



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Henri Poincaré, NANCY –I

En Géosciences

Soutenue publiquement le 26 juin 2002 devant la commission d'Examen

Par **Lübna AMIR**

**MODELISATION THERMIQUE APPLIQUEE AUX BASSINS SEDIMENTAIRES
ET UTILISANT LA GEOCHIMIE ORGANIQUE :
CONCEPTION DU LOGICIEL « TherMO'S » POUR LA RECONSTITUTION DE
L'HISTOIRE THERMIQUE DU BASSIN PARISIEN A L'ECHELLE
SEQUENTIELLE**

Membres du Jury :

Président du Jury :	Jacques LEROY	Professeur, UHP, Nancy 1
Directeurs de thèse:	Luis MARTINEZ	Professeur, U.H.P, Nancy 1
	Raymond MICHELS	Chargé de recherche, CNRS, Nancy
Rapporteurs :	Jean - Robert DISNAR	Directeur de recherche, CNRS, Orléans
	Martin MAZUREK	Maître de Conférence, Université de Berne
Examineurs :	Sophie VIOLETTE	Maître de Conférences, Université Paris 6
	François GUILLOCHEAU	Professeur, Université de Rennes 1
	Marcel ELIE	Ingénieur d'Etude, CNRS, Nancy

ANTOINE DE SAINT-EXUPÉRY

Le Petit Prince



Quand nous eûmes marché, des heures, en silence, la nuit tomba, et les étoiles commencèrent de s'éclairer. Je les apercevais comme en rêve, ayant un peu de fièvre, à cause de ma soif.

Les mots du petit prince dansaient dans ma mémoire :

« Tu as donc soif, toi aussi ? » lui demandai-je.

Mais il ne répondit pas à ma question. Il me dit simplement :

« L'eau peut aussi être bonne pour le cœur... »

Je ne compris pas sa réponse mais je me tus... Je savais bien qu'il ne fallait pas l'interroger.

Il était fatigué. Il s'assit. Je m'assis auprès de lui. Et après un silence, il dit encore :

« les étoiles sont belles, à cause d'une fleur que l'on ne voit pas... »

Je répondis « bien sûr » et je regardais, sans parler, les plis du sable sur la lune.

«Le désert est beau », ajouta t'il...

Et c'était vrai. J'ai toujours aimé le désert. On s'assoit sur une dune de sable. On ne voit rien. On n'entend rien. Et cependant quelque chose rayonne en silence...

Ce qui embellit le désert, dit le petit prince, c'est qu'il cache un puits quelque part.. »

•••

« J'ai soif de cette eau – là, dit le petit prince, donne moi à boire... »

Et je compris ce qu'il avait cherché !

Je soulevai le seau jusqu'à ses lèvres. Il but, les yeux fermés.

C'était doux comme une fête. Cette eau était bien autre chose qu'un aliment. Elle était née de la marche sous les étoiles, du chant de la poulie, de l'effort de mes bras.

•••

« Les hommes de chez toi, dit le petit prince, cultivent cinq mille roses dans un même jardin... et ils ne trouvent pas ce qu'ils cherchent..

- Ils ne le trouvent pas, répondis-je...

- Et cependant ce qu'ils cherchent pourrait être trouvé dans une seule rose ou un peu d'eau...

- Bien sûr », répondis-je.

Et le petit prince ajouta :

« Mais les yeux sont aveugles. Il faut chercher avec le cœur. »

•••

« Ah ! petit bonhomme, petit bonhomme, j'aime entendre ce rire !

- Justement ce sera mon cadeau... ce sera comme pour l'eau...

- *Que veux - tu dire ?*
- *Les gens ont des étoiles qui ne sont pas les mêmes. Pour les uns, qui voyagent, les étoiles sont des guides. Pour d'autres elles ne sont rien que de petites lumières. Pour d'autres, qui sont savants, elles sont des problèmes. Pour mon businessman elles étaient de l'or. Mais toutes ces étoiles-là se taisent. Toi, tu auras des étoiles comme personne n'en a....*
- *Que veux-tu dire ?*
- *Quand tu regarderas le ciel, la nuit, puisque j'habiterai dans l'une d'elles, puisque je rirais dans l'une d'elles, alors ce sera pour toi comme si riaient toutes les étoiles. Tu auras, toi, des étoiles qui savent rire ! »*

Et il rit encore.

« Et quand tu seras consolé (on se console toujours) tu seras content de m'avoir connu. Tu seras toujours mon ami. Tu auras envie de rire avec moi. Et tu ouvriras parfois ta fenêtre, comme ça, pour le plaisir... Et tes amis seront bien étonnés de te voir rire en regardant le ciel. Alors tu leur diras : « Oui, les étoiles, ça me fait toujours rire ! » Et ils te croiront fou. Je t'aurai joué un bien vilain tour... »

Et il rit encore.

« Ce sera comme si je t'avais donné, au lieu d'étoiles, des tas de petits grelots qui savent rire... »

•••

« C'est là. Laisse moi faire un pas tout seul. »

Et il s'assit parce qu'il avait peur. Il dit encore :

« Tu sais... ma fleur... j'en suis responsable ! Et elle est tellement faible ! Et elle est tellement naïve. Elle a quatre épines de rien du tout pour la protéger contre le monde... »

Extraits du Petit Prince, d'Antoine de Saint Exupéry

Je tiens à remercier toute ma famille pour m'avoir aidée, conseillée, encouragée et guidée tout au long de mes années d'étude. C'est à Imane, ma sœur aînée, mon modèle de patience et de sagesse que je dédie ce travail.

Je tiens également à remercier le Ministère de l'Enseignement Supérieur Algérien pour avoir financé ma thèse.

Une pensée pour Laurence Schlepp...

Avant Propos :

Au terme de la rédaction de ce mémoire, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué à la réalisation de cette thèse au sein de l'UMR G2R à Nancy.

Cette tranche de vie doctorale, à l'arôme de la bonne bergamote, aura été pour moi une expérience inoubliable et je le dois à mes ami(e)s et à ma famille qui m'ont soutenue et encouragée tout au long de ma thèse.

Tout d'abord, je remercie mon directeur de thèse, le Professeur Luis Martinez, pour m'avoir permis d'intégrer l'unité G2R à Nancy. Je le remercie pour ses conseils et toutes les discussions fructueuses entretenues au cours de ces travaux.

Je remercie également mon co-directeur, Raymond Michels, Chargé de Recherches 1 au CNRS pour ses conseils et pour toute la confiance qu'il m'a accordée dans l'accomplissement de ce travail.

Je les remercie tous les deux car ils m'ont appris à acquérir et développer tout au long de ma thèse le sens de l'autonomie et ce grâce aux pistes directionnelles dont ils m'ont fait part au cours de mes travaux. Et un spécial merci pour m'avoir fait confiance le week-end du 10-11 mai...)

Je remercie le Professeur Jacques Leroy d'avoir accepté de présider ce jury de Thèse. Je tiens à remercier également tous les membres du Jury pour m'avoir accordé de leur temps pour la lecture et l'examen de ce travail.

Je remercie Sophie Violette, Coordinatrice du PNRH (Programme National de Recherche en Hydrologie) pour m'avoir permis d'intégrer ce programme et de ce fait, permis de réaliser ma thèse au sein d'une équipe multidisciplinaire constituée de chercheurs dont les seuls noms dans des lectures bibliographiques me faisaient frissonner avant de commencer ma thèse. Merci de m'avoir offert cette opportunité.

Merci à tous les membres du PNRH pour leur écoute et toutes les discussions fructueuses lors des réunions annuelles. Je remercie François Guillocheau et Cécile Robin pour m'avoir permis d'accéder à la base de données stratigraphiques et pour m'avoir accordé de leur temps pour éclairer mes lanternes dans le domaine de la stratigraphie (merci à Delphine Rouby et à toute l'équipe de Rennes pour leur accueil chaleureux et le temps qu'ils m'ont accordé)

Et puis, il y a aussi Jean - Robert Disnar à qui je tiens à adresser mes sincères amitiés et un grand merci pour m'avoir suivie, conseillée, écoutée, encouragée et soutenue tout au long de ces trois années. Je remercie Didier Kérvavis pour m'avoir encadré lors de mon apprentissage sur la bête du Rock – Eval 6 à l'Université d'Orléans.

J'en profite pour remercier la grande vadrouille orléanaise pour leur sympathie (Yoann, Nicolas, Hervé, Jérémy)

Je remercie les partenaires industriels de Gaz de France que j'ai rencontrés au cours de ma thèse.

Je remercie Patrick Lagrange, pour ses conseils, son aide dans la réalisation de ces travaux ; merci pour ces longues heures nécessaires et inoubliables de détente parce que doté d'un sens de l'humour exceptionnel (bravo la technique du lacet) !!!

Un grand merci à Thomas Jérôme (Monsieur GOCAD) pour sa disponibilité, sa gentillesse, son encadrement et toutes les bonnes idées qu'il a eu pour mes soucis gocadiens....

Merci à ma voisine de bureau, Stéphanie Fleck, pour avoir supporté mes fameuses fréquentes discussions (et plus !!) avec mon écran d'ordinateur (d'ailleurs, il me semble ne pas avoir été la seule...); merci pour avoir partagé les mêmes goûts musicaux (ou parfois dû les supporter...)

Ensuite, il y a le grand Marcel Elie (j'ai nommé marcel_si_j'avais_des_ailles) toujours à l'écoute d'autrui; merci pour tous tes précieux conseils et tout le temps que tu m'as accordé et toutes les explications que tu m'as donné sur l'organique et ce même par téléphone un WE (alors là, je dis Marcel, bravo !!!!!!!); merci pour ton soutien sur tous les plans et ce jusqu'au bout !!!!!

Je ne saurais oublier Emilie Jardé (la fée Clochette) pour sa gentillesse, son grand cœur; merci pour ces premiers pas de danses folkloriques que tu m'as appris (même si j'ai dû en massacrer quelques-uns...). Merci pour ta force, tes sourires et tes rires réconfortants. Il en est évidemment de même pour ton cher et tendre Fred !!!!! (merci pour m'avoir sauvé mon bras...)

Milles merci à Pierre Faure (mon soleil), pour son grand sens de l'humour, son amitié et son aide précieuse lors de la rédaction de ce mémoire (titre 3 et conseils pour la mise en page...).

Au fait, Pierre, c'est quand que tu nous montres la Lune... Merci à Marie, sa tendre, pour sa gentillesse et l'énorme surprise du ??? mai: je ne dirais pas la date, non, non, non !!!

Je tiens également à remercier Héléne Legros pour sa gentillesse réconfortante et son amitié ainsi que Régis pour exactement la même chose !!!!! ça fait chaud au cœur de savoir que des personnes comme vous existent et que vous m'avez accepté dans votre univers !!!!!

Et puis il y a aussi Pauline Michel (notre popo à tous), merci pour m'avoir ouvert à un univers musical que je ne connaissais pas, pour ces longues et interminables discussions, pour ton amitié, ta joie de vivre, tes bonnes blagues (la vie c'est courir, la nature...), ta sincérité peu ordinaire, les énergies que tu m'as transmises par téléphone ou par mail (si si elles sont arrivées à bon port!!!), un grand grand merci pour ton soutien dans les derniers moments !!!!!

Enfin, je tiens à remercier notre ambassadrice de la Chine Xiaodan Su, pour sa gentillesse, son attention, et son écoute; Alice Chanvin pour m'avoir fait rire, pour sa gentillesse et sa bonne humeur quotidienne (bravo pour l'imitation du coq!!!)

Alors, pour ceux qui se reconnaîtront, merci pour avoir enrichi mon vocabulaire et ma culture (Deep purple et le reste que je n'oserais avouer...), ces années passées au labo m'auront été d'un apport qui dépasse tous ce que j'aurais pu imaginer...

Et puis, il y a aussi Vincent Huault (merci pour tes bons conseils et ton soutien dans les moments difficiles...), Laurence Mansuy-Huault, Régine Mosser-Ruck (pour ses conseils et un dernier ultime secours..... aï aï aï, vite vite vite, dis Régine, c'est quoi les argiles), Jean-Louis Vigneressse pour sa sympathie et les pistes dont il m'a fait part sur le problème des flux de chaleur, merci beaucoup !!!!!), Olivier Vanderhaeghe pour m'avoir fait de nombreux topo sur la subsidence thermique, Christian Hibsich pour les discussions concernant les problèmes de subsidence et pour son extrême gentillesse, Alain Izard, Fabrice Malartre et Marc Durand pour leur disponibilité et les discussions sur la partie stratigraphie et modélisation, Anne-Sylvie André pour son aide parce que oui oui, il y a eu aussi les inclusions fluides...

Bravo et merci à G2R de m'avoir accueilli parmi vous, G2R le labo le plus multi et interdisciplinaire que j'ai jamais vu, concentré sur seulement 2 étages !!!!!!!

Je remercie Laurent Gindre (bon tu crois pas que t'es parti un peu trop vite...parce que j'avoue j'dépasse pas le niveau -7c+...), Laure Sangely (allez vas-y Laure, parle parle, j'adore trop ton accent), Stéphane Teinturier (y a tellement de choses pour lesquelles je voudrais te remercier...), Danièle Bartier, Judith Sausse et tous ceux que je ne peux citer car la liste serait trop longue.

Merci à tous ceux d'Improdisiaque qui m'ont apporté joie, rires et bonheur ; et mes ami(e)s de toujours et de longue date Catherine Biarnès et Frédéric Brockow ! ! ! !

Pour résumer, merci les amis pour m'avoir permis d'entrer dans votre univers exceptionnellement chaleureux (malgré la brume lorraine); surtout restez comme vous êtes.

Et merci pour cet élan de générosité dont vous avez tous fait preuve, à chaque fois que j'utiliserais ma main (ouf c'est bon, je l'ai encore ! ! !), je penserais à vous ! ! ! !

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	14
CHAPITRE I : LA MODELISATION THERMIQUE DES BASSINS SEDIMENTAIRES. PRINCIPES ET FORMALISME	
I.1 INTRODUCTION	21
I.2 APPORT DE L'ANALYSE DE BASSINS	22
I.2.1 GÉNÉRALITÉS	23
I.2.2 LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE- GÉNÉRALITÉS	24
<i>I.2.2.a Cyclicité</i>	24
<i>I.2.2.b Unités génétiques de dépôts et surfaces de discontinuités</i>	25
I.2.3 LA SUBSIDENCE	27
<i>I.2.3.a Décompaction – Compaction</i>	27
<i>I.2.3.b Lois porosité – profondeur</i>	29
<i>I.2.3.c Variations relatives du niveau de la mer</i>	30
I.3 LA CHALEUR DANS LES BASSINS SÉDIMENTAIRES	31
I.3.1 GÉNÉRALITÉS	31
I.3.2 FLUX DE CHALEUR, TEMPÉRATURE, GRADIENTS THERMIQUES: FORMALISME MATHÉMATIQUE	32
I.4 APPORT DE LA GÉOCHIMIE ORGANIQUE:	33
I.4.1 ORIGINE DE LA M.O.	33
I.4.2 SIMULATION EXPÉRIMENTALE DE LA DÉGRADATION THERMIQUE DU KÉROGÈNE: LA PYROLYSE ROCK-EVAL	37
I.4.3. QUELQUES MARQUEURS DE L'ÉVOLUTION THERMIQUE DE LA MO	39
<i>I.4.3.a Les biomarqueurs</i>	39
<i>I.4.3.b La réflectance de la vitrinite</i>	40
I.4.4 DÉTERMINATION DE PALÉOTEMPÉRATURES À PARTIR DE LA PYROLYSE ROCK-EVAL	43
I.4.5 AUTRES MARQUEURS DE THERMICITÉ	44
<i>I.4.5.a Les inclusions fluides</i>	44
<i>I.4.5.b Les argiles: transformation illite – smectite</i>	45
I.5 QUELQUES EXEMPLES DE MODÈLES DE BASSINS COMMERCIALISÉS	47
I.5.1 INTRODUCTION	47
I.5.2 LE MODÈLE DE TISSOT ET ESPITALIÉ (1975)	47
I.5.3 LES MODÈLES DE L'IFP (INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE):	49
<i>I.5.3.a Genex: modèle de bassin 1D</i>	49
<i>I.5.3.b Temispack: modèle de bassin 2D</i>	49
I.6 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	51
CHAPITRE II : HISTOIRE DU BASSIN DE PARIS, SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE	55
II.1 FORMATION ET ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS :	56
II.1.1 GÉNÉRALITÉS	56
II.1.2 LES GRANDES ÉTAPES DE LA NAISSANCE ET L'ÉVOLUTION DU	

BASSIN DE PARIS	58
II.1.2.a. Fin du Permien : Naissance du bassin de Paris	58
II.1.2.b. Le Trias : Premières transgressions marines	59
II.1.2.c. Le Lias inférieur (205-195 Ma)	60
II.1.2.d. Le Lias supérieur – Dogger (195-150 Ma)	60
II.1.2.e. Le Jurassique supérieur (150- 130 Ma)	60
II.1.2.f. Le Crétacé inférieur (130-110 Ma)	61
II.1.2.g. Le Crétacé moyen (10-90 Ma)	61
II.1.2.h. Le Crétacé supérieur (90-65 Ma)	61
II.2 LES HYDROCARBURES DANS LE BASSIN DE PARIS :	62
II.2.1 INTRODUCTION:	62
II.2.2 DISTRIBUTION DES ROCHES MÈRES ET DES RÉSERVOIRS DANS LE BASSIN DE PARIS :	63
II.2.2.a. Les niveaux de roches mères :	63
II.2.2.b. Les roches réservoirs :	65
II.2.2.c. Maturité thermique de la MO, production et migration des HC dans le bassin de Paris	65
II.2.2.c.i. Type de matière organique	65
II.2.2.c.ii. Maturité thermique de la MO, production et migration d'hydrocarbures	66
II.3 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES :	69
CHAPITRE III : DEVELOPPEMENT ET APPLICATION DU MODELE THERMO'S» AU BASSIN DE PARIS	71
III.1 DÉVELOPPEMENT DE THERMO'S	72
III.1.1 PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU MODÈLE: PRINCIPE ET ORGANISATION DE THERMO'S	72
III.1.1.a. La Feuille «Subsidence»	73
III.1.1.a.i. Paléo enfouissement	73
III.1.1.a.ii. Paléo porosités	74
III.1.1.b. La feuille «TherSequence»	75
III.1.1.b.i. De quelles informations disposons-nous et que cherchons nous à savoir ?	75
III.1.1.b.ii. La matière organique, un élément d'information (parmi d'autres) essentiel pour la détermination de la thermicité d'une séquence stratigraphique	77
III.2 REPRÉSENTATION DES RÉSULTATS SOUS GOCAD	81
III.2.1 PRINCIPE ET INTÉRÊT DE LA REPRÉSENTATION GRAPHIQUE PROPOSÉE (ESPACE X,T,Z)	81
III.2.2 CONSTRUCTION DES SURFACES « SPATIO-TEMPORELLES »	81
III.2.2.a. Préliminaire	81
III.2.2.b. Surfaces «spatio-temporelles»	82
III.3 APPLICATION DU MODÈLE THERMO'S AU BASSIN DE PARIS	83
III.3.1 BASE DE DONNÉES STRATIGRAPHIQUES DU MÉSO- CÉNOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS	83
III.3.1.a. Introduction	83
III.3.1.b. Localisation du secteur étudié dans le cadre d'une première application de TherMO'S à un bassin sédimentaire	84

III.3.1.c. Présentation de la base de données séquentielles	85
III.3.1.c.i Cycles liasiques T-R mineurs et distribution minéralogique associée	86
III.3.2 DONNÉES ORGANIQUES POUR LES SÉQUENCES DU LIAS	89
III.4 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES:	90
CHAPITRE IV: SIMULATION DE L'HISTOIRE THERMIQUE DU BASSIN DE PARIS PAR THERMO'S	91
IV.1 INTRODUCTION	92
IV.2 INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS 1D:	92
IV.2.1 HISTOIRE D'ENFOUISSEMENT ET VARIATION DE LA LITHOLOGIE POUR LES SÉQUENCES LIASIQUES À RAMBOUILLET	93
IV.2.1.a. Lithologie des séquences liasiques	93
IV.2.1.b. Effet de la variation de la distribution argilo – carbonatée pour les séquences liasiques sur l'histoire d'enfouissement de ces séquences	94
IV.2.1.b.i. Enfouissement	94
IV.2.1.b.ii. Porosité	97
IV.2.1.b.iii. Conductivités thermiques	98
IV.2.1.b.iv. Les Gradients thermiques	100
IV.2.1.b.v. Les Paléo températures	102
IV.2.2 SIMULATION DES PARAMÈTRES EN RELATION AVEC L'ÉVOLUTION DE LA MATURITÉ THERMIQUE DE LA MO POUR LE SONDAGE RAMBOUILLET	104
IV.3 SIMULATION DU FLUX DE CHALEUR LE LONG DU TRANSECT W-E	111
IV.4 ÉVOLUTION DES PARAMÈTRES THERMIQUES POUR UNE MÊME SÉQUENCE LE LONG DU PROFIL EST - OUEST	115
IV.4.1 INTRODUCTION	116
IV.4.2 DISTRIBUTION ARGILO - CARBONATÉ DÉFINIE POUR LES HORIZONS H1 ET H2	117
IV.4.3 ÉVOLUTION DES PROPRIÉTÉS THERMIQUES CARACTÉRISANT LA MISE EN PLACE DU DEMI - CYCLE TRANSGRESSIF DE L'HETTANGIEN	118
IV.4.3.a. La limite inférieure du demi – cycle transgressif de l'Hettangien (horizon H1)	118
IV.4.3.a.i. Description de la distribution argilo – carbonaté	118
IV.4.3.a.ii. Simulation de la variation spatio-temporelle de la conductivité thermique	120
IV.4.3.a.iii. Simulation de la variation spatio-temporelle du gradient thermique	121
IV.4.3.a.iv. Simulation de la variation spatio-temporelle de la température	123
IV.4.3.b. La limite supérieure du demi – cycle transgressif de l'Hettangien (horizon H2)	125
IV.4.3.b.i. Description de la distribution argilo – carbonaté pour les secteurs ouest et est	125

IV.4.3.b.ii. Simulation de la variation spatio-temporelle de la conductivité thermique	127
IV.4.3.b.iii. Simulation de la variation spatio-temporelle du gradient thermique	129
IV.4.3.b.iv. Simulation de la variation spatio-temporelle des Températures	131
IV.5 BILAN ET DISCUSSION SUR LA RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE THERMIQUE DU BASSIN DE PARIS	131
IV.5.1 ROLE DE LA TECTONIQUE SYN - SÉDIMENTAIRE :	132
IV.5.1.a. <i>Préliminaire</i>	132
IV.5.1.b. <i>Contexte tectono - sédimentaire lors de la mise en place du demi - cycle transgressif – régressif de l'Héttangien</i>	132
IV.6 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	139
CONCLUSIONS – DISCUSSIONS	142
V.1 CONCLUSIONS GENERALES	143
V.2 DISCUSSIONS – PERSPECTIVES	144
V.2.1 APPORT DU MODELE « THERMO'S » DANS L'ANALYSE DE L'HISTOIRE D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE	144
V.3 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	148
Liste des Annexes :	
ANNEXES	149
ANNEXE A : BANQUE DE DONNEES THERMIQUES DU BASSIN PARISIEN (cd fourni)	150
ANNEXE B : SURFACES STRATIGRAPHIQUES REPRESENTEES SOUS GOCAD	152

INTRODUCTION GENERALE

L'étude de la diagenèse et de la thermicité des bassins sédimentaires relève d'une grande importance pour ce qu'elle apporte dans la compréhension fondamentale des processus géologiques placés dans un contexte géodynamique. Ces travaux répondent à des questions posées par la recherche fondamentale.

La recherche appliquée notamment dans les industries pétrolières s'alimente des résultats principaux extraits de ces études (importance des valeurs numériques des paramètres thermiques caractérisant des unités sédimentaires riches en matière organique...)

Les bassins sédimentaires sont le siège de réactions minérales et organiques contrôlées par de multiples facteurs dont la thermicité. Comprendre ces réactions, c'est d'abord connaître le régime thermique qui leur est associées de part l'histoire du bassin.

Les Sciences de la Terre sont des sciences multidisciplinaires où chaque spécialiste qu'il soit géologue, géochimiste ou géophysicien, de part sa propre démarche, contribue à une meilleure connaissance des problématiques posées par le système terrestre.

A ce titre, l'une des vocations et des particularités du PNRH, Programme National de Recherche en Hydrologie, est de mettre en place une approche interdisciplinaire pour répondre à l'axe de recherche suivant : « *Evaluation de l'impact hydrodynamique et géochimique des forçages climatiques et anthropiques par modélisation des transferts couplés de fluides et de masse et reconstruction de l'histoire hydro -thermo- mécanique du Bassin de Paris* »

Pour ce faire, les objectifs définis par ce programme soutenu par l'INSU, l'ANDRA, GDF et l'IPSN sont de (Violette, 2000):

- comprendre les circulations actuelles dans un système aquifère multicouche
- quantifier les transferts verticaux via les semi-perméables et les failles à l'échelle du bassin
- évaluer et quantifier l'impact de l'évolution de ces transferts dus aux forçages hydrodynamiques anthropiques et/ou climatiques
- contraindre l'écoulement par un grand nombre de traceurs simultanément à l'échelle du bassin

L'originalité de la démarche proposée (Violette, 2000) par ce programme consiste à retracer dans un premier temps l'évolution 3D hydro - thermo- mécanique du bassin sédimentaire de Paris au cours de son histoire géologique. Les chercheurs impliqués dans ce programme

seraient alors en mesure de proposer à différentes époques une vision hydro – thermo - mécanique qui intègre les principaux processus dont le bassin a été le siège. Ces processus sont, en effet, responsables des transformations minérales diagénétiques et des modifications des propriétés pétro-physiques subies par les dépôts sédimentaires. Ces études pourraient fournir des éléments d'information relatifs à la géologie appliquée (genèse et transport des hydrocarbures, qualité des eaux profondes, stockage en formation géologique,...).

