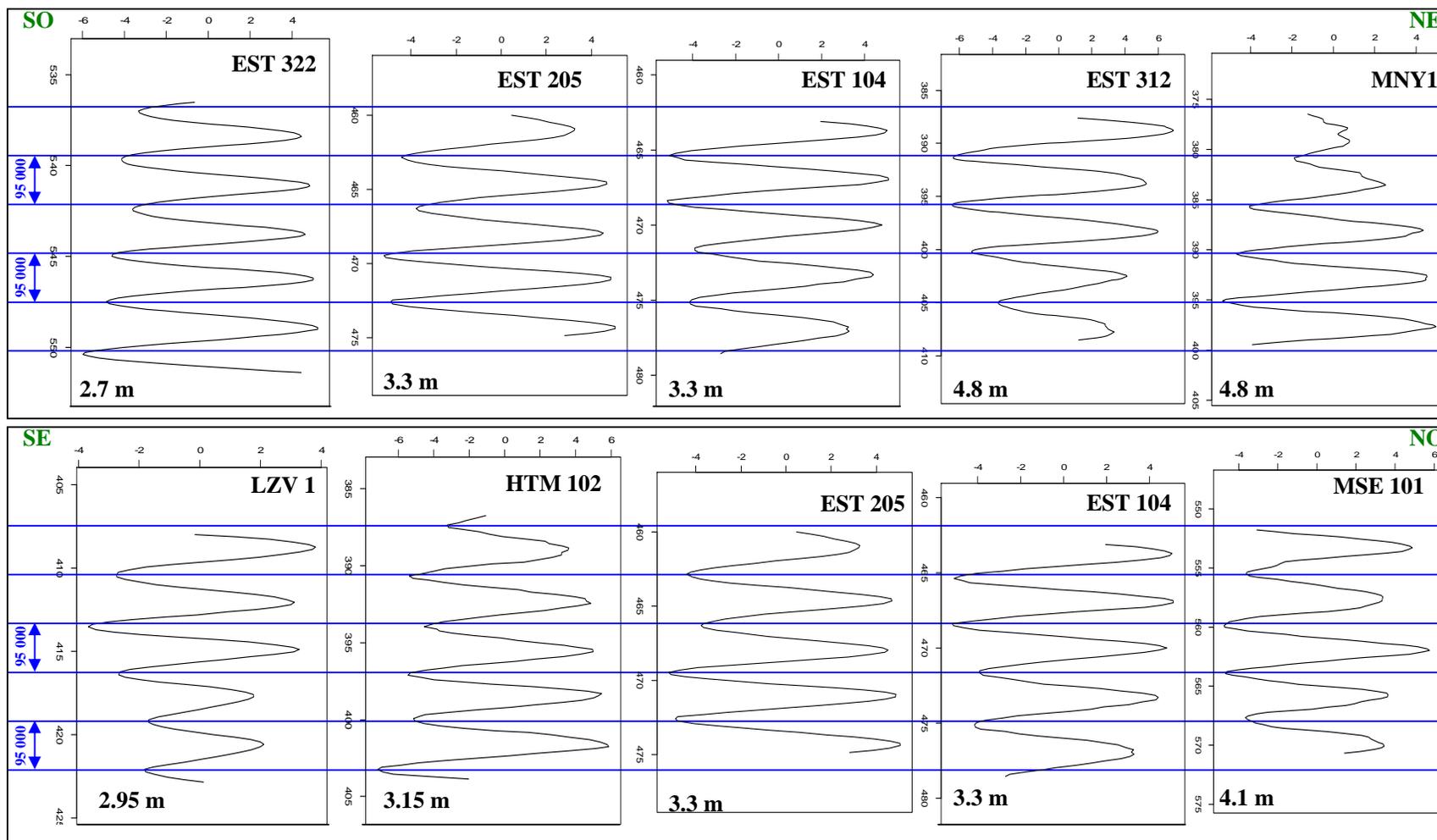


Figure 75 : Résultats des estimations, par analyse krigeante factorielle, des composantes liées à l'excentricité dans l'intervalle 2 des forages Andra et des forages pétroliers le long de deux transects : SO – NE et SE – NO.

L'intervalle entre chaque ligne bleue correspond à une durée de 95 000 ans. Les intervalles ont la même durée dans tous les forages.

2.3 L'étude approfondie de l'intervalle 2 des forages HTM 102, EST 205 et EST 104

Dans les forages HTM 102, EST 205 et EST 104, des recherches supplémentaires, et en particulier sur les outils à haute résolution, ont été menées pour différentes raisons :

- Les forages EST 205 et EST 104 sont à la croisée de transects SO-NE et NO-SE et sont précieux pour l'étude des variations spatiales. Une étude détaillée des données à haute résolution est donc nécessaire.
- Des variations d'amplitude dans l'intervalle 2 sur l'estimation des composantes liées à la précession semblent avoir une signification. Si les minimums ou les maximums de ces variations se corrèlent, des points de calage pourront donc être déterminés, notamment dans EST 312 et EST 322. Pour cela, il est nécessaire d'étudier les diagraphies à haute résolution.

Le FMI[®] n'a pas été utilisé dans les forages HTM 102, EST 104 et EST 205. D'autres outils ont été utilisés tels que l'outil UBI[®] dans EST 104 et EST 205 et l'outil SHDT[®] dans HTM 102 et EST 104. Le forage EST 104 présente un intérêt majeur puisqu'il permettra de comparer les résultats obtenus par l'analyse géostatistique des données UBI[®] et des données SHDT[®].

2.3.1 L'étude du UBI[®] des forages EST 104 et EST 205

Les caractéristiques techniques de cet outil ont été présentées à la fin du chapitre 3. Pour effectuer des traitements géostatistiques des données, le choix des paramètres est à définir.

A partir des images d'amplitude et de rayon, il n'est pas possible d'effectuer des traitements géostatistiques. Les courbes permettant de montrer les périodicités sont les courbes d'amplitude (discussion avec Eloy Diaz, Schlumberger, juin 2006). Il existe différentes courbes d'amplitude pour le UBI[®], les principales sont:

- BAMX : « Amplitude Max »
- BAMN : « Amplitude Min »
- AWBK : « Amplitude of echo »

La courbe BAMN ne présente pas d'intérêt pour détecter précisément la cyclicité du signal puisqu'elle ne représente que les variations d'amplitude minimales. Les deux autres paramètres peuvent faire l'objet d'une étude géostatistique. Le paramètre AWBK représente un fichier de 180 colonnes. En prenant les valeurs maximales de chaque ligne et en faisant une moyenne, on obtient la courbe BAMX à partir de laquelle les études ont été menées. Cette courbe a dû être calculée pour le forage EST 104, alors qu'elle existait pour le forage EST 205. A la différence de la conductivité de la matrice, la courbe du BAMX est très bruitée. La courbe BAMX a été superposée à l'image UBI[®] dans EST 104 (Figure 76) pour vérifier le lien entre ce paramètre et les alternances de niveaux plus clairs et plus foncés observées sur l'image. Une bonne correspondance entre les pics du BAMX et ces alternances est visible.

Dans tous les intervalles homogènes de l'Oxfordien inférieur, les variogrammes, leur modélisation et l'analyse krigeante factorielle ont été effectués à partir du BAMX. Les calculs ont été menés jusqu'à la phase de contrôle (annexe 4) où le variogramme de l'estimation est superposé à la composante du modèle associée. Les résultats de l'analyse géostatistique de l'UBI[®] dans l'intervalle 2 sont présentés Figure 77 et discutés plus loin.

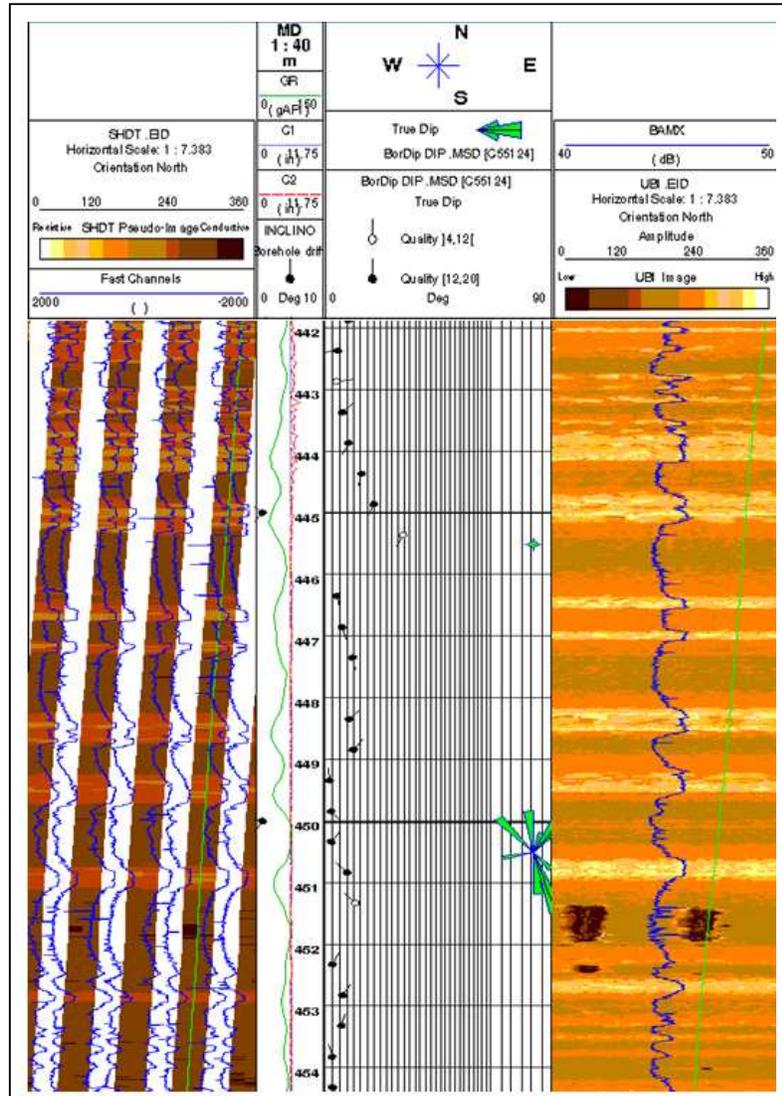


Figure 76 : Images SHDT[®], images UBI[®] et courbe BAMX entre 442 et 454 m dans EST 104.

La superposition de la courbe BAMX sur l'image permet de voir que les pics sur la courbe sont bien associés aux alternances de niveaux plus clairs et plus foncés sur l'image.

Les images acoustiques reflètent essentiellement les irrégularités de la paroi du trou. Ces dernières peuvent être parfaitement liées à des paramètres géologiques influençant le coefficient de réflexion des ondes ultrasoniques et leur amplitude. Sur les images, les couleurs sombres indiquent de faibles amplitudes et de grands rayons.

2.3.2 L'étude du SHDT[®] des forages EST 104 et HTM 102

Aspects techniques

Cette sonde (commercialisée par Schlumberger en 1982), dont le diamètre est de 4 pouces (10,16 cm), comprend quatre bras indépendants dont l'ouverture maximale est de 21 pouces (53,34 cm). A l'extrémité de chacun d'eux se trouve un patin portant deux électrodes circulaires (diamètre : 1 cm)

placées côte à côte et distantes l'une de l'autre de 3 cm, isolées du reste du patin (Serra & Serra, 2000). De plus deux patins à 90° portent une électrode supplémentaire située à 4 cm au dessus d'une des deux électrodes principales. Le but de ces électrodes supplémentaires est la détermination des variations de vitesse de remontée au cours de l'enregistrement.

Le corps inférieur de la sonde envoie dans la formation un courant appelé EMEX (pour Emitter-Exciter). Seule une très faible partie de ce courant (environ un millionième) passe par les électrodes et donne les courbes enregistrées. Le reste du courant sert à focaliser le courant émis par les électrodes afin d'obtenir une résolution verticale très fine, de l'ordre de la taille des électrodes donc du centimètre. Tout le courant émis retourne à une électrode située à la partie supérieure du corps de la sonde. La distance entre deux échantillonnages est de 0,1 pouce (2,5 mm).

Paramètres étudiés

Avec le FMI[®], 192 signaux résistifs échantillonnés tous les 0,1 pouce sont obtenus alors qu'avec le SHDT[®], 8 signaux résistifs échantillonnés tous les 0,1 pouce sont disponibles. Après discussion, un traitement BorTex, réalisé par Eloy Diaz (Schlumberger, juin – juillet 2006), a été effectué à partir des 8 signaux SHDT[®] dans les forages EST 104 et HTM 102. La 'Background Conductivity' ainsi que les résidus ont donc été calculés avec les mêmes paramètres que ceux utilisés lors du traitement BorTex[®] des forages FSP. A partir de ces données, les traitements géostatistiques : calculs de variogrammes, modélisation des variogrammes et analyse krigéante ont été faits.

La Figure 77 montre les résultats de l'analyse variographique et de l'analyse krigéante à partir de la conductivité de la matrice issue du SHDT[®] dans l'intervalle 2 du forage EST 104.

Les résidus issus du SHDT[®] ont également été étudiés. Les variogrammes des résidus sont plus difficiles à ajuster que les variogrammes des résidus issus du FMI[®] et les périodes trouvées ne coïncident pas toujours avec les périodes mises en évidence à partir de la conductivité de la matrice. L'analyse géostatistique se limitera donc à la conductivité de la matrice issue du SHDT[®] dans EST 104 et HTM 102.

2.3.3 Synthèse de l'analyse krigéante factorielle du BAMX et de la BC dans l'intervalle 2

Les principaux résultats de l'analyse géostatistique du BAMX et de la BC (Figure 77) dans EST 205, EST 104 et HTM 102 sont les suivants :

- La modélisation des variogrammes permet de détecter plusieurs composantes périodiques.
- Les estimations de la composante liée à l'excentricité à partir du BAMX et de la conductivité de la matrice dans EST 104 sont similaires. L'observation des images (Figure 76) montre clairement que chaque niveau à forte amplitude sur l'image UBI[®] est associé à un niveau résistant sur l'image SHDT[®].
- Les rapports entre les périodes dans le forage EST 205 correspondent aux rapports entre les périodes orbitales. La deuxième période dans EST 104 a tendance à modifier légèrement les rapports entre les périodes mais son faible poids dans la variance totale peut justifier le manque de précision pour quantifier cette période. Le rapport entre la plus petite et la plus grande période dans EST 104 correspond au rapport entre la précession et l'excentricité.
- Comme dans les forages EST 322 et EST 312, des variations d'amplitude sont présentes sur l'estimation de la composante liée à la précession. Les minimums se situent vers 472 m dans EST 104. A cette profondeur se trouve également le troisième pic résistant (Figure 13), en partant de la base, de l'intervalle 2.

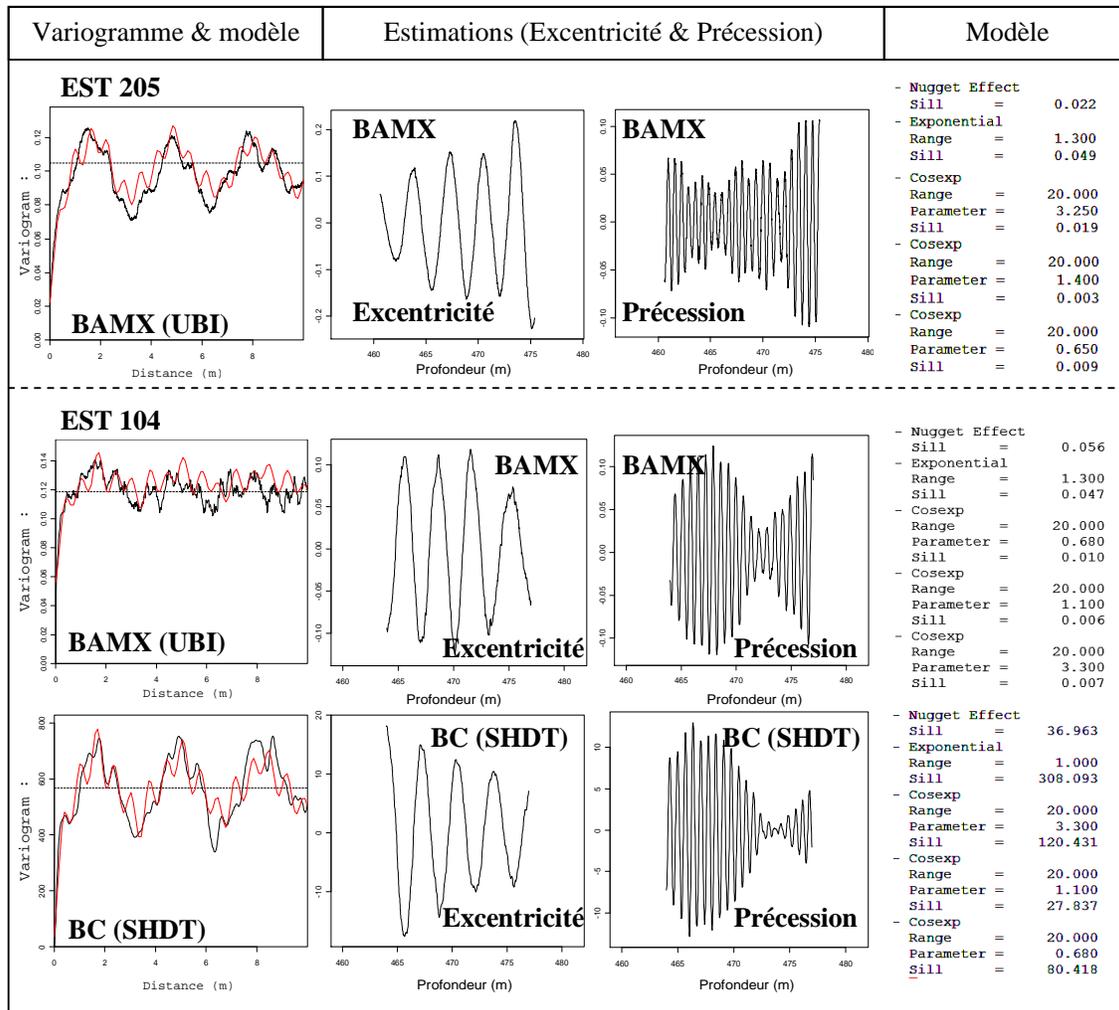


Figure 77 : Dans l'intervalle 2 des forages EST 205 et EST 104, variogrammes et estimations, par analyse krigeante factorielle des composantes liées à l'excentricité et à la précession, calculés à partir du BAMX (UBI[®]) et de la conductivité de la matrice issue du SHDT[®].

La résolution des outils UBI[®] et SHDT[®] n'est pas aussi fine que celle du FMI[®], toutefois, des composantes périodiques peuvent être détectées lors de la modélisation. L'estimation des différentes composantes est cohérente avec les résultats obtenus dans les forages FSP. La composante liée à l'obliquité a un faible poids dans la variance totale et n'a pas été représentée ici.

3. Y a-t-il un hiatus dans l'intervalle 1 ?

L'étude de l'intervalle 1 est approfondie dans cette partie afin d'affiner les corrélations diagraphiques dans cette zone et de vérifier si le hiatus suspecté dans HTM 102 (Figure 19) existe.

3.1 L'intervalle 1 du forage EST 322

L'analyse du forage EST 322 a nécessité l'étude approfondie des diagraphies à haute résolution dans l'intervalle 1 des forages HTM 102, EST 104 et EST 205 pour différentes raisons :

- La modélisation du forage EST 322 a permis de montrer une composante périodique de 1.7 m sur

le variogramme de la conductivité de la matrice et de montrer deux autres composantes périodiques de 0.3 et 0.6 m sur le variogramme des résidus. Ces composantes ont un faible poids dans la variance totale : environ 10 % chacune. L'étude des forages EST 205 et EST 104, qui se trouvent à proximité du site du laboratoire et à 9 km environ de EST 322, permettra de vérifier si une période d'excentricité de 1.7 m dans EST 322 est cohérente avec les périodes dans l'intervalle 1 des autres forages.

- Dans l'intervalle 1, la différence entre les périodes d'excentricité entre EST 312 (1.7 m) et EST 322 (3.5 m) est importante : jusqu'à 2 m pour 95 000 ans. L'étude des forages situés entre EST 312 et EST 322 pourra montrer si cette variation du taux de sédimentation est progressive du NE vers le SO dans l'intervalle 1.

3.1.1 La période de 1.7 m dans EST 322 correspond-elle vraiment à l'excentricité ?

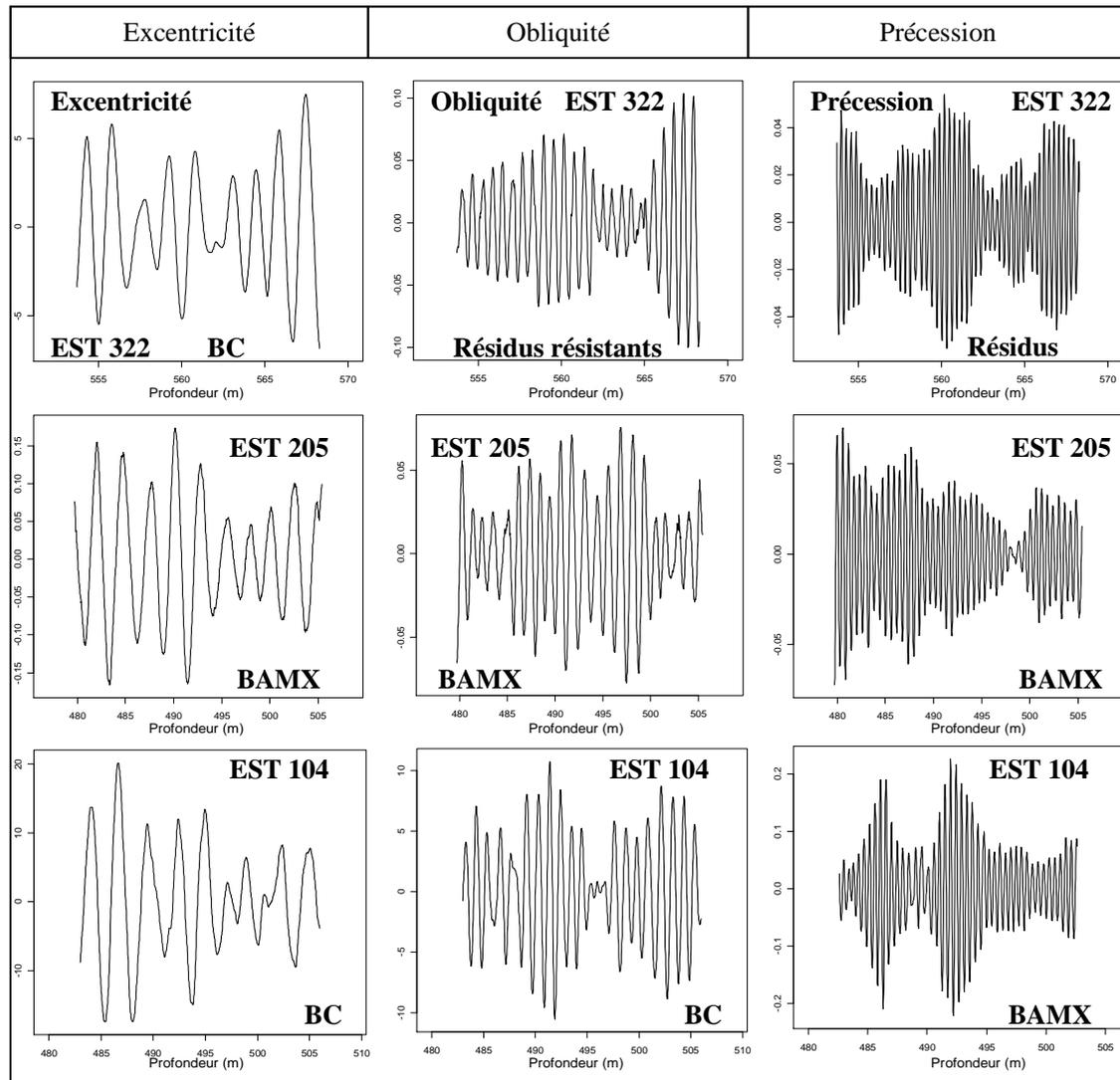


Figure 78 : Résultats des estimations, par analyse krigéante factorielle, des composantes liées aux cycles orbitaux, dans les forages EST 322, EST 205 et EST 104, calculées à partir des diagraphies à hautes résolutions.

Les cycles de 1.7 m dans l'intervalle 1 du forage EST 322 sont très probablement liés à l'excentricité car :

- Les estimations de la composante liée à l'excentricité dans les forages EST 322, EST 205 et EST 104 donnent un nombre de cycles identique (Figure 78). Neuf ou dix cycles d'excentricité sont observés directement sur les graphes des estimations. La durée de l'intervalle 1 est donc au minimum de 950 000 ans dans ces forages.
- La période d'excentricité, dans les forages EST 104 et EST 205, est comprise entre 2.7 et 2.8 m. Cette période est intermédiaire entre les périodes de 3.5 m dans EST 312 et 1.7 m dans EST 322.

3.1.2 Les variations d'amplitude de l'estimation des cycles de précession sont-elles corrélables ?

Des variations d'amplitude s'observent dans un premier temps sur les graphes des estimations des composantes liées à l'excentricité. L'amplitude des pics augmente légèrement au dessus de 561 m dans EST 322, et augmente fortement au dessus de 494 m dans EST 205 et 496 m dans EST 104 (Figure 78). Ces niveaux correspondent à un faciès diagraphique corrélable dans ces trois forages (Figure 79).

D'autres variations d'amplitude sont clairement marquées sur l'estimation de la composante liée à la précession. Les variations d'amplitudes minimales se situent vers 565-566 m dans EST 322, à 498 m environ dans EST 205. L'estimation de la précession à partir de la conductivité de la matrice dans EST 104 n'est pas exploitée ; son poids dans la variance totale est trop faible. Sur l'estimation de la précession à partir du BAMX, le minimum est situé vers 500 m. Ces niveaux se situent à proximité du pic résistant du motif corrélable marqué par une accolade orange (Figure 13, Figure 79).

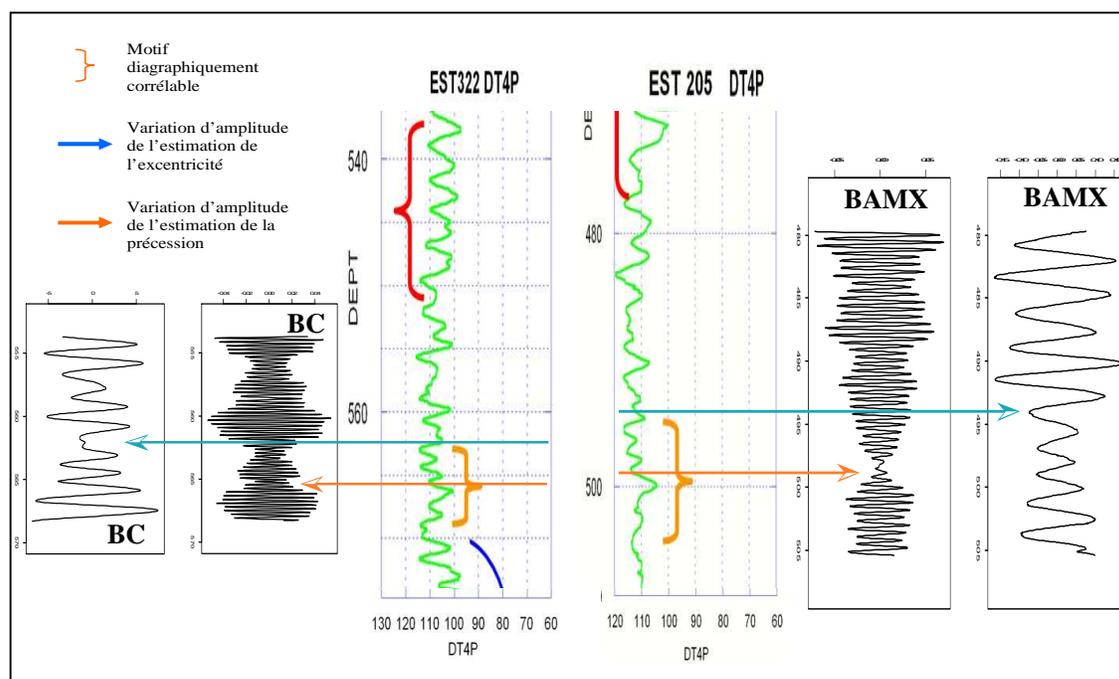


Figure 79 : Mise en regard des corrélations diagraphiques dans l'intervalle 1 entre EST 322 et EST 205 et des variations d'amplitude des estimations des cycles de Milankovitch.

Les principales variations d'amplitude observées sur les estimations des composantes liées à l'excentricité et à la précession sont associées à des niveaux diagraphiquement corrélables.

3.1.3 Y a-t-il des variations de la période verticale des cycles au sein de l'intervalle 1 ?

La variation d'amplitude sur les graphes des estimations des composantes liées à l'excentricité semble être associée à une variation de la périodicité au sein de l'intervalle 1. En effet, les périodes à la base de l'intervalle apparaissent moins grandes que les périodes au sommet. Dans EST 322, le cycle vers 557 m est clairement plus grand que les cycles situés entre 562 et 568 m (Figure 78). De même, dans EST 104, le cycle d'excentricité qui est vers 490 m est plus grand que les périodes entre 496 et 507 m (Figure 78).

Lors de l'analyse variographique et de la modélisation, cette variation de la période avait été mise en évidence dans EST 322 (Figure 47, Figure 58). La portée de la composante périodique est de 1.3 m à la base (entre 552 et 562 m) et de 1.7 m au sommet (entre 559 et 569 m). Dans le forage EST 104, la période des cycles liés à l'excentricité varie également : elle est de 1.8 m à la base et passe à 2.7 m au sommet (Figure 80). Des observations similaires ont été obtenues pour les forages HTM 102 et EST 205.

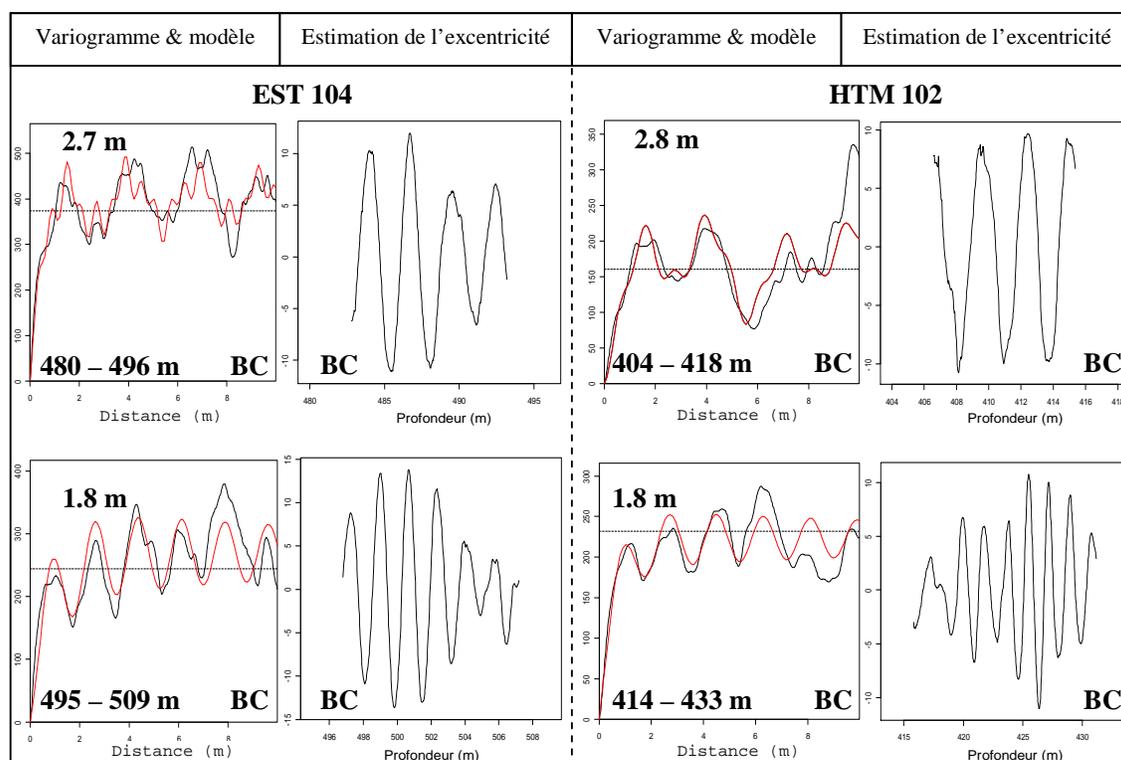


Figure 80 : Résultats de l'analyse variographique de la BC et de l'estimation de la composante liée à l'excentricité dans deux sous-zones de l'intervalle 1 des forages EST 104 et HTM 102.

Une variation de la périodicité est observée, les périodes augmentent vers le sommet de l'intervalle 1.

En conclusion, l'analyse krigeante de la conductivité de la matrice met en évidence des variations de la périodicité au sein de l'intervalle 1 dans les forages EST 322, HTM 102, EST 104 et EST 205. En entrant dans le modèle la période la plus grande, conformément aux recommandations de la section 1.4, l'estimation permet de retrouver la période réelle et de montrer les variations du taux de sédimentation. Dans ces quatre exemples, les variations sont organisées, la période augmentant vers le sommet de l'intervalle.

3.1.4 Les variations d'épaisseur des cycles peuvent-elles être observées sur les diagraphies conventionnelles ?

Afin de voir si ces variations d'épaisseur sont visibles également sur les graphes issus de l'analyse krigeante du sonique, l'estimation de la composante liée à l'excentricité a été calculée dans les différents forages Andra. Les résultats sont présentés Figure 81.

Nous commenterons l'estimation concernant le forage EST 312 dans la partie suivante.

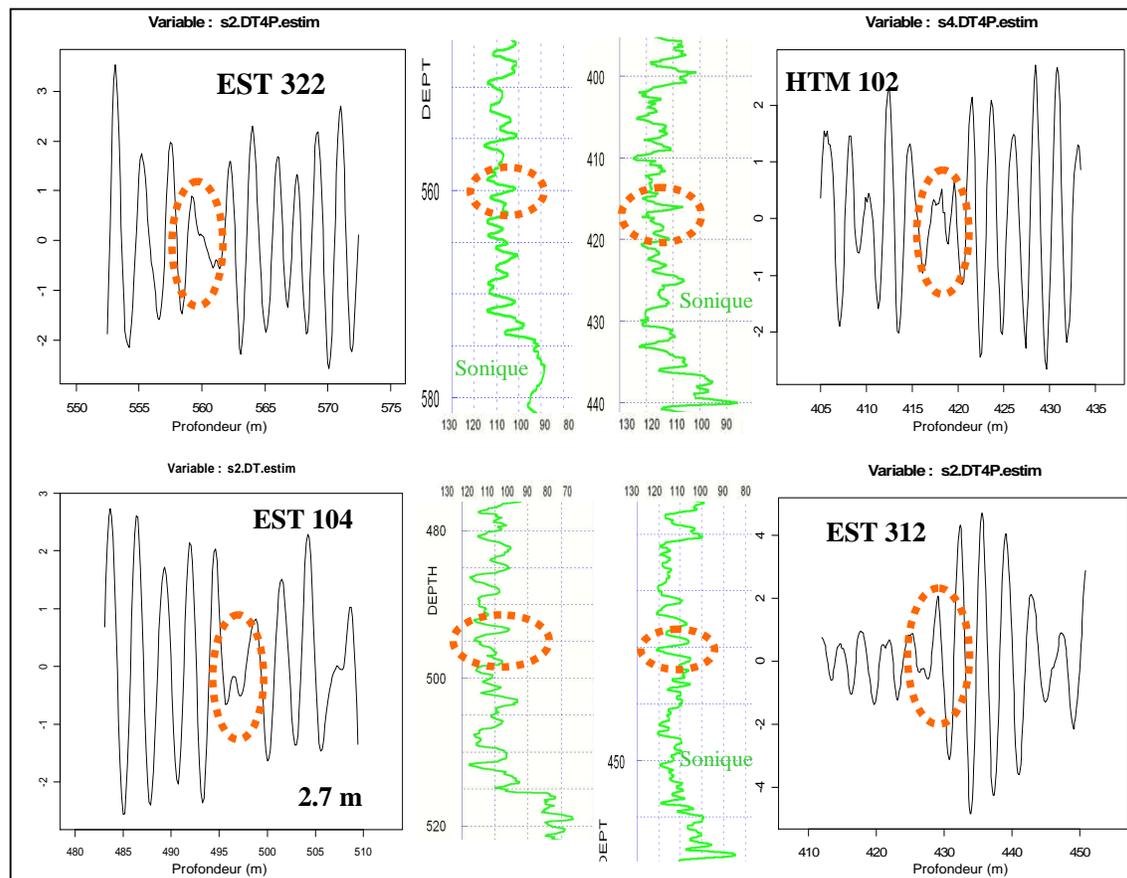


Figure 81 : Résultats des estimations, à partir du sonique, de la composante liée à l'excentricité dans EST 322, HTM 102, EST 104 et EST 312.

Tous les graphes des estimations de la composante liée à l'excentricité montrent une variation locale de l'amplitude, dans la partie médiane de l'intervalle, qui est associée à deux pics dont l'estimation est perturbée (cercle orange).

Dans les autres forages on note une variation d'amplitude dans la partie médiane de l'intervalle 1, et on observe que l'estimation des cycles dans cette zone n'est pas aussi nette que dans le reste de l'intervalle (cercle orange, Figure 81). Sur les logs, la profondeur de ce changement, qui est à 560-561 m dans EST 322, 418-420 m dans HTM 102 et 495-496 m dans EST 104, correspond à un motif diagraphiquement corrélable entre les trois forages. Les changements d'amplitude de la composante liée à l'excentricité se produisent donc ici à des profondeurs voisines de celles qui ont été observées Figure 78 lors de l'analyse krigeante des diagraphies haute résolution. Ces profondeurs marquent aussi un changement de période verticale, qui est plus grande au-dessus qu'au-dessous (Figure 58, Figure 80).

Le changement d'amplitude observé au niveau de l'estimation calculée à partir du sonique semble être associé à un changement du taux de sédimentation.

Notons enfin que l'estimation de la composante liée à l'excentricité obtenue pour le sonique, est proche de celle obtenue pour la conductivité de la matrice, malgré quelques petites différences (voir Figure 82 et ses commentaires).

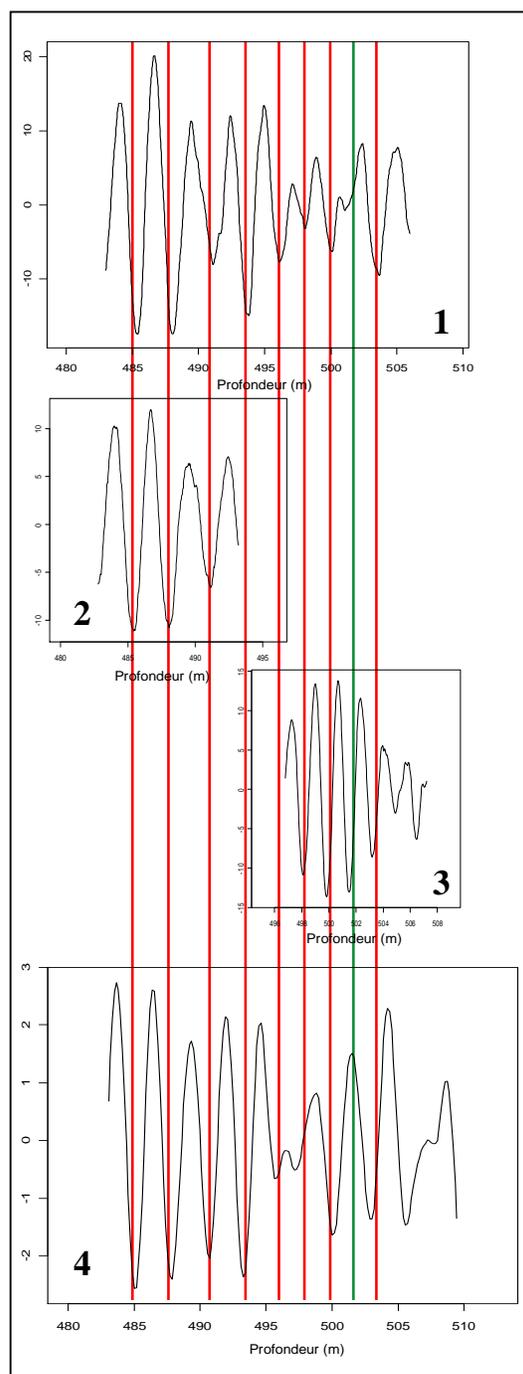


Figure 82 : Estimation de la composante liée à l'excentricité dans l'intervalle 1 du forage EST 104 à partir de la conductivité de la matrice [1], [2], [3] et du sonique [4].

Dans les cas [1] et [4], les calculs ont été menés sur la totalité de l'intervalle, dans le cas [2] les calculs ont été menés dans un intervalle compris entre 480 et 496 m et dans le cas [3] entre 495 et 509 m.

L'estimation des cycles d'excentricité menée à partir de la conductivité de la matrice donne les mêmes informations quand les calculs sont effectués sur l'ensemble de l'intervalle 1 ou sur deux sous-zones (Figure 82 [1], [2], [3]).

Dans la partie supérieure de l'intervalle 1, où la période des cycles correspond à la portée entrée dans le modèle du variogramme, les cycles obtenus par analyse krigeante du sonique d'une part, de la conductivité de la matrice d'autre part, sont identiques (Figure 82 [1], [2], [4]). En dessous de la zone marquée par un changement d'amplitude, vers 496 m sur les graphes du sonique et de la conductivité de la matrice ([1] & [4]), quelques différences apparaissent comme celle marquée par le trait vert (Figure 82) : deux cycles d'excentricité sont visibles avec la conductivité de la matrice alors que l'estimation à partir du sonique sur l'intervalle complet ne montre qu'un seul cycle.

La résolution du sonique permet d'obtenir une seule composante périodique qui correspond à l'excentricité, toutefois sa résolution ne permet pas toujours de visualiser les variations du taux de sédimentation. Quand des variations de périodicité existent, il y a deux solutions pour les mettre en évidence :

- Interpréter les estimations menées à partir d'outils à haute résolution quand ces derniers sont disponibles, puisqu'ils permettent de détecter ces variations et de les quantifier.
- Interpréter les estimations calculées à partir des diagraphies conventionnelles. Une variation du taux de sédimentation sera détectée également par un changement d'amplitude et une estimation moins nette. Pour quantifier la variation, l'intervalle d'étude pourrait être subdivisé et les traitements géostatistiques pourraient être menés séparément dans chaque intervalle.

3.2 L'intervalle 1 du forage EST 312

3.2.1 Les breakouts ont-ils une influence sur les résultats de l'analyse krigéante ?

Le forage EST 312 est particulièrement affecté par les breakouts qui sont clairement visibles sur les images FMI[®] (Figure 83). Ces breakouts n'ont pas posé de problème pour l'étude géostatistique de l'intervalle 2 mais ils sont particulièrement nombreux dans l'intervalle 1. Avant d'étudier en détail cet intervalle, un test a été effectué pour vérifier si les traitements géostatistiques réalisés à partir d'une courbe sans breakout permettent d'obtenir les mêmes résultats que ceux obtenus dans la Figure 70. Le paramètre qui a été étudié est la SRES. La SRES est la « Synthetic Resistivity ». C'est un paramètre issu du FMI[®] avant le traitement BorTex[®] utilisé pour obtenir la conductivité de la matrice et les résidus. Ce paramètre correspond à la résistivité moyenne par patin. Huit courbes de SRES sont donc disponibles.

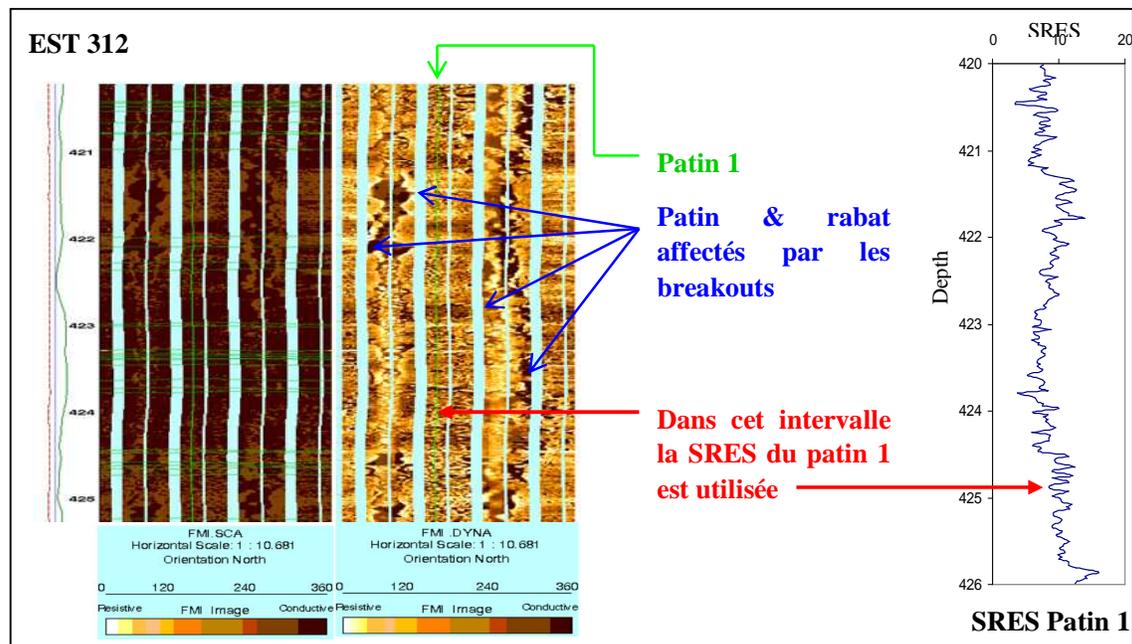


Figure 83 : Images FMI[®] montrant des breakouts et choix du patin moins affecté pour tracer une SRES sans breakout.

Dans cet intervalle, le patin 1 est moins affecté par les breakouts, la SRES correspondant à ce patin est donc sélectionnée entre 421 et 425 m pour créer une courbe complète sans breakout dans les argilites.

Les breakouts n'affectent pas tous les patins et tous les rabats en même temps. L'avantage de disposer de huit courbes est de pouvoir constituer une courbe unique sans artefact en prenant successivement les patins ou les rabats les moins affectés (Figure 83). L'étude de ce paramètre permet de vérifier l'impact des breakouts sur l'estimation des composantes du modèle, de voir les différences induites par le traitement BorTex® et de vérifier s'il n'y a pas de perte d'information, en terme de cyclicité, lors de ce traitement.

Une courbe 'sans breakout' a donc été constituée à partir des huit courbes d'origine, puis l'analyse variographique et l'analyse krigeante factorielle ont été effectuées sur ces données de SRES dans une partie fortement affectée par les breakouts entre 412 et 430 m (Figure 84).

L'analyse variographique de la SRES sans breakout permet de mettre en évidence trois composantes périodiques dont les rapports correspondent approximativement aux rapports entre les périodes orbitales. Le variogramme calculé dans le même intervalle à partir de la SRES moyenne (moyenne des huit courbes d'origine) montre des petites fluctuations moins accentuées que précédemment et une période liée à l'excentricité qui a un poids supérieur dans la variance totale. Les variogrammes de la conductivité de la matrice et des résidus permettent également de retrouver les trois composantes périodiques (Figure 84).

Que ce soit à partir de la SRES sans breakout, de la SRES moyenne, ou de la conductivité de la matrice et des résidus, les variogrammes font ressortir des composantes périodiques similaires. La présence de breakouts est à prendre en considération mais elle n'a pas une influence majeure sur la détection des composantes cycliques du signal.

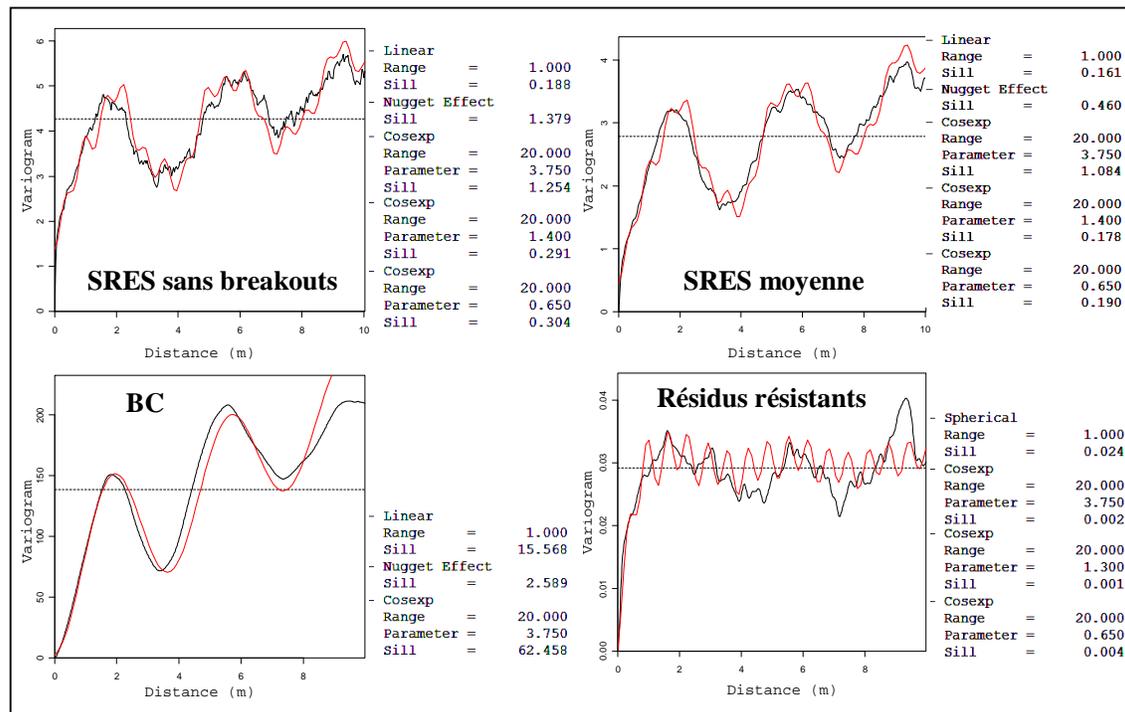


Figure 84: Variogrammes de la SRES avec et sans résidus, de la BC et des résidus résistants entre 412 et 430 m dans le forage EST 312.

Les breakouts n'ont pas une influence majeure sur l'identification des composantes périodiques du signal.

Le principal avantage des traitements géostatistiques effectués sur les données issues du traitement BorTex® est la facilité d'ajustement des variogrammes de la BC et des résidus par rapport à ceux de la SRES. De plus les variations d'amplitude de la composante liée à la précession sont plus nettes pour les premiers paramètres que pour la SRES.

3.2.2 Les corrélations diagraphiques dans l'intervalle 1 du forage EST 312

L'intervalle 1 est particulièrement épais dans EST 312 et les motifs diagraphiques sont différents de ceux observés dans les autres forages Andra, ce qui rend les corrélations diagraphiques difficiles. Une version de corrélations entre HTM 102 et EST 312 a été montrée Figure 19. La partie comprise entre 420 et 412 m dans EST 312 semble être inexistante dans HTM 102. Les corrélations chronostratigraphiques (Curial, 2005) dans cette zone ne sont pas nombreuses (Figure 85) et ne permettent pas de confirmer la présence de ce hiatus dans EST 312 par exemple.

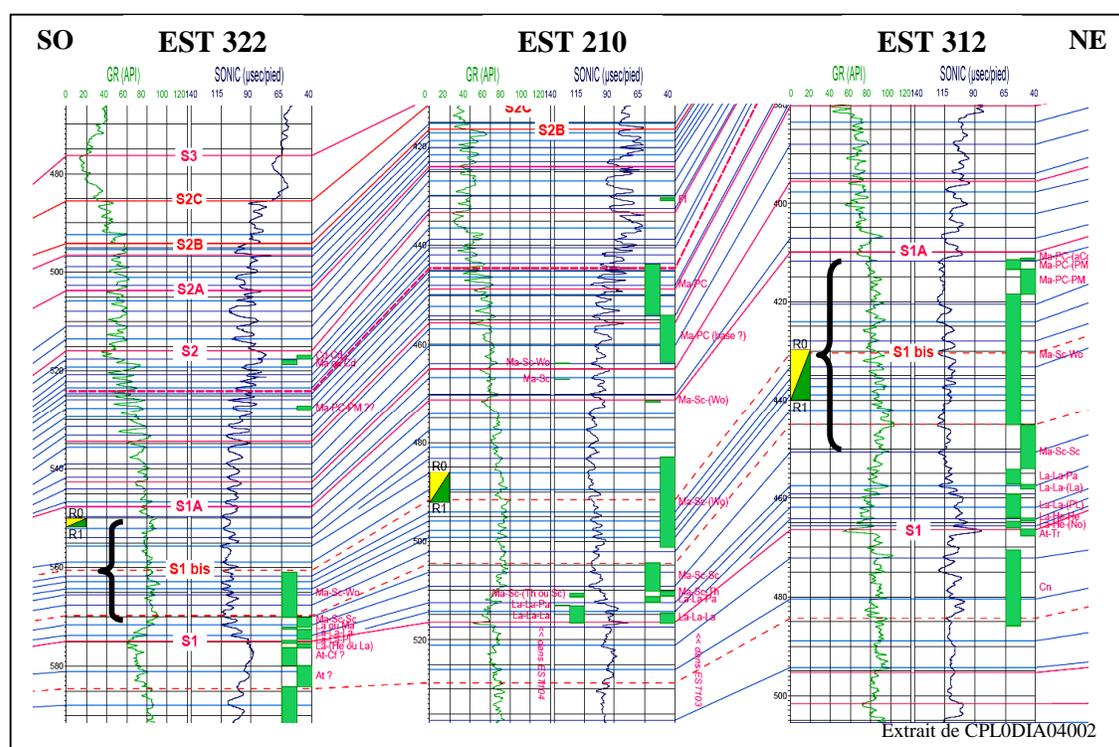


Figure 85 : Corrélations stratigraphiques dans les argilites du Callovo-Oxfordien entre les forages EST 322, EST 210 et EST 312 (extrait de Curial, 2005).

L'accolade noire représente l'intervalle 1 dans les forages EST 322 et EST 312. Au sein de cet intervalle, la densité des traits de corrélation avec le forage EST 312 est plus faible.

Un autre forage a donc été étudié pour vérifier l'existence d'un hiatus dans HTM 102 et/ou EST 322 par rapport à EST 312 dans la partie supérieure de l'intervalle 1 (Figure 19). Ce forage, situé sur le transect SO-NE, au NNE de EST 312, est un forage pétrolier : Méliny 1 (MNY 1). Dans ce forage, un log gamma ray et un log de résistivité sont disponibles. La qualité du log de résistivité ne permettant pas de l'étudier en détail, on a utilisé le gamma ray. L'étude des corrélations diagraphiques a d'abord été menée dans la partie supérieure de l'intervalle 1 et la partie inférieure de l'intervalle 2 des forages EST 322, HTM 102 et MNY 1 (partie gauche de la Figure 86). Des motifs corrélables ont

pu être reconnu et il ne semble pas y avoir de hiatus entre MNY 1 et HTM 102, à cette échelle métrique, dans la partie supérieure de l'intervalle 1. Par ailleurs quand on compare la lenteur du sonique dans EST 312 au gamma ray dans MNY 1, on reconnaît aussi des motifs corrélables dans la partie supérieure de l'intervalle 1 et à la base de l'intervalle 2 (partie droite de la Figure 86). Il ne semble donc pas non plus y avoir de hiatus à cette échelle entre EST 312 et MNY 1.

En résumé, l'ajout d'un forage supplémentaire sur le transect SO-NE et la reconnaissance de motifs diagraphiques corrélables dans la partie sommitale de l'intervalle 1 entre MNY 1 et EST 312 et entre MNY 1 et HTM 102, tendent à mettre en doute le hiatus suspecté entre EST 312 et HTM 102.

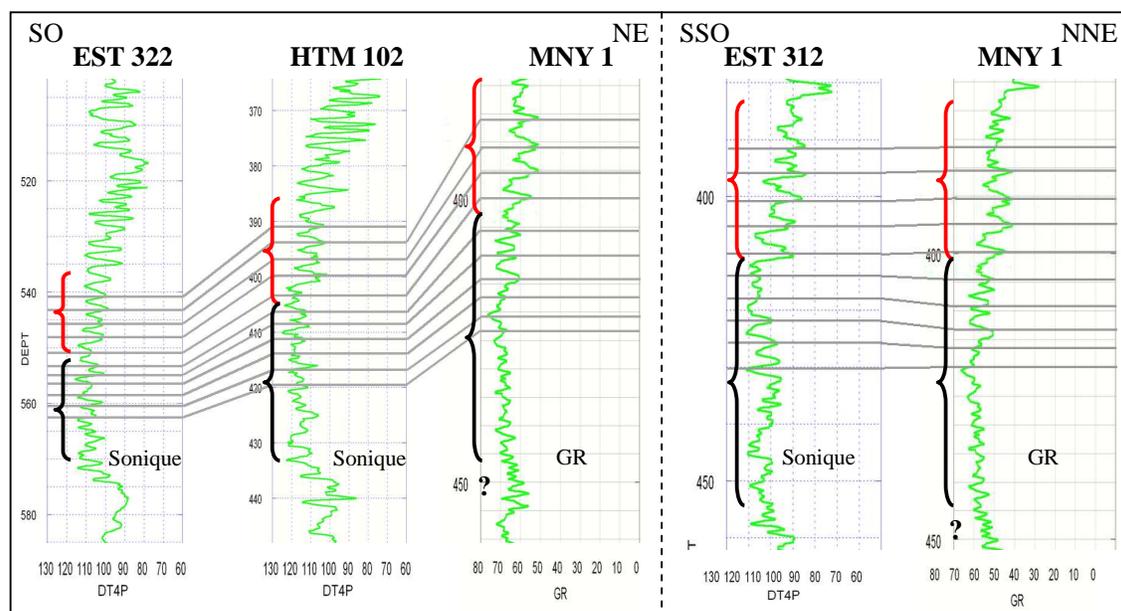


Figure 86 : Corrélations diagraphiques dans la partie supérieure de l'intervalle 1 entre les forages EST 322, HTM 102 et Ménély 1 et entre EST 312 et Ménély 1.

L'accolade rouge représente l'intervalle 2 et l'accolade noire l'intervalle 1. La partie supérieure du forage MNY 1 est corrélable avec les forages HTM 102, EST 322 et EST 312. La prise en compte de ce forage met en doute la présence d'un hiatus entre EST 312 et HTM 102 dans la partie supérieure de l'intervalle 1.

3.2.3 Les résultats de l'analyse krigéante dans l'intervalle 1 du forage EST 312

Nous avons montré que l'analyse krigéante permettait de compter facilement les cycles. Cette méthode est donc appliquée ici à l'intervalle 1 pour confirmer ou non la présence d'un hiatus dans les autres forages Andra tels que HTM 102, EST 205, EST 104 ou EST 322.

On a vu Figure 78 que l'intervalle 1 qui peut être cokrigé comporte neuf ou dix cycles d'excentricité dans ces forages. Pour valider l'hypothèse que ces forages sont affectés par un hiatus, il faudrait que le forage EST 312 comporte plus de dix cycles d'excentricité dans ce même intervalle qui s'étend de 412 à 453 m. L'étude variographique et l'analyse krigéante des données du forage EST 312 sont synthétisées Figure 87. Le variogramme de la conductivité de la matrice est périodique, le modèle comprend une composante cyclique de portée 3.4 m. Le cokrigéage de la composante liée à l'excentricité fait apparaître dix cycles, ce qui invalide une fois de plus l'hypothèse d'un hiatus (Figure 87) à l'échelle des cycles de 95 000 ans.

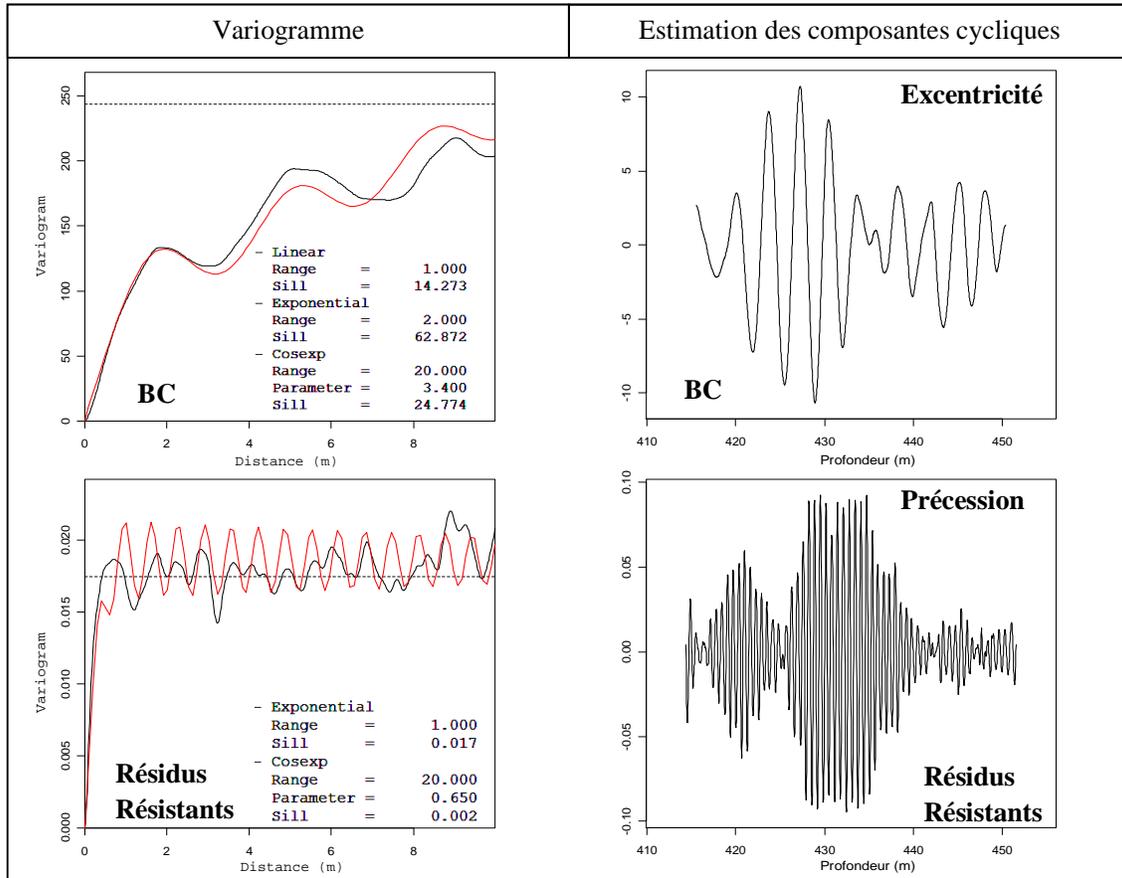


Figure 87 : Résultats de l'analyse variographique, de la modélisation des variogrammes et de l'estimation des composantes périodiques du modèle, effectuées à partir des résidus de BorTex dans l'intervalle 1 du forage EST 312.

Le nombre de cycles d'excentricité est similaire à celui observé dans les autres forages. Des variations d'amplitude sont également présentes sur les estimations des composantes liées à l'excentricité et à la précession.

Le passage à un repère géochronologique, qui prend en compte les corrélations diagraphiques et les résultats des estimations par analyse krigeante, montre que (Figure 88) :

- La durée de l'intervalle 1 est proche de 1 235 000 ans (13 cycles de 95 000 ans, en incluant les bordures qui n'avaient pas pu être cokrigées).
- Les changements d'amplitude observés sur les estimations sont corrélés diagraphiquement et sont aussi synchrones. Cinq intervalles de 95 000 ans se situent au dessus du niveau de variation d'amplitude des estimations de l'excentricité dans les forages EST 312, EST 205, HTM 102 et EST 322.
- L'étude des variations d'amplitude semble être également un moyen de trouver des points de calage pour faciliter les corrélations entre les forages et donc affiner l'étude des variations latérales.
- Le nombre de cycles est le même dans tous les forages du transect SO-NE, même en prenant en considération la totalité de l'intervalle 1 dans EST 312 ; c'est-à-dire y compris la zone comprise entre 412 et 420 m qui était supposée absente dans HTM 102 d'après les corrélations diagraphiques.