Les résultats issus de ces simulations serviront dans un deuxième temps à identifier les paramètres hydrodynamiques et les constantes de temps des processus de transferts, et à en déduire les conditions aux limites pertinentes pour simuler en régime transitoire l'état actuel à l'aide d'un modèle couplant l'écoulement et le transport de masse en 3D (Violette, 2000)

Dès lors que les chercheurs des diverses disciplines se sont réunis autour de problématiques pouvant être résolues par la modélisation, il s'agissait alors pour eux d'extraire de l'ensemble des études menées sur le bassin parisien, ce qu'a apporté:

- Les connaissances sur les géométries 3D sédimentaires du bassin de Paris et pour ce faire la réalisation d'une base de données stratigraphiques haute résolution (Bourquin et al., 1993; Bourquin and Guillocheau, 1993; Guillocheau, 1991; Guillocheau et al., 2000; Robin, 1997; Robin et al., 1996)
- Les études propres à la diagenèse minérale (transformation des argiles, analyses isotopiques, microthermométrie) (Bordas-Le Floch and Pagel, 2000; Demars, 1994; Demars and Pagel, 1994; Guilhaumou and Gaulier, 1991; Liewig et al., 1987; Spötl et al., 1996)
- Les études propres à la diagenèse organique par le choix et l'apport des marqueurs de maturité de la matière organiques (collaboration entre le laboratoire ISTO à Orléans et le laboratoire G2R à l'Université de Nancy 1).
- Les études menées par la physique et la mécanique des roches afin de quantifier les propriétés poro-élastiques des milieux peu perméables.
- La conception de modèles numériques (hydrodynamique, thermique) et leurs applications pour quantifier au mieux les divers processus géologiques affectant les bassins sédimentaires.

De plus en plus, les chercheurs développent des méthodes de corrélation entre géochimie organique et stratigraphie séquentielle pour l'étude des environnements de dépôts dans les bassins sédimentaires (Disnar et al., 1996; Hanzo and Espitalié, 1993; Hanzo et al., 1992; Mathieu-Fleck, 2001). Les marqueurs organiques sont des outils qui rendent compte des

cycles transgressifs et régressifs à l'origine des dépôts sédimentaires enregistrés dans un bassin.

Un bassin sédimentaire est le siège d'un empilement de sédiments variés au fur et à mesure que la dépression formée par des processus tectoniques s'affaisse (subsidence). Ces sédiments contiennent de la matière organique qui enregistre au cours du temps la thermicité à laquelle cette dernière est soumise.

Mes travaux de thèse ont été réalisés dans le cadre du PNRH dans une optique interdisciplinaire. En développant un modèle thermique numérique (TherMO'S) combinant (1) la stratigraphie séquentielle haute résolution définissant des cycles mineurs de transgression – régression, (2) l'étude de l'évolution thermique de la matière organique sédimentaire depuis son dépôt, il s'agissait d'examiner si la thermicité des bassins sédimentaires pouvait varier à une telle échelle de résolution. Pour ce faire, j'ai adopté la démarche suivante :

- Conception du modèle « TherMO'S » de simulation de l'histoire thermique des bassins sédimentaires. Ce modèle, développé à l'échelle de la stratigraphie séquentielle haute résolution, utilise la transformation cinétique de la matière organique.
- Test de ce modèle sur un transect W-E traversant le bassin parisien.
- Sur la base des résultats obtenus par TherMO'S, analyse de l'histoire thermique de ce bassin.

Pour mener à terme ces travaux (développement numérique d'un modèle et poser une démarche d'interprétation en adéquation avec ce modèle), il m'a fallu considérer le problème de la thermicité dans les bassins de la façon la plus simple possible.

Pour illustration, (1) l'enfouissement des séquences stratigraphiques est estimé par la loi porosité - profondeur sans considérer les phénomènes de diagenèse minérale conduisant à une réduction ou création de porosité secondaire, (2) j'ai négligé les transferts de chaleur par convection...

L'un des intérêts majeurs dans l'application de TherMO'S au transect W-E traversant le bassin parisien était d'examiner s'il existait une variation du régime thermique fonction de la forme du bassin et par conséquent, fonction de la géométrie des corps sédimentaires.

D'autre part, le bassin parisien est connu pour présenter un milieu pétrologène favorable pour les séquences liasiques, en particulier pour la série des schistes cartons du Toarcien basal. L'étude (à l'échelle de la séquence génétique) de l'évolution thermique de la

matière organique pour les séquences mères et l'évolution au cours des temps des paramètres comme le gradient thermique et la conductivité thermique dans les séquences réservoirs constituent des points clés autour desquelles la communauté scientifique continue de s'interroger. Le choix d'intégrer une base de données stratigraphiques du mésozoïque du bassin permet ainsi de considérer l'ensemble des séquences mères et réservoirs intéressant les industriels du pétrole...

Le mémoire s'organise de la façon suivante :

Chapitre I: La modélisation thermique des bassins sédimentaires: Principes et Formalisme

Dans un premier temps, je me suis intéressée aux formalismes mathématiques rendant compte de l'évolution en fonction du temps des paramètres caractérisant la thermicité des bassins sédimentaires. Pour ce faire, il est nécessaire d'introduire les principes fondamentaux et les méthodes numériques (modélisations) ou expérimentales (Pyrolyse Rock-Eval, Maturation artificielle) permettant de suivre l'histoire d'enfouissement d'un bassin et l'évolution thermique associée. C'est le propos de ce premier chapitre.

Chapitre II: Histoire du bassin de Paris, synthèse bibliographique

Ce chapitre est une synthèse bibliographique pour mieux cadrer « l'objet géologique » de notre étude, à savoir le bassin de Paris. Il s'agit dans une première partie, de situer, à travers les temps géologiques, les grandes étapes de la formation et de l'évolution du bassin de Paris depuis la fin du Trias jusqu'au Crétacé supérieur.

De plus, la prospection pétrolière s'est particulièrement développée depuis les années soixante dix. Ce chapitre résume, en deuxième partie, les principales connaissances sur l'étude de la transformation thermique de la matière organique dans le bassin de Paris.

Chapitre III: Développement de TherMO'S

Pour des raisons de convivialité face à la lecture de ce mémoire et afin que ce dernier réponde aux attentes de la communauté des géologues et des géochimistes utilisateurs de TherMO'S, j'ai choisi de traiter dans ce chapitre de la démarche ayant conduit au développement du modèle. Les lecteurs pourront ainsi se pencher sur l'importance et la signification des paramètres thermiques et des variables caractérisant l'évolution thermique de la matière organique (MO) simulés.

Enfin, TherMO'S a été appliqué à la base de donnée du mésozoïque du bassin de Paris. La dernière partie de ce chapitre reprend les principales informations géologiques et organiques qui nous ont permis d'alimenter notre modèle.

Chapitre IV: Simulation de l'histoire thermique du bassin de Paris par TherMO'S

Ce chapitre (1) expose les résultats de simulation obtenus et (2) propose une démarche d'interprétation pour tenter de reconstituer l'histoire thermique du bassin de Paris. Enfin, il s'agira de discuter sur la possibilité d'expliquer l'évolution temporelle des paramètres thermiques le long du secteur étudié par confrontation entre les résultats obtenus (TherMO'S) et la mise en place au cours de l'évolution du bassin parisien des cycles transgressifs – régressifs enregistrés par les séquences génétiques.

Chapitre V : Conclusions - Discussions

Références bibliographiques :

- Bordas-Le Floch, N. and Pagel, M., 2000. Synthèse des données sur la diagénèse et la thermicité des réservoirs; projet PNRH 99/35, Paris.
- Bourquin, S., Boehm, C., Clermonte, J., Durand, M. and Serra, R., 1993. Analyse facio-séquentielle du Trias du centre - ouest du bassin de Paris à partir des données diagraphiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(2): 177-188.
- Bourquin, S. and Guillocheau, F., 1993. Géométrie des séquences de dépôt du Keuper (Ladinien à Rhétien) du Bassin de Paris: implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317(II): 1341-1348.
- Demars, C., 1994. Evolution diagénétique, paléofluides et paléothermicité dans les réservoirs du Keuper et du Dogger du bassin de Paris. INPL Thesis, Nancy 1, Nancy, 394 pp.
- Demars, C. and Pagel, M., 1994. Paléotempératures et paléosalinités dans les grès du Keuper du Bassin de Paris: inclusions fluides dans les minéraux authigènes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319(II): 427-434.
- Disnar, J.R., Le Strat, P., Farjanel, G. and Fikri, A., 1996. Organic matter sedimentation in the northeast of the Paris Basin: Consequences on the deposition of the lower Toarcian Balck shales. *Chemical Geology*, 131: 15-35.
- Guilhaumou, N. and Gaulier, J.-M., 1991. Détermination de paléotempératures dans les roches - mères du bassin de Paris: Etude d'inclusions fluides et implications pour l'histoire thermique du bassin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313(II): 773-780.
- 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*, t.312(Série II): 1587-1593.
- Guillocheau, F. et al., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, 13: 189-246.
- Hanzo, M. and Espitalié, J., 1993. Relation entre matière organique et sédimentation dans le Lias de Lorraine (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316: 945-950.
- Hanzo, M., Guérin-Fréniatte, S., Espitalié, J. and De Gracianski, P., 1992. Source rocks and liassic sequence stratigraphy in Lorraine (Eastern Paris Basin, France), *Cong. Mesozoic and Cenozoic Seq. Stratigr. of European Bas.*, Abstr Vol Dijon, pp. 344-345.
- Liewig, N., Mossmann, J.-R. and Clauer, N., 1987. Datation isotopique K-Ar d'argiles diagénétiques de réservoirs gréseux : mise en évidence d'anomalies thermiques du Lias

- inférieur en Europe nord-occidentale. Comptes rendus de l'Académie des sciences.Série 2. Sciences de la terre et des planètes., 304(13): 707-709.
- Mathieu-Fleck, S., 2001. Corrélations entre géochimie organique, sédimentologie et stratigraphie séquentielle pour la caractérisation des paléoenvironnements de dépôt, Université Henri Poincaré, Nancy I, UMR G2R, Nancy, 388 pp.
- Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du bassin de Paris. Doctorat Thesis, Rennes 1, Rennes, 293 pp.
- Robin, C., Guillocheau, F. and Gaulier, J.-M., 1996. Mesure des signaux eustatiques et tectoniques au sein de l'enregistrement d'un bassin intracratonique. Application au Lias du Bassin de Paris. C. R. Acad. Sci. Paris, t.322, IIa: 1079-1086.
- Spötl, C., Worden, R.H. and Walgenwitz, F., 1996. Clay Minerals as records of temperature conditions and duration of thermal anomalies in the Paris Basin, France:Discussion. Clay Minerals, 31: 203-208.
- Violette, S., 2000. Evaluation de l'impact hydrodynamique et géochimique des forçages climatiques et anthropiques par modélisation des transferts couplés de fluides et de masse et reconstruction de l'histoire hydor-thermo-mécanique du Bassin de Paris, Rapport Annuel d'Activité;Projet PNRH, 99/35, Paris.

CHAPITRE I :
LA MODELISATION THERMIQUE DES
BASSINS SEDIMENTAIRES
PRINCIPES ET FORMALISME

I.1 INTRODUCTION

Les logiciels de modélisation de bassins permettent de représenter l'évolution dans le temps du remplissage des bassins, de l'enfouissement des séquences déposées et de l'histoire thermique associée. Ceci constitue un point clé pour la simulation de l'évolution de la genèse d'hydrocarbures. Depuis toujours, les géologues se sont intéressés aux mécanismes de formation et d'évolution des bassins sédimentaires pour différents contextes géodynamiques. Quel que soit le mode de déformation et les contraintes associées à l'origine de la formation et de l'évolution des bassins, les principes fondamentaux restent les mêmes.

La conception d'un logiciel simulant l'histoire thermique des bassins sédimentaires relève d'abord du choix de la méthodologie à adopter sur la base de ces principes et de ce que la géologie au sens large peut nous apporter en tant que marqueurs quantitatifs de l'histoire d'un bassin. En effet, nous pouvons considérer un bassin sédimentaire comme un objet géométrique tel une cuvette dans laquelle se déposent des sédiments d'origine marine, lacustre ou continentale. Ces sédiments contiennent ou non de la matière organique selon l'environnement de dépôt. Au fur et à mesure que ces sédiments se déposent, ils s'enfoncent dans le bassin selon le phénomène de subsidence. Ils sont alors soumis au cours du temps à des conditions température de plus en plus importantes, ce qui favorise l'occurrence de transformations minérales et organiques. La tâche du modélisateur consiste alors à choisir au mieux l'un ou plusieurs des multiples marqueurs de ces transformations afin de calibrer les résultats simulés.

I.2 APPORT DE L'ANALYSE DE BASSINS

Elle nécessite au préalable de distinguer les dépôts sédimentaires successifs comme des entités fonction du contexte géodynamique. Ces dépôts peuvent être examinés à l'échelle de la stratigraphie séquentielle à haute résolution. Une fois les séquences stratigraphiques identifiées, l'histoire d'enfouissement du bassin est reconstituée à partir de l'analyse de bassin.

1.2.1 Généralités

L'analyse de bassin permet d'estimer l'histoire tectono – stratigraphique de bassins sédimentaires. Les bassins sédimentaires sont soumis au cours de leur formation et de leur évolution à trois effets (cf. Figure I-1) contrôlant la nature des dépôts sédimentaires et l'agencement de ces dépôts:

- La subsidence ou le soulèvement du bassin
- Les variations du niveau marin
- Les apports sédimentaires

Ces trois paramètres sont utilisés pour estimer l'accommodation ou espace disponible à l'accumulation des sédiments. Deux cas peuvent se présenter lors de la mesure de l'espace d'accommodation. D'une part, il peut y avoir création d'accommodation et d'autre part, suppression de cette accommodation. Ces deux situations sont fonctions de la vitesse de subsidence et de la vitesse de variation eustatique.

Une augmentation de l'espace d'accommodation, plus rapide que le taux de sédimentation, permet d'enregistrer une phase de transgression alors qu'une diminution de l'espace d'accommodation ou une baisse de vitesse de création d'espace disponible devenant inférieure au taux de sédimentation s'exprime en régression (Robin et al., 1996)

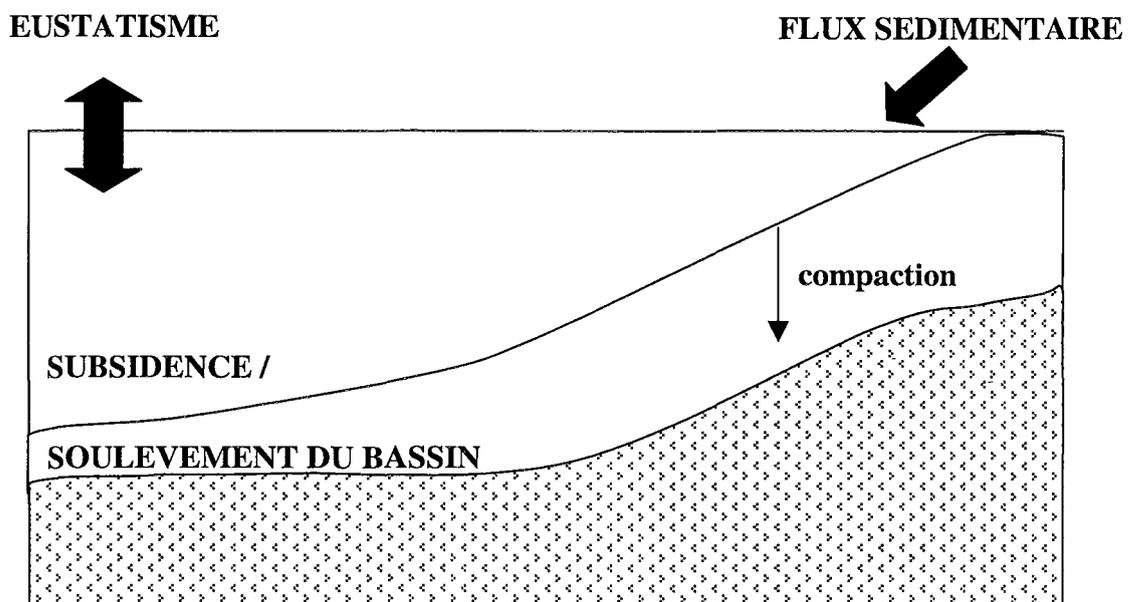


Figure I-1: Trois effets majeurs contrôlant la nature des dépôts sédimentaires et leur agencement (modifié d'après (Robin, 1997))

1.2.2 La stratigraphie séquentielle- Généralités

Les données intégrées dans les logiciels de modélisation de bassins sont en premier lieu les différentes unités sédimentaires relevées sur des logs stratigraphiques. Il est nécessaire de définir l'échelle de résolution de ces unités. De plus en plus, les modélisateurs travaillent sur des séquences sédimentaires. La stratigraphie séquentielle permet de définir des unités génétiques de dépôts, plus petites unités stratigraphiques à limites isochrones. Elle utilise des outils tels que la diagraphie, la sismique ou l'étude des affleurements. Dans cette partie, nous allons introduire quelques définitions de base utile pour comprendre le concept général de la stratigraphie séquentielle.

1.2.2.a Cyclicité

Les dépôts sédimentaires sont souvent organisés en rythmes, cycles ou séquences. L'enregistrement sédimentaire est constitué par la superposition de séquences de dépôt présentant des fréquences variables. Ainsi plusieurs ordres de cyclicité sont reconnus et hiérarchisés (Vail et al., 1991)

- 1^{er} ordre, durée supérieure à 50 Ma
- 2^{ième} ordre, durée comprise entre 50 et 3 Ma
- 3^{ième} ordre, durée comprise entre 3 et 0.5 Ma
- 4^{ième} ordre, durée comprise entre 500000 et 80 000 ans
- 5^{ième} ordre, durée comprise entre 80 000 et 30 000 ans.
- 6^{ième} ordre, durée comprise entre 30 000 et 10 000 ans.

Les différents ordres reconnus permettent de hiérarchiser les successions de faciès sédimentaires en superséquences (1^{er} ordre), mégaséquences (2^{ième} ordre), séquences (3^{ième} ordre), groupements de paraséquences (4^{ième} ordre), paraséquences (5^{ième} ordre) et cycle sédimentaire (6^{ième} ordre). Dans notre cas, nous travaillons sur des séquences et donc nous considérons des cycles du 3^{ième} ordre. Nous utilisons ainsi une échelle de temps inférieur à 10 Ma.

I.2.2.b Unités génétiques de dépôts et surfaces de discontinuités

Le terme cortège sédimentaire est proposé en 1977 par Brown et Fisher pour définir une association synchrone de systèmes de dépôt. Il correspond à l'enregistrement stratigraphique de la variation du niveau marin relatif.

La somme des fluctuations eustatiques et tectoniques définit cette variation du niveau relatif de la mer. L'expression de cette variation correspond, selon la nature de la surface remarquable qui l'encadre (Guillocheau, 1995) :

- à une séquence de dépôt
- à une séquence génétique
- à une séquence transgressive – régressive.

Une succession de cortèges sédimentaires définit une séquence de dépôt. La nature et la géométrie de ces cortèges sont fonctions du rapport entre la variation du niveau relatif de la mer et de la vitesse de sédimentation. Plusieurs cortèges sont alors définis selon les concepts de base de la stratigraphie séquentielle (Catuneanu and Eriksson, 1999; Catuneanu et al., 1998; Vail et al., 1991; Vail et al., 1987)

Dans le cadre de notre étude, la conception et la validation de TherMO'S a pu être réalisée par l'intégration d'une base de données stratigraphiques constituée d'unités génétiques. Ces unités génétiques (identifiables sur carottes) sont déterminées à partir des plus petites séquences génétiques identifiables sur données 1D. Pour ce faire, les stratigraphes utilisent la méthode dite du «stacking pattern» (Robin, 1997). Ce travail s'effectue à partir d'enregistrements diagraphiques.

Une unité génétique est délimitée par deux surfaces d'inondation maximale (cf. Figure I-2). Entre ces deux surfaces, il y a inversion entre rétrogradation et progradation, ou transgression et régression. Cette inversion est marquée par la surface de première inondation.

La transgression correspond au déplacement vers le continent de la ligne de rivage, l'enregistrement stratigraphique est alors caractérisé par des faciès dits rétrogradant. A l'opposé, la régression marine correspond au déplacement vers le large de la ligne de rivage, l'enregistrement stratigraphique est alors caractérisé par des faciès dits progradant (figure I-3)

Expression stratigraphique d'une unité génétique

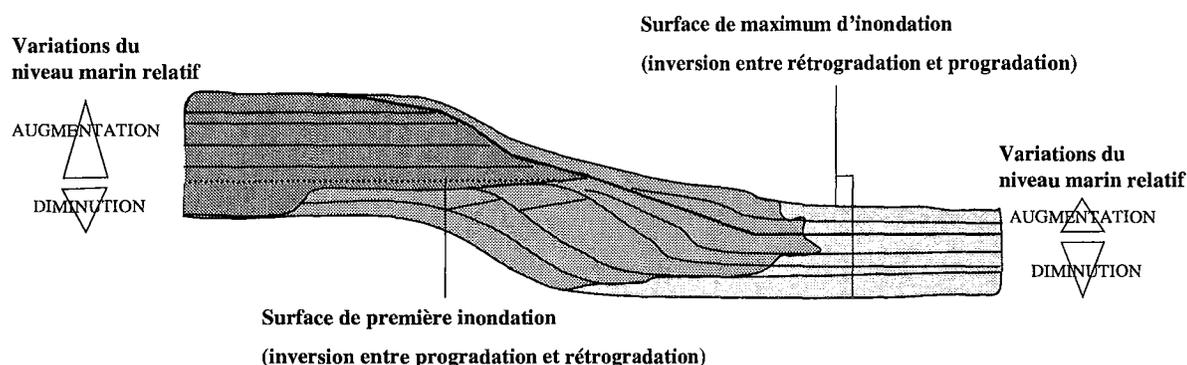


Figure I-2 : Expression stratigraphique d'une unité génétique, enregistrant les variations du niveau marin relatif de premier ordre. Définition des surfaces stratigraphiques majeures (surface de maximum d'inondation, surface de première inondation, surface de non-conformité), d'après (Robin, 1997)

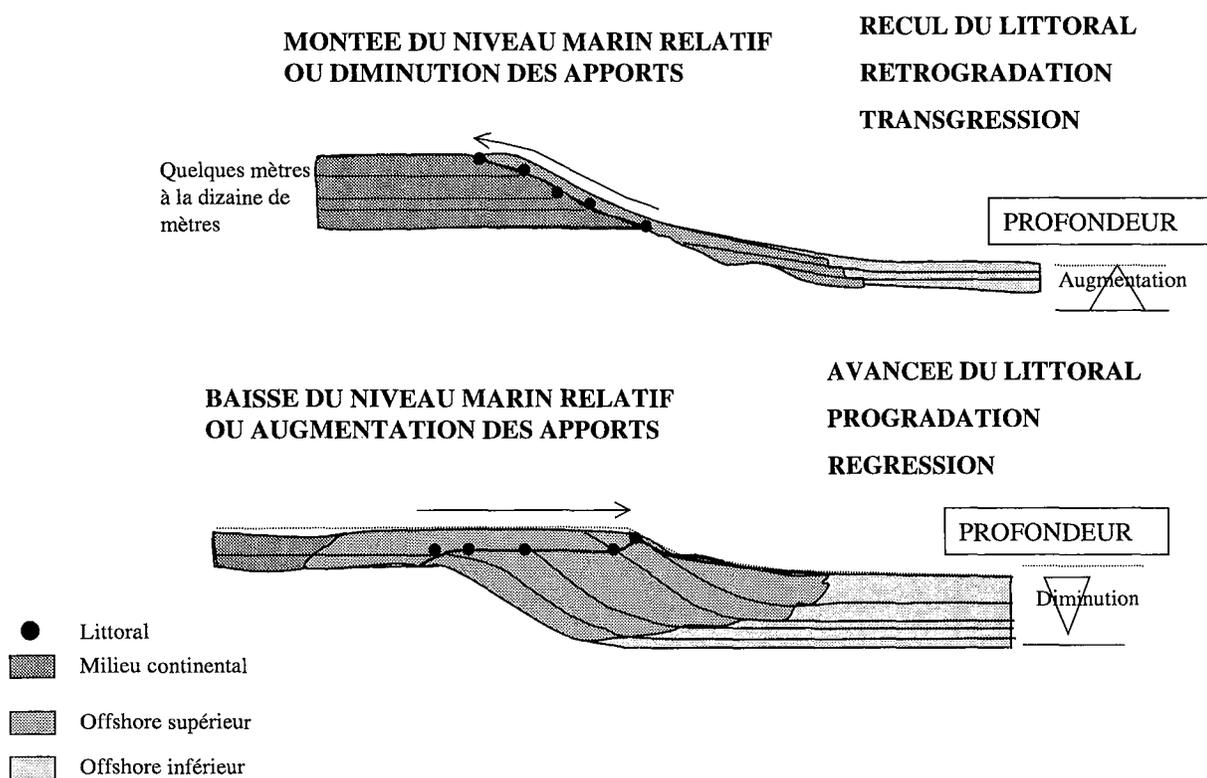


Figure I-3 : Expression stratigraphique d'une phase transgressive (en rétrogradation) ou régressive (en progradation), due soit aux variations du niveau marin relatif, soit aux variations des apports terrigènes. Caractérisation du déplacement de la ligne de rivage. Mise en évidence du partitionnement volumétrique des faciès sédimentaires. D'après (Robin, 1997)

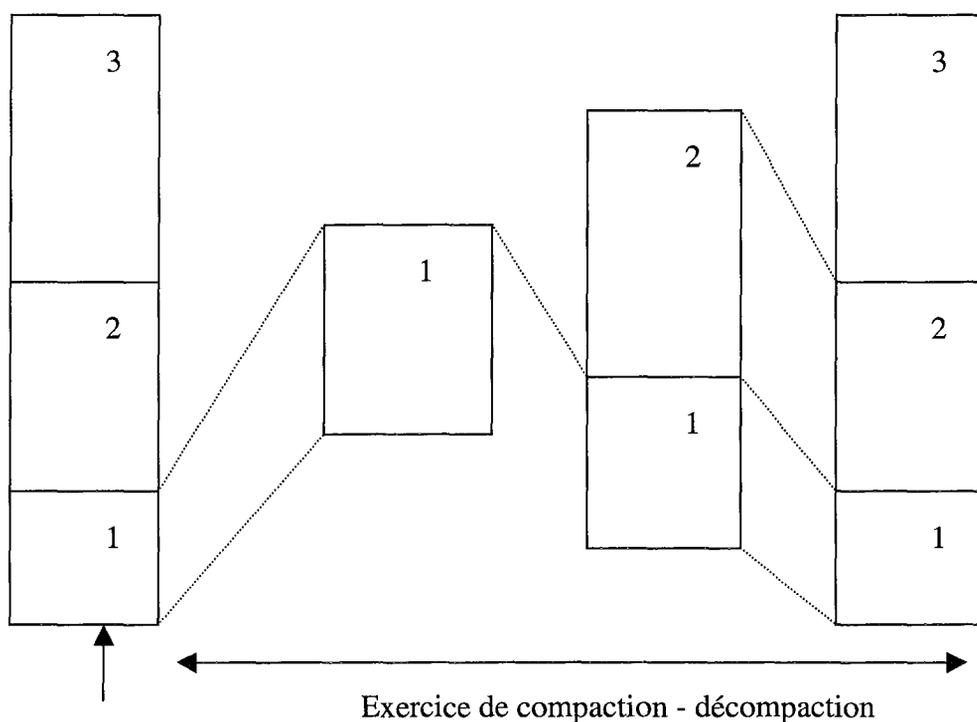
1.2.3 La subsidence

La subsidence totale représente les mouvements verticaux du substratum d'un bassin sédimentaire. Au cours de leur formation, les bassins sont soumis à divers régimes tectoniques (extension, compression, cisaillement...). Le substratum subit alors la subsidence tectonique au sens strict. Au fur et à mesure que la cuvette se forme et qu'un espace disponible est créé, des dépôts sédimentaires s'accumulent. Cela se traduit alors par la subsidence gravitaire. Enfin, lors d'un processus d'extension quelconque (rifting...), les isothermes de la lithosphère remontent, les matériaux refroidissent alors peu à peu et du fait de l'augmentation de leur densité, une contraction thermique s'ensuit provoquant la subsidence thermique. De nombreux modèles de bassins comportent des modules permettant de distinguer la part de la subsidence tectonique de celle liée à la charge sédimentaire. Ces modules réalisent ce qu'on appelle le backstripping. Pour ce faire, les modélisateurs intègrent, entre autres, le concept d'isostasie locale (modèle d'Airy) issu du principe d'Archimède (Allen and Allen, 1990; Brunet and Le Pichon, 1980). Notre propos dans le cadre de cette étude consiste à déterminer les paléotempératures associées aux différentes étapes d'enfouissement de chaque séquence stratigraphique formant un bassin sédimentaire. Pour ce faire, nous concentrons notre intérêt sur la notion de compaction – décompaction des unités sédimentaires et de l'influence de ces phénomènes sur les paramètres thermiques contrôlant la diagenèse organique de la MO.