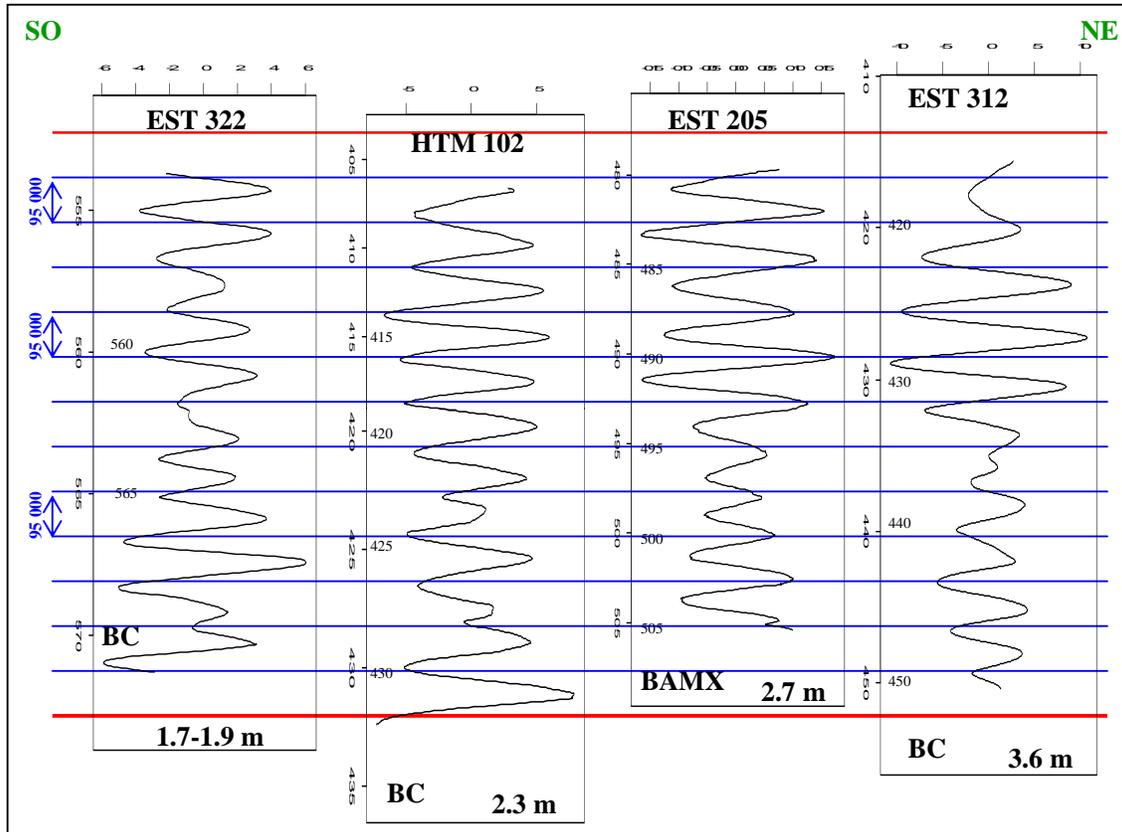


Figure 88 : Résultats des estimations, par analyse krigeante factorielle, des composantes liées à l'excentricité à partir des diagraphies à haute résolution dans l'intervalle 1 des forages le long du transect SO-NE.

L'intervalle entre deux lignes bleues correspond à une durée de 95 000 ans. Les lignes rouges correspondent aux limites inférieures et supérieures de l'intervalle 1. Les périodes, qui sont souvent plus grandes au sommet de l'intervalle, ont parfois nécessité la séparation du graphe en deux. Le forage HTM 102 est situé un peu plus au sud du site du laboratoire, ses résultats en terme de cyclicité sont proches des résultats des forages du site, il a donc été intégré au transect. Le passage à un repère temporel permet de voir que le nombre de cycles est le même dans ces 4 forages.

Après vérification de l'impact des breakouts sur l'estimation par analyse krigeante des composantes périodiques, prise en compte du forage Meligny 1, analyse du nombre de cycles d'excentricité dans l'intervalle 1 et analyse des variations d'amplitude des estimations, nous pouvons conclure que le hiatus suspecté à l'origine entre EST 312 et HTM 102 est inexistant à l'échelle des cycles de 95 000 ans.

3.3 L'intervalle 1 du forage MSE 101

Dans la section précédente nous avons étudié les variations latérales dans la direction SO-NE. Un autre transect constitué des forages MSE 101, EST 104, EST 205 et HTM 102 va nous permettre d'étudier ces variations dans la direction NNO-SSE. Les corrélations diagraphiques dans l'intervalle 1 entre les forages MSE 101 et EST 104 ont été présentées Figure 14. Aucune diagraphie à haute résolution n'est disponible pour MSE 101. Le sonique dans ce forage montre parfaitement les six pics résistants de l'intervalle 2 et le motif représenté par une accolade orange. Entre ces deux motifs caractéristiques, les corrélations entre MSE 101 et EST 104 n'ont pas pu être retrouvées, et un hiatus est donc suspecté (à l'échelle des cycles de 95 000 ans).

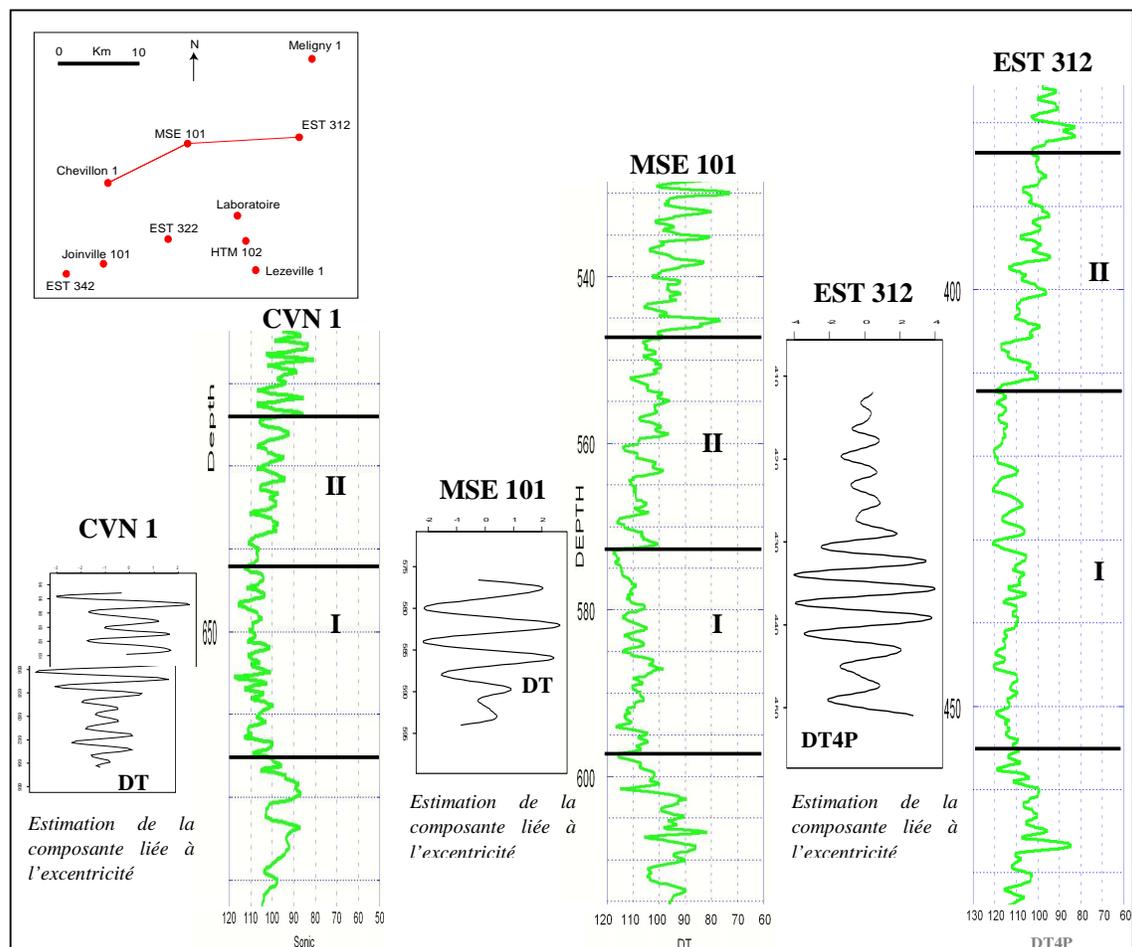


Figure 89 : Estimations à partir du sonique et par analyse krigéante factorielle de la composante liée à l'excentricité dans l'intervalle 1 des forages Chevillon 1, MSE 101 et EST 312.

Le nombre de cycles d'excentricité visible sur les graphes des estimations dans l'intervalle 1 n'est pas le même dans les trois forages. Un hiatus est suspecté dans l'intervalle 1 du forage MSE 101.

Comme dans la section précédente, prenons du recul en considérant un sondage pétrolier situé en bordure de la zone d'étude : le forage Chevillon 1 (noté CVN 1). Ce forage et le forage EST 312 encadrent MSE 101, le premier à l'ouest, le second à l'est, ce qui va faciliter la validation (ou l'invalidation) de l'hypothèse d'un hiatus dans MSE 101. Dans ces trois forages, l'analyse krigeante du sonique a permis d'obtenir l'estimation de la composante liée à l'excentricité dans l'intervalle 1 (Figure 89). Noter que suite aux observations faites à propos de la Figure 82, l'intervalle 1 du forage CVN 1 a été séparé en deux sous-zones ; la période passe de 1.2-1.5 m à la base à 2.1 m au sommet (Figure 89) ; l'estimation à partir du sonique dans l'intervalle complet ne permettait pas de montrer clairement cette variation d'épaisseur. Les résultats font apparaître :

- 11 cycles d'excentricité dans les forages CVN 1 et EST 312. Le même nombre de cycles était observé sur les graphes des estimations de l'excentricité dans les forages du site du laboratoire
- 5 cycles dans MSE 101

Si un hiatus existe dans MSE 101, il est donc local. Pour confirmer l'existence de ce hiatus, les corrélations stratigraphiques entre CVN 1, MSE 101 et EST 312 (Curial, 2005) ont été analysées (Figure 90).

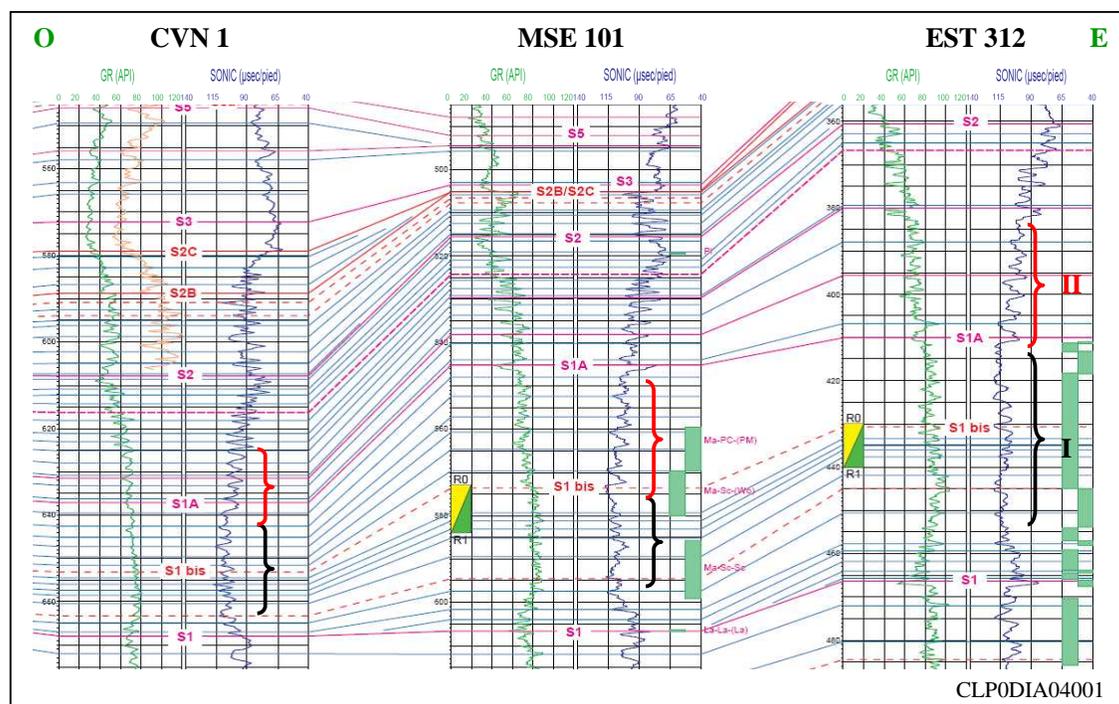


Figure 90 : Correlations stratigraphiques dans les argilites du Callovo-Oxfordien entre les forages CVN 1, MSE 101 et EST 312 (extrait de Curial, 2005).

Une incompatibilité existe entre les corrélations chronostratigraphiques et diagraphiques.

Le premier point important est la densité de traits de corrélation entre CVN 1 et MSE 101 dans les argilites. Hormis dans le Callovien supérieur, aucun hiatus (à l'échelle des cycles de 95 000 ans) ne semble apparaître entre ces deux forages. Le deuxième point important est la différence entre les corrélations chronostratigraphiques et les corrélations lithostratigraphiques (diagraphiques) entre les forages EST 312 et MSE 101. En effet, sur la Figure 90 la base de l'intervalle 2 de EST 312 est

corrélée avec le toit de l'intervalle 2 de MSE 101.

Ceci nous a conduit à une révision des corrélations diagraphiques entre MSE 101 et les autres forages Andra en prenant en compte les corrélations stratigraphiques. Une nouvelle interprétation est présentée dans la Figure 91. Une série de 6 cycles, qui pourrait correspondre à l'intervalle 2, puisque le motif diagraphique est semblable à celui du forage HTM 102, est observé entre 531 m et 552 m. Dans cette configuration, des corrélations diagraphiques peuvent être établies entre ces deux forages sur l'ensemble de l'intervalle 1, qui est alors compris entre 552 et 598 m dans MSE 101. L'intervalle 3 est plus condensé dans MSE 101 que dans HTM 102.

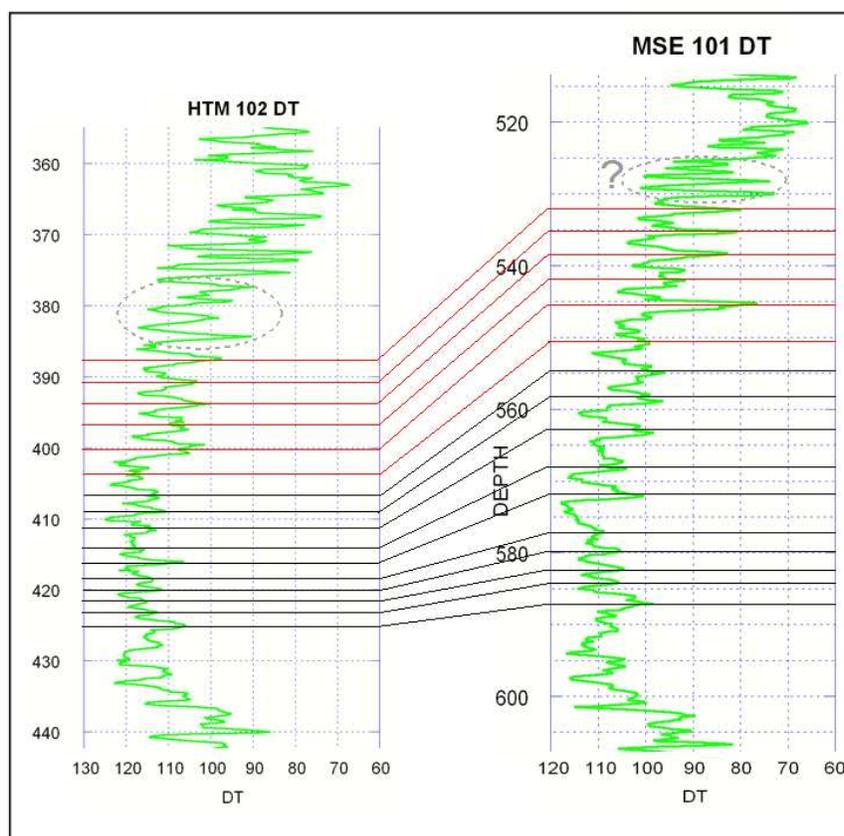


Figure 91 : Nouvelle version des corrélations entre MSE 101 et HTM 102 dans l'Oxfordien inférieur en prenant en compte l'interprétation stratigraphique.

Une nouvelle série de 6 cycles dont les motifs sont semblables à l'intervalle 2 dans HTM 102 est identifiée entre 531 et 552 m. Dans cette configuration, l'intervalle 1, au sein duquel les traits de corrélation sont en noir, est compris entre 552 et 598 m.

Les traitements géostatistiques ont alors été appliqués aux diagraphies conventionnelles du forage MSE 101 dans l'intervalle 1 révisé, compris entre 552 et 598 m. Les résultats de l'analyse krigéante de la composante liée à l'excentricité dans CVN1, MSE 101 et EST 312 ont été replacés dans un référentiel géochronologique (Figure 92). Le nombre de cycles dans ce nouvel intervalle 1 est le même que dans les intervalles 1 des forages CVN 1 et EST 312, à savoir treize cycles de 95 000 ans en incluant les bordures.

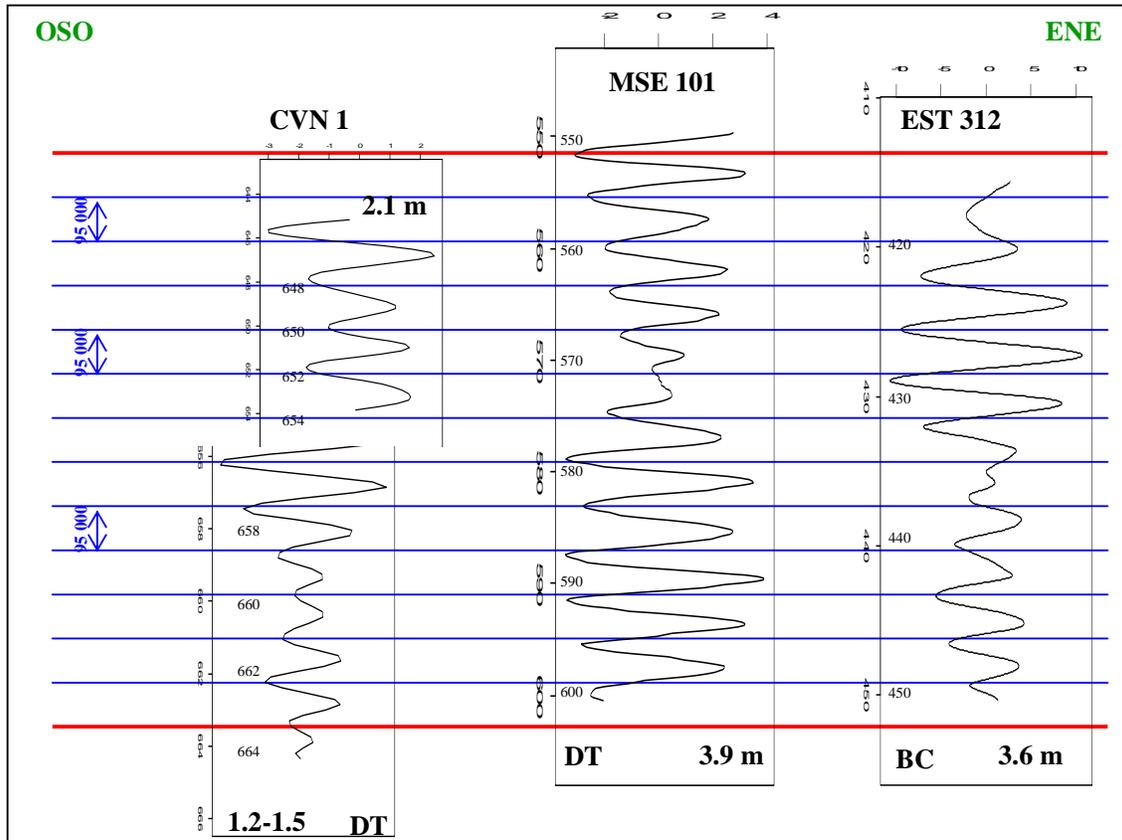


Figure 92 : Résultats des estimations, par analyse krigéante factorielle, des composantes liées à l'excentricité à partir du sonique et de la conductivité de la matrice dans l'intervalle 1 des forages le long du transect OSO-ENE.

L'estimation par analyse krigéante dans CVN 1 de la composante liée à l'excentricité a du être réalisée dans deux sous-zones de l'intervalle 1 car des variations du taux de sédimentation existent. Dans les intervalles 1 des forages CVN 1, MSE 101 et EST 312, le nombre de cycles est identique.

Finalement, deux interprétations sont possibles dans l'intervalle 1 du forage MSE 101 :

- Si les limites de l'intervalle 1 (définies au départ sous la zone comprenant les six cycles les plus nets du sonique dans les argilites) sont conservées, un hiatus existe au sommet de l'intervalle 1.
- Si les limites de l'intervalle 1 sont modifiées après observation des corrélations stratigraphiques, le nombre de cycles dans MSE 101 est le même que dans les autres forages Andra.

Nous choisirons ici la solution la plus simple : du point de vue géologique, les résultats dans le nouvel intervalle 1 de MSE 101 sont compatibles avec les résultats obtenus pour les autres forages et les nouvelles corrélations diagraphiques sont plus proches des corrélations stratigraphiques. Cet exemple de l'intervalle 1 du forage MSE 101 illustre clairement le problème des corrélations lithostratigraphiques basées principalement sur les motifs diagraphiques dont l'utilisation demande parfois une certaine prudence.

Le choix de l'interprétation sans hiatus majeur (à l'échelle des cycles de 95 000 ans) est confirmé par

les variations d'amplitude (vers 430 m dans EST 312 et 571 m dans MSE 101) au niveau de l'estimation, par analyse krigeante, à partir du sonique, de la composante liée à l'excentricité dans les forages EST 312 et MSE 101 dont les motifs diagraphiques associés semblent être corrélés (cercle orange, Figure 93). De plus, de part et d'autre de cette zone où l'estimation est plus chaotique, le nombre de cycles dans ces deux forages est similaire.

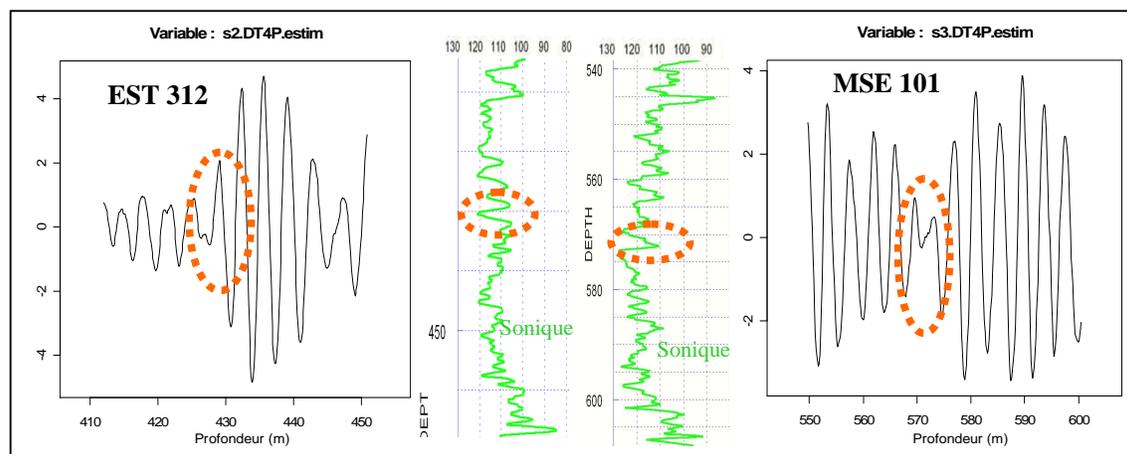


Figure 93 : Résultats des estimations, à partir du sonique, de la composante liée à l'excentricité dans EST 312 et MSE 101.

Les cercles de couleur orange correspondent à une zone de variation d'amplitude et de perturbation de l'estimation. Cette zone semble être diagraphiquement corrélable entre les forages.

Remarque :

Les variogrammes calculés uniquement dans la partie inférieure de l'intervalle 1 des forages MSE 101 et EST 312 sont difficiles à modéliser. Faute de diagraphie à haute résolution dans MSE 101, des incertitudes subsistent sur les variations du taux de sédimentation dans la partie inférieure de cet intervalle.

3.4 Conclusion

D'après les images FMI[®], l'intervalle 1 montre moins de contrastes de résistivité que la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur. Son homogénéité lithologique rend son analyse plus complexe.

L'étude géostatistique de cet intervalle a montré que :

- Le taux de sédimentation passe du NE vers le SO de 38 m/Ma dans EST 312 à 20 m/Ma dans EST 322 et du NO vers le SE de 40 m/Ma dans MSE 101 à 24 m/Ma dans HTM 102.
- Verticalement, des variations d'épaisseur existent. Elles sont organisées de la même façon dans tous les forages : la période des cycles augmente vers le sommet de l'intervalle. Les différences importantes entre les périodes à la base et au sommet de l'intervalle ont parfois nécessité la séparation en deux sous-zones, notamment pour le passage en temps.
- L'analyse krigeante est un bon outil pour affiner les corrélations entre les forages et donc affiner l'étude des variations spatiales.
- La conductivité de la matrice est plus adaptée que le sonique pour montrer ces variations

d'épaisseur.

- Les variations d'amplitude sont un bon outil de calage entre les forages. L'estimation de la composante liée à l'excentricité par analyse krigeante, à partir du sonique et de la conductivité de la matrice, permet de voir un changement local de l'amplitude des cycles et une irrégularité locale de cette cyclicité qui est diagraphiquement corréléable entre les forages.
- Les variations d'amplitude et la 'perturbation' de l'estimation dans la partie médiane de l'intervalle sont associées à un changement de la période des cycles dans EST 322, EST 104, EST 205, HTM 102 et CVN 1.
- L'analyse krigeante est un outil performant pour confirmer l'existence ou non d'un hiatus :
 - Un hiatus était suspecté dans la partie supérieure de l'intervalle 1 entre EST 312 et HTM 102 (Figure 19). L'analyse krigeante a montré que le nombre de cycles d'excentricité est le même dans ces deux forages et dans les forages situés à proximité du site du laboratoire (cadres verts, Figure 94). Le hiatus suspecté à partir des corrélations lithologiques n'existe donc pas.
 - Un hiatus était suspecté également dans la partie supérieure de l'intervalle 1 dans MSE 101. L'analyse krigeante et la prise en compte des corrélations stratigraphiques ont montré qu'une erreur au niveau de la détermination des limites d'intervalles homogènes dans MSE 101 est plus probable que la présence d'un hiatus (à l'échelle des cycles de 95 000 ans) dans ce forage (cadres rouges, Figure 94).

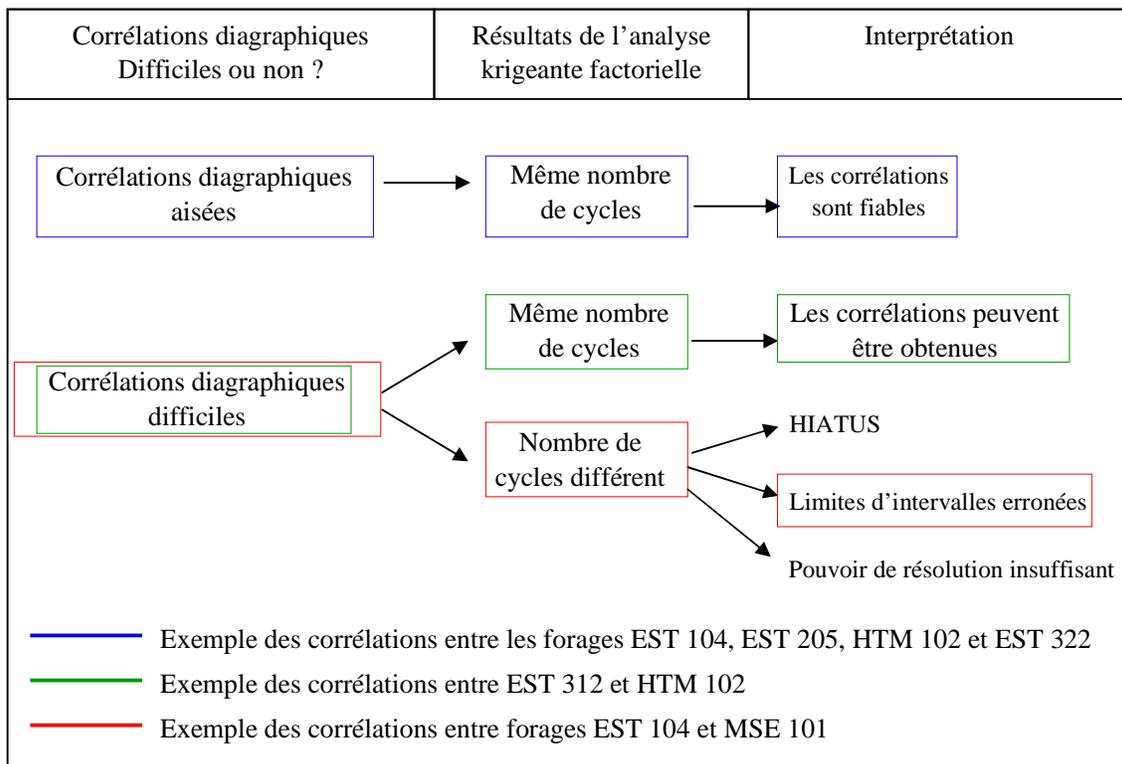


Figure 94 : Synthèse des différentes possibilités d'interprétation des résultats de l'analyse krigeante.

4. Y a-t-il des variations du taux de sédimentation au sein de l'intervalle 3 ?

L'analyse krigeante des données FMI® de l'intervalle 3 des forages EST 322 et EST 342 (Figure 95 [1]) montre une diminution d'épaisseur des cycles d'excentricité dans la partie supérieure de l'intervalle 3 qui n'est pas visible sur l'analyse menée à partir du sonique dans l'intervalle 3 complet (Figure 95 [2]). En étudiant uniquement le sonique ou les résistivités de la partie supérieure de l'intervalle 3 (Figure 95 [3] & [4]), on retrouve bien les cycles de période plus faible observés sur le FMI®.

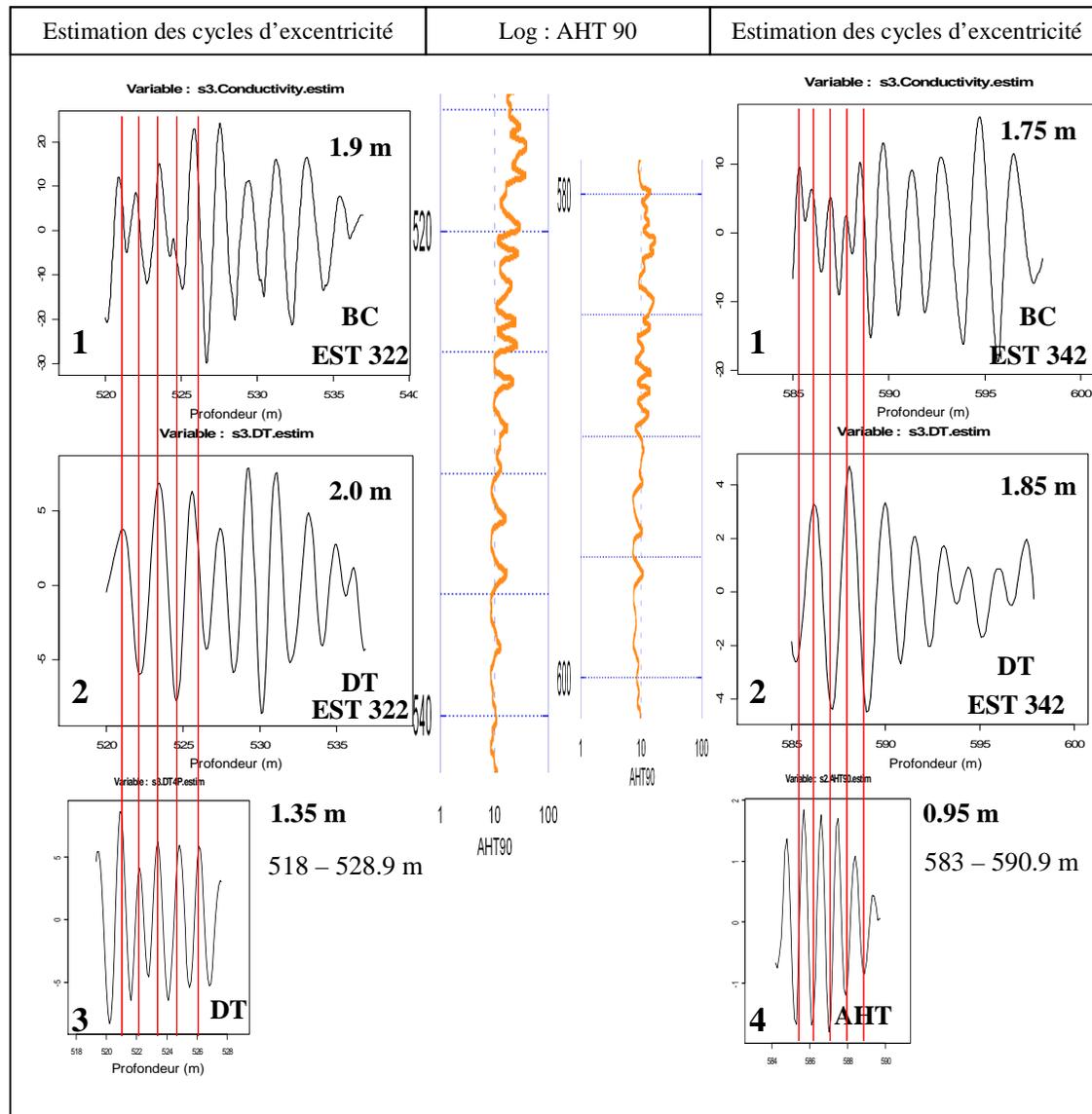


Figure 95 : Résultats des estimations des cycles d'excentricité dans l'intervalle 3 des forages EST 322 et EST 342 à partir de la conductivité de la matrice, du sonique et des résistivités.

Les estimations de la composante liée à l'excentricité ont été menées dans un premier temps dans l'intervalle 3 complet à partir de la conductivité de la matrice [1] et du sonique [2] puis dans un second temps dans la partie supérieure de l'intervalle à partir du sonique [3] et des résistivités [4].

Dans la Figure 96, les estimations des cycles d'excentricité ont été replacées dans un référentiel de temps où l'intervalle entre deux lignes bleues correspond à une durée de 95 000 ans. Six forages sont présents sur le transect SO-NE : EST 342, JV 101, EST 322, HTM 102, EST 205 et EST 104. Le graphe de gauche correspond à l'analyse krigéante de la totalité de l'intervalle 3 alors que le graphe de droite représente l'analyse réalisée à partir de la partie supérieure de l'intervalle. Les limites de l'intervalle supérieur sont déterminées à partir de l'observation des variations d'épaisseur sur les graphes d'analyse des diagraphies à haute résolution (Figure 95). Toutes les estimations de la Figure 96 ont été faites à partir de diagraphies classiques et confirmées par les diagraphies à haute résolution (sauf dans JV 101). Les variogrammes et les modèles associés sont présentés dans tous les forages. Les principales observations faites dans l'intervalle 3 du transect SO-NE sont les suivantes (Figure 95, Figure 96):

- L'analyse krigéante factorielle est un outil adapté pour étudier les variations de périodicité dans les argilites.
- La variation d'épaisseur est organisée dans le même sens : dans tous les forages du transect SO-NE diminution de la période vers le sommet de l'intervalle.
- Le même nombre de cycles est observé dans tous ces forages : 10 cycles de 95 000 ans.
- Les variations latérales du taux de sédimentation sont faibles. Le taux est approximativement de 21 m/Ma avec une légère diminution vers le SO : 19 m/Ma dans EST 342.
- Les variations verticales du taux de sédimentation sont du même ordre de grandeur dans l'ensemble des forages. Le taux de sédimentation passe de 21 m/Ma environ à la base de l'intervalle à 14 m/Ma environ dans sa partie supérieure.
- La zone de changement du taux de sédimentation, particulièrement bien visible sur l'estimation de la composante liée à l'excentricité à partir des données à haute résolution (Figure 95), est souvent accompagnée d'une variation de l'amplitude de l'estimation. Cette zone constitue un niveau diagraphiquement corréléable, situé à la base des trois pics résistants qui constituent le sommet du motif représenté par un cercle gris (Figure 12, Figure 13).
- La zone du changement du taux de sédimentation est synchrone, elle est symbolisée par la ligne de temps, bleue et en pointillée.

En dehors de ce transect, les analyses ont été faites dans l'intervalle 3 du forage MSE 101 à partir de l'ensemble des diagraphies conventionnelles. La modélisation des variogrammes et l'estimation par analyse krigéante sont possibles à partir du sonique, des résistivités SFLU, du gamma ray et du PEF. Les résultats de l'estimation à partir du sonique et des résistivités sont présentés dans la Figure 97. La comparaison entre les résultats dans l'intervalle 3 des forages sur le site du laboratoire et du forage MSE 101 ne montre pas le même nombre de cycles quand la totalité de l'intervalle est prise en compte pour les calculs dans ce forage (Figure 97 [1] et [3]). Une augmentation de la période vers le sommet de l'intervalle est observée. Des cycles semblent manquer dans le forage MSE 101. Un hiatus est suspecté. Différents essais d'estimation en séparant l'intervalle en deux sous-zones ont permis de voir que dans la partie supérieure de l'intervalle 3 dans MSE 101, des cycles ayant une période proche de 0.7 m semblent exister (Figure 97 [2] et [4]). La tendance serait donc conforme à celle observée dans les autres forages, la période diminue vers le sommet de l'intervalle 3. A cette échelle, le nombre de données par cycle n'est pas suffisant pour observer clairement les variations de périodicité à partir de l'intervalle complet. Le hiatus suspecté dans un premier temps semble lié à un problème de résolution des outils diagraphiques classiques. Le nombre de cycles dans MSE 101 est cohérent avec le nombre de cycles dans les autres forages, toutefois, la période inférieure à 1 m et l'absence d'outils à haute résolution nécessitent une certaine prudence dans l'interprétation des résultats.

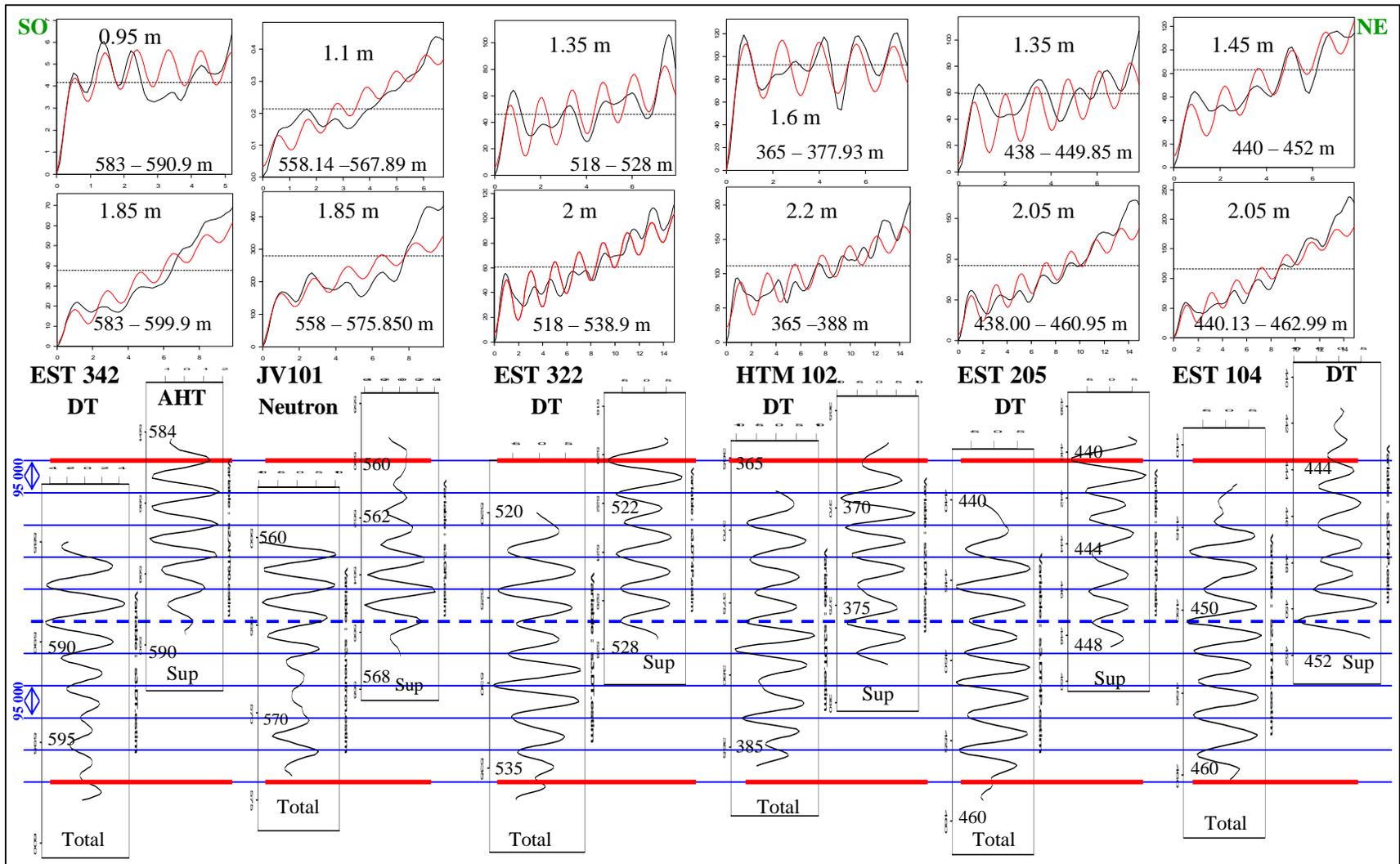


Figure 96 : Résultats des estimations de la composante liée à l'excentricité à partir des diagraphies classiques dans l'intervalle 3 des forages du transect SO-NE.

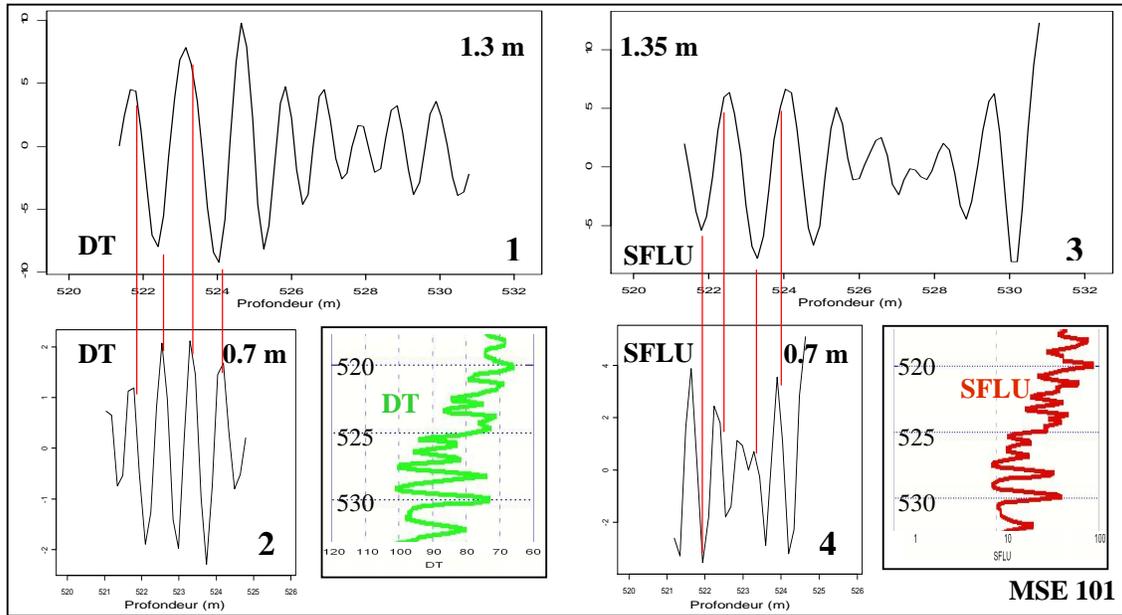


Figure 97 : Estimation de la composante liée à l'excentricité, à partir du sonique et des résistivités, dans l'intervalle 3 du forage MSE 101.

L'estimation a été menée à partir de l'intervalle complet dans les cas [1] et [3] et entre 520 et 525.93 m dans les cas [2] et [4].

5. Conclusion

L'analyse krigeante factorielle a été utilisée dans le but d'estimer les cycles liés à la précession, à l'obliquité et à l'excentricité. L'analyse krigeante d'outils à haute résolution, différents du FMI[®], a permis d'affiner, par exemple, l'étude de l'intervalle 1. Les estimations des différentes composantes périodiques ont permis de:

- Déterminer facilement le nombre de cycles par intervalle homogène et d'estimer la durée de ces intervalles : 1 235 000 ans pour l'intervalle homogène 1, 570 000 ans pour l'intervalle 2 et 950 000 ans pour l'intervalle 3.
- Constater que les périodes sont stables au sein de l'intervalle 2.
- Distinguer et quantifier les variations d'épaisseur au sein des intervalles 1 et 3.
- Montrer que la période des cycles d'excentricité s'accroît vers le sommet de l'intervalle 1 alors qu'elle diminue vers le sommet de l'intervalle 3.
- Vérifier la fiabilité des outils diagraphiques. Tous les outils peuvent être utilisés pour l'estimation des composantes liées à l'excentricité. Si la totalité de l'intervalle est étudiée, les outils les plus fiables pour montrer les variations du taux de sédimentation sont les outils à haute résolution.
- Observer des variations d'amplitude sur les estimations des cycles d'excentricité et de précession. Les principales variations sont corrélables entre les forages et peuvent être utilisées comme point de calage lorsque les corrélations entre forages sont difficiles.
- Montrer que les zones de changement du taux de sédimentation dans les intervalles 1 et 3 sont synchrones.
- Vérifier l'existence ou non des hiatus suspectés (dans la limite du pouvoir de résolution).

Ces conclusions sont principalement méthodologiques. La composante géologique sera traitée dans le dernier chapitre.

Chapitre 6

Le passage à un repère géochronologique dans l'ensemble des argilites

1.	<i>Le Callovien moyen</i>	164
1.1	Les propriétés des argilites du Callovien moyen	164
1.2	L'analyse géostatistique des sédiments datés du Callovien moyen	164
2.	<i>Le Callovien supérieur</i>	170
2.1	Les variations d'épaisseur des argilites du Callovien supérieur	170
2.2	L'analyse géostatistique des sédiments datés du Callovien supérieur	171
2.3	Comparaison entre les cycles d'excentricité de la conductivité de la matrice et de la susceptibilité magnétique.....	175
2.4	Conclusion	
3.	<i>Quelle est la signification des variations d'amplitude de l'estimation de la précession ?</i>	179
3.1	Les variations d'amplitude de l'Oxfordien inférieur du forage EST 322	179
3.2	La comparaison entre le contrôle orbital et l'enregistrement stratigraphique	182
4.	<i>Etude de la compaction</i>	186
4.1	Etude de la compaction à partir des données diagaphiques.....	186
4.2	Etude de la compaction à partir de mesures directes	187
5.	<i>Conclusion</i>	190

Une méthodologie a été élaborée dans l'Oxfordien inférieur pour mettre en évidence les variations fines (inférieure à 1 m) du taux de sédimentation et établir des corrélations diagaphiques fines entre forages. Dans ce chapitre, la même méthodologie est utilisée pour l'étude des sédiments datés du Callovien moyen et du Callovien supérieur.

Le passage à un référentiel géochronologique nécessite la prise en compte des différents paramètres contrôlant l'enregistrement sédimentaire. Des études sont menées dans le Callovien moyen et supérieur et dans l'Oxfordien inférieur pour tenter de quantifier la compaction des sédiments et de voir si celle-ci varie au sein des argilites.

1. Le Callovien moyen

1.1 Les propriétés des argilites du Callovien moyen

1.1.1 *L'homogénéité lithologique de la séquence inférieure datée du Callovien moyen*

Un changement brusque de sédimentation existe entre les calcaires de la Dalle Nacrée du Callovien inférieur et les argilites silteuses datées du Callovien moyen. Dans le Nord du secteur (forages MSE101 et EST312), une unité terrigène de quelques mètres est intercalée entre la Dalle nacrée et LS0 (C.RP.ADS.04.0022.A). Dans l'ensemble, les dépôts détritiques fins (argiles et silts) de la séquence inférieure (entre LS0 et LS1, Figure 10) correspondent à des environnements circalittoraux confinés à pyrite et matière organique. Vers le sommet, les conditions de dépôt évoluent vers des milieux progressivement plus oxygénés et plus carbonatés dus à une baisse du niveau marin relatif qui marque le passage au « Repère Inférieur Oolithique (RIO) » dont nous parlerons dans la partie suivante.

Les données diagraphiques classiques montrent peu de fluctuations des propriétés physiques des argilites dans cet intervalle (Figure 12), en particulier à la base du Callovien moyen. Ces faibles contrastes lithologiques rendent les corrélations diagraphiques et l'analyse séquentielle difficiles dans cette zone.

La courbe de conductivité de la matrice montre plus de variations que les courbes diagraphiques classiques (Figure 41). Les principaux forages étudiés dans cette partie sont les forages FSP.

1.1.2 *Les variations d'épaisseur*

A l'échelle du laboratoire souterrain, un examen des sections de la sismique 3D enregistrée sur une surface de 4 km² montre un très net épaissement de la séquence inférieure vers le Nord-Est (Cuilhé, 2003). L'épaisseur la plus courante des sédiments d'âge Callovien moyen est entre 25 et 30 m. Une augmentation OSO-ENE depuis EST 342 (23 m) vers HTM 102 (29 m) ainsi qu'en direction du Nord (MSE 101 : > 30 m) est observée. Une forte augmentation à 45 m est enregistrée dans EST 312. Deux biozones du Callovien moyen ont été identifiées dans les forages Andra. La zone à Jason est très réduite. La zone à Coronatum montre une augmentation d'Est en Ouest : de 22 m dans EST 342 à 40-45 m dans EST 312 (Thierry et al. 2006).

1.2 L'analyse géostatistique des sédiments datés du Callovien moyen

1.2.1 *Les résultats du forage EST 312*

Dans EST 312, l'analyse géostatistique de la conductivité de la matrice de l'intervalle compris entre 467 et 506 m et daté du Callovien moyen (Figure 98) montre que :

- Plusieurs périodes existent sur le variogramme expérimental
- Le modèle nécessaire pour modéliser le variogramme pour de faibles distances comprend une composante périodique dont la portée est supérieure à 5 m
- Le modèle est décalé par rapport au variogramme expérimental au-delà de 10 m.
- Deux cycles apparaissent clairement sur l'estimation de la composante liée à l'excentricité (de 95 000 ans) entre 470 et 480 m, alors que le reste de l'estimation est difficile à interpréter.

D'après les résultats des estimations des cycles d'excentricité dans les intervalles homogènes 1 et 3, nous avons montré que les zones 'perturbées', associées la plupart du temps à des variations d'amplitude, correspondaient à des changements de périodicité.

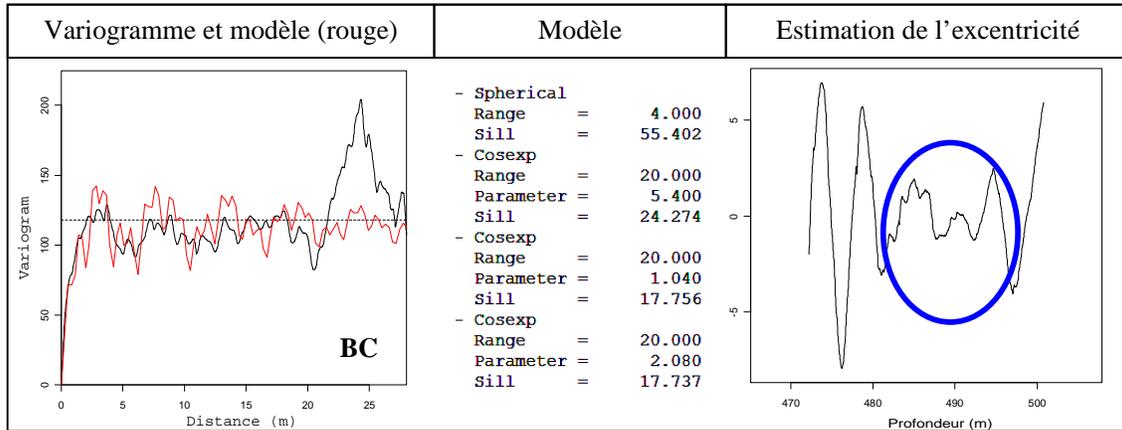


Figure 98 : Résultats de l'analyse géostatistique de l'intervalle daté du Callovien moyen et compris entre 467 et 506 m dans EST 312.

L'ellipse bleue met en évidence la zone difficile à interpréter sur l'estimation.

Différentes portées de la composante liée à l'excentricité ont été entrées dans le modèle pour essayer de mettre en évidence d'éventuelles variations de périodicité. Sur l'estimation calculée à partir de la conductivité de la matrice, en diminuant la portée à 4.2 m et à 3.8 m, des cycles plus courts (< 5 m) apparaissent nettement entre 489 et 501 m (Figure 99). Entre l'intervalle qui s'étend de 470 à 480 m, où les cycles sont de 5 m, et l'intervalle compris entre 489 et 501 m, où les cycles sont de 4 m environ, une zone difficile à interpréter en terme de cyclicité existe (ellipse bleue, Figure 99). Les multiples essais au niveau des portées des composantes périodiques du modèle ainsi que l'analyse géostatistique de la conductivité de la matrice de l'intervalle compris entre 479 et 490 m n'ont pas permis d'extraire plus d'informations dans cette zone.

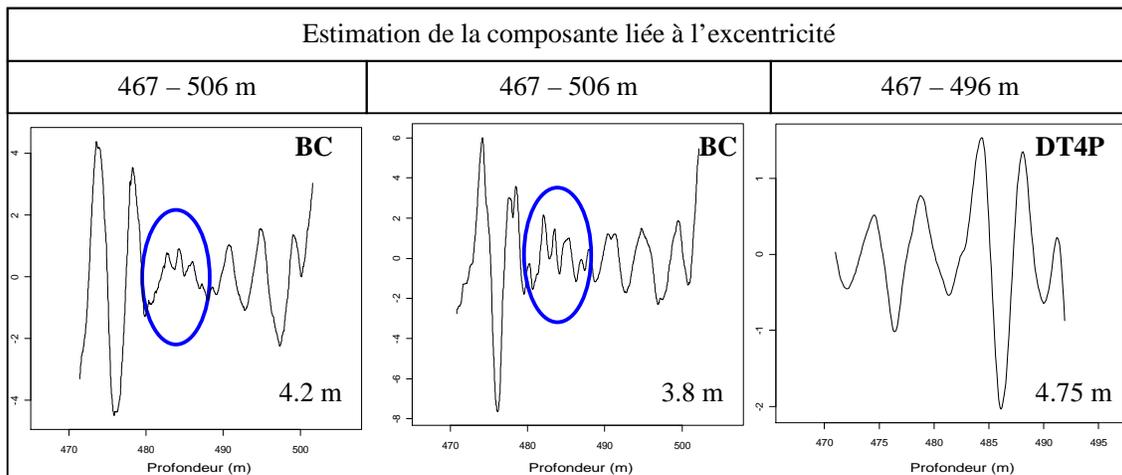


Figure 99 : Tentatives d'estimation des cycles d'excentricité par analyse krigéante factorielle, dans EST 312 à partir de portées, d'outils diagrammiques et d'intervalles d'étude différents.

Deux estimations (à gauche et au milieu) ont été menées à partir de la conductivité de la matrice dans la quasi-totalité des argilites datées du Callovien moyen. Une estimation (à droite) a été effectuée à partir du sonique dans la partie supérieure de l'intervalle d'étude : entre 467 et 506 m. Une zone difficile à interpréter apparaît entre 479 et 490 m sur l'estimation calculée à partir de la BC. D'autre part, un niveau condensé semble exister vers 499/500 m.

Dans EST 312, les données diagraphiques classiques montrent des variations des paramètres (résistivités, gamma ray et vitesse des ondes) uniquement dans la partie supérieure du Callovien moyen, entre 470 et 485 m (Figure 12). L'estimation des cycles d'excentricité a été menée à partir des diagraphies classiques entre 467 et 496 m. L'intervalle d'étude a été volontairement élargi pour obtenir les résultats des estimations dans l'intervalle difficile à interpréter : entre 480 et 490 m. Entre 482 et 490 m, les résultats de l'estimation faite à partir du sonique (Figure 99) montrent la présence de deux cycles d'excentricité. L'étude géostatistique du sonique permet de compléter les informations manquantes au niveau de l'estimation menée à partir de la conductivité de la matrice. Un changement de périodicité vers 490 m est associé à cette zone difficile à interpréter.

1.2.2 Les résultats des forages EST 322 et EST 342

Le variogramme expérimental calculé à partir de la conductivité de la matrice dans l'intervalle daté du Callovien moyen dans EST 332 peut être ajusté avec une composante périodique de portée 3.2 m (Figure 100). Comme nous l'avons observé dans EST 312, après une certaine distance, qui est ici de 10 m environ, un décalage existe entre le modèle et le variogramme expérimental (Figure 100). Les résultats de l'analyse krigeante montrent une variation d'amplitude et une estimation qui est moins nette en dessous de 595 m (ellipse bleue, Figure 100). Dans le forage EST 342, les mêmes observations ont été faites vers 631 m (Figure 41).

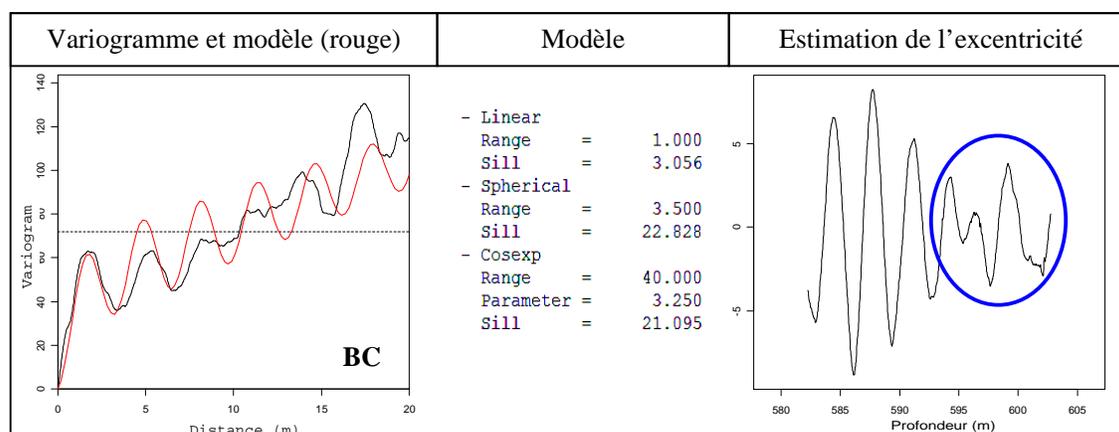


Figure 100 : Résultats de l'analyse géostatistique de l'intervalle daté du Callovien moyen et compris entre 579 et 606 m dans EST 322.

Le cercle bleu met en évidence le changement de périodicité observé vers 593 m sur l'estimation ainsi qu'une zone plus difficile à interpréter vers 600 m.

Dans EST 322 et EST 342, différentes portées de la composante périodique liée à l'excentricité ont été testées. Pour une portée de 2.8 m dans EST 322 (Figure 101), l'estimation des cycles d'excentricité est plus nette, sur l'ensemble de l'intervalle, qu'avec une portée de 3.2 m et les principales observations sont (Figure 101) :

- La présence d'un changement de la périodicité vers 595 m. Le taux de sédimentation augmente vers le sommet de l'intervalle
- La présence possible d'un niveau condensé vers 601 m

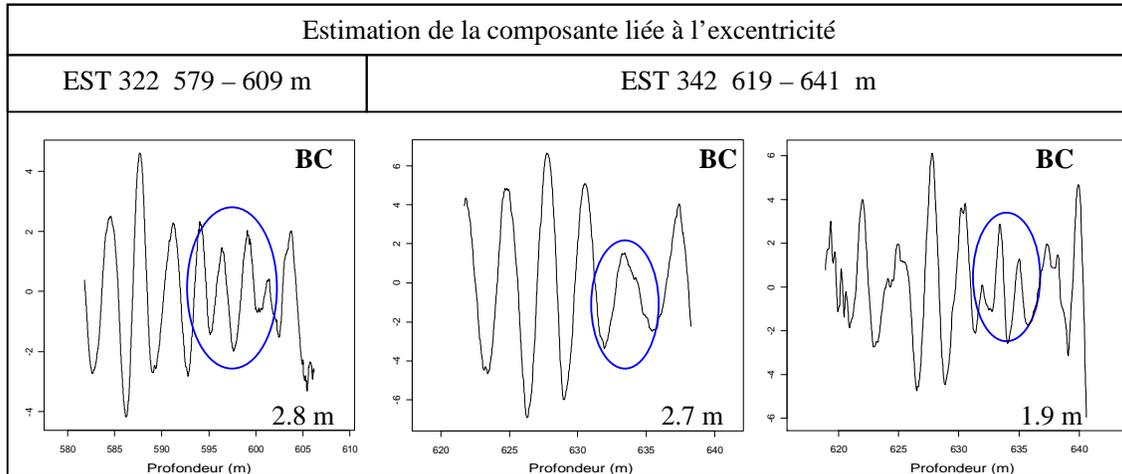


Figure 101 : Estimation des cycles d'excentricité par analyse krigeante factorielle, dans l'intervalle daté du Callovien moyen des forages EST 322 et EST 342.

Dans le forage EST 342, différentes portées ont été testées pour la composante périodique liée à l'excentricité dans l'intervalle compris entre 619 et 641 m.

Les différentes portées testées, pour étudier en détail la zone entre 631 et 642 m dans EST 342, ont permis de montrer que dans ce forage, une variation de périodicité existe également. Cette variation a lieu vers 631-632 m (Figure 101). Le taux de sédimentation augmente vers le sommet de l'intervalle. Trois niveaux condensés sont observés entre 631 et 636 m.

1.2.3 Synthèse et discussion

La détermination du nombre de cycles d'excentricité datés du Callovien moyen ainsi que la détection des changements de périodicité et de niveaux condensés, dans cet intervalle, permettent de passer à un repère géochronologique quantifié (Figure 102) et d'affiner les corrélations entre les forages FSP (Figure 104) Dans EST 312, neuf cycles d'excentricité (95 000 ans) sont datés du Callovien moyen. Dans EST 322, huit cycles d'excentricité sont observés. Dans cet intervalle, l'analyse de deux outils différents : la conductivité de la matrice et la susceptibilité magnétique (Huret, 2006), donne le même nombre de cycles d'excentricité (Figure 103). Une différence entre les deux interprétations est toutefois observée entre 590 et 595 m. Le niveau condensé vers 601 m est mis en évidence par les deux méthodes.

La limite biostratigraphique entre le Callovien moyen et le Callovien supérieur est déterminée à 50 cm près dans EST 342 mais à plus de 3 m près dans EST 312. Par conséquent, il est difficile de déterminer précisément le nombre total de cycles datés du Callovien moyen. Pour essayer de résoudre ce problème, la zone d'étude a été ciblée entre 460 et 483 m dans EST 312, entre 575 et 595 m dans EST 322 et entre 617 et 633 m dans EST 342. L'estimation de la composante liée à l'excentricité dans ces zones est présentée Figure 105. Les estimations montrent parfois quelques 'perturbations' de faible amplitude liées au voisinage qui est choisi le plus petit possible pour conserver le maximum d'informations sur les bordures de l'intervalle. Des ruptures plus importantes sont observées sur chacune des estimations des cycles d'excentricité : vers 619/620 m dans EST 342, vers 579/580 m dans EST 322 et vers 467 m dans EST 312. Dans EST 342, cette limite correspond à la limite entre le Callovien supérieur et le Callovien moyen. Si cette zone de 'rupture' de l'estimation, probablement liée à un changement du taux de sédimentation, marque également la limite Callovien moyen/Callovien supérieur dans EST 322 et EST 312, un seul cycle d'excentricité n'est pas représenté dans la partie supérieure du Callovien moyen des forages EST 322 et EST 312 de la Figure 102.

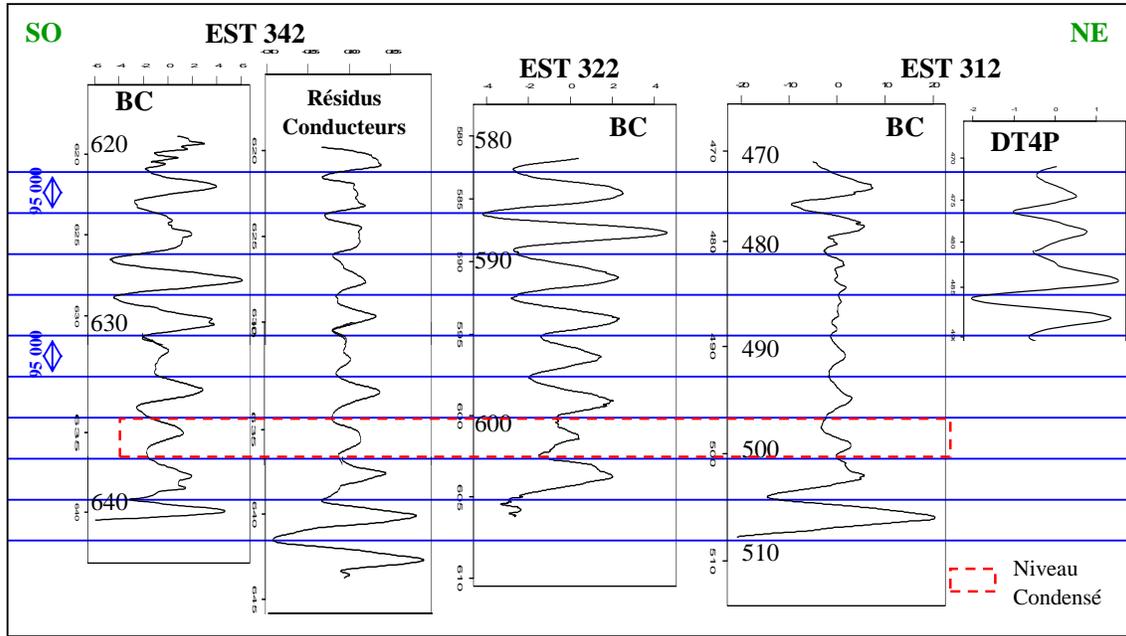


Figure 102 : Résultats des estimations, par analyse krigeante factorielle, des composantes liées à l'excentricité à partir de la conductivité de la matrice et du sonique, dans l'intervalle daté du Callovien moyen des forages situés le long du transect SO-NE.