1.2.3.a Décompaction – Compaction:

Lorsqu'une unité se dépose sur l'unité sous-jacente, elle compacte cette dernière et contribue à son enfouissement dans le bassin sédimentaire. La porosité des roches constituant la couche sous-jacente diminue alors. Lors du phénomène de compaction, le volume sédimentaire est réduit et l'eau interstitielle est expulsée (Allen and Allen, 1990)

Les modules de compaction – décompaction permettent de retrouver les épaisseurs des couches décompactées à partir des courbes théoriques porosité - profondeur. La technique de décompaction (cf. Figure I-4) consiste à retirer progressivement les effets des variations du volume rocheux en fonction du temps et de la profondeur (Allen and Allen, 1990)



Avant l'opération de décompaction (profondeurs actuelles)

Figure I-4: Technique de décompaction des séries sédimentaires (Allen and Allen, 1990)

Dans un premier temps, on considère uniquement la première unité lithologique formée et l'on retire toutes les autres unités déposées sur celle-ci. Cette unité est alors décompactée selon l'équation suivante:

$$\phi = \phi_0 \exp(-cy) \quad (1)$$

Cette loi empirique est l'équation de base reliant la porosité ϕ à la profondeur y . L'équation (1) intègre les paramètres relatifs à la roche considérée. Ces paramètres sont la porosité initiale ϕ_0 et le coefficient lithostatique c . La restitution des épaisseurs des séquences décompactées puis compactées suite aux dépôts successifs de nouvelles séquences est réalisée grâce au formalisme mathématique suivant (Allen and Allen, 1990):

$$Y'_{jTop} - Y'_{jBase} = Y_{jTop} - Y_{jBase} - \phi_{0j} \frac{(e^{-Y'_{jBase}} - e^{-Y'_{jTop}})}{c} \quad (2)$$

L'entité sédimentaire j située entre les profondeurs $Y_{j \text{ Top}}$ et $Y_{j \text{ Base}}$ se retrouve après décompaction entre les profondeurs $Y'_{j \text{ Top}}$ et $Y'_{j \text{ Base}}$.

La difficulté majeure lors de l'introduction des lois porosité – profondeur dans les modèles repose sur le formalisme mathématique employé pour décrire au mieux le comportement des roches sédimentaires constituées d'un assemblage de plusieurs minéraux. En effet la porosité des minéraux argileux, carbonatés pour ne citer qu'eux, ne varie pas selon la même loi. Le coefficient lithostatique est fonction de la nature lithologique de la série sédimentaire. Il représente la pente de la courbe porosité – profondeur. En conséquence, il est important de faire une étude précise de la distribution des minéraux dans les roches afin de déterminer au mieux le coefficient lithostatique.

1.2.3.b Lois porosité – profondeur:

Les processus géologiques accompagnant la compaction des roches sédimentaires sont complexes. En effet, la déshydratation des argiles, la génération d'huile, les circulations de fluides ou encore les réactions de précipitations - dissolutions avec cimentation dans les espaces poreux contrôlent l'évolution de la porosité lors de la compaction (création de porosité secondaire ou disparition de zones poreuses). De plus en plus, les modélisateurs étudient l'effet d'une rhéologie visco - élastique sur la compaction des roches sédimentaires dans le but d'améliorer les modèles de compaction (McKenzie, 1987; Suetnova and Vasseur, 2000)

Dans notre étude, nous avons considéré en première approximation que les roches sédimentaires avaient une rhéologie élastique, ceci dans un souci de simplification. Les profils de porosité – profondeurs sont dressés à partir d'études expérimentales (Bahr et al., 2001). Ces profils permettent d'établir des lois exponentielles empiriques, simples à introduire dans un modèle de bassin. La figure ci-après (cf. figure I-5) illustre la courbe théorique porosité – profondeur repris dans la plupart des modèles de bassins sédimentaires. La tâche du modélisateur consiste à estimer le coefficient lithostatique caractérisant la distribution minéralogique propre aux couches géologiques considérées.

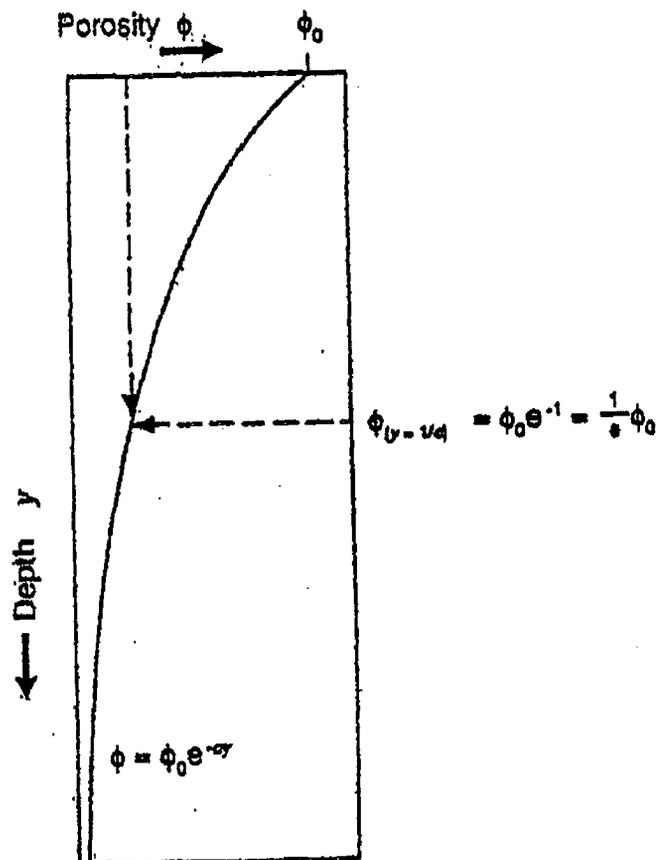


Figure I-5 : Schéma illustrant l'utilisation de la loi porosité – profondeur (Allen and Allen, 1990)

I.2.3.c Variations relatives du niveau de la mer:

Les variations relatives du niveau de la mer contrôlent la sédimentation dans les environnements de dépôt marins (Brunet and Le Pichon, 1980). Elles expliquent notamment la présence de lacunes de dépôts ou de niveaux érosifs.

De plus, lorsque l'on parle de profondeurs de dépôts et de profondeurs d'enfouissement d'une séquence, il faut introduire le concept de corrections eustatiques et bathymétriques. Ces corrections ramènent la colonne sédimentaire considérée à un référentiel tenant compte de l'épaisseur de la tranche d'eau.

L'équation (2) restituant les paléo profondeurs d'enfouissement peut ainsi être complétée par un terme de corrections paléo bathymétriques et un terme pour les corrections eustatiques (Allen and Allen, 1990)

I.3 LA CHALEUR DANS LES BASSINS SEDIMENTAIRES

I.3.1 Généralités

Le flux de chaleur représente l'énergie thermique transférée par unité de temps et de surface depuis les zones chaudes vers la surface plus froide. Cette énergie thermique provient des processus d'accrétion planétaire ou encore des phénomènes de radioactivité (Biju-Duval, 1999). Le flux de chaleur présent dans les bassins sédimentaires peut être affecté de façon significative par l'importance de la chaleur générée par la désintégration radioactive dans les sédiments (Allen and Allen, 1990). Le transfert de chaleur s'effectue selon plusieurs modes qu'il convient de distinguer:

- La convection ou transfert de masse (dans le noyau, le manteau, la lithosphère). Rappelons que les courants de convection thermique présents dans l'asthénosphère sont vraisemblablement le moteur du déplacement des plaques lithosphériques.
- La conduction (agitation moléculaire), mode dominant dans les bassins sédimentaires, la conductivité thermique étant très variable selon le type de roches.
- Le rayonnement, négligeable par rapport aux modes précédents.

Dans les phénomènes de rifting, suite à l'étirement et à l'amincissement de la lithosphère, le champ thermique est perturbé (cf. Figure I-6)

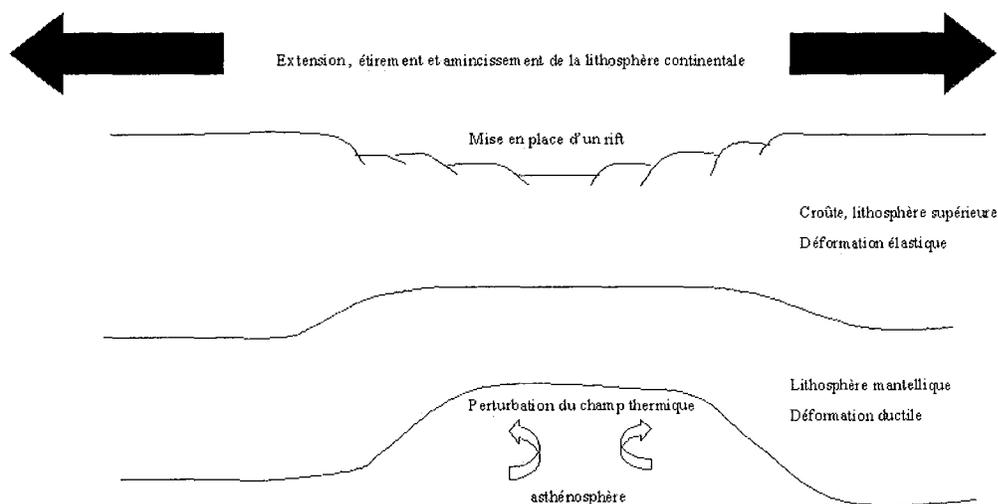


Figure I-6: Etirement lithosphérique et perturbation thermique associée.

Des travaux de modélisation thermique à l'échelle lithosphérique ont été réalisés dans le but de déterminer les perturbations du champ thermique (Priyac et al., 2000)

Les travaux entrepris dans le cadre de cette thèse consistaient notamment à estimer les paléotempératures et les paléogradients thermiques pour le bassin de Paris, bassin dit intracontinental. Pour ce faire, nous nous sommes intéressés aux expressions mathématiques intégrant ces paramètres. Le but est de pouvoir introduire ces expressions dans le modèle thermique de bassin que nous avons réalisé.

1.3.2 Flux de chaleur, Température, Gradients thermiques: Formalisme mathématique

Nous avons choisi de travailler à partir d'expressions mathématiques ne nécessitant pas l'introduction de résolution numérique de systèmes d'équations complexes. La loi de Fourier (équation 3) est fréquemment reprise dans les modèles de thermicité des bassins. Elle permet

de relier la conductivité thermique K ($\text{W/m}^\circ\text{K}$), le gradient thermique dT/dz ($^\circ\text{C/m}$) et le flux de chaleur Q (mW/m^2)

$$Q = -K \frac{dT}{dz} \quad (3)$$

L'estimation du gradient thermique permet alors de déterminer les paléotempératures T à partir de l'histoire d'enfouissement.

I.4 APPORT DE LA GEOCHIMIE ORGANIQUE:

La géochimie organique est une discipline permettant aux modélisateurs d'intégrer une approche expérimentale fournissant des informations sur l'état de maturité thermique de la matière organique.

I.4.1 Origine de la MO:

La matière organique continentale ou aquatique vient de la photosynthèse qui transforme l'énergie solaire en énergie chimique. Sa formation s'inscrit dans le cycle du carbone organique (figure I-7). La matière organique est ainsi synthétisée par les organismes vivants et par les végétaux, puis est déposée et préservée lors de la sédimentation.

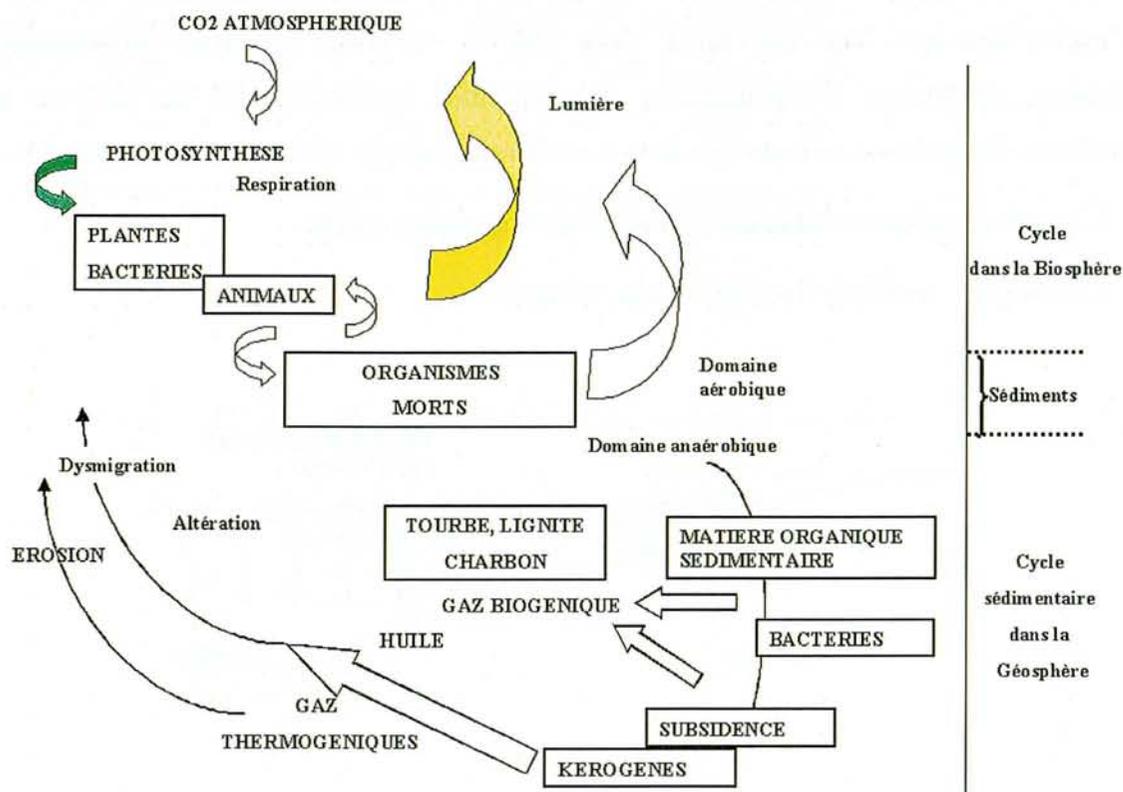


Figure I-7: Cycle géochimique du carbone organique, dessiné d'après (Biju-Duval, 1999)

L'incorporation de la MO dans les sédiments est facilitée par la lente déposition de grains fins de basse énergie, composés de silts argileux, argiles ou marnes carbonatées. Les milieux de sédimentation favorables à la préservation de la matière organique sont plutôt des milieux anoxiques, car le recyclage du carbone sous forme de CO₂ par des organismes aérobies est alors très faible. De façon générale, les milieux anoxiques sont des milieux de faible énergie de dépôt (Ungerer and Durand, 1987). Lorsque la concentration en matière organique devient importante, le sédiment est alors considéré comme une roche mère potentielle, c'est à dire une roche susceptible de générer des hydrocarbures

En sus de la matière organique d'origine marine ou lacustre, la matière organique continentale (c'est à dire pour l'essentiel des végétaux supérieurs) contribue au bilan du carbone organique des sédiments. Dans les premiers mètres de sédiment, on assiste successivement à des processus biochimiques aérobiques. Ces réactions permettent d'aboutir à des complexes moléculaires dépourvus d'oxygène et d'azote (Ungerer and Durand, 1987)

La figure ci-après (figure I-8) explique la mise en place de matière organique sédimentée dans un milieu anoxique. Dès son dépôt, cette MO va subir des premières transformations chimiques aboutissant à l'élaboration de molécules hydrocarbonées de plus en plus complexes. Rappelons à ce sujet que dans la matière organique, on distingue deux fractions:

- L'extrait organique soluble dans les solvants organiques usuels
- Le kérogène, insoluble dans les mêmes solvants.

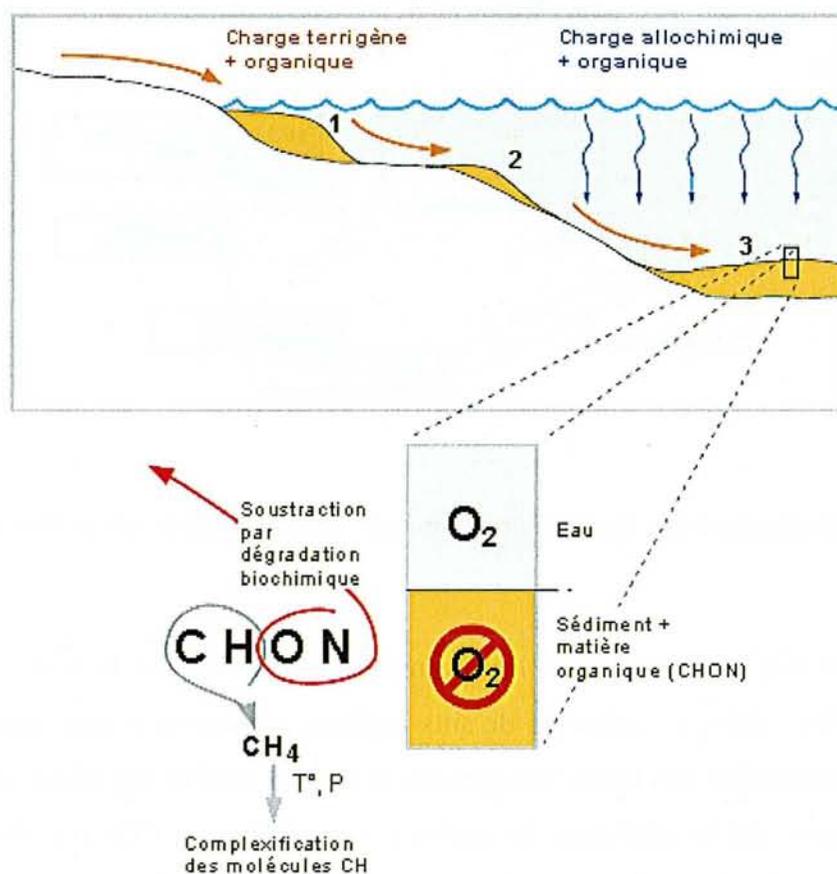


Figure I-8: Dépôt de la MO sédimentée en condition anoxique et diagénèse précoce

(Extrait du site: http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html)

Les kérogènes sont d'origine variée et trois types sont alors définis selon leurs conditions de sédimentation. Ils se différencient ainsi par leur composition et leur rapport atomique H/C et O/C. C'est ainsi que le diagramme de Van Krevelen (Tissot and Welte, 1984) met en évidence ces trois types.

- Le type 1 caractérise des kérogènes issus des milieux d'eaux douces, lacustres et dérivés des produits lipidiques algaires et bactériens.
- Le type 2 caractérise des milieux marins avec principalement une origine planctonique parfois mêlée à des produits issus de plantes supérieures.
- Le type 3 est issu de produits végétaux d'origine continentale.

Avec l'enfouissement progressif d'une roche mère au cours des temps géologiques, le kérogène initial est soumis à une augmentation croissante de la température. Des hydrocarbures sont ainsi générés à partir du craquage thermique de la matière organique comme le montre la figure I-9 suivante:

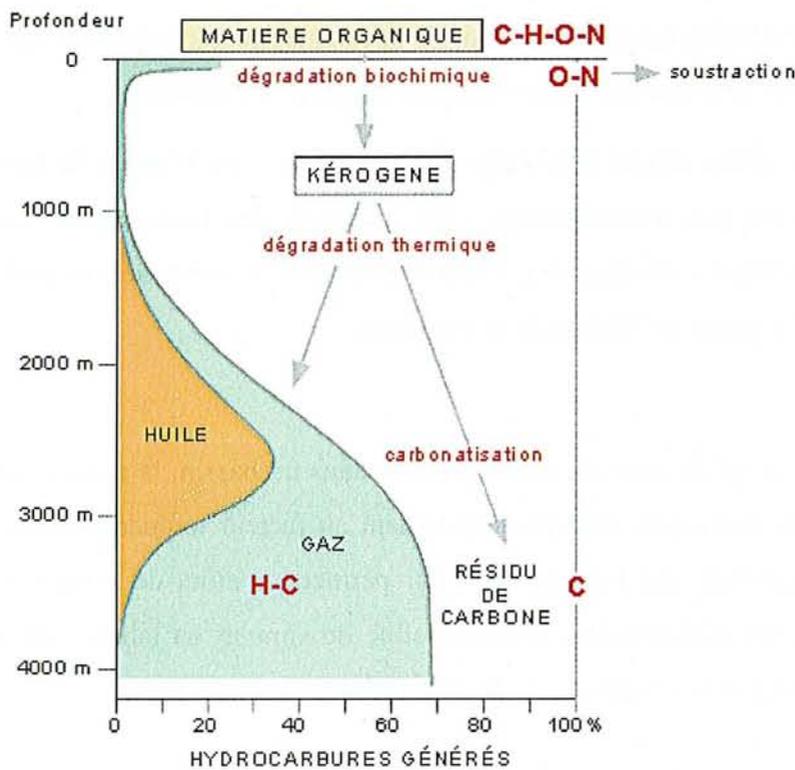


Figure I-9: Dégradation thermique du kérogène et genèse d'hydrocarbures (Extrait du site internet: http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html)

Ainsi, l'histoire de l'enfouissement de la matière organique sédimentaire peut se décomposer en plusieurs phases au cours desquelles la température joue un rôle essentiel (exceptée pour la phase de diagénèse initiale) (Ungerer and Durand, 1987):

- La diagénèse : précoce, durant laquelle les effets bactériens peuvent être assez efficaces pour générer du gaz méthane dit biogénique.
- La diagénèse d'enfouissement au cours de laquelle les trois types de kérogènes commencent à perdre leurs composants oxygénés sous forme d'eau et de dioxyde de carbone. Notons que dans les bassins sédimentaires, la diagénèse se déroule à des températures allant jusqu'à 80°C – 120°C environ, selon les gradients thermiques et l'âge des bassins, soit de façon continue sur 1000 à 3000 mètres de profondeur.
- La catagenèse, correspondant à des profondeurs d'enfouissement croissantes: c'est l'étape de formation de l'huile et des hydrocarbures légers (gaz à condensat). Le craquage thermique est efficace et le poids moléculaire des hydrocarbures libérés décroît avec l'enfouissement. La profondeur à laquelle s'effectue cette genèse des hydrocarbures est appelée fenêtre à huile. Le seuil de début de la catagenèse varie de 60 à 120 °C de 1500 à 4000 m, selon les gradients géothermiques des bassins sédimentaires.
- La métagenèse, phase ultime d'évolution du kérogène: c'est le stade de formation du gaz sec (méthane) ou gaz thermogénique; par craquage des hydrocarbures précédemment formés et du kérogène résiduel il y a alors formation de méthane; on parle de fenêtre à gaz, en général à partir de 3000 m de profondeur.

Nous venons de voir qu'au cours de son évolution dans un bassin, la matière organique subit des transformations chimiques liées principalement au facteur température. Les constituants de cette MO enregistrent des informations qui permettent alors de revenir à l'histoire de température du bassin sédimentaire. Il est possible de simuler en laboratoire la dégradation thermique de la MO par des expériences de maturation.