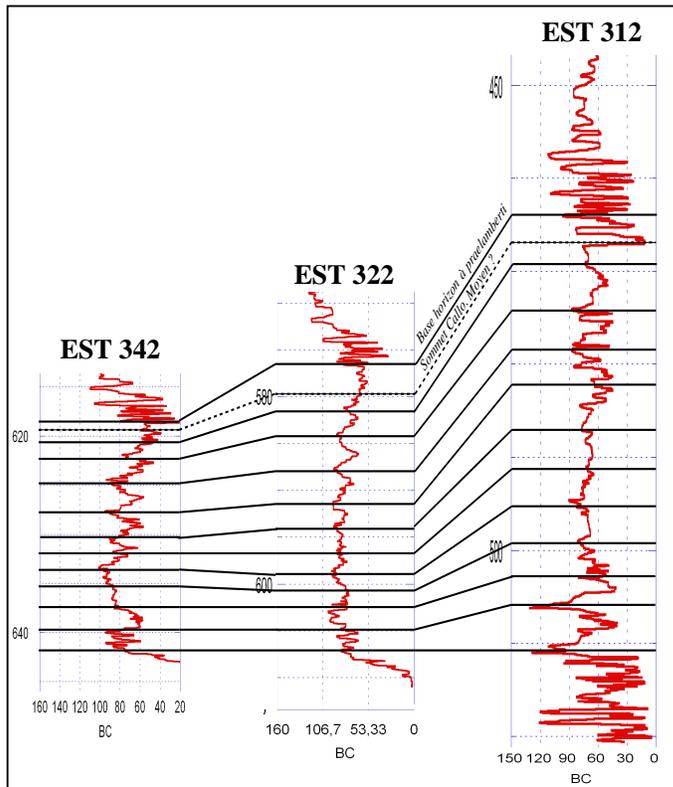


Figure 104 : Nouvelles corrélations diagraphiques, entre les forages FSP, au sein de l'intervalle daté du Callovien moyen.

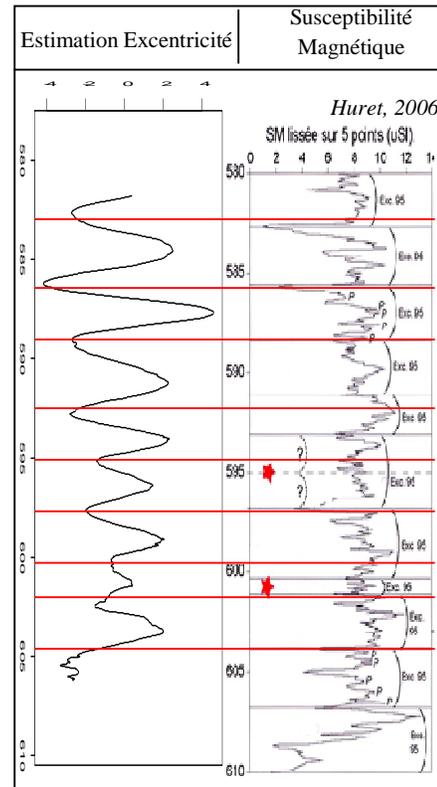


Figure 103 : Comparaison entre les cycles obtenus par l'analyse de la BC et de la SM dans EST 322.

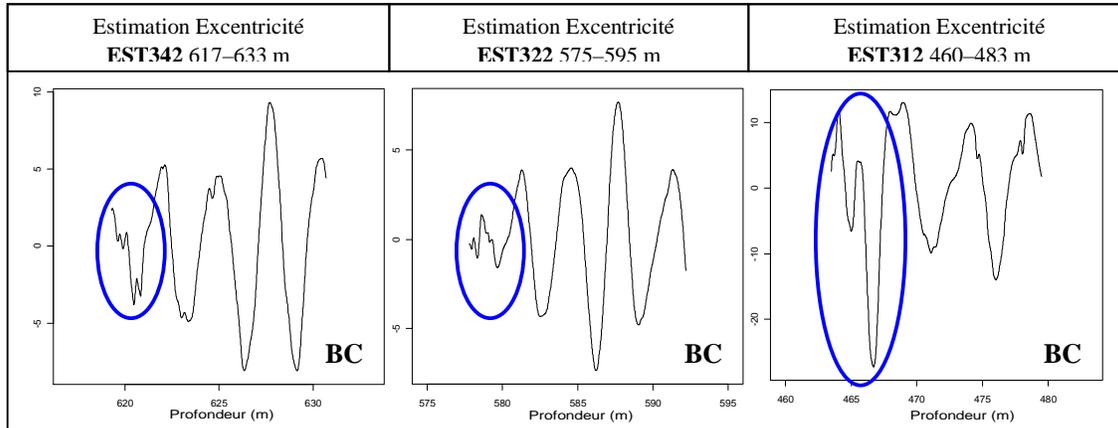


Figure 105 : Estimations de la composante liée à l'excentricité, à partir de la conductivité de la matrice, dans des intervalles voisins de la limite entre le Callovien moyen et le Callovien supérieur, pour les forages FSP.

Les ellipses bleues soulignent les zones dont l'estimation devient moins nette vers le sommet de l'intervalle.

Une partie supplémentaire, déjà connue et décrite dans de nombreux rapports (Rapport Andra, C.RP.ADS.04.0022.A ; carré bleu, Figure 14), existe à la base de l'intervalle du Callovien moyen dans les forages MSE 101 et Méliny 1. Elle existe également dans EST 312. Pour pouvoir l'étudier en détail, des traitements géostatistiques ont été menés sur les données FMI[®] du forage EST 312 entre 510 et 520 m environ (Figure 106). La portée de la plus grande période du modèle des variogrammes expérimentaux, de la conductivité de la matrice et des résidus, est proche de 1 m. Un ralentissement du taux de sédimentation est observé entre 514 et 518 m. Il est difficile de savoir comment interpréter cette période. L'analyse géostatistique des résidus montre une deuxième période de l'ordre de 0.38 m. Le rapport entre ces deux périodes tend à montrer que les deux composantes périodiques pourraient correspondre à l'excentricité et à l'obliquité.

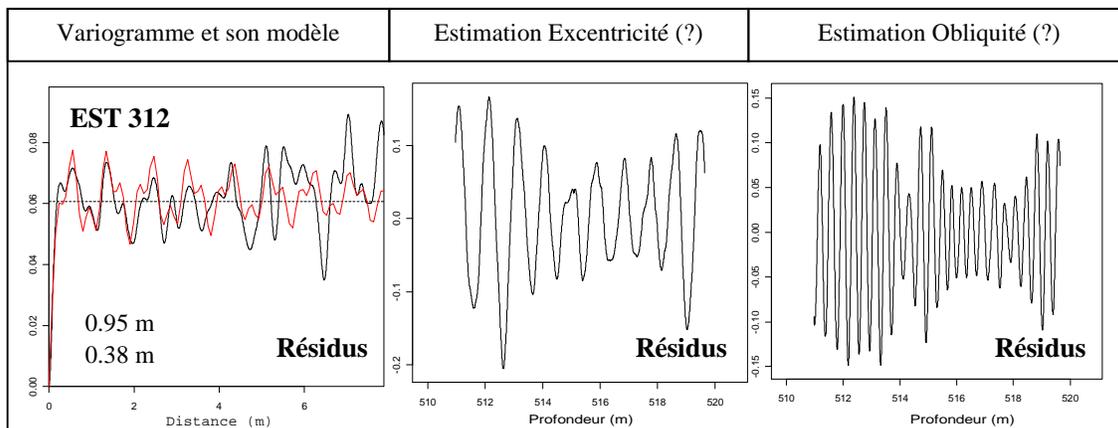


Figure 106 : Résultats de l'analyse géostatistique des résidus de la base de l'intervalle daté du Callovien moyen (510 – 520 m) du forage EST 312.

L'ajustement du variogramme expérimental (modèle en rouge) nécessite deux composantes périodiques de portées 0.95 m et 0.38 m. Le rapport entre ces deux périodes tend à rapprocher ces cycles de l'excentricité et de l'obliquité.

2. Le Callovien supérieur

2.1 Les variations d'épaisseur des argilites du Callovien supérieur

Un bref épisode de sédimentation condensée, plus carbonatée, daté du Callovien terminal, correspond à la trace locale du Repère Inférieur Oolithique (RIO), reconnu dans une large partie du bassin de Paris. Ce repère correspondant à une surface de transgression et appartenant au Callovien supérieur dans sa totalité (zones à Athleta et Lamberti), marque une modification du milieu de dépôt (D.RP.ADPE.04.1110.C). Le Callovien supérieur est représenté sur les diagraphies classiques par un dôme plus résistant (Figure 107). Les variations des paramètres diagraphiques sur les dômes observés dans EST 342 et EST 322 sont faibles. Pour étudier cet intervalle de temps, seuls les forages ayant des diagraphies à haute résolution ont été pris en compte. Les forages EST 205 et EST 104, qui ne traversent pas la totalité du Callovien supérieur, n'ont pas été intégrés à l'étude. Quatre forages sont donc pris en considération dont trois portant sur l'étude du FMI® : EST 312, EST 322 et EST 342 et un sur l'étude du SHDT® : HTM 102.

En se basant sur le découpage biostratigraphique, les profondeurs et les épaisseurs du Callovien supérieur sont données dans le Tableau 3.

1

	EST 312	HTM 102	EST 322	EST 342
Toit	454,61	433,60	572,75	615,57
Incertitude Toit	453,36		571,43	
Base	467,15	440,65	576,50	618,58
Incertitude Base	470,58	442,78	583,24	619,08
Epaisseur min	12,54	7,05	3,75	3,01
Epaisseur Max	17,22	9,18	11,82	3,51

2

Zones, sous-zones, horizons			Epaisseurs (m)			
Z	SZ	Horizons	EST 312	HTM 102	EST 322	EST 342
Lamberti	Lamberti	<i>paucicostatum</i>	2.29-3.52	2.8	1.33	0.95
		<i>lamberti</i>	1	1.22	2	1.19
		<i>lamb/praelamb</i>	1.62			
		<i>praelamberti</i>	4.05	2.33	0.68	0.87
	Henrici	<i>praelamb/henrici</i>			1.07	
		<i>henrici</i>	0.95			
<i>'nodulosum'</i>		1.38				
Athleta	Colloti-formis			0.7 ?		
	Trezeen-se		1.25			

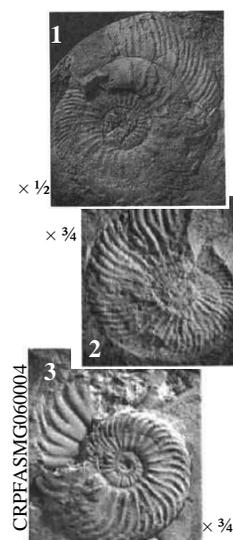


Tableau 3: Epaisseurs du Callovien supérieur [1], des horizons de la zone à Lamberti [2] et des sous-zones de la zone à Athleta [2] dans les forages EST 312, HTM 102, EST 322 et EST 342.

Les photos sur la droite du tableau [2] représentent : 1. *Cardioceras Paucicostatum* (EST 322, 572.50 m), 2. *Quenstedtoceras gr. praelamberti* (EST 312, 462.5 m) et 3. *Quenstedtoceras henrici* (EST 312 464.47 m).

Les cinq horizons de la Zone à Lamberti (de Nodulosum à Paucicostatum), qui correspondent à la base de la séquence médiane ont été reconnus dans le forage EST312 sur une épaisseur de 11,3 mètres (de

465,9 à 454,6 m de profondeur) (C.RP.ADS.04.0022.A). L'épaisseur du Callovien supérieur décroît du NE vers le SO. Si nous analysons plus en détail cet intervalle (Tableau 3) :

- La zone à *Athleta* n'est reconnue que dans HTM 102 et EST 312. Dans HTM 102, cette zone n'est pas confirmée et la faune qui indiquerait la sous-zone à *Trezeense* dans EST 312 est peu caractéristique (Thierry et al. 2006). L'absence de cette biozone dans certains forages pourrait correspondre à une lacune réelle.
- La sous-zone à *Henrici* est présente dans EST 312 et sa détermination est délicate dans EST 322.
- L'horizon à *praelamberti* est particulièrement développé dans EST 312 et l'épaisseur de l'horizon à *lamberti* est variable.
- L'horizon à *paucicostatum* a une épaisseur qui décroît également du NE vers le SO.

2.2 L'analyse géostatistique des sédiments datés du Callovien supérieur

L'analyse krigéante a été menée dans le Callovien supérieur pour comprendre si ces variations d'épaisseur sont dues à des variations du taux de sédimentation et/ou à des hiatus. Le premier résultat de l'analyse variographique et de l'ajustement dans cet intervalle est la présence de composantes périodiques sur les variogrammes de la conductivité de la matrice et des résidus. Une ou deux composantes périodiques sont détectées dans les forages FSP et HTM 102. Le premier travail est donc d'identifier quelles sont les périodes observées sur les variogrammes. Les rapports entre les périodes suggèrent que la période la plus grande, observée sur les variogrammes de la conductivité de la matrice, correspond à l'excentricité. Dans cette partie, nous ferons cette hypothèse.

La période est en moyenne de 1.65 m dans EST 312 (Figure 107), 0.9 m dans HTM 102, 0.7 m dans EST 322 et 0.4 m dans EST 342. La variation de période est cohérente avec la variation d'épaisseur globale du Callovien supérieur sur le transect SO-NE (Tableau 3).

La résolution de la détermination des zones à ammonites dans le Callovien supérieur a permis d'effectuer une comparaison détaillée du nombre de cycles par horizon, sous-zone ou zone entre les différents forages. Les périodes estimées, qui sont petites dans cet intervalle, ont été mises en regard avec les images FMI[®] pour vérifier la cohérence des résultats (Figure 108). Nous commencerons l'analyse par le sommet du Callovien supérieur puisque l'horizon à *paucicostatum* est présent dans l'ensemble des forages.

2.2.1 L'horizon à *paucicostatum*

Comme l'analyse krigéante ne peut pas être effectuée en bordure de l'intervalle d'étude, l'information au niveau de l'horizon à *paucicostatum* est incomplète dans la Figure 107 et la Figure 108. L'analyse a donc été menée séparément dans EST 312 entre 452.5 et 457.5 m et dans HTM 102 entre 432.5 et 437.5 m où les portées des composantes périodiques sont respectivement de 1.3 et 1 m. En considérant que l'intervalle indéterminé entre 453.38 et 454.61 m dans EST 312 (Figure 107) appartienne à l'horizon à *paucicostatum*, la durée de cet horizon dans HTM 102 et EST 312 est de 285 000 ans environ (3 cycles d'excentricité). Dans EST 322 l'analyse géostatistique menée entre 570.5 m et 573.5 m n'a pas permis de voir une cyclicité de plus courte portée. La durée de l'horizon dans EST 322 et EST 342 est estimée à 180 000 - 200 000 ans environ. Latéralement, la différence d'épaisseur de l'horizon à *paucicostatum* semble être liée à un ralentissement du taux de sédimentation de 14 m/Ma dans EST 312 à 4 m/Ma environ dans EST 342, ainsi qu'à un hiatus d'une durée de 95 000 ans environ dans EST 342 et EST 322. Nous resterons prudents sur cette dernière interprétation puisque les périodes étudiées sont courtes et des incertitudes peuvent exister sur le calage entre les cotes carotte et les cotes diagraphie.

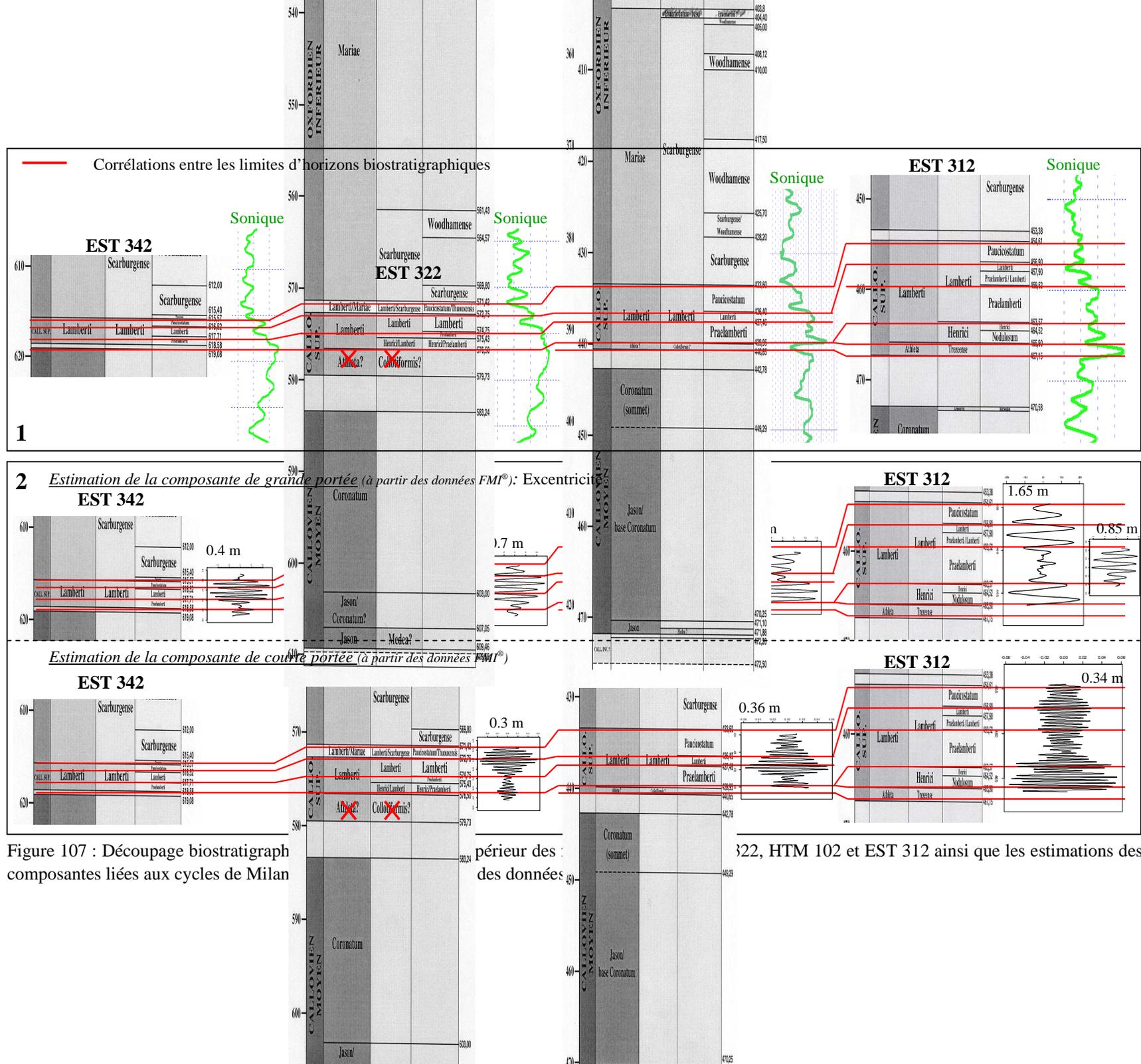


Figure 107 : Découpage biostratigraphique en composantes liées aux cycles de Milankovitch

inférieur des données

EST 322, HTM 102 et EST 312 ainsi que les estimations des

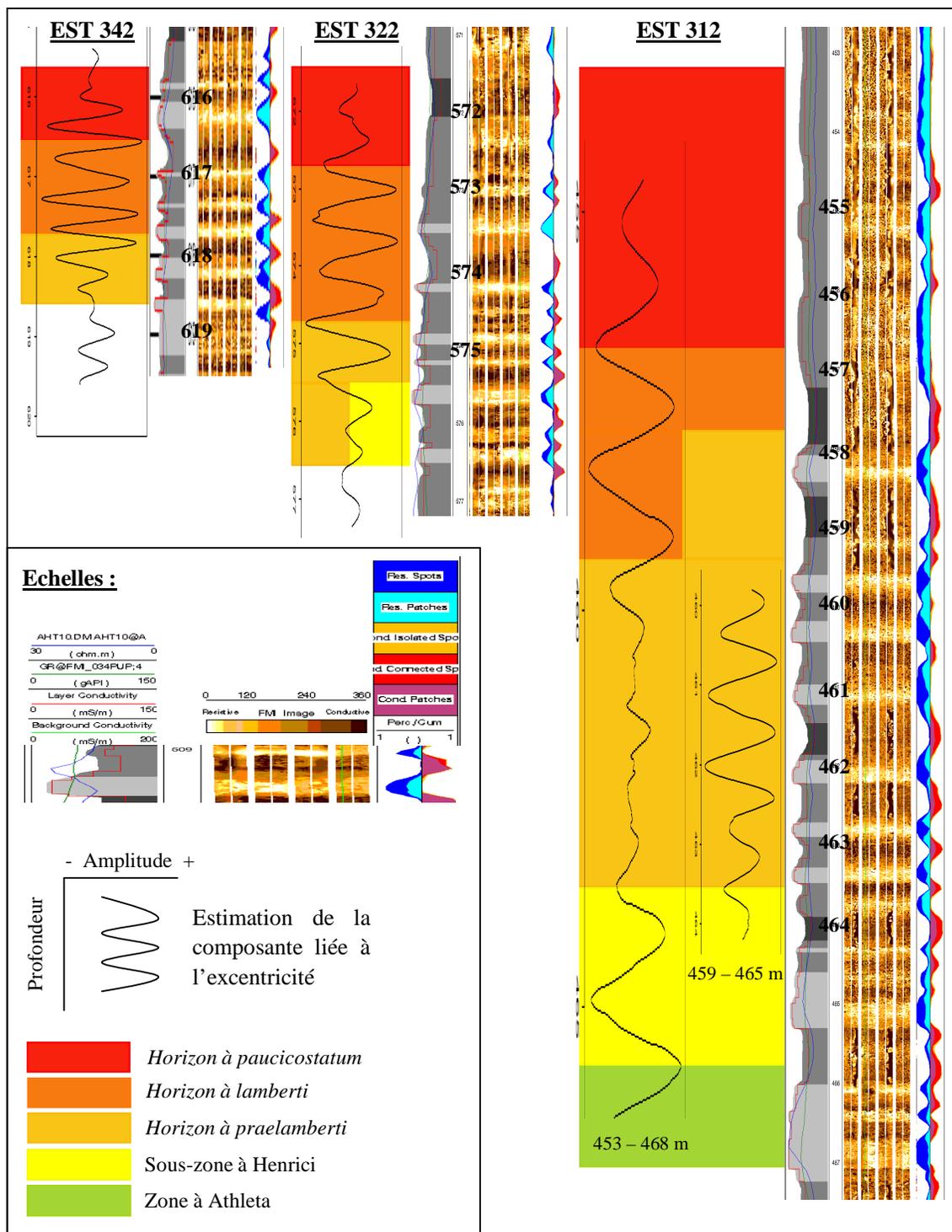


Figure 108 : Estimations, à partir de la conductivité de la matrice, des composantes liées à l'excentricité dans les forages EST 342, EST 322 et EST 312 ainsi que le découpage biostratigraphique et les images FMI® associés.

2.2.2 L'horizon à *lamberti*

Dans la zone à *Lamberti*, sous l'horizon à *paucicostatum*, les alternances de niveaux argileux et carbonatés sont bien marquées sur les images FMI® (Figure 108). Le lien entre les estimations de la composante liée à l'excentricité et ces alternances apparaît clairement. Trois cycles d'excentricité sont datés de l'horizon à *lamberti* dans les forages EST 342 et EST 322 (Figure 107, Figure 108). Dans HTM 102, une forte variation d'amplitude, datée de l'horizon à *lamberti*, est observée sur l'estimation des cycles liés à l'excentricité (Figure 107). Un seul cycle d'excentricité est observé, sa période est plus faible que les périodes au sommet de l'intervalle. Dans EST 312, une zone d'incertitude existe entre 457.90 et 459.52 m, deux cycles d'excentricité sont datés de l'horizon à *lamberti*.

En conclusion, une diminution du taux de sédimentation, dans cet horizon, s'observe du NE vers le SO mais un ou deux cycles d'excentricité manquent dans HTM 102 et EST 312.

2.2.3 L'horizon à *praelamberti*

Sur l'estimation des cycles d'excentricité du Callovien supérieur complet dans le forage EST 312, la zone datée de l'horizon à *praelamberti* est difficile à interpréter (Figure 107, Figure 108) car les résultats de l'estimation ne permettent pas de compter le nombre de cycles ou de voir d'éventuelles variations du taux de sédimentation. Une étude géostatistique a donc été menée dans l'intervalle compris entre 459 et 465 m. La portée de la composante périodique dans cet intervalle n'est plus de 1.65 m (intervalle complet, Figure 107) mais de 0.83 m. Cinq cycles d'excentricité sont datés de l'horizon à *praelamberti*. Dans le Callovien supérieur du forage EST 312, une condensation, datée de l'horizon à *praelamberti*, est donc mise en évidence par l'analyse krigéante de la conductivité de la matrice. Sur les images dynamiques (Figure 108), les alternances argilo-carbonatées sont plus rapprochées dans cet intervalle.

Dans le forage HTM 102, un traitement géostatistique des données entre 437 et 441 m a été effectué. Les résultats obtenus sont les mêmes que ceux obtenus à partir de l'ensemble du Callovien supérieur : trois cycles de 0.9 m sont datés de l'horizon à *praelamberti*. Trois cycles d'excentricité sont également observés dans les forages EST 322 et EST 342, où les limites inférieures de l'horizon à *praelamberti* sont respectivement à 576.50 m et 618.58 m.

En conclusion, la diminution, dans cet horizon, du taux de sédimentation de 9 m/Ma au NE à 4 m/Ma au SO est moins importante que dans les horizons à *lamberti* et à *paucicostatum* et un hiatus (ou une forte condensation) existe entre le forage EST 312 et le forage HTM 102.

Dans les intervalles 1 et 3, nous avons montré que les principales variations d'amplitude de la composante de plus courte portée étaient corrélées entre les forages et souvent synchrones. Dans la Figure 107, les minimums d'amplitude sont situés à 460/462 m dans EST 312, 437 m dans HTM 102 et 575 m dans EST 322. Dans ces trois forages, la variation d'amplitude minimale est datée de l'horizon à *praelamberti*.

2.2.4 La sous-zone à *Henrici* et la zone à *Athleta*

La durée de la sous-zone à *Henrici* dans EST 312 est d'environ 150 000 ans. Si cette sous-zone existe dans EST 322, elle est approximativement de la même durée. La base du Callovien inférieur pourrait être située vers 619 m dans EST 342, 579/580 dans EST 322 et 467 m dans EST 312 (Figure 105). Dans cette configuration, des hiatus existent, en particulier dans EST 342, et sont datés de la base du Callovien supérieur. Ces derniers pourraient être liés à la surface de première inondation LS1 qui est datée de la zone à *Athleta* dans EST 312.

2.3 Comparaison entre les cycles d'excentricité de la conductivité de la matrice et de la susceptibilité magnétique

La Figure 109 permet de voir que la rupture observée à partir de l'analyse de la conductivité de la matrice vers 460 m dans EST 312, avec un changement du taux de sédimentation de 9 m/Ma à 17 /Ma, se retrouve au niveau de l'analyse des périodicités de la susceptibilité magnétique (Huret, 2006). Une différence est toutefois observée entre 459 et 460 m : un cycle d'excentricité supplémentaire apparaît avec l'analyse krigeante factorielle de la conductivité de la matrice. Ce cycle est notamment associé à un niveau plus carbonaté sur les images FMI® (Figure 109).

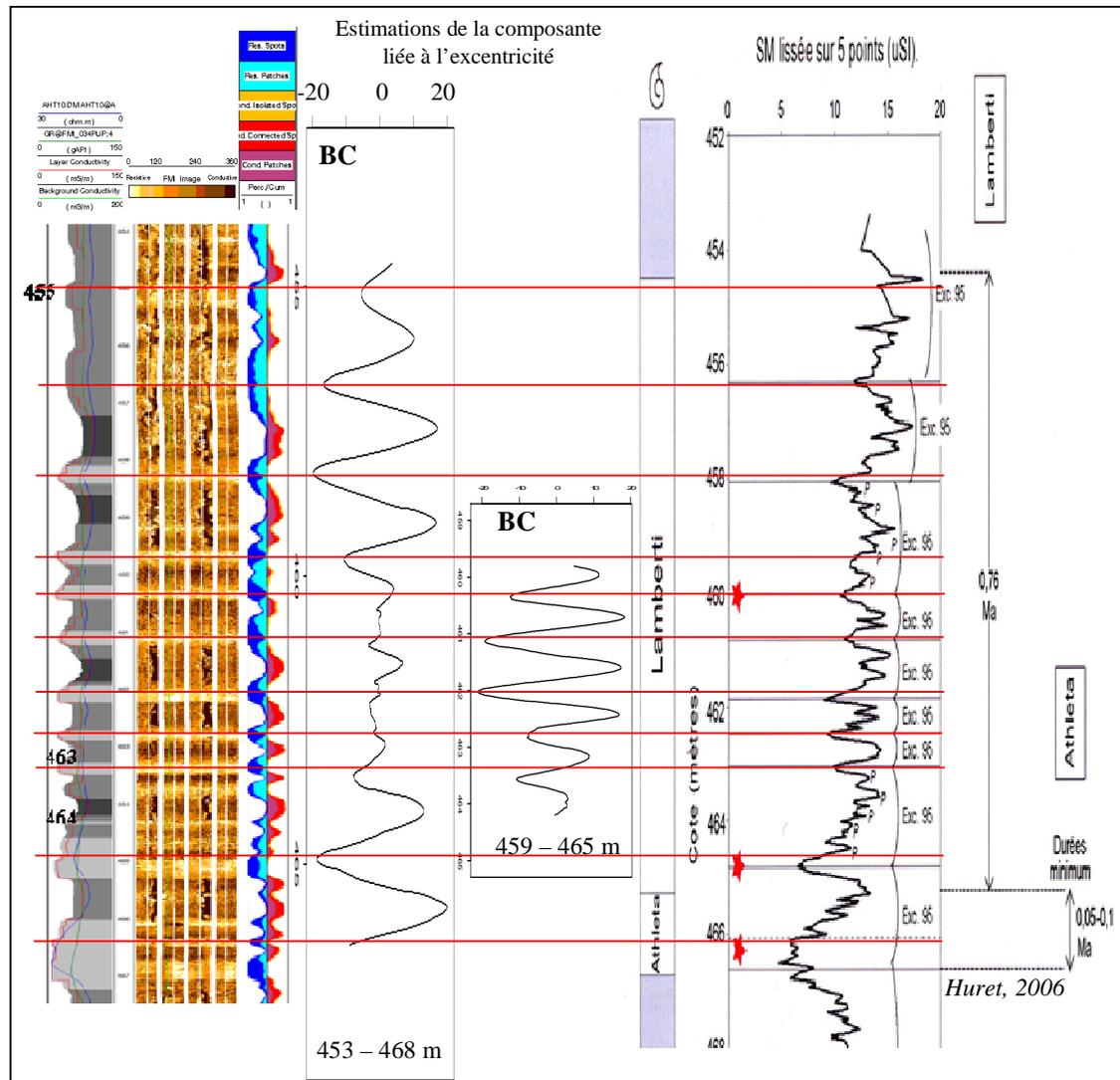


Figure 109 : Comparaison entre les cycles d'excentricité obtenus à partir de la conductivité de la matrice (BC) et à partir de la susceptibilité magnétique (SM) dans le Callovien supérieur du forage EST 312.

La condensation datée de l'horizon à praelamberti est visible par les deux méthodes. Un problème de calage homothétique entre les cotes carotte et les cotes diagraphe a été mis en évidence et corrigé dans la figure. Un cycle supplémentaire est obtenu par l'analyse krigeante de la BC, dans la zone condensée.

2.4 Synthèse

Pour avoir une analyse complète du Callovien supérieur, les intervalles étudiés ont été élargis (Figure 110). Des variations de périodicité apparaissent sur les estimations des composantes liées à l'excentricité. Dans EST 342, l'estimation par analyse krigeante factorielle a été effectuée en deux temps afin de distinguer les différentes zones dont les périodes sont significativement différentes (Figure 110) puisqu'elles sont deux fois plus importantes à la base de l'intervalle que dans la zone entre 615 et 617 m. Comme nous l'avons remarqué dans les intervalles 1 et 3 de l'Oxfordien inférieur, les principales variations de période des cycles d'excentricité sont accompagnées de variations d'amplitude.

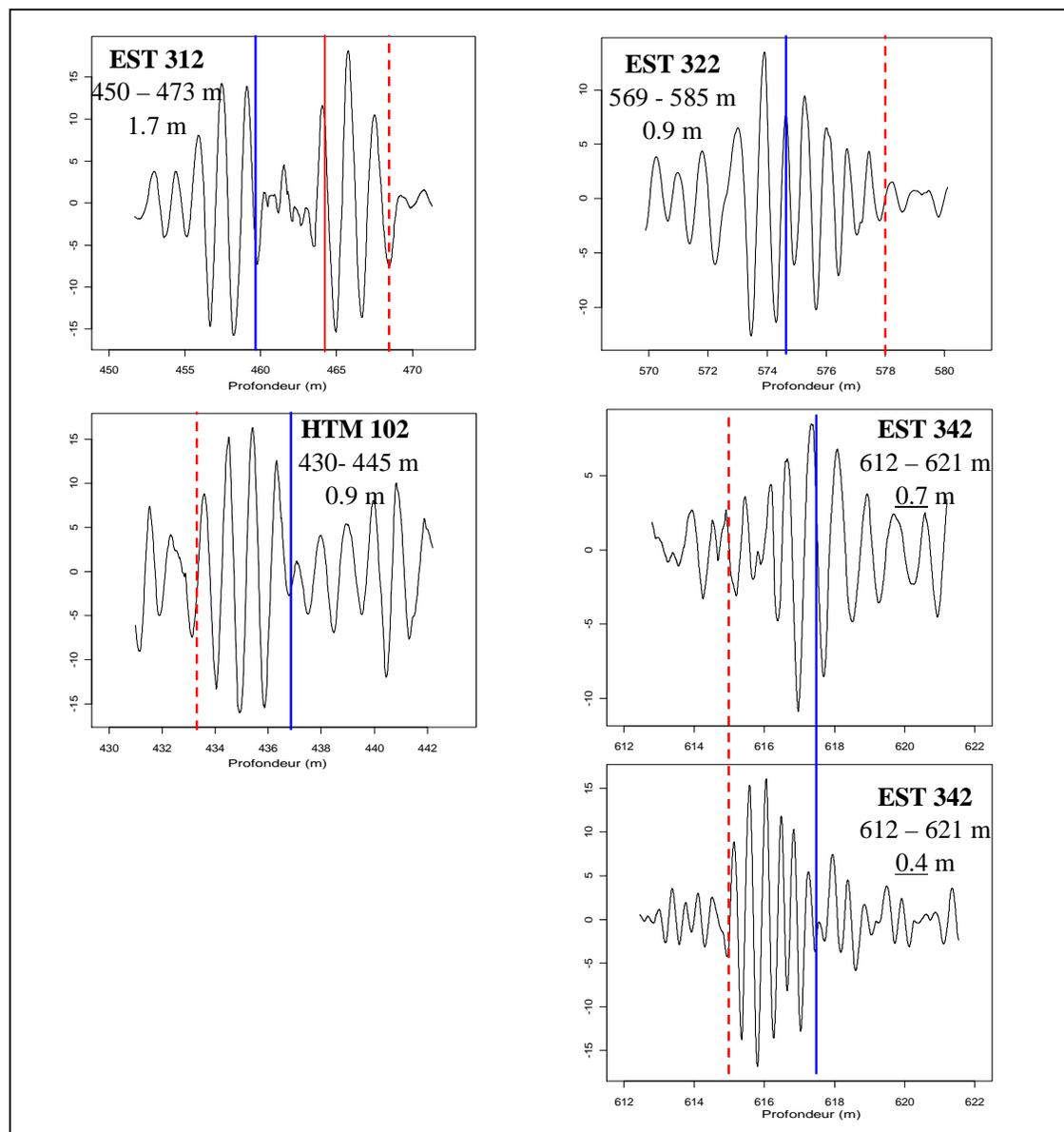


Figure 110 : Estimation par analyse krigeante factorielle, à partir de la conductivité de la matrice, de la composante liée à l'excentricité dans l'intervalle daté du Callovien supérieur.

Les traits colorés marquent les changements d'amplitude.

Dans les forages EST 312, EST 322 et HTM 102, on observe la même tendance : le taux de sédimentation augmente vers le sommet de l'intervalle. Ce changement se produit vers 460 m dans EST 312, 575 m dans EST 322 et 437 m dans HTM 102 (traits bleus, Figure 110). Un intervalle condensé est visible entre 460 et 464 m dans EST 312 alors que dans EST 322 et HTM 102, un seul cycle condensé est observé respectivement vers 575 m et 437 m. A la différence des autres forages, la limite située vers 617.8 m dans EST 342 n'est pas suivie vers le sommet de l'intervalle d'une augmentation du taux de sédimentation mais d'une diminution.

On observe une autre augmentation du taux de sédimentation en dessous de 468 m dans EST 312 et 578 m dans EST 322.

La limite matérialisée sur la Figure 110 par un trait bleu est datée dans tous les forages de la sous-zone à Lambert et plus particulièrement de la l'horizon à *praelamberti* ou de la limite avec l'horizon à *lamberti*. Cette variation du taux de sédimentation est régionale. La zone à Lambert est une zone de changement du taux de sédimentation mais elle est également marquée par :

- Des variations paléobiogéographiques. D'après l'analyse paléobiogéographique (Thierry et al. 2006), « à la base du Callovien supérieur, zone à Athleta, les formes méridionales restent fortement majoritaires face aux formes septentrionales, gardant ainsi un caractère subméditerranéen assez marqué ». La zone à Lambert est marquée par un renouvellement faunique dont une invasion massive des Cardioceratinae boréaux, accompagnés des derniers Kosmoceratinae. L'abondance et la diversité des faunes de la zone à Lambert dans tous les forages placent indiscutablement l'Est du bassin de Paris dans un contexte subboréal.
- Des dépôts en 'onlap'. Curial (2005) a mis en évidence, à l'échelle du secteur, des dépôts en onlap sur la surface de première inondation LS1 entre les forages EST 312, EST 210 et EST 322. L'onlap se réalise dans ce sens (soit approximativement du NE vers le SW), la séquence rétrogradante la plus complète se trouvant donc dans EST 312 et celle qui présente des lacunes/condensations dans EST 322.

2.5 Conclusion sur les intervalles datés du Callovien moyen et supérieur

Des variations du taux de sédimentation datées du Callovien moyen ont principalement été observées 1) à la base du Callovien moyen où un intervalle supplémentaire est présent dans EST 312 ; 2) vers 489/490 m dans EST 312, 595 m dans EST 322 et 631/632 m dans EST 342 où une augmentation a lieu vers le sommet de l'intervalle. Un niveau condensé a également été mis en évidence vers 499 m dans EST 312, 601 m dans EST 322 et 635 m dans EST 342.

Les principales variations du taux de sédimentation datées du Callovien supérieur, ainsi que les hiatus, sont principalement localisés à la limite Callovien moyen/Callovien supérieur et dans la zone datée de l'horizon à *praelamberti* ou de la limite entre les horizons à *praelamberti/lamberti*.

Le passage à un repère géochronologique peut être effectué lorsque le nombre de cycles d'excentricité (95 000 ans) ainsi que les zones de variations de périodicité sont connus. La Figure 111 est une synthèse des différentes étapes nécessaires à la quantification du taux de sédimentation et pour le passage à un repère géochronologique dans les intervalles datés du Callovien ; ces étapes sont dans l'ordre chronologique :

- Estimation des cycles d'excentricité (95 000 ans) par intervalle : Callovien moyen et Callovien supérieur
- Estimation des cycles d'excentricité (95 000 ans) au niveau d'un intervalle de transition entre le

Callovien moyen et le Callovien supérieur

- Mise en évidence et quantification des variations du taux de sédimentation
- Numération des cycles et passage à un repère géochronologique

L'évolution du taux de sédimentation est similaire dans EST 312, EST 322 et EST 342, à l'exception de la partie supérieure de l'intervalle daté du Callovien supérieur dans EST 342. Nous tenterons d'expliquer l'origine des variations du taux de sédimentation datées du Callovien dans le Chapitre 7.

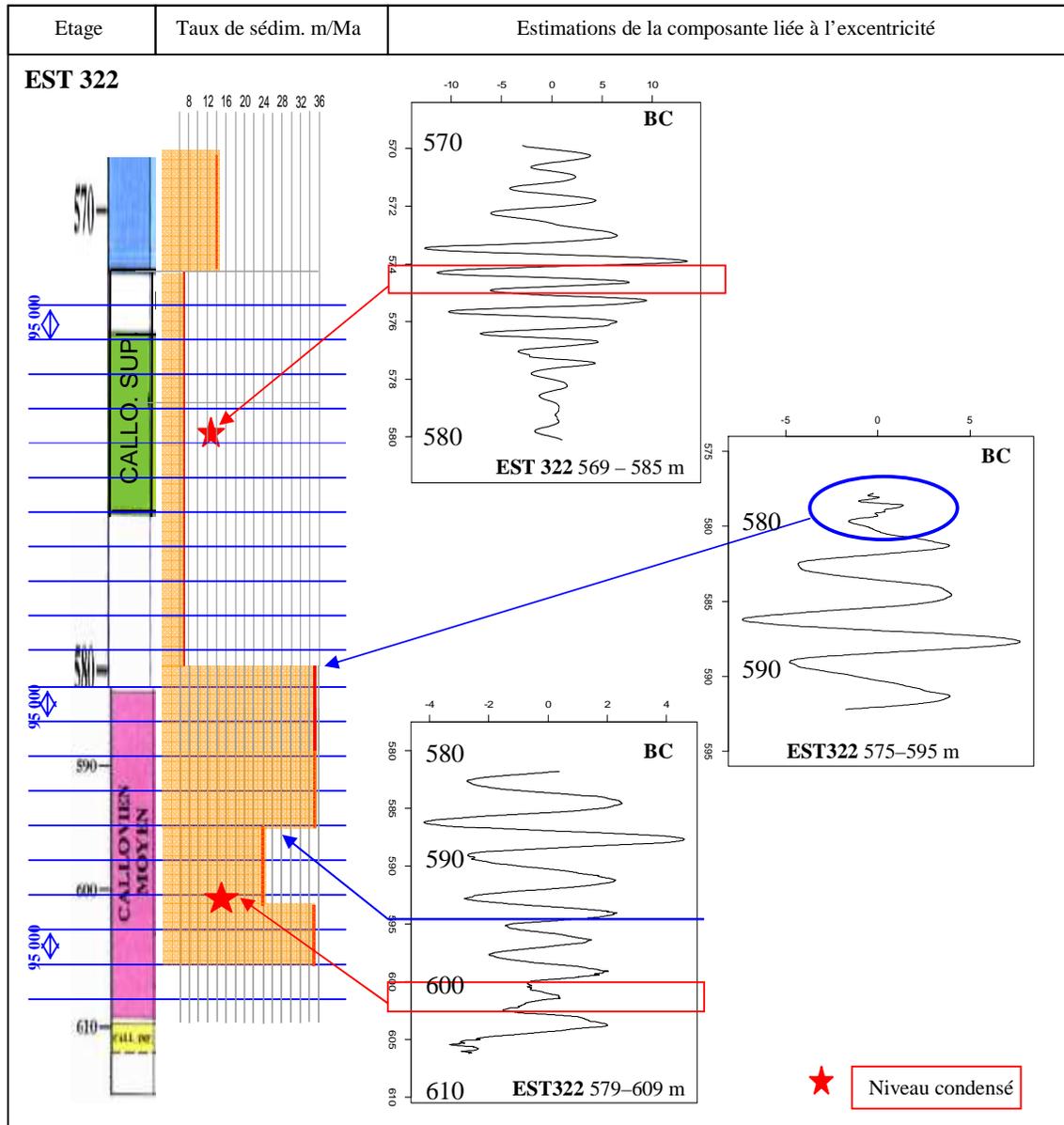


Figure 111 : Synthèse des variations du taux de sédimentation datées du Callovien dans le forage EST 322 et passage à un repère géochronologique.

L'intervalle entre deux lignes bleues correspond à une durée de 95 000 ans. Les taux de sédimentation sont donnés en m/Ma. Les limites des étages du Callovien moyen et du Callovien supérieur ont été définies par Thierry et al. (2006).

3. Quelle est la signification des modulations d'amplitude de l'estimation de la précession ?

Dans les traitements d'analyse krigeante, des modulations d'amplitude de la composante liée à la précession ont également été corrélées (Figure 77, Figure 78, Figure 79). La signification de celles-ci n'a pourtant pas été clairement expliquée. Leur étude approfondie à partir des résidus de BorTex® a donc été menée.

3.1 Les variations d'amplitude de l'Oxfordien inférieur du forage EST 322

Les résultats présentés dans cette partie concernent principalement l'Oxfordien inférieur du forage EST 322. Afin de vérifier la cohérence des modulations, l'écart type de l'erreur de krigeage a été pris en compte (Figure 112).

Pour ne pas perdre d'informations sur les bordures des intervalles homogènes, ces derniers ont été regroupés en deux zones dont le recouvrement correspond à l'intervalle 2 (Figure 112) : de 535 à 572 m et de 520 à 553 m. En fonction de la portée de la composante périodique entrée dans le modèle, ces modulations sont plus ou moins accentuées. Considérons par exemple la zone comprise entre 520 et 553 m, des variations du taux de sédimentation existent entre les intervalles homogènes 2 et 3 :

- Si la portée, entrée dans le modèle, est proche de celle des résidus de l'intervalle 2 (0.55 m), les variations d'amplitude des estimations sont plus fortes au niveau de l'intervalle 2 qu'au niveau de l'intervalle 3 et les amplitudes maximales (> 0.1) sont supérieures à l'écart type de l'erreur de krigeage (0.04).
- Si la portée est de 0.4 m, c'est-à-dire plus proche de la période dans l'intervalle 3, les modulations de l'estimation dans l'intervalle 2 sont toujours visibles mais moins accentuées que celles observées dans l'intervalle 3 où elles apparaissent plus nettement et où les maximums d'amplitude (> 0.2) dépassent largement l'écart type (0.039) de l'erreur de krigeage.

Les principaux résultats de l'analyse krigeante factorielle des résidus résistants dans EST 322 sont (Figure 112):

- La mise en évidence de modulations d'amplitude de l'estimation qui sont organisées verticalement (parenthèses vertes). L'organisation est cyclique.
- La périodicité des modulations n'est pas constante.

A partir de ces résultats, une courbe d'estimation des cycles de précession a été reconstituée sur l'ensemble de l'Oxfordien inférieur (Figure 112). Le but est de regrouper l'ensemble des modulations de l'estimation de la précession les plus caractéristiques, sur une même courbe. L'échelle horizontale n'a pas été respectée. Entre 525 et 550 m, les modulations d'amplitude de cette courbe sont en principe quatre fois plus importantes que dans la partie comprise entre 550 et 570 m. Entre 520 m et 570 m, sept ensembles, soulignés par les parenthèses vertes, sont visibles (Figure 112). Cette courbe a ensuite été comparée aux estimations de la composante liée à l'excentricité, obtenues à partir de la conductivité de la matrice (Figure 113).

Sur la Figure 113, les limites entre les grandes modulations d'amplitude de l'estimation de la précession sont représentées par des traits verts. L'espacement entre les traits verts n'est pas constant mais le nombre de cycles d'excentricité (95 000 ans) estimés entre deux traits consécutifs est toujours approximativement le même. Les modulations de l'estimation des cycles de précession semblent avoir une durée constante et d'environ 400 000 ans.

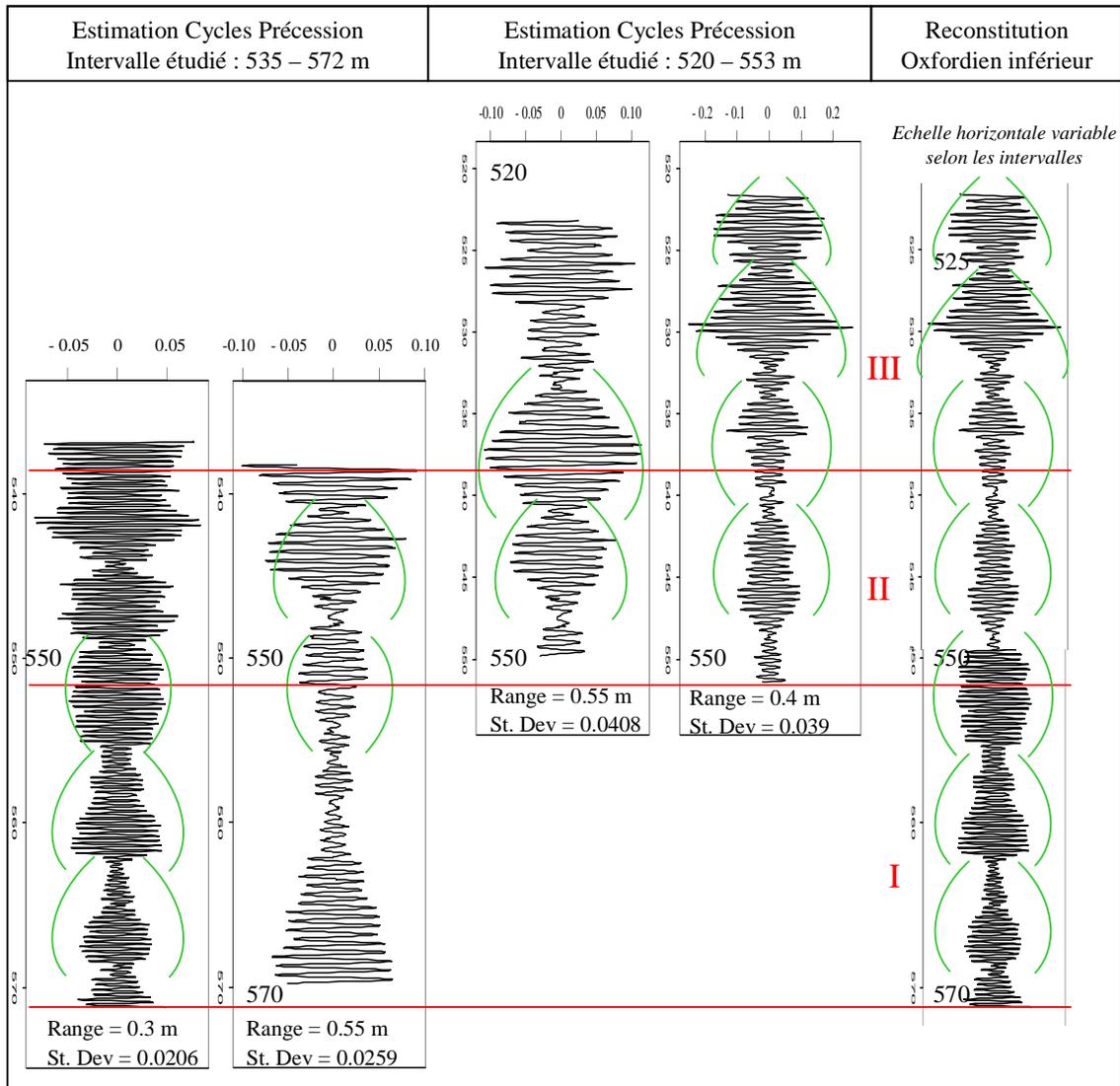


Figure 112 : Résultats des estimations, à partir de résidus résistants, de la composante liée à la précession dans le forage EST 322.

Les intervalles homogènes ont été regroupés par deux. En raison des variations du taux de sédimentation, des essais sur les portées ont été faits. Une courbe (à droite) a ensuite été reconstituée dans l'Oxfordien inférieur. Les lignes rouges représentent les limites d'intervalles homogènes de l'Oxfordien inférieur.

L'effet de précession de l'axe de rotation de la Terre entraîne un décalage régulier de la position des solstices et des équinoxes. Si, à cet effet, on ajoute le fait que l'orbite elliptique terrestre 'tourne' aussi autour du soleil, la position de la Terre sur l'ellipse à un moment précis de l'année, comme l'équinoxe de printemps, évolue dans le temps. Ce phénomène s'effectue avec des périodes proches de 19 000 et 23 000 ans. Actuellement le solstice d'été dans l'hémisphère Nord a lieu à proximité de l'aphélie. La précession climatique est définie comme l'angle ω entre l'équinoxe de printemps et le périhélie (Levrard, 2005).

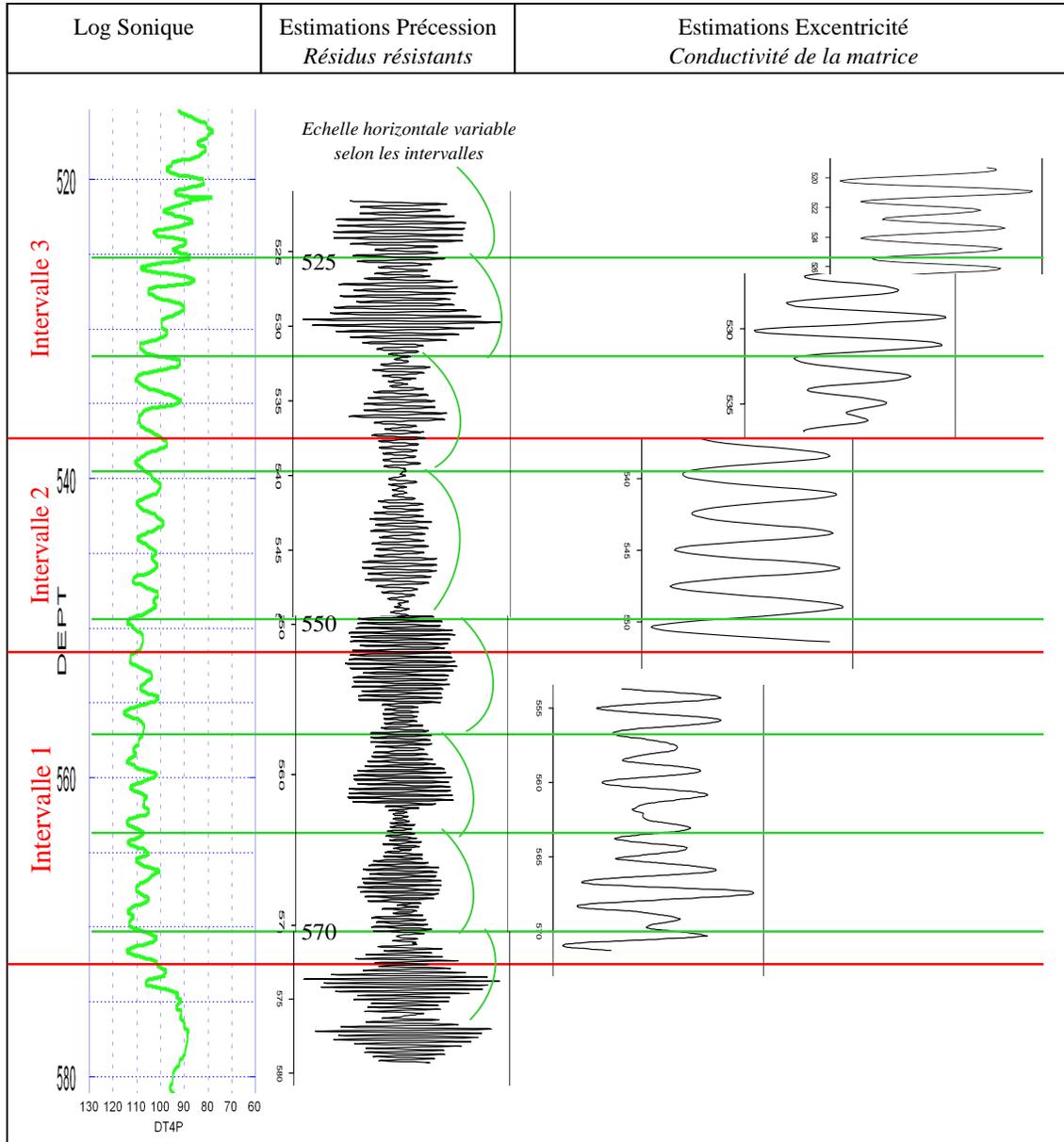


Figure 113 : Résultats des estimations des composantes liées à la précession et à l'excentricité à partir des données FMI[®] dans EST 322.

Les traits verts représentent les limites entre les grandes variations d'amplitude de l'estimation. Les traits rouges marquent les limites entre les intervalles homogènes.

Toutefois, en terme d'insolation, il faut tenir compte de la distance Terre-Soleil qui est modulée par les variations de l'excentricité. Les changements de l'excentricité affectent les positions extrêmes du périhélie et de l'aphélie en modifiant davantage la distance entre la Terre et le Soleil. Ces changements amplifient ou réduisent les contrastes de la distance Terre-Soleil autour de l'orbite. De fortes excentricités entraînent conjointement une diminution de la distance la plus faible entre la Terre et le Soleil (périhélie) et une augmentation de la distance maximale entre les deux astres (aphélie).

La véritable définition de la précession climatique est alors le produit entre l'excentricité ϵ et le sinus de l'angle défini précédemment soit $\epsilon \sin \omega$ (Ruddiman, 2000). L'excentricité est l'un des facteurs les

plus importants dans les changements climatiques naturels et représente une période réelle, que nous avons mise en évidence par l'analyse géostatistique, mais l'effet de modulation causé par l'excentricité sur la courbe $\epsilon \sin \omega$ n'est pas, dans ce cas, une cyclicité réelle (Figure 114). Les variations de l'excentricité à 100 000 et 413 000 ans modulent les amplitudes des cycles de précession (Figure 114).

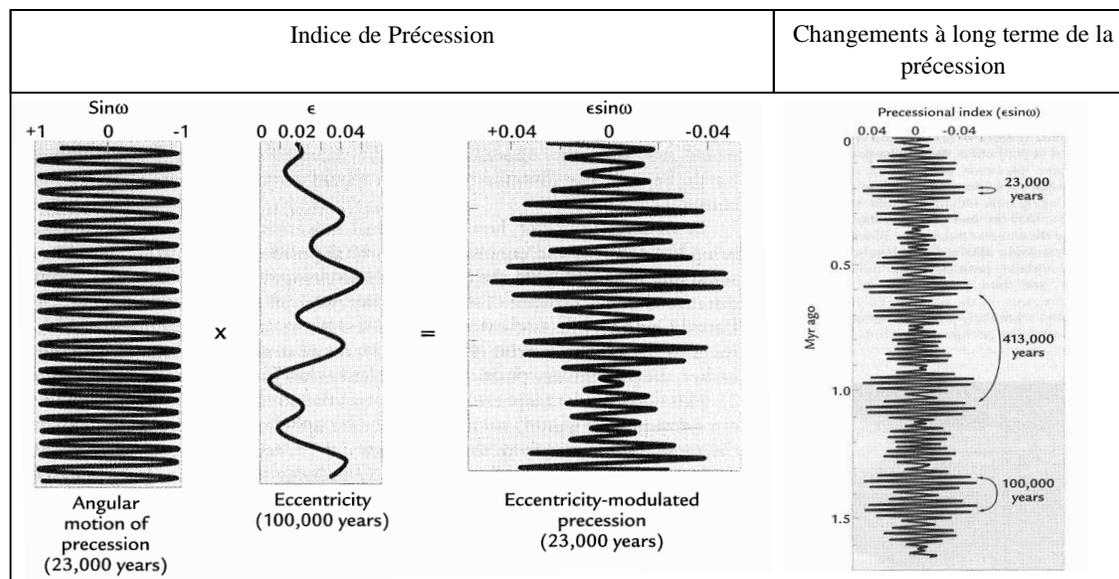


Figure 114 : Indice de précession et modulation à long terme (413 000 et 100 000 ans) de la précession (Ruddiman, 2000)

Les modulations observées sur l'estimation des cycles de précession dans EST 322 peuvent donc correspondre aux cycles d'excentricité (400 000 ans). Jusqu'à maintenant, les cycles identifiés dans les argilites du site de Meuse/Haute-Marne étaient la précession, l'obliquité et l'excentricité de 95 000 ans. La mise en évidence des cycles de 400 000 ans rejoint une tendance récente de certains auteurs tels que Mathews et Frohlich (2002).

3.2 La comparaison entre le contrôle orbital et l'enregistrement stratigraphique

D'une manière générale, les cycles de 100 000 ans sont les plus couramment utilisés pour comparer les données spatiales à un modèle de variations temporelles. A partir de nos reconstitutions temporelles, la périodicité de 400 000 ans semble être observée. Pour enrichir cette interprétation, l'étude menée par Mathews et Frohlich (2002) a été étudiée en détail.

En effet, la détection des cycles de 400 000 ans peut aussi être utilisée pour mettre en regard le contrôle orbital et les observations stratigraphiques dans le Jurassique. Mathews & Frohlich (2002) ont travaillé à la fois sur les calculs du contrôle orbital entre 65 Ma et 190 Ma, son effet sur le climat de la Terre et le niveau marin et enfin sa relation avec la stratigraphie séquentielle (Plaque Arabe et Europe). Tant que la Terre dispose d'un volume de glace continentale, le contrôle orbital imposera une périodicité de 400 000 ans sur le glacioeustatisme et de ce fait sur les cycles stratigraphiques d'ordre quatre. De la même façon, les cycles d'ordre trois ont été définis par un contrôle orbital de 2.4 ± 0.4 Ma. La première étape des calculs est une approximation des variations de l'orbite terrestre au cours du temps. Ces calculs ont été mis en regard avec les calculs plus précis de Laskar (Laskar et al., 1993), et en particulier les calculs de séries temporelles (LA90) qui ont fourni les données nécessaires pour calculer l'insolation à la surface de la Terre de - 20 Ma à +10 Ma. La deuxième étape des calculs porte

sur le contrôle orbital du niveau marin au cours du temps. Ces calculs sont paramétrés pour converger vers les observations stratigraphiques et ont permis d'obtenir les pics tous les 400 000 ans depuis 190 Ma. Pour le Jurassique supérieur, le modèle calculé a été comparé aux formations d'Abu Dhabi et d'Arabie Saoudite (Figure 115). La teinte bleue de la colonne 3 correspond à un bas niveau marin d'ordre 3 et les points bleus de la colonne 4 représentent les bas niveaux marins d'ordre 4.

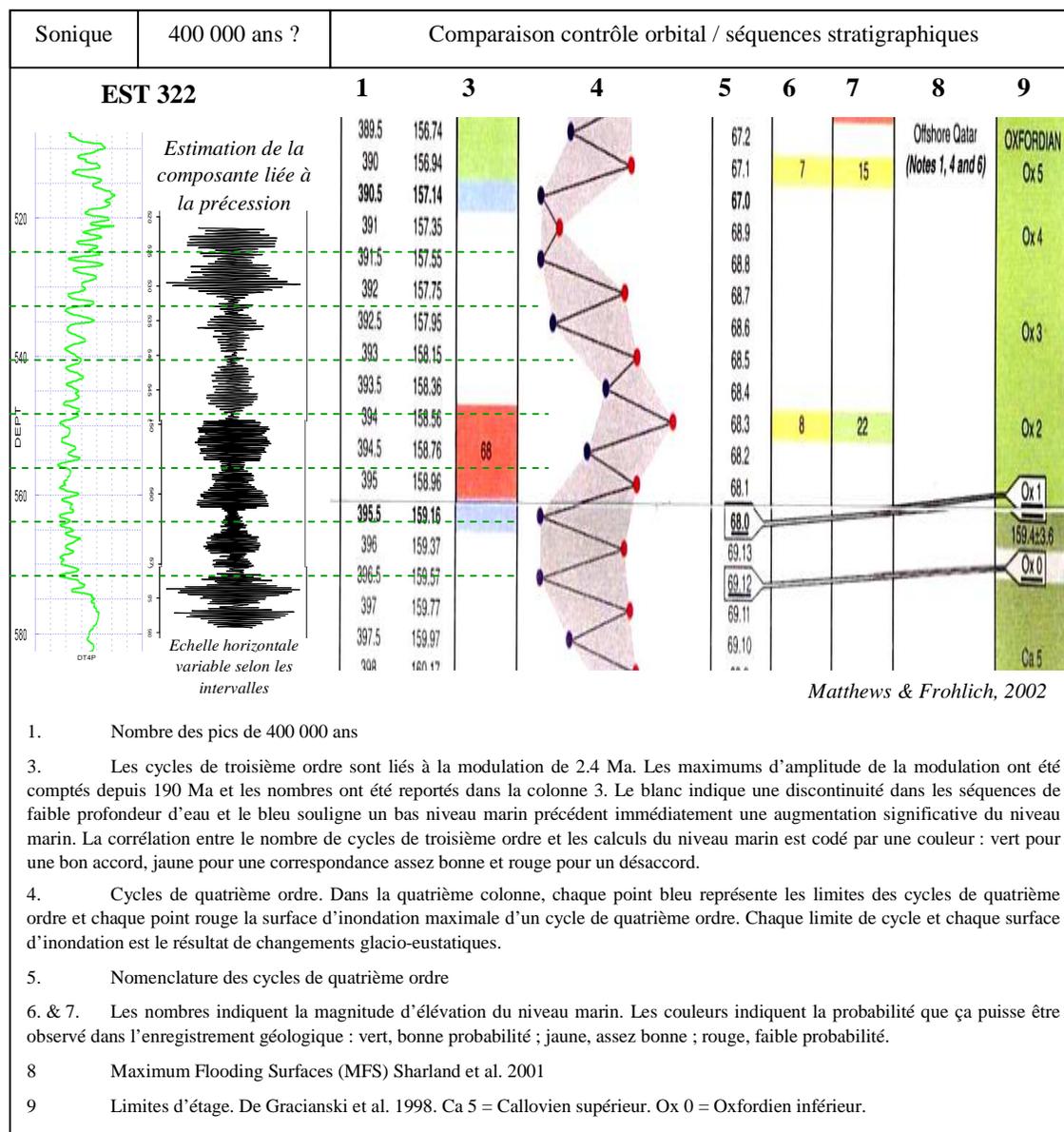


Figure 115 : Résultat de l'estimation de la composante liée à l'excentricité dans EST 322 et résultats des calculs du contrôle orbital au niveau du Callovien supérieur – Oxfordien inférieur de Matthews & Frohlich (2002).