1.4.2 Simulation expérimentale de la dégradation thermique du kérogène: La pyrolyse Rock-Eval

La méthode de pyrolyse Rock-Eval (Espitalié et al., 1985b) est une technique de pyrolyse en milieu ouvert. L'échantillon est chauffé selon une programmation de température bien définie : un palier isotherme à 300°C pendant 3 minutes puis une montée en température de 25°C/min. jusqu'à atteindre 600°C ou 750°C selon la méthode d'analyse choisie. Les effluents produits sont transportés par un flux d'hélium vers un détecteur à ionisation de

flamme, qui les quantifie en fonction du temps de pyrolyse. A la fin de la pyrolyse, l'échantillon subit une combustion sous air de 300°C à 850°C. Cette phase d'oxydation permet la libération du carbone organique résiduel.

□ Définition des principaux facteurs mesurés :

Les spectres obtenus se présentent sous la forme de quatre pics (cf. Figure I-10)

S1: hydrocarbures libres (gaz et huiles de C₁-C₃₅) volatilisés entre 100°C et 300°C et durant le palier de température.

S2: ce pic correspond aux composés hydrocarbonés provenant du craquage du kérogène, résines et asphaltènes, de 300°C à 600°C.

C'est la quantité totale d'huile et de gaz que le kérogène peut produire pendant la pyrolyse.

S2 est également appelé le potentiel pétrolier résiduel

S3: représente la quantité de CO₂ et de CO piégés séparément lors du craquage du kérogène entre 300°C et 390°C

S4: CO₂ et de CO produit par oxydation de la matière organique résiduelle pendant 7 minutes à 600°C

Le pourcentage d'erreur est en moyenne de 5% sur le pic S2 et de +/- 3°C sur la valeur de Tmax.

Plusieurs indices sont déterminés à partir de ces résultats (Lafargue et al., 1998)

COT: Pourcentage de carbone organique total.

$$= (S1+S2) \times 0.083 + (S3CO_2 \times 12/440) + (S3CO \times 12/280) + (S4CO_2 \times 12/440) + (S4CO \times 12/280)$$

Tmax: Température (en °C) mesurée à l'apex du pic S2 (- ≅ 40°C)

III: Indice d'hydrogène, exprimé en mgHC/gCOT où HC= hydrocarbures

$$= S2/COT$$

IO: Indice d'oxygène, exprimé en mgO₂/gCOT (correspond à IO RE6 défini par Lafargue et al. 1998)

$$= ((S3CO_2 \times 100)/ COT) \times 32/44 + ((S3CO \times 100)/COT) \times 16/28$$

IP: Indice de production = $S_1/(S_1+S_2)$. C'est la production d'hydrocarbures libres en relation avec la concentration totale de composés hydrocarbures obtenus par pyrolyse.

Les résultats obtenus sont dépendants de la nature de la matière organique, ainsi par exemple, un Type III (Terrestre) ne produit que 15 à 30% de son poids en hydrocarbures lors de la pyrolyse Rock-Eval alors qu'un type I (Lacustre) produit ~ 80% de son poids (Espitalié et al., 1985a)

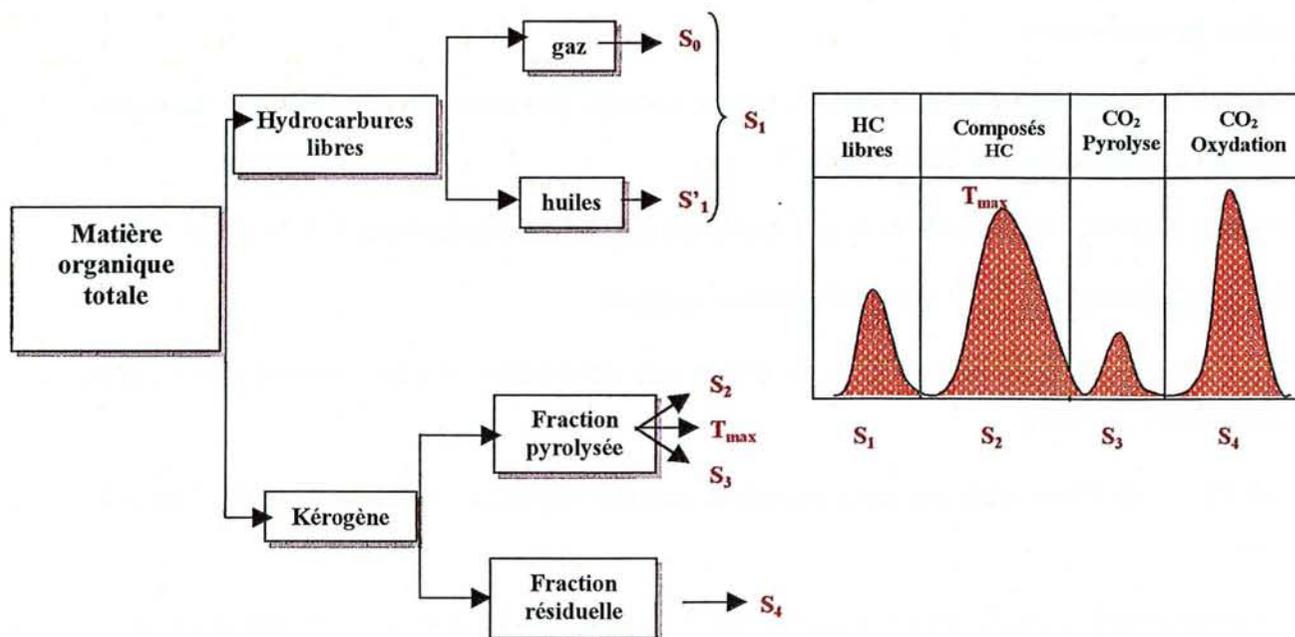


Figure I-10: Schéma du principe analytique du Rock-Eval et principaux facteurs mesurés, d'après (Lafargue et al., 1998)

Nous venons de voir que les hydrocarbures sont à l'origine de la transformation thermique de la matière organique. L'industrie pétrolière s'est ainsi tout particulièrement intéressée à son étude. Mais au-delà des intérêts économiques apportés par la recherche pétrolière, les composés de la matière organique constituent des paléothermomètres.

I.4.3 Quelques marqueurs de l'évolution thermique de la MO:

I.4.3.a Les biomarqueurs:

Les biomarqueurs présents dans le kérogène et les hydrocarbures extractibles sont des fossiles moléculaires. Ces composés organiques complexes, constitués de C, H et

éventuellement d'autres éléments (O, S, N..) montrent peu de changements avec les molécules parentes des organismes vivants. Les biomarqueurs sont utilisés car leur structure complexe donne plus d'informations sur l'origine de la matière organique des sédiments que d'autres composés organiques moléculaires, plus ubiquistes et d'origines multiples. Pour être représentatifs, en plus de leurs similitudes avec les molécules initiales, il est nécessaire qu'au départ, le composé parent soit en concentration importante dans l'environnement de dépôt. De plus, il faut que la structure moléculaire caractéristique soit stable chimiquement pendant la sédimentation et l'enfouissement précoce (Peters and Moldowan, 1993)

C'est au début des années 80 que de nombreux chercheurs s'intéressent à quelques réactions d'isomérisation et d'aromatization de biomarqueurs (stéranes et hopanes) afin de reconstruire l'histoire thermique de bassins sédimentaires (MacKenzie et al., 1984; Suzuki, 1984)

Il a été ainsi observé que lorsque la température augmente, la configuration R des stéranes et des hopanes disparaît à la faveur de la configuration S. Les réactions d'isomérisation des hopanes et des stéranes sont fréquemment utilisées pour reconstruire l'histoire thermique d'un bassin. L'approche classiquement utilisée consiste à simuler en laboratoire les transformations subies par ces marqueurs biologiques lors de l'enfouissement sédimentaire. Les paramètres cinétiques qui en découlent pourront être utilisés afin d'extrapoler les résultats expérimentaux aux conditions géologiques (Gallagher and Evans, 1991; Marzi and Rullkötter, 1992; Seifert and Moldowan, 1981; Van Duin et al., 1997)

1.4.3.b La réflectance de la vitrinite:

De la même façon que les roches inorganiques sont composées de minéraux, les charbons sont composés de macéraux. Ces produits d'origine terrestre proviennent de la décomposition des plantes supérieures constituées principalement de lignine et de cellulose.

Ces macéraux sont classés en trois familles, selon leur origine et leur mode de conservation (Stach et al., 1982):

- Vitrinite
- Exinite (Liptinite)
- Inertinite

Au fur et à mesure que la température augmente, il a été observé des modifications de la chimie, de la structure et de la texture microscopique de la vitrinite (Jiménez et al., 1999)

En effet, on retrouve les différents stades de la transformation thermique de la MO, à savoir la diagenèse, la catagenèse et la métagenèse.

La réflectance de la vitrinite est mesurée au microscope optique et est égale au rapport entre l'intensité de la lumière réfléchiée et l'intensité de la lumière incidente. Sa valeur est alors fonction de ((Ungerer et al., 1986)) :

- La nature des atomes composant la substance (C, H, O)
- Leur structure chimique et donc la manière avec laquelle les atomes sont reliés les uns aux autres.
- Leur microstructure et donc la manière avec laquelle les structures chimiques sont disposées dans l'espace.

La réflectance de la vitrinite, notée R_o , est l'indicateur de maturité des roches mères le plus utilisé. Elle obéit à la définition de paramètre de rang. Elle évolue de 0.2% à 10%. Suivant le degré d'évolution de la MO (Bertrand et al., 1993):

- Dès le début de la diagenèse thermique, % R_o augmente pour atteindre 0.6%
- A la fin de la catagenèse (fenêtre à huile), % R_o atteint 1.3%
- Au cours de la métagenèse (fenêtre à gaz), % R_o peut augmenter pour atteindre 10% aux stades les plus avancés.

La maturation de la vitrinite et de ce fait l'évolution de son pouvoir réflecteur sont contrôlées essentiellement par les paramètres temps et température.

En théorie, on considère que le niveau de maturité thermique est fonction de:

- La température
- La durée à laquelle la matière organique reste à cette température
- La cinétique (réaction chimique du premier ordre et équation d'Arrhénius)

Ainsi, en 1955, Karweil établit un diagramme à partir du calcul de la relation entre (Xianming et al., 1999) le niveau de maturation, la température et la durée à laquelle le bassin est soumis à cette température. Ce diagramme modifié par Bostick en 1971 a permis de déterminer des

gradients de paléotempérature à partir des gradients de réflectance de vitrinite (Xianming et al., 1999). La méthode ci-après néglige l'effet de durée de la température.

L'équation 4 (ci-dessous) relie ainsi le gradient de réflectance de la vitrinite noté ΔVR_o aux réflectances de vitrinite mesurées pour deux échantillons (R_{H1} et R_{H2}) distants de 1000m. H_1 et H_2 sont les profondeurs des échantillons 1 et 2.

$$\Delta VR_o = \frac{R_{H_2} - R_{H_1}}{H_2 - H_1} \quad (4)$$

Il suffit alors de placer sur le diagramme de Karweil modifié les points de coordonnées VR_o , ΔVR_o (cf. Figure I-11 ci-après). Ces points suivent alors une droite correspondant au gradient de paléotempérature recherché. La présence d'une anomalie thermique peut parfois être mise en évidence par la divergence de certains points.

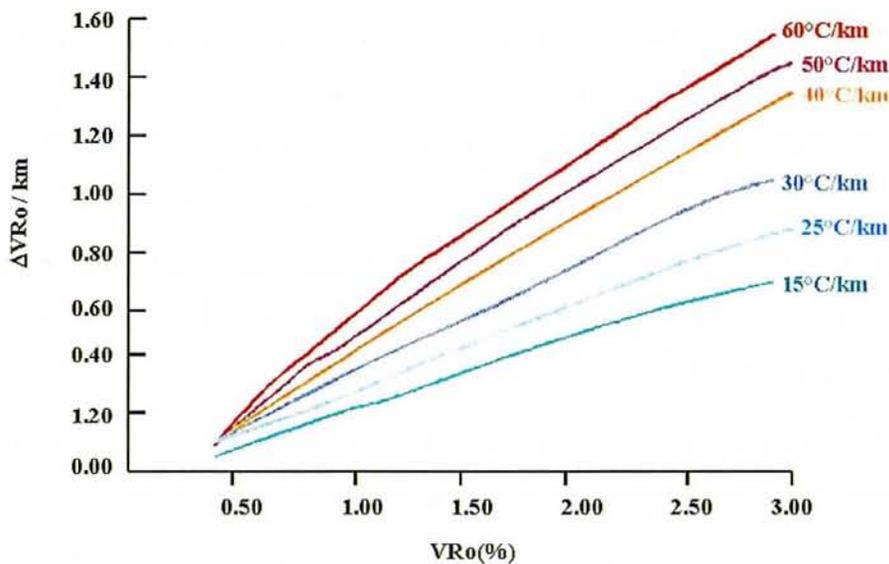


Figure I-11: Corrélation ΔVR_o - VR_o pour différents gradients de paléotempérature (d'après (Xianming et al., 1999))

I.4.4 Détermination de paléotempératures à partir de la pyrolyse Rock-Eval (Disnar, 1986; Disnar, 1994):

En 1986, J.R. Disnar (Disnar, 1986) met au point une procédure de calcul permettant la détermination de paléotempératures maximales d'enfouissement de sédiments contenant des matériaux carbonneux (Type III) à partir de données de pyrolyse. L'ensemble des formules issues de la géochimie organique résulte de l'utilisation de l'équation d'Arrhénius ci-après :

$$k = A \exp^{-E/RT} \quad (5) \text{ avec:}$$

- k, constante de vitesse
- A, facteur préexponentiel
- E, énergie d'activation
- R, constante des gaz parfaits
- T, température

D'après Disnar, les matériaux organiques carbonneux sont supposés être composés d'un très grand nombre de constituants qui craquent successivement les uns après les autres, sous l'influence d'un gradient de température constant (naturel ou artificiel). Dans de telles conditions, le craquage progresse dans l'ordre croissant des énergies d'activation de décomposition thermique ΔE ; soit, des «températures optimales de pyrolyse» T_m correspondantes (T_m est la température à laquelle le craquage d'un constituant particulier s'effectue à vitesses constante)

L'auteur suppose lors de ses travaux que la décomposition thermique s'effectue avec une seule énergie d'activation et propose le formalisme développé ci-après.

L'équation (6) ci-dessous décrit la décomposition thermique du kérogène :

$$\frac{dx_i}{dT} = \frac{A}{B} (x_{0i} - x_i) \exp\left(-\frac{\Delta E}{RT}\right) \quad (6) \quad \text{avec:}$$

x_{0i} et x_i , concentrations du composé i au début du chauffage et à la température $T(K)$

B, vitesse de chauffe constante ($^{\circ}C/mn$)

La première dérivée de cette équation permet de calculer l'énergie d'activation en fonction du T_{max} . C'est ce que montre l'équation suivante dont la particularité est d'être facilement introduite dans un module de calcul :

$$\Delta E = RT_{\max} \left[\ln \frac{AT_{\max}^3}{B} - \ln \Delta E \right] \quad (7)$$

En considérant deux vitesses de chauffe distinctes, l'expression ci-après déduite de l'équation (7) représente le fondement même du développement du modèle TherMO'S au cours de ma thèse:

$$\frac{1}{T_{m2}} = \frac{R}{\Delta E} \left[2 \ln \frac{T_{m2}}{T_{m1}} - \ln \frac{B_2}{B_1} \right] + \frac{1}{T_{m1}} \quad (8)$$

L'équation (8) permet de retrouver, pour un gradient thermique B_2 dit naturel, la paléo température optimum de craquage thermique T_{m2} d'un kérogène subissant une pyrolyse Rock-Eval avec une vitesse de chauffe B_1 . La température optimum de craquage lors de cette pyrolyse est bien évidemment T_{m1} .

Toutefois, il faut noter que lorsque l'on parle de température optimum de craquage, des précautions doivent être prises. En effet, dans ces travaux, J.R. Disnar adopte une méthode graphique pour déterminer T_{m1} (Disnar, 1986; Disnar, 1994)

Dans le cadre de cette thèse, nous proposons de considérer directement la valeur T_{\max} fournie par le Rock-Eval.

1.4.5 Autres marqueurs de thermicité:

1.4.5.a Les inclusions fluides:

Les fluides retrouvés dans les bassins sédimentaires sont d'origine variée et sont liés à l'environnement du système sédimentaire et aux processus diagénétiques qui affectent chacun de ces environnements. Dans un bassin sédimentaire, il est possible d'accéder à l'histoire, à l'évolution de ces fluides au cours des temps géologiques grâce aux inclusions fluides.

En effet, les inclusions fluides sont des microcavités intracristallines renfermant une ou plusieurs phases fluides (liquide ou gaz) et parfois un ou plusieurs solides à température ambiante. Elles correspondent soit à des défauts de croissance lors de l'avancement des différentes faces cristallines (IF primaires), soit à une cristallisation incomplète des microfractures provoquées par les contraintes tectoniques ou thermiques (IF secondaires). Ces IF sont des témoins des solutions fossiles qui ont circulé en un lieu et à un moment donné et

fournissent de ce fait des informations sur les changements physiques et chimiques (changement de température, nature des fluides, ...) qui ont eu lieu dans un bassin sédimentaire au cours des temps géologiques (Tobin and Claxton, 2000)

Les différentes techniques d'études des inclusions fluides sont synthétisées dans de nombreux ouvrages (Hollister and Crawford, 1981; Roedder, 1984; Sheperd et al., 1985)

La technique la plus courante est la microthermométrie qui permet de déterminer un état P, v, T, x (pression, volume, température, composition) des fluides au moment de leur piégeage. En effet, la microthermométrie permet, par des manipulations de refroidissement et de chauffage, d'accéder à la nature du fluide (température de fusion de la glace), de voir si un gaz est présent et de déterminer la température minimum de piégeage du fluide (température d'homogénéisation). Les données microthermométrique couplées à d'autres techniques (raman, ablation laser, ..) permettent de déterminer la composition totale (x) du fluide étudié. Les paramètres V et P sont alors calculés par des équations d'état.

1.4.5.b Les argiles: transformation illite – smectite

Les argiles sont largement présentes dans les bassins sédimentaires et sont composées essentiellement de silicates en feuillets (Phyllosilicates), plus ou moins hydratés. Au cours de leur enfouissement, les argiles subissent des transformations minérales dont l'une des plus importantes est la transformation smectite - illite.

Cette transformation met en évidence la disparition des couches gonflantes caractéristiques des smectites pour favoriser la néoformation de l'illite. La zone de transformation des couches gonflantes en couches non gonflantes est décrite comme illitisation thermique des smectites ou zone de disparition des smectites (Kübler, 1993)

Selon Burst ((Kübler, 1993)), la diminution des couches gonflantes se fait en trois stades:

- Stade 1: Stabilité sans transformation; expulsion de l'eau des grands pores, eau gravifique, par simple compaction
- Stade 2: Déshydratation: Illitisation des couches gonflantes de 80 à 20%
- Stade 3: Déshydratation: profond, dans lequel les couches gonflantes subsistantes se transforment très lentement en illite.

La température n'est pas un critère de stabilité pour la smectite mais elle influence d'autres paramètres (cinétique et perméabilité) dont les conséquences sont de provoquer la transformation des smectites (Kübler, 1993). En effet, une augmentation de température provoque une augmentation de la vitesse de réaction.

Velde et Vasseur ont proposé en 1992 un modèle cinétique (premier ordre) pour la transformation des smectites en illite (Velde and Vasseur, 1992)

Le formalisme cinétique adopté est représenté par l'équation de base suivante:

$$S(t) = S_0 e^{-\int_0^t [\log(A) - E/RT(t)] dt} \quad (8)$$

avec:

- S(t) la quantité de smectite à un temps t (Ma)
- S₀: la quantité initiale de smectite dans l'I/S.
- E: l'énergie d'activation (kJ/mol)
- T: température en degré Kelvin
- A: facteur préexponentiel (Ma⁻¹), considéré constant dans l'intervalle de température
- R: la constante des gaz parfaits.

Cette relation empirique a permis de construire des courbes d'évolution de transformation de la smectite en fonction de la profondeur et a servi à calibrer des reconstructions de paléotempératures.

- Apport de la datation K - Ar des argiles:

L'approche minéralogique met en évidence l'influence de l'environnement sur les transformations minérales et permet d'établir leur chronologie relative (Liewig et al., 1987)

Pour appréhender l'aspect temps, on peut appliquer la datation isotopique K - Ar aux argiles diagénétiques potassiques car celles-ci peuvent retenir l'argon radiogénique aux températures généralement atteintes au cours de la diagénèse. L'âge K - Ar donne ainsi une estimation des époques de cristallisation de ces minéraux. Lors de la datation des époques d'illitisation, en fonction de l'histoire d'enfouissement préalablement déterminée, il est

possible d'évoquer ou non l'existence d'événements thermiques pour expliquer certains des résultats obtenus.

I.5 QUELQUES EXEMPLES DE MODELES DE BASSINS COMMERCIALISES:

L'objectif principal visé par la conception des modèles thermiques de bassin à l'usage des pétroliers est de répondre aux questions suivantes, à savoir (Yükler and Kokesh, 1984):

- Quels sont les intervalles stratigraphiques ayant un potentiel pétrolier (roches - mères)?
- Quelles sont les quantités d'huile et de gaz générés pour chaque niveau de roches mères?
- A quel moment la genèse s'est - elle produite?
- Combien d'hydrocarbures ont été expulsés?

1.5.1 Introduction

Pour des raisons de confidentialité, il est difficile d'effectuer une synthèse bibliographique sur les principes de construction des modèles de thermicité utilisés par les pétroliers. De manière générale, la littérature expose les principes généraux et les outils expérimentaux ayant permis de concevoir les modèles. Malheureusement, lorsqu'il s'agit de comprendre en détail la réalisation des modèles commercialisés, la tâche devient alors particulièrement difficile, parfois même impossible. Les paragraphes suivants exposent ainsi les principes de modèles provenant de l'Institut Français du Pétrole, ceci afin de mieux comprendre comment les pétroliers intègrent plusieurs approches pour simuler la genèse d'hydrocarbures.

1.5.2 Le modèle de Tissot et Espitalié (1975):

Ce modèle a pour principal objectif de simuler la genèse d'hydrocarbures et comprend l'établissement d'une correspondance entre la réflectance de la vitrinite R_o et l'étendue des réactions de transformations cinétiques (taux de transformation) pour des kérogènes de type III (Yükler and Kokesh, 1984). Par extension, ce modèle est également utilisé pour déterminer des paléotempératures.

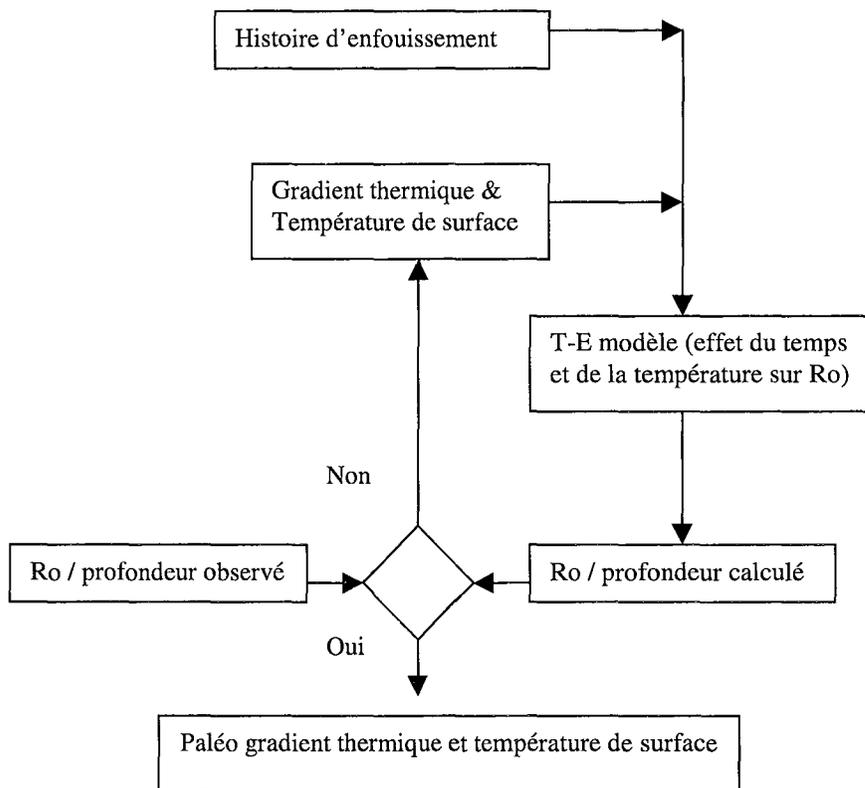


Figure I-12 : Organigramme du modèle de Tissot – Espitalié utilisé pour déterminer de s paléotempératures, d’après (Yükler and Kokesh, 1984)

Lors de la reconstruction des paléotempératures, l’histoire de température est basée sur l’histoire d’enfouissement. Les températures de surface et les gradients thermiques sont supposés puis extrapolés au passé.

La température de surface et le gradient thermique sont traités comme des variables à ajuster pour optimiser la correspondance entre les réflectances simulées et celles réellement mesurées (Yükler and Kokesh, 1984). Le modèle de Tissot – Espitalié tient compte des épisodes d’érosion et ajuste ainsi au mieux l’histoire d’enfouissement.

1.5.3 Les modèles de l'IFP (Institut Français du Pétrole):

1.5.3.a Genex: modèle de bassin 1D (Er-Raoui et al., 2000).

Genex permet de reconstituer l'histoire thermique des bassins sédimentaires. Il s'agit de rendre compte de l'évolution des roches - mères de pétrole. La conception de ce modèle repose essentiellement sur la détermination du flux géothermique et la connaissance des phénomènes thermiques qu'a connus le bassin.

La géochimie organique permet de connaître le taux de transformation (TR) de la MO, déduit de la courbe d'évolution des IH en fonction de la profondeur. L'ajustement entre la courbe des valeurs calculées et celles observées permet de déterminer un flux géothermique.