Les traits verts ont été mis en pointillés puisqu'il ne s'agit pas de corréler les cycles entre eux puisque les environnements de dépôts sont différents entre les deux secteurs étudiés.

Dans EST 322 la surface LS1 est localisée à 575.1 m (Callovien supérieur) et la surface LS2 à 516 m (partie sommitale de l'Oxfordien inférieur). La résolution fine du découpage biostratigraphique des

argilites a permis de dater la limite LS1 du Callovien supérieur. Sur la Figure 115, la limite de séquence d'ordre 3 a donc été placée plus bas, dans le Callovien. En plaçant la limite supérieure de la séquence d'ordre 3 vers 516 m, la surface d'inondation se situe vers 550 m, ce qui est cohérent avec les études séquentielles menées dans le forage EST 322. Avec ce calage, au niveau des séquences de quatrième ordre, une séquence supplémentaire d'ordre 4 existe dans EST 322 par rapport à la modélisation de Matthews & Frohlich (2002).

Cette différence peut être due :

- Aux incertitudes des limites. Les formations jurassiques 'Arab C, B, A' d'Abu Dhabi et la Formation 'Arab' d'Arabie Saoudite sont souvent composées de superposition de cycles carbonate/évaporite. L'identification des cycles ayant une durée totale proportionnelle aux variations d'épaisseurs des membres entraîne des limites différentes. Les limites au sein de la formation 'Arab' varient régionalement.
- Au milieu de dépôt. Le dépôt des argilites du Callovo-Oxfordien, en domaine de plateforme externe, permet d'avoir un enregistrement quasiment continu.
- Aux problèmes de cohérence des calculs. La corrélation entre le nombre de cycles de troisième ordre et les calculs du niveau marin ne sont pas corrects à l'Oxfordien inférieur (Couleur rouge, colonne 3, Figure 115)
- Aux incertitudes de datation.

En considérant toutes ces sources d'incertitudes, la modélisation du contrôle orbital et en particulier des séquences d'ordre 4 semble être cohérente avec l'interprétation des cycles de 400 000 ans dans EST 322.

3.3 Synthèse

Les modulations d'amplitude de l'estimation des cycles de précession semblent correspondre aux cycles de 400 000 ans. L'analyse krigeante factorielle est donc un outil performant pour la détection des cycles de 400 000 ans, à condition d'avoir un outil diagraphique dont la résolution permet de distinguer les cycles de précession. En effet, dans les argilites callovo-oxfordiennes, à partir des données FMI[®] essentiellement, des cycles de précession, d'obliquité et d'excentricité de 95 000 et de 400 000 ans peuvent être détectés.

D'un point de vue méthodologique, la détection des cycles d'excentricité de 400 000 ans représente un atout majeur pour surmonter de mauvais enregistrements et / ou traquer les hiatus. Par exemple, l'homogénéité lithologique de l'intervalle 1 n'avait pas permis d'effectuer de corrélations diagraphiques fiables entre les forages sur le site du laboratoire et les forages EST 312 et EST 342. La Figure 116 représente l'estimation des cycles de précession dans les forages FSP au sein de l'intervalle 1. Des modulations d'amplitude sont observées. Nous avons montré, dans EST 322, que ces modulations correspondent à des cycles d'excentricité de 400 000 ans. Si les maximums de ces modulations (traits colorés en pointillés, Figure 116) sont pris en compte, ces derniers semblent être corrélables. Afin de vérifier cette hypothèse, les profondeurs des maximums d'amplitude des cycles ont été reportés dans le repère géochronologique établi à partir des cycles d'excentricité à 95 000 ans ; les corrélations sont synchrones. La connaissance des cycles de 400 000 ans permet d'obtenir des points de calage, notamment dans des intervalles où les corrélations diagraphiques sont difficiles.

Ce travail est un travail préliminaire qui devrait être approfondi, notamment au niveau des forages de la nouvelle campagne de forages 2007/2008 de l'Andra.

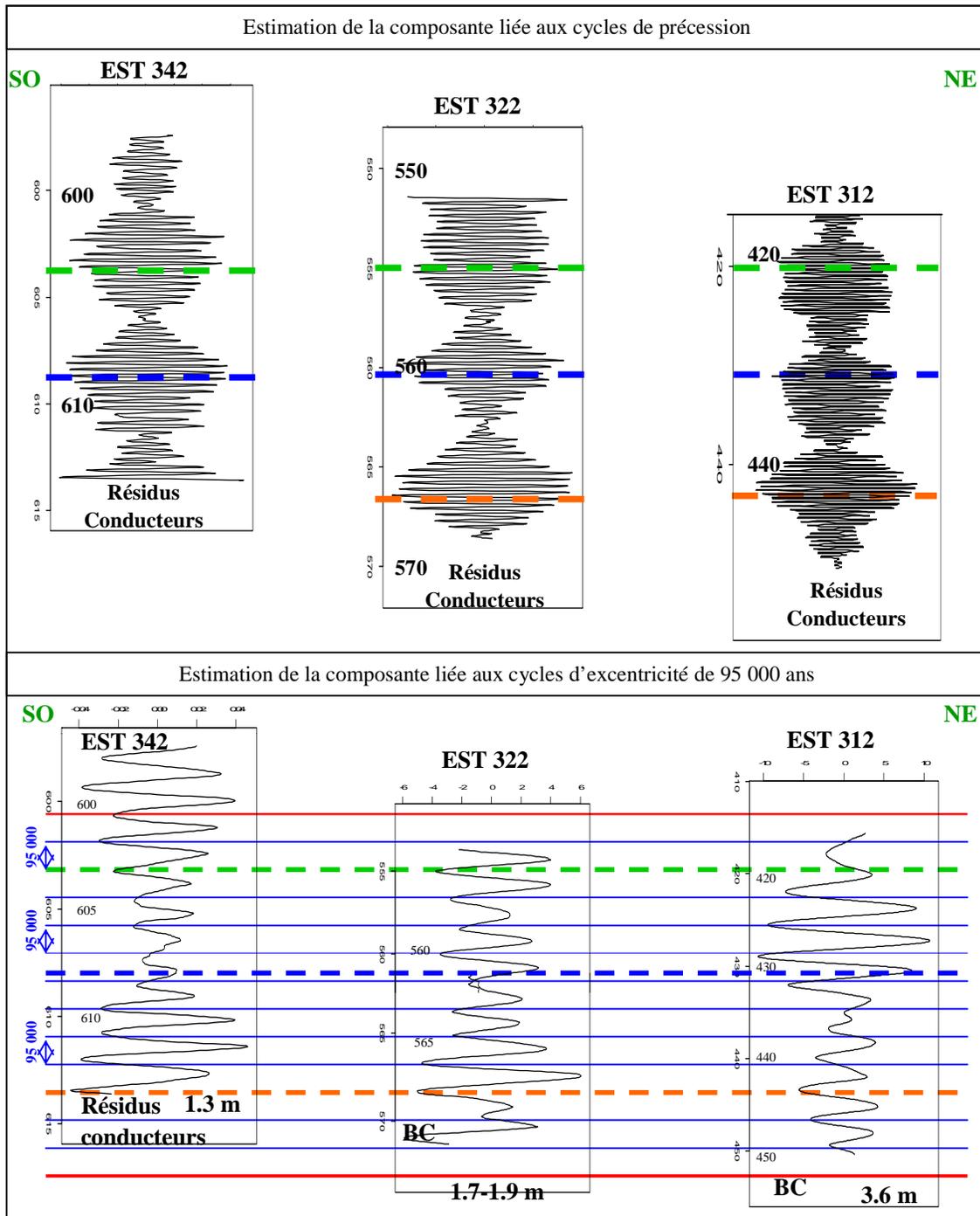


Figure 116 : Résultats de l'étude des cycles d'excentricité de 400 000 ans dans les forages FSP

La partie supérieure de la figure représente les estimations de la composante liée à la précession. Les modulations d'amplitude correspondent, dans EST 322, aux cycles d'excentricité de 400 000 ans. La partie inférieure de la figure correspond aux estimations de la composante liée à l'excentricité de 95 000 ans. Les maximums des modulations d'amplitude (lignes en pointillés) semblent être corrélables entre les forages ; ces corrélations représentent des lignes temps.

4. Etude de la compaction

La notion de compaction est essentielle pour toute réflexion prenant en compte les épaisseurs sédimentaires tels les calculs de taux de sédimentation, ces derniers pouvant être biaisés par les réductions d'épaisseur dues à la compaction. Pour obtenir les taux de sédimentation réels, il faut s'affranchir des taux de compaction. Les variations locales du taux de compaction peuvent biaiser la reconstitution de la géométrie des dépôts.

4.1 Etude de la compaction à partir des données diagraphiques

4.1.1 Comment étudier la compaction à partir des données diagraphiques ?

L'effet mécanique de la compaction se traduit par une diminution du volume, donc de porosité, et une augmentation de densité. La compaction a des effets sur les paramètres diagraphiques des argiles (Serra, 1985). D'une manière générale, les relations densité-porosité et sonique-porosité étant linéaires, la densité et le temps de parcours du son des argiles sont des fonctions exponentielles de la profondeur d'enfouissement dans le cas d'une compaction normale. A partir du sonique, il est possible d'étudier la compaction des argiles en suivant l'évolution du Δt_{SH} avec la profondeur. La résistivité dépend également de la porosité et toutes choses étant égales par ailleurs si la porosité diminue, la résistivité croît. La salinité augmentant assez fréquemment avec la profondeur, son action peut atténuer l'évolution de la résistivité avec la profondeur.

L'étude de la compaction peut être entreprise à partir des diagraphies différées et plus précisément à partir de celles affectées par les variations de porosité. L'étude consiste à étudier l'évolution avec la profondeur des paramètres diagraphiques (fondamentalement résistivités, densité, temps de trajet du son) principalement dans des argiles. Un profil de compaction est alors obtenu.

4.1.2 Faut-il utiliser les diagraphies dans les argilites pour quantifier le taux de compaction ?

Pour plusieurs raisons, cette méthodologie est difficilement applicable aux argilites callovo-oxfordiennes :

- Le profil de compaction est souvent calculé sur des gradients de profondeur très grands (> 1000 m) alors que l'épaisseur de la couche d'argilites, au niveau du site de Meuse/Haute-Marne, est inférieure à 200 m.
- Le taux de compaction doit être connu pour corriger les biais des calculs du taux de sédimentation liés à la compaction dans les argilites. Par cette méthode, il n'est pas quantifié.
- L'influence importante de la lithologie sur les vitesses acoustiques et sur les résistivités peut être à l'origine de certaines difficultés, voire même d'erreurs, lors des interprétations des profils de compaction. Les variations enregistrées sont beaucoup plus souvent liées à des fluctuations dans les caractéristiques lithologiques du sédiment argileux, qu'à une évolution de la porosité. Dans notre étude, les alternances argilo-carbonatées de plus en plus nombreuses vers le sommet de la formation seraient des sources d'erreurs au niveau de l'établissement de la courbe de compaction normale.

En général, les profils de compaction sont utilisés comme outil séquentiel permettant un premier dégrossissage et ne présentent donc pas d'intérêt pour l'analyse fine des variations du taux de sédimentation dans les argilites. Par conséquent, cette méthode n'est pas retenue pour notre étude.

4.2 Etude de la compaction à partir de mesures directes

4.2.1 Quels sont les taux de compaction donnés par la déformation des ammonites ?

La compaction des sédiments consiste en une réduction de leur épaisseur qui peut être quantifiée par le taux de compaction, T , correspondant au rapport entre l'épaisseur initiale, h_0 et l'épaisseur actuelle, h . Beudoin et al. (1987) ont exposé les différentes techniques de mesures directes pour restituer à partir du sédiment lui-même, l'épaisseur initiale pour la comparer à l'épaisseur actuelle d'une même tranche. La principale technique que nous avons utilisée dans les argilites est la déformation d'objets. Le principe est d'étudier des objets déformés dont on considère la forme initiale connue. Les objets sont les ammonites prélevées par Fortwengler, Marchand et Thierry pour la synthèse biostratigraphique (Thierry et al., 2006).

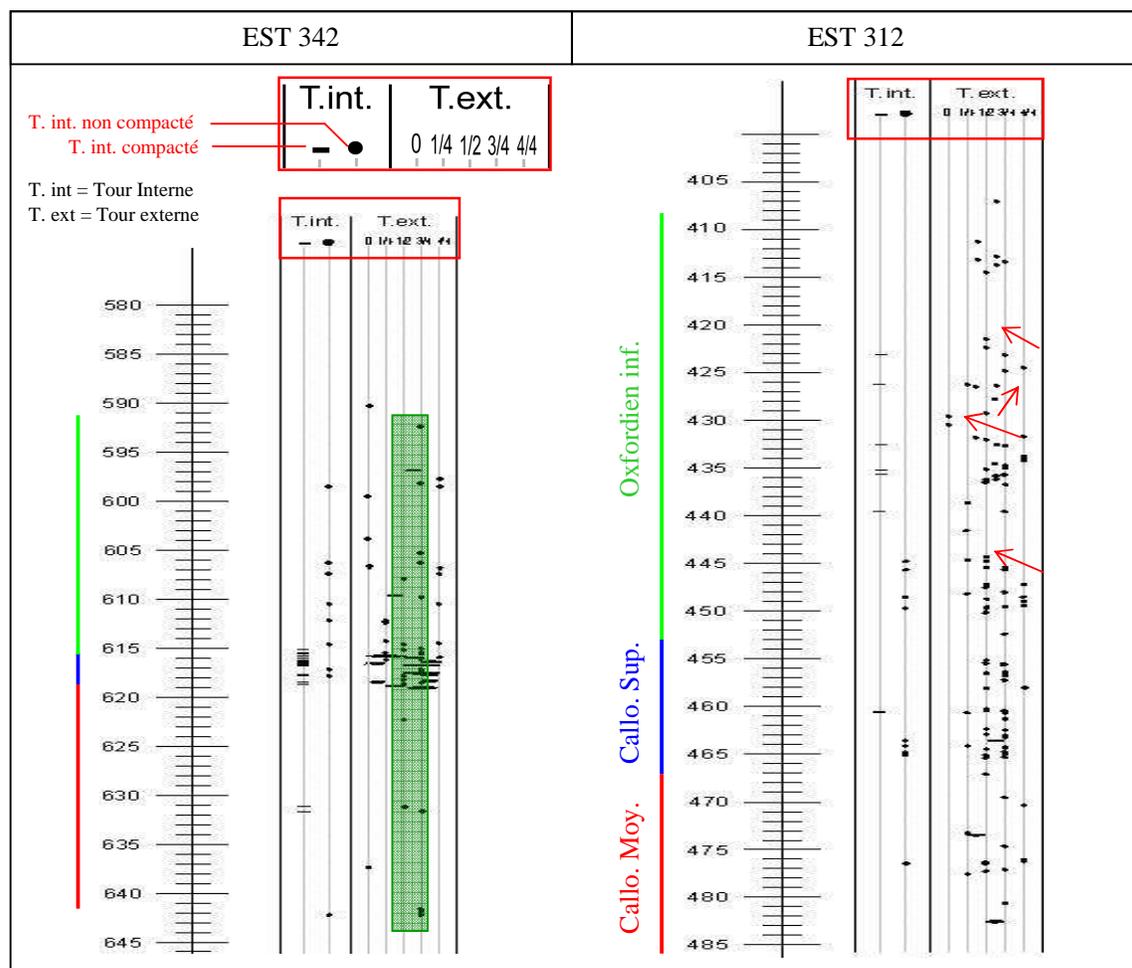


Figure 117 : Résultats de l'analyse de la compaction des ammonites des forages EST 312 et EST 342.

Les flèches rouges montrent quelques exemples de tendances vers des zones sur- (ou sous-) compactées. La zone verte représente la plus zone de plus forte densité de points dans EST 312.

Les forages étudiés sont EST 312 et EST 342. Les ammonites, dans ces forages, ont les caractéristiques suivantes :

- Les tours internes sont parfois pyritisés.
- Les coquilles sont généralement de petite taille, assez rarement fragmentées.
- Le plus souvent, ce sont des répliques et des moules internes.
- Les moules internes sont déformés sans être brisés, ce qui témoigne d'une évolution progressive au cours de l'enfouissement.

Nous avons étudié en détail la déformation des ammonites pour essayer d'extraire le taux de compaction. Ayant la connaissance de l'épaisseur initiale des ammonites, Didier Marchand a pu séparer les ammonites en cinq catégories selon la perte d'épaisseur : aucune perte (0), perte du quart de l'épaisseur, de la moitié, des trois quarts ou perte totale de l'épaisseur (film, 4/4) (Figure 117). Pour une porosité initiale d'environ 70%, sous l'hypothèse d'un contenu solide constant (c'est-à-dire en ignorant les transferts de matière) le taux de compaction est de l'ordre de 3 (Beaudoin et al. 1987). Dans EST 312 et EST 342, la mesure du taux de compaction, en particulier des moules internes d'ammonite, montre une grande dispersion. Dans EST 342, une forte densité d'ammonites datées du Callovien supérieur est observée. Les taux sont compris entre 1.3 et 4, voire même 5. La plupart des ammonites ont perdu la moitié voire les trois quarts de leur volume initial, ce qui correspond à un taux de compaction compris entre 2 et 4. Ces taux représentent une compaction modeste voire une surcompaction. Les taux classiques sont de 4 dans des marnes et 1.5 dans des carbonates (Beaudoin et al., 1987).

4.2.2 Existe-il une relation entre la compaction et les teneurs en carbonate ?

D'après les études menées par Beaudoin & Pinault (1992), les ammonites à valeur de taux de compaction proche de 1 sont sous-compactées et montrent une carbonatation précoce, interdisant une compaction mécanique. Celles dont le taux dépasse 4 sont sur-compactées et n'ont pu voir leur épaisseur à ce point réduite que par une soustraction de matière solide. Pour vérifier ces transferts de carbonate, des mesures de calcimétrie (calcimétrie Bernard) ont été faites sur 13 échantillons présentant des ammonites, réparties sur les deux forages EST 312 et EST 342, ayant des taux de compaction différents. Les résultats sont présentés Figure 118 et Figure 119. Les principaux résultats obtenus à partir de ces analyses sont les suivants :

- Les ammonites sur-compactées, ayant perdu plus des trois quarts de l'épaisseur initiale (taux de compaction $\tau > 5$), sont associées à des teneurs en carbonate inférieures à 40 %.
- Les ammonites normalement ou légèrement compactées, ayant perdu la moitié voire les trois quarts de l'épaisseur initiale (τ entre 2 et 4), sont associées à des teneurs en carbonates comprises entre 40 et 50 %.
- Les ammonites sous-compactées, ayant quasiment gardé leur épaisseur d'origine ($\tau \leq 1.3$), sont associées à des teneurs en carbonate d'environ 57 – 60 %.

Sur ces treize échantillons, les résultats de la comparaison entre les teneurs en carbonate et la compaction semblent confirmer que les individus sous-compactés sont les plus carbonatés, tandis que les exemplaires sur-compactés témoignent d'un départ de carbonate.

Forage	Genre – espèce Age	Perte	CaCO3 %	Photos
EST 342 610.36 m	? <i>Oxf. Inf.</i>	Interne : <i>pyriteux parfait 0</i> Extérieur : film 4/4	33.6 %	
EST 342 615.02 m	<i>Hecticoceras</i> <i>Oxf. Inf.</i>	3/4	46.6 %	
EST 342 618.47 m	<i>Hecticoceras sp.</i> <i>Callo. Sup.</i>	~ 0	59.9 %	
EST 342 618.73 m	<i>Huître parfaitement conservée.</i> <i>Sur le même échantillon, fragments de Kosmoceras</i>	0 3/4	57.7 % à l'intérieur de l'huître 49.6 % à l'extérieur de l'huître	

Figure 118 : Comparaison entre les teneurs en carbonate autour des ammonites et leur perte d'épaisseur dans EST 342.

4.2.3 Discussion

Dans EST 342 par exemple (Figure 117), des ammonites, datées du Callovien supérieur, surcompactées et sous-compactées ont été trouvées à proximité, voire même parfois sur le même échantillon. Il est difficile dans ce cas de corriger localement le taux de sédimentation.

A partir des mesures faites sur 13 échantillons, une relation semble exister entre le taux de compaction et les teneurs en carbonate. Nous avons vu que la conductivité de la matrice permet d'estimer l'évolution de ces teneurs quasiment en continu dans la formation d'argilites du Callovo-Oxfordien et que dans la partie supérieure de l'Oxfordien inférieur, la BC montre des cyclicités associées aux alternances argilo-carbonatées. On pourrait alors envisager que la partie la plus argileuse de la formation (autour de la surface SI 2) ait un taux de compaction supérieur à celui de la partie supérieure

de l'Oxfordien inférieur où les niveaux carbonatés sont de plus en plus nombreux. Il est difficile de proposer des lois compaction/décompaction pour des faciès argilo-carbonatés (Beaudoin & Pinault 1992). Pour établir la relation entre la compaction et les teneurs en carbonate d'une manière plus fiable, des mesures supplémentaires seraient nécessaires.

Forage	Genre – espèce Age	Perte	CaCO3 %	Photos
EST 312 449.70 m	<i>Cardioceras Scarburgense Oxf. Inf.</i>	> 3/4	38.9 %	
EST 312 464.47 m	<i>Quenstedtoceras henrici Callo. Sup.</i>	3/4	50.1 %	
EST 312 465.48 m	<i>Quenstedtoceras cf. messiaeni Callo. Sup.</i>	1/2	42.9 %	
EST 312 477.20 m	<i>Kosmoceras (Kosmoceras) bigoti Callo. Moy.</i>	1/2	41.4 %	

Figure 119 : Comparaison entre les teneurs en carbonate autour des ammonites et leur perte d'épaisseur dans EST 312.

Dans l'état actuel des connaissances, nous pouvons dire que, dans l'ensemble, les ammonites sont normalement compactées voire surcompactées. Les valeurs obtenues sont donc des valeurs moyennes pour des sédiments de types marnes et calcaires. Sous cette hypothèse, dans les argilites, les rapports

des taux de sédimentation ne sont pas fortement biaisés par des réductions différentielles d'épaisseur dues à la compaction. Dans un autre sens cette analyse préliminaire confirme l'importance des transferts de carbonate, sans doute sur des distances modestes. Ce qui permet alors d'utiliser des taux moyens de sédimentation, et, plus rigoureusement, leurs rapports.

5. Conclusion

Les conclusions de ce chapitre sont dans un premier temps méthodologiques :

- L'analyse krigéante est un outil performant pour mettre en évidence et pour quantifier les variations du taux de sédimentation datées du Callovien moyen et du Callovien supérieur. La méthodologie développée dans les intervalles datés de l'Oxfordien inférieur peut être appliquée aux intervalles datés du Callovien.
- L'analyse conjointe des estimations des cycles d'excentricité, du découpage biostratigraphique et en particulier des horizons ainsi que des images FMI[®] permet d'étudier finement (échelle métrique) l'évolution latérale et de mettre en évidence d'éventuels hiatus (à l'échelle des cycles de 95 000 ans).
- L'estimation de la composante liée à la précession montre des modulations d'amplitude qui sont associées aux cycles d'excentricité de 400 000 ans. L'analyse krigéante de l'ensemble des données diagraphiques et particulièrement des données FMI[®] au sein des argilites callovo-oxfordiennes permet donc de détecter des cycles de précession, d'obliquité et d'excentricité de 95 000 et de 400 000 ans.
- La méthodologie la plus adaptée pour l'étude des taux de compaction dans les argilites semble être l'étude de la compaction à partir de mesures directes et particulièrement la déformation d'objets tels que les ammonites. L'étude de la compaction à partir des données diagraphiques ne semble pas adapté à notre étude.

Les principales applications sont :

- Les changements de périodicité datés du Callovien, à l'échelle des cycles d'ordre trois, sont synchrones. La connaissance de ces variations du taux des sédimentations ainsi que la numération des cycles d'excentricité de 95 000 ans permettent le passage un repère géochronologique et ainsi d'étudier l'évolution du taux de sédimentation en fonction du temps.
- La détection des cycles de 400 000 ans permet d'obtenir des points de calage au sein d'intervalles où les corrélations diagraphiques sont difficiles à cause de l'homogénéité lithologique (Intervalle homogène 1). Cette application n'est qu'un exemple. La méthodologie développée peut s'étendre à l'étude des zones dont l'enregistrement est mauvais ou encore aux zones où des hiatus ou fortes condensations existent.
- L'étude de la compaction à partir de la déformation des ammonites a permis de montrer que les valeurs obtenues dans EST 312 et EST 342 sont des valeurs moyennes pour des sédiments de types marnes et calcaires. Les rapports des taux de sédimentation ne sont pas fortement biaisés par des réductions différentielles d'épaisseur dues à la compaction.

Lorsque le passage à un repère géochronologique est réalisé, la première application est le calcul de variogrammes temporels. Le calcul de ces variogrammes est un moyen de vérification. En effet, interpréter par exemple un cycle de 20 000 ans comme un cycle de 100 000 ans pourrait engendrer une grande cyclicité anormale au niveau du variogramme temporel. La loi de conversion de la profondeur

en temps est obtenue.

Travailler dans le référentiel géochronologique permet de calculer le variogramme dans la totalité de l'Oxfordien inférieur, ce qui était impossible dans le référentiel spatial à cause des variations du taux de sédimentation. Les variogrammes temporels obtenus sont parfaitement périodiques (Figure 120). La composante parabolique de grande portée de ces variogrammes montre que les propriétés évoluent très lentement de façon continue. Les périodes plus courtes n'apparaissent pas clairement ; leur poids dans la variance totale est probablement trop faible.

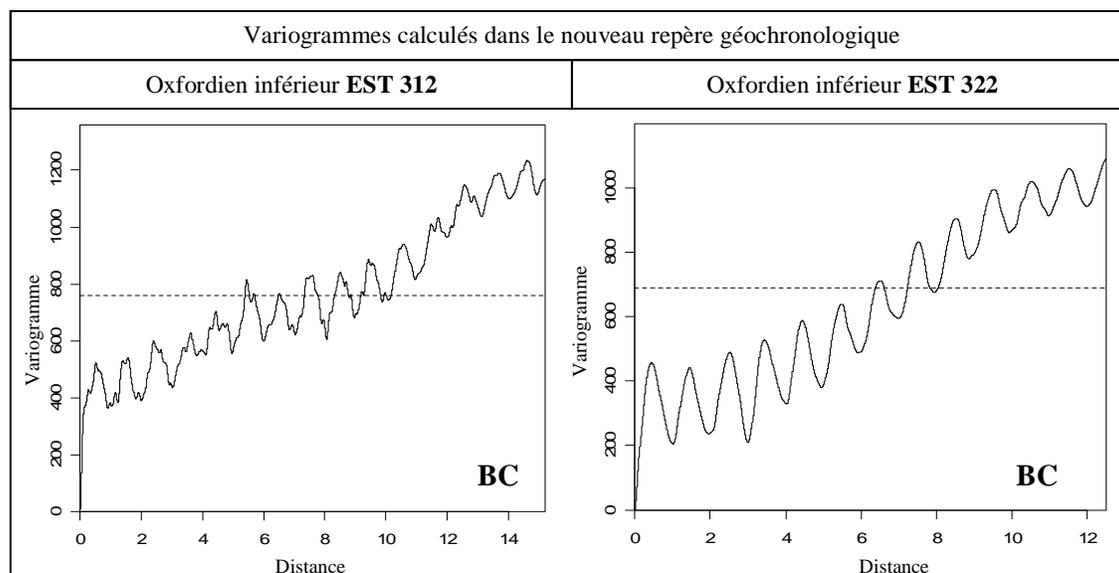


Figure 120 : Variogrammes calculés dans le référentiel géochronologique à partir de la conductivité de la matrice, dans l'Oxfordien inférieur des forages EST 312 et EST 322.

Chapitre 7

Résultats et discussion

1.	<i>Estimation des durées</i>	195
1.1	Estimation de la durée de la zone à Coronatum datée (Callovien moyen).....	195
1.2	Estimation de la durée de la zone à Lamberti (Callovien supérieur).....	196
1.3	Estimation de la durée de la zone à Mariae datée de l'Oxfordien inférieur.....	197
1.4	Comparaison avec les autres estimations.....	198
2.	<i>Quantification du diachronisme du changement d'interstratifiés</i>	199
3.	<i>Organisation spatiale des variations du taux de sédimentation</i>	202
4.	<i>Comment interpréter les variations du taux de sédimentation ?</i>	209
4.1	Le changement du taux de sédimentation daté de la base de l'Oxfordien inférieur.....	209
4.2	Le changement du taux de sédimentation daté du Callovien moyen.....	211
4.3	Les changements du taux de sédimentation datés du Callovien supérieur.....	213
5.	<i>Synthèse</i>	215

Ce chapitre replace l'ensemble des résultats dans le contexte général. La Figure 121 résume les différentes étapes de la méthodologie développée, dans ce travail, pour transformer les intervalles de profondeur en intervalles de temps à partir des données diagraphiques, et particulièrement des données FMI[®]. Travailler dans un repère géochronologique permet dans un premier temps d'obtenir des durées. Des estimations de durées des unités biostratigraphiques peuvent donc être faites dans les forages Andra, lorsque les limites de zones sont connues.

La comparaison entre les corrélations diagraphiques et la corrélation du changement d'interstratifiés Illite/Smectite entre les forages Andra avait montré des divergences suggérant un diachronisme de ce changement. Le passage à un repère géochronologique permet de quantifier la durée du diachronisme.

L'analyse krigéante a permis de montrer que le taux de sédimentation n'est pas constant au cours du temps. La deuxième partie de ce chapitre portera, sur l'étude de l'organisation spatiale des variations du taux de sédimentation dans les trois intervalles datés de l'Oxfordien inférieur, puis sur l'étude des variations du taux datés du Callovien moyen, le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur pour tenter de trouver l'origine de ces variations.

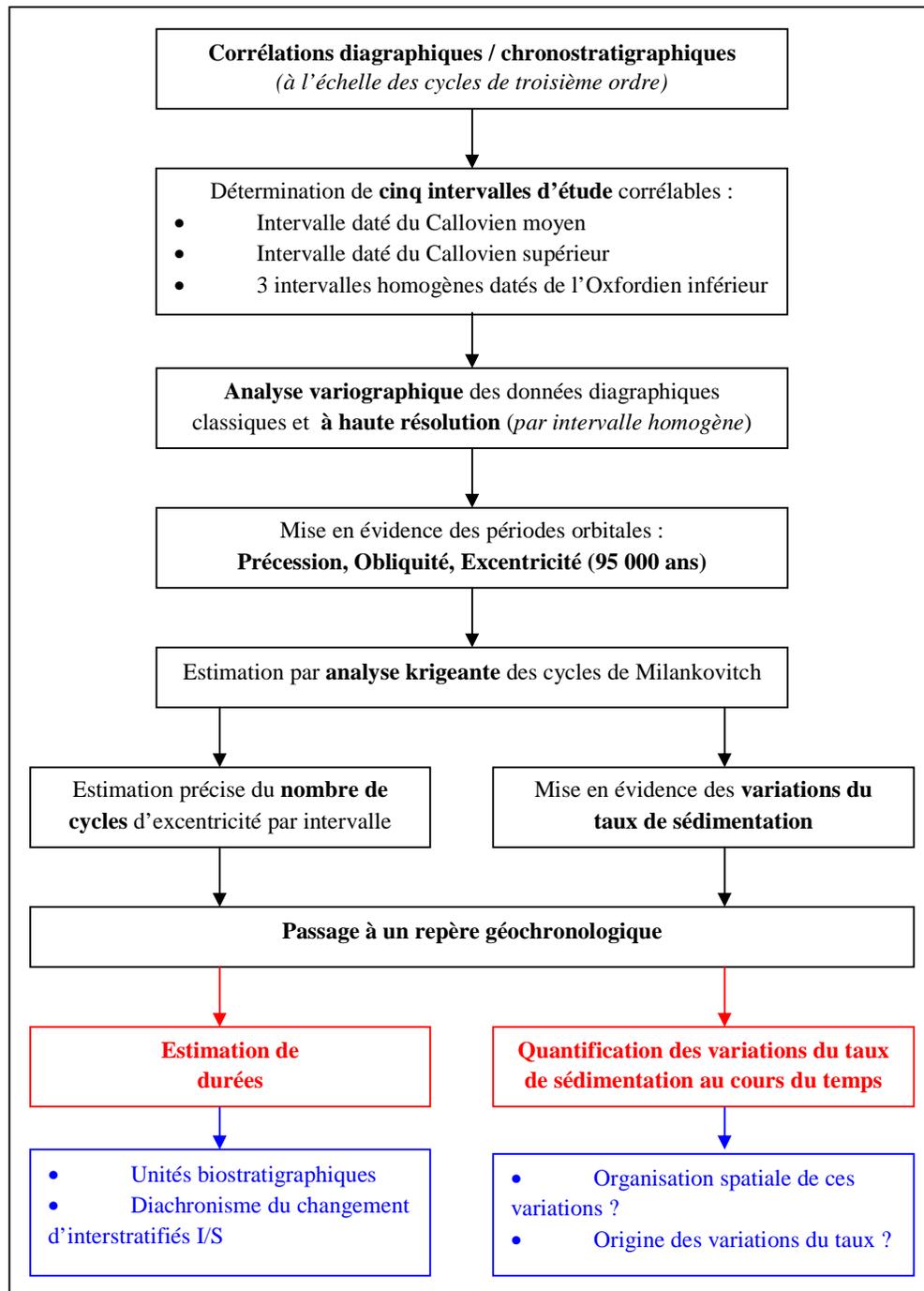


Figure 121 : Schéma des différentes étapes réalisées pour passer à un repère géochronologique.

1. Estimation des durées

L'analyse variographique a permis de mettre en évidence l'ensemble des cyclicités orbitales (précession, obliquité et excentricité) enregistrées dans la série. Les cycles d'excentricité (95 000 ans) ont pu être estimés, par analyse krigéante dans les forages FSP à partir des données FMI®, dans les intervalles datés du Callovien moyen à l'Oxfordien inférieur. Cette méthode permettant de compter facilement les cycles, l'une de ses premières applications est donc l'estimation des durées des unités biostratigraphiques.

1.1 Estimation de la durée de la zone à Coronatum datée (Callovien moyen)

Dans les forages EST 312 et EST 342, la limite inférieure de la zone à Coronatum n'a pas été identifiée (Thierry et al., 2006). Dans EST 322, cette limite est située entre 603 et 607.05 m. La limite supérieure est comprise entre 579.73 et 583.24 m. Nous évaluons donc la durée de la zone à Coronatum à partir des résultats du forage EST 322.

En étudiant la limite entre les intervalles datés du Callovien moyen et du Callovien supérieur, un changement de périodicité (associé à un changement d'amplitude et à une 'perturbation' de l'estimation) avait été mis en évidence Figure 105 sur les estimations des composantes liées à l'excentricité. Celui-ci correspondait approximativement dans EST 342 à la limite Callovien moyen/Callovien supérieur mise en évidence par les biostratigraphes entre 619 et 618,5 m environ. Une zone similaire était observée entre 579 et 580 m dans EST 322 (Figure 105, Figure 122).

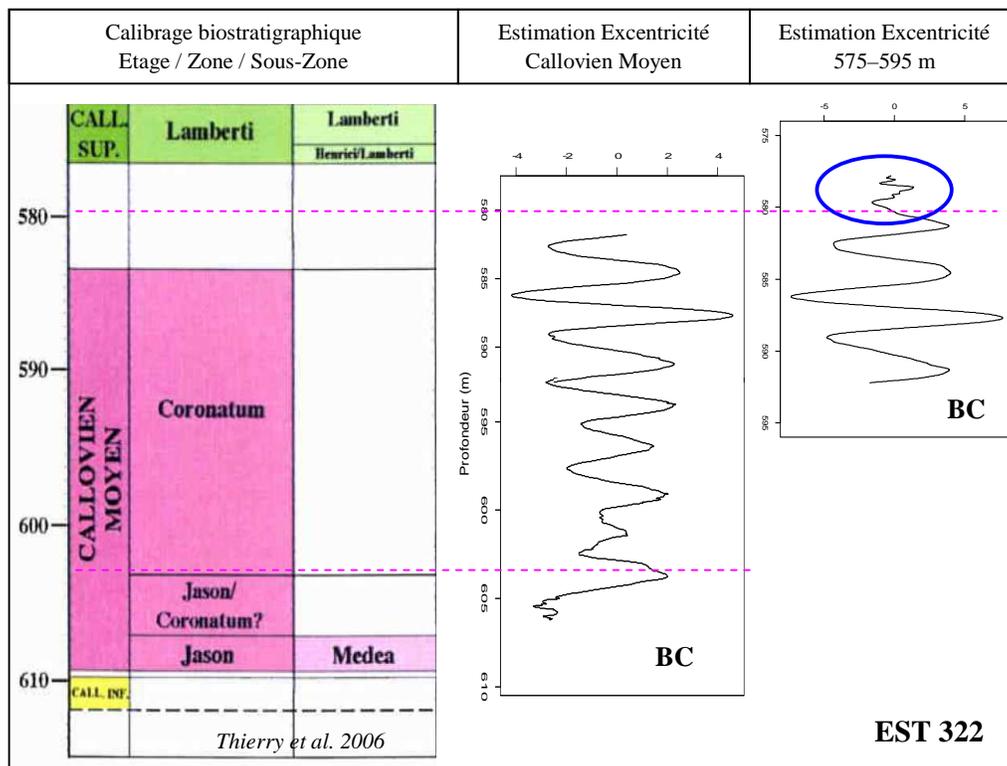


Figure 122 : Estimation de la durée de la zone à Coronatum du forage EST 322 à partir du nombre de cycles d'excentricité (95 000 ans) datés de cette zone.

Si la limite supérieure de l'intervalle daté du Callovien moyen est située à 580 m, 8.5 cycles

d'excentricité sont datés de la zone à Coronatum, ce qui permet d'estimer sa durée à 0.81 Ma. Si la limite inférieure de l'intervalle comprend la zone d'incertitude 'Jason/Coronatum ?', et que la limite supérieure est fixée à la base de la zone à Lamberti, la durée de la zone peut s'étendre à 10 cycles environ : 0.95 Ma. La durée de la zone à Coronatum est donc de $0.9 \text{ Ma} \pm 0.1 \text{ Ma}$. La durée de la zone à Jason n'est pas estimée puisqu'elle est quantifiable uniquement dans EST 322 (dans les autres forages, les limites n'ont pas été déterminées), et sa durée peut varier en fonction de la prise en compte ou non de la zone d'incertitude nommée 'Jason/Coronatum ?'.

1.2 Estimation de la durée de la zone à Lamberti (Callovien supérieur)

Les limites de cette zone ont été déterminées plus précisément (incertitude inférieure à 1.5 m) dans les forages EST 342 et EST 312. L'interprétation de la Figure 108 a permis de mettre en évidence des condensations ou des hiatus dans EST 342. La durée de la zone à Lamberti est évaluée à partir des résultats concernant le forage EST 312. Les limites inférieure et supérieure de la zone à Lamberti sont respectivement de 465.90 m et 454.61 ou 453.38 m (Thierry et al. 2006).

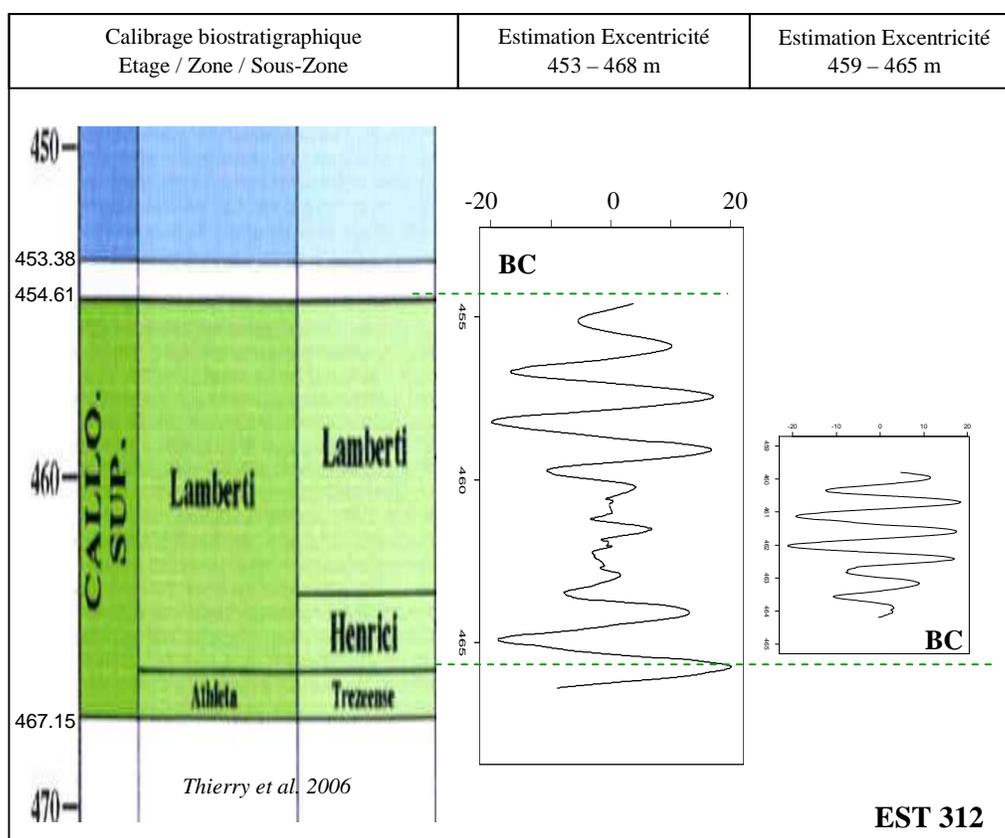


Figure 123 : Estimation de la durée de la zone à Lamberti du forage EST 312 à partir du nombre de cycles d'excentricité (95 000 ans) datés de cette zone.

L'analyse de la Figure 123 montre que 9.5 cycles d'excentricité sont datés de la zone à Lamberti comprise entre 465.90 et 454.61 m. 10.5 cycles d'excentricité sont datés de cette zone si sa limite supérieure est à 453.38 m. Sa durée peut donc être estimée à $0.9 \text{ Ma} \pm 0.1 \text{ Ma}$.

La durée de la zone à Athleta ne peut être estimée dans les forages Andra puisqu'elle a principalement été identifiée dans EST 312 mais que sa limite inférieure n'a pas été déterminée.

1.3 Estimation de la durée de la zone à Mariae datée de l'Oxfordien inférieur

L'estimation de la durée de la zone à Mariae peut être effectuée uniquement dans EST 322 puisque l'incertitude sur la position de la limite entre la zone à Mariae et la zone à Cordatum y est inférieure à 1 m. Les limites inférieure et supérieure de la zone à Mariae sont respectivement entre 572.75 et 571.42 et entre 518.59 et 517.62 m (Figure 124).

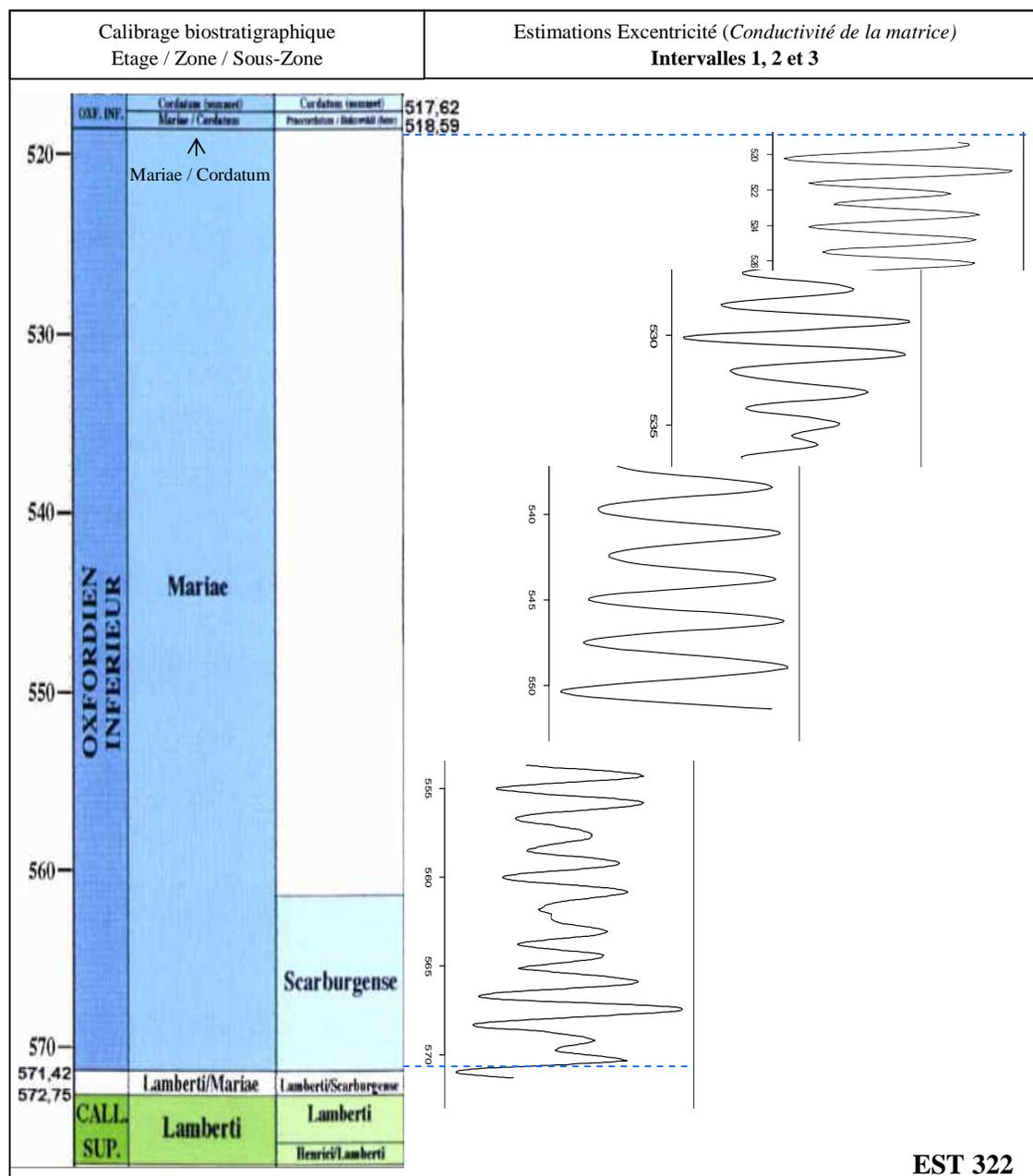


Figure 124 : Estimation de la durée de la zone à Mariae du forage EST 322 à partir du nombre de cycles d'excentricité (95 000 ans) datés de cette zone.

Entre 28 et 29 cycles d'excentricité sont datés de la zone à Mariae (Figure 124). Si les limites de la zone à Mariae prennent en compte les zones d'incertitude entre 572.75 et 571.42 m et entre 518.59 et

517.62 m, 30 cycles d'excentricité sont datés de cette zone. La durée de la zone à *Mariae* est estimée à environ $2.7 \text{ Ma} \pm 0.1 \text{ Ma}$.

1.4 Comparaison avec les autres estimations

La Figure 125 présente les durées des zones à ammonites obtenues par Gradstein et al. (2004). La durée de la zone à *Lamberti* est de 0.8 Ma ; cette valeur est cohérente avec les résultats obtenus dans EST 312 (Figure 123). Gradstein et al. estiment la durée de la zone à *Mariae* à 0.6 Ma (Figure 125). Notre estimation remet en cause ce résultat puisque nous avons obtenu pour la zone à *Mariae* une durée d'environ 2.7 Ma.

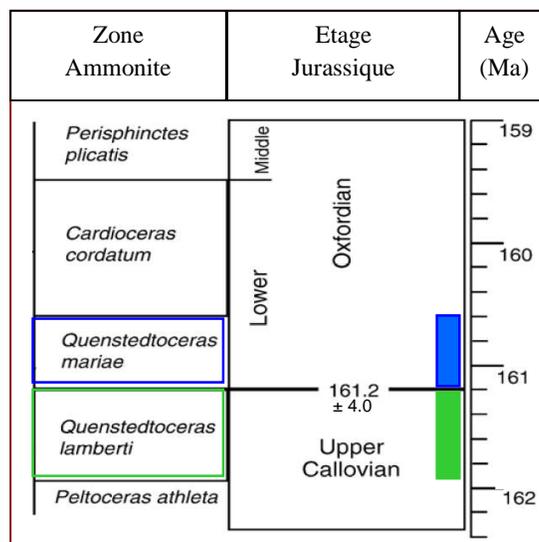


Figure 125 : Estimation de la durée des zones à Ammonites d'après Gradstein et al. (2004).

L'étude menée par Brégoïn (2003) avait permis d'estimer la durée de la zone à *Mariae* à 2 Ma. L'étude récente de données de susceptibilité magnétique a conduit Huret (2006) à estimer la durée des zones à *Coronatum*, *Lamberti* et *Mariae* à respectivement 0.81 Ma, 0.76 Ma et 2.6 Ma. Ces résultats confirment les estimations de durée de notre étude.

En conclusion, dans les argilites, l'approche cyclostratigraphique d'outils à haute résolution :

- Permet de donner des durées absolues dans une zone où peu de datations absolues sont connues (la Figure 125 montre par exemple que la limite Callovien/Oxfordien est connue à plus ou moins 4 Ma).
- Permet d'estimer les durées des zones à ammonites avec une précision de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années.
- Remet en cause les estimations de durée des zones à ammonites, particulièrement dans les sédiments datés de l'Oxfordien inférieur.

L'analyse krigeante des données FMI® représente, dans cette étude, un outil très performant pour l'estimation de durées absolues, et particulièrement dans des sédiments d'âge Jurassique, où le manque de données (datation absolue) est souvent à l'origine de nombreuses incertitudes au niveau de l'échelle des temps.

2. Quantification du diachronisme du changement d'interstratifiés

Rappel :

La moitié inférieure du Callovo-Oxfordien est caractérisée par la présence de kaolinite et d'I/S de type R1 alors que la moitié supérieure de la formation ne montre pas de kaolinite et enregistre la présence d'I/S de type R0. Les interstratifiés illite/smectite de type R0 (désordonné) ont une teneur en smectite (I/S R0) comprise entre 50 et 70%. Les interstratifiés illite/smectite de type R1 (ordonné) ont une teneur en smectite comprise entre 20 et 40%.

D'après Pellenard (1999), ce changement minéralogique, marqué par l'augmentation des smectites, correspond au maximum d'inondation de la zone à Mariae et reflète une modification importante des sources détritiques, et non pas une évolution diagénétique des minéraux argileux, liée à l'enfouissement. L'arrivée massive de smectites, à l'Oxfordien inférieur, pourrait traduire la première mise en communication de l'océan Atlantique en voie d'ouverture avec le bassin de Paris, à l'occasion d'une montée importante du niveau marin.

L'hypothèse d'un non synchronisme du changement d'interstratifiés avait été proposée dans la partie 2.5 du chapitre 2. En effet, sur la Figure 20, le trait corrélant ce changement entre les forages EST 342, EST 322, HTM 102 et EST 312 coupe les corrélations diagraphiques.

Forage	EST 312	EST 322	HTM 102	EST 103	EST 205	EST 342	MSE 101
Profondeurs de l'intervalle dans lequel se produit le changement d'interstratifiés**	Entre 440.16 et 441.32 m	Entre 551.25 et 553.82 m	Entre 416.20* et 422.79* m	Entre 494.07 et 498.21 m	Entre 489 et 493.47 m	Entre 600.14 et 602.14 m	Entre 578.05* et 579.54* m

* source : rapports ERM des différents forages.

* intervalle réduit par rapport à l'intervalle total sur lequel s'effectue le changement d'interstratifiés

Tableau 4 : Profondeurs des intervalles au sein desquels le changement d'interstratifiés I/S se produit.

Les changements d'interstratifiés (Tableau 4) ont été reportés sur la Figure 126 et la Figure 127 ; les principaux résultats sont :

- Le non synchronisme du changement d'interstratifiés. Ces changements ne situent pas sur la même ligne temps, le non synchronisme est confirmé.
- La position du changement d'interstratifiés par rapport à la surface d'inondation maximale. Il se situe sous la surface SI2 dans EST 312, au niveau de la surface SI2 dans EST 205 et au dessus dans les forages EST 322 et EST 342.
- La possibilité de quantifier le diachronisme. Ainsi il est estimé au minimum à :
 - 300 000 ans entre EST 312 et EST 205
 - 400 000 ans entre EST 205 et EST 322
 - 100 000 ans entre EST 322 et EST 342
 - 200 000 ans entre EST 312 et MSE 101
 - 2/300 000 ans entre EST 312 et HTM 102

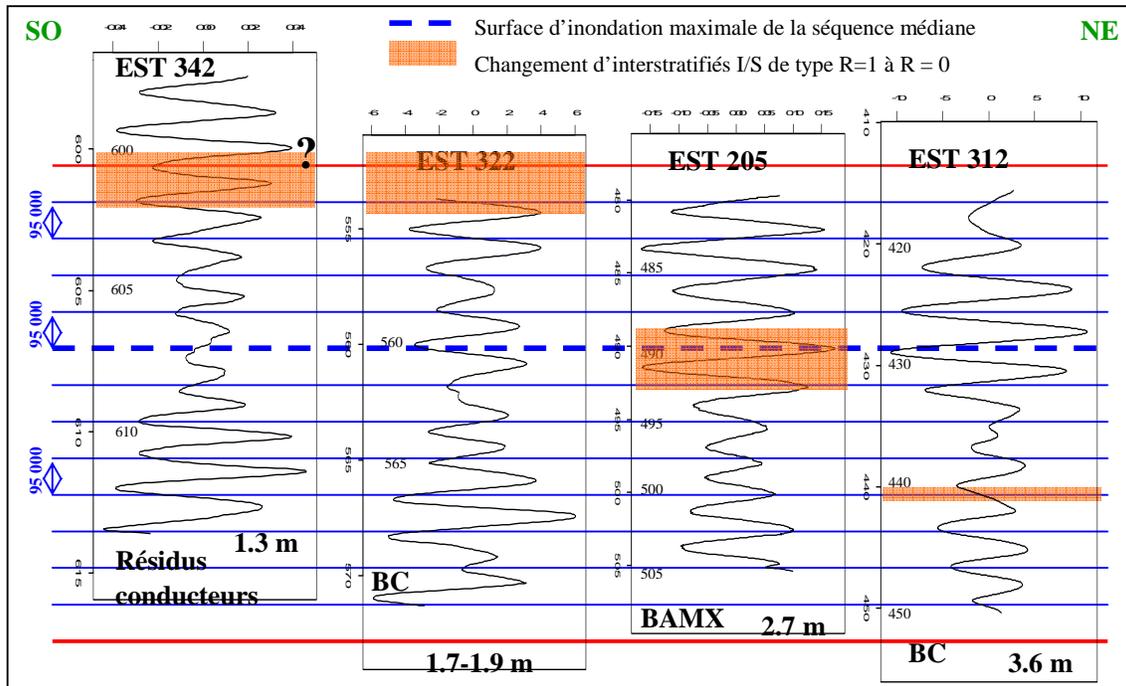


Figure 126 : Quantification du diachronisme du changement d'interstratifiés I/S sur le transect SO-NE constitué des forages EST 342, EST 322, EST 205 et EST 312.

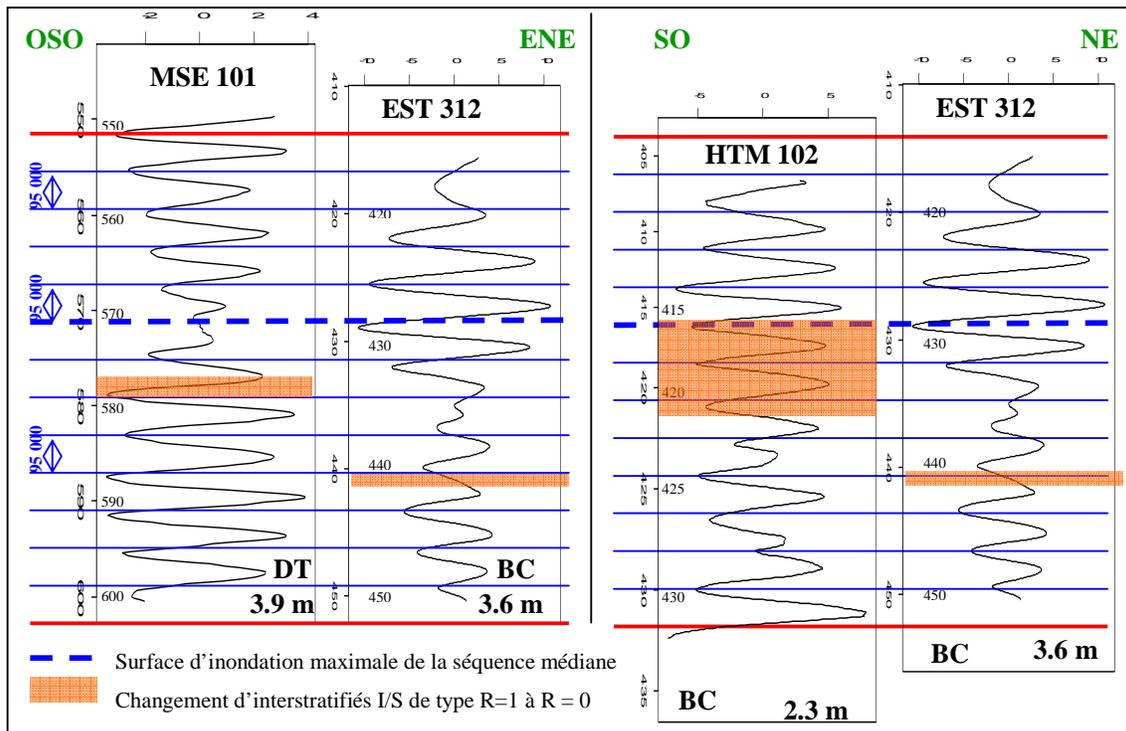


Figure 127 : Quantification du diachronisme du changement d'interstratifiés I/S entre EST 312 et MSE 101 et entre EST 312 et HTM 102.

Les courbes de la Figure 126 et la Figure 127 sont les estimations des cycles d'excentricité. L'intervalle entre deux lignes bleues correspond à une durée de 95 000 ans. Les lignes rouges sont les limites de l'intervalle homogène 1.

Le premier changement d'interstratifiés se produit dans EST 312. Si ce changement est pris comme référence et que la durée absolue entre ce changement et le changement se produisant dans les autres forages est reportée sur la Figure 128, on observe une organisation spatiale. Le premier changement d'interstratifiés s'est produit au Nord-Est (EST 312) puis il a eu lieu de plus en plus tard en direction du Sud-Ouest (EST 342).

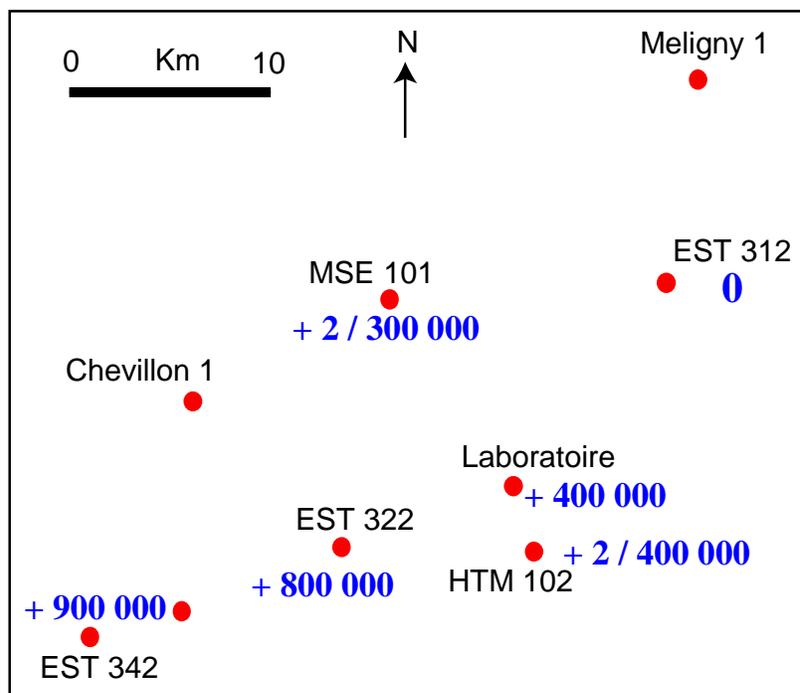


Figure 128 : Cartographie du diachronisme du changement d'interstratifiés au niveau des forages du site de Meuse/Haute-Marne.

Le changement d'interstratifiés s'est produit dans un premier temps au niveau du forage EST 312. Ce changement a été pris comme référence '0'. La valeur représentée correspond à la durée absolue après laquelle le changement d'interstratifiés s'est produit dans les autres forages par rapport à EST 312. Par exemple, le changement dans EST 322 s'est produit 800 000 ans après celui du forage EST 312.

En conclusion, nous avons montré que ce changement d'interstratifiés 1) n'est pas synchrone ; 2) est organisé spatialement ; 3) se produit dans EST 342, au Sud-Ouest, 900 000 ans après celui du forage EST 312, au Nord-Est du site de Meuse/Haute-Marne.

L'origine de ce changement d'interstratifiés n'est pas encore déterminée. Il ne peut être lié uniquement aux séquences de troisième ordre et à la surface d'inondation maximale. Par ailleurs, si ce changement est diagénétique, sa cohérence spatiale reste difficile à expliquer.

3. Organisation spatiale des variations du taux de sédimentation

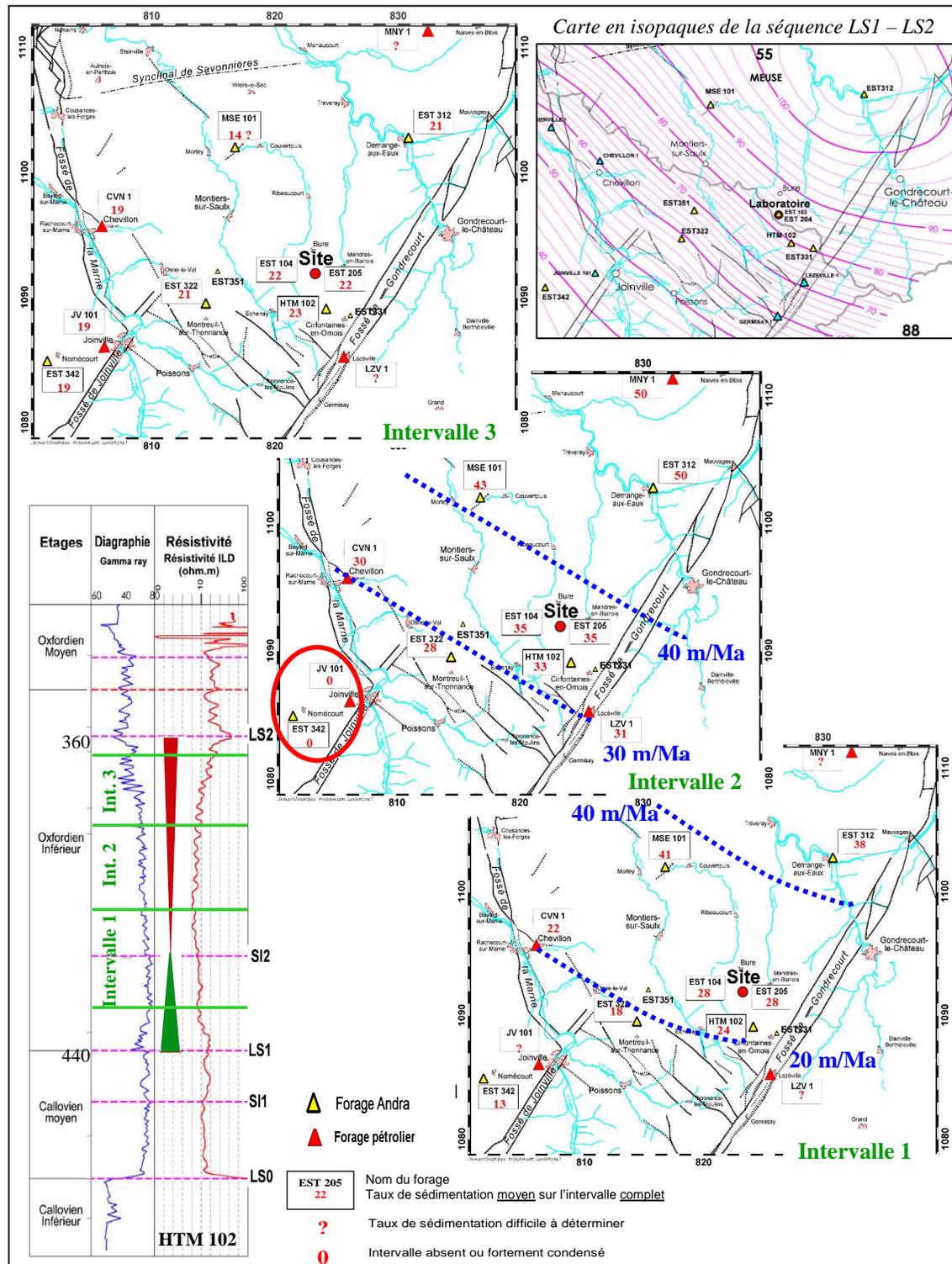


Figure 129: Taux de sédimentation (sans décompaction) au sein des intervalles homogènes 1, 2 et 3 datés de l'Oxfordien inférieur des forages du site de Meuse/Haute-Marne.

Les lignes en pointillés (bleu) ont été reportées manuellement et sont représentées à titre indicatif.

L'étude approfondie des cyclicités dans les intervalles datés du Callovien moyen (Figure 102, Figure 105) et du Callovien supérieur (Figure 107, Figure 108) a pu être menée au niveau des forages FSP et HTM 102. Il est préférable d'étudier l'organisation spatiale du taux de sédimentation dans les intervalles datés de l'Oxfordien inférieur puisque le nombre de forages où le taux a pu être quantifié est important (forages Andra et forages pétroliers) (Figure 129). Les travaux menés par l'Andra dans la séquence médiane (troisième ordre), comprenant les intervalles homogènes 1, 2 et 3, ont permis de montrer (Rapport Andra, C.RP.ADS.04.0022.A) :

- L'enrichissement progressif en petits horizons et nodules carbonatés (Figure 9) dans les 20 à 25 mètres supérieurs de la séquence médiane.
- Le milieu de dépôt : La profondeur atteinte est, au maximum, d'une centaine de mètres au moment de la surface d'inondation maximale SI2.
- L'origine des apports : Comme pour la séquence inférieure, les apports de matériaux terrigènes se font globalement du Nord vers le Sud.
- Les variations d'épaisseur : Sur le secteur, l'épaisseur globale de la séquence augmente depuis le Sud-Ouest, avec quelques dizaines de mètres à l'affleurement de Saint-Blin (Collin et Courville, 2000) et dans le forage EST342, vers le Nord-Est où elle atteint plus de 100 mètres dans EST312 (Diastrata, 2003) (carte en isopaques de la séquence médiane LS1-LS2, Figure 9, Figure 129).

Pour approfondir l'étude des variations d'épaisseur de la séquence médiane, les taux de sédimentation (non décompactés) obtenus par l'analyse géostatistique des données diagraphiques ont été reportés, par intervalle homogène, sur les cartes de la Figure 129. Les valeurs des taux de sédimentation sont des moyennes sur l'ensemble de chaque intervalle. Des condensations ont été mises en évidence par analyse krigeante au sein des intervalles homogènes ; elles seront détaillées dans la partie suivante.

L'interprétation de ces cartes, en termes de variations spatiales du taux de sédimentation, met en évidence (Figure 129):

- Une diminution progressive du taux de sédimentation de 38 m/Ma au NE (EST 312) à 13 m/Ma (EST 342) au SO dans l'intervalle 1. Dans ces forages, le nombre de cycles est identique.
- Une diminution progressive du taux de sédimentation de 50 m/Ma au NE (EST 312) à 28 m/Ma au SO (EST 322) dans l'intervalle 2.
- Une forte condensation ou une absence de l'intervalle 2 dans les forages JV101 et EST 342 situés à l'ouest des fossés de Joinville et de la Marne (cercle rouge, Figure 129).
- Une évolution peu marquée du taux de sédimentation dans l'intervalle 3, à l'exception du forage MSE 101.

Les taux de sédimentation sont donc organisés spatialement dans les intervalles 1 et 2. Dans l'intervalle 1, la diminution du taux de sédimentation entre les forages sur le site du laboratoire et EST 322 est plus forte (1.1 m/Ma/Km) qu'entre EST 312 et les forages sur le site (0.8 m/Ma/Km). Dans l'intervalle 2, la diminution la plus importante du taux de sédimentation (2.1 m/Ma/Km) n'est plus entre les forages sur le site du laboratoire et EST 322 (0.8 m/Ma/Km) mais entre EST 322 et EST 342 (Figure 130). La flexure, marquée par une diminution plus forte du taux de sédimentation, se décale vers le Sud-Ouest entre l'intervalle 1 et l'intervalle 2.

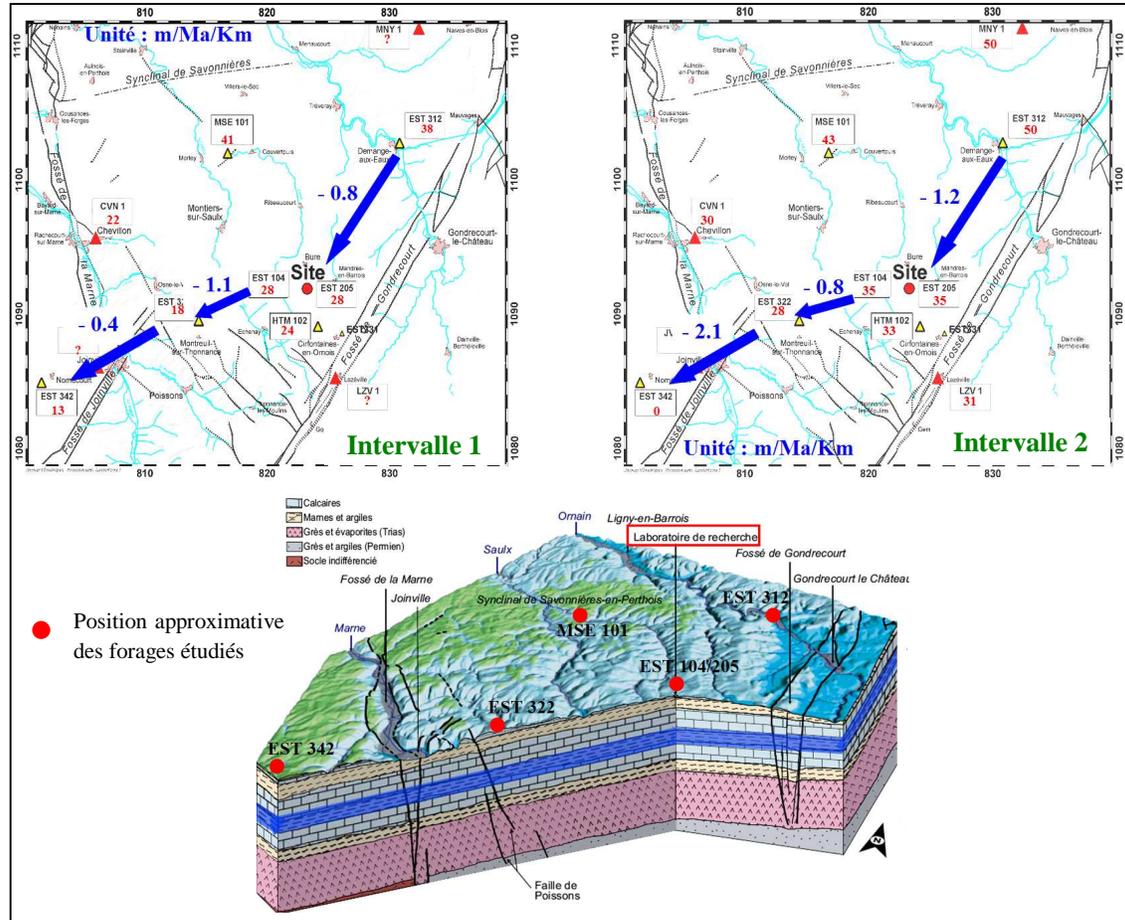


Figure 130 : Variations du taux de sédimentation dans les intervalles 1 et 2 (en m/Ma/km) sur trois tronçons : 1) EST 312 – Forages sur le site du laboratoire ; 2) Forages sur site – EST 322 ; 3) EST 322 - EST 342.

Le bloc diagramme géologique du secteur de Meuse/Haute-Marne (état actuel) a été ajouté pour localiser la géologie du substratum infra couverture dans le secteur d'étude : socle hercynien ou bassin permo-carbonifère qui pourrait expliquer les différences du subsidence.

Sur les estimations de la composante liée à l'excentricité calculées à partir du sonique dans l'intervalle 1 des forages du site de Meuse/Haute-Marne (Figure 81, Figure 93), des changements locaux de l'amplitude ainsi que des estimations moins nettes ont été observées à :

- 429 – 430 m dans EST 312
- 570 – 572 m dans MSE 101
- 560 – 561 m dans EST 322
- 418 – 420 m dans HTM 102
- 495 – 496 m dans EST 104

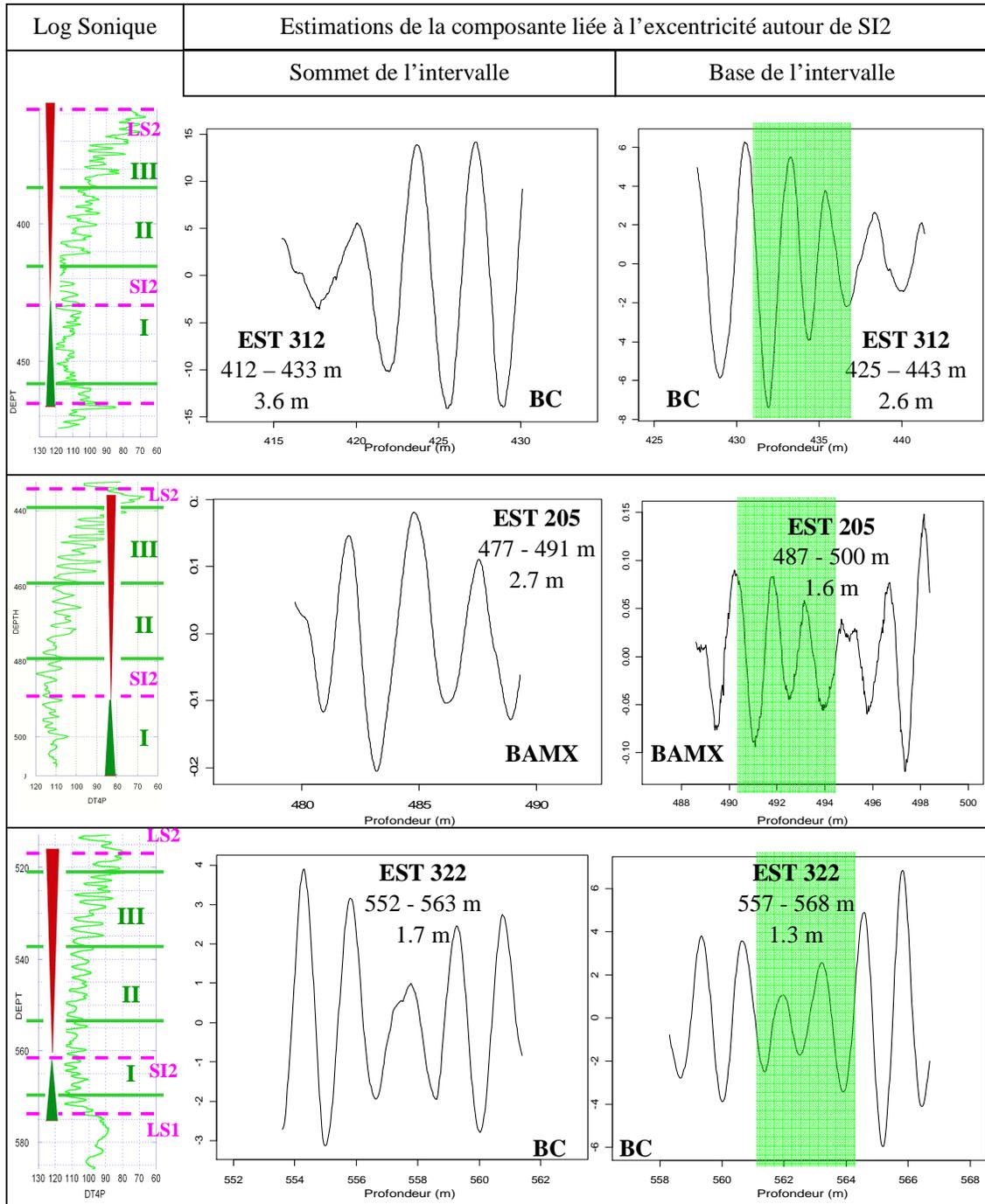


Figure 131 : Résultats des estimations des cycles d'excentricité dans des intervalles situés autour de la surface d'inondation maximale SI2 dans les forages le long du transect SO-NE : EST 312, EST 205 et EST 322.

Les intervalles étudiés ici sont des parties de l'intervalle homogène 1 daté de la base de l'Oxfordien inférieur. L'objectif de ce travail en intervalles plus petits que l'intervalle 1 est la mise en évidence des variations du taux de sédimentation et la quantification des taux de part et d'autre de la surface SI2.

Les estimations de la composante liée à l'excentricité calculées dans l'intervalle 1 (daté de la base de l'Oxfordien inférieur) à partir de la conductivité de la matrice dans EST 104 (Figure 80, Figure 82), HTM 102 (Figure 80) et EST 312 (Figure 87) ont prouvé que les variations d'amplitude de l'estimation, faites à partir du sonique, sont dues à des variations du taux de sédimentation qui sont synchrones (même ligne temps au niveau du passage à un repère géochronologique et datation de l'horizon à *Woodhamense*). Ainsi dans EST 104, le taux passe de 19 m/Ma (calcul effectué entre 495 et 509 m) à 28 m/Ma (calcul effectué entre 480 et 496 m). Dans HTM 102 il passe de 19 m/Ma (calcul effectué entre 414 et 433 m) à 29 m/Ma (calcul effectué entre 404 et 418 m) (Figure 80).

Au niveau des forages EST 322 et EST 312 (Figure 134), une augmentation du taux de sédimentation (non décompacté) s'observe également vers le sommet de l'intervalle ; il passe de 14 à 18 m/Ma dans EST 322 et de 27 à 38 m/Ma dans EST 312.

L'analyse des forages FSP (EST 312, EST 322 et EST 342) permet de voir que les variations du taux de sédimentation enregistrées dans ces trois forages sont représentatives des tendances observées dans l'ensemble des forages (Figure 129, Figure 131). Une analyse plus fine des variations du taux de sédimentation peut donc être menée à partir de ces forages (Figure 132), où les données FMI[®] sont disponibles.

La Figure 132 permet de retrouver, à partir des forages EST 312, EST 322 et EST 342, les tendances mises en évidence par l'ensemble des forages du site de Meuse/Haute-Marne (Figure 129) au niveau de l'Oxfordien inférieur, et permet de distinguer :

- Des variations plus fines du taux de sédimentation au sein des intervalles homogènes 1 et 3 datés de l'Oxfordien inférieur. Ces variations ont les mêmes tendances dans les trois forages : augmentation du taux de sédimentation vers le sommet de l'intervalle 1 et diminution du taux de sédimentation vers le sommet de l'intervalle 3.
- Des gradients d'augmentation du taux de sédimentation du Sud-Ouest vers le Nord-Est dans l'ensemble des intervalles d'étude.
- Des gradients d'augmentation du taux de sédimentation verticalement du Callovien supérieur à l'intervalle 2.
- Des taux de sédimentation maximums au Callovien moyen et dans l'intervalle 2.
- Des taux de sédimentation minimums au Callovien supérieur.
- Des ruptures dans l'évolution des taux de sédimentation datées du Callovien supérieur et du Callovien moyen.
- Des singularités dans EST 342, particulièrement au niveau de l'intervalle 2 qui est absent ou fortement condensé.

L'enregistrement stratigraphique est déterminé par trois facteurs : 1) le flux de sédiments ; 2) la subsidence et 2) les variations du niveau marin. Les épaisseurs de sédiments datés de l'Oxfordien inférieur, qui se sont déposés dans une tranche d'eau d'une centaine de mètres, sont modestes ; elles sont au maximum de 70 m dans EST 312. Des apports de sédiments différents au cours du temps pourraient rendre compte des variations du taux de sédimentation identifiées.

Une subsidence différentielle entre les forages pourrait également expliquer les variations du taux de sédimentation entre le forage EST 312, où les taux maximums sont atteints dans l'ensemble des intervalles à l'exception de l'intervalle 3 (Figure 132), et les forages situés au niveau du site du laboratoire et au Sud-Ouest de celui-ci. En l'absence de données précises et quantifiées des variations de subsidence, nous n'avons pas suffisamment d'éléments de décision forts pour interpréter ces variations du taux de sédimentation.

Au niveau des variations du niveau marin, dans l'intervalle 2, les valeurs du sonique, des résistivités et du gamma ray oscillent autour d'une même moyenne, ce qui correspond à une période aggradante. Les taux de sédimentation maximums (Figure 132) semblent être atteints durant cette période mixte d'aggradation verticale dominante/ progradation. La réduction du taux de sédimentation dans la partie supérieure de la phase de progradation pourrait être associée à une période où la progradation est dominante.

L'analyse conjointe des fluctuations du niveau marin et des variations fines (au sein des intervalles homogènes) du taux de sédimentation sera effectuée dans le paragraphe suivant.

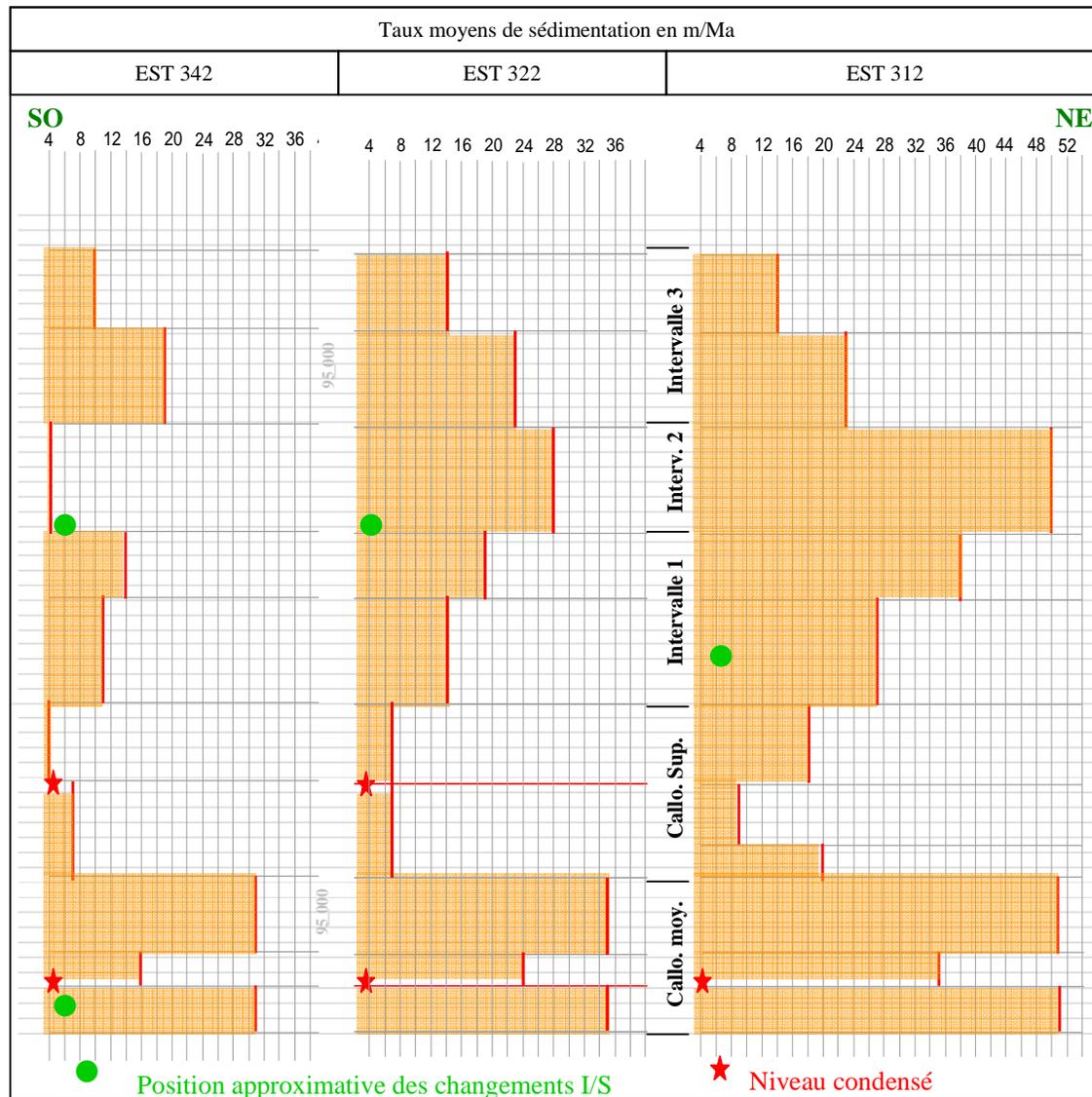


Figure 132 : Variations du taux de sédimentation moyen en fonction du temps dans les forages FSP.

L'espacement entre les lignes horizontales correspond à une durée de 95 000 ans. Les échelles horizontales du taux de sédimentation moyen sont les mêmes dans les trois forages afin de visualiser plus facilement les variations spatiales du taux de sédimentation.

L'absence ou la forte condensation de l'intervalle 2 dans EST 342 et JV 101, situés à l'ouest du tracé du fossé de la Marne (ce fossé est l'expression cénozoïque d'une faille profonde de grand rejet vertical) pourrait avoir une cause morpho-structurale. D'après les études menées par André (2003), les Argiles de la Woèvre (Dalle Nacrée – Terrain à chailles, Oxfordien inférieur) marquent le retour à des bathymétries plus importantes et leurs isopaques réduites au Sud-Ouest et très épaisses au Nord-Est (Figure 133) du tracé des failles de la Marne, suggèrent fortement une activité tectonique.

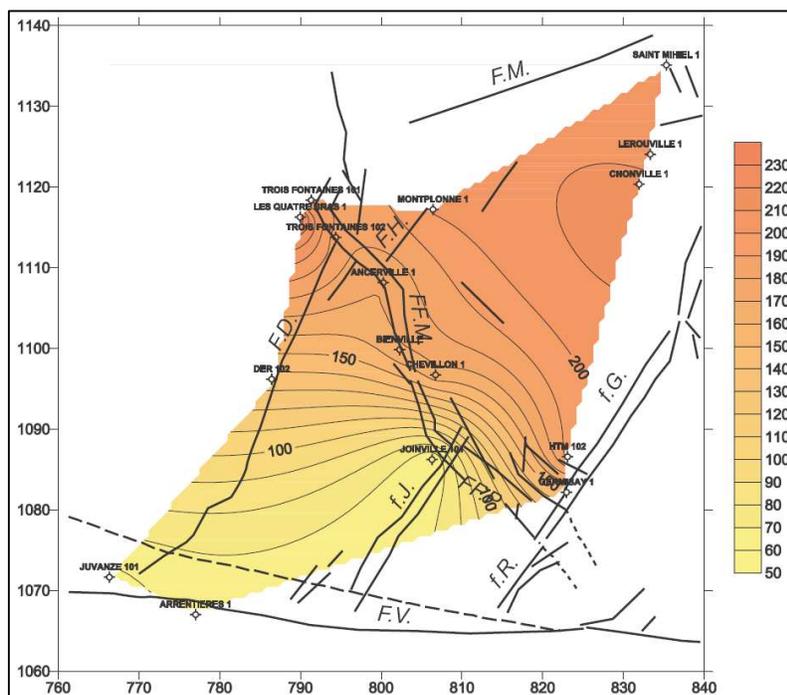


Figure 133 : Carte en isopaques des Argiles de la Woèvre, intervalle partant de la Dalle nacrée (Bathonien supérieur) jusqu'à la base du Terrain à chailles (Oxfordien inférieur). D'après André, 2003.

La construction des cartes en isopaques a été effectuée par André (2003) à partir de données de puits décompactées.

4. Comment interpréter les variations du taux de sédimentation ?

Des variations du taux moyen de sédimentation (non décompactés) datées du Callovien moyen, du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur ont été mises en évidence à partir de l'analyse krigeante des données diagraphiques classiques et des données FMI® (Figure 132). Pour tenter de comprendre ces variations au sein d'intervalles homogènes, les résultats ont été replacés dans le contexte géologique (Figure 134).

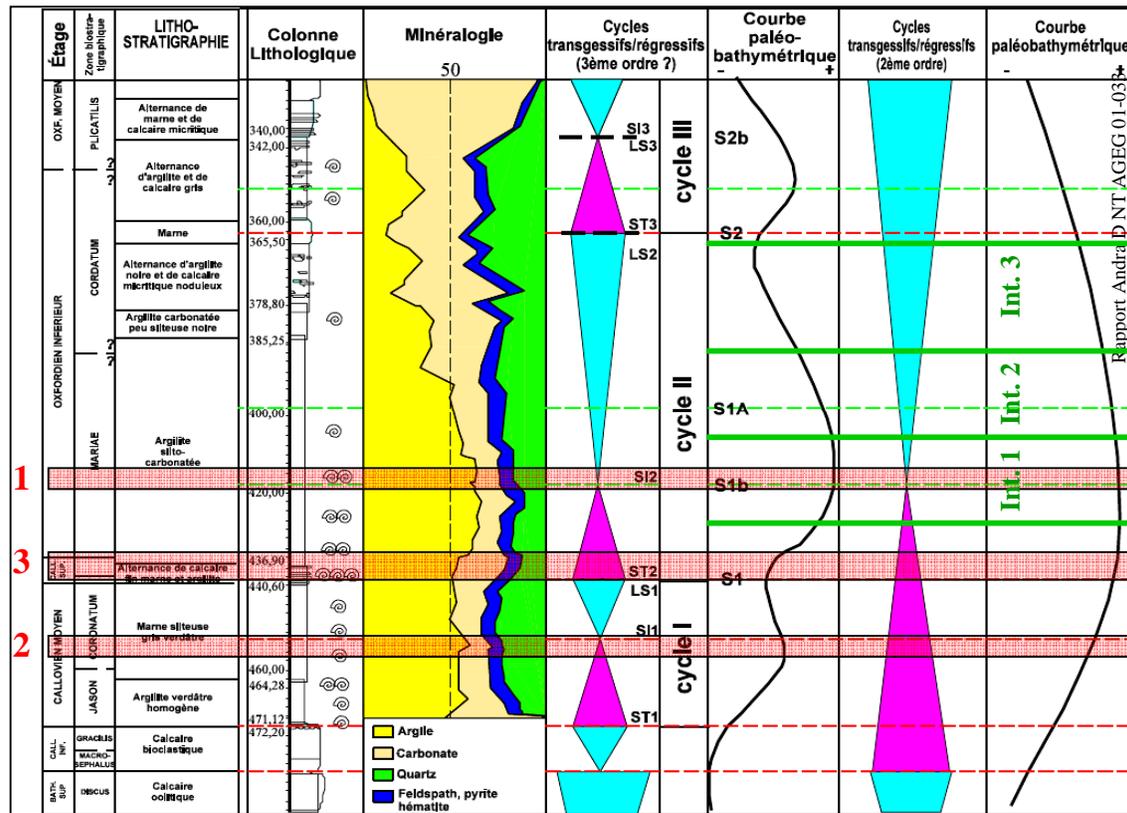


Figure 134 : Découpage séquentiel du Callovo-Oxfordien du forage HTM 102 et localisation des zones (nommées 1, 2 et 3) où des variations du taux de sédimentation ont été mises en évidence.

L'étude commencera par le changement du taux de sédimentation daté de l'Oxfordien inférieur (encadré rouge 1, Figure 134) qui a été mis en évidence au sein d'un grand nombre de forages et dont l'interprétation a été utile pour l'analyse des autres variations datées du Callovien moyen (encadré rouge 2, Figure 134) et du Callovien supérieur (encadré rouge 3, Figure 134), qui seront détaillées ensuite.

4.1 Le changement du taux de sédimentation daté de la base de l'Oxfordien inférieur

La surface d'inondation maximale SI2 de la séquence médiane (séquence d'ordre 3) se situe dans l'intervalle 1, elle est également la surface d'inondation maximale d'une séquence d'ordre 2 (Figure 134). D'après les travaux de Curial (Diastrata, 2005), cette surface est située aux profondeurs suivantes :

- 430.6 m dans EST 312

- 573,7 m dans MSE 101
- 560,5 m dans EST 322
- 417,2 m dans HTM 102

Les forages EST 104 et EST 205 n'ont pas été pris en compte dans l'analyse séquentielle. Toutefois, d'après les corrélations diagraphiques, le faciès diagraphique situé à 560,5 m dans EST 322 se situe vers :

- 490 m dans EST 205
- 494 m dans EST 104

Il apparaît donc nettement que les variations du taux de sédimentation, mises en évidence sur les estimations des cycles d'excentricité, sont liées au passage de la phase de rétrogradation à la phase de progradation de la séquence médiane (ordre 3). Les estimations calculées sur des zones situées de part et d'autre de la surface SI2 dans EST 312, EST 205 et EST 322 (Figure 131) montrent que la tendance observée est la même dans tous les forages ; le taux de sédimentation augmente au dessus de la surface SI2. Au moment où la tranche d'eau était maximale, les taux de sédimentation étaient au plus (car la période sur l'intervalle représente une moyenne) de 13 m/Ma dans EST 322, 17 m/Ma dans EST 205 et 28 m/Ma dans EST 312 avant de passer, au début de la phase de progradation, à 18 m/Ma dans EST 322, 28 m/Ma dans EST 205 et 38 m/Ma dans EST 312 (Figure 131). Sous la surface d'inondation, principalement deux cycles d'excentricité sont condensés (rectangle vert, Figure 131).

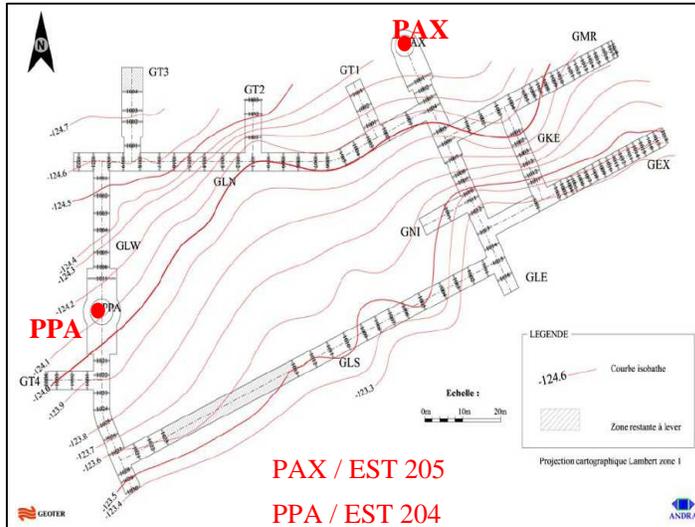
Les estimations par analyse krigeante ont permis de montrer une variation du taux de sédimentation. Une forte condensation, à l'échelle du site de Meuse/Haute-Marne peut être associée à ce changement de périodicités. D'après les travaux de Huret (2006), une forte condensation s'observe à la base de l'Oxfordien inférieur, dans la sous-zone à Scarburgense. Il est associé à un pic d'argilosité et à la surface d'inondation maximale de la séquence de deuxième ordre et correspond à une diminution du taux de sédimentation. Il s'interprète comme un niveau condensé dont la durée minimale est estimée à 300 000 ans. Les deux interprétations ne sont pas incompatibles. La méthodologie développée dans ce travail permet de quantifier les variations du taux de sédimentation et de quantifier la durée des hiatus en comparant le nombre de cycles orbitaux entre les forages. Si un hiatus est présent sur l'ensemble des forages, sa durée ne peut être quantifiée par cette méthode.

Le changement du taux de sédimentation, associé à un éventuel hiatus, dans EST 205 se produit à 491 m (Figure 131), ce qui est cohérent avec la présence d'un niveau bioturbé à 491 m dans ce forage (Figure 135).

En conclusion, la zone de changement du taux de sédimentation mise en évidence dans l'intervalle I dans l'ensemble des forages est synchrone, est associée à des niveaux condensés et à la présence d'un éventuel hiatus (Huret, 2006). Ce changement est associé au maximum d'épaisseur de la tranche d'eau. Cette interprétation est confirmée par :

- Les données de carottes : Le maximum d'argilosité se situe à la même profondeur que la zone de changement du taux de sédimentation (Figure 10).
- Les données des galeries : Les niveaux condensés sont confirmés par les observations faites au niveau des galeries et particulièrement par la présence d'un niveau bioturbé médian (Figure 135).

Les variations du taux de sédimentation sont étudiées pour le moment à l'échelle des cycles de 95 000 ans. Une analyse détaillée, à l'échelle des cycles de précession, pourrait montrer un éventuel arrêt de la sédimentation au sommet des niveaux condensés, où le niveau bioturbé médian est observé.



D'après le rapport de suivi géologique de fonçage du creusement des galeries dans le Callovo-Oxfordien (rapport Andra, DRPOGTR060003A) :

« un niveau fortement bioturbé, appelé 'niveau bioturbé médian' et correspondant à un arrêt de sédimentation marque le sommet de la paraséquence qui débute au-dessus de la surface d'inondation maximale SI2. Il est très bien développé dans les galeries GLN, GLS et GLW et avec une présence sporadique à l'est, dans les galeries GEX, GLE et GMR. La cartographie du toit de cet horizon marque un pendage faible, moins d'un degré vers le NW (Figure 135). »

Figure 135: Carte d'isobathes du toit du niveau bioturbé médian.

Dans le forage EST 205, réalisé dans l'axe du puits auxiliaire : PAX, le toit du niveau bioturbé est à une profondeur (NGF) proche de -124.4 m. L'altitude du forage EST 205 est 366.78 m. La profondeur de ce niveau est donc de 491 m par rapport au sol.

4.2 Le changement du taux de sédimentation daté du Callovien moyen

Deux variations du taux de sédimentation sont datées du Callovien moyen :

- La première correspond à la mise en place des sédiments à la base de la séquence inférieure, elle est responsable de la variation d'épaisseur d'une dizaine de mètres entre les forages MSE101 (carré bleu, Figure 14) et HTM102 (Rapport Andra, C.RP.ADS.04.0022.A). L'unité supplémentaire d'argilites à la base de MSE101 a les mêmes caractéristiques diagraphiques que celle mise en évidence dans EST 312 (Figure 106) : diminution du gamma ray, augmentation des valeurs du sonique et des résistivités.
- La seconde, située plus haut dans la série, a été mise en évidence dans les forages EST 312, EST 322 et EST 342 (Figure 99, Figure 101). Cette variation du taux de sédimentation est étudiée en détail dans cette partie (Figure 136).

Dans les forages EST 312, EST 322 et EST 342, les résultats des estimations par analyse krigéante des cycles d'excentricité ont montré une augmentation du taux de sédimentation vers le sommet de l'intervalle daté du Callovien moyen (Figure 136). Les tendances marquées par les variations du taux de sédimentation datées du Callovien moyen semblent être homothétiques entre les forages FSP.

Cette variation a lieu aux profondeurs suivantes (trait rouge, Figure 136) :

- Vers 489 m dans EST 312. Le taux varie de 37 m/Ma entre 499 et 489 m à 51 m/Ma au dessus de 489 m.
- Vers 595 m dans EST 322. Le taux varie de 24 m/Ma entre 601 et 595 m à 35 m/Ma au dessus de 595 m.
- Vers 631 m dans EST 342. Le taux varie de 16 m/Ma entre 635 à 631 m à 31 m/Ma au dessus de 631 m.

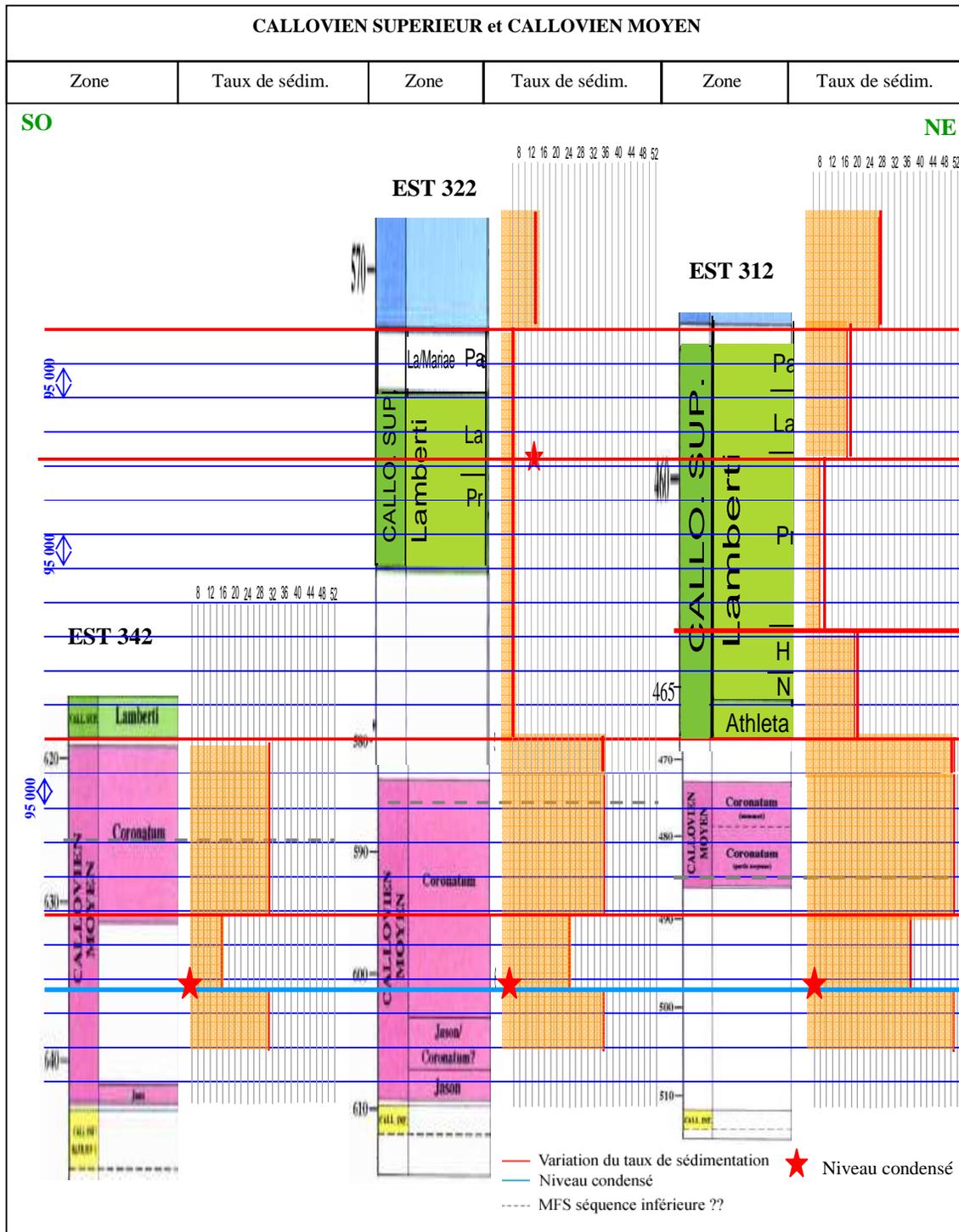


Figure 136 : Synthèse des variations du taux de sédimentation datées du Callovien moyen et du Callovien supérieur des forages FSP.

L'intervalle entre deux lignes bleues correspond à une durée de 95 000 ans. Les taux moyens de sédimentation reportés sont exprimés en m/Ma. Les horizons datés du Callovien supérieur ont été reportés ; Pa : Paucicostatum, La : Lamberti, Pr : Praelamberti, H : Henrici, N : Nodosulum.

Un niveau condensé est localisé (Figure 102) vers 499 m dans EST 312, 601 m dans EST 322 et 635 m dans EST 342 (trait bleu, Figure 136). Dans le repère géochronologique, la limite entre l'intervalle inférieur et l'intervalle supérieur (trait rouge, Figure 136) ainsi que le niveau condensé sont synchrones.

Pour vérifier si ce changement est associé à des variations du niveau marin, on s'est reporté aux données de l'analyse séquentielle de Curial (2005), « l'intervalle compris entre la base de la couche d'argilites callovo-oxfordiennes et la surface LS1 montre une évolution verticale plutôt aggradante puis franchement progradante dans les termes ultimes. Il présente des lithologies argileuses comportant peu de contrastes lithologiques. La géométrie interne de cette formation est donc peu appréciable dans le détail ». Le trait en pointillés sur la Figure 136 est l'une des surfaces de corrélation (surface d'inondation maximale ?) obtenue par l'analyse séquentielle. Des incohérences existent entre les deux interprétations.

Les résultats obtenus au niveau du Callovien moyen, en termes d'organisation des variations des taux de sédimentation, sont similaires aux résultats obtenus au niveau de la surface d'inondation maximale de la séquence médiane (Figure 131). L'intervalle à sédimentation réduite daté du Callovien moyen pourrait être associé à la tranche d'eau maximale de la séquence inférieure (ordre 3). Le niveau plus condensé pourrait alors être associé à la surface d'inondation maximale. Celle-ci serait datée, d'après sa position dans EST 322 (trait bleu, Figure 136) de la base de la zone à Coronatum. Le changement du taux de sédimentation, situé par exemple à 595 m dans EST 322, pourrait être lié à la phase d'aggradation dominante au sein de la phase de progradation. Cette limite serait l'équivalent de la limite entre les intervalles 1 et 2 de la séquence médiane.

Huret (2006) a associé le niveau condensé vers 600 m dans EST 322 et 635 m dans EST 342 au maximum transgressif de la séquence de troisième ordre. D'après les études de Pellenard (1999), la surface d'inondation maximale du cycle transgressif/régressif de troisième ordre est datée de la zone à Jason.

En conclusion, la condensation datée de la base de la zone à Coronatum dans les forages FSP serait liée à une épaisseur de la tranche d'eau maximale. Le maximum d'inondation est difficile à localiser. Il pourrait être associé au niveau condensé observé vers 635 m dans EST 342, 601 m dans EST 322 et 498/499 m dans EST 312.

Remarque :

Les changements d'interstratifiés ont été reportés Figure 132. Deux changements ont été mesurés dans EST 342. Le changement daté de l'Oxfordien inférieur ne peut être daté précisément. En effet, dans le repère géochronologique, il se situe dans la zone fortement condensée ou absente. Le diachronisme (Figure 128) est donc au minimum de 900 000 ans entre EST 312 et EST 342.

La position du deuxième changement d'interstratifiés se situe à proximité du changement de taux de sédimentation daté du Callovien moyen. Il pourrait être associé à la surface d'inondation maximale.

4.3 Les changements du taux de sédimentation datés du Callovien supérieur

L'interprétation de l'intervalle daté du Callovien supérieur est plus complexe puisque les épaisseurs de sédiments y sont très réduites et des condensations ou des hiatus ont été mis en évidence à la base, au milieu et au sommet de l'intervalle (voir partie 2, chapitre 6). Si l'on considère l'ensemble de l'intervalle, le taux de sédimentation varie de 17 m/Ma dans EST 312 à 4 m/Ma dans EST 342 (Figure 107). Les variations du taux de sédimentation peuvent être étudiées plus en détail à partir des résultats

des traitements géostatistiques des données FMI[®], présentés Figure 107, Figure 108 et Figure 110. En prenant aussi en considération les taux de sédimentation des intervalles datés du Callovien moyen et de l'Oxfordien inférieur, la Figure 136 permet de voir que le taux de sédimentation diminue fortement à la base de l'intervalle du Callovien supérieur et augmente fortement à la limite entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur. Un cycle d'excentricité voire plusieurs cycles condensés (EST 312) sont datés, dans l'ensemble des forages, des horizons à *praelamberti/lamberti*. Ce niveau condensé a été mis en évidence (à l'échelle des cycles de 95 000 ans) vers 575 m dans EST 322, 617.8 m dans EST 342, 437 m dans HTM 102 alors que 5 cycles d'excentricité sont condensés entre 460 et 463.5 m dans EST 312.

La surface LS1 qui correspond à la limite entre la séquence inférieure et la séquence médiane (ordre 3) est située à 440 m dans HTM 102, 466.3 m dans EST 312, 575.1 m dans EST 322 et 618.5 m dans EST 342 (Curial, 2005). Cette surface de première inondation est datée de façon fiable de la zone à Athleta dans EST 312. D'après Curial (2005), les dépôts se font en onlap sur cette surface. La présence de cette limite de séquence à la base de l'intervalle du Callovien supérieur pourrait être liée aux cycles manquants entre EST 312 et les forages situés au Sud-Ouest ainsi que l'absence de la zone à Athleta dans EST 342. Notre interprétation suggère une position différente pour cette limite de séquence. Une incohérence existe entre la position de la surface LS1 et les corrélations diagraphiques dans EST 322 (Figure 15). Cette limite serait placée à 577.5 m au lieu de 575.1 m.

Mais cette limite de séquence n'est pas associée à la zone et aux cycles d'excentricité condensés datés des horizons à *praelamberti/lamberti*. Pellenard (1999) a mis en évidence une séquence de troisième ordre datée du Callovien supérieur et dont la surface d'inondation maximale est datée de la zone à Lamberti (Figure 137). Les zones condensées que nous avons mises en évidence sont synchrones et pourraient être liées à la tranche d'eau maximale associée à cette séquence d'ordre trois supplémentaire. Ces observations sont cohérentes avec les résultats obtenus dans les séquences inférieures et médianes. La surface d'inondation maximale est non seulement datée de la zone à Lamberti mais plus précisément des horizons à *praelamberti/lamberti*.

Un nombre différent de cycles d'excentricité datés de l'horizon à *Paucicostatum* avait été suspecté dans la Figure 107. L'augmentation du taux de sédimentation entre le Callovien moyen et l'Oxfordien inférieur (Figure 136) ainsi que les hiatus suspectés peuvent être associés à la phase de transition entre la phase progradante du cycle d'ordre 3 daté du Callovien supérieur et la phase rétrogradante de la séquence médiane datée de l'Oxfordien inférieur.

En conclusion, les principales variations du taux de sédimentation ainsi que les hiatus datés du Callovien supérieur sont cohérents avec l'hypothèse d'une séquence supplémentaire située entre les séquences inférieure et médiane définies par l'Andra. D'après le nombre de cycles qui constituent cette 'nouvelle' séquence, il est plus probable que celle-ci soit une séquence de troisième ordre (entre 0.5 et 3 Ma d'après Homewood et al., 1992) que de quatrième ordre.

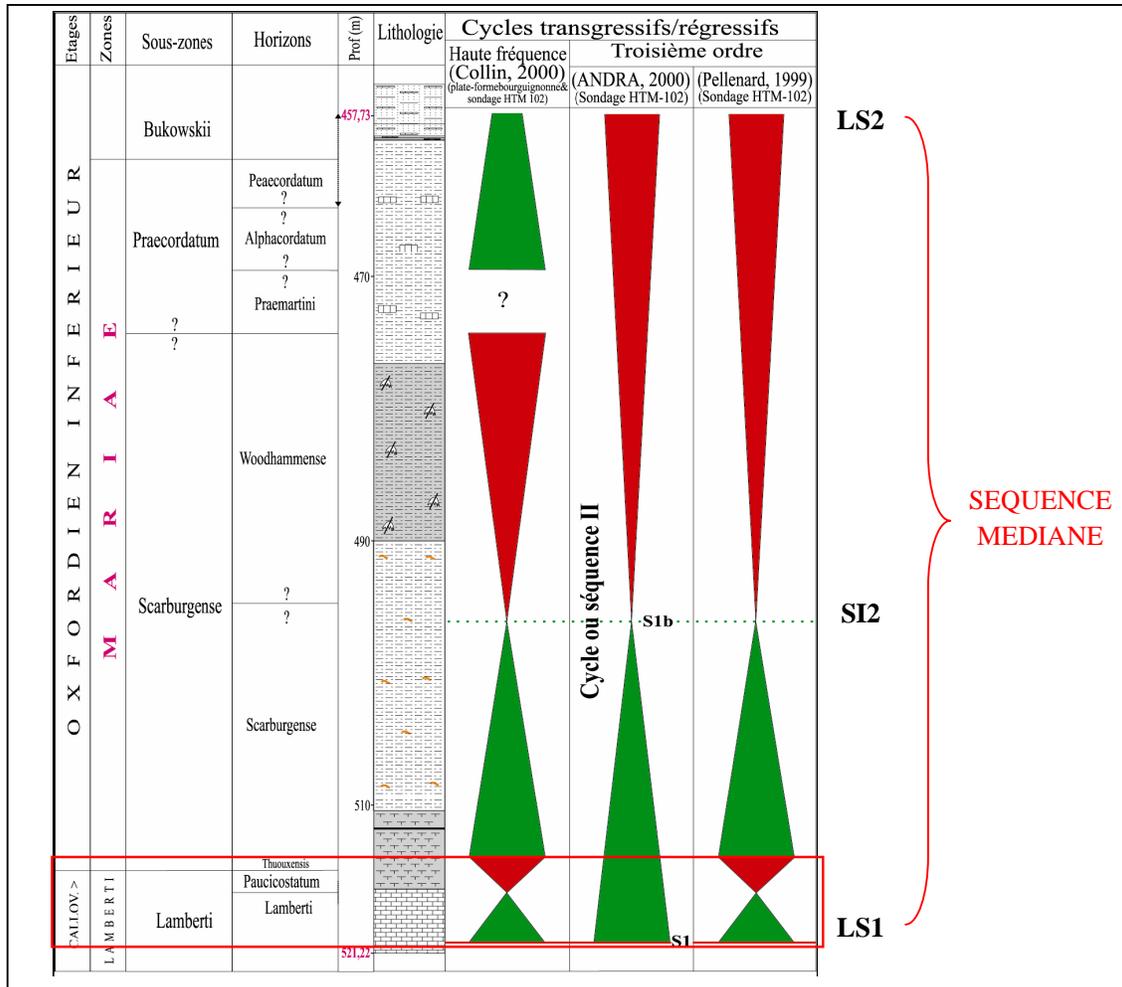


Figure 137 : Comparaison entre les découpages séquentiels (d'après rapport Andra, C.RP.P.SMG 05 0001).

Les études menées par Pellenard (1999) et Collin (2000) montrent une séquence supplémentaire d'ordre 3, datée du Callovien supérieur.

5. Synthèse

L'analyse krigéante permet de passer à un repère géochronologique et donc d'estimer des durées. Les estimations des durées de zones à ammonites ont été reportées Figure 138. Les estimations des durées sont :

- 0.9 ± 0.1 Ma pour la zone à Coronatum (Callovien moyen)
- 0.9 ± 0.1 Ma pour la zone à Lamberti (Callovien supérieur)
- 2.7 ± 0.1 Ma pour la zone à Mariae (Oxfordien inférieur)

Les estimations des durées des zones datées du Callovien sont proches des estimations faites par Gradstein et al. (2004) ; pour la zone à Mariae, une différence de 2 Ma environ existe entre les deux interprétations. Les résultats obtenus remettent en cause les estimations faites au niveau du Jurassique supérieur par Gradstein et al.

Le passage à un repère géochronologique permet de positionner le changement d'interstratifiés Illite/Smectite dans un référentiel temporel. Ce changement n'est pas synchrone, il est organisé spatialement et le diachronisme est au minimum de 900 000 ans entre EST 312 et EST 342. Ces résultats remettent en cause l'origine de ce changement qui était associée jusqu'à maintenant à la période d'inondation maximale de la séquence médiane.

L'analyse krigeante est également une méthode fiable pour mettre en évidence et pour quantifier les variations du taux de sédimentation. L'enregistrement stratigraphique est déterminé par trois facteurs : 1) la subsidence ; 2) les variations du niveau marin et 3) le flux de sédiments. L'analyse des taux de sédimentation (non décompactés) au sein des différents intervalles datés de l'Oxfordien inférieur dans l'ensemble des forages du site de Meuse/Haute-Marne a permis de constater que des gradients de variations du taux de sédimentation existent. Dans les intervalles 1 et 2, le taux de sédimentation augmente depuis le Sud-Ouest vers le Nord-Est. Les forages FSP étant représentatif des évolutions du taux de sédimentation observées à partir de l'ensemble des forages, des analyses plus détaillées ont permis les observations suivantes :

- Le taux de sédimentation (non décompacté) augmente dans tous les intervalles d'étude, à l'exception de l'intervalle 3, du forage EST 342 (Sud-Ouest) au forage EST 312 (Nord-Est).
- Les variations du taux de sédimentation sont observées, y compris au sein d'intervalles homogènes où le taux augmente vers le sommet de l'intervalle 1 et diminue vers le sommet de l'intervalle 3 dans tous les forages.
- L'évolution du taux de sédimentation en fonction du temps a la même tendance dans les forages FSP. Les taux maximums sont atteints au Callovien moyen et dans l'intervalle 2. Les taux minimums sont datés dans tous les forages du Callovien supérieur.
- Les principales ruptures observées au niveau de l'organisation des variations du taux de sédimentation sont datées du Callovien moyen, du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur (intervalle 2) dans EST 342.

Des telles variations du taux de sédimentation pourraient être engendrées par des variations des apports de sédiments ou encore par de la subsidence différentielle entre les forages. Une analyse précise de la subsidence ainsi que l'étude d'autres bassins ou d'autres parties de la plate-forme pourraient permettre d'expliquer ces variations. L'absence ou la forte condensation de l'intervalle 2 dans EST 342 pourrait avoir, d'après les interprétations de André (2003), une origine morpho-structurale.

Les condensations datées de la zone à Coronatum, de la zone à Lamberti et de la zone à Mariae pourraient être associées aux maximums d'inondation des séquences de troisième ordre. Les diagraphies fluctuant peu dans l'intervalle daté du Callovien moyen, la position de la surface d'inondation maximale de la séquence inférieure n'a pas été déterminée précisément. La présence d'un niveau condensé synchrone dans les forages Andra, ainsi qu'une zone condensée, datée de la base de la zone à Coronatum pourraient être liée à une période où la tranche d'eau était maximale. Le découpage séquentiel retenu au niveau de l'Andra comprend trois séquences d'ordre 3. D'après l'étude des variations du taux de sédimentation, une quatrième séquence d'ordre 3, datée du Callovien supérieur pourrait exister.

Les variations du taux de sédimentation et leurs liens avec les variations du niveau marin sont synthétisés Figure 138 au niveau du forage EST 322.

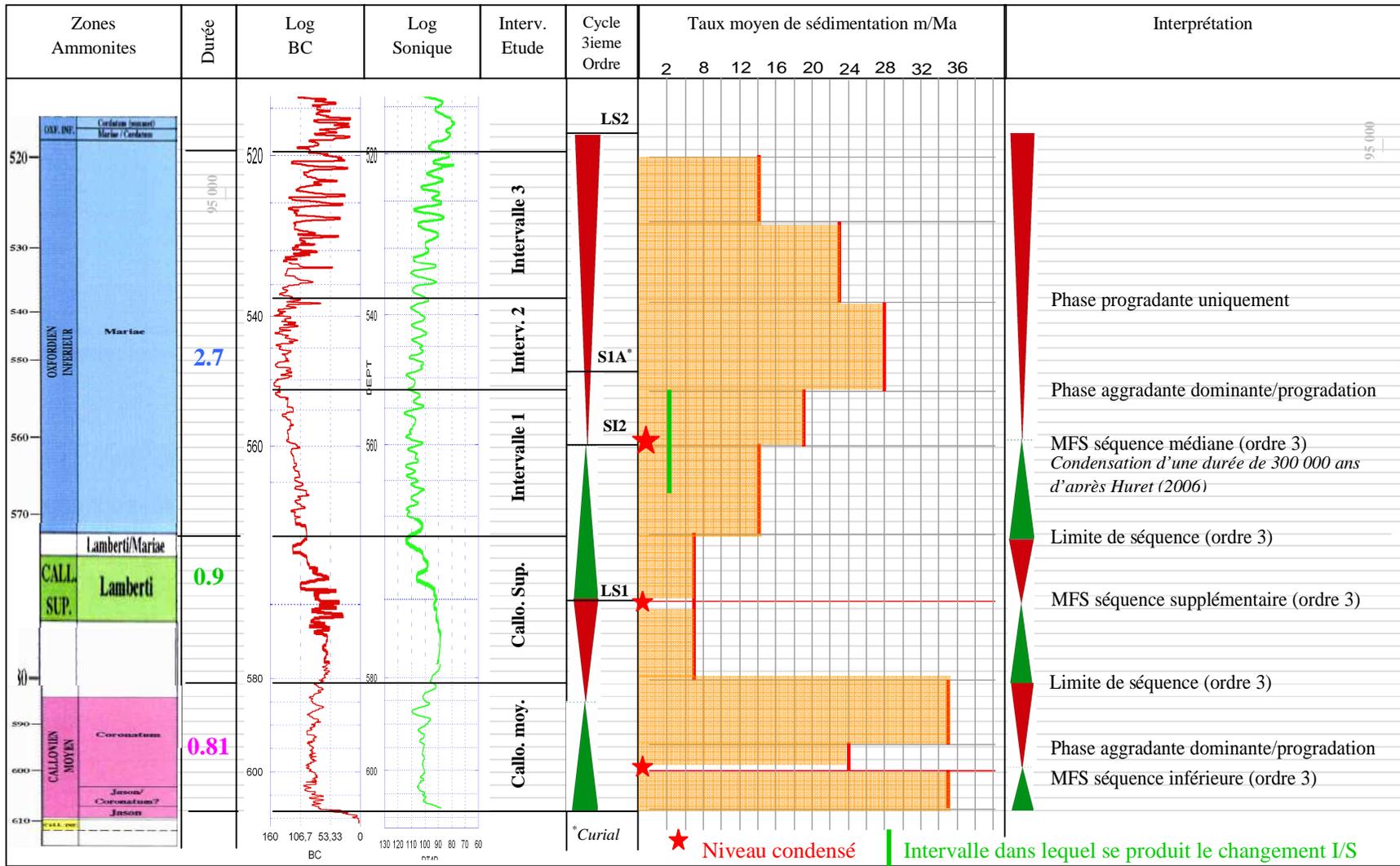


Figure 138 : Synthèse des variations du taux de sédimentation et des estimations de durées sur l'ensemble des argilites du Callovo-Oxfordien du forage EST 322.

CONCLUSIONS GENERALES et PERSPECTIVES

Cette thèse avait deux principaux objectifs : le premier consiste à valoriser les données diagraphiques classiques et à haute définition au sein des argilites du Callovo-Oxfordien ; le second à optimiser l'étude des paramètres diagraphiques pour préciser et caractériser les variations et la variabilité spatio-temporelle des argilites du site de Meuse/Haute-Marne. La notion d'homogénéité de la couche d'argilites dépend de l'échelle et du paramètre étudiés. La caractérisation de variations fines (inférieures à 1 m) du taux de sédimentation a nécessité des outils statistiques et géostatistiques adaptés. Les premières conclusions sont principalement méthodologiques.

1. Interprétation et valorisation des données diagraphiques

La première échelle de variabilité a été donnée par les corrélations fines effectuées, entre les forages Andra, à partir des diagaphies conventionnelles (le gamma ray, le sonique et les résistivités) sur deux transects de 30 km environ. L'analyse verticale d'un même jeu de diagaphies au sein des forages FSP (Forages Scientifiques Profonds, EST 312, EST 322 et EST 342) du site de Meuse/Haute-Marne a permis d'identifier des motifs diagraphiquement corrélables. L'analyse des forages Andra plus anciens et des forages pétroliers sur le secteur élargi a révélé la présence de ces mêmes motifs. La prise en compte dans l'étude d'un grand nombre de forages a permis d'affiner les corrélations, notamment dans la partie la plus argileuse et homogène de la formation (base de l'Oxfordien inférieur).

La comparaison entre ces corrélations lithostratigraphiques et les corrélations séquentielles et biochronostratigraphiques a montré des incohérences. De façon à pouvoir concilier ces différentes approches certaines interprétations ont été révisées où la part d'incertitude des différentes interprétations a été établie. En l'absence d'incompatibilités majeures entre ces trois interprétations, les corrélations diagraphiques peuvent, dans l'ensemble de la formation et à cette échelle (séquence d'ordre 3), être considérées comme des corrélations chronostratigraphiques. L'interprétation de ces corrélations montre que :

- L'épaisseur des intervalles compris entre les motifs diagraphiques corrélables peut varier latéralement en fonction des transects étudiés (les épaisseurs peuvent doubler entre EST 342 et EST 312)
- Les variations verticales du taux de sédimentation détectées sont d'échelle plurimétrique.
- Les deux principales condensations qui ont été identifiées sont : une condensation, déjà connue, à la base de l'intervalle daté du Callovien moyen, et une autre condensation voire un arrêt de la sédimentation dans la partie médiane de l'Oxfordien inférieur dans les forages situés au Sud-Ouest (EST 342 et JV 101) du laboratoire de recherche souterrain.
- Les diagaphies classiques ne permettent pas de détecter la présence de hiatus au niveau du Callovien supérieur.
- Les corrélations sont difficiles à établir dans les sédiments datés de la base de l'Oxfordien inférieur et du Callovien moyen en raison des faibles variations d'amplitude du signal, liées à l'homogénéité lithologique.

La deuxième échelle de variabilité, plus fine, a été représentée par l'analyse détaillée d'un outil à haute résolution (jusqu'à 5 mm) : le FMI[®] (Fullbore Formation MicroImager). La première observation des images traitées du FMI[®] a permis de mettre en évidence dans les argilites du forage EST 322 : 1) des alternances de niveaux conducteurs et plus résistants qui correspondent, sur les carottes, à des alternances de niveaux plus argileux et plus carbonatés ; 2) des phénomènes diagénétiques dans la partie supérieure du Callovo-Oxfordien, comme le souligne la présence de nodules carbonatés. Une variabilité verticale a été observée ainsi qu'une variabilité à l'échelle de la périphérie du trou de forage. Ces observations dans EST 322 ont entraîné le traitement des forages EST 312 et EST 342.

Trois courbes en 1D issues du traitement BorTex[®] des données FMI[®] ont été étudiées en détail : 1) la conductivité de la matrice qui représente l'ensemble des niveaux traversant la périphérie du trou de

forage ; 2) la proportion d'inclusions résistantes ; et 3) la proportion d'inclusions conductrices. Ces deux derniers paramètres représentent l'ensemble des objets géologiques (comme les nodules), appelés résidus de BorTex[®], dont la taille est inférieure au diamètre du trou de forage. Plusieurs séries de mesures de calcimétrie, selon des pas d'échantillonnage différents, sur des échantillons d'argilites des forages FSP ont permis d'effectuer une analyse de la relation entre la conductivité de la matrice et les teneurs en carbonates et de mettre en évidence une corrélation inverse entre ces deux grandeurs. Cette corrélation permet l'utilisation de la conductivité de la matrice pour suivre quasiment en continu l'évolution de la teneur en CaCO₃ dans la formation callovo-oxfordienne.

Ces conclusions permettent de montrer que les outils à haute résolution peuvent être exploités dans un environnement argileux et peuvent apporter des informations supplémentaires par rapport aux données de carotte, qui parfois ne sont pas représentatives de l'ensemble du trou de forage à une profondeur donnée.

La cyclicité principale marquée par les alternances régulières de niveaux argileux et plus carbonatés sur les images FMI[®] et la conductivité de la matrice est souvent métrique ou plurimétrique. Les résidus montrent également une organisation périodique. La période des cycles varie verticalement, ainsi que d'un forage à l'autre. La résolution du FMI[®] permet de compter le nombre de cycles et d'estimer leur période. On observe par ailleurs des niveaux condensés à partir de l'observation de l'image. L'étude des biozonations à ammonites confirme l'interprétation du FMI[®]. Pour quantifier ces variations fines du taux de sédimentation au sein des argilites, des traitements géostatistiques ont donc été menés à partir des données FMI[®].

2. Caractérisation des variations spatio-temporelles

Le premier outil utilisé pour mettre en évidence la composante périodique du signal est le variogramme. Les résultats des analyses cyclostratigraphiques menées par Brégoïn (2003) et Huret (2006) ont montré que dans les argilites les périodes ne sont pas constantes ; le variogramme ne serait donc pas exploitable s'il était calculé directement dans la totalité de la formation. Trois intervalles diagraphiquement homogènes, corrélables entre les forages et datés de l'Oxfordien inférieur (intervalles 1 à 3 de la base vers le sommet), ont été définis à partir de l'observation des courbes de résistivité, de gamma ray et du sonique. Les traitements géostatistiques effectués dans ces intervalles à partir des diagraphies conventionnelles montrent des cycles qui varient verticalement et latéralement entre les forages Andra. Deux arguments montrent que ces cycles ne correspondent pas à des artefacts : 1) plusieurs périodes sont observées sur chaque variogramme ; 2) les périodes obtenues à partir de données diagraphiques différentes (résistivité, gamma ray, sonique, PEF et caliper) dans un même intervalle homogène sont les mêmes.

L'analyse géostatistique des données FMI[®] montre des composantes périodiques supplémentaires, parfois plus difficiles à identifier visuellement, mais que la modélisation permet de quantifier. L'étude des résidus de BorTex[®] permet d'obtenir des informations qu'aucun autre outil classique ne peut apporter. Seule l'étude des logs gamma ray échantillonnés tous les centimètres dans les forages de la galerie à -445 m du Laboratoire souterrain est à même de montrer l'existence des périodes les plus fines.

La modélisation des différents variogrammes a permis de mettre en évidence trois composantes cycliques dont les rapports des périodes sont constants spatialement et proches des rapports entre les périodes orbitales (Milankovitch) du Jurassique : excentricité (95 000 ans), obliquité (37 700 ans) et précession (en moyenne : 20 000 ans). Les cycles d'excentricité sont parfaitement identifiés par toutes les diagraphies classiques et la conductivité de la matrice. Cette composante périodique représente un poids important de la variance totale. Les cycles d'obliquité sont les plus difficiles à mettre en évidence. Le cycle de précession apparaît clairement quand on étudie les résidus de BorTex[®] :

proportions d'inclusions conductrices et résistantes. Ces observations permettent d'étendre l'analyse cyclostratigraphique à l'ensemble des forages, y compris aux forages pétroliers, en admettant que la période obtenue par l'analyse variographique des diagraphies classiques est l'excentricité. L'analyse variographique de l'ensemble des données diagraphiques est donc un outil adapté à la détection et à la quantification des périodes orbitales.

Les cycles de Milankovitch ayant des périodes constantes dans le temps (du moins à l'échelle du Callovo-Oxfordien) permet de quantifier les variations du taux de sédimentation et la durée d'éventuels hiatus. Toutefois l'épaisseur correspondant verticalement à un cycle de Milankovitch peut varier notablement, même au sein d'un intervalle a priori homogène, si bien qu'il ne suffit pas de diviser l'épaisseur de l'intervalle par la période obtenue sur le variogramme pour avoir une estimation fiable du taux de sédimentation. De plus, les difficultés de corrélation à la base de l'Oxfordien inférieur entre les différents forages du transect SO-NE ne permettent pas d'affirmer de façon certaine la présence de hiatus.