La reconstitution de l'histoire thermique du bassin ainsi simulée, les applications en résultant consistent à en déduire l'histoire d'évolution de la maturité thermique de la MO. Pour ce faire, les modélisateurs se basent sur la connaissance de la réflectance de la vitrinite en fonction de la profondeur. Ainsi, en fonction des paléoenfouissements des niveaux de roches mères pétrolières, il est possible de définir si la roche se situe dans la fenêtre à huile, à gaz...

1.5.3.b Temispack: modèle de bassin 2D (Ungerer et al., 1991)

Temispack est un modèle de bassin 2D (cf. Figure I-13) décrivant les phénomènes physiques et chimiques qui contrôlent la formation d'accumulations commerciales, dans le cadre évolutif d'un bassin sédimentaire affecté par la subsidence: transfert de chaleur, compaction et écoulement de l'eau, genèse des hydrocarbures, migration diphasique de l'eau et des hydrocarbures. Ce modèle tient compte des variations de conductivité et des phénomènes thermiques transitoires pour reconstituer les paléotempératures. Des validations quantitatives de la reconstitution des paléotempératures et du modèle cinétique de formation des hydrocarbures peuvent être obtenues par comparaison avec les températures actuelles et les données géochimiques.

I.6 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES:

- Allen and Allen, 1990. Basin analysis: Principles and applications, Blackwell Scientific Publications.
- Bahr, D.B., Hutton, E.W.H., Syvitski, J.P.M. and Pratson, L.F., 2001. Exponential approximations to compacted sediment porosity profiles. *Computers & Geosciences*, 27: 691-700.
- Bertrand, P. et al., 1993. Other methods and tools for source rock appraisal. In: M.L. Bordenave (Editor), *Applied petroleum geochemistry*, Editions Technip.;pp. 279-371.
- Biju-Duval, B., 1999. *Géologie sédimentaire: Bassins, environnement de dépôts, formation du pétrole*, Paris, Technip.
- Brunet, M.-F. and Le Pichon, X., 1980. Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), t. XXII(4): 631-637.
- Catuneanu, O. and Eriksson, P.G., 1999. The sequence stratigraphic concept and the Precambrian rock record: an example from the 2.7-2.1 Ga Transvaal SuperGroup, Kaapvaal craton. *Precambrian Research*, 97: 215-251.
- Catuneanu, O., Willis, A.J. and Miall, A.D., 1998. Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, 121: 157-178.
- Disnar, J.R., 1986. Détermination de paléotempératures maximales d'enfouissement de sédiments charbonneux à partir de données de pyrolyse. *Comptes rendus de l'Académie des sciences.Série 2. Sciences de la terre et des planètes.*, 303(8): 691-696.
- Disnar, J.R., 1994. Determination of maximum paleotemperatures of burial (MPTB) of sedimentary rocks from pyrolysis data on the associated organic matter: basic principles and practical application. *Chemical Geology*, 118: 289-299.
- Er-Raoui, H., Belayouni, H. and Bouabdelli, M., 2000. Apport de la modélisation à la compréhension de la genèse et de la migration des hydrocarbures dans le bassin de Qasbat-Tadla (Maroc central). *C. R. Acad. Sci. Paris(331)*: 399-404.
- Espitalié, J., Deroo, G. and Marquis, F., 1985a. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue de l'institut français du pétrole*, 40: 563-579.

- Espitalié, J., Deroo, G. and Marquis, F., 1985b. Rock Eval pyrolysis and its application. 27299, Projet B41 79008;IFP Géologie et Géochimie.
- Gallagher, K. and Evans, E., 1991. Estimating kinetic parameters for organic reactions from geological data: an example from the Gippsland Basin. *Applied Geochemistry*, 6: 653-664.
- Guillocheau, F., 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes rendus de l'Académie des sciences.Série 2a. Sciences de la terre et des planètes.*, 320: 1141-1157.
- Hollister, L.S. and Crawford, M.L., 1981. Short course on fluid inclusions: application to petrology. Mineralogical Association of Canada;304 pp.
- Jiménez, A., Iglesias, M.J., Laggoun-Defarge, F. and Suarez-Ruiz, I., 1999. Effect of the increase in temperature on the evolution of the physical and chemical structure of vitrinite. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 50: 117-148.
- Kübler, B., 1993. Diagenèse : Transformation des argiles et transformation de la matière organique. Coll: "Sédimentologie et Géochimie de la surface": 277-306.
- Lafargue, E., Marquis, F. and Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contaminations studies. *Revue de l'institut français du pétrole*, 53(4): 421-437.
- Liewig, N., Mossman, J.-R. and Clauer, N., 1987. Datation isotopique K-Ar d'argiles diagenétiques de réservoirs gréseux : mise en évidence d'anomalies thermiques du Lias inférieur en Europe nord-occidentale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences.Série 2. Sciences de la terre et des planètes.*, 304(13): 707-709.
- MacKenzie, A.S., Beaumont, C. and McKenzie, D.P., 1984. Estimation of the kinetics of geochemical reactions with geophysical models of sedimentary basins and applications. *Organic geochemistry*, 6: 875-884.
- Marzi, R. and Rullkötter, J., 1992. Qualitative and Quantitative Evolution and Kinetics of Biological Marker Transformations - Laboratory Experiments and Application to the Michigan Basin. In: J.M. Moldowan, P. Albrecht and R.P. Philp (Editors), *Biological Markers In Sediments And Petroleum*. Prentice-Hall, New Jersey;pp. 18-41.
- McKenzie, P.D., 1987. The compaction of igneous and sedimentary rocks. *Journal of the Geological Society, London*, 144: 299-307.

- Peters, K.E. and Moldowan, J.M., 1993. The biomarker guide. Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. Prentice Hall, New Jersey.
- Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M. and Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. *Tectonophysics*, 323: 1-38.
- Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du bassin de Paris. Doctorat Thesis, Rennes 1, Rennes, 293 pp.
- Robin, C., Guillocheau, F. and Gaulier, J.-M., 1996. Mesure des signaux eustatiques et tectoniques au sein de l'enregistrement d'un bassin intracratonique. Application au Lias du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.322, IIa: 1079-1086.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Soc. Amer.*;644 pp.
- Seifert, W.K. and Moldowan, J.M., 1981. Paleoreconstruction by biological markers. *Geochimica et cosmochimica acta.*, 45: 783-794.
- Sheperd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow;239 pp.
- Stach, E. et al., 1982. Stach's Textbook of Coal Petrology, Berlin, Stuttgart.
- Suetnova, E. and Vasseur, G., 2000. 1-D Modelling rock compaction in sedimentary basins using a visco-elastic rheology. *Earth and Planetary Science Letters*, 178: 373-383.
- Suzuki, N., 1984. Estimation of maximum temperature of mudstone by two kinetic parameters; epimerization of sterane and hopane. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 48: 2273-2282.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H., 1984. Petroleum formation and occurrence. Springer-Verlag, Berlin.
- Tobin, R.C. and Claxton, B.L., 2000. Multidisciplinary thermal maturity studies using vitrinite reflectance and fluid inclusion microthermometry: A new calibration of old techniques. *AAPG BULLETIN*, 84(10): 1647-1665.
- Ungerer, P., Burrus, J., Doligez, B., Chenet, P.Y. and Bessis, F., 1991. Evaluation des bassins par modélisation intégrée en deux dimensions des transferts thermiques, de l'écoulement des fluides, de la génèse et de la migration des hydrocarbures. *Revue de l'institut français du pétrole*, 46(1): 3-36.

- Ungerer, P. and Durand, B., 1987. La géochimie organique pétrolière. Bulletin de la Société Géologique de France, 8, t. III(7): 1343-1356.
- Ungerer, P., Espitalié, J., Marquis, F. and Durand, B., 1986. Use of kinetic models of organic matter evolution for the reconstruction of paleotemperatures, application to the case of the Gironville well (France). Thermal modeling in sedimentary basins,, Technip; 531-546. pp.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perz-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology - An overview. Cycles and events in stratigraphy, Berlin, Springer - Verlag;617-659 pp.
- Vail, P.R. et al., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France, 8, t.III(7): 1301-1321.
- Van Duin, A.C.T., Sinninghe Damste, J.S., Koopmans, M.P., Van de Graff, B. and De Leeuw, J., W., 1997. A kinetic calculation method of homohopanoïd maturation: Applications in the reconstruction of burial histories of sedimentary basins. Geochimica et cosmochimica acta., 61(12): 2409-2429.
- Velde, B. and Vasseur, G., 1992. Estimation of diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. American Mineralogist, 77: 967-976.
- Xianming, X., Zufa, L., Jiagui, S. and Dehan, L., 1999. A new method based on vitrinite gradient reflectance of a petroleum-bearing basin. Chinese Science Bulletin, 44(17): 1593-1596.
- Yükler, M.A. and Kokesh, F., 1984. A Review of Models Used in Petroleum Resource Estimation and Organic Geochemistry. ADVANCES IN PETROLEUM GEOCHEMISTRY, 1: 69-113.

CHAPITRE II :
HISTOIRE DU BASSIN DE PARIS, SYNTHÈSE
BIBLIOGRAPHIQUE

II.1 Formation et évolution mésozoïque du Bassin de Paris :

II.1.1 Généralités :

Le bassin parisien est un bassin intracratonique subcirculaire, plus allongé dans la direction latitudinale (600 km) que méridienne (500 km). Il s'appuie sur des massifs paléozoïques : Ardennes au Nord Est, Vosges à l'Est, Morvan au Sud Est, Massif central au Sud, Massif Armoricain à l'Ouest (cf. Figure II-1).

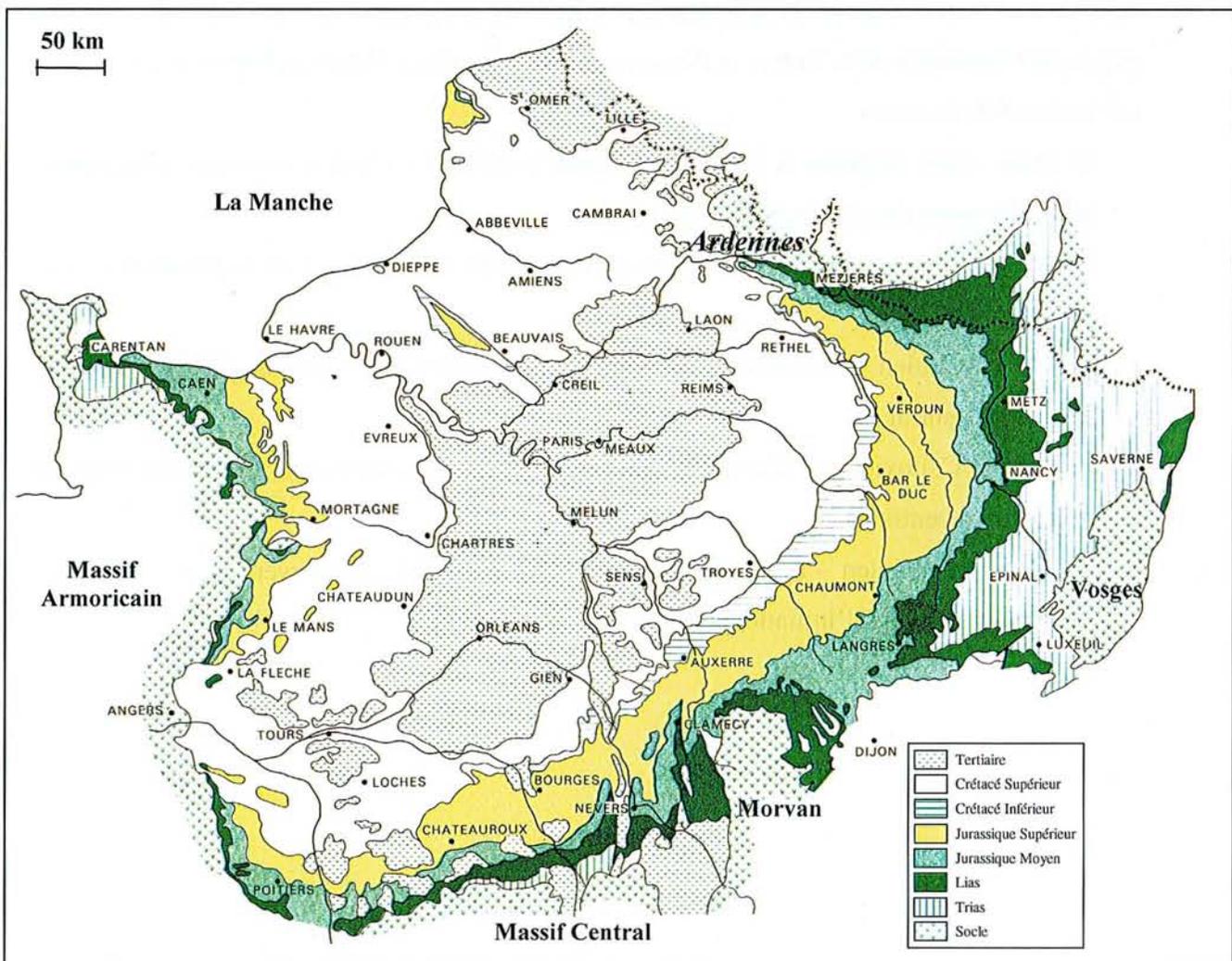


Figure II-1 : Carte géologique simplifiée du bassin de Paris (d'après (Demars, 1994))

L'histoire sédimentaire du bassin parisien débute au Trias et est marquée par sept grandes étapes tout au long du Mésozoïque sur une période de 180 Ma: (1) Le Trias, (2) le Lias inférieur, (3) du Lias supérieur au Dogger, (4) le Jurassique supérieur, (5) le Crétacé inférieur, (6) le Crétacé moyen, (7) le Crétacé supérieur.

Depuis fort longtemps, le bassin de Paris a fait l'objet de nombreuses synthèses. De plus en plus, la connaissance de l'histoire du bassin se développe par (1) l'application de la stratigraphie séquentielle haute résolution, (2) la définition des cycles transgressifs – régressifs mineurs à l'échelle des séquences génétiques.

L'enregistrement des grands cycles transgression - régression dans les sédiments mésozoïques révèle une grande importance dans le bassin parisien (Brunet and Le Pichon, 1982). Ainsi, lorsque Guillocheau met en évidence 6 grands cycles transgression - régression entre le Trias et la base du Crétacé moyen (Guillocheau, 1991), il montre que ces cycles correspondent à des phases d'accélération de la subsidence pouvant être reliés aux événements géodynamiques marquant l'évolution de la Thétys et l'ouverture de l'Atlantique Nord (cf. Figure II-2)

Les cycles définis sont:

- un demi- cycle Scythien et un cycle Scythien sommital – Carnien sommital enregistrant les contrecoups des développements de rifts
- un cycle Carnien sommital – Toarcien correspondant à l'extension de la Néothétys vers le Nord.
- Un cycle Aalénien – Bathonien marquant l'accentuation de l'ouverture des rifts Thétys - Atlantique central
- Un cycle Callovien – Kimméridgien enregistrant l'accélération de l'ouverture de l'Atlantique central
- Un cycle Valanginien – Barrémien / Aptien inférieur marquant l'ouverture méridienne de l'Atlantique Nord et l'initiation du Golfe de Gascogne.

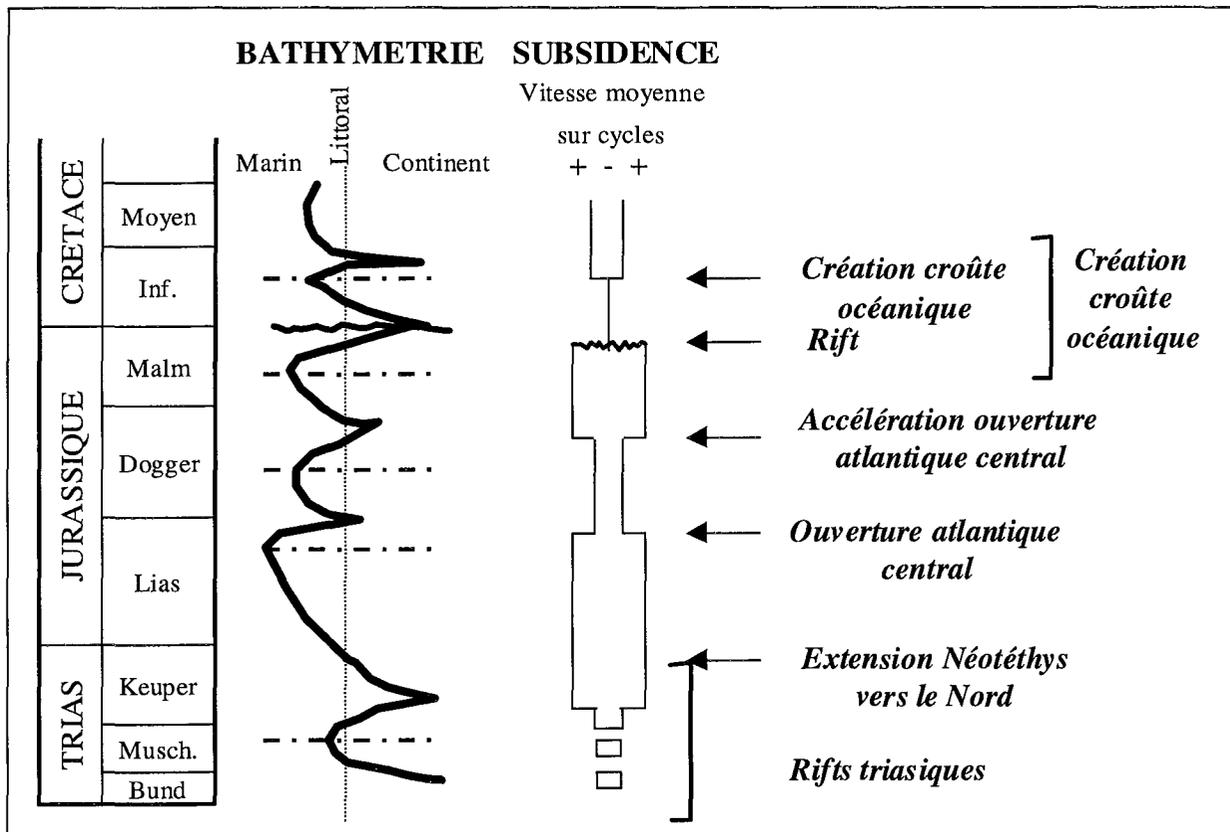


Figure II-2 : Les cycles transgressions – régressions du Trias – Crétacé moyen du bassin de Paris : relations avec les événements géodynamiques téthysiens et atlantiques (d'après (Guillocheau, 1991) ; redessiné et modifié par (Demars, 1994))

II.1.2 Les grandes étapes de la naissance et l'évolution du Bassin de Paris (Curnelle and Dubois, 1986; Mégnien, 1980)

II.1.2.a. Fin du Permien : Naissance du bassin de Paris

A la fin du Permien (il y a 250 Ma), la subsidence tectonique caractérisée par un processus d'extension (E-W à NW-SE) donne naissance au bassin parisien. Ce processus d'extension est marqué par la distension entre le bloc Ardennais au Nord Est et le bloc Arveno-Vosgien au Sud Est.

Trois accidents majeurs affectent alors le socle du bassin (cf. Figure II-3) :

- la faille de Bray-Vittel au Nord
- la succession des failles de Rouen, Rambouillet, Montvilliers, Gien, Sancerre.
- La faille de Metz en Lorraine qui se poursuit jusqu'à Montereau, au confluent de l'Yonne et de la Seine.

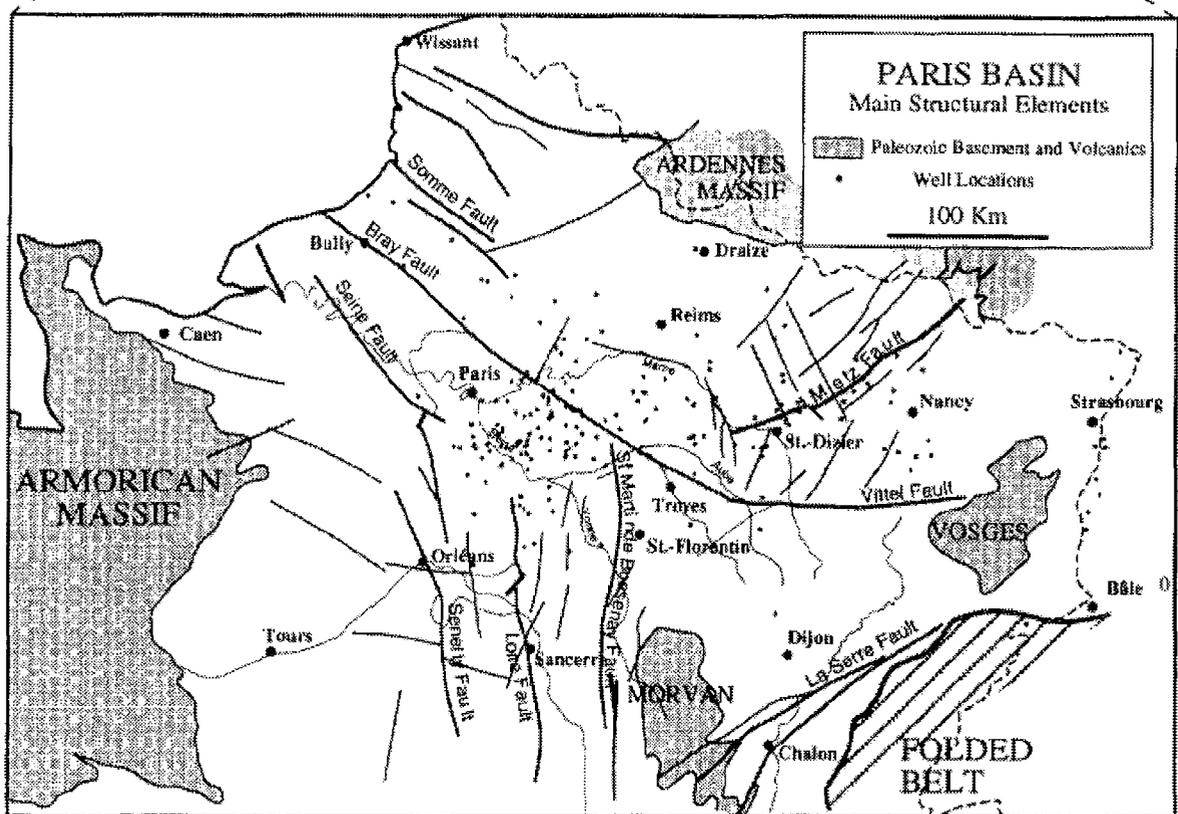


Figure II-3 Localisation des accidents majeurs du bassin de Paris (Goggin et al., 1997)

Le bassin est ensuite comblé par des apports détritiques provenant de l'érosion des reliefs hercyniens. Durant cette phase, les accidents tardi - hercyniens sont réactivés. Le bassin est alors soumis à une tectonique syn - sédimentaire, sa géométrie étant contrôlée par les accidents cités plus haut.

II.1.2.b. *Le Trias : Premières transgressions marines*

Ce n'est qu'au Trias moyen (Muschelkalk) que l'altitude des fossés permo-Triasiques commence de l'est vers l'ouest à devenir négative, ce qui permet aux premières transgressions d'origine germanique de s'avancer dans l'ébauche du bassin parisien, zone de rift dépressive. C'est aussi à partir du Trias que cesse l'amincissement de la lithosphère et que la subsidence tectonique devient thermique, beaucoup plus lente

Ainsi, à l'initiation tectonique du Permo - Trias se substitue une subsidence thermique et gravitaire (due à la surcharge en eau et en sédiments, à laquelle s'ajoute celle qui résulte de la compaction de ces derniers) qui seule persistera ultérieurement.

Le Trias inférieur (Bundsandstein) est constitué de dépôts fluviatiles confinés dans la partie est du bassin. Le Trias moyen (Muschelkalk) est constitué principalement de sédiments

carbonatés dans la partie est du bassin, avec des évaporites à la base dans l'extrême est et des sédiments fluviatiles à l'ouest. Le Trias supérieur (Keuper) comprend deux aires de sédimentation. A l'est, on trouve ainsi des dépôts composés essentiellement d'halite et d'anhydrite dans des environnements de type sebkha. A l'ouest, on retrouve des dépôts fluviatiles (Bourquin et al., 1997)

II.1.2.c. Le Lias inférieur : (205-195 Ma)

Le bassin est mis en eau. La sédimentation est alors composée de dépôts argilo - carbonatés d'une centaine de mètres d'épaisseur pour l'Hettangien. Le domaine marin ouvert progresse alors rapidement de l'Est vers l'Ouest en provenance de la ParaTéthys (Curnelle and Dubois, 1986)

II.1.2.d. Le lias supérieur – Dogger : (195-150 Ma)

Le bassin est le siège d'une sédimentation essentiellement argileuse pendant toute la période considérée mais sa physionomie évolue, conséquence des effets conjugués de la subsidence et de la tectonique syn - sédimentaire. Ainsi, le bassin de Paris montre une subsidence un peu plus active (1100 à 1200m de dépôts) avec un axe de sédimentation contrôlée par la faille de Metz, ENE-WSW, ouvert vers le domaine souabe. Dans la partie du bassin contrôlée par les failles de la Seine et de Sennely, une subsidence plus importante règne et se traduit par une sédimentation marneuse pendant tout le Dogger (sillon marneux). Ailleurs la subsidence ne compensant que partiellement la forte sédimentation, il se produit un comblement progressif : les faciès carbonatés de bordure migrent vers le centre du bassin (Curnelle and Dubois, 1986)

On retrouve ainsi (1) à la base des niveaux argileux et marno - carbonatés recouvrant tous les anciens domaines continentaux et (2) au sommet, un passage progressif vers un important ensemble calcaire oolithique ou bioconstruit.

II.1.2.e. Le Jurassique supérieur : (150- 130 Ma)

Le bassin continue de présenter jusqu'au début du Portlandien son image habituelle de sillon faiblement subsident ENE-SSW (300 à 350 m de dépôts) ouvert sur le domaine souabe et articulé à l'ouest sur la faille transversale de Sennely où se réalise la communication avec

les domaines marins, alpins et anglo-normand. Mais à la fin du Portlandien, le sillon ENE-WSW ouvert à la ParaTéthys et en place depuis le Trias disparaît sous l'effet du bâti Vosges - Luxembourg, mettant définitivement fin à la liaison avec le domaine souabe.