Un deuxième outil géostatistique a donc été utilisé : l'analyse krigéante factorielle. Les nombreux tests effectués sur l'outil ont montré essentiellement que les estimations des composantes périodiques permettent de compter facilement le nombre de cycles au sein de l'intervalle étudié et qu'elles mettent en évidence les variations de périodicité et donc du taux de sédimentation. Cet outil géostatistique est donc fondamental pour le passage à un repère géochronologique.

L'homogénéité lithologique de la base de l'Oxfordien inférieur (intervalle 1) a nécessité l'étude approfondie de trois forages supplémentaires comprenant des diagraphies haute résolution telles que le UBI[®] et l'ancêtre du FMI[®] : le SHDT[®]. Bien que la résolution de ces outils soit inférieure à celle du FMI[®], la prise en compte des résultats a contribué à la mise en évidence d'éventuels hiatus. Les estimations des différentes composantes périodiques ont permis de :

- Estimer facilement le nombre de cycles par intervalle homogène et estimer la durée de ces intervalles (Oxfordien inférieur) : 1 235 000 ans pour l'intervalle 1, 570 000 ans pour l'intervalle 2 et 950 000 ans pour l'intervalle 3.
- Constater que les six cycles de l'intervalle 2 sont stables verticalement.
- Distinguer et quantifier les variations d'épaisseur au sein des intervalles 1 et 3. D'un point de vue méthodologique, les variations de périodicité sont identifiables, sur les estimations calculées à partir des diagraphies à haute résolution dans ces forages, par un changement d'amplitude accompagné d'une 'perturbation' (période du cycle plus difficile à déterminer) de l'estimation.
- Montrer que la période des cycles sédimentaires liés à l'excentricité s'accroît vers le sommet de l'intervalle 1 alors qu'elle diminue vers le sommet de l'intervalle 3.
- Montrer qu'à l'échelle du site de Meuse/Haute-Marne, les zones de changement du taux de sédimentation dans les intervalles 1 et 3 sont synchrones.
- Vérifier la fiabilité des outils diagraphiques. Tous les outils peuvent être utilisés pour l'estimation des composantes liées à l'excentricité. Si la totalité de l'intervalle homogène est étudiée, les outils les plus fiables pour montrer et quantifier les variations du taux de sédimentation sont les outils à haute résolution. L'estimation à partir des diagraphies classiques permet de détecter le changement de périodicité mais ne permet pas de quantifier clairement les périodes.
- Infirmer l'existence des hiatus suspectés dans HTM 102 et MSE 101 : les corrélations lithologiques avaient laissé suspecter un hiatus dans la partie supérieure de l'intervalle 1 entre EST 312 et HTM 102 ; l'analyse krigéante a montré que le nombre de cycles d'excentricité est le même dans ces deux forages et dans les forages situés à proximité du site du laboratoire, et donc que le hiatus suspecté n'existe pas. Un hiatus était suspecté également dans la partie supérieure de l'intervalle 1 dans MSE 101 ; l'analyse krigéante et la prise en compte des corrélations

stratigraphiques ont montré que l'hypothèse d'une erreur au niveau de la détermination des limites d'intervalles homogènes dans MSE 101 est plus probable que la présence d'un hiatus dans ce forage.

- D'affiner les corrélations entre les forages.
- De révéler les cycles d'excentricité de 400 000 ans. Des modulations d'amplitude de l'estimation de la composante liée à la précession à partir des résidus de BorTex[®] sont observées. Les principaux minimums ou maximums des estimations semblent être corrélables entre les forages. Une analyse détaillée au niveau du forage EST 322 a permis de montrer que ces modulations de l'estimation de la précession révèlent des cycles d'excentricité de 400 000 ans. La mise en évidence de la plupart des composantes de Milankovitch, et en particulier ces cycles de 400 000 ans, à partir des données FMI[®] et par analyse krigéante, est fondamentale pour pallier une éventuelle mauvaise qualité des enregistrements et/ou traquer les hiatus, apparaît très prometteuse pour obtenir des points de calage pour les corrélations diagraphiques, notamment dans les zones où les corrélations entre forages sont difficiles.

La méthodologie développée dans l'Oxfordien inférieur a pu être étendue à l'étude des intervalles datés du Callovien moyen et du Callovien supérieur. Les changements de périodicité datés du Callovien, à l'échelle des cycles d'ordre trois, sont synchrones également.

La méthodologie étant validée et les taux de sédimentation et leurs variations étant connus, le passage à un repère géochronologique peut être effectué. Toutefois, pour obtenir les taux de sédimentation réels, il faut s'affranchir des taux de compaction. Le principe est d'étudier des objets déformés dont on considère la forme initiale connue. Les objets sont ici les ammonites prélevées par Fortwengler, Marchand et Thierry pour la synthèse biochronostratigraphique (Thierry et al., 2006). Les ammonites sont normalement compactées voire surcompactées. Donc les valeurs obtenues sont des valeurs moyennes pour des sédiments de types marnes et calcaires. Sous cette hypothèse, dans les argilites, les rapports des taux de sédimentation ne sont pas fortement biaisés par des réductions différentielles d'épaisseur dues à la compaction. Dans un autre sens, cette analyse préliminaire confirme l'importance des transferts de carbonate, sans doute sur des distances modestes. Ce qui permet alors d'utiliser des taux moyens de sédimentation, et, plus rigoureusement, leurs rapports.

3. Interprétation géologique des résultats

Les traitements géostatistiques des diagraphies pour chaque forage ont permis de caractériser précisément l'expression sédimentaire des cyclicités orbitales sur l'ensemble de la série et permettent donc d'étudier les variations du taux de sédimentation et de passer à un repère géochronologique.

Estimation de durées absolues

Le passage à un repère géochronologique a pour première application l'estimation de durées et particulièrement des unités biochronostratigraphiques. Les unités dont les limites supérieure et inférieure ont été précisément identifiées sont les zones à Coronatum (Callovien moyen), Lamberti (Callovien supérieur) et Mariae (Oxfordien). Les estimations de durée de ces zones sont (Figure 139):

- 0.9 ± 0.1 Ma pour la zone à Coronatum
- 0.9 ± 0.1 Ma pour la zone à Lamberti
- 2.7 ± 0.1 Ma pour la zone à Mariae

Ces estimations, et particulièrement au niveau de l'Oxfordien inférieur, remettent en cause les estimations proposées dans l'échelle des temps de Gradstein et al. (2004).

Travailler dans un repère géochronologique est également un moyen de quantifier la durée de diachronismes. Un voire deux changements d'interstratifiés Illite/Smectite, marqués par une augmentation des smectites, se produisent dans les argilites callovo-oxfordiennes. Considéré comme associé à la surface d'inondation maximale de la séquence médiane, ce niveau était supposé synchrone. La corrélation de ce changement entre les forages est sécante par rapport aux corrélations diagraphiques (chronostratigraphiques à l'échelle des cycles de troisième ordre) et la localisation du changement d'interstratifiés dans le repère géochronologique montre un non synchronisme. L'étude de la répartition de l'âge du diachronisme dans les différents forages Andra, par rapport au forage EST 312, où il s'est produit en premier, montre une organisation spatiale. Il peut être quantifié : entre EST 312 (Nord-Est) et EST 342 (Sud-Ouest), sa durée minimale est de 900 000 ans.

Enfin, la durée des hiatus peut être estimée. La durée de la condensation identifiée dans l'Oxfordien inférieur des forages EST 342 et JV 101 est estimée à 570 000 ans.

Organisation spatiale des taux de sédimentation

L'analyse krigeante est également une méthode fiable pour mettre en évidence les variations du taux de sédimentation et pour les quantifier. Leur analyse au niveau de l'ensemble des forages du site de Meuse/Haute-Marne a montré que les forages EST 312, EST 322 et EST 342, formant un transect SO-NE, sont représentatifs des évolutions spatiales du taux moyen de sédimentation (non décompacté), observées à partir de l'ensemble des forages. L'analyse détaillée des variations du taux moyen en fonction du temps, dans ces trois forages, a mis en évidence :

- Des tendances qui sont identiques ; avec les maximums du taux de sédimentation atteints au niveau du Callovien moyen et de l'intervalle 2 et les minimums atteints au Callovien supérieur. Ces maximums pourraient être associés aux phases aggradantes dominantes des phases de progradation des séquences inférieure et médiane.
- Des gradients d'augmentation du taux de sédimentation du Sud-Ouest vers le Nord-Est au niveau de l'ensemble des intervalles d'étude à l'exception de l'intervalle 3 (sommet de l'Oxfordien inférieur). Ce taux (non décompacté) évolue par exemple de 30 m/Ma à 50 m/Ma, au Callovien moyen, entre EST 342 et EST 312. Ces variations peuvent être dues aux variations des apports de sédiments, à la subsidence différentielle et / ou aux variations du niveau marin. L'épaisseur et les taux de sédimentation modestes de l'ensemble des argilites ne permettent pas de décider quel est le facteur dominant sur ces variations.
- Des variations du taux de sédimentation à plus petite échelle, y compris au sein des intervalles définis comme homogènes. Ces variations sont organisées spatialement : le taux de sédimentation augmente vers le sommet de l'intervalle 1 (il évolue de 25 m/Ma à 38 m/Ma dans EST 312) et diminue vers le sommet de l'intervalle 3 dans l'ensemble des forages (il évolue approximativement de 24 m/Ma à 14 m/Ma dans l'ensemble des forages).
- Des ruptures, de l'évolution des taux de sédimentation, marquées par des niveaux condensés voire des hiatus dans l'ensemble des forages. Les principales condensations sont (Figure 139):
 - L'absence de l'intervalle 2 du forage EST 342 et JV 101. Son origine pourrait être morpho-structurale.
 - La zone condensée datée du callovien moyen, plus précisément de la base de la zone à Coronatum et pourrait être associée à la tranche d'eau maximale de la séquence inférieure (de troisième ordre).
 - La condensation datée du Callovien supérieur. Cette condensation ainsi que les variations du taux de sédimentation mises en évidence à la base et au sommet de l'intervalle daté du Callovien supérieur semblent être associées à une séquence de

troisième ordre supplémentaire, par rapport au découpage séquentiel retenu par l'Andra. Cette séquence supplémentaire est confirmée par les interprétations de Pellenard (1999).

- La variation du taux de sédimentation datée de l'Oxfordien inférieur (Intervalle 1). Une perturbation nette de l'estimation des cycles d'excentricité est observée dans l'ensemble de forages. Elle est associée à une variation du taux de sédimentation (il évolue de 27 m/Ma à 38m/Ma dans EST 312). Cette variation pourrait s'accompagner d'un hiatus d'une durée de 300 000 ans mis en évidence par Huret (2006). Cette condensation est associée à la surface d'inondation maximale des séquences de deuxième et de troisième ordre (séquence médiane), à un niveau bioturbé médian au niveau des galeries et à un maximum d'argilosité.

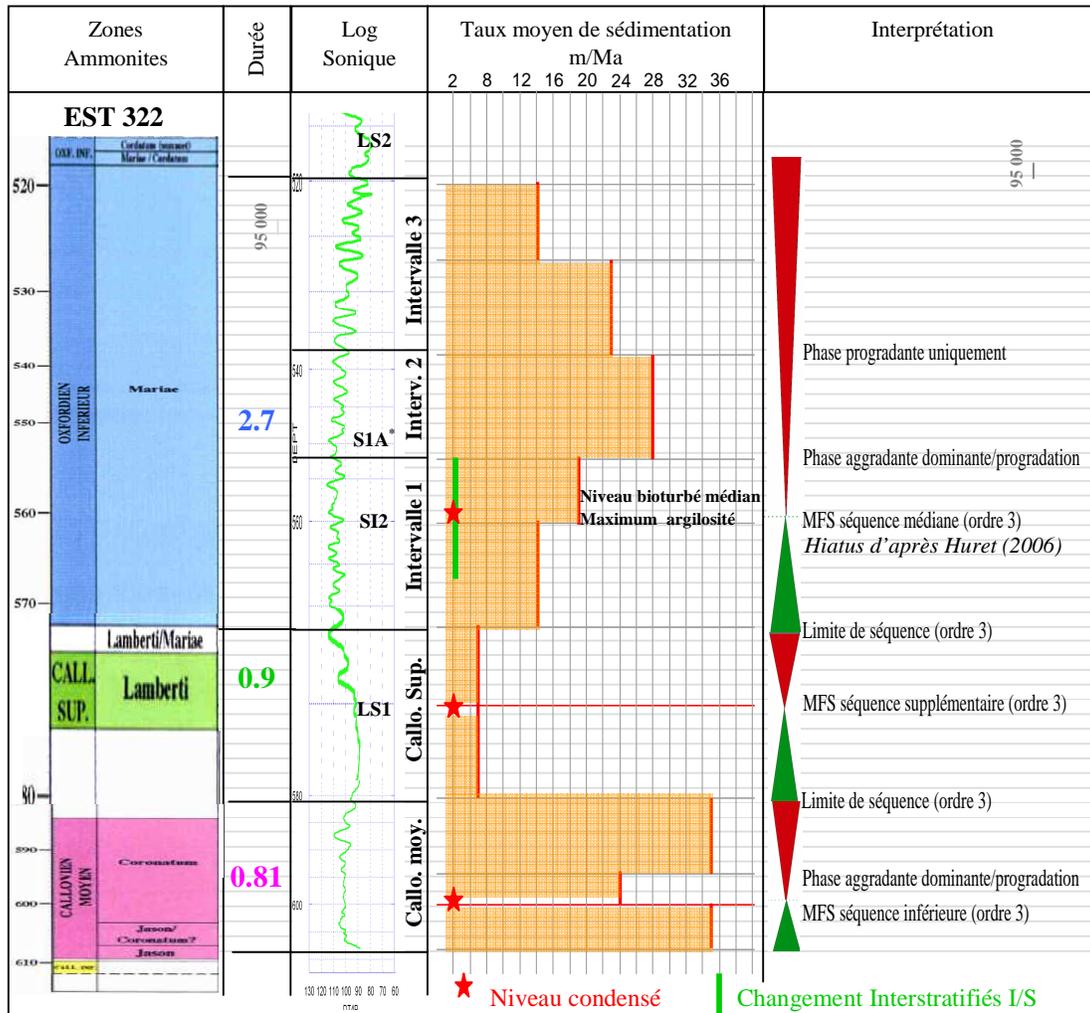


Figure 139 : Synthèse de l'interprétation géologique des résultats des traitements géostatistiques des données diagraphiques.

4. Perspectives

Les résultats des traitements géostatistiques des données diagraphiques, particulièrement à haute résolution, sont performants pour l'étude des variations et de la variabilité au sein des argilites du site de Meuse/Haute-Marne. Il est important de poursuivre les investigations pour pouvoir, à moyen terme, utiliser ces lois de conversion profondeur-temps et étudier l'évolution des propriétés au niveau de la

zone de transposition.

Les perspectives de ce travail peuvent porter sur plusieurs domaines : 1) le site de Meuse/Haute-Marne ; 2) des améliorations méthodologiques ; 3) des avancées géologiques.

4.1 Les perspectives en vue du développement de la connaissance du site de Meuse/Haute-Marne

Appliquer la même méthodologie sur les diagrapies des nouveaux forages Andra

A court terme (quelques mois), la nouvelle campagne de forages 2007-2008 permettra d'obtenir des données à proximité des forages EST 312 et MSE 101. L'outil à haute résolution utilisé dans ces nouveaux forages sera le FMI[®] ou l'OBMI[®] dont la résolution devrait permettre d'obtenir des résultats similaires à ceux obtenus dans cette étude. L'ajout de nouveaux forages sur les transects étudiés ainsi que l'utilisation de l'analyse variographique et de l'analyse krigeante, dans les mêmes intervalles homogènes que ceux définis dans cette étude, devraient permettre d'affiner l'étude des variations spatiales du taux de sédimentation.

La mise en évidence des cycles de 400 000 ans (séquence d'ordre quatre ?) dans ces nouveaux forages pourrait permettre d'approfondir l'origine du diachronisme du changement d'interstratifiés.

Affiner l'étude des variations spatiales

Nous avons mené l'étude essentiellement à partir des cycles d'excentricité. Il serait intéressant de travailler désormais à l'échelle des cycles de précession. La présence du niveau bioturbé médian au niveau de la surface d'inondation maximale de la séquence médiane s'accompagne d'une condensation à l'échelle des cycles de 95 000 ans. Un hiatus à l'échelle des cycles de 20 000 ans pourrait exister. L'intervalle daté du Callovien supérieur nécessiterait également une analyse fine à l'échelle des cycles de 20 000 ans pour mettre en évidence toutes les condensations.

Une étude détaillée des courbes de gamma-ray échantillonnées tous les centimètres au niveau des galeries pourrait permettre également une analyse très fine (plurimétrique) des variations latérales.

Il est clair que le passage en temps réalisé dans ce travail facilite non seulement les corrélations stratigraphiques (temporelles), mais aussi la recherche des hétérogénéités, altérations des propriétés, discontinuités, etc. susceptibles d'affecter la couche-hôte.

Affiner l'étude des contraintes

Une autre application de l'outil FMI[®] pourrait être faite au niveau de l'analyse des contraintes. Les études menées jusqu'à maintenant sur les contraintes ont permis de montrer que l'amplitude de σ_H est de l'ordre de $12,4 \pm 0,5$ MPa au niveau du laboratoire à 490 m de profondeur. L'amplitude mesurée dans le Dogger ainsi que les deux mesures réalisées dans des zones géomécaniques du Callovo-Oxfordien, à partir du forage EST 209, indiquent une contrainte verticale sensiblement inférieure au poids des terrains sus-jacents. Enfin, différentes observations permettent de fixer une borne supérieure de σ_H à 16 MPa. Nous avons effectué récemment une comparaison entre l'organisation des breakouts au sein de la formation d'argilites dans EST 104 et les estimations des cycles d'excentricité et de précession calculées à partir des données FMI[®]. Cette première étude a permis de montrer que la répartition des breakouts semble être périodique. Une analyse fine menée à partir des résultats des analyses géostatistiques et de la répartition des breakouts pourrait permettre d'approfondir l'étude de la répartition des contraintes au sein de la formation callovo-oxfordienne.

4.2 Les perspectives en vue d'améliorer la méthodologie et la valorisation d'outil

Développer un traitement conjoint SM / FMI®

La méthodologie développée à partir du FMI® pourrait être testée sur des données telles que la susceptibilité magnétique, mesurée tous les 4 cm par Huret (2006). De même, il serait intéressant de tester la méthode des spectrogrammes d'amplitude sur le FMI® afin de voir quelle est la robustesse et quelles sont les faiblesses des méthodologies développées en vue de les améliorer pour le traitement des diagraphies des futurs forages. Un traitement conjoint des diagraphies FMI® et de la susceptibilité magnétique, quand ces données sont disponibles, pourrait être développé.

Continuer à valoriser l'outil FMI®

Les changements d'azimut du pendage, obtenu à partir des données FMI®, permettent d'obtenir un graphique appelé le 'Dip Vector Plot'. La Figure 140 présente le graphique relatif au forage EST 312. On y voit des changements d'azimut vers 430 m, 380 m ou encore 360 m. Les zones de changements du taux de sédimentation pourraient être associées à des changements de direction de pendage. L'association des différentes interprétations pourrait permettre, par exemple, d'approfondir l'hypothèse des dépôts en lobe.

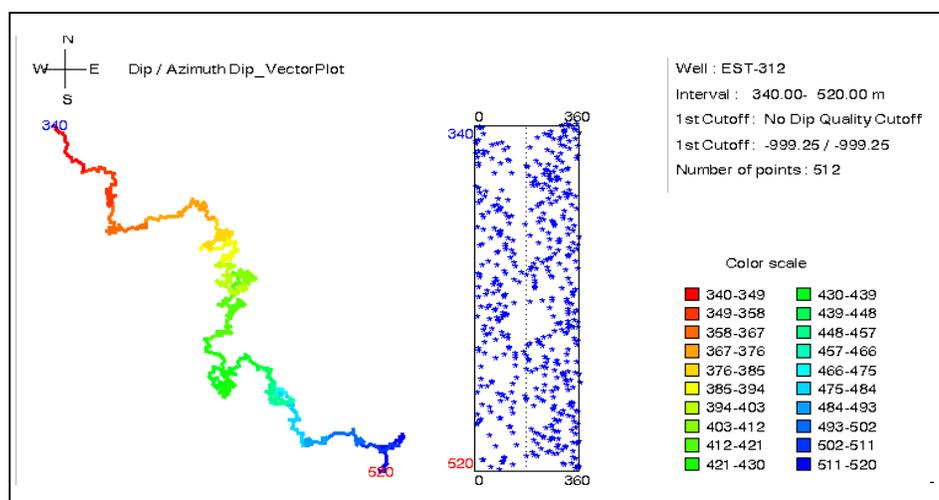


Figure 140 : Exemple de 'Dip Vector Plot' calculé sur la totalité de la formation d'argilites du Callovo-Oxfordien du forage EST 312.

4.3 Les perspectives en vue d'améliorer les connaissances géologiques

Estimer les durées des zones à ammonites.

La méthodologie développée dans ce travail a permis d'estimer les durées des zones à Coronatum, Lamberti et Mariae (Figure 141). L'estimation de la zone à Mariae à 2.7 Ma remet en cause l'ensemble des estimations de durée faites dans les zones sus-jacentes. L'objectif est désormais d'effectuer les mêmes travaux au niveau des zones à Jason, à Athleta et à Cordatum par exemple. Des séries datées de ces zones et ayant un enregistrement plus continu sont à rechercher.

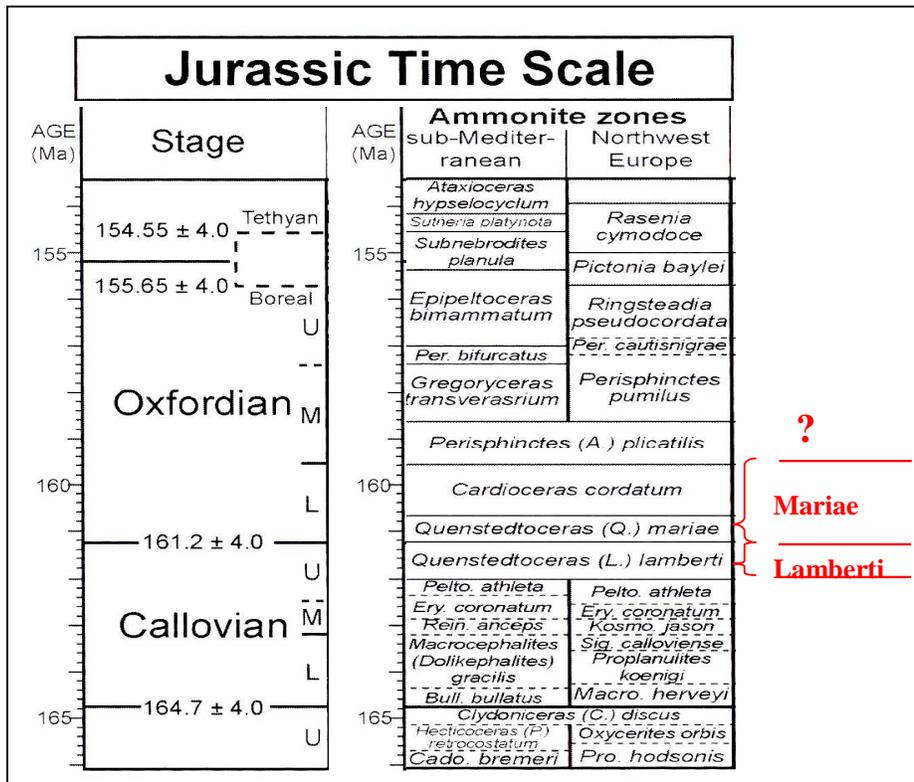


Figure 141 : Echelle des temps géologiques au niveau du Callovien-Oxfordien et nouvelle estimation de la zone à *Mariae*. D'après Gradstein et al. (2004).

Comme l'ont montré Brégoin (2003) et Huret (2006) et comme nous l'avons montré dans cette étude, l'approche temporelle et notamment l'analyse cyclostratigraphique sont particulièrement adaptées à l'étude des variations et de la variabilité spatio-temporelle des argilites du Callovien-Oxfordien. La méthodologie développée peut avoir des applications au niveau du monde industriel pour l'étude des roches couverture où la sédimentation est supposée, dans les interprétations et les modélisations, continue alors que la présence de hiatus est vraisemblable.

Les données FMI[®] sont adaptées à la détection d'objets géologiques de petite dimension ; valorisées par des méthodes géostatistiques, mises en regard des autres données (minéralogiques, biostratigraphiques, chronostratigraphiques), elle ont permis ici l'étude des variations fines du taux de sédimentation dans ce milieu argileux. Assurant une information continue à très haute résolution, elles constituent un complément indispensable aux analyses plus habituelles dans le but de caractériser et suivre les évolutions des propriétés du milieu géologique.

BIBLIOGRAPHIE

- ADELSECK C.G. & ANDERSON T.F. 1978. The late Pleistocene record of productivity fluctuations in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Geology*: Vol. 6, No. 7. pp. 388–391
- ADHEMAR J. 1860. *Révolutions de la mer, déluges périodiques*. Deuxième édition. Paris.
- AGASSIZ L. 1840. *Etudes sur les glaciers* (Paris). Neuchâtel.
- ANDRA. 1996. Laboratoire de Recherche Souterrain Est. Demande d’Autorisation d’Installation et d’Exploitation (D.A.I.E) -2- Mémoire.
- ANDRA. 2002. Site Meuse/Haute-Marne. Synthèse chronostratigraphique des dépôts du Callovo-Oxfordien : datation et évolution géodynamique. Rapport Andra D NT AGEG 01-033. 47 pp.
- ANDRA. 2003. Laboratoire Souterrain de Recherche de Meuse/Haute-Marne. Forage EST 312. Forage Scientifique Profond (FSP). Log Composite. Rapport Andra, D RP OGTR 03-009/A
- ANDRA. 2003. Laboratoire Souterrain de Recherche de Meuse/Haute-Marne. Forage EST 322. Forage Scientifique Profond (FSP). Log Composite. Rapport Andra, D PL ADPE 03-011/A.
- ANDRA. 2003. Laboratoire Souterrain de Recherche de Meuse/Haute-Marne. Forage EST 342. Forage Scientifique Profond (FSP). Log Composite. Rapport Andra, D RP OGTR 03-014/A
- ANDRA. 2005. Dossier 2005 – Référentiel du site de Meuse / Haute-Marne – cinq documents. Tome 1. Rapport Andra collectif, C.RP.ADS.04.0022.
- ANDRA .2005. Suivi géologique des forages des expérimentations dans la niche : REP, PEP, PAC, DIR, SUG. Rapport de fin d’opération (RO). Volume 1 : textes et figures. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne. Rapport Andra, D.RP.OGTR.05.0022.A . 44 pp.
- ANDRA. 2005. Suivi géologique des forages des expérimentations dans la niche : REP, PEP, PAC, DIR, SUG. Rapport de fin d’opération (RO). Volume 2 : Logs synthétiques. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne. Rapport Andra, D.RP.OGTR.05.0022.A. 67 pp.
- ANDRE G. 2002. Caractérisation de la structuration de l’Est du Bassin de Paris : Discrimination des déformations syn-sédimentaires mésozoïques. Rapport Andra, C.RP.OG2R.02001.
- ANDRE G. 2003. Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations de fluides dans l’Est du Bassin de Paris. Thèse de l’Université Henri Poincaré, Nancy. Collection les rapports (Andra). 311 pp.
- ANTEA. 2004. Laboratoire souterrain de recherche de Meuse/haute-Marne. Variabilité litho-sédimentologique régionale de la couche hôte et de ses encaissants. Expérimentation FSP- Forages Scientifiques Profonds. Rapport Andra, D RP OANT 04-003. 106 pp.
- ARCHIE G.E. 1942. The electrical resistivity log as an Aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum transactions of the AIME*, 146. pp. 54 – 62.
- ARNAUD M., DE FOUQUET C., PICHOT J. P., KOUARIAVSTOVA T. 1997. Une méthodologie de classification à partir d’observations spatiales et multivariées. Rapport technique CIRAD/CG. 21 pp.
- ARRHÉNUS G. 1988. Rate of production, dissolution and accumulation of biogenic solids in the ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 67. pp. 119 – 146.
- ARTHUR M. A. et al. 1984. Rhythmic bedding in Mesozoic Cenozoic pelagic carbonate sequences: the primary and diagenetic origin of Milankovitch like cycles. In: Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Salzman, B. (eds) *Milankovitch and climate*, 1, Reidel, Dordrecht. pp. 191–222.
- ARZANI N. 2006. Primary versus diagenetic bedding in the limestone-marl/shale alternations of the epeiric seas, an example from the Lower Lias (Early Jurassic) of SW Britain. *Carbonates and Evaporites*, Vol 21; Numb 1, pp. 95-109.
- AYADI M. et al. 1998. Multi-scalar structure at DSDP/ODP Site 504, Costa Rica Rift, III : faulting and fluid circulation. Constraints from integration of FMS images, geophysical logs and core data. In: Hurley P.K. & Lovell M.A. (eds) *Core-Log Integration*, Geological Society, London, Special Publications, 136. pp. 311 – 326.
- BATHURST R.G.C. 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34. pp. 749–778.
- 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*, t. 163, n° 4. pp. 477 – 482.
- BEAUDOIN B. et al. 1987. Mesure directe de la compaction dans les sédiments. *Notes et Mémoires – Compagnie Française des Pétroles*, n°21. pp. 235 – 247.
- BELTRAN C. et al. 2007. Environmental changes during marl-limestone formation : evidence from the Gargasian (Middle Aptian) of La Marcouline Quarry (Cassis, SE France). *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology – Article 2007 / 01*.
- BERGER A. & LOUTRE M.F. 1992. Astronomical solutions for paleoclimate studies over the last 3 million years. *Earth and Planetary Science Letters*, 111. pp. 369 – 382.
- BERGER A. & LOUTRE M.-F. 1994. Astronomical forcing through geological time. In orbital forcing and cyclic sequences (editions De Boer P.L. & Smith D.G.). Special Publication of International Association of Sedimentologists, 19. pp 15-24.
- BERGER A. & LOUTRE M.F. 2003. *Théorie astronomique des paléoclimats*. CRAS, Louvain. 17 pp.

- BERGER A. & LOUTRE M.F. 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. C.R. Geoscience, 336 (7-8). pp. 701 – 709.
- BERGER A. LOUTRE M.F., LASKAR J. 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. Science, 255. pp. 560-566.
- BERGER A. et al. 1984. Milankovitch and Climate: Understanding the response to astronomical forcing. Proceedings of the NATO advanced research workshop on Milankovitch and Climate 1982. D. Reidel publishing company. 2 vol. 938 pp.
- BERGER W.H. 1968. Planktonic Foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation. Deep-Sea Research 15. pp. 31-43.
- BERGER W.H. et al. 1982. Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution rate. Oceanol Acta 5 (2). pp. 249-257.
- BOTTJER D. J. et al. 1986. Rhythmic bedding produced in Cretaceous pelagic carbonate environments: sensitive recorders of climatic cycles. Paleooceanography, 1. pp. 467-481.
- BOUCHET A. et RASSINEUX F. 1995. Caractérisation d'échantillons d'argiles du forage MSE101. Rapport Andra n° 6BM RP ERM 95-004.
- BOURGAULT G., 1994. Robustness of Noise Filtering by Kriging Analysis. Mathematical Geology, Vol. 26. n°6. p. 733 – 752.
- BOURKE L. 1989. Recognizing artefact images of the formation Microscanner. Trans. 30th Symp. Soc. Prof. Well Log Analysts : Paper WW.
- BOURKE L. 1992. Sedimentological borehole image analysis in clastic rocks : a systematic approach to interpretation. In : Hurst A, Griffiths CM, Wothington PF (Eds) Geological Applications of Wireline Logs II. Geol Soc Spec Publ 65. pp 31 – 42.
- BOURKE, L.T & MCGARVA. R.M. 2003. Finding Yourself In Deep Water (Part 1). PESA News 63, April/May 03. http://www.pesa.com.au/publications/pesa_news/april_03/techfoc.htm
- BREGOIN S. 2003. Variabilité spatiale et temporelle des caractéristiques du Callovo-Oxfordien de Meuse/Haute-Marne. Thèse Ecole des Mines de Paris. 201 pp.
- BUONOCUNTO F.P. et al. 1999. Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmus, southern Apennines, Italy. Cretaceous Research, 20. pp. 81 – 95.
- CARON J.M. et al. 1989. Comprendre et enseigner La Planète Terre. Ophrys Editions. 271 pp.
- CARPENTIER C. 2004. Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris. Thèse univ. H. Poincaré Nancy 1. 470 pp.
- CAVELIER C. et al. 1980 Bassin de Paris, in Géologie des pays européens - France, Belgique, Luxembourg. Dunod éd.
- CHEUNG PS. 1999. Microresistivity and ultrasonic imagers: tool operations and processing principles with reference to commonly encountered image artefacts. In: Lovell MA, Williamson G., Harvey PKJ (eds), Borehole images: applications and case histories. Geol. Soc. Spec. Publ. 159. p. 45-57.
- CHILÈS J.-P. & DELFINER P. 1999. Geostatistics. Modeling Spatial Uncertainty. Wiley & sons. 695 pp.
- CHILÈS J.P & GUILLEN A. 1984. Variogrammes et krigeages pour la gravimétrie et le magnétisme. Sciences de la Terre, Série Informatique 20. pp. 455 – 468.
- CHOQUETTE P.W. & PRAY L.C. 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., Vol. 54, n°2. pp. 207-250.
- CLEAVELAND L.C et al. 2002. Cyclostratigraphic analysis of pelagic carbonates at Monte dei Corvi (Ancona, Italy) and astronomical correlation of the Serravallian -Tortonian boundary. Geological Society of America. Vol. 30, n°10. pp. 931 – 934.
- COGIS N. 2004. Textural analysis from borehole images. Rapport de stage Schlumberger.
- COLLIN P.Y., 2000 - Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Callovo-Oxfordien : du bassin de Paris à des considérations globales. Thèse de doctorat, Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 282 pp.
- COLLIN P.Y. & COURVILLE P. 2000. Paléoenvironnements et biostratigraphie d'une série oxfordienne non condensée de référence (Saint-Blin-Sémilly, Haute-Marne). Géologie de la France, n°1. pp. 59 – 63.
- COLLIN P.Y. et al. 1999. Séries condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique : exemple de l'enneigement de la plate-forme nord-bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 328. pp. 105 – 111.
- CONTRERAS C. et al. 2003. Investigating Clastic Reservoir Sedimentology. Oilfield Review Vol. 15, n°1 (spring 2003). pp. 54-77.
- COOPER P. 1995. Milankovitch cycles from Fourier analysis of logs from sites 865 and 866. In : Winterer E.L. et al. (eds), 1995, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results. Vol. 143. pp. 317 – 327.

- COTILLON P. 1985. Les variations à différentes échelles du taux d'accumulation sédimentaire dans les séries pélagiques alternantes du Crétacé inférieur, conséquence de phénomènes globaux. Essai d'évaluation. Bulletin Société Géologique de France, Sér. 8, I(1). pp. 59–68.
- COTILLON P. et al. 1980. Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France SE) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bulletin Société Géologique de France, Sér. 7, XXII(1). pp. 733–742.
- COVEY C. 1984. The earth's orbit and the Ice Ages. *Scientific American*, 250. pp. 421 – 450.
- CRAMER B.S. 2001. Latest Paleocene–earliest Eocene cyclostratigraphy: using core photographs for reconnaissance geophysical logging. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 186, Issue 2, 30. pp. 231-244.
- CROLL J. 1864. 'On the Physical Cause of the change of Climate during Geological Epochs'. *Philosophical Magazine* 28. pp. 121-137.
- CROLL J. 1875. *Climate and Time in their geological relations. A theory of secular changes of the Earth's climate.* New York.
- CUILHE L. 2003. Site Meuse/Haute-Marne. Sismique 3D après retraitement 2002. Rapport d'interprétation géologique et structural. Rapport Andra C.RP.0BEL.03.002.A
- CURNELLE R. et DUBOIS P. 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français, bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Document SNEA(P) inédit
- DEAN W. E. & GARDNER J. V. 1986. Milankovitch cycles in neogene deep-sea sediment. *Paleoceanography*, vol. 1, n°4. pp. 539-553.
- DE BOER P.L. & SMITH D.G. 1994. (eds) *Orbital Forcing and Cyclic Sequences.* International Association of Sedimentologists, Special Publication, 19.
- DE GRACIANSKY P. C. et Jacquin T. 2003. Evolution des structures et de la paléogéographie au passage Lias – Dogger dans le Bassin de Paris d'après les données de la subsurface. *Bull. Soc. géol. France*, 174, 1, 3-17
- DE GRACIANSKY P. Ch. et al. 1998. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins.* Society for Sedimentary Geology, Special Publication N° 60. 786 pp.
- DELHOMME J.P. 1992. A Quantitative Characterization of Formation Heterogeneities Based on Borehole Image Analysis. *Society of Professional Well Log Analysts 33rd Annual Logging Symposium Transactions*, vol. 1, Paper T, 25 pp.
- DELHOMME J.P. & HOCHART P. 1997. *BorTex: User's Guide and Tutorial.* Agip/GeoQuest, 77 pp.
- DELHOMME J.P. & MOTET D. 1993. Reservoir Description and Characterization From Quantitative Borehole Image Analysis. *Schlumberger AFM Reservoir Characterization Review*, vol. 5, p. 5-19
- DERCOURT J. et al. 2000. Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, 24. Maps and Explanatory Notes ; I-XX, 269 pp.
- DIATRATA. 1995. Etude sédimentologique du Jurassique du Nord de la Haute-Marne et du Sud de la Meuse. Intégration des données de la sismique 94 et des sondages profonds. Rapport Andra B RP 0DIA 95.003.A
- DIATRATA. 2001. Site Meuse/Haute-Marne. Interprétation des données diagaphiques des sondages EST 201, 202, 203, 204 et 205. Rapport Andra D RP 0DIA 01.001.A
- DIATRATA. 2003. Laboratoire de recherche de Meuse/Haute-Marne. Etude géométrique des formations du Jurassique intégrant les forages scientifiques profonds Est 312, 322, 331, 342 et 351. Rapport Andra C.RP.0DIA.03.001.A
- DIATRATA. 2005. Etude séquentielle et géométrique du Callovo-Oxfordien. Intégration des forages FSP dans le cadre du secteur élargi. Laboratoire de recherche de Meuse/Haute- Marne. Rapport Andra Réf. C.RP.0DIA.04.0001.A
- DILLON C.G., LLOYD C. & PHILIP L. 2003. Identifying short-range and long-range structural components of a compacted soil: an integrated geostatistical and spectral approach. *Computers & Geosciences*, 29. pp. 1277 – 1290.
- DROMART G. et al. 2003. Perturbation of the carbon cycle at the middle/late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. *American Journal of Science*, Vol. 303, October, 2003, P.667-707
- DUGUE O. 1991. Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin Parisien au Callovo-Oxfordien. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 81 (1991) : 323-346.
- EINSELE G. & RICKEN W. 1991. Limestone – Marl Alternation – An Overview. In : Einsele et al. (Eds), *Cycles and Events in Stratigraphy.* Springer-Verlag, Berlin. pp. 23 – 47.
- EINSELE G. & SEILACHER A. 1982. (eds) *Cyclic and Event Stratigraphy.* Elsevier, Utrecht. 280 pp.
- ELION P. 2001. Site Meuse / Haute-Marne, Synthèse chronostratigraphique des dépôts du Callovo-Oxfordien : datation et évolution géodynamique. 47p. Rapport Andra, D.NT.AGEG.01-033.

- ELION P. 2004. Modèle géologique du Callovo-Oxfordien à l'état initial. Site de Meuse/Haute-Marne. Rapport Andra, C.NT.ASMG.03.0101. 44 pp.
- EMERY X. 2001. Géostatistique Linéaire. Cours C-166, CG, Ecoles des Mines de Paris. 403 pp.
- ERM. 2001. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne : Analyses minéralogiques et géochimiques forage EST205. Rapport final d'opération. Rapport Andra n° B.RP.0ERM.01.001.
- ERM. 2003. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse / Haute-Marne – Analyses minéralogiques et géochimiques – Forages Scientifiques Profonds : EST 312 – Rapport de mesures final (RDM) ; Rapport Andra n° D.RP.0ERM.03.008
- ERM. 2003. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse / Haute-Marne – Analyses minéralogiques et géochimiques – Forages Scientifiques Profonds : EST 322 – Rapport de mesures final (RDM) ; Rapport Andra n° D.RP.0ERM.03.009
- ETCHECOPAR A. & BONNETAIN J.L. 1992. Cross Sections from Dipmeter Data. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 76, N° 5. pp. 621 – 637.
- FISHER A.G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 14. pp. 351 – 376.
- FOUCAULT A. & RENARD M. 1987. Contrôle climatique de la sédimentation marno-calcaire dans le Mésozoïque d'Espagne (Sierra de Fontcalent, province d'Alicante) : arguments isotopiques. C. R. Acad. Sci. Paris. t. 305, Série II. pp. 517 – 521.
- FRACASSO M.A. & HOVORKA S.D. 1986. Cyclicity in the Middle Permian San Andreas Formation, Palo Duro Basin, Texas Panhandle. Reports of Investigations of the Bureau of Economic Geology 156, University of Texas.
- FRYKMAN P. 2001. Spatial variability in petrophysical properties in Upper Maastrichtian chalk outcrops at Stevns Klint, Denmark. Marine and Petroleum Geology 18. pp. 1041 – 1062.
- GALE A.S et al. 1999. Orbital Tuning of Cenomanian marly chalk successions : towards a Milankovitch time-scale for the Late Cretaceous. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 357. pp. 1815 – 1829.
- GALLI A. & SANDJIVY L. 1985. Analyse krigeante et analyse spectrale : Science de la terre. Séries Informatique, Géologique, 21. p. 115 – 124.
- GALLI A., GERDIL-NEUILLET F. & DADOU D. 1984. Factorial kriging analysis : a substitute to spectral analysis of magnetic data. In Geostatistics for Natural Resources Characterization, Verly G. et al. (Eds.). Reidel, Dordrecht, The Netherlands. p. 543 – 557.
- GARDNER J.V. 1982. High-resolution carbonate and organic-carbon stratigraphies for the late Neogene and Quaternary from the western Caribbean and eastern equatorial Pacific. In : Prell W.L, Gardner J.V et al. Init Repts. DSDP 68: Washington (US Govt Print Office). Pp. 347 – 364.
- GEO TER. 2006. Suivi géologique du fonçage des puits (417,6 m – PAX à 509,8 m – PPA) et du creusement des galeries (490 m) dans le Callovo-Oxfordien. Rapport de fin d'opération (RO). Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne. Rapport Andra, D.RP.0GTR.06.0003.A. 135 pp.
- GILBERT G.K. 1895. Sedimentary measurement of Cretaceous time. Journal of Geology, 3. pp. 121 – 127.
- GILBERT G.K. 1900. Rhythms and geological time. Science, New series, 11. pp. 1001 – 1012.
- GLENN C.R., KROON D & WEI W. 1993. Sedimentary rhythms and climatic forcing of Pleistocene-Holocene mixed carbonate/siliciclastic sediments of the Great Barrier Reef. In: McKenzie J.A, Davies P.J., Palmer-Julson A., et al. 1993. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 133. pp. 189 – 202.
- GOLOVCHENKO X. et al. 1987. Milankovitch cycles detected from wireline logs : results from ODP Site 693, Antarctic continental margin. Abstracts prog. Geological Society of America, 19. pp. 679.
- GONG Y.-M. & LI B.-H. 2004. Reply to comment on "Orbital cyclostratigraphy of the Devonian Frasnian-Famennian transition in South China". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 205, Issues 1-2*, 20. pp. 171-175.
- GONG Y.-M., LI B.-H., WANG C.-Y. & WU Y. 2001. Orbital cyclostratigraphy of the Devonian Frasnian-Famennian transition in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 168, Issues 3-4*. pp. 237-248.
- GOODALL T.M., MØLLER N.K & RØNNINGSLAND T.M. 1998. The integration of electrical image logs with core data for improved sedimentological interpretation. In : Hurley P.K. & Lovell M.A. (eds) Core-Log Integration, Geological Society, London, Special Publications, 136. pp. 236 – 248.
- GOOVAERTS P. 1992. Factorial kriging analysis: a useful tool for exploring the structure of multivariate spatial soil information. Journal of Soil Science, 43. p. 597 – 619.
- GOOVAERTS P., SONNET P. & NAVARRE A. 1993. Factorial Kriging Analysis of Springwater Contents in the Dyle River Basin, Belgium. Water Resources Research, Vol. 29, n° 7. pp. 2115 – 2125.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press. 589 pp.
- 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, 312, II,

- 1587-1593.
- GUILLOCHEAU F. 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 320, Série II a. pp. 1141 – 1157.
- GUILLOCHEAU F. *et al.* 1999. Evolution géodynamique du bassin de Paris : Apport d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bull. Inf. Bass. Paris*, Vol. 36, N°4, p. 3 à 35.
- GUILLOCHEAU F. *et al.* 2002. Le Jurassique de l'est du bassin de Paris – *Bull. Inf. Bass. Paris*, vol. 39, N°3, p. 23 à 47.
- HALLER D. & PORTURAS F. 1998. How to characterize fractures in reservoirs using borehole and core images: case studies. In : Hurley P.K. & Lovell M.A. (eds) *Core-Log Integration*, Geological Society, London, Special Publications, 136. pp. 249 – 259.
- HAQ B.U. *et al.* 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235. pp. 1156 – 1167.
- HARZER P. 1895. Die Säcularen veränderungen des bahnen der grossen planeten, Fürstlich Jablonowski'schen Gesellschaft, Leipzig.
- HARKER, S.D., MCGANN, G.J., BOURKE, L.T., and ADAMS, J.T. 1990. Methodology of Formation MicroScanner image interpretation in Claymore and Scapa fields (North Sea). *Geological Applications of Wireline Logs Geological Society of London Special Publication*, 48, 11-25.
- HAYS J.D., IMBRIE J. & SCHACKLETON N.J. 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194. pp. 1121 – 1132.
- HERBERT T. D. & FISCHER A. G. 1986. Milankovitch climatic origin mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, 321. pp. 739–743
- HERWEIJER J.C. *et al.* 1990. The relevance of dip profiles from outcrops as reference for the interpretation of SHDT dips. In: Hurst A., Lovell M.A & Morton A.C (eds), 1990, *Geological Applications of Wireline Logs*. Geological Society Special Publication N°48, pp. 39 – 43.
- HINNOV L.A. & PARK J. 1999. Strategies for assessing Early-Middle (Pliensbachian-Aalenian) Jurassic cyclochronologies. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 357. pp. 1831 – 1859.
- HOFMANN A. , TOURANI A. & GAUPP R. 2000. Cyclicity of Triassic to Lower Jurassic continental red beds of the Argana Valley, Morocco: implications for palaeoclimate and basin evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 161, Issues 1-2*. pp. 229-266
- HOMEWOOD P. *et al.* 1992. Corrélations haute resolution en stratigraphie génétique: une demarche intégrée. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf Aquitaine*, 16 (2). pp. 357 – 381.
- HORNBY, B.E., and LUTHI, S. M. 1992. An integrated interpretation of fracture apertures computed from electrical borehole scans and reflected Stoneley waves. *Geological Applications of Wireline Logs II*. Geological Society of London Special Publication, 65, 179-184.
- HOUSE M.R. 1985. A new approach to an absolute timescale from measurements of orbital cycles and sedimentary microrhythms. *Nature*, 316. pp. 721 – 725.
- HOUSE M.R. 1986. Towards more precise time-scales for geological events. In: Nesbitt R.W. & Nichol I. (eds) *Geology in the Real World – the Kingsley Dunham Volume*. The Institute of Mining and Metallurgy, London. pp. 197 – 206.
- HOUSE M.R. 1995. Orbital forcing timescales : an introduction. In : House M.R & Gale A.S (eds), 1995, *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, Geological Society Special Publication n°85. pp. 1 – 18.
- HOUSE M.R. & GALE A.S. 1995. *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*. Geological Society Special Publication, 85. 210 pp.
- HUANG Z. *et al.* 1996. Cyclicity in the Egret Member (Kimmeridgian) oil source rock, Jeanne d'Arc Basin, offshore eastern Canada. *Marine and Petroleum Geology, Volume 13, Issue 1*. pp. 91-105.
- HURET E. 2006. Analyse cyclostratigraphique des variations de la susceptibilité magnétique des argilites callovo-oxfordiennes de l'Est du Bassin de Paris: application à la recherche de hiatus sédimentaires. Thèse de l'université Pierre et Marie Curie. 321 pp.
- HURLEY N.F. *et al.* 1994. Using Borehole Images for Target-Zone evaluation in Horizontal Wells. *AAPG Bulletin*, V.78, N° 2. pp. 238 – 246.
- IMBRIE J & IMBRIE K.P. 1979. *Ice Ages. Solving the mystery*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts. pp. 1-224.
- IMBRIE J. & IMBRIE J.Z. 1980. Modelling the climate response to orbital variations. *Science* 207. pp. 943 – 953.
- IMBRIE J. *et al.* 1987. Scientific goals of an Ocean Drilling Programme designed to investigate changes in the global environment. Report of the Second Conference on Scientific Ocean Drilling (COSOD II),

- Strasbourg, France, 6 – 8 July. Pp. 15 – 46.
- JAQUET O. 1989. Factorial Kriging Analysis Applied to Geological Data from Petroleum Exploration. *Mathematical Geology*, Vol. 21, n° 7. p. 683 – 69.
- JOUSSAUME S. & MOREL P. 1993. *Climat d'hier à demain*. CNRS Editions. 142 p.
- KAMP P. J. J. & NAISH T. 1998. Forward modelling of the sequence stratigraphic architecture of shelf cyclothems: application to Late Pliocene sequences, Wanganui Basin (New Zealand). *Sedimentary Geology, Volume 116, Issues 1-2*. pp. 57-80
- KUHNT W., NEDERBRAGT A. & LEINE L. 1997. Cyclicity of Cenomanian-Turonian organic-carbon-rich sediments in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco). *Cretaceous Research, Volume 18, Issue 4*. pp. 587-601
- LAGRANGE L.J. 1781. *Oeuvres complètes*, t. V. Gauthier-Villars, Paris, 1870. 125.
- LAGRANGE L.J. 1782. *Oeuvres complètes*, t. V. Gauthier-Villars, Paris, 1870. 211.
- LAMBECK K. 1980. *The Earth's variable rotation: its Origin, History and Physical Constitution*, 6th ed, Cambridge University Press.
- LAMONT-DOHERTY BOREHOLE RESEARCH GROUP. 1987. *Wireline Logging Manual*, Vol. 2, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY.
- LASKAR J. 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 357. pp. 1735 – 1759.
- LASKAR J., JOUTEL F. & BOUDIN F. 1993. Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.*, 270. pp. 522 – 533.
- LASKAR et al. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the earth. *Astronomy & Astrophysics* 428. pp. 261 – 285.
- LEFRANC M. 2004. Etude des corrélations et/ou des variations latérales dans les argilites du Callovo-Oxfordien du site de Bure. *Mém. DEA MQMBS*, Univ. P. & M. Curie. 89 pp.
- LE VERRIER U. 1856. *Ann. Obs. Paris*, II. Mallet-Bachelet, Paris.
- LEVER H. 2004. Cyclic sédimentation in the shallow marine Upper Permian Kennedy Group, Carnarvon Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*, 172. pp. 187 – 209.
- LEVRARD B. 2005. Cycles de Milankovitch et variations climatiques: dernières nouvelles [en ligne]. Disponible sur : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-milankovitch-2005-09-27.xml> (consulté en avril 2007).
- LIU K. 2007. Sequence stratigraphy and orbital cyclostratigraphy of the Mooreville Chalk (Santonian – Campanian), northeastern Gulf of Mexico area, USA. *Cretaceous Research*. Article in press. doi :10.1016/j.cretes.2006.06.005.
- LOFTS J.C. & BRISTOW J.F. 1998. Aspects of core-log integration: an approach using high resolution images. In : Hurley P.K. & Lovell M.A. (eds) *Core-Log Integration*, Geological Society, London, Special Publications, 136. pp. 273 – 283.
- LOTT G.K. & STRONG G.E. 1982. The petrology and petrography of the Sherwood Sandstone (? Middle Triassic) of the Winterborne Kingston Borehole, Dorset. UK. *Institute of Geological Sciences Report* 81/3. pp. 135 – 142.
- LOUTRE M.F. & BERGER A. 2005. Insolation, CO2 et précipitations en période interglaciaire. *C. R. Geoscience*, 337. pp. 69 – 78.
- LOVELL M.A. WILLIAMSON, G and HARVEY, P. K. (eds). 1999. *Borehole Imaging: applications and case histories*. Geological Society Special Publication 159.
- LUTHI, S.M. 1990. Sedimentary structures of clastic rocks identified from electrical borehole images. *Geological Applications of Wireline Logs Geological Society Special Publication*, 48, 3-10.
- LUTHI S.M. 2001. *Geological well logs. Their use in reservoir modelling*. Springer Verlag. 373 pp.
- LUTHI, S.M., and BANAVAR, J.R. 1988. Application of borehole images to three-dimensional geometric modeling of eolian sandstone reservoirs, Permian Rotliegende, North Sea. *AAPG Bulletin* V. 72, N°9. pp. 1074-1089.
- MA Y.Z. & ROYER J.J. 1988. Local geostatistical filtering application to remote sensing. *Geomathematics and geostatistics analysis applied to space and time dependent data*. Sciences de la Terre, Séries Informatique, Géologique, n° 27, Part 1. p. 17 – 37.
- MADER D. et al. 2004, High-resolution cyclostratigraphic analysis of multiple climate proxies from a short Langhian pelagic succession in the Conero Riviera, Ancona (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211, pp. 325 - 344.

- MAILLART J. et al. 1987. Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle – Exemples dans le Sud-Est de la France. Notes et Mémoires – Compagnie Française des Pétroles, n°21. pp. 249 – 257.
- MALLINSON D.J. et al. 2003. Paleoclimate implications of high latitude precession-scale mineralogic fluctuations during early Oligocene Antarctic glaciation: the Great Australian Bight record. *Global and Planetary Change, Volume 39, Issues 3-4*. pp. 257-269.
- MARI J.L. et al. 1998. Géophysique de Gisement et de Génie Civil. Publications de l'Institut Français du Pétrole. Editions Technip. 468 pp.
- MATERN B. 1960. Spatial Variation. Stochastic models and their application to some problems in forest surveys and other sampling investigations. Meddelanden Fran Statens Skogsforskningsinstitut, Band 49, Nr 5. 144 pp.
- MATHERON G. 1982. Pour une analyse krigeante de données régionalisées. Note Interne, N-732, Centre de Géostatistique, Fontainebleau, France. 22 pp.
- MATTHEWS R.K. & FROHLICH C. 2002. Maximum flooding surfaces and sequence boundaries: comparisons between observations and orbital forcing in the Cretaceous and Jurassic (65 – 190 Ma). *GeoArabia*, Vol. 7, N°3. pp. 503 – 538.
- MAYER H. & APPEL E. 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the Early Cretaceous Biancone Formation of the Southern Alps, Italy. *Cretaceous Research*, 20. pp. 189 – 214.
- MAYER L.A. et al. 1993. Climatic cyclicity at site 806 : the GRAPE record. In : Berger W.H., Kroenke L.W., Mayer L.A. et al. 1993. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 130. pp. 623 – 639.
- MELARD G. 1978. Propriétés du spectre évolutif d'un processus non stationnaire. *Annales de l'Institut Henri Poincaré*. Vol. 14, n°4. pp. 411 – 424.
- MEGNIEN C. 1980. Synthèse du bassin de Paris. Mémoires du BRGM n° 101 à 103
- MILANKOVITCH, M., 1941, Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem: Belgrade, Serbian Academy of Science, 633 p.
- MOLINIE A.J. & OGG J.G. 1992. Milankovitch cycles in Upper Jurassic and lower Cretaceous radiolarites of the equatorial pacific : spectral analysis and sedimentation rate curves. In : Larson R.L. et al. 1992. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 129. pp. 529 – 547.
- MUNDIM E.C., JOHANN P. & REMACRE A. Z. 1999. Factorial kriging analysis : Geostatistical filtering applied to reservoir Characterization. *The Leading Edge*, Vol. 18, n° 7. p. 787 – 788.
- MWENIFUMBO C.J. & BLANGY J.P. 1991. Short-term spectral analysis of downhole logging measurements from site 704. In : Ciesielski P.F., Kristoffersen Y. et al. 1991. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 114. pp. 577 – 585.
- NOBES D.C. *et al.* 1991. Milankovitch cycles and nonlinear response in the Quaternary record in the atlantic sector of the southern oceans. Dans Ciesielski P.F. et al., 1991. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 114. pp. 551 – 576.
- OLIVER M.A. et al. 1997. Multivariate, autocorrelation and spectral analyses of a pollen profile from Scotland and evidence for periodicity. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 96. pp. 121 – 144.
- OLSEN P.E. & KENT D.V. 1996. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 122, Issues 1-4*. pp. 1-26.
- OLSEN P.E. & KENT D.V. 1999. Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the Early Mesozoic time-scale and the long-term behaviour of the planets. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*. 357. pp. 1761 – 1786.
- PASQUIER J.-B. & STRASSER A. 1997. Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). *Sedimentology* 44. pp. 1071 – 1092.
- PELLENARD P. 2003. Message terrigène et influences volcaniques au Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et du sud-est de la France. Société Géologique du Nord, publication n°31. 362 p.
- PELLENARD P. et al. 1999. Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien – Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*. 328, 807-813
- PEZARD et al. 1992. Evolution of the Izu-Bonin intraoceanic forearc basin, western Pacific, from cores and FMS images. In : Hurst A, Griffiths CM, Wothington PF (Eds) *Geological Applications of Wireline Logs II*. *Geol Soc Spec Publ* 65. pp 43 – 69.
- PILGRIM L. 1904. Versuch einer rechnerischen behandlung des eiszeitenproblems. *Jahreshefte fur vaterlandische*

- Naturkunde in Württemberg, 60.
- PITTET B. & STRASSER A. 1998. Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy : examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). *Geol. Rundsch* 86. pp 852 – 874.
- POLETTI L. et al. 2004. Orbitally driven fertility cycles in the Palaeocene pelagic sequences of the Southern Alps (Northern Italy). *Sedimentary Geology* 164. pp. 35-54.
- PONTECOULANT G. 1834. *Théorie Analytique du Système du Monde*, t. III, Bachelier, Paris.
- POSTMA G. & TEN VEEN J.H. 1999. Astronomically and tectonically linked variations in gamma-ray intensity in Late miocene hemipelagic successions of the Eastern Mediterranean Basin. *Sedimentary Geology*, 128, pp. 1-12.
- PRATT L.M. 1984. Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. *AAPG Bulletin*, Tulsa, vol. 68. pp. 1146-1159.
- PRATT L. M. & KING J. D. 1986. Variable marine productivity and high eolian input recorded by rhythmic black shales in mid-cretaceous pelagic deposits from central Italy. *Paleoceanography*, vol. 1, n° 4. pp. 507-522.
- PRATT L. M. et al. 1985 (eds). *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway; Evidence of Cyclic Sedimentary Processes*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 249 pp.
- PRELL W.L. & HAYS J.D. 1976. Late Pleistocene faunal and temperature patterns of the Colombia Basin, Caribbean Sea.- In: Cline R.M. & Hays J.D. (eds.), *Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology.- Geological Society of America, Memoir*, Boulder, vol. 145. pp. 201-220.
- PROKOPH A. & THUROW J. 2000. Diachronous pattern of Milankovitch cyclicity in late Albian pelagic marlstones of the North German Basin. *Sedimentary Geology, Volume 134, Issues 3-4*. pp. 287-303
- PROSSER J. et al. 1999. Methodologies for multi-well sequence analysis using borehole image and dipmeter data. In: Lovell M.A., Williamson G. & Harvey P.K. (eds), 1999. *Borehole Imaging: applications and case histories*. Geological Society, London, Special Publications, 159. pp. 91 – 121.
- PROUDHON B., COMBES P. 2002. Meuse/Haute-Marne. Consolidation du modèle de secteur. Méthode d'identification et de classement des structures tectoniques. Modèle conceptuel. Rapport Andra n° C.RP.1GTR.02.001.A
- RAFFI I., BACKMAN J. and PÁLIKE H.. 2005. Changes in calcareous nannofossil assemblages across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 226, Issues 1-2*. pp. 93-126
- RAVENNE C. ET TROUILLER A. 2005. Projet Hiatus. Bilan des études 2004. Partenariat Andra- IFP. Rapport Andra. C.RP.P.SMG 05 0001. 44 pp.
- READING H.G. 1996. *Sedimentary environments. Processes, Facies and Stratigraphy*. Third Edition. Blackwell Science. 688 pp.
- REBOURS H. et al. 2004. Laboratoire de recherche souterrain Meuse/Haute-Marne. Forages Scientifiques profonds. Synthèse FSP. Rapport Andra n° D.RP.ADPE.03.0753
- REBOURS H. et al. 2004. Forages de reconnaissance de la formation. Synthèse FRF. Volume 1 : Texte, et Volume 2 : Annexes. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/ Haute-Marne. Rapport Andra n° D.RP.ADPE.04.1245
- REBOURS H. 2007. Callovo-Oxfordien. Rapport de synthèse. Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne. Version provisoire. Rapport Andra, D.RP.ADPE.04.1110. 242 pp.
- REIS A.P., et al. 2004. Combining multiple correspondence analysis with factorial kriging analysis for geochemical mapping of the gold-silver deposit at Marrancas (Portugal). *Applied Geochemistry* 19. p. 623 – 631.
- RICKEN W. 1986. *Diagenetic Bedding, A Model for Marl-Limestone Alternations*, Lecture notes in Earth Sciences, 6, Springer, Berlin.
- RICKEN W. 1991a. Variations of sedimentation rates in rhythmically bedded sediments: distinction between depositional types. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer, Berlin. pp. 167–187.
- RICKEN W. 1991b. Time span assessment — an overview. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer, Berlin. pp. 773–794.
- RIVEST J.F., BEUCHER S. & DELHOMME J.P. 1992. Marker-Controlled Segmentation: An Application to Electrical Borehole Imaging. *Journal of Electronic Imaging*, vol. 1, no. 2, p. 136-142
- RIVOIRARD J. 2003. *Cours de géostatistique multivariée*. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau (France),

- Cours C-172. 78 pp.
- ROBIN C. et al. 2000. Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, t.171, n°2, pp. 181-196.
- RODRIGUEZ-TOVAR F.J. & PARDO-IGUZQUIZA E. 2003. Strong evidence of high-frequency (sub-Milankovitch) orbital forcing by amplitude modulation of Milankovitch signals. *Earth and Planetary Science Letters, Volume 210, Issues 1-2*. pp. 179-189.
- RÖHL, U. et al. 2001. Astronomical calibration of the Danian time scale. In Kroon, D., Norris, R.D., and Klaus, A. (Eds.), *Western North Atlantic Paleogene and Cretaceous Paleocyanography*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 183:163–184.
- RUDDIMAN W.F. 2000. *Earth's Climate: Past and Future*. W.H. Freeman edition. 465 pp.
- SALIMULLAH A.R.M & STOW D.A.V. 1992. Application of FMS images in poorly recovered coring intervals: examples from ODP Leg 129. Hurst A, Griffiths CM, Wothington PF (Eds) *Geological Applications of Wireline Logs II*. *Geol Soc Spec Publ* 65. pp 71 – 86.
- SALIMULLAH A.R.M & STOW D.A.V. 1992. Wireline log signatures of resedimented volcanoclastic facies, ODP Leg 129, West Central Pacific. Hurst A, Griffiths CM, Wothington PF (Eds) *Geological Applications of Wireline Logs II*. *Geol Soc Spec Publ* 65. pp 87 – 97.
- SANDJIVY L. 1983. *The Factorial Kriging Analysis of Regionalized Data. Its application to Geochemical Prospecting*. Rapport N-815. Centre de Géostatistique, Fontainebleau, France.
- SANDJIVY L. 1987. *Analyse krigéante des données de prospection chimique*. Thèse Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 166 pp.
- SCARPARO CUNHA A.A. & KOUTSOUKOS E.A.M. 2001. Orbital cyclicity in a Turonian sequence of the Cotinguiba Formation, Sergipe Basin, NE Brazil. *Cretaceous Research, Volume 22, Issue 5*. pp. 529-548
- SCHWARZACHER W. 1964 An application of statistical time-series analysis to a limestone-shale sequence. *Journal of Geology*, 72. pp. 195 – 213.
- SCHWARZACHER W. 1993. *Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory*. *Developments in Sedimentology*, 52. Elsevier Science Publishers. 225 pp.
- SCOTT G. H., KING P. R. & CRUNDWELL M. P. 2004. Recognition and interpretation of depositional units in a late Neogene progradational shelf margin complex, Taranaki Basin, New Zealand: foraminiferal data compared with seismic facies and wireline logs *Sedimentary Geology, Volume 164, Issues 1-2*. pp. 55-74.
- SÉGURET S.A. 1989. Filtering periodic noise by using trigonometric kriging. In: Armstrong M. (Eds), *Geostatistics*, Vol. 1. pp. 481 – 491.
- SÉGURET S.A. 1993. *Analyse krigéante spatio-temporelle appliquée à des données aéromagnétiques*. *Cahiers de Géostatistique*, Fascicule 3. *Compte-rendu des Journées de Géostatistique*, 25-26 mai 1993, Fontainebleau. pp. 115 – 138.
- SEIBOLD E. 1952. *Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens*. *Neues Jahrbuch für Geologie, Abhandlung*, 95, 337–370.
- SERRA J. 1982. *Image Analysis and Mathematical morphology*. Academic Press. 610 pp.
- SERRA O. 1985. *Diagraphies différées. Bases de l'interprétation*. Tome 2. *Interprétation des données diagraphiques*. Elf Exploration Product. 632p.
- SERRA O. & L. 2000. *Diagraphies – Acquisitions et applications*. Editions Serralog.
- SHACKLETON N.J. 1999. Astronomical calibration of Oligocene – Miocene Time. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 357. pp. 1907 – 1929.
- SHARLAND P.R. et al. 2001. *Arabian Plate Sequence Stratigraphy*. *GeoArabia Special Publication 2*, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 pp.
- STAGE M. 1999. Signal analysis of cyclicity in Maastrichtian pelagic chalks from the Danish North Sea. *Earth and Planetary Science Letters, Volume 173, Issues 1-2*. pp. 75-90.
- STEENBRINK J. et al. 2000. Refinement of the Messinian APTS from sedimentary cycle patterns in the lacustrine Lava section (Servia Basin, NW Greece). *Earth and Planetary Science Letters, Volume 181, Issues 1-2*. pp. 161-173.
- STOCKWELL J.N. 1873. *Memoir on the secular variations of the elements of the eight principal planets*. Smith. Contr. Knowledge, Washington, 18.
- TAGLIAFERRI R. et al. 2001. Soft computing methodologies for spectral analysis in cyclostratigraphy. *Computers & Geosciences*, 27, pp. 535 – 548.
- THIERRY J. & BARRIER E. 2000. Middle Callovian, map 9 in : Dercourt J. et al. (eds). *Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical maps*. *CCGM/CGMW*, Paris

- THIERRY J. et al. 2006. Les ammonites du Callovien-Oxfordien des sondage Andra dans l'Est du bassin de Paris : synthèse biochronostratigraphique, intérêts paléocéologique et paléobiogéographique. C.R. Geoscience 338. p 834-853.
- THIERRY J et al. 2006. Détermination et biostratigraphie des ammonites des argiles du Callovo-Oxfordien traversées par les forages Andra dans l'est du bassin de Paris. Synthèse bio-chronostratigraphique, intérêts paléocéologique et paléobiogéographique; applications paléoenvironnementale, paléogéographique et paléoclimatologique. 128 pp. Rapport Andra C.RP.FASMG.06.0004.A.
- THUNELL R.C. 1976. Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. *Geology*, 4. pp. 525-528.
- TILKE P.G. et al. 2006. Quantitative Analysis of Porosity Heterogeneity : Application of Geostatistics to Borehole Images. *Mathematical Geology*, Volume 38, Number 2, February 2006. pp. 155-174.
- TORNAGHI M. E. et al. 1989. Lithostratigraphy and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Aptian-Albian "Scisti a Fucoidi" in the Piobbico core, Marche, Italy: background for cyclostratigraphy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 95. pp. 223-264.
- VALDES P.J., SELLWOOD B.W. & PRICE G.D. Modelling Late Jurassic Milankovitch climate variations. In : House M.R. & Gale A.S. (eds), 1995, *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, Geological Society Special Publication n°85, pp. 115 – 132.
- VAN DER ZWAN C. J. 2002. The impact of Milankovitch-scale climatic forcing on sediment supply. *Sedimentary Geology, Volume 147, Issues 3-4*. pp. 271-294.
- VANDEBERGHE N. et al. 1997. Cyclostratigraphy and climatic eustasy. Example of the Rupelian stratotype. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 325. pp. 305 – 315.
- WACKERNAGEL H. 1988. Geostatistical techniques for interpreting multivariate spatial information. In. C.F. Chung et al. (eds.), *Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources*, pp. 393 – 409. D. Reidel Publishing Company.
- WACKERNAGEL, H. 1993. Cours de géostatistique multivariable. (4 ème édit.). Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau (France), Cours C-146. 80 pp.
- WACKERNAGEL H. & BUTENUTH C. 1989. Caractérisation d'anomalies géochimiques par la géostatistique multivariable. *Journal of Geochemical Exploration*, 32. pp. 437 – 444.
- WARR B., OLIVER M.A. & WHITE K. 2002. The Application of Factorial Kriging and Fourier Analysis for Remotely Sensed Data Simplification and Feature Accentuation. *Geographical & Environmental Modelling*, Vol. 6, n°2. p. 171 – 187.
- WATNEY W.L. 1980. Cyclic sedimentation of the Lansing-Kansas City Groups in northwestern Kansas and southwestern Nebraska. *Bulletin* 220, Kansas Geological Survey.
- WEEDON G.P. 1991. The Spectral Analysis of Stratigraphic Time Series. In: Einsele et al. (Eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin. pp. 840 – 854.
- WEEDON G.P. 1993. The recognition and stratigraphic implications of orbital-forcing of climate and sedimentary cycles. *Sedimentology Review*, 1. pp. 31 – 50.
- WEEDON G. 2003. Time-Series analysis and cyclostratigraphy. Examining stratigraphic records of environmental cycles. Cambridge University Press. 259 pp.
- WEEDON G.P., COE A.L. & GALLOIS R.W. 2004. Cyclostratigraphy, orbital tuning and inferred productivity for the type Kimmeridge Clay (Late Jurassic), Southern England. *Journal of the Geological Society*. Vol. 161, n°4. pp. 655-666.
- WEEDON G.P. et al. 1999. Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A*. 357, n°. 1757. pp. 1187 – 1813.
- WHITTAKER A., HOLLIDAY D.W. & PENN I.E. 1985. Geophysical logs in British Stratigraphy. Geological Society, London, Special Report 18.
- WILLIAMS T., KROON D. & SPEZZAFERRI S. 2002. Middle and Upper Miocene cyclostratigraphy of downhole logs and short- to long-term astronomical cycles in carbonate production of the Great Bahama Bank. *Marine Geology, Volume 185, Issues 1-2, 15*. pp. 75-93.
- WILLIAMS T. & PIRMEZ C. 1999. FMS Images from carbonates of the Bahama Bank Slope, ODP Leg 166: Lithological identification and cyclo-stratigraphy. In: Lovell M.A, Williamson G. & Harvey P.K. (eds), *Borehole Imaging: applications and case histories*. Geological Society, London, Special Publication, 159. pp. 227 – 238.
- WONIK T. 2001. Gamma-ray measurements in the Kirchrode I and II boreholes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 174, Issues 1-3*. pp. 97-105.
- WORTHINGTON P.F. 1990. Sediment cyclicity from well logs. In : Hurst A, Lovell M.A & Morton A.C. (eds) 1990. *Geological Applications of Wireline Logs*. Geological Society Special Publication. N°48. pp. 123 – 132.
- YANG C.-S. & KOUWE W.F.P. 1995. Wireline log-cyclicity analysis as a tool for dating and correlating barren strata: an example from the Upper Rotliegend of The Netherlands. From Dunay R.E. & Hailwood E.A.,

1995. Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation. Geological society Special Publication, 89. pp. 237 – 259.
- YAO, T. & MUKERJI, T. 1997. Application of factorial kriging to improve seismic data integration. In Geostatistics Wollongong'96, ed. Baafi E.Y. & Schofield N.A. Kluwer Academic publishers, vol. 1, pp. 350-361.