Le bassin se transforme alors en une zone déprimée, faiblement subsidente installée à l'Est de la faille de Sennely et siège de dépôts margino - littoraux saumâtres à évaporitiques. Sa disposition commence à esquisser celle de l'actuel bassin de Paris (Curnelle and Dubois, 1986). On trouve (1) à la base, un terme argileux et marno - carbonaté de milieu de plate-forme et (2) au sommet, un terme carbonaté.

II.1.2.f. Le Crétacé inférieur : 130-110 Ma

A cette époque, le bassin de Paris apparaît sous forme d'un large golfe dépendant du domaine alpin. C'est un petit sillon de sédimentation NW-SE, faiblement subsident avec 150 à 200 m de dépôts margino – littoraux détritiques et carbonatés passant vers le sud est aux dépôts littoraux de bordure de la mer alpine (Curnelle and Dubois, 1986)

II.1.2.g. Le Crétacé moyen : (110-90 Ma)

Le bassin est à nouveau entièrement recouvert par des dépôts marins. La subsidence du sillon NW-SE ralentie se poursuit, reliant les domaines alpins, anglo-normand avec 250m de dépôts argilo – silteux (Curnelle and Dubois, 1986)

II.1.2.h. Le Crétacé supérieur : (90-65 Ma)

En réponse à la collision entre l'Ibérie – Afrique et la zone ouest européenne, l'Europe occidentale est soumise à un régime compressif N-S généralisé. Le bassin parisien subit alors les conséquences de la compression pyrénéenne ce qui provoque son émergence. Le bassin connaît alors sa dernière phase de subsidence relativement importante avec 700 m de dépôts argilo - crayeux (Curnelle and Dubois, 1986)

II.2 Les Hydrocarbures dans le bassin de Paris :

II.2.1 Introduction:

De nombreux gisements d'hydrocarbures sont aujourd'hui recensés et exploités dans le bassin de Paris. La carte ci-après nous montre qu'ils sont majoritairement situés dans la partie centrale du bassin. Les hydrocarbures présents sont essentiellement composés d'huile. Retracer d'une part l'histoire géologique et thermique des bassins sédimentaires et d'autre part l'évolution de la maturité thermique de la matière organique permet de comprendre (1) l'évolution de la genèse d'hydrocarbures, (2) comment ces gisements se sont formés.

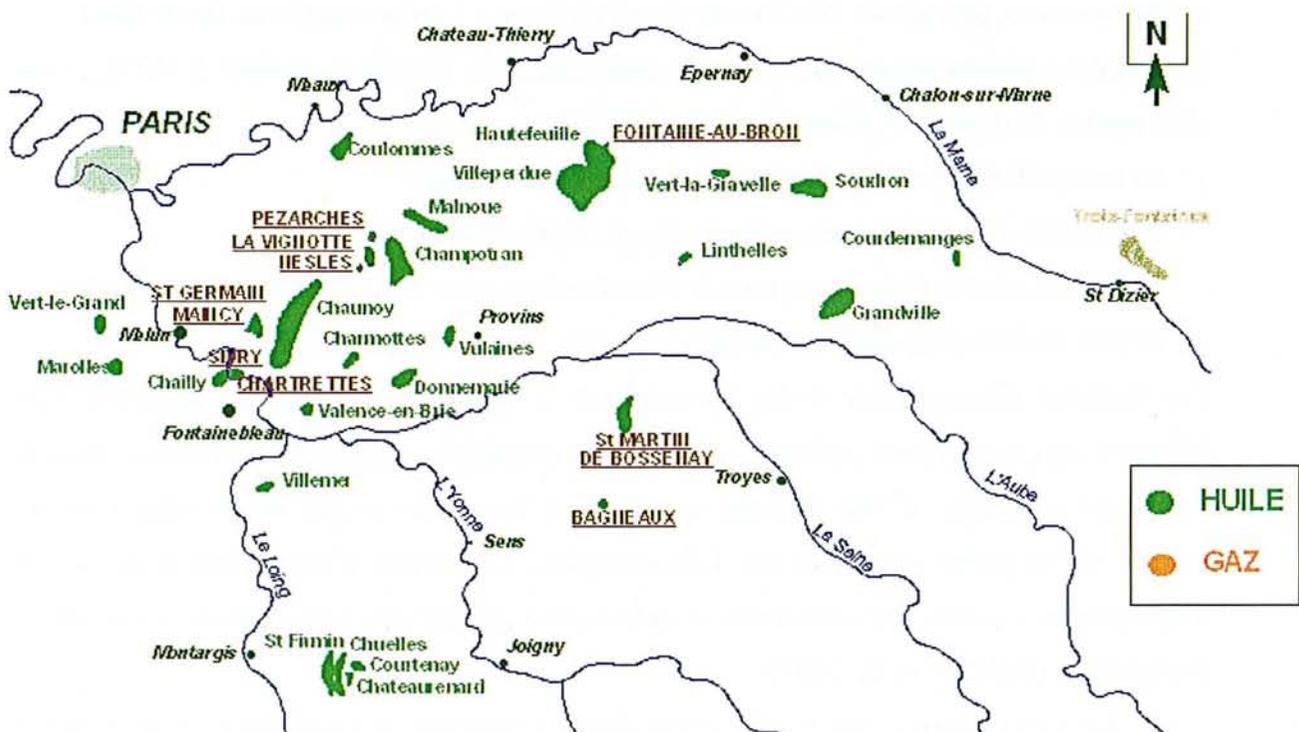


Figure II-4 : Gisements principaux du bassin de Paris

Le bassin parisien est un milieu pétrologène favorable car c'est un bassin peu profond, marqué par une large zone dépressive. La sédimentation est caractérisée par des périodes de milieu calme, à l'abri des courants, où se déposent les sédiments finement détritiques qui enfouissent la MO. La sédimentation y est essentiellement d'origine marine.

La nature (lithologie) des dépôts sédimentaires et de ce fait les propriétés pétrophysiques de ces sédiments (porosité, perméabilité) joue un rôle important lorsqu'il

s'agit de distinguer les niveaux de roches mères des niveaux réservoirs. Bien entendu de multiples autres facteurs entrent en compte (climat, environnement de dépôt, diagénèse minérale...)

II.2.2 Distribution des roches mères et des réservoirs dans le bassin de Paris :

II.2.2.a. Les niveaux de roches mères :

Différents niveaux de roches mères ont été localisés dans les séries du Mésozoïque, et ce principalement dans les niveaux du Lias. Une synthèse sur la géochimie organique du bassin de Paris (Espitalié et al., 1987) rend compte des séries à plus forts potentiels pétroliers. Cette étude est basée sur deux forages types, d'abord dans la partie centrale du bassin (région de Donnemarie), puis plus à l'est dans le synclinal Sarro – Lorrain (région de Bar le Duc) Les analyses géochimiques (IH, Taux de transformation, potentiel pétrolier S2,COT...) ont ainsi permis de distinguer quatre horizons principaux, à savoir :

- un intervalle de 30m d'épaisseur dans le Toarcien supérieur
- l'ensemble des schistes cartons du Toarcien inférieur (épaisseur 65 m)
- un niveau de 15m d'épaisseur dans le Pliensbachien entre 2340 et 2355m de profondeur
- la base du Lias (Hettangien – Sinémurien) entre 2380 et 2450m de profondeur.

Ces horizons correspondent à des épisodes où la sédimentation argilo - marneuse s'est effectuée en milieu marin anoxique, ou sous des conditions climatiques favorables. Dans le Jurassique supérieur, il faut signaler un excellent niveau de roches mères situé dans les marnes de la partie sommitale du Kimméridgien. Ce niveau d'une trentaine de mètres d'épaisseur n'a jamais été suffisamment enfoui pour générer des hydrocarbures en quantités exploitables (Espitalié et al., 1987)

Le Lias lorrain a fait l'objet d'une étude concernant la distribution de la MO (cf. Figure II-5) et ses relations avec la stratigraphie séquentielle et les cycles T-R (Hanzo and Espitalié, 1993; Hanzo et al., 1992). Les roches mères sont associées aux périodes de transgressions tandis qu'en période de régression, les unités sédimentaires sont pauvres en matière organique (Hanzo and Espitalié, 1993). Ceci s'explique, entre autres, par des conditions favorables à la préservation de la matière organique (environnement confiné) dans les périodes de transgressions. De nombreux chercheurs ont ainsi travaillé sur la correspondance entre les cycles T-R et la présence et l'abondance de matière organique. L'étude des conditions de dépôt des roches mères pétrolières potentielles à l'échelle des cycles tectono - eustatiques permet d'expliquer les richesses en MO de certains niveaux

sédimentaires. Cela résulterait de la conjonction de (1) la prolifération importante d'organismes phytoplanctoniques survenant en milieu marin ouvert, (2) une paléotopographie structurée, (3) une bathymétrie notable au droit des dépoctrés (Bessereau and Guillocheau, 1993; Bessereau et al., 1995; Disnar et al., 1996)

STAGES	AMMONITES	ZONES	AND	SUBZONES	LONG-TERM RELATIVE FLUCTUATION	CLASSICAL FORMATION NAMES	ORGANIC MATTER				
TOARCIAN	AALENSIS			Fluitans	LONG-TERM RELATIVE FLUCTUATION	CLASSICAL FORMATION NAMES	ORGANIC MATTER				
				Maetra							
	PSEUDORADIOSA			Pseudoradiosa							
				Levesquei							
	DISPANSUM			Gruneri							
				Insigne							
	THOUARSENSE			Fallicosum							
				Fascigerum							
				Thouarsense							
	VARIABILIS			Bingmanni							
				Villosa							
				Illustris							
	BIFRONS			Variabilis							
				Bifrons							
SERPENTINUS			Sublevisoni								
			Falcher								
TENUICOSTATUM			Strangewaysi								
			Semicelatum								
PLENSBACHIAN	SPINATUM			Hawskerense	LONG-TERM RELATIVE FLUCTUATION	CLASSICAL FORMATION NAMES	ORGANIC MATTER				
				Apyrenum							
	MARGARITATUS			Gibbosus							
				Subnodosus							
	DAVOEI			Stokesi							
				Figulinum							
	IBEX			Capricornus							
				Maculatum							
	JAMESONI			Luridum							
				Valdani							
				Masseanum							
				Jamesoni							
	SINEMURIAN s.j.	RARI-COSTATUM						Brevisplina	LONG-TERM RELATIVE FLUCTUATION	CLASSICAL FORMATION NAMES	ORGANIC MATTER
								Polymorphus			
OXYNOTUM				Taylori							
				Aplanatum							
				Maedonelli							
OBTUSUM				Raricostatum							
				Densinodulum							
TURNERI				Oxynotum							
				Simpsoni							
SEMICOSTATUM				Denotatus							
			Stellata								
BUCKLANDI			Oblusum								
			Turneri								
			Sauzeanum								
ANGULATA			Scipianianum								
			Lyra								
			Bucklandi								
LIASICUS			Rotiforme								
			Cooybeardi								
			Angulata								
PLANORBIS			Laqueus								
			Portlocki								
HETTAN-GIAN			Johnstoni								
			Planorbis								

Figure II-5 : La matière organique dans le Lias Lorrain (d'après (Hanzo et al., 1992))

II.2.2.b. Les roches réservoirs :

Les accumulations de pétrole ont pu être identifiées dans quatre réservoirs (Matray et al., 1989; Poulet and Espitalié, 1987) :

- (1) Les formations du Keuper et (2) les grès du Rhétien: à l'ouest du bassin de Paris, le Keuper est directement recouvert par l'Hettangien et montre une épaisseur réduite (< à 100m). Le faciès devient plus argileux, sauf dans la vallée de la Seine. A l'est du bassin, le Keuper contient seulement quelques niveaux fins gréseux. Il s'y développe un horizon salifère épais empêchant la migration des HC depuis l'Hettangien vers les formations gréseuses sous-jacentes du début du Trias présent dans cette zone.
- (3) les carbonates du Dogger, ou plus précisément du Callovien inférieur et du Bathonien terminal : ce niveau, étanche grâce à la présence des argiles du Callovo - Oxfordien surincombantes, constitue le réservoir le plus productif du bassin de Paris.
- (4) les sables néocomiens au Sud de Paris

II.2.2.c. Maturité thermique de la MO, production et migration des HC dans le bassin de Paris

II.2.2.c.i Type de matière organique:

Le diagramme de Van Krevelen ci-dessous permet de définir le type de MO présent dans le bassin de Paris (cf. Figure II-6)

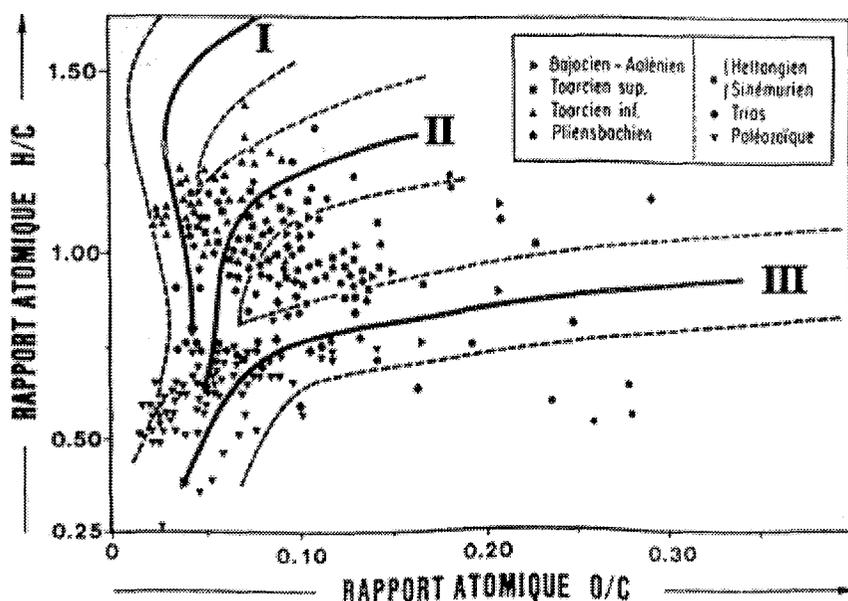


Figure II-6 : Type de MO présente dans le bassin parisien (d'après (Espitalié et al., 1987))

Comme le montre la figure II-6, les apports en matière organique sont de diverses origines et relèvent la plupart du temps de mélanges entre les types I, II, et III pour les différentes séries analysées. D'une manière générale, l'origine de la MO du Lias parisien est considérée comme essentiellement marine, i.e. de type II.

II.2.2.c.ii Maturité thermique de la MO, production et migration d'hydrocarbures
(Espitalié et al., 1987; Poulet and Espitalié, 1987)

La MO contenue dans les séries de l'Héttingien - Sinémurien est actuellement caractérisée par un taux de transformation de 80% dans la partie centrale du bassin contre 40% pour les séries du Toarcien inférieur (cf. Figure II-7). Le début de la fenêtre à huile se situe à une profondeur actuelle de 2100m, pour des valeurs de Tmax de l'ordre de 435°C, et ceci pour des taux de transformations supérieurs ou égaux à 10% environ (Espitalié et al., 1987) (cf. Figure II-8). D'autre part, Dans la zone actuellement la plus subsidente du bassin, le début de la fenêtre à gaz n'est toujours pas atteint bien que la presque totalité de l'huile potentielle ait été produite par la matière organique des niveaux du Lias inférieur.

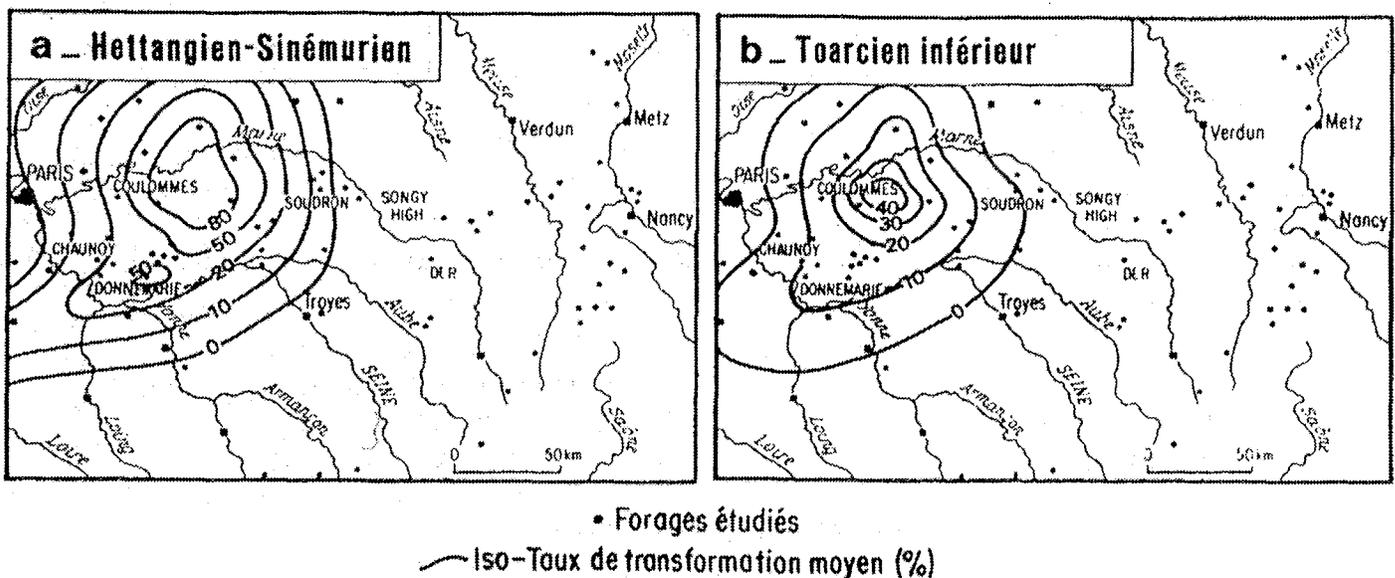


Figure II-7 : Cartes des valeurs d'iso - Taux de Transformation moyen pour l'Héttingien - Sinémurien (a) et le Toarcien inférieur (b), d'après (Espitalié et al., 1987)

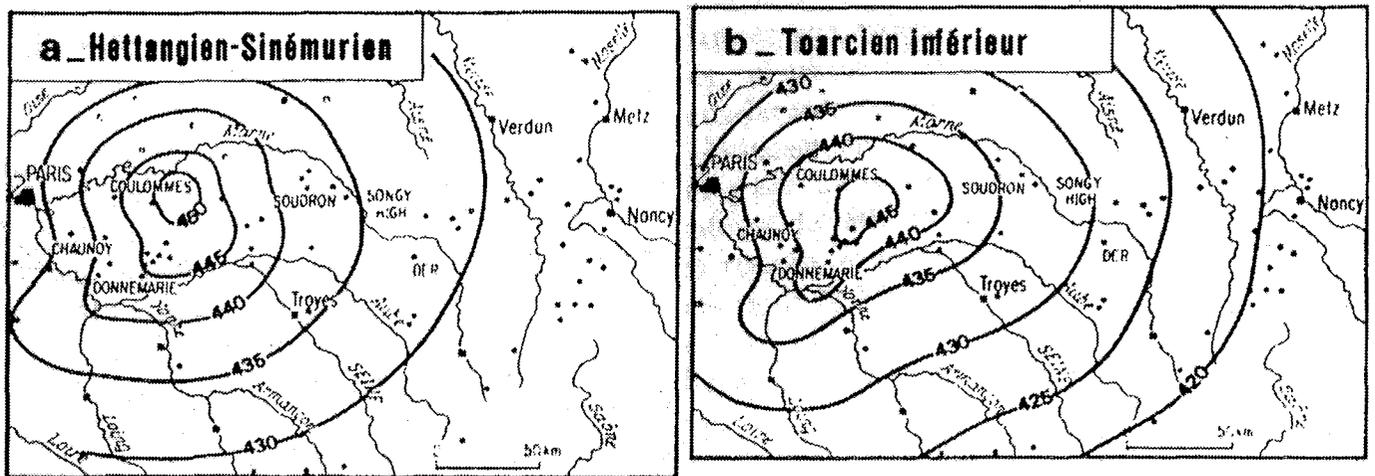


Figure II-8 : Cartes des iso - T_{max} pour l'Hettangien – Sinémurien (a) et le Toarcien inférieur (b)

Dans le Lias, la phase principale de génération des hydrocarbures s'est produite à partir du Crétacé supérieur (cf. Figure II-9) et pendant le Tertiaire (Espitalié et al., 1987). Poulet et Espitalié résument dans l'une de leur publication (Poulet and Espitalié, 1987) les principales étapes de migration et de piégeage des hydrocarbures dans les différents niveaux réservoirs. Ils rapportent ainsi que :

- (1) pour le Keuper, les apports et le piégeage a commencé au début du Sénonien (i.e. il y a 85 Ma au Crétacé Supérieur) et continue jusqu'à l'actuel.
- (2) pour les séries du Dogger, au cours de la phase pyrénéenne (70 – 20 Ma), les hydrocarbures proviennent des roches mères du Lias basal et des réservoirs du Keuper (dysmigration). A la fin de la phase pyrénéenne (entre 35 et 20 Ma), les hydrocarbures proviennent des roches mères du Toarcien basal.
- (3) pour les séries du Néocomien, l'apport a commencé au cours de la phase pyrénéenne par dysmigration depuis les séries du Dogger.
- (4) la migration secondaire et le piégeage des hydrocarbures continue actuellement dans tous les réservoirs.

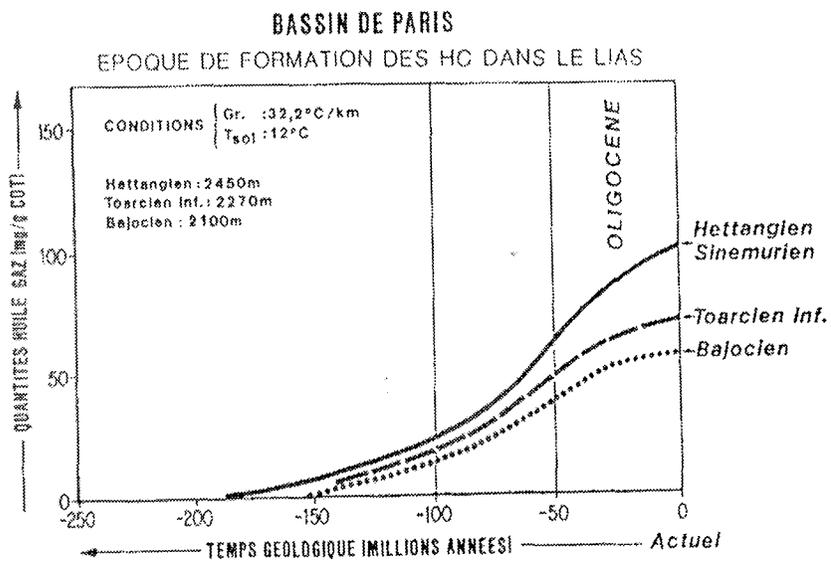


Figure II-9 :Génération des HC en fonction du temps géologique dans les roches mères du Lias, d'après (Espitalié et al., 1987)

II.3 Références bibliographiques :

- Bessereau, G. and Guillocheau, F., 1993. Stratigraphie séquentielle et distribution de la matière organique dans le Lias du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316: 1271-1278.
- Bessereau, G., Guillocheau, F. and Huc, A.-Y., 1995. Source Rock Occurrence in a Sequence Stratigraphic Framework : The Example of the Lias of the Paris Basin. *AAPG Studies in Geology*, 40: 273-301.
- Bourquin, S., Vairon, J. and Le Strat, P., 1997. Three-dimensional evolution of the Keuper of the Paris basin based on detailed isopach maps of the stratigraphic cycles: tectonic influences. *Geol Rundsch*, 86: 670-685.
- Brunet, M.F. and Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research*, 87(B10): 8547-8560.
- Curnelle, R. and Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, t.II(4): 529-546.
- Demars, C., 1994. Evolution diagénétique, paléofluides et paléothermicité dans les réservoirs du Keuper et du Dogger du bassin de Paris. INPL Thesis, Nancy 1, Nancy, 394 pp.
- Disnar, J.R., Le Strat, P., Farjanel, G. and Fikri, A., 1996. Organic matter sedimentation in the northeast of the Paris Basin: Consequences on the deposition of the lower Toarcian Balck shales. *Chemical Geology*, 131: 15-35.
- Espitalié, J., Marquis, F., Sage, L. and Barsony, I., 1987. Géochimie organique du bassin de Paris. *Revue de l'institut français du pétrole*, 42(3): 271-302.
- Goggin, V., Jacquin, T. and Gaulier, J.M., 1997. Three dimensional accomodation analysis of the Triassic in the Paris Basin: a new approach in unravelling the basin evolution with time. *Tectonophysics*, 282: 205-222.
- 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*, t.312(Série II): 1587-1593.
- Hanzo, M. and Espitalié, J., 1993. Relation entre matière organique et sédimentation dans le Lias de Lorraine (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316: 945-950.
- Hanzo, M., Guérin-Fréniatte, S., Espitalié, J. and De Gracianski, P., 1992. Source rocks and liassic sequence stratigraphy in Lorraine (Eastern Paris Basin, France), Cong.

Mesozoïc and Cenozoïc Seq. Stratigr. of European Bas., Abstr Vol Dijon, pp. 344-345.

Matray, J.M., Meunier, A., Thomas, M. and Fontes, J.C., 1989. Les eaux de formation du Trias et du Dogger du Bassin Parisien: histoire et effets diagénétiques sur les réservoirs. Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production, 13: 483-504.

Mégnyen, C., 1980. Tectogénèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), t. XXII(4): 669-680.

Poulet, M. and Espitalié, J., 1987. Hydrocarbon migration in the Paris Basin. In: B. Doligez (Editor), Migration of hydrocarbons in sedimentary basins. Proceedings of the 2nd IFP exploration research conference, June 15-19 1987. Editions Technip, Carcans, pp. 131-171.

1
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

CHAPITRE III
DEVELOPPEMENT ET APPLICATION DU
MODELE «THERMO'S»
AU BASSIN DE PARIS

III.1 Développement de TherMO'S

III.1.1 Présentation générale du modèle: Principe et organisation de TherMO'S:

Le modèle TherMO'S a été conçu afin d'attribuer les «paléo paramètres» thermiques associés à l'histoire d'enfouissement des bassins sédimentaires. Au fur et à mesure des dépôts de nouvelles séquences stratigraphiques, chaque unité est soumise à de nouvelles conditions Pression - Température. Il est alors nécessaire de reconstituer dans le temps, pour chaque tranche de temps, les paramètres thermiques afin de considérer ce qui est fourni au système Matière Organique en terme de thermicité. C'est le point de départ qui permettra alors de dire précisément à quel moment et dans quel contexte il a pu y avoir ou non le début d'une genèse d'hydrocarbures. La page ci-après présente l'organigramme du modèle (cf. Figure III-1)

Ce modèle 1D réalise les simulations suivantes pour chaque séquence et pour chaque tranche de temps:

- Décompaction: à partir de la loi empirique porosité – profondeur.
- Paléo porosités en reprenant le paléo enfouissement simulé.
- Paléo conductivités thermiques
- Paléo températures et paléo gradients thermiques. Pour ce faire, l'utilisateur doit au préalable supposer un flux de chaleur basal constant.
- Paléo Tmax et paléo énergies d'activation

Le modèle est programmé en Visual Basic 6 et comporte six feuilles :

- L'interface générale du modèle, «TherMOS», permettant d'avoir accès aux différents modules de calculs.
- La feuille «frmGetFile» permettant de saisir les fichiers d'entrée.
- La feuille «Subsidence» destinée aux calculs des paléo enfouissements et des paramètres associés pour les bassins sédimentaires à l'étude.
- La feuille «TherSequence» destinée aux calculs des paramètres thermiques.
- La feuille «frmBlocNotes» destinée au formatage en nuage de points des résultats en vue d'une représentation géométrique sous le géomodeleur 3D GOCAD.
- La feuille «Script» à partir de laquelle des scripts sont réalisés afin de construire automatiquement des objets sous GOCAD (courbes et surfaces)

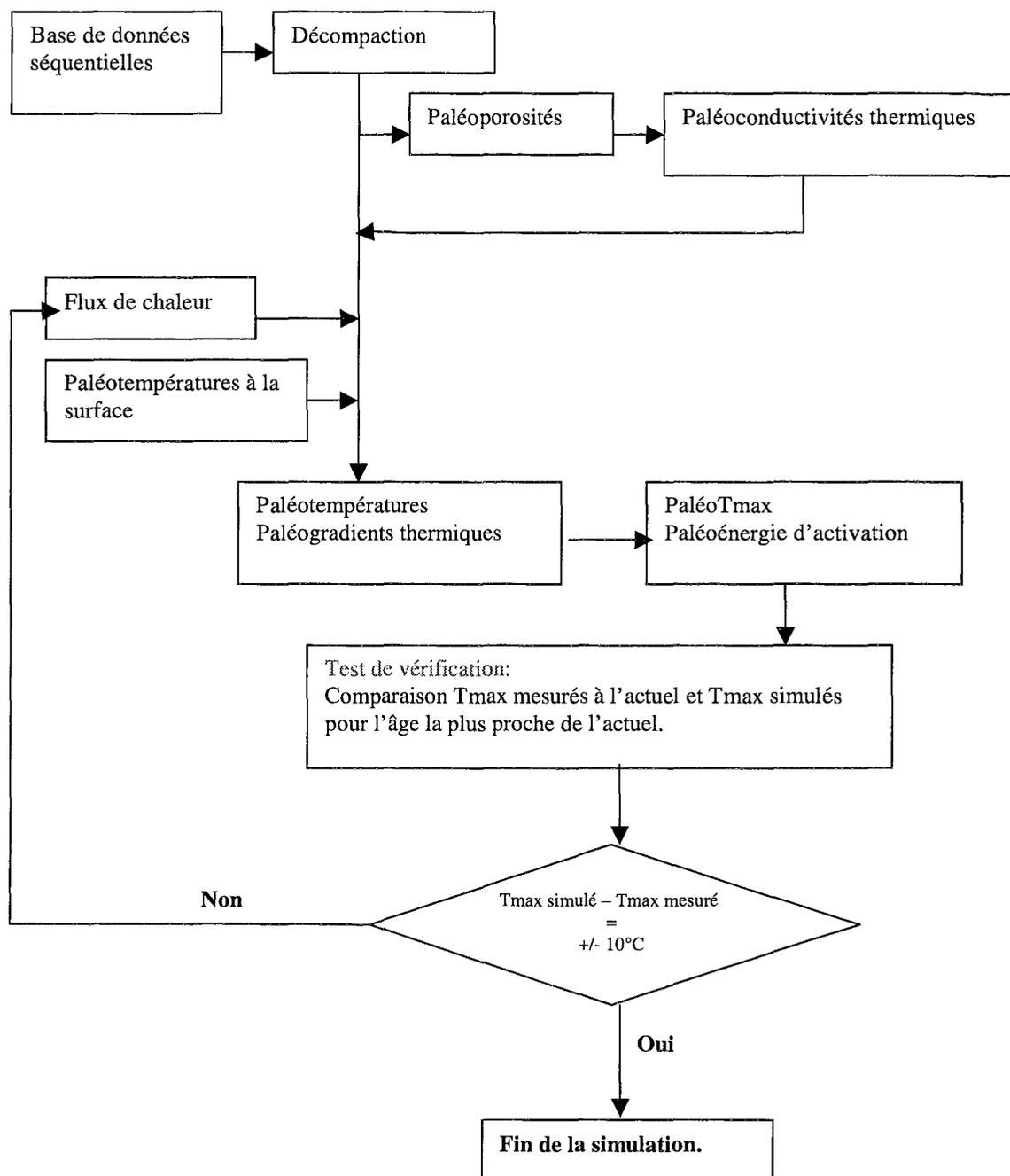


Figure III-1 : Organigramme de TherMO'S

III.1.1.a. La Feuille «Subsidence»:

III.1.1.a.i Paléo enfouissement

La technique permettant de restituer les paléo enfouissement à partir de la loi porosité – profondeur (Allen and Allen, 1990) est rappelée dans le premier chapitre de ce mémoire. Dans l'écriture du code, les termes correctifs pour ce qui est de l'eustatisme et de la paléo bathymétrie sont rajoutés:

$$(1) y_{i2}^t - y_{i1}^t = y_{i2} - y_{i1} - \phi_{0i} \frac{e^{-c_{[i]}y_{i1}} - e^{-c_{[i]}y_{i2}}}{c_{[i]}} + \phi_{0j} \frac{e^{-c_{[i]}y_{i1}^t} - e^{-c_{[i]}y_{i2}^t}}{c_{[i]}} + \text{eust} + \text{bathy}_i$$

avec:

y_{i1}^t, y_{i2}^t : paléo enfouissement (base et top de la séquence i)(m) au temps t

y_{i1}, y_{i2} : profondeur actuelle de la séquence i(m)

ϕ_{0i} : porosité de surface

$c_{[i]}$: coefficient de porosité de la séquence i

eust : correction eustatique(m)

bathy_i : correction bathymétrique de la séquence i(m)

□ Calcul de la porosité initiale et du coefficient lithostatique :

Soit la lithologie d'une séquence définie par une distribution en argile, sable, calcaire, dolomie, anhydrite et halite exprimée en pourcentage.

Le modèle calcule la porosité de surface et le coefficient lithostatique à partir du pourcentage en minéraux selon le procédé suivant :

- Le coefficient de porosité de la séquence i, noté $c[i]$, est calculé selon la formulation :

$$(2) c[i] = \frac{\sum_{j=1}^n \text{coefficient de porosité}_j^i \times [\%j]}{100}$$

avec i, j, n: Numéro de la séquence, minéral considéré et nombre de minéraux respectivement.

$\%j$: pourcentage du minéral j dans la séquence i.

- La porosité de surface de la séquence i, noté $\phi_0[i]$, est calculée selon la formulation :

$$(3) \phi_0[i] = \frac{\sum_{j=1}^n (\text{porosité de surface})_j^i \times [\%j]}{100}$$

III.1.1.a.ii Paléo porosités

Il suffit de reprendre les paléo enfouissements calculés par la technique de décompaction puis de réutiliser les lois porosité - profondeur selon l'équation:

$$(4) \phi_i^t = \phi_i \frac{e^{-c_{[i]}y_{i1}^t} - e^{-c_{[i]}y_{i2}^t}}{c_{[i]}(y_{i2}^t - y_{i1}^t)}$$

avec: ϕ_i, ϕ_i^t porosité actuelle et paléo porosité de la séquence i.

III.1.1.a.iii Paléo conductivités thermiques

Plusieurs méthodes permettent d'estimer la conductivité thermique des sédiments. Le modèle TherMO'S reprend la formulation géométrique moyenne (Vasseur et al., 1995) et ce pour chaque tranche de temps et chaque séquence :

$$(5) K_i = \prod_{j=1}^n (K_{ij}^{(1-P_i)}) * 0.6^{P_i}$$

avec: K_{ij} : conductivité thermique du minéral j (W/m/°K) pour la séquence i .

P_i : porosité de la séquence i .

On considère que la conductivité thermique de l'eau est de 0.6 W/m/°K.

III.1.1.b. La feuille «TherSequence»:

III.1.1.b.i De quelles informations disposons-nous et que cherchons-nous à savoir?

Considérons une séquence sédimentaire A renfermant de la matière organique et issue, par exemple, de dépôts marins. Au moment du dépôt la séquence se situe entre les profondeurs z_1 et z_2 , comme le montre la figure III-2. Au temps t_0 , A est caractérisé par :

- une épaisseur $dz(t_0)$ exprimée en mètres
- une conductivité thermique $K(z(t_0))$ exprimée en W/m/°K
- des températures au toit et à la base, $T_{\text{toit}}(t_0, z_2(t_0))$ et $T_{\text{base}}(t_0, z_1(t_0))$ exprimées en °C
- un gradient thermique $\text{Grad}(t_0)$ exprimé en °C/m

D'autre part, A est soumis à un flux de chaleur, noté $Q(t_0)$. La chaleur (exprimée mW/m²) et la température sont reliées par la loi de Fourier ci-après :

$$(6) Q(t) = -K(z(t)) * \frac{dT(t)}{dz(t)}$$

Soulignons que A étant la première séquence stratigraphique d'une colonne sédimentaire à venir, la température au toit de cette séquence correspond à la paléotempérature à la surface au temps t_0 . Les paléotempératures à la surface sont des données intégrées dans TherMO'S à partir de la littérature (Bowen, 1966). On a alors:

$$(7) T_{\text{toit}}(t_0, z_2(t_0)) = \text{température}(t_0, z = 0)$$

Ainsi, en supposant (1) un flux de chaleur et connaissant (2) la conductivité thermique, (3) l'épaisseur de la séquence, (4) la température au toit de cette dernière, l'équation (6) permet de déterminer la température à la base de la séquence et en conséquence son gradient thermique:

$$(8) T_{\text{base}}(t_0, z_1(t_0)) = T_{\text{toit}}(t_0, z_2(t_0)) + Q(t_0) \int_{z_1(t_0)}^{z_2(t_0)} \frac{dz(t_0)}{K(z(t_0))}$$

Le dernier membre de droite de l'équation (8) représente ainsi la différence de température entre le toit et la base de la séquence.

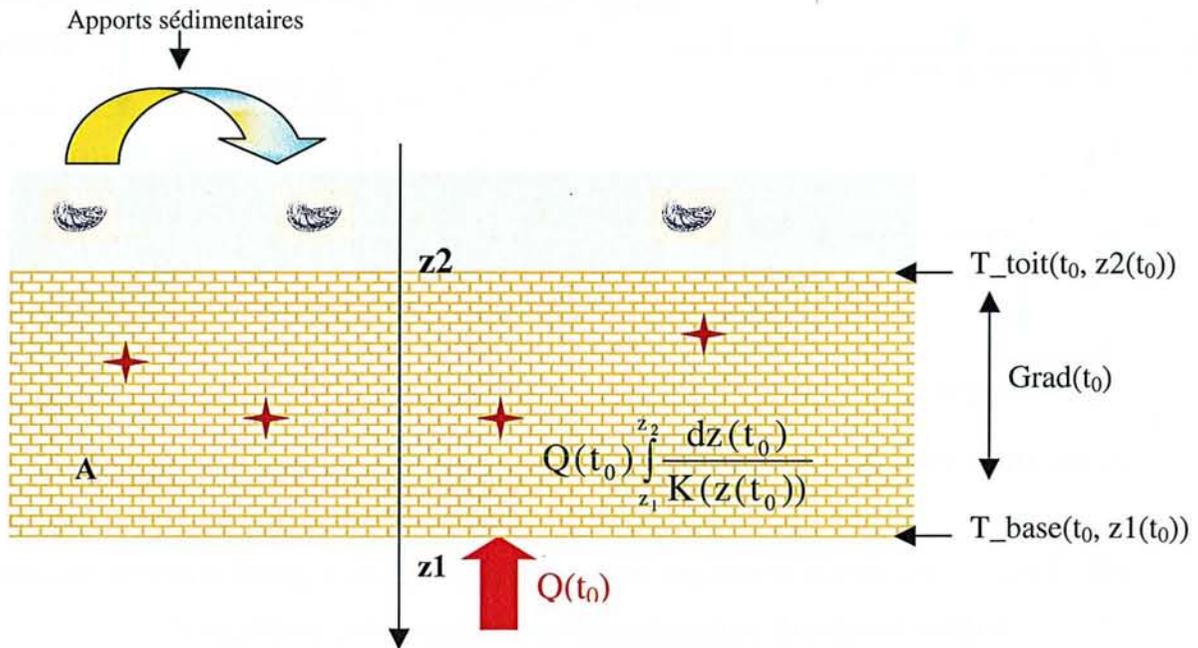


Figure III-2 : Dépôt et caractéristiques thermiques de la séquence A au temps initial t_0 .

En réponse au dépôt d'une nouvelle séquence, la séquence A est enfouie et compactée (cf. Figure III-3). Les valeurs des paramètres thermiques la caractérisant varient ainsi au cours du temps.

S.C.D. - U.N.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cédex

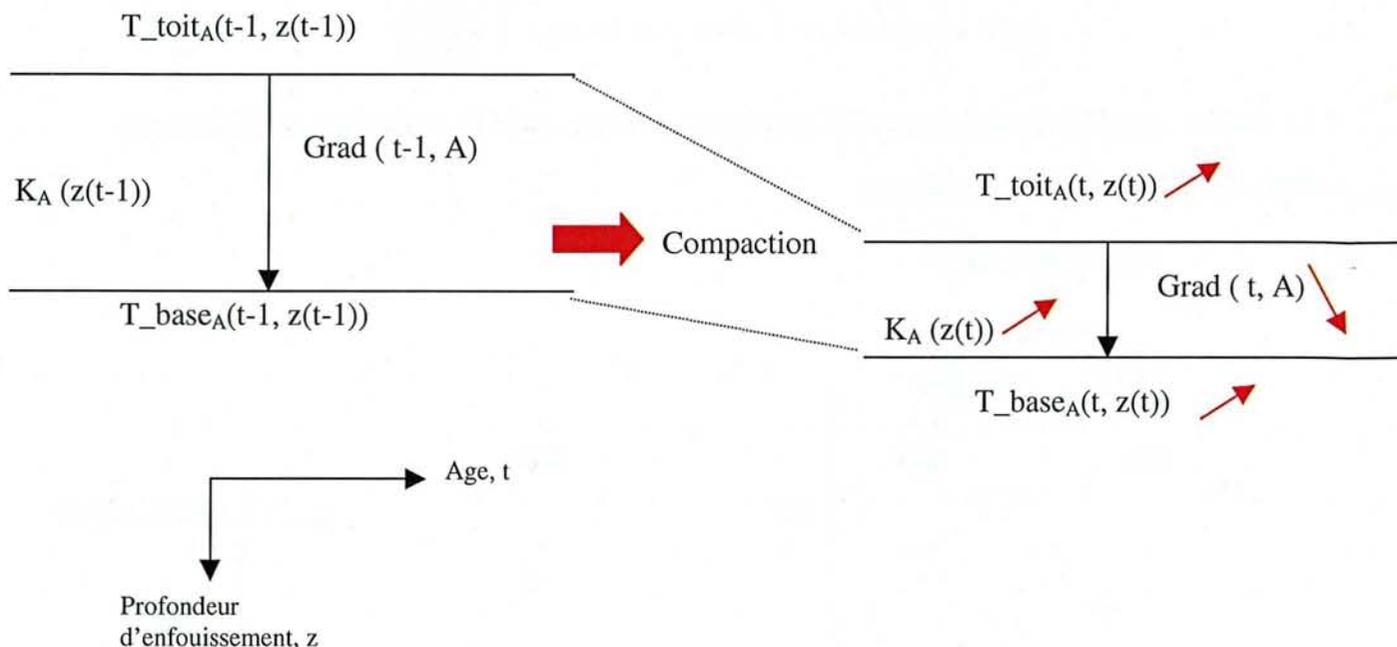


Figure III-3 : Effet de la compaction sur les paramètres thermiques d'une séquence.

III.1.1.b.ii La matière organique, un élément d'information (parmi d'autres) essentiel pour la détermination de la thermicité d'une séquence stratigraphique :

Le premier chapitre exposait le formalisme mathématique (issu de la loi d'Arrhénius) ayant servi à Jean Robert Disnar pour construire un modèle de détermination de paléo températures de charbons de la Mahakam (Disnar, 1986; Disnar, 1994)

$$(9) \frac{1}{T_{m2}} = \frac{R}{\Delta E} \left[2 \ln \frac{T_{m2}}{T_{m1}} - \ln \frac{B_2}{B_1} \right] + \frac{1}{T_{m1}}$$

La conception de TherMO'S, telle qu'elle se présente, pose les variables connues et inconnues de la façon suivante:

- *Variables connues*: simulées selon la démarche développée précédemment
 - T_{m2} : paléo température
 - B_2 : paléo gradient thermique
- *Variables à déterminer*:
 - ΔE : «paléo énergie d'activation»
 - T_{m1} : «paléo Tmax»

La vitesse de chauffe expérimentale B_1 est imposée par l'utilisateur de TherMO'S (25°C/mn en général)

⇒ Signification des variables à déterminer:

* Les «paléo Tmax»:

Les «paléo Tmax» correspondent à des Tmax virtuels obtenus par pyrolyse Rock Eval d'échantillons contenus dans une séquence stratigraphique pour chaque intervalle de temps géologique. Leur détermination renseigne sur une évolution temporelle du craquage thermique primaire de la matière organique. Plus le Tmax augmente, plus la matière organique est évoluée, mature et plus des molécules hydrocarbonées de plus en plus complexes craquent.

Bien entendu, cet indicateur de maturité thermique n'est pas suffisant pour caractériser l'évolution thermique de la matière organique. En effet, il faudrait combiner dans l'étude de la MO (1) son type (et donc son origine de dépôt), (2) son potentiel pétrologène déterminé par l'index d'hydrogène, (3) son taux de transformation...

Les fenêtres à huile et à gaz sont limitées par des valeurs de Tmax variant selon le type de matière organique. Pour indication, le tableau ci-après récapitule les valeurs limites des Tmax définissant les fenêtres à huile et à gaz, traversées par la MO au cours de sa dégradation thermique (cf. Table III-1) :

Type de MO	Fenêtre diagenétique	Tmax (°C)	Ro (%)
Type I	Fenêtre à huile	440	0.7
	Fenêtre à gaz	440	1
Type II (*)	Fenêtre à huile	430 – 435	0.6
	Fenêtre à gaz	455 - 470	1
Type III	Fenêtre à huile	>435	0.6 0.7
	Fenêtre à gaz	470	1.3

(*): pour le type II-S (MO présentant un contenu élevé en sulfure et en oxygène), la fenêtre à huile commence plus tôt, ceci étant lié au craquage des liaisons faibles sulfurées et oxygénées.

Table III-1 : Valeurs de Tmax à l'entrée des fenêtres à huile et à gaz, selon le type de MO (d'après (Bordenave et al., 1993a; Nali et al., 2000))

Ainsi la connaissance de l'évolution dans le temps des paléo Tmax depuis le dépôt des sédiments renfermant de la matière organique permet de situer dans le temps et l'espace (lors de la simulation dans un espace 3D) le début de la genèse d'hydrocarbures.

Enfin, le calcul des Tmax « actuels » permet, par comparaison avec la connaissance des Tmax mesurés en pyrolyse Rock – Eval sur échantillons, d’ajuster le flux de chaleur basal et ce jusqu’à ce que la condition ci-après soit vérifiée :

$$(10) |T_{\max \text{ simulé}} - T_{\max \text{ mesuré}}| = 0 \pm 10^{\circ}\text{C}$$

* Les «paléo énergies d’activation»:

Tel que TherMO’S détermine cette variable, ce paramètre correspond à l’énergie nécessaire pour que se produise une transformation donnée, pour un âge géologique donné. La paléo énergie est alors fournie au système réactif (la MO), notamment par transfert de chaleur (essentiellement par conduction dans les bassins sédimentaires). L’origine du problème, posé en ces termes dans le modèle TherMO’S, provient (1) de la quantité du flux de chaleur basal, (2) de la capacité à recevoir une partie de cette chaleur pour la séquence (conductivité thermique)

D’autre part, les réactions chimiques sont complexes et une seule énergie d’activation ne peut décrire le véritable déroulement de la transformation thermique de la MO. Les paléo énergies d’activation simulées par TherMO’S sont directement fonctions du temps géologique. Il est ainsi d’usage de construire un histogramme temporel d’énergie d’activation pour un échantillon immature au temps t_0 , âge de dépôt.

En 1989, Alan K. Burnham et Jerry J. Sweeney publient un modèle cinétique de maturation et de réflectance de la vitrinite (Burnham and Sweeney, 1989). Ils supposent que la vitrinite se décompose selon une série de quatre réactions parallèles du premier ordre en suivant

l’équation ci - après: (10) $\frac{dC_i}{dt} = -k_i C_i$

C_i représente l’ième composante des précurseurs de H_2O , CO_2 , CH_n ou CH_4 . A partir d’une vitrinite immature, les auteurs, ont obtenu un modèle de distribution des énergies d’activation décrivant le déroulement de la dégradation thermique de la vitrinite simulée en laboratoire (cf. Table III-2).

Energie d'activation (kCal/mol)	% d'espèces caractérisées par une énergie d'activation donnée			
	H ₂ O	CO ₂	CH _n	CH ₄
38	5			
40	10			
42	15	5		
44	20	15		
46	20	25	5	
48	15	25	10	
50	10	15	20	7
52	5	10	30	12
54		5	20	14
56			10	13
58			5	12
60				11
62				9
64				7
66				5
68				4
70				3
72				2
74				1

Table III-2 : Modèle de distribution d'énergie d'activation pour la vitrinite, d'après (Burnham and Sweeney, 1989)

J'ai alors voulu transposer ce modèle de distribution d'énergie d'activation dans le temps. Pour ce faire, les paléo énergies d'activation issues de TherMO'S pourront être comparées à celles caractérisant le stade de maturité thermique de la vitrinite (genèse d'eau, de dioxyde de carbone et d'hydrocarbures). Il en découle une projection dans le temps de la formation des quatre précurseurs issus de la décomposition thermique de la vitrinite.

III.2 Représentation des résultats sous GOCAD

Les résultats obtenus sont transférables vers Excel. Cependant, afin de pouvoir déduire de la simulation opérée une interprétation de l'évolution temporelle et spatiale des paramètres thermiques, nous proposons de réaliser une représentation en utilisant le géomodeleur 3D GOCAD.

III.2.1 Principe et intérêt de la représentation graphique proposée (espace x,t,z):

La simulation effectuée par TherMO'S est réalisée puits par puits. L'objectif des travaux vise la reconstruction de l'histoire thermique de bassins sédimentaires. Cette histoire doit tenir compte des variations spatiales et temporelles des paramètres thermiques calculés. Ainsi nous avons voulu représenter des surfaces dans un espace (x, t, z) . La spécificité de GOCAD est de pouvoir, par un code de couleur, affecter des propriétés pour chacun des nœuds du maillage constituant la géométrie de l'objet représenté. Ces propriétés sont dans notre cas, outre la lithologie de la séquence: (1) la porosité, (2) la conductivité thermique, (3) le gradient thermique, (4) la température et (5) le Tmax.

Cette représentation permet de situer dans le temps et l'espace un unique horizon stratigraphique sans avoir besoin de juxtaposer une série de graphes Excel ; dans une telle situation et face au problème posé, le mode de représentation est capital afin de ne pas négliger certaines interprétations facilitées par la vue de synthèse que nous proposons ici.

III.2.2 Construction des surfaces « spatio-temporelles » :

III.2.2.a. Préliminaire

Les résultats de simulation sont formatés en nuage de points (VSET), pour chaque puits et chaque séquence aux différents temps géologiques, par la feuille «frmBlocNotes». Les fichiers d'entrée vers GOCAD ont alors la forme suivante :

```

GOCAD VSET 2.0
HEADER{
name : Nom du puits
}
PROPERTIES ARGILE SABLE CALCAIRE DOLOMIE ANHYDRITE HALITE porosite K
gradT Temperature Tmax
NO_DATA_VALUES -1 -1 -1 -1 -1 -1 -99999 -99999 -99999 -99999 -99999
PROPERTY_CLASSES ARGILE SABLE CALCAIRE DOLOMIE ANHYDRITE HALITE
porosite K gradT Temperature Tmax
ESIZES 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
PVRTX 1 X Y Z Val[argile] Val[sable] Val[calcaire] Val[dolomie] Val[anhydrite] Val[halite]
Val[porosité] Val[conductivité thermique] Val[gradient thermique] Val[température]
Val[Tmax]

END

```

Lorsque l'utilisateur se retrouve face à l'interface GOCAD, il doit d'abord regrouper l'ensemble des données entrées en un unique nuage de points afin de pouvoir construire une surface X,Y,Z contenant tous les puits et ce pour chaque séquence et chacun des temps géologiques. Des «scripts» inclus dans le modèle TherMO'S permettent alors d'automatiser la construction des horizons stratigraphiques.