ANNEXES

Annexe 1 : Compte rendu de la réunion avec les biostratigraphes de Dijon (2 mars 2005) : Didier Marchand et Jacques Thierry

Annexe 2 : Introduction sur les cycles orbitaux

Annexe 3 : Quelques notions sur la covariance et le variogramme

Annexe 4: Tests réalisés pour comprendre l'analyse krigéante

1. Les corrélations dans le Callovien moyen et le Callovien supérieur

1.1 Le Callovien moyen et supérieur dans EST 322 et EST 342

Les diagraphies

Entre les forages EST 342 et EST 322, au niveau du Callovien supérieur, les corrélations diagraphiques de M. Curial et de Marie Lefranc sont les mêmes. En effet, un « dôme » apparaît clairement sur les résistivités (Figure 143) et se corrèle avec précision entre les forages EST 342 et EST 322. Ce « dôme » correspond d'un point de vue lithologique à une succession de niveaux plus carbonatés.

Les diagraphies et la biostratigraphie

Dans la version provisoire du découpage biostratigraphique de décembre 2004 (Figure 143), la zone à Athleta est présente dans le forage EST 322 et absente dans le forage EST 342. Les corrélations diagraphiques ne sont pas compatibles avec les données biostratigraphiques. En effet, si les données biostratigraphiques sont superposées aux corrélations diagraphiques (Figure 143), la zone à Athleta du forage EST 322 est alors corrélée à la zone à Coronatum du forage EST 342.

Dans la dernière version (mars 2005) du découpage par les ammonites, la zone à Athleta comprise entre 583 et 580 m sur le forage EST 322 est devenue une zone « grise » sans information (Figure 144). La zone initialement décrite comme « zone à Athleta, sous-zone à Collotiformis » par la présence de brachiopodes : Thurmanelles est désormais une zone incertaine comme le souligne l'interrogation : « Athleta ? Collotiformis ? » (Figure 144). Il est possible que la zone à Coronatum s'étende jusqu'à 576,50 m. Avec cette dernière version du découpage par les ammonites, il n'y a plus d'arguments biostratigraphiques qui peuvent contredire les corrélations diagraphiques au niveau du Callovien supérieur. Sur le forage EST 342, un intervalle sans information est présent entre 619,08 et 618,58 m. Celui-ci pourrait correspondre à la zone à Athleta ou à la zone à Coronatum.

Le FMI

Avec une meilleure résolution que les inductions, le FMI du forage EST 322 permet de mettre en évidence les bancs carbonatés (Figure 145 & Figure 146) du Callovien supérieur (niveaux condensés) et de voir l'épaisseur et le nombre de cycles (représentés par des alternances de bancs plus conducteurs et de bancs plus résistants).

Les cotes exactes des différentes zones et horizons ont été superposées au FMI (Figure 146) afin de mettre en évidence une éventuelle relation entre la biostratigraphie et les contrastes de résistivités. Le FMI du forage EST 322 montre une différence importante vers 576,5 m (Figure 145 et Figure 146). Ce changement radical pourrait correspondre au passage de la zone à Athleta à la zone à Lamberti.

En dessous de 576,5 m, le FMI ne montre pas de changement majeur avant la cote 600 m.

D'un point de vue lithologique, l'intervalle correspondant à la zone à Coronatum contient plus de quartz que la zone à Mariae (d'après les inductions). Des variations lithologiques sont visibles entre 603 et 583 m sur le FMI (Figure 145). Six niveaux ont livré des ammonites dans ce même intervalle. La position approximative de ces 6 niveaux sur le FMI (avec un traitement BorTex au 1/200) a permis de montrer une répartition particulière des ammonites dans les bancs plus carbonatés. Les cotes précises des ammonites seront disponibles dans le rapport qui sera remis à l'ANDRA. Celles-ci seront à superposer à un FMI ayant un traitement BorTex au 1/20.

Remarque :

Avec les ammonites, une quantité importante de lamellibranches, fréquents dans la zone à Coronatum, a été trouvée. Ces lamellibranches sont plutôt représentatifs d'un milieu relativement anoxique.

1.2 La relation entre la zone à Athleta et les inductions

Diagraphies

Dans les forages HTM 102 et EST 312 (Figure 147), les « dômes » des résistivités sont différents des « dômes » des forages EST 322 et EST 342 (Figure 143).

La biostratigraphie et les diagraphies

Dans le forage EST 312, la zone à Athleta est présente de manière certaine entre 467,15 m et 465,90 m. Dans le forage HTM 102, la zone à Athleta est représentée entre 440,65 m et 439,95 m mais des incertitudes existent. Quand les données diagraphiques et les données biostratigraphiques sont mises en regard dans la figure 6, une parfaite compatibilité entre les données existe. En effet, un pic de résistivités élevées est visible dans les deux « dômes » d'induction. Ces pics semblent être synchrones et datés du Callovien supérieur : zone à Athleta (Figure 147).

Conclusion :

Les incertitudes au niveau de la zone à Athleta sont à prendre en compte. En effet, la présence ou non de la zone à Athleta dans le forage EST 322 change l'interprétation des données en terme de variabilité latérale. Le FMI du forage EST 322 montre entre 600 et 575 m un seul changement majeur à 576,5 m. Une bonne compatibilité existe entre les données biostratigraphiques, et en particulier l'intervalle correspondant à la zone à Athleta, et les inductions dans les forages HTM 102 et EST 312. L'interprétation des données diagraphiques semble montrer, dans le forage EST 322, une absence de la zone à Athleta.

Les ammonites trouvées dans la zone à Coronatum semblent être situées au niveau des bancs plus carbonatés sur le FMI. Les cotes précises seront reportées sur le FMI avec un traitement BorTex au 1/20.

2. La transition Callo. Sup.-Oxf. Inf. : Thuouxis/Paucicostatum

Les diagraphies

D'un point de vue diagraphique, le Callovien supérieur est représenté, au niveau des inductions, par un « dôme » (Figure 143 & 7).

Les diagraphies et la biostratigraphie

Quand les données diagraphiques et biostratigraphiques sont superposées (fig. 7), une bonne compatibilité entre ces données est visible. En effet, le dernier pic du « dôme » des résistivités dans les forages EST 322, EST 342 et HTM 102 s'avère être synchrones et datés de la limite entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur : horizons à Paucicostatum et à Thuouxis

L'horizon à Thuouxis a été défini dans le bassin du Sud-Est de la France. Cet horizon est très limité dans le temps et représente une isochronie parfaite. Le niveau à Thuouxis est un très bon repère. Il est utilisé pour la limite Dogger/Malm. Quand à la fois l'horizon à Thuouxis et l'horizon à Paucicostatum sont présents la limite Dogger/Malm peut être obtenue à quelques centimètres près. L'horizon à Paucicostatum semble être caractérisé par une sédimentation faible, carbonatée (comme en témoignent les résistivités sur la figure 7) et une tranche d'eau relativement importante. Dans le forage HTM 102, l'horizon à Thuouxis n'a pas été caractérisé.

Conclusion :

Une parfaite compatibilité existe entre les horizons à Paucicostatum et à Thuouxis et les données diagraphiques.

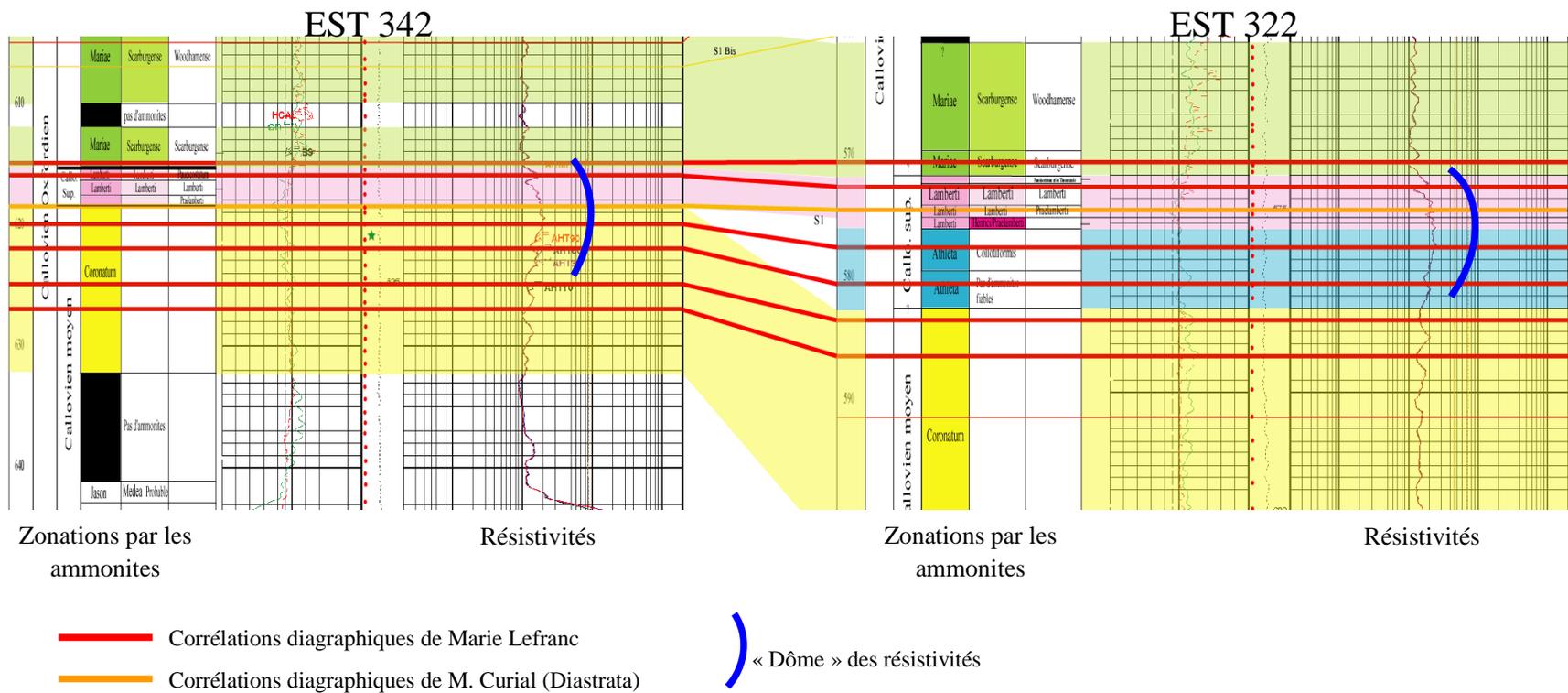


Figure 143 : Comparaison entre les interprétations des données diagaphiques de M. Curial et de Marie Lefranc et les données biostratigraphiques (version décembre 2004). Au niveau du Callovien supérieur, un « dôme » de résistivités semble être parfaitement corrélable entre les forages EST 342 et EST 322. Ces corrélations ne sont pas compatibles avec les données biostratigraphiques où on passe de la zone à Coronatum dans le forage EST 342 à la zone à Athleta dans le forage EST 322.

Sondage ANDRA EST 322

	<i>Etag.</i>	<i>Zones</i>	<i>Sous-zones</i>	<i>Horizons</i>			
560	CALLOV. SUP.	Lamberti/Mariae	Lamberti/Scarburgense	Woodhamense	561,43		
570				Lamberti	Lamberti	Scarburgense	564,57
						Scarburgense	569,80
						Paucicostatum/Thuouxensis	571,42
580	Lamberti	Lamberti	Lamberti	Prae-lamberti	572,75		
				Henrici/Lamberti	574,75		
				Henrici/Prae-lamberti	575,43		
				Athleta?	576,50		
583,24				Collotiformis?	579,73		
590	CALLOVIEN MOYEN	Coronatum			583,24		
600							

Figure 144 : Version 2005 des données biostratigraphiques du forage EST 322 au niveau du Callovien supérieur.

Figure réalisée par D. Marchand, J. Thierry et A. Bonnot (2005)

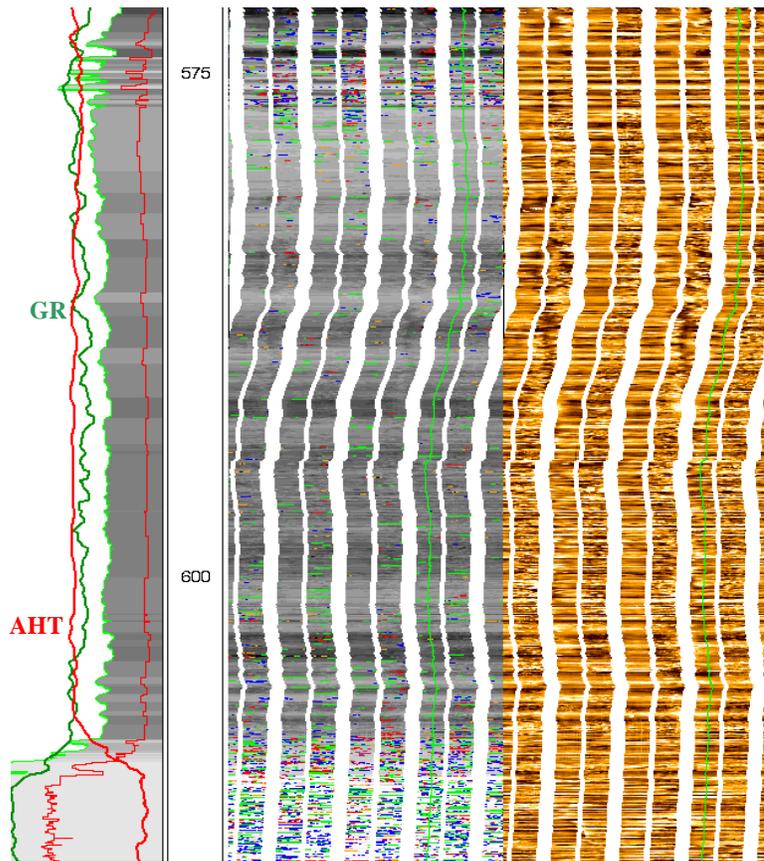


Figure 145 : FMI du forage EST 322 au 1/200. Les inductions sont en rouge. Le GR est en vert.

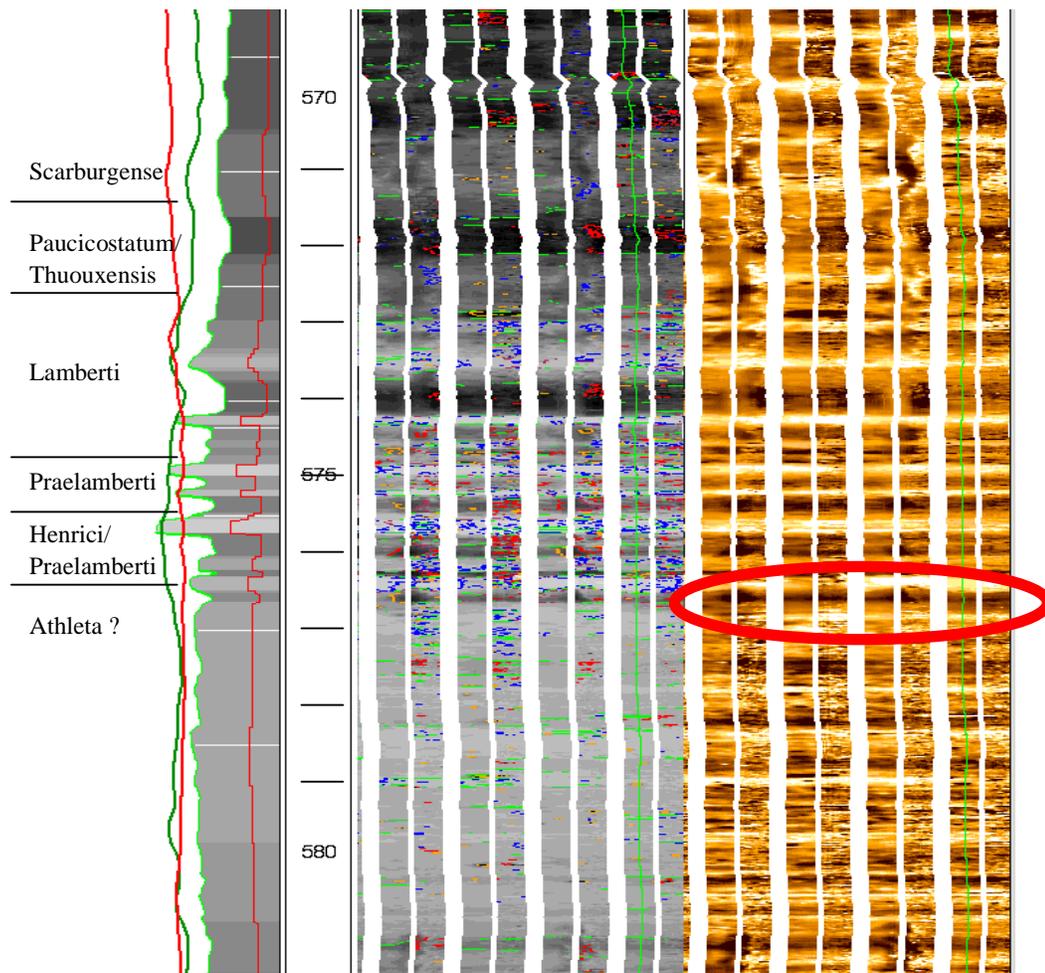


Figure 146 : FMI du forage EST 322 (1/60) avec de gauche à droite le traitement BorTex, les hétérogénéités et l'image normalisée. Les horizons (version mars 2005) ont été reportés. Le cercle rouge représente un changement des résistivités visible vers 576,5 m.

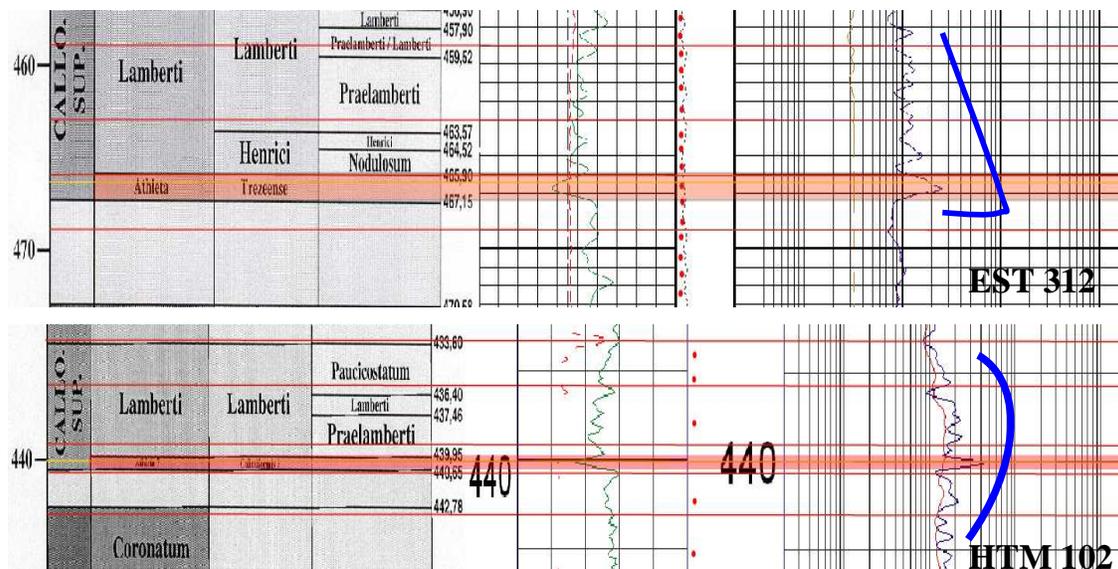


Figure 147 : La zone rouge représente la zone à Athleta dans les forages EST 312 et HTM 102. Cette zone correspond à un pic au niveau du dôme des résistivités.

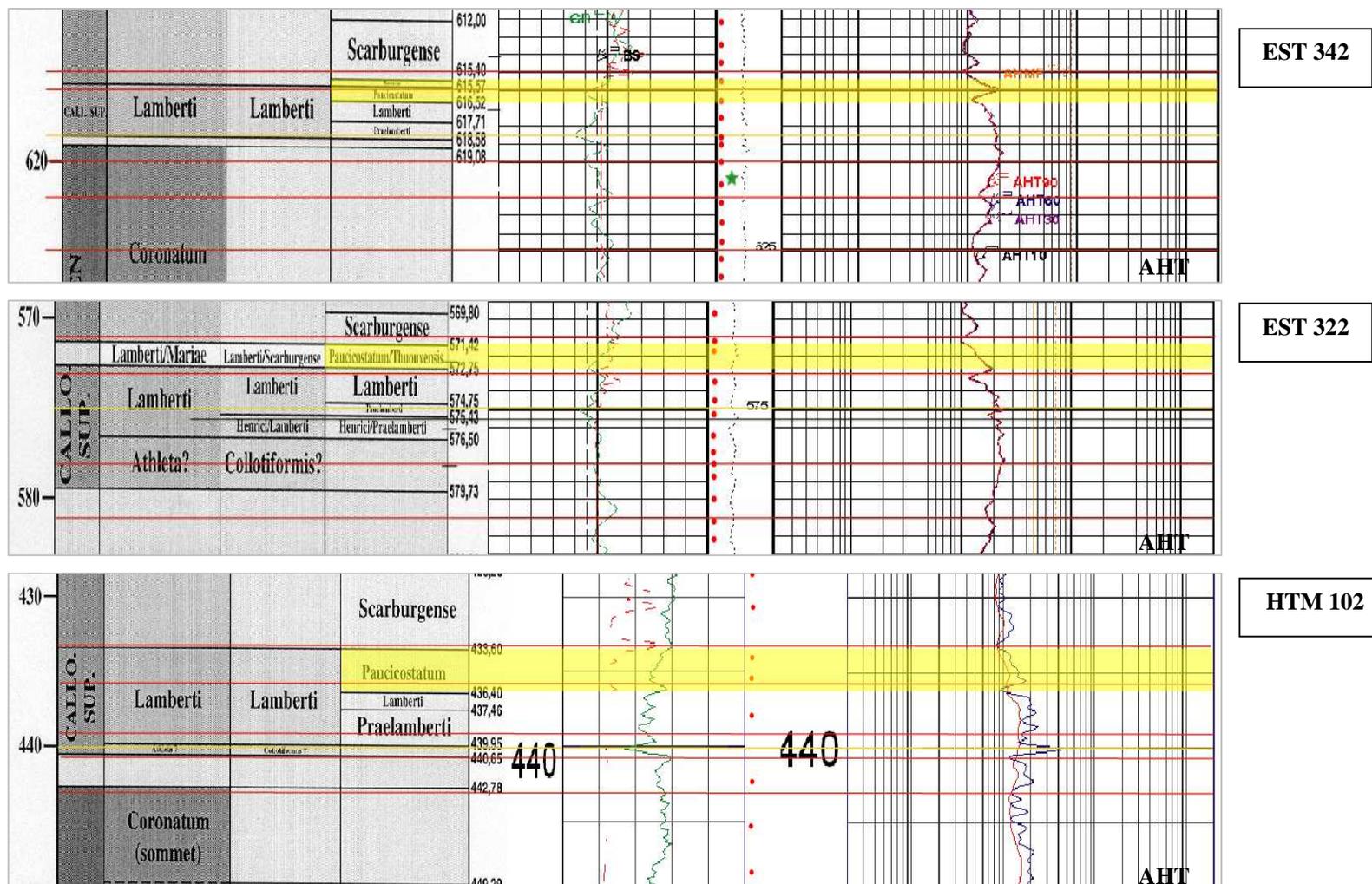


Figure 148 : Dans ces trois forages (EST 342, EST 322 et HTM 102), les horizons à Paucicostatum et à Thuouvensis correspondent au pic supérieur du « dôme » des résistivités (induction AHT/AIT) du Callovien supérieur. Ce pic est plus difficile à déterminer dans le forage EST 322 qui a un signal au niveau du Callovien supérieur différent des autres forages.

3. L'Oxfordien inférieur

3.1 La zone à *Mariae*

Les diagraphies

Dans cet intervalle, dans les forages EST 312, HTM 102, EST 322 et EST 342, les inductions montrent peu de fluctuations. Les valeurs des résistivités sont basses et peuvent atteindre les valeurs les plus basses de la série d'argilites du Callovien-Oxfordien. Le Gamma Ray qui avait chuté au Callovien supérieur avec les niveaux carbonatés augmente à l'Oxfordien inférieur. Comme le montrent les diagraphies conventionnelles cet intervalle est très argileux.

La biostratigraphie et les ammonites

Pour les espèces *Cardioceras woodhamense* et *Cardioceras scarburgense*, les premières phases ontogéniques sont les mêmes. Si la forme de l'ammonite trouvée est complète, il est alors possible d'identifier avec précision *Cardioceras woodhamense* ou *Cardioceras scarburgense*. Si la forme est incomplète, il est parfois difficile de faire la différence. La limite entre l'horizon à *Scarburgense* et l'horizon à *Woodhamense* est parfois discutable. Cette limite peut être fixée, dans de bonnes conditions, à 1 m près.

L'horizon à *praemartini* (Figure 149) situé entre 604,35 et 603,38 m dans le forage EST 342 a été défini à partir de formes épaisses. Il est très difficile de déterminer le taxon *praemartini*. Si les diagraphies indiquent un horizon à *Woodhamense* qui s'étend jusque 599 m, il n'y aura pas d'argument biostratigraphique pour contredire cela. Les diagraphies fluctuant peu dans cet intervalle, aucune précision ne peut être apportée pour le moment pour le forage EST 342.

Sondage ANDRA EST 342

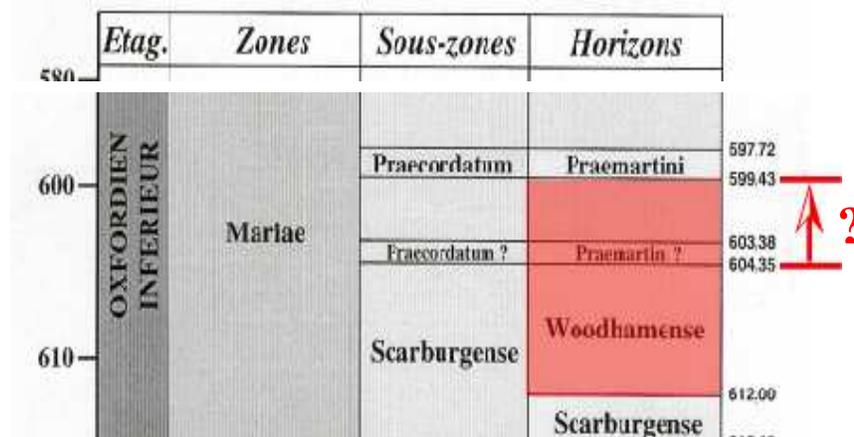


Figure 149 : Extrait des figures réalisées par A. Bonnot, D. Marchand et J. Thierry (2005).

Si les diagraphies le montrent, l'horizon à *Woodhamense* pourrait être étendu jusqu'à 599,43 m.

Dans le forage HTM 102, vers 405 m, il est probable que ce soit l'horizon à *Woodhamense*. D'après les biostratigraphes, la partie comprise entre 404 et 403 m pourrait être mise en gris. Néanmoins, la présence de l'horizon à *Praemartini* entre 403,8 et 404,40 m n'est pas incompatible avec les corrélations diagraphiques effectuées à partir des résistivités. Les corrélations entre le forage

HTM 102 et les forages EST 312 et EST 342 sont les suivantes :

HTM 102	Forage corrélé
Profondeur du niveau corrélé : 400 m	Forage : EST 312 Profondeur du niveau corrélé : 410 m Zone, sous-zone ou horizon : probablement sous-zone à Praecordatum
Profondeur du niveau corrélé : 399 m	Forage : EST 342 Profondeur du niveau corrélé : 596 m Zone, sous-zone ou horizon : probablement sous-zone à Praecordatum

Le niveau situé vers 400 m dans le forage HTM 102 semble corrélé avec des niveaux situés dans la sous-zone à Praecordatum dans les forages EST 312 et EST 342. La présence de l'horizon à Praemartini entre 403,8 et 404,40 m dans HTM 102 est donc compatible avec les corrélations diagrammiques.

Remarque :

A partir de l'observation de la faune et en particulier des ammonites dans l'horizon à Woodhamense, M. Marchand peut obtenir le maximum de profondeur. Ainsi M. Marchand place le maximum de profondeur aux environs de 550 m dans le forage EST 322 et aux environs de 430 m dans le forage EST 312. Ces deux profondeurs correspondent à des valeurs faibles des inductions.

3.2 Le passage zone à Mariae – zone à Cordatum

La zone à Cordatum n'a pas été caractérisée dans les forages EST 312, EST 342 et HTM 102.

(NB : les argilites du Callovien-Oxfordien n'ont pas été carottées en totalité.)

Les diagraphies

Dans le forage EST 322, au dessus de 535 m, des fluctuations importantes commencent à apparaître au niveau des résistivités. Les valeurs du Gamma Ray commencent à diminuer au dessus de 535 m environ. Au niveau du FMI, aux environs de 517,5 m des bancs carbonatés sont visibles (Figure 150). Ces bancs sont resserrés et suggèrent une sédimentation ralentie. Le FMI montre notamment sur l'image dynamique (Figure 150) des nodules.

La biostratigraphie et les diagraphies.

Dans la partie haute du forage EST 322, en dessous de 518,59, il n'y a pas d'information disponible (Figure 151). A 517,52 m, un *Cardioceras cordatum* est présent. Il s'agit donc de la zone à Cordatum. Sur 10 cm entre 517,52 et 517,62 m deux sous-zones seraient susceptibles de se loger : sous-zone à Bukowskii et sous-zone à Costicardia (Figure 151). Il y a donc quasiment une zone qui manque. Une lacune sédimentaire est présente dans la partie supérieure du forage EST 322. Les sous-zones ont été reportées sur le FMI (Figure 150) du forage EST 322. Le ralentissement visible sur le FMI est confirmé par les données biostratigraphiques.

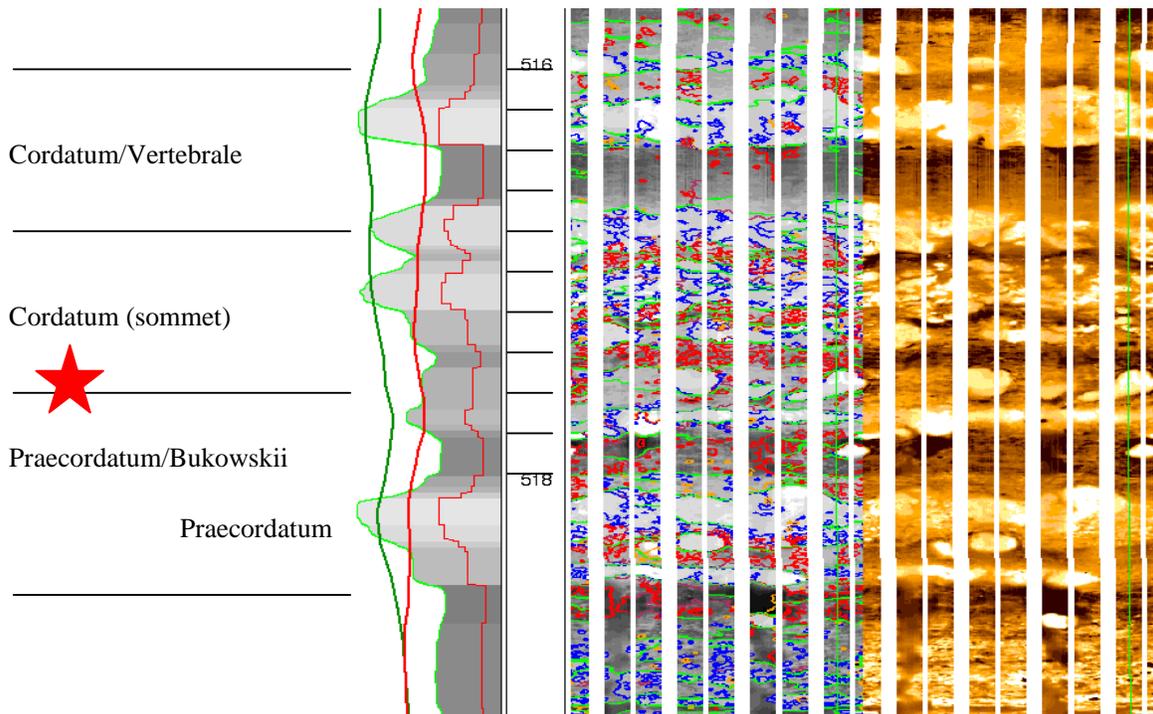


Figure 150 : FMI du forage EST 322 avec traitement BorTex. A côté du FMI les zonations par les ammonites ont été reportées. L'étoile représente la lacune sédimentaire.

<i>Etage.</i>	<i>Zones</i>	<i>Sous-zones</i>	<i>Horizons</i>
510			510,04
	OXFORDIN MOYEN ?		
	OXF. INF. / MOY.	Cordatum / Plicatilis	Cordatum / Vertebrale
		Cordatum (somet)	Cordatum (somet)
	OXF. INF.	Mariae / Cordatum	Praecordatum / Bukowskii (base)
			Praecordatum
520			516,00 516,80 517,62 518,59

	<i>Etages</i>	<i>Zones</i>	<i>Sous-zones</i>	<i>Horizons</i>
OXFORDIEN	OXFORDIEN MOYEN	Transversarium "Glosense"	Rotoides	
			Schilli	
			Luciaeformis	
			Parandieri	
			Antecedens "Tenuiserratum"	
	Plicatilis	Vertebrale "Densiplicatum"		
		Cordatum		
	OXFORDIEN INFÉRIEUR	Cordatum	Costicardia	
			Bukowskii	
			Praecordatum	
			praecordatum alphacordatum	

A
Figure 151 : Extraits des figures réalisées par A. Bonnot, D. Marchand et J. Thierry (2005). En A est représentée la partie supérieure du forage EST 322. Un lacune est présente avec au minimum deux sous-zones manquantes : Bukowskii et Costicardia (B).

B

Remarque :

Ce ralentissement à l'Oxfordien inférieur est connu en Europe.

Dans la partie supérieure du forage EST 312, « Alphacordatum » (à 411 m) peut être mis en gris. Les incertitudes sur cet horizon sont importantes. A l'opposé « Praemartini ? » (entre 411,05 et 413,00 m) est probable.

Conclusion :

Au niveau de la zone à Mariae, l'horizon à Praemartini semble être délicat à déterminer. Les corrélations diagraphiques ne permettent pas toujours d'apporter de la précision dans cet intervalle où elles ne fluctuent pas beaucoup. Au niveau de la zone à Cordatum, les diagraphies et la biostratigraphie montrent des niveaux condensés connus à plus grande échelle.

4. La limite zone à Cordatum – zone à Plicatilis

Les diagraphies

Le forage EST 205 étant foré en boue à huile, le UBI a été utilisé (Figure 152) à la place du FMI. Sur la figure 11 vers 441 m un changement semble avoir lieu entre des alternances de bancs carbonatés et argileux régulières et métriques de 450 à 441 m et des niveaux carbonatés plus resserrés au dessus de 441m. Le forage EST 205 est le forage qui a été réalisé au centre du Puits Auxiliaire. Le forage EST 204 a été réalisé au centre du Puits d'Accès.

Dans le rapport de suivi scientifique du fonçage des puits et du creusement des galeries (D RP 3 EDF 04-018), parmi l'inventaire des objets sédimentologiques et diagénétiques remarquables, figure à 441,26 m un objet appelé « fond ferme, ralentissement du taux de sédimentation, surface bioturbée ». La description est la suivante : « limite de couche irrégulière qui suit les contours des nodules de cristallisation de calcaire – calcaire argileux en bas et marne en haut. Cette surface est le départ de terriers verticaux à obliques qui traversent le niveau calcaire ». L'environnement de dépôt est décrit comme étant calme avec des périodes d'énergie plus forte qui entraînent des ondulations sur le toit calcaire.

La biostratigraphie et les diagraphies

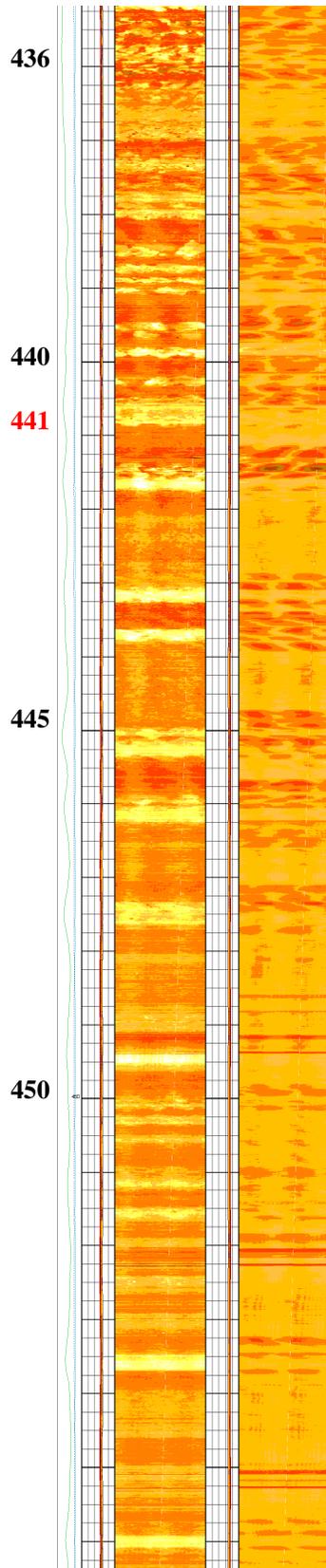
A 442,87 m, au niveau du puits auxiliaire, des brachiopodes : Thurmanelles, sont présents. Ils indiquent l'Oxfordien moyen, zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale. A 445,77 m, la faune indique l'Oxfordien inférieur, zone à Cordatum, sous-zone à Cordatum très probable (car présence du genre *Peltoceratoides*), genre inconnu dans la sous-zone à Vertébrale. La limite entre la zone à Cordatum et la zone à Plicatilis pourrait être associée aux variations de résistivités visibles sur le UBI aux environs de 441 m (Figure 152).

Remarque :

La limite entre la sous-zone à Cordatum et la sous-zone à Vertébrale est bien visible en Ardèche. Elle correspond à une discontinuité, à un changement lithologique radical. Ce changement lithologique semble correspondre au changement visible vers 441 m sur le UBI.

Conclusion :

Le changement visible vers 441 m sur le UBI du forage EST 205 correspond à un « fond ferme » et à une discontinuité, à la limite entre la sous-zone à Cordatum et la sous-zone à Vertébrale, connue notamment en Ardèche.



OP System Version: 9C1-303 MCM			
UBI-A NGT-C AMS-A	OP91-kp2 OP91-kp2 OP91-kp2	QPIT-A/B TCC-B	OP91-kp2 OP91-kp2
	HIGH Amplitude (FA75) 0 (DB) 50		Radius max (UTMX) 2 (N) 3.5
Spectroscopy Gamma Ray (SQR) (GAP)	MEDIAN of Amplitude (FAED) 0 (DB) 50		Radius min (UTMN) 2 (N) 3.5
Fluid velocity (CFVL) (US/M)	Maximum of Amplitude (LALM) 450 750		Radius HIGH (FT75) 2 (N) 3.5
Tension (TENS) (LEF)	Min. of Amplitude (UAMN) 0 2000		Radius LOW (FT25) 2 (N) 3.5
Rev. speed (RSAY) (RPS)	LOW Amplitude (FA25) 0 (DB) 50	Corrected Amplitude (AWCH) (DB) 0 200000	MEDIAN Radius (FTED) 2 (N) 3.5 Corrected transit time (TTCN) (US) 0 200000

Figure 152 : UBI du forage EST 205.
De 450 m à 441 m, des alternances régulières de bancs plus résistants et plus conducteurs d'ordre environ métrique sont visibles.
Au dessus de 441 m, les alternances de bancs argileux et carbonatés semblent plus resserrées.

Remarques :

Les ammonites apportent de nombreuses informations sur les paléoenvironnements. Quelques unes ont été évoquées :

- La zone à Athleta est bien caractérisée en Europe au niveau des zones proximales. En allant vers les zones distales, l'épaisseur de sédiments correspondant à la zone à Athleta diminue. Dans le forage EST 342, la zone à Athleta ne représente que 50 cm voire même est absente. Dans le forage EST 312, elle est présente de manière certaine.
- L'épaisseur de sédiments correspondant à l'horizon à Praelamberti est également plus importante dans les zones plus proximales.
- *Cardioceras paucicostatum* est représentatif des bordures de plate-forme et a une morphologie très typée.
- *Hecticoceras thuouensis* et *Cardioceras paucicostatum* sont caractéristiques d'une tranche d'eau comprise entre 50 et 100 m.
- *Hecticoceras thuouensis*, bien caractérisé dans des milieux profonds, n'a pas été caractérisé dans le forage EST 312.
- Les ammonites présentes dans le forage EST 342 ne sont pas nombreuses et sont typiquement de milieu ouvert. La faune du forage EST 312 indique globalement un milieu moins profond que dans le forage EST 342.
- Le maximum de tranche d'eau a été estimé dans l'horizon à Woodhamense à 550 m dans le forage EST 322 et à 430 m dans le forage EST 312.

5. Conclusion :

L'étude de la première version (décembre 2004) du découpage biostratigraphique dans les forages FSP (EST 312, EST 322 et EST 342) a permis de mettre en évidence des intervalles où les corrélations diagraphiques ne sont pas compatibles avec le découpage biostratigraphique. Ces intervalles sont principalement entre 579,73 et 576,50 m sur le forage EST 322 et entre 604,35 et 599,43 m sur le forage EST 342. Dans ces zones les contraintes biostratigraphiques n'interdisent pas les corrélations diagraphiques.

Un certain nombre de signaux diagraphiques, qui correspondent à des intervalles stratigraphiques précis, ont pu être datés précisément. Par exemple, le pic supérieur du « dôme » des inductions a pu être daté du Callovien supérieur : horizons à *Paucicostatum* et à *Thuouensis*.

Les condensations voire les hiatus, mis en évidence par la biostratigraphie, s'inscrivent dans l'enregistrement diagraphique et particulièrement bien dans le FMI. C'est le cas de la lacune sédimentaire au niveau de la zone à *Cordatium* et de la discontinuité à la limite entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien moyen.

1. Comment est née l'hypothèse d'un contrôle orbital du climat ?

L'utilisation des cycles sédimentaires réguliers pour mesurer le taux de sédimentation et pour construire des échelles de temps a été reconnue dans un premier temps par Gilbert (1895, 1900). Il a observé des alternances de strates régulières dans le Colorado qui ont pu être corrélées avec des cycles astronomiques d'une période connue et il a déduit de cette corrélation une estimation en années d'une période du Crétacé. Ces idées proviennent des lois de mouvements planétaires établis en 1609 et 1618 par Johannes Kepler (House, 1995). Le concept de Gilbert est basé sur les travaux d'Adhémar, Herschel, Croll, Murphy, Ramsay, Wallace, etc. A cause des perturbations gravitationnelles de la Terre, les paramètres elliptiques de l'orbite de la Terre changent lentement au cours du temps tout comme l'orientation de l'axe de rotation. Ces changements induisent des variations de l'insolation reçue sur la surface de la Terre. Le premier à estimer les variations des éléments orbitaux de la Terre a été Lagrange (1781, 1782), et ensuite Pontécoulant (1834), mais c'est le travail d'Agassiz (1840), sur les marqueurs géologiques des périodes glaciaires, qui a amorcé la recherche de corrélation entre les marqueurs géologiques de changements climatiques majeurs et les variations des paramètres astronomiques de la Terre (Laskar et al. 2004). Peu de temps après, Adhémar (1860) proposait que ces variations climatiques étaient générées par la **précession** de l'axe de rotation de la Terre : *'Il ne suffit pas, pour établir la vérité de notre théorie, d'avoir mis en évidence l'inégalité des deux glacières, il faut encore prouver que cette inégalité provient de la précession des équinoxes ; car sans cela on ne comprendrait plus les retours périodiques et alternatifs des grands déluges'*. Adhémar avait remarqué qu'en comparant le mouvement de la terre aux étoiles, il fallait une période de 25 900 ans pour que le moment des équinoxes corresponde au même point du ciel et qu'il devait s'écouler 21000 ans entre l'époque actuelle et le moment où les saisons correspondront aux mêmes points de l'orbite.

Après la publication de données plus précises sur la Terre par Le Verrier (1856), en prenant en compte les perturbations séculaires de toutes les planètes à l'exception de Neptune, Croll (1875) propose que les variations de l'**excentricité** de la Terre sont aussi un paramètre important pour la compréhension des climats passés de la Terre (Laskar et al., 2004). Au milieu du XIX^{ème} siècle, James Croll tente d'expliquer l'occurrence de glaciations multiples à partir des variations de trois paramètres astronomiques : l'excentricité de l'orbite de la Terre, la précession et l'inclinaison (obliquité) de l'axe de rotation. L'originalité de son modèle repose sur l'hypothèse selon laquelle l'origine des glaciations se trouve dans la quantité d'énergie que les hautes latitudes nord reçoivent pendant leur hiver (Berger & Loutre, 2003). Stockwell (1873) et Harzer (1985) ont ajouté la planète Neptune au calcul de Le Verrier. Les premières estimations des variations de l'**obliquité** dues aux variations du plan orbital de la Terre ont été faites par Pilgrim (1904) et ont été utilisées plus tard par **Milankovitch** (1941) pour établir sa théorie des paramètres d'insolation de la Terre. Les calculs de Milankovitch, utilisant les effets climatiques des paramètres orbitaux pour expliquer les périodes glaciaires, n'ont pas été bien perçus à cette époque. Sa théorie n'était pas acceptée par tout le monde jusqu'à la publication de Hays et al. en 1976 où ils prouvent, à partir de mesures de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères planctoniques, d'estimations de la température de la surface de l'eau en été et du pourcentage de *Cycladophora davisiana* dans des centaines de carottes, que les changements de géométrie de l'orbite terrestre sont la cause fondamentale de la succession de périodes glaciaires du Quaternaire. Imbrie & Imbrie (1979) expliquent l'historique des théories liant le climat et les paramètres orbitaux proposées entre 1842 et le milieu des années 70 pour expliquer les glaciations du Pléistocène. Leurs études et celles de Covey (1984) ont permis également de confirmer la théorie de Milankovitch. La nécessité d'utiliser un tel outil pour améliorer l'échelle de temps a été montrée par House (1985, 1986). Des actes de symposiums traitent abondamment les aspects astronomiques et sédimentologiques (House & Gale, 1995 ; Einsele & Seilacher, 1982, Berger et al., 1984, De Boer & Smith, 1994). L'aspect

mathématique est abordé par Schwarzacher, 1964 et Weedon, 1993. Schwarzacher (1964) a essentiellement fait des analyses statistiques de séries temporelles au niveau d'une séquence d'argile et de carbonate du Carbonifère.

2. Définition des cycles de Milankovitch

Les perturbations périodiques de l'orbite terrestre sont les résultats des effets gravitationnels des planètes sur la Terre. Leur influence provoque des variations continues des saisons et de la distribution géographique de l'énergie solaire reçue à la surface de la Terre. Tout ceci agit comme une force extérieure sur le climat de la Terre (Matthews & Frohlich, 2002). L'effet gravitationnel relatif de chaque planète sur la Terre est proportionnel à la masse de la planète et inversement proportionnel au carré de la distance entre la planète et la Terre.

2.1 Excentricité

L'excentricité de l'orbite de chaque planète est une mesure de son ellipticité (Figure 153, Figure 154). Elle est définie comme la différence entre le périhélie (point de l'orbite terrestre où elle est le plus près du soleil) et l'aphélie (point de l'orbite de la terre où elle est le plus loin du soleil) divisée par la moyenne des deux distances (Matthews & Frohlich, 2002). L'orbite des différentes planètes varie de circulaire à franchement elliptique. Venus et la Terre ont une excentricité très basse alors que Mercure a une excentricité de l'ordre de 40 %. L'excentricité de l'orbite terrestre change avec le temps de zéro environ à 6 %. La plus longue période est de 400 000 ans et il y a de nombreuses périodes de 100 000 ans (Figure 155). Des modulations importantes se produisent à des intervalles de 400 000 ans et 2.4 millions d'années. D'après Molinie & Ogg (1992), l'excentricité de l'orbite terrestre module essentiellement l'importance de la précession et montre une variation entre 0.0005 et 0.0607 (en ce moment 0.0167) qui est représentée par une combinaison de trois périodes : 95 000 ans, 123 000 ans et 413 000 ans.

2.2 Précession

La précession est un changement graduel dans la direction de l'axe de la Terre (Figure 153, Figure 154). Comme une toupie, son axe de rotation exécute une lente précession qui est causée par une force de torsion gravitationnelle exercée sur la Terre par la Lune et le Soleil. Le principal effet de la précession sur le système Terre - Lune est associé à l'excentricité. L'été le plus chaud se produit quand le solstice d'été est au périhélie pendant la période de haute excentricité (Matthews & Frohlich, 2002). La précession varie de 19 000 à 23 000 ans (Molinie, 1992).

Les toupies bougent avec trois sortes de mouvements superposés. Elles tournent très rapidement autour d'un axe incliné comme celui de la Terre. Elles tendent aussi à bouger plus lentement avec un mouvement presque circulaire à travers la surface sur laquelle elles tournent, comme l'orbite terrestre autour du soleil avec beaucoup de rotations pour chaque tour complet. Enfin les toupies vacillent, oscillent, en penchant progressivement dans différentes directions au cours du temps. Ce mouvement de vacillement (Figure 154) n'a rien à voir avec l'importance de l'angle d'inclinaison de la toupie mais est défini par la direction dans laquelle la toupie penche. Cette direction change dans le temps (Ruddiman, 2000). Ce vacillement de la Terre est appelé la précession axiale. Celle-ci est causée par l'attraction du Soleil et de la Lune sur le léger bombement du diamètre de la Terre à l'équateur. La précession axiale peut être visualisée comme le lent tour de rotation de l'axe de rotation de la Terre à travers une trajectoire circulaire, avec un tour complet tous les 25 700 ans. Ce mouvement très long de vacillement est superposé au mouvement plus rapide annuel de la Terre autour du Soleil. Aujourd'hui la Terre tourne autour d'un axe qui pointe vers l'Etoile Polaire (Figure 154), mais au cours du temps

ce mouvement de vacillement cause un changement de position de l'axe de rotation qui pointera vers un autre point céleste de référence.

Un second mouvement est connu comme la précession de l'ellipse. Dans ce cas, la forme elliptique de l'orbite terrestre elle-même tourne, avec l'axe long et l'axe court de l'ellipse qui tournent lentement dans l'espace. Ce mouvement est plus lent que le mouvement de vacillement de la précession axiale.

L'effet combiné de ces deux mouvements de précession (vacillement de l'axe et le tour lent de l'ellipse) entraîne le déplacement des solstices et des équinoxes autour de l'orbite terrestre, en décrivant une orbite complète de 360° autour du soleil tous les 23 000 ans. Ce mouvement combiné, appelé précession des équinoxes, décrit le mouvement des équinoxes et des solstices dans un cadre plus large de l'univers. Au cycle principal de 23 000 ans s'ajoute un cycle plus faible de près de 21 700 ans. De nombreux auteurs ne font référence qu'au cycle le plus puissant de 23 000 ans (Ruddiman, 2000).

L'excentricité crée les modulations à long terme de la précession (Figure 155).

2.3 Obliquité

Les variations de l'obliquité (Figure 153, Figure 154) de l'axe de rotation de la Terre par rapport à la normale à son plan orbital conduisent à une différence plus ou moins forte entre les saisons. Si l'axe de la terre était perpendiculaire au plan orbital, il n'y aurait virtuellement aucune saison. L'angle varie entre 21.1° et 24.5° et est actuellement de 23.4° . La variation d'obliquité inclut des périodes de 40 000 ans et de 54 000 ans et montre des modulations de 1 à 1.4 million d'années complexes et de faible amplitude. L'effet de l'obliquité sur l'insolation croît en importance aux hautes latitudes. Les variations d'obliquité et les changements d'insolation qu'elles induisent changent l'intensité du cycle des saisons. Elles modifient aussi le gradient d'insolation du pôle à l'équateur dont dépendent le climat et la circulation océanique (House, 1995).

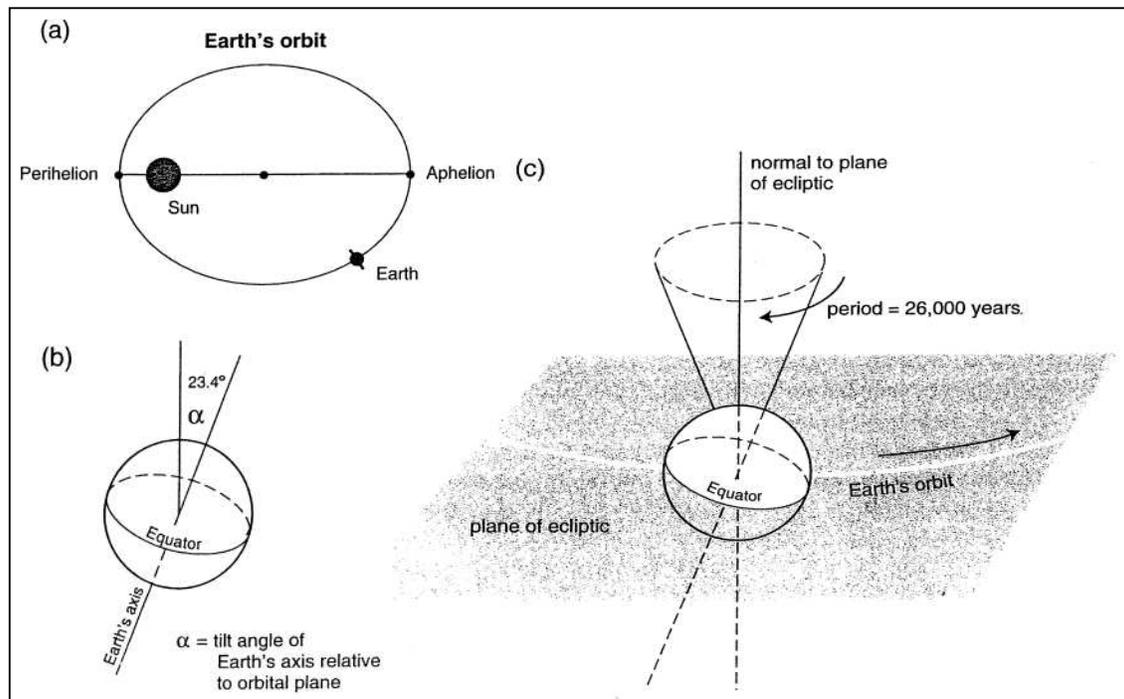


Figure 153 : Les principales causes des variations de l'orbite terrestre : a) Excentricité, b) Obliquité et c) Précession du système Terre/Lune (Matthews & Frohlich, 2002).

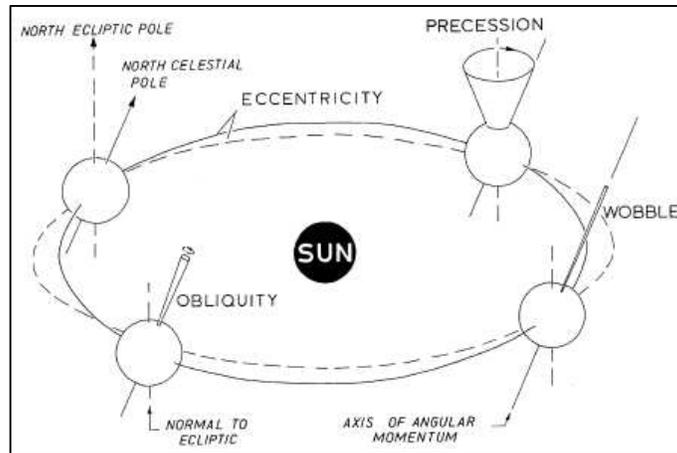


Figure 154 : Diagramme illustrant le système Terre-Lune-Soleil et les oscillations qui produisent des changements d'insolation et de flux d'énergie sur la Terre, créant une signature du contrôle orbital dans l'enregistrement sédimentaire (d'après House, 1995)

Ces changements d'énergie sont très complexes et n'affectent pas uniquement le climat mais aussi les changements du niveau marin, l'altération, l'érosion et donc la nature et le taux de sédimentation.

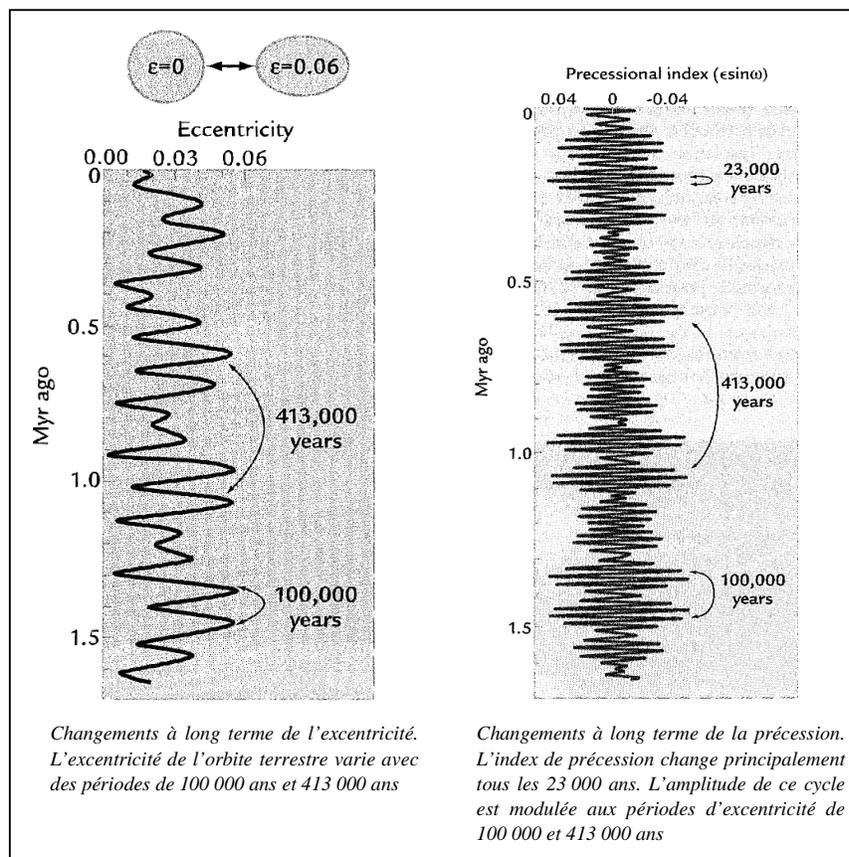


Figure 155 : Les changements à long terme de la précession et de l'excentricité (d'après Ruddiman, 2002)

3. Pourquoi étudier les cycles de Milankovitch ?

Les processus de base contrôlant la rythmicité de la sédimentation ont été exposés par Einsele & Ricken (1991). La productivité dépend de la température des eaux et des nutriments disponibles. Les arrivées d'argiles comme les réserves de nutriments détritiques sont contrôlées par les chutes de pluie dans l'arrière-pays et par les courants océaniques. Le climat joue par conséquent un rôle important et les changements d'insolation liés aux cycles de Milankovitch semblent être l'origine la plus probable des alternances de calcaire et de marnes (Berriasien, Suisse et France) étudiées par Pasquier & Strasser (1997). Les changements des paramètres orbitaux affectent le climat, ainsi que le gel et le dégel des calottes, les changements du niveau marin, des régimes climatiques, des processus d'érosion et d'altérations par les agents atmosphériques, la nature et le taux de sédimentation changent également (House, 1995).

Les cycles de Milankovitch sont étudiés le plus souvent pour :

- Expliquer les variations climatiques majeures (Adhémar, 1860, Gilbert, 1895), les variations des conditions de dépôts et les variations paléoenvironnementales (Huang et al., 1996; Olsen & Kent, 1996; Liu, 2007).
- Effectuer des corrélations à haute résolution. La reconnaissance des cyclicités dans les sédiments à partir des données diagraphiques, qui répondent principalement à la minéralogie et à la porosité, permet de faciliter les corrélations stratigraphiques (Worthington, 1990, Huang et al. 1996). Des corrélations à haute résolution, en particulier pour identifier la limite entre le Frasnien et le Famennien, ont été faites par Gong et al. (2001, 2004). En combinant les concepts de la cyclostratigraphie et de la stratigraphie séquentielle, des corrélations stratigraphiques d'un environnement de dépôt à un autre, à grande distance, sont possibles (Pasquier & Strasser, 1997).
- Estimer des durées. L'analyse cyclostratigraphique est utile pour calibrer l'échelle des temps géologiques (Gale et al. 1999) et estimer la durée de zones et sous-zones à ammonites (Kuhnt et al. 1997, Gong et al. 2001). Ce travail a été mené par Weedon et al. (1999) dans les 'Belemnites Marls' (Jurassique). Röhl et al. (2001) ont travaillé sur les inversions de polarité géomagnétiques et ont pu estimer des durées de la chronozone C27 dans l'étage du Danien. Des niveaux stratigraphiques ont été datés précisément après identification des cycles de Milankovitch au niveau de la limite entre le Serravallien et le Tortonien (Cleaveland et al. 2002). Des rythmicités à l'échelle décimétrique ont été corrélées dans des craies marneuses du Cénomaniens d'Ukraine et du SE de l'Angleterre par Gale et al. (1999).
- Etudier les hiatus. Un hiatus a pu être détecté dans les craies d'Angleterre et a été estimé à 80 000 ans (Gale et al., 1999). Cette problématique des hiatus a été abordée également par Molinie & Ogg (1992) et Olsen & Kent (1999), en particulier pour les longues périodes (supérieure à 500 000 ans) qui ne sont pas forcément utiles pour les échelles de temps mais qui ont un grand potentiel de corrélation dans les intervalles affectés par des faibles taux de sédimentation ou des hiatus (Olsen & Kent, 1999).

4. Quelles sont les techniques d'étude des cycles de Milankovitch ?

L'analyse cyclostratigraphique concerne des signaux combinant plusieurs composantes cycliques dont la quantification visuelle est souvent difficile (Figure 156). L'examen de séries temporelles à base de fonctions sinusoïdales fait souvent référence à l'analyse de Fourier. Il serait commode de prendre une série temporelle et de pouvoir obtenir rapidement le nombre de composantes périodiques présentes. Les méthodes d'estimation spectrale sont détaillées par Schwarzacher (1993) et Weedon (1991, 2003) : la transformée de Fourier et le périodogramme, les méthodes directe, 'Multi-Taper', de 'Backman-

Tukey', du maximum d'entropie et de Walsh ainsi que la méthode des ondelettes, le filtrage et le spectre évolutif. L'analyse spectrale est la méthode la plus fréquemment utilisée (Hays et al., 1976 ; Worthington, 1990 (*Fourier Power Spectra*) ; Mwenifumbo & Blangy, 1991 (*FFT*) ; Nobes et al., 1991 (*Discrete Fourier, Walsch, Lomb-Scargle & Maximum Entropy*) ; Molinie & Ogg, 1992 (*Multi-taper*) ; Glenn et al., 1993 ; Laskar et al., 1993 ; Mayer et al., 1993 ; Cooper, 1995 ; House, 1995 ; Huang et al., 1996 ; Olsen & Kent, 1996 (*FFT et Multi-taper*) ; Kuhnt et al., 1997 (*FFT, Maximum Entropy & Blackman-Tukey*) ; Vandenberghe et al., 1997 (*Fourier Analysis et Walsh spectra*) ; Gale et al., 1999 (*Blackman-Tukey*) ; Olsen & Kent, 1999 (*Multi-taper*) ; Stage, 1999 (*FFT*) ; Weedon et al., 1999 ; Prokoph & Thurow, 2000 (*Fourier Transform*) ; Cramer, 2001 (*Blackman-Tukey*) ; Röhl et al., 2001 (*Blackman-Tukey*) ; Scarparo Cunha & Koutsoukos, 2001 (*FFT*) ; Tagliaferri et al., 2001 ; Wonik, 2001 ; Cleaveland et al., 2002 ; Williams et al., 2002 (*Blackman-Tukey et Maximum Entropy*) ; Rodriguez-Tovar & Pardo – Iguzquiza, 2003 (*périodogramme, Blackman-Tukey et Maximum Entropy*) ; Lever, 2004 ; Mader et al., 2004 (*FFT*).

L'intérêt du spectre évolutif dans le domaine des séries chronologiques a été illustré par Mélard, 1978. Le spectre évolutif décrit comment varie dans le temps le carré de l'amplitude des composantes du processus correspondant à chaque bande de fréquence. Cette technique ou des procédés similaires ont été utilisés par Cleaveland et al. (2002), Mader et al. (2004), Mayer et al. (1993), Olsen & Kent (1996, 1999) & Weedon et al. (1999).

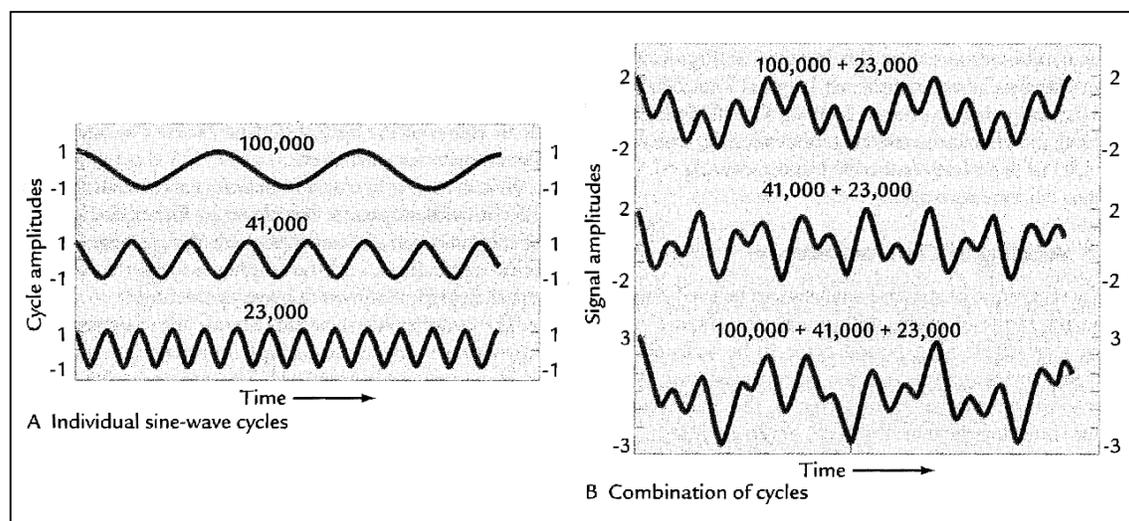


Figure 156 : Les résultats du chevauchement de signaux cycliques dont les périodes sont les cycles de Milankovitch actuels (d'après Ruddiman, 2000)

Si des signaux parfaitement cycliques (sinusoïdes) ayant des périodes de 100 000, 41 000 et 23 000 ans sont additionnés, les périodes les plus longues sont quasiment impossibles à détecter à l'œil sur le signal résultant.

La seconde principale technique utilisée pour étudier les cycles de Milankovitch est le filtrage. Il s'agit d'extraire du signal complet les composantes individuelles associées à des périodes spécifiques données (Ruddiman, 2000). Un filtre passe-bande est souvent utilisé (Hays et al. 1976, Mader et al. 2004, Molinie & Ogg 1992, Weedon et al. 1999).

La méthode des ondelettes, dont une application a été faite par Prokoph & Thyrow (2000), permet de détecter et d'extraire la périodicité et les changements du taux de sédimentation.

5. Quelles sont les données utilisées pour mettre en évidence les périodes orbitales ?

5.1 Les données les plus fréquemment étudiées

Les données les plus fréquemment utilisées pour les études cyclostratigraphiques sont :

- La susceptibilité magnétique. Elle a été mesurée finement tous les 2 cm dans les alternances de calcaires, marnes et argiles du 'Blue Lias' et tous les 5 cm dans la 'Kimmeridge Clay Formation' (Weedon et al. 1999) et tous les 10 cm dans des alternances marno-calcaires du Langhien (Mader et al. 2004). Cette résolution a permis de mettre en évidence un contrôle orbital de la sédimentation pouvant aller jusqu'à la précession. D'autres auteurs ont utilisé également la susceptibilité magnétique comme Nobes et al. (1991), Shackleton et al. (1999), Stage (1999) et Huret (2006).
- Les mesures géochimiques. D'après Mwenifumbo & Blangy (1991) les sédiments de Quaternaire supérieur montrent des cycles distincts de carbonate de calcium qui se corrèlent avec les cycles plus clairs et plus foncés des sédiments. Le paramètre étudié par analyse spectrale est principalement le calcium mesuré en forage au niveau du site 704 (ODP) (Mwenifumbo & Blangy, 1991). L'analyse spectrale des mesures à haute résolution (pas d'échantillonnage inférieur ou égal à 5 cm) des teneurs en CaCO₃ a été réalisée par Weedon et al. (1999) dans les 'Belemnite Marls' et par Cleaveland et al. (2002) dans les carbonates pélagiques d'Italie ; ils ont montré l'influence des cycles de Milankovitch lors du dépôt. Des analyses spectrales ont été menées également sur des mesures de CaCO₃, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Fe/Al, Si/Al, Mg/Al, Ca/Al, etc. par Mader et al. (2004). Une analyse cyclostratigraphique du $\delta^{18}\text{O}$ a été réalisée aussi par Hays et al. (1976). Les mesures XRF (X-Ray fluorescence) de la suite entière des éléments entre le potassium et le strontium ont été faites dans des sédiments du Danien (Röhl et al., 2001). Le fer a été sélectionné comme étant représentatif des cycles climatiques puisque cet élément majeur est le miroir des variations du ratio carbonate/argile (Röhl et al., 2001). L'étude des variations de la matière organique de la formation 'Boom Clay' montre un lien avec l'obliquité et l'excentricité ; la réponse sédimentologique à ces fluctuations climatiques peut être expliquée par des fluctuations du niveau marin (Vandenbergue et al. 1997).
- Les mesures d'abondances des données paléontologiques. Hays et al. (1976) se sont basés sur l'abondance de *Cycladophora davisiana* pour l'étude des cyclicités.
- Les couleurs. La principale variable montrée par les échantillons de craie marneuse du Cénomanién est le ratio entre les teneurs en carbonate et en argile (Gale et al. 1999). Sur le terrain, des associations de bancs sont visibles avec des alternances de wackestones plus clairs avec 5 à 15% d'argile et de wackestones marneux plus foncés contenant entre 10 et 30% d'argile. Afin d'obtenir une donnée représentative du ratio carbonate/argile, à chaque niveau de gris un numéro définissant son coefficient de réflectance a été déterminé (grey-scale reflectance) puis ce paramètre a été étudié numériquement (Gale et al. 1999). Un code de couleur (gris-blanc-beige-blanc) a été mis au point (Trubi Marl Formation) par Hilgen et al. (1999). Ces couleurs montrent les interférences nettes entre la précession et l'obliquité. Les niveaux gris sont liés aux sapropèles et correspondent à l'insolation maximale alors que les niveaux beiges correspondent à l'insolation minimale (Hilgen et al. 1999). Olsen & Kent (1999) ont associé les changements de couleur aux cycles de Milankovitch de « 404 000 ans » dans le Newark Basin (New York, New Jersey, Pennsylvania). Une comparaison entre des logs de couleurs obtenus à partir des photos de carottes et les logs issus de spectrophotomètre mesurés en forage permet de montrer qu'à partir de l'analyse des couleurs des carottes, une analyse cyclostratigraphique à haute résolution peut être menée (Cramer, 2001). L'analyse spectrale de logs de couleurs (échelle de gris) a été utilisée également par Scarparo Cunho & Koutsoukos (2001).

- Les propriétés des sédiments. La rythmicité de la sédimentation est parfois mesurée directement à partir des propriétés des sédiments à l’affleurement (Schwarzacher, 1964 ; Buonocunto et al., 1999 ; Hofmann et al., 2000) avec par exemple des alternances de 18 pouces de niveaux calcaires et marneux du Crétacé dans le Colorado (Gilbert, 1895) ou encore les structures hiérarchiques des successions carbonatées de la limite Frasnien-Famennien du sud de la Chine observées et analysées par Gong et al. (2001, 2004). Olsen & Kent (1996) ont utilisé la classification semi-quantitative des structures des sédiments et de leur pétrofabrique appelé ‘Depth ranks’. Les témoins les plus évidents des climats préservés dans les carottes sont la lithologie et les structures sédimentaires (faciès) qui reflètent les changements des niveaux des lacs (Newark Rift Basin). Le paramètre ‘Depth Ranks’ est donc lié aux changements de profondeur des lacs et a été étudié numériquement.
- Les données minéralogiques. Des variations des données minéralogiques ont été associées aux paramètres orbitaux et aux changements régionaux de climat dans des sédiments du site 1128 (ODP) de l’Oligocène (Mallinson et al. 2003).

5.2 Les données diagraphiques.

5.2.1 Analyse cyclostratigraphique des diagraphies conventionnelles

Le gamma ray a été souvent utilisé pour détecter les cyclicités dans les enregistrements sédimentaires (Cooper, 1995 ; Yang & Kouwe, 1995 ; Postma & ten Veen, 1999 ; Stage, 1999 ; Prokoph & Thurow, 2000 ; Wonik, 2001 ; Scarparo Cunho & Koutsoukos, 2001 ; Van der Zwan, 2002 ; Lever, 2004 ; Scott et al., 2004 ; Weedon et al. 2004). Mayer et al. (1993) ont fait des mesures sur carottes à l’aide d’une source de gamma ray et d’un scintillomètre pour obtenir une mesure continue de l’atténuation des gamma-rays (GRAPE) en fonction de la profondeur. Cette atténuation est liée directement à la densité volumique saturée du sédiment. Les variations de cette densité ont été reliées aux variations des paramètres climatiques. La mesure des données GRAPE permet donc d’obtenir les variations paléo-océanographiques à haute résolution. D’après les études faites par Steenbrink et al. (2000), l’origine des variations cycliques du gamma ray dans le Messinien du Servia Basin est liée à la précession. À l’affleurement, ces cyclicités se traduisent par des alternances de marnes foncées associées aux minima d’insolation et de marnes plus claires associées à des maxima d’insolation.

Le gamma ray a été étudié dans des formations de l’Albien du NO de l’Allemagne pour corréliser deux forages, estimer les teneurs en argiles et détecter les cycles de sédimentation. L’analyse spectrale a montré des variations de l’amplitude spectrale avec la profondeur, nécessitant la subdivision de la formation en plusieurs sections dans lesquelles les cycles identifiés peuvent être interprétés en terme de précession, obliquité et excentricité (Wonik, 2001). Les épaisseurs des cycles sont de 2.2 et 1.8 m pour la précession, 3.9 m pour l’obliquité et 9.0, 11.7 et 39.2 m pour l’excentricité (Wonik, 2001). Une analyse similaire (FFT) a été menée par Scarparo Cunho & Koutsoukos (2001) à partir des données de gamma ray et de sonique dans des argilites calcaires finement laminées du Turonien du Nord-Est du Brésil. Dans ce contexte, le gamma ray et le sonique favorisent l’identification des variations des teneurs en argile et en matière organique qui ont été associées aux cycles orbitaux. L’épaisseur minimale des cycles associés à la précession est de 2.1 m dans cette succession du NE du Brésil.

L’analyse cyclostratigraphique peut être menée à partir d’autres outils diagraphiques ou conjointement avec plusieurs outils diagraphiques. Kuhnt et al. (1997) ont choisi de travailler avec les logs de densité. Glenn et al. (1993) ont principalement exploité l’analyse spectrale du sonique pour étudier les variations du taux de sédimentation. Les cycles mis en évidence sont causés par des changements du ratio carbonate/carbone organique et sont représentatifs des cycles d’obliquité et d’excentricité (Kuhnt et al. 1997). L’analyse spectrale du gamma ray, du sonique et des résistivités montre les mêmes fréquences liées aux cycles d’excentricité (Cooper, 1995).

5.2.2 Les problèmes de résolution des outils diagraphiques pour l'analyse cyclostratigraphique

D'après Molinie & Ogg (1992), la capacité de détection des cycles de Milankovitch à partir des données diagraphiques dépend de la résolution de l'outil et de l'espacement des mesures par rapport au taux de sédimentation. La détection de la cyclicité par l'analyse de Fourier nécessite au moins deux points par cycle. Ça a conduit Worthington (1990) à définir un LAP 'log association parameter' ($LAP = (s \tau / 2 h) \times 10^{-6}$; s : taux de sédimentation, τ : période cyclique, h : sensibilité du log). Pour avoir deux points par cycle, un LAP supérieur à 1 est nécessaire. Les taux minimaux de sédimentation pour détecter les cycles de 20 000 ans, 40 000 et 100 000 ans sont respectivement de 38, 19 et 8 m/Ma pour le gamma ray, 30, 15 et 6 m/Ma pour la densité et 91, 46 et 18 m/Ma pour l'induction.

Dans l'étude de Liu (2007), les cycles du gamma ray naturel mesurés dans la formation 'Mooreville Chalk' (Santonien-Campanien) semblent correspondre aux cycles d'excentricité de 100 000 (2.4 m/cycle) et 400 000 ans. L'obliquité et la précession n'ont pas pu être détectées à partir du gamma ray, probablement parce que la résolution de l'outil n'est pas suffisante pour détecter ces cycles de haute fréquence (Liu, 2007). Ce problème de résolution des outils a été soulevé aussi par Huang et al. (1996) dans l'étude des cyclicités du 'Egret Member' à partir du gamma ray. A l'inverse, le sonique a été étudié par Olsen & Kent (1999) pour mettre en évidence des cycles que le paramètre 'Depth ranks' ou les couleurs ne permettent pas de détecter.

5.2.3 L'analyse cyclostratigraphique des diagraphies à haute résolution

Molinie & Ogg (1992) ont corrélié les pics de gamma ray obtenus par analyse spectrale avec les images FMS afin d'identifier les caractéristiques sédimentaires responsables de la cyclicité apparente. Des correspondances ont été montrées entre les cycles de Milankovitch et les caractéristiques à haute résolution des images FMS. Les cycles présumés de 123 000 et 95 000 ans se rencontrent sous la forme de ruban de cherts ou dans des zones présentant une augmentation de la silicification du sédiment. La même méthode de comparaison a été appliquée par Cooper (1995) (Site ODP 865 et 866). L'épaisseur des cycles de 95 000 et 123 000 ans identifiés à partir de l'analyse spectrale des diagraphies conventionnelles est égale à l'épaisseur des cycles 'mudstone-wackestone-packstone' mesurés à partir des images FMS (Formation MicroScanner resistivity imagery).

Williams et al. (2002) ont particulièrement étudié le FMS. Les images FMS ont été utilisées pour analyser la stratification. Ces images, calibrées sur la lithologie des carottes, sont utilisées pour identifier les sédiments pélagiques, les sédiments néritiques et les turbidites riches en calcaire. Les alternances cycliques de sédiments pélagiques et néritiques du milieu du Miocène sont contrôlées par la précession. Après pointage du toit et de la base des bancs résistants, ces niveaux ont été classés en sédiments de Type 2 et de Type 3 selon l'amplitude de la résistivité et la structure interne révélée principalement par une normalisation dynamique de l'image. Le Type 2 est attribué aux sédiments bioturbés et le Type 3 aux bancs très résistants sans bioturbation. Des périodes astronomiques ont été associées à ces cycles. Si chaque cycle correspondait à 41 000 ans, le taux de sédimentation résultant serait incompatible avec les données biostratigraphiques. La précession est donc probablement le facteur contrôlant ces cyclicités (Williams & Pirmez, 1999).

6. Comment connaître la durée des cycles de Milankovitch au Jurassique ?

D'après Berger et al. (1992), durant le Paléozoïque, le Trias et le Jurassique, la période d'excentricité de 100 000 ans est restée constante. Les périodes d'excentricité ne sont pas affectées par le paramètre de précession. Les changements des fréquences orbitales peuvent résulter des changements de la constante de précession et des fréquences caractéristiques des masses planétaires. Par conséquent, ces changements ont deux sources : les changements de rotation de la Terre dus à la friction des marées et

les changements d'orbites faiblement chaotiques de certaines planètes. La fréquence de précession résulte de la solution des équations de Poisson et dépend du mouvement du soleil, de la vitesse de rotation angulaire de la Terre, des moments d'inertie de la Terre, de l'excentricité de l'orbite lunaire autour de la Terre et des masses de la terre et du soleil. Si un de ces paramètres varie, la constante de précession change. Pour comprendre comment varie la constante de précession au cours du temps, Berger et al. ont calculé sa sensibilité aux variations rapides ou lentes des paramètres du système Terre-Lune. L'excentricité de l'orbite terrestre et l'excentricité et l'inclinaison de l'orbite lunaire (paramètres variant rapidement) contribuent très peu au changement du facteur de précession, leur influence sur les périodes de précession et d'obliquité peut donc être négligeable. Les autres paramètres comme la vitesse angulaire de rotation de la Terre, les moments d'inertie de la Terre ou les paramètres de l'orbite de la Lune autour de la Terre ont une influence.

Les valeurs utilisées pour les calculs sont déduites de la distance actuelle entre la Terre et la Lune et du taux moyen de récession de la Lune. Le taux de récession de la Lune est particulièrement important (Lambeck, 1980). Les rythmes de croissance des coraux, des bivalves et des stromatolites fossiles ont été interprétés en termes de variations des conditions environnementales et donc liées aux cycles astronomiques. Ces observations des fossiles de l'Ordovicien à aujourd'hui procurent le minimum de jours solaires par année durant cet intervalle géologique. Bien que grossières, rares et dispersées, ces données ont permis d'estimer les variations de la vitesse angulaire de rotation de la Terre et du mouvement moyen de la Lune (Berger et al., 1992) et donc de la récession de la Lune. Les estimations, en supposant le taux de récession lunaire constant, ont permis d'estimer une décroissance des périodes 40 000 ans et de 54 000 ans de 25 et 30 % il y a 450 millions d'années. Toutefois le taux de récession a pu varier dans le temps avec la friction des marées qui est liée à la géométrie des bassins océaniques et à la tectonique des plaques. Mais comme ces contraintes sont assez dispersées et rares, il semblerait que le taux ait été similaire dans le passé.

Sous l'hypothèse d'une constance de la forme générale du système planétaire et du taux de récession de la Lune, la diminution des périodes d'obliquité (de 54 à 35 000 et de 41 à 29 000 ans) et de précession (de 23 à 19 000 ans et de 19 à 16 000 ans) (Figure 73) durant les 450 derniers millions d'années est principalement menée par une augmentation de la constante de précession. Les principales périodes astronomiques estimées en prenant en compte les lentes variations du système Terre-Lune et planétaire sont il y a 150 millions d'années : 18 200 (Figure 73), 21 900, 37 700 (Figure 73) et 48 500 ans.

Toutefois le mouvement orbital des planètes dans le système solaire est chaotique. Il apparaît qu'à présent, la plus grande source d'erreur pourrait être due au manque de connaissance de la valeur de la précession due à l'aplatissement aux pôles du soleil. Néanmoins pour la calibration de l'échelle des temps géologique, cette limitation peut être surmontée (Laskar, 1999).

Les cycles de Milankovitch peuvent être détectés dans les sédiments récents mais aussi dans des sédiments du Mésozoïque ou du Cénozoïque. Des estimations des durées des cycles de Milankovitch ont été faites sur les 500 derniers millions d'années. Bien qu'applicable à des nombreux types de sédiments, les environnements argileux, marneux avec des alternances de niveaux carbonatés semblent être les plus adaptés pour l'analyse cyclostratigraphique. La technique la plus couramment utilisée est l'analyse spectrale sur des données de terrain, des données minéralogiques, géochimiques, de couleur ou encore sur des données diagraphiques. Le gamma ray, très souvent mesuré et directement lié à l'argilosité des sédiments est fréquemment utilisé. Toutefois, le contrôle orbital lié à la précession voire même à l'obliquité n'est pas toujours mis en évidence ; la résolution et la sensibilité des outils diagraphiques ne permettant pas de détecter les variations les plus fines. L'analyse des outils à haute résolution porte principalement sur l'observation voire l'interprétation détaillée des images.

1. Choix des outils statistiques/géostatistiques

1.1 La covariance

La géostatistique s'intéresse à des phénomènes qui ont une certaine variabilité dans l'espace géographique ou tridimensionnel. Elle repose sur des méthodes probabilistes. La variable étudiée $z(x)$ est considérée comme une réalisation particulière d'une fonction aléatoire $Z(x)$, c'est à dire comme le résultat d'un tirage au sort parmi un ensemble de fonctions analogues. On s'intéresse ici à des phénomènes qui présentent une certaine homogénéité spatiale (stationnarité). On définit deux caractéristiques essentielles d'une fonction aléatoire stationnaire :

- sa moyenne : $m(x) = E [Z(x)]$ ("E[.]" = espérance mathématique = moyenne)
- sa covariance : $C(h) = E[Z(x) - m] [Z(x+h) - m]$

Au lieu de la covariance on utilise parfois son corrélogramme : $\rho(h) = C(h) / C(0)$

Le corrélogramme représente le coefficient de corrélation entre $Z(x)$ et $Z(x+h)$. Le corrélogramme montre comment cette corrélation évolue avec la distance h entre x et $x + h$ et la direction de ce vecteur. Quand la covariance dépend uniquement de la distance, elle est dite isotrope.

1.2 Le variogramme

1.2.1 Généralités sur le variogramme

Un autre outil, le variogramme, est défini par : $\gamma(h) = 0.5 \text{ Var} [Z(x+h) - Z(x)]$

Le variogramme est défini même s'il n'y a pas de palier. Si le variogramme d'une fonction aléatoire intrinsèque (IRF) est bornée par une valeur finie, $\gamma(h)$ est de la forme : $\gamma(h) = C(0) - C(h)$ pour une covariance stationnaire $C(h)$ et la seule différence entre une IRF¹ et une fonction aléatoire stationnaire (SRF) est une constante aléatoire. Connaître $\gamma(h)$ ou $C(h)$ revient donc au même.

1.2.2 L'analyse structurale

La première étape dans une étude géostatistique est l'analyse structurale² (vérification préliminaire des données et prise de contact avec le problème, calcul du variogramme expérimental, ajustement d'un modèle mathématique au variogramme expérimental). Le variogramme est l'outil de base pour l'interprétation structurale du phénomène et pour l'estimation car :

- Le variogramme est un outil plus général que la covariance.
- Le variogramme, contrairement à la covariance, ne nécessite pas la connaissance de la moyenne. Dans la pratique, cette moyenne n'est pas connue et peut être estimée à partir des données, ce qui introduit un biais. Le variogramme n'est pas affecté par ces problèmes puisqu'il filtre automatiquement la moyenne.

¹ IRF : Intrinsic Random Function

² L'analyse structurale correspond ici à l'étude des caractéristiques principales de la régionalisation (\neq du sens tectonique)

C'est un outil utilisé pour étudier et quantifier la variabilité spatiale d'un phénomène et pour montrer comment les différences entre $Z(x)$ et $Z(x + h)$ évoluent avec la distance qui les sépare : h . Il conduit à un modèle de la structure spatiale du phénomène, modèle qui est ensuite utilisé pour optimiser l'interpolation. La meilleure description du variogramme n'est pas obtenue uniquement en ajustant un modèle aux valeurs du variogramme expérimental dérivant des données mais aussi en prenant en considération la connaissance sur le contexte géologique comme le souligne par exemple Frykman (2001).

Le variogramme expérimental est défini par :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2}{N(h)}$$

avec :

h = distance pour laquelle on calcule le variogramme

$Z(x_i)$ = valeur mesurée au point x_i (épaisseur, concentration, ...)

$Z(x_i + h)$ = valeur mesurée au point x_i+h (ou en un point proche)

$N(h)$ = nombre de couples de points distants de h

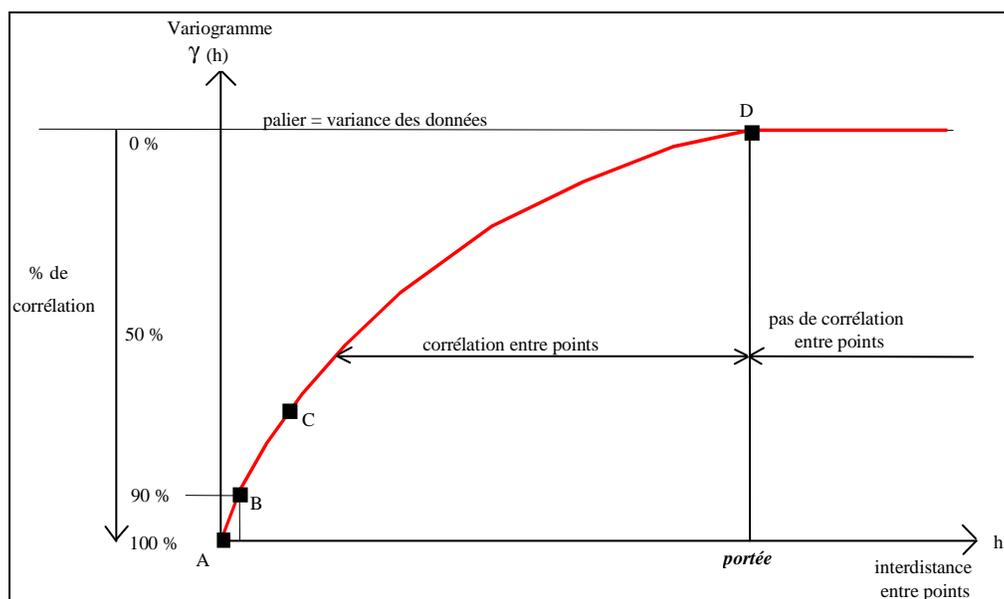


Figure 157 : Allure d'un variogramme dans le cas d'un phénomène stationnaire (sans dérive)

Le variogramme, lorsqu'il présente un palier, exprime donc la dégradation progressive de corrélation entre deux mesures séparées d'une distance h , depuis la distance $h = 0$ (corrélation maximale) jusqu'à la distance égale à la portée, à partir de laquelle la corrélation est nulle (extrait du support de cours Cestemin/Cesev 2003/2004). Parfois l'histogramme des paires est présent sous les variogrammes ; plus le nombre de paires diminue moins le variogramme est représentatif.

Le variogramme à la distance h correspond donc à la demi-moyenne des carrés des différences entre des valeurs mesurées à une interdistance h . La croissance plus ou moins rapide du variogramme avec h indique dans quelle mesure l'influence d'un échantillon s'atténue avec la distance. Lorsqu'il a atteint sa limite supérieure (son palier), il n'y a plus de corrélation entre des échantillons séparés par cette distance (Figure 157).

1.2.3 Les variogrammes dans les forages Andra

Comme la covariance, le variogramme peut avoir un comportement périodique. Une périodicité a déjà été mise en évidence à partir de l'analyse variographique de données diagraphiques (forages : MSE101, HTM 102, EST 103/104/205) par Brégoïn (2003) dans les argilites du Callovo-Oxfordien. Le premier outil utilisé pour l'analyse est donc, dans la continuité de ces travaux, le variogramme dont l'axe des abscisses représente la distance h en mètres et dont l'axe des ordonnées correspond au variogramme. L'unité n'a pas été reportée sur l'axe des ordonnées. Elle correspond au carré de l'unité de la diagraphie étudiée. Les unités des diagraphies sont les suivantes : microseconde par pied pour le sonique (temps de trajet du son), unité A.P.I. (American Petroleum Institute) pour le gamma ray, pouce pour le diamètreur, gramme par centimètre cube pour la densité, ohm-mètre pour la résistivité, millisiemens par mètre pour la conductivité et aucune unité pour le facteur photoélectrique. L'histogramme des paires est présent sous les variogrammes dans la plupart des graphiques. Plus le nombre de paires diminue moins le variogramme est représentatif.

1. Tests effectués sur l'outil

Avant de réaliser l'analyse krigeante au sein des différents intervalles homogènes, des tests ont été effectués pour :

- Comprendre le fonctionnement de l'outil et voir, dans le cas où l'ajustement du variogramme est difficile, la marge d'erreur que l'on peut avoir lors de la modélisation et l'impact sur l'estimation des composantes liées à l'excentricité, à l'obliquité et à la précession.
- Comprendre l'impact des variations de l'épaisseur des cycles sur l'estimation
- Comprendre l'impact des variations du voisinage

1.1 Tests effectués pour comprendre le fonctionnement de l'outil

Pour cela, un jeu de données a été créé avec trois composantes périodiques (cosinus) et une légère composante linéaire (cette dernière étant souvent présente dans nos données). Les rapports entre les périodes correspondent aux rapports entre les périodes orbitales. Dans le premier test, les périodes sont de 5 m, 2 m et 1 m. De même un facteur multiplicatif plus important a été appliqué aux périodes de 5 m et de 1 m par rapport à la période de 2 m pour être proche de ce qui est observé dans certains intervalles où les composantes liées à l'excentricité et à la précession ont un poids plus fort dans la variance totale. Des profondeurs arbitraires, entre 500 et 520 m, ont été données.

Le variogramme calculé à partir de ces données est proche du variogramme de l'intervalle 2 du forage EST 312. Le variogramme de la Figure 158 montre principalement deux périodes : la période de 5 m et la période de 1 m. Pour ajuster ce variogramme, 3 composantes périodiques sont nécessaires : 5 m, 2 m et 1 m. A partir de l'analyse variographique, l'analyse krigeante peut être réalisée. L'estimation des composantes liées à l'excentricité, l'obliquité et à la précession est présentée Figure 159.

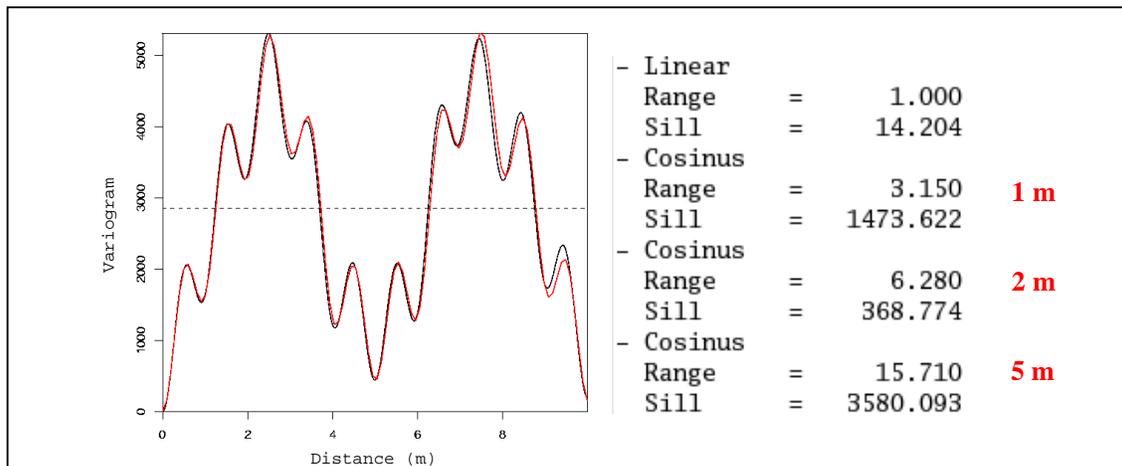


Figure 158 : Variogramme calculé à partir du jeu de données théorique, avec 3 composantes périodiques (5, 2 et 1 m) et une composante linéaire, ainsi que son modèle.

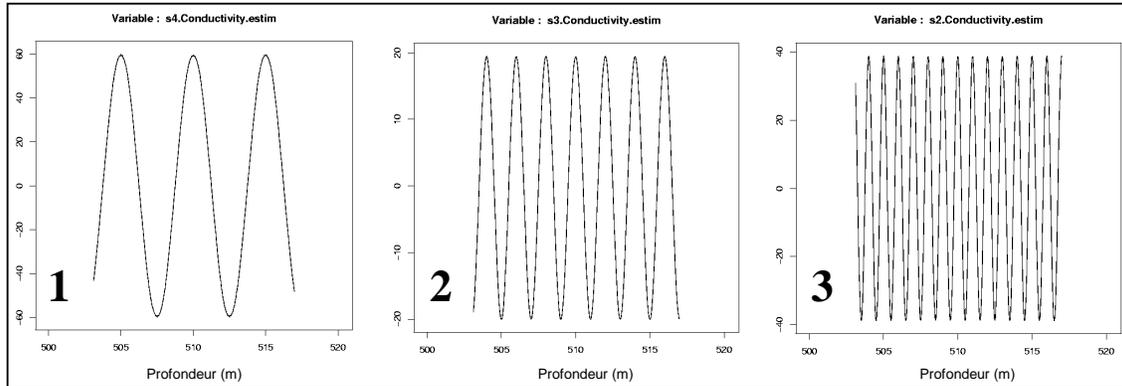


Figure 159 : Résultats des estimations par analyse krigéante des composantes liées à l'excentricité [1], l'obliquité [2] et à la précession [3] avec un modèle ayant 3 périodes : 5, 2 et 1 m.

Les résultats montrent des périodes identiques à celles du modèle et donc aux périodes réelles. La régularité des cycles en fonction de la profondeur est également à noter. Pour vérifier l'impact d'un changement au niveau des paramètres du modèle sur les résultats de l'estimation, la période de 5 m a été remplacée dans le modèle par une période de 4 m. Les données d'entrée restent les mêmes, le variogramme reste identique mais l'ajustement n'est plus correct pour les périodes de 5 m (Figure 160).

L'analyse krigéante, même avec cette erreur au niveau du modèle, permet de retrouver la période réelle de 5 m (Figure 161). Lors de l'ajustement du variogramme, une marge d'erreur est donc autorisée pour la détermination de la période, sans préjudice direct pour l'estimation. Dans cet exemple, la marge d'erreur peut être de 1 m, les périodes étant parfaitement constantes. Lors de l'analyse à partir de données géologiques, les marges d'erreur sont plus faibles.

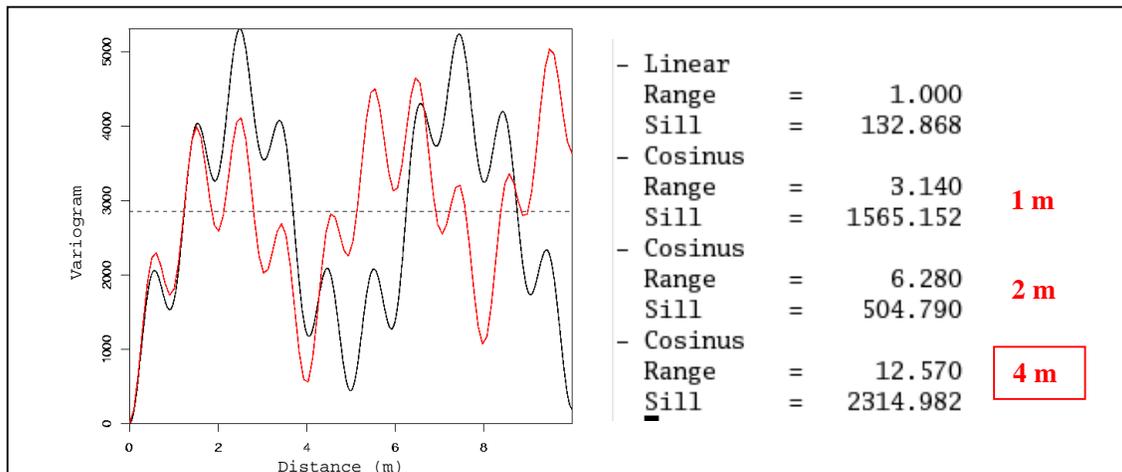


Figure 160 : Variogramme, calculé à partir du jeu de données théorique, et son modèle avec une période de 4 m au lieu de 5 m.

L'ajustement n'est correct lorsqu'une portée de 4 m est choisie au lieu de 5 m.

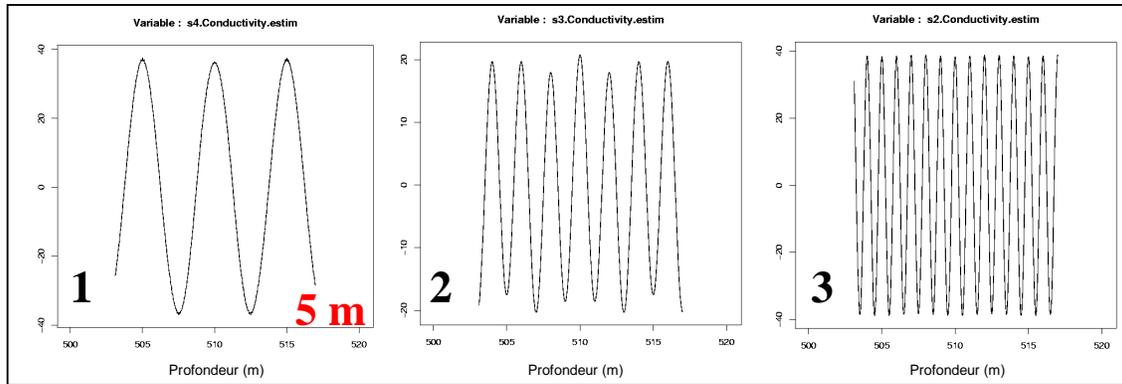


Figure 161: Résultats des estimations par analyse krigéante des composantes liées à l'excentricité [1], l'obliquité [2] et à la précession [3] avec un modèle ayant 3 périodes : 4, 2 et 1 m.

L'estimation par analyse krigéante de la composante liée à l'excentricité montre des périodes de 5 m (période réelle) même si la portée du modèle associé est de 4 m.

Un autre test a été réalisé à partir du même jeu de données. Pour la modélisation les portées choisies sont : 5 m, 2,5 m (au lieu de 2 m) et 1 m. Le but est de voir si l'estimation de la composante liée à l'obliquité peut également montrer la période réelle lorsque la période entrée dans le modèle est surestimée et/ou sous-estimée.

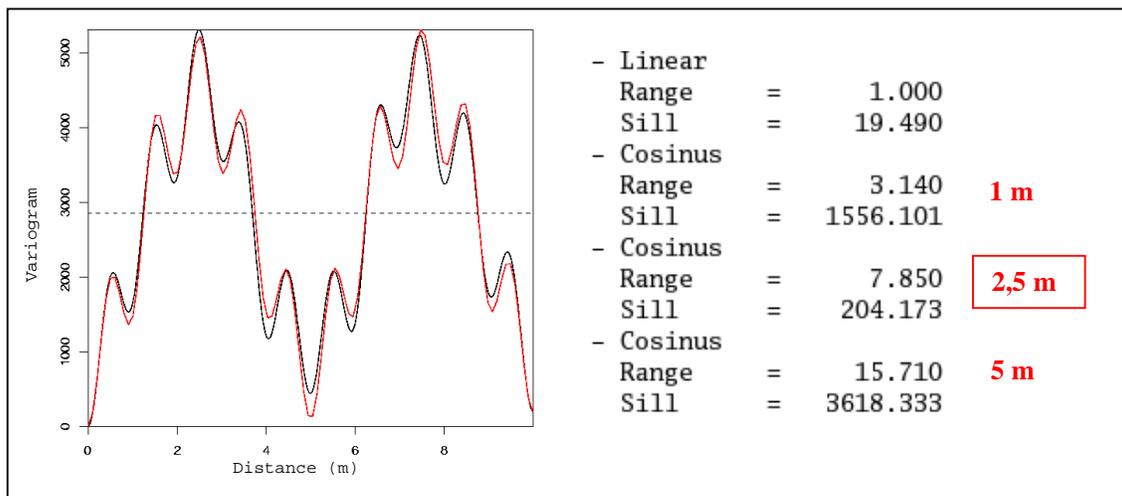


Figure 162 : Variogramme, calculé à partir du jeu de données théorique, et son modèle avec une période de 2.5 m au lieu de 2 m.

En changeant la portée de 2 m par une portée de 2.5 m le poids de la composante liée à l'obliquité diminue par rapport à la variance totale et un décalage s'observe au niveau des minimums du variogramme entre le modèle et le variogramme.

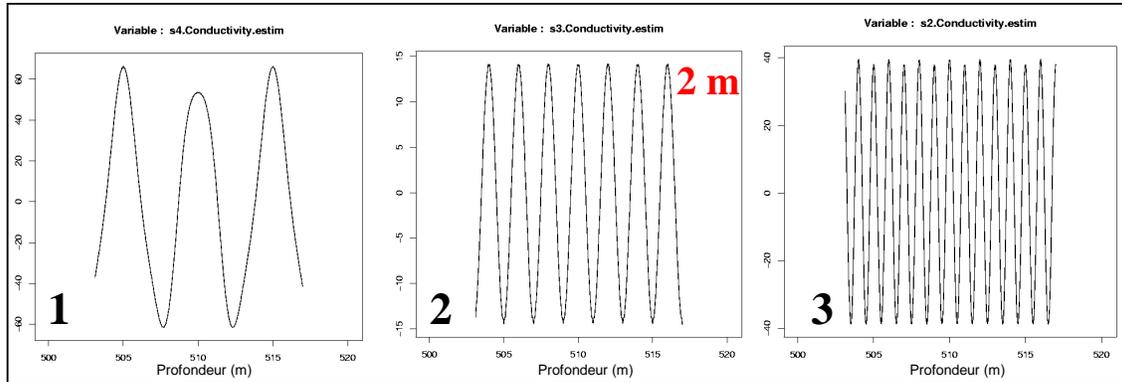


Figure 163 : Résultats des estimations par analyse krigéante des composantes liées à l'excentricité [1], l'obliquité [2] et à la précession [3] avec un modèle ayant 3 périodes : 5m, 2.5 m et 1 m.

L'estimation par analyse krigéante de la composante liée à l'obliquité montre des périodes de 2 m (période réelle) même si la portée du modèle associé est de 2.5 m.

La première remarque est que le léger défaut d'ajustement du variogramme ne laisse pas transparaître l'erreur sur le choix de la période d'obliquité (Figure 162). Ceci est dû en partie au fait que cette composante a un poids mineur dans la variance totale. La Figure 163 montre que l'erreur sur la période n'a pas de conséquence dommageable pour l'analyse krigéante. En particulier le cokrigéage de la composante liée à l'obliquité fait bien ressortir la période réelle (2 m) et celle du modèle de variogramme (2.5 m).

Le même test a été effectué au niveau de la composante lié à la précession. La période réelle a également été retrouvée. Dans la pratique, avec les vrais jeux de données, cette troisième période a tendance à montrer la période entrée dans le modèle et pas toujours la période réelle lorsqu'on travaille sur la conductivité de la matrice. Lorsqu'on étudie les résidus, le poids de la composante liée à la précession est plus fort, sa période est mieux visible sur le variogramme, l'erreur diminue et l'estimation est plus fiable.

Pour réaliser l'estimation dans les meilleures conditions, c'est-à-dire avec le meilleur ajustement, le variogramme de chaque estimation a été calculé. Sur celui-ci, la composante du modèle associée a été ajoutée (Figure 164).

Une autre façon de tester la robustesse de l'analyse krigéante consiste à voir si le variogramme des résultats de l'analyse krigéante fait bien ressortir la période réelle et non la période entrée dans le modèle lorsque cette dernière est incorrecte. Cette procédure est illustrée Figure 164. En haut on trouve les trois composantes, de périodes 5 m, 2 m et 1 m, dont l'addition forme le jeu de données. Au dessus on trouve les variogrammes des cokrigéages de ces composantes ainsi que le modèle choisi pour chaque composante lorsque le modèle correspond à la réalité. En bas, on obtient ces mêmes variogrammes lorsque le modèle de variogramme de l'excentricité est incorrectement mis à une période de 4 m. On note que dans ce cas le résultat de l'analyse krigéante fait apparaître que la période de l'excentricité est bien de 5 m et non de 4 m.

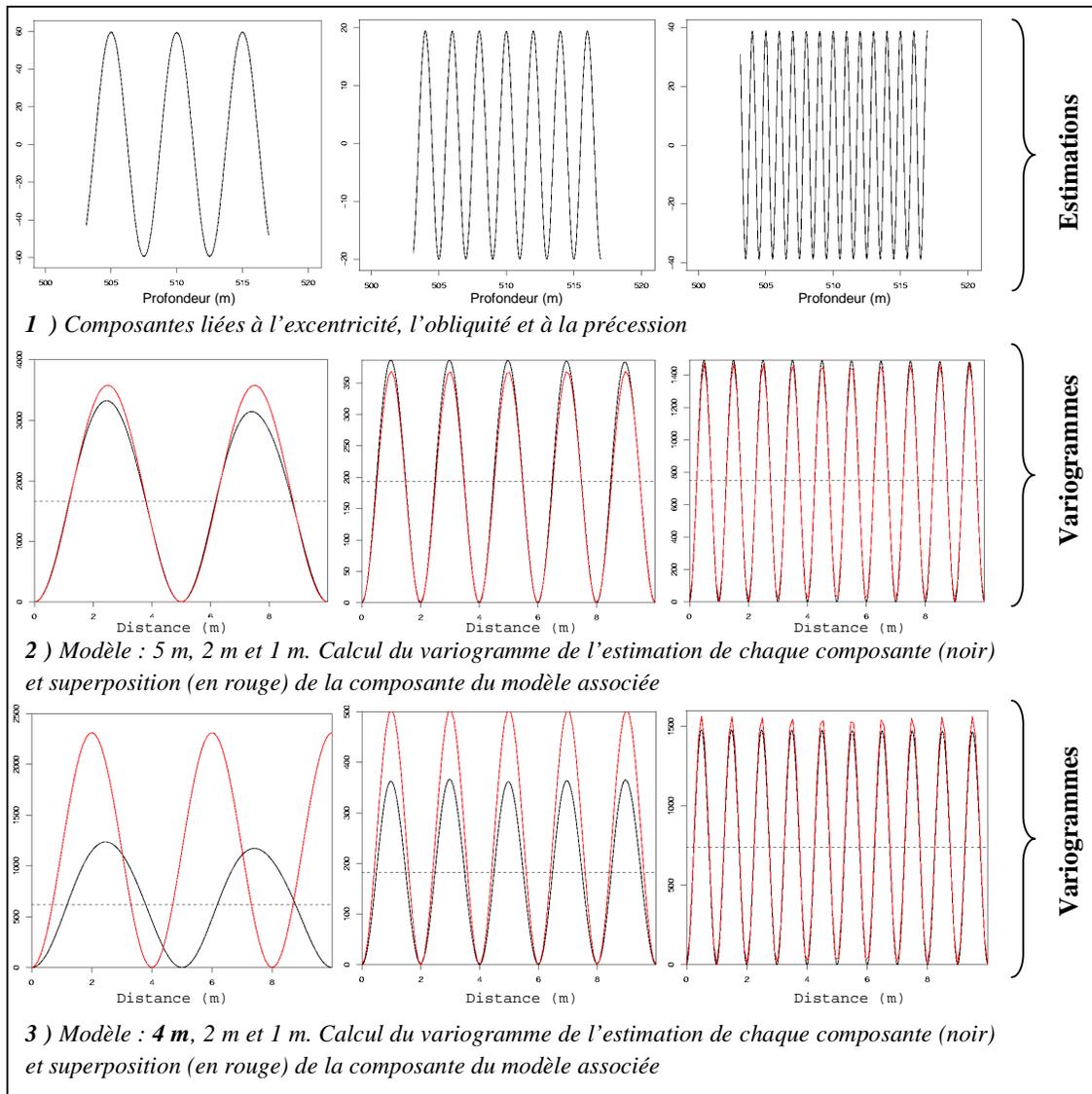


Figure 164 : Tests effectués à partir du jeu de données test avec les résultats de l'analyse krigeante [1], la superposition du variogramme calculé à partir de l'estimation et de la composante du modèle associée [2 & 3] avec une portée de 5 m [2] et de 4 m [3] pour l'excentricité.

Tous les calculs effectués à partir des données diagraphiques ont été réalisés jusqu'à cette étape. Dans les cas où la superposition entre variogramme de l'estimation et modèle n'est pas correcte, les calculs ont été recommencés jusqu'à superposition. L'objectif est d'effectuer l'analyse krigeante avec le modèle le plus précis possible. Cette étape permet d'expliquer les portées des composantes périodiques à deux décimales. Cette précision est utile pour la modélisation mais n'a pas de sens d'un point de vue géologique puisque le taux de sédimentation peut fluctuer au sein d'un intervalle homogène.

Remarque :

Les différences d'amplitude entre le variogramme de l'estimation d'une composante du modèle et la composante du modèle associée sont dues à la propriété de lissage du krigeage. La portée est moins affectée par ce phénomène de lissage que le palier.

1.2 Tests effectués pour comprendre l'impact des variations d'épaisseurs des cycles sur l'estimation

Pour vérifier si l'estimation des composantes périodiques permet de détecter des variations d'épaisseur, un jeu de données a été créé avec des fonctions cosinus de périodes différentes mises à la suite l'une de l'autre (Figure 165). Les périodes sont de 3.1 m, 4 m et 2.5 m. La période moyenne est de 3.15 m.

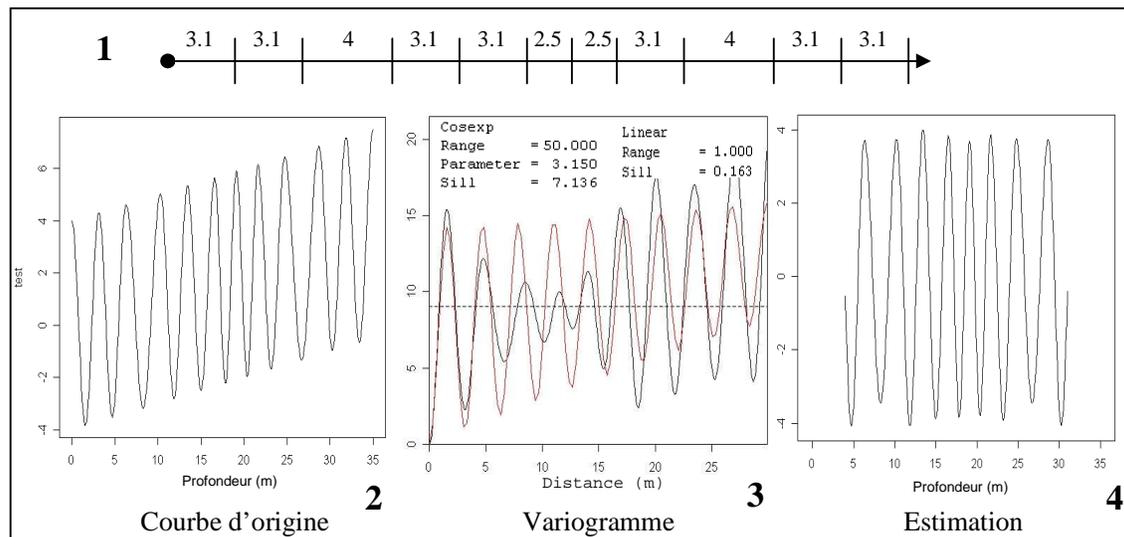


Figure 165 : Variogramme [3], calculé à partir d'un signal périodique théorique dont la période n'est pas constante [1,2], et estimation par analyse krigeante [4] de la composante périodique du modèle [3].

Avec une seule composante périodique dans le modèle dont la portée représente la période moyenne du signal d'origine, l'analyse krigeante factorielle permet de montrer les variations d'épaisseur des cycles.

La portée moyenne a été rentrée dans le modèle. Les périodes n'étant pas constantes, des décalages sont observés sur le variogramme. L'estimation de la composante périodique par analyse krigeante permet d'observer des variations d'épaisseur des cycles, parfaitement en accord avec la courbe d'origine (Figure 165). Seules les informations en bordure de l'intervalle sont perdues à cause du voisinage.

L'analyse krigeante semble capable de mettre en évidence les variations locales de l'épaisseur des cycles.

1.3 Tests effectués pour tester le choix du voisinage

Pour tester le voisinage, les données étudiées sont la conductivité de la matrice de l'intervalle 2 du forage EST 312. Le variogramme dans cet intervalle s'ajuste en partie avec des composantes périodiques de 4.6, 1.95 et 0.96 m (Figure 71). L'impact du choix du voisinage a été étudié à propos

de l'estimation des composantes liées à l'excentricité et à l'obliquité (Figure 166).

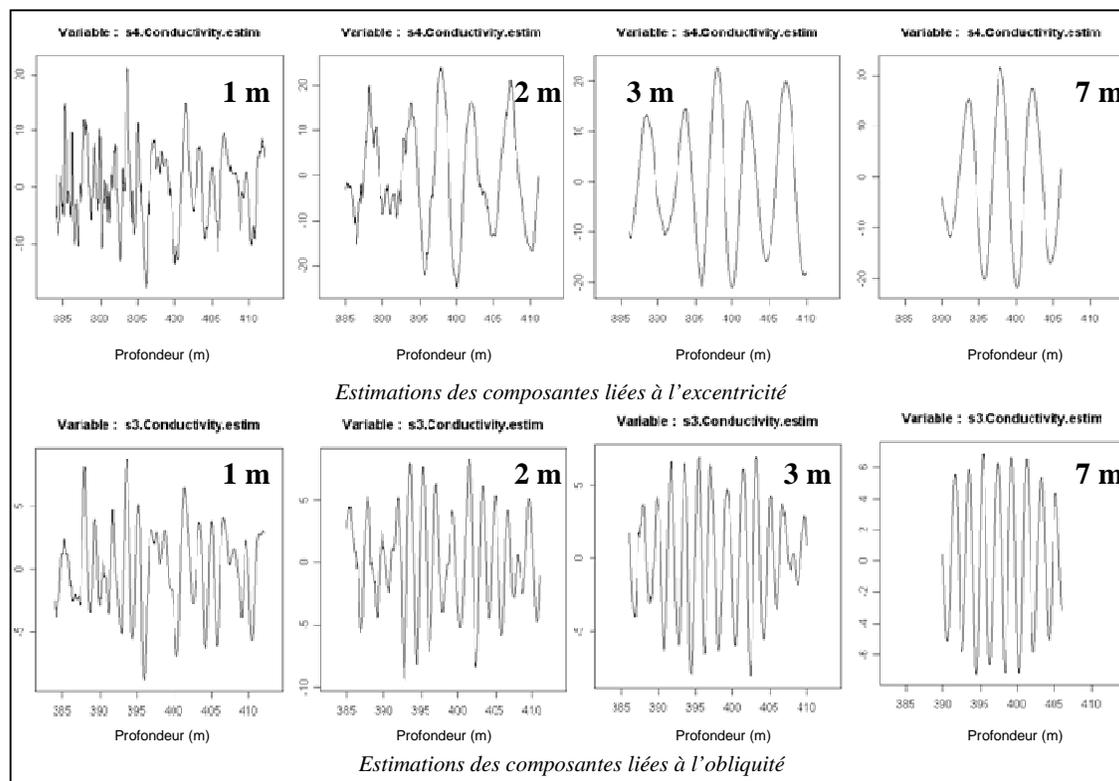


Figure 166 : Estimations par analyse krigeante des composantes liées à l'excentricité et à l'obliquité dans l'intervalle 2 du forage EST 312 avec des voisinages différents.

Un choix de voisinage trop petit ne permet pas de détecter les cycles d'excentricité, un voisinage trop grand entraîne trop de perte d'information sur les bords de l'intervalle.

Le voisinage est défini dans le logiciel par sa demi-longueur. Par exemple, un voisinage de 1 m contient toutes les données situées à moins d'1 m du point que l'on estime, ou autrement dit correspond à une fenêtre de 2 m autour de ce point. Il permet de faire l'analyse krigeante de tout point de la zone d'étude hormis une bordure de 1 m à chaque extrémité. La Figure 166 montre qu'un voisinage de 1 m ne permet pas de voir les cycles d'excentricité ou d'obliquité. Sur une fenêtre complète de 4 m (voisinage de 2 m), les cycles d'excentricité compris entre 4.6 et 5 m ne peuvent pas être détectés correctement. Un voisinage de 3 m est plus adapté. Au-delà de 3 m, les cycles d'excentricité sont clairement visibles mais la perte d'information, dans ce cas de 3 m sur chaque bord de l'intervalle d'étude, limite fortement la détection des variations d'épaisseurs des cycles et la numération de ceux-ci.

Le voisinage choisi doit donc être largement supérieur à la moitié de la portée de la composante liée à l'excentricité et ne doit pas être trop grand pour qu'on ne perde pas trop d'information. Dans la pratique, le voisinage est souvent proche de la période des cycles d'excentricité. Des tests sont toujours effectués lors des estimations pour obtenir les meilleurs résultats.

Variations et variabilité spatio-temporelle des argilites callovo-oxfordiennes de Meuse/Haute-Marne - Valorisation géostatistique des données diagraphiques

Depuis près de quinze ans, l'Andra mène un important programme scientifique pour acquérir des connaissances en vue d'un éventuel stockage de déchets radioactifs en milieu géologique profond. L'outil de recherche le plus important est le laboratoire souterrain de Meuse/Haute-Marne, implanté à 490 mètres de profondeur au cœur d'une formation d'argilites datées du Callovo-Oxfordien. Cette thèse a pour objectif de tirer le meilleur parti possible des données diagraphiques haute définition et d'optimiser leur étude pour préciser et caractériser les variations et la variabilité spatio-temporelle des argilites du site de Meuse/Haute-Marne dans une zone de 250 km² autour du laboratoire actuel. Cette étude revient à répondre à la question « quel est le temps réellement enregistré par des sédiments ? », une problématique qui peut avoir des applications importantes dans les mondes industriel et scientifique. L'étude des variations spatiales peut être menée à différentes échelles. Une première échelle de variabilité est donnée par les diagraphies conventionnelles, qui mettent en évidence des variations latérales d'épaisseur entre les forages Andra. Une deuxième échelle de variabilité est donnée par l'analyse détaillée d'un outil à haute résolution : le FMI®, sur lequel des alternances régulières de niveaux argileux et plus carbonatés sont clairement identifiées. Des traitements géostatistiques ont été effectués pour affiner l'étude de cette cyclicité. Trois niveaux de cyclicité ont pu être quantifiés par une analyse variographique de l'ensemble des données diagraphiques et des données FMI®. Ces dernières ont permis de distinguer les périodes les plus courtes. Une correspondance entre les périodes mises en évidence et les cycles orbitaux de Milankovitch (excentricité, obliquité et précession, dont les durées sont connues, a pu être établie. Elle constitue la première étape vers le passage à un repère géochronologique. La caractérisation des variations fines du taux de sédimentation a nécessité l'utilisation d'outils géostatistiques adaptés tels que l'analyse krigéante factorielle. L'estimation locale des périodes verticales a montré les variations fines du taux de sédimentation, repéré les niveaux condensés, et ainsi permis de quantifier ces variations et de compter le nombre exact de cycles dans un intervalle donné.

Le passage à un repère géochronologique a d'abord permis d'estimer des durées et en particulier la durée d'unités biostratigraphiques dans des étages (Callovien et Oxfordien) où les durées absolues ne sont quasiment pas connues. Enfin, l'étude des variations du taux moyen de sédimentation dans un repère géochronologique a montré les évolutions verticales et latérales du taux de sédimentation à l'échelle du site de Meuse/Haute-Marne et le synchronisme de la plupart des niveaux condensés. Elle a infirmé certaines hypothèses concernant la présence de hiatus et en a validé d'autres, et dans ce cas a abouti à l'estimation de la durée de ces hiatus.

Geostatistical characterization of the Callovo-Oxfordian clay variability from conventional and high resolution log data

Andra (National Radioactive Waste Management Agency) has conducted studies in its Meuse/Haute-Marne Underground Research Laboratory located at a depth of about 490 m in a 155-million-year-old argillaceous rock: the Callovo-Oxfordian argillite. The purpose of the present work is to obtain as much information as possible from high-resolution log data and to optimize their analysis to specify and characterize space-time variations of the argillites from the Meuse/Haute-Marne site and subsequently predict the evolution of argillite properties on a 250 km² zone around the underground laboratory (transposition zone). The aim is to outline a methodology to transform depth intervals into geological time intervals and thus to quantify precisely the sedimentation rate variation, estimate duration; for example the duration of biostratigraphical units or of hiatuses. The latter point is particularly important because a continuous time recording is often assumed in geological modelling. The spatial variations can be studied on various scales. First, well-to-well correlations are established between seven wells at different scales. Relative variations of the thickness are observed locally. Second, FMI® (Fullbore Formation MicroImager, Schlumberger) data are studied in detail to extract as much information as possible. For example, the analysis of FMI® images reveals a clear carbonate - clay interbedding which displays cycles. Third, geostatistical tools are used to study these cycles. The variographic analysis of conventional log data shows one-metre cycles. With FMI® data, smaller periods can be detected. Variogram modelling and factorial kriging analysis suggest that three spatial periods exist. They vary vertically and laterally in the boreholes but cycle ratios are stable and similar to orbital-cycle ratios (Milankovitch cycles). The three periods correspond to eccentricity, obliquity and precession. Since the duration of these orbital cycles is known, depth intervals can be converted into time intervals (duration) and thus give real sedimentation rates, an estimation of the duration of three ammonites zones (Coronatum, Lamberti and Mariae zones) and a quantification of hiatus duration.