III.2.2.b. Surfaces «spatio-temporelles»:

Suite au préliminaire décrit ci-dessus, plusieurs surfaces temps pour les différents horizons stratigraphiques contenus dans le bassin sédimentaire sont disponibles. Il s'agit alors de tracer des coupes E-W correspondant au secteur étudié. Pour chaque séquence, une succession de ligne temps est obtenue. La tâche consiste à transposer ces courbes dans l'espace 2D X, Z. La coordonnée en y, forcée à la valeur nulle peut, désormais contenir les âges et faire office d'axe temps. C'est dans cet espace à effet 3D que des surfaces reliant chacune des courbes sont construites. L'intervalle de temps étant compris entre 1 et 5 Ma, l'interpolation des enfouissements et des paramètres thermiques peut être réalisée du fait du grand nombre de contraintes imposées lors de la construction de la surface.

Dans le but de répondre aux attentes du PNRH, le modèle est testé sur une base de données stratigraphiques du méso- cénozoïque du bassin de Paris établie par l'équipe de stratigraphes de l'université de Rennes. La deuxième partie de ce chapitre décrit cette base de données telle qu'elle est utilisée dans mes travaux.

III.3 Application du modèle TherMO'S au Bassin de Paris :

III.3.1 Base de données stratigraphiques du méso- cénozoïque du bassin de Paris :

III.3.1.a. Introduction:

Cécile Robin a réalisé une thèse sur la mesure stratigraphique de la déformation et son application à l'évolution jurassique du bassin de Paris (Robin, 1997). Dans le cadre de ses travaux, elle a, entre autres, analysé en terme de stratigraphie séquentielle la succession liasique. Pour ce faire, elle a réuni l'ensemble des informations stratigraphiques concernant l'étude méso – cénozoïque du bassin de Paris. Elle rappelle ainsi (Robin, 1997) que « c'est grâce à un programme de cartographie 3D des séquences de dépôts du bassin de Paris (François Guillocheau, Paul Le Strat, Jean Michel Gaulier) qu'une importante base de données a pu être acquise sur un transect W-E reliant Rambouillet à Francheville. Ce transect intègre une cinquantaine de puits. Le Trias a ainsi été étudié par Sylvie Bourquin. Le Jurassique moyen est analysé par Fabrice Gaumet, Jean-Pierre Garcia et Gilles Dromart. Le Jurassique supérieur a fait l'objet d'un DEA (Serge Barbier). Le Crétacé inférieur a été intégralement étudié (Jean-Marie Outin et Didier Granjeon). Le Crétacé moyen a fait l'objet d'un DEA (Jean-Christophe Kerforne). Le Crétacé supérieur et le Tertiaire sont en cours d'étude.

L'empilement vertical de séquences génétiques a ainsi permis de déterminer deux ordres de cycles transgressifs- régressifs, l'un de durée comprise entre 10 et 40 Ma (cycles majeurs) et l'autre de durée comprise entre 1 et 15 Ma (cycles mineurs). Ces cycles ont alors permis de contraindre l'évolution méso – cénozoïque du bassin de Paris (Guillocheau et al., 2000)

Les cycles transgressifs - régressifs mineurs déterminés dans le Lias correspondent pratiquement, parfois à une biozone près, aux étages du Lias » (Robin, 1997)

Dans le cadre de nos travaux, C. Robin et F. Guillocheau nous ont fourni une base de données stratigraphiques réalisées à partir (1) de données biochronostratigraphiques (zones à ammonites), (2) de l'identification d'isochrones sur diagraphies, (3) de l'empilement vertical d'unités génétiques et (4) de la corrélation des séquences génétiques définies sur une cinquantaine de puits.

III.3.1.b. Localisation du secteur étudié dans le cadre d'une première application de TherMO'S à un bassin sédimentaire:

Dans le but de tester le modèle, TherMO'S est appliqué à vingt puits s'étendant sur un transect W-E du bassin de Paris (cf. Figure III-4)

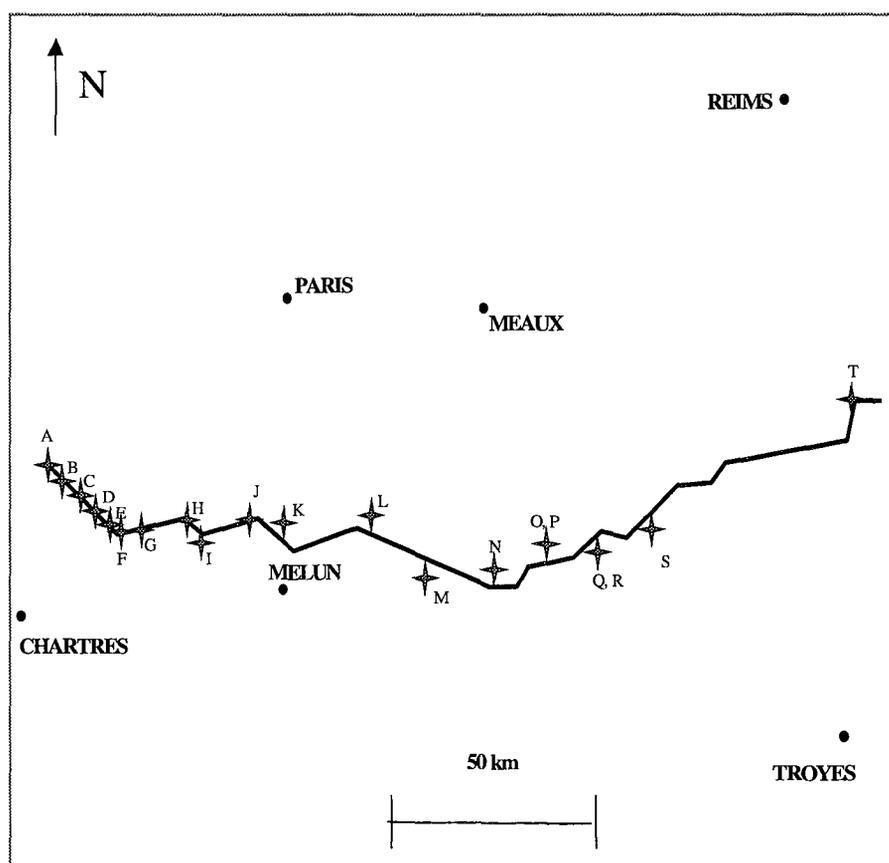


Figure III-4: Localisation des puits introduits dans TherMO'S le long du transect W-E Rambouillet - Francheville du bassin de Paris

Code Alphabétique	Nom du puits	X (km) (Lambert)	Y(km) (Lambert)	Cote ZS (m) (Lambert)
A	Rambouillet	564375	104625	163
B	Dourdan	575240	94582	142
C	Breuillet	587268	96471	94,1
D	Les Bergers	587771	95464	87,65
E	Boissy-Sous- Saint-Yon	590481	94683	94,9
F	Bechevret	591583	94438	97,74
G	Marolles	595992	95443	88,7
H	Vert Le Grand	600440	96407	76,6
I	Villoison	608642	92260	82,63
J	Bois Brule	617693	94943	73,28
K	Breviandre	621057	94346	77,5
L	Sivry	630442	90649	81,56
M	Les-Grandes Maisons	636905	87663	107
N	Charmottes	644150	85445	111,8
O	Bremonderie 1	649538	86470	123
P	Bremonderie 2	651547	88069	136,4
Q	Donnemarie 5	656477	89111	131,45
R	Donnemarie 3	658663	89618	141
S	Trou Aux Loups	662391	92900	121,5
T	St Loup	710252	116722	136,02

Table III-3: Légende pour la figure III-4 (communication personnelle C. Robin, 2000)

III.3.1.c. Présentation de la base de données séquentielles:

La base de données est obtenue par corrélation puits à puits des isochrones repérés sur les enregistrements diagaphiques. Pour exemple, la table ci-après (cf. Table III-4) récapitule les isochrones corrélés dans le Lias du bassin de Paris.

Nom des surfaces remarquables	Nature	Zones à ammonites	Datation Odin
T4	FS	intra opalinum	182.6
T3	UN	thouarsense/levesquei	182.9
T2	MFS	falciferum/bifrons	186.3
T1	FS 3 ^{ième} ordre	tenuicostatum/falciferum	187.2
Pd7	FS min	intra tenuicostatum	187.5
Pd5	UN	intra spinatum	188.1
Pd4	MFS	sommet margaritatus	189.3
Pc3	FS 3 ^{ième} ordre	base davoei	191.9
Pc2	MFS 3 ^{ième} ordre	base jamesoni	194.5
Pl1	FS min	intra raricostatum	195.6
S2	MFS	intra obtusum	197.1
S1	FS	intra bucklandi	200.4
H2	MFS	base angulata	202.2
H1	FS	base planorbis	205

Table III-4 : Table récapitulative des isochrones corrélés dans le Lias du bassin de Paris, d'après (Robin, 1997)

Pour chaque puits étudié, à l'échelle des séquences stratigraphiques définies, une base de données lithologiques exprimées en pourcentage de minéraux est établie. La variation des dépôts, fonction des cycles T-R, est ainsi mise en évidence à une échelle de 1 à 5 Ma. La base de données lithostratigraphiques reprend ainsi la composition des sédiments pour les différents étages du méso – cénozoïque. Pour exemple, seules sont considérées dans cette partie les séquences déposées au cours du Lias

III.3.1.c.i Cycles liasiques T-R mineurs et distribution minéralogique associée (Robin, 1997) (cf. Figure III-5):

□ Le cycle mineur de l'Hettangien comprend:

- Un demi - cycle transgressif (205 -202.2 Ma): Ce demi - cycle est délimité par la surface de première inondation H1 et la surface d'inondation maximale H2.

- Un demi - cycle régressif (202.2 – 200.4 Ma) : Ce demi - cycle est délimité par la surface d'inondation maximale H2 et la surface de première inondation S1.
- Le cycle mineur du Sinémurien comprend :
 - Un demi - cycle transgressif (200.4-197.1 Ma) : Ce demi - cycle est délimité par la surface de première inondation S1 et la surface d'inondation maximale S2.
 - Un demi – cycle régressif (197.1 – 195.6 Ma) : Ce demi - cycle est délimité par la surface d'inondation maximum S2 et la surface de première inondation P11.
- Le cycle mineur du Pliensbachien comprend:
 - Un demi – cycle transgressif (195.6 - 189.3 Ma): Ce demi – cycle est délimité par la surface de première inondation P11 et la surface d'inondation maximale Pd4.
 - Un demi – cycle régressif (189.3 – 187.5 Ma): Ce demi – cycle est délimité par la surface d'inondation maximale Pd4 et la surface de première inondation Pd7.
- Le cycle mineur du Toarcien comprend:
 - Un demi – cycle transgressif (187.5 – 186.3 Ma): Ce demi – cycle est délimité par la surface de première inondation Pd7 et la surface d'inondation maximale T2.
 - Un demi – cycle régressif (186.3 – 182.6 Ma): Ce demi – cycle est délimité par la surface d'inondation maximale T2 et la surface de non-conformité T4.

Les cycles T-R ont un impact direct sur la nature lithologique du dépôt (cf. Figure III-5). De ce fait, simuler l'histoire d'enfouissement et l'évolution thermique de chaque séquence permet de proposer une histoire en accord avec la définition de ces cycles.

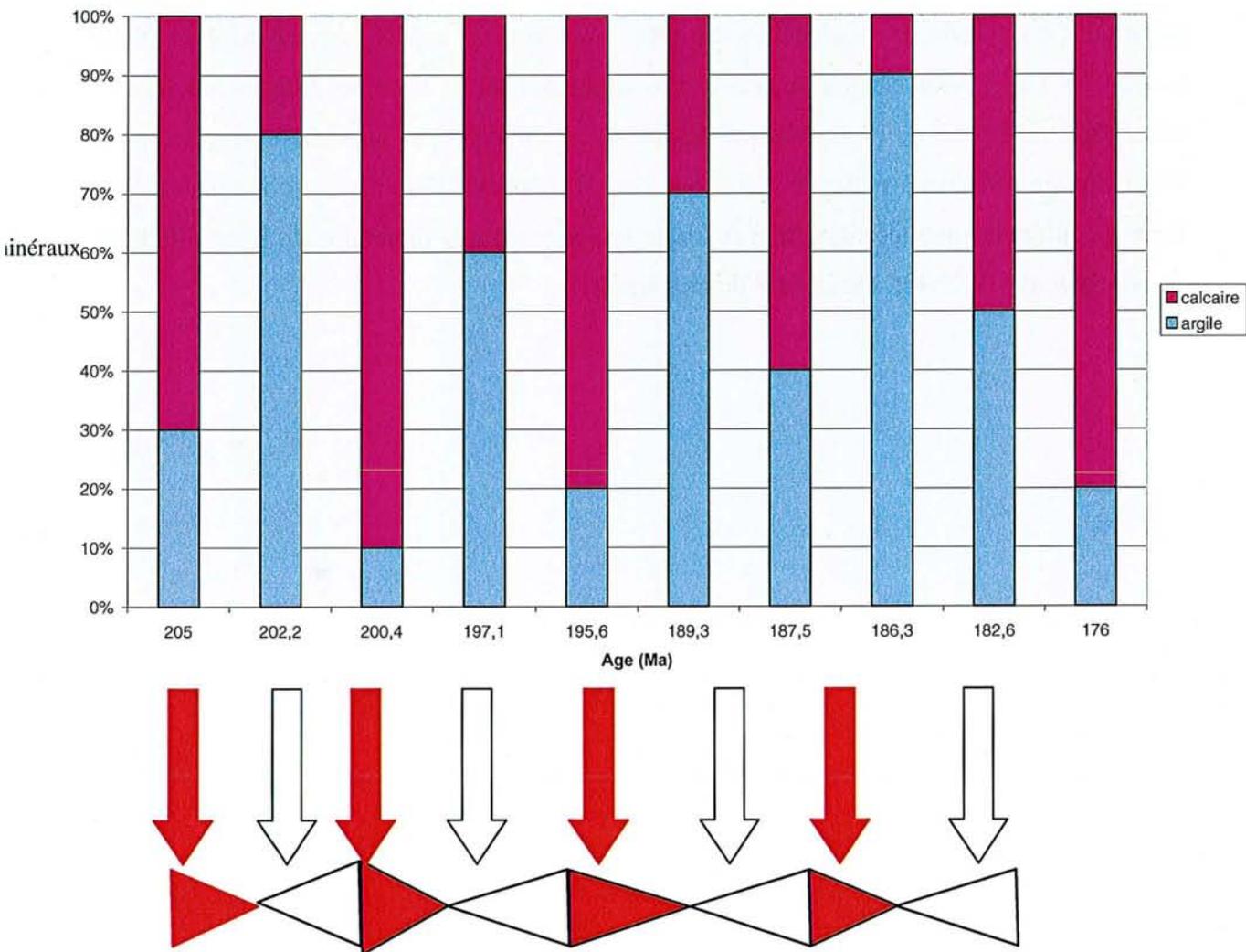


Figure III-5: Cycles T-R et la distribution minéralogique associée pour les séquences liasiques du puits Rambouillet

L'un des objectifs à réaliser au travers de la conception du modèle est de fournir aux utilisateurs un outil numérique leur permettant de déterminer (1) la relation entre la distribution minéralogique des séquences stratigraphiques et l'évolution temporelle des paramètres thermiques associés, (2) l'influence des cycles T-R sur l'histoire thermique d'un bassin sédimentaire.

III.3.2 Données organiques pour les séquences du Lias:

Comme le présente la première partie de ce chapitre, le modèle TherMO'S se base sur les T_{max} comme indicateurs de maturité thermique de la matière organique. La limite essentielle dans l'introduction de ces données repose sur l'absence d'une base de données organiques à l'échelle de la séquence. En effet, nous aurions espéré pouvoir disposer d'une banque de T_{max} pour chaque séquence afin de compléter la base de données du méso - cénozoïque du Bassin de Paris. Malheureusement, cela n'ayant pas pu se faire, les valeurs de T_{max} ont été déduites à partir de cartes des iso - T_{max} pour l'Hettangien – Sinémurien et le Toarcien inférieur publiées dans une synthèse sur la géochimie organique du Bassin de Paris (Espitalié et al., 1987) (cf. Figure II-8 du chapitre II).

III.4 Références bibliographiques:

- Allen and Allen, 1990. Basin analysis: Principles and applications, Blackwell Scientific Publications.
- Bordenave, M.L., Espitalié, J., Leplat, P., Oudin, J.L. and Vandenbroucke, M., 1993a. Screening Techniques for Source Rock Evaluation. In: M.L. Bordenave (Editor), Applied Petroleum Geochemistry, Paris, Technip;pp. 246-250.
- Bowen, R., 1966. Paleotemperature analysis. Methods in Geochemistry and Geophysics, 2, p.139. Elsevier Publishing Company;265 pp.
- Burnham, A.K. and Sweeney, J.J., 1989. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. *Geochimica et cosmochimica acta.*, 53: 2649-2657.
- Disnar, J.R., 1986. Détermination de paléotempératures maximales d'enfouissement de sédiments charbonneux à partir de données de pyrolyse. *Comptes rendus de l'Académie des sciences.Série 2. Sciences de la terre et des planètes.*, 303(8): 691-696.
- Disnar, J.R., 1994. Determination of maximum paleotemperatures of burial (MPTB) of sedimentary rocks from pyrolysis data on the associated organic matter: basic principles and practical application. *Chemical Geology*, 118: 289-299.
- Espitalié, J., Marquis, F., Sage, L. and Barsony, I., 1987. Géochimie organique du bassin de Paris. *Revue de l'institut français du pétrole*, 42(3): 271-302.
- Guillocheau, F. et al., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13: 189-246.
- Nali, M., Caccialanza, G., Ghiselli, C. and Chiaramonte, M.A., 2000. Tmax of asphaltenes: a parameter for oil maturity assessment. *Organic geochemistry*, 31: 1325-1332.
- Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du bassin de Paris. Doctorat Thesis, Rennes 1, Rennes, 293 pp.
- Vasseur, G., Brigaud, F. and Demongodin, L., 1995. Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics*, 244: 167-174.

CHAPITRE IV:
SIMULATION DE L'HISTOIRE THERMIQUE DU
BASSIN DE PARIS PAR THERMO'S

S.C.D. - U.R.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cédex

IV.1 Introduction

La reconstitution de l'histoire thermique du bassin de Paris dépend entièrement de la définition de la base de données alimentant le modèle TherMO'S. D'autre part, la définition des séquences est également fonction de leur datation. Dans le cas de la base de données introduite dans le modèle, l'échelle de temps considérée est celle d'Odin (Odin, 1994; Odin and Odin, 1990)

Nous proposons dans ce chapitre de fournir une méthode d'interprétation des résultats obtenus avec TherMO'S. En effet, dans le cadre des travaux réalisés au cours de cette thèse, il ne s'agissait pas d'apporter une meilleure connaissance de l'histoire thermique du bassin de Paris mais plutôt de répondre aux objectifs fixés par le PNRH, à savoir :

- (1) participer à l'élaboration d'une banque de données thermiques
- (2) pour ce faire, j'ai réalisé le logiciel TherMO'S (actuellement à disposition du laboratoire d'accueil G2R)

IV.2 Interprétation des résultats 1D:

Afin de mieux comprendre l'apport de TherMO'S sur le plan de la simulation thermique de bassins sédimentaires à l'échelle de la séquence génétique (intervalle de temps entre 1 et 5 Ma), j'ai voulu exposer la démarche à suivre quant à l'interprétation des valeurs brutes issues de TherMO'S. J'ai choisi arbitrairement de considérer le puits Rambouillet afin de mettre en place un raisonnement répondant à la conception de TherMO'S.

IV.2.1 Histoire d'enfouissement et variation de la lithologie pour les séquences liasiques à Rambouillet

L'objectif de ce paragraphe est de montrer quelles sont les répercussions de la variation lithologique sur (1) l'évolution de l'enfouissement des séquences génétiques au cours du temps et (2) les paramètres directement associés à l'enfouissement tels que la porosité et la conductivité thermique.

IV.2.1.a. Lithologie des séquences liasiques (cf. Figure IV-1) :

Le chapitre précédent présentait la correspondance entre la variation de la distribution en argile et en calcaire et les cycles T-R. Les séquences représentatives des demi – cycles transgressifs sont caractérisées par une proportion argileuse supérieure à la fraction calcaire et inversement pour les séquences représentatives des demi – cycles régressifs.

La reconstitution de l'histoire d'enfouissement est fonction des coefficients lithostatiques et de la porosité de surface. Les paramètres figurant dans la Table IV-1 ci – après sont introduits dans le modèle.

lithologie	Φ_0 (%)	$c(\text{km}^{-1})$	profondeurs	$M (\text{kg/m}^3)$	applications
Argile 1	77	2.5	$z < 0.3 \text{ km}$	2720	Formations «récentes» de moins de 200 m. d'épaisseur et formations compactées
	40	0.3	$z > 0.3 \text{ km}$		
Argile 2	38	0.2	$0 < z < 6 \text{ km}$	2720	Formations «récentes» de plus de 200 m. d'épaisseur
Silts	49	0.3	$z < 6$	2650	Siltstones et calcsiltites
craie	71	0.7	$0 < z < 6$	2710	
calcaire	80	0.5	$z < 0.5 \text{ km}$	2710	
	50	0.5	$z > 0.5 \text{ km}$		
dolomie	30	0.2	$0 < z < 6 \text{ km}$?	
halite	20	1	$0 < z < 6 \text{ km}$	2160	
Gypsum anhydrite	60	1	$0 < z < 6 \text{ km}$	2920	

grès	49	0.3	0<z<6 km	2650	Applicable aux calcarénites
Grès argileux	56	0.4	0<z<6 km	2680	

Table IV-1 : Coefficients lithologiques (Communication personnelle, L. Martinez, 2000 ; M. Durand, 2001)

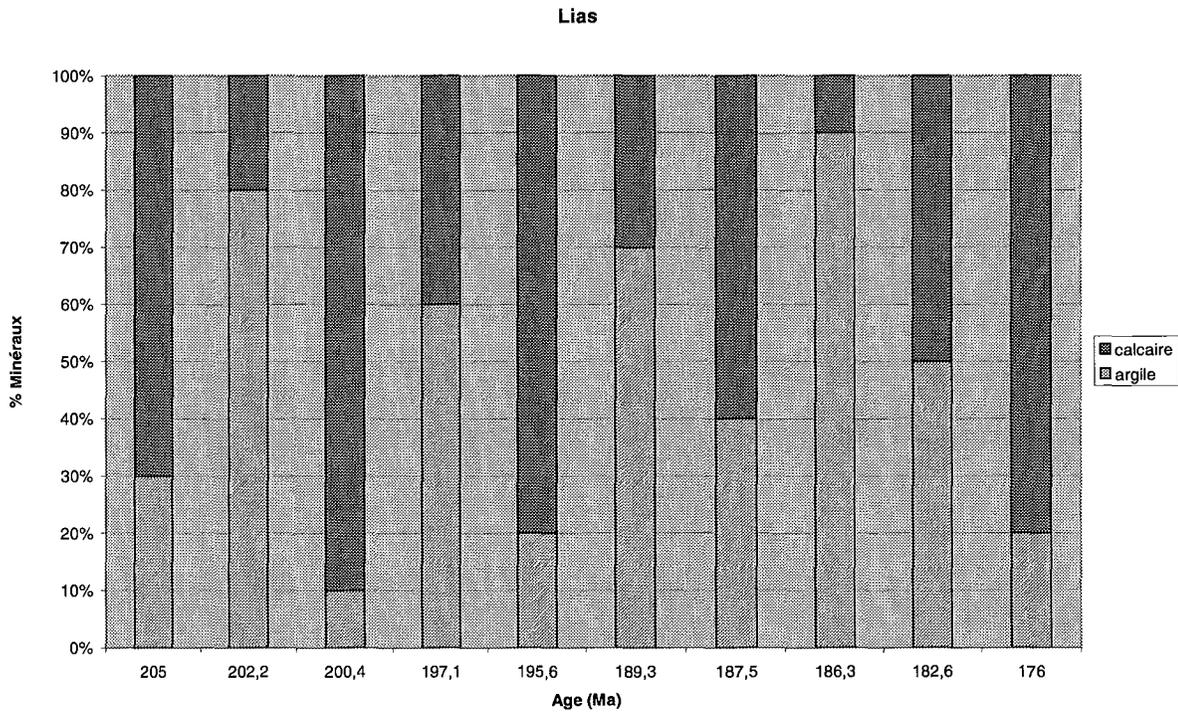


Figure IV-1 : Lithologie des séquences liasiques (Communication personnelle, C. Robin, 2000)

IV.2.1.b. Effet de la variation de la distribution argilo - carbonatée pour les séquences liasiques sur l'histoire d'enfouissement de ces séquences:

IV.2.1.b.i Enfouissement :

La simulation réalisée sur l'ensemble des séquences montre une succession d'accélération et de décélérations de l'enfouissement (cf. Figure IV-2). Deux régimes majeurs se distinguent au

cours des temps géologiques. Entre 205 Ma et 151.3 Ma, un enfouissement dit «rapide» puis à partir de 151.3 Ma, un enfouissement nettement plus lent.

Dans le but d'une interprétation de ces périodes d'accélération – décélération, j'ai repris pour l'histoire d'enfouissement des séquences de l'Héttangien les principaux événements géodynamiques ayant eu lieu au cours de la formation et de l'évolution du bassin parisien (Guillocheau et al., 2000) (cf. Figure IV-3). Ainsi, pour la période du Malm, se superposent (1) l'ouverture du rift de l'atlantique central, (2) l'accrétion océanique du fait de la Téthys, (3) le dôme thermique en mer du Nord. Le modèle TherMO'S a permis de retrouver pour cette période un enfouissement brutal des séquences.

D'autre part, le modèle reprend des données représentatives des cycles T-R mineurs. Cela se traduit par l'introduction dans la procédure de «décompaction – compaction» d'une succession de dépôts sédimentaires, à savoir en premier lieu une séquence majoritairement composée d'argile puis en second lieu en calcaire. Il est donc normal de retrouver lors de la restitution de l'histoire d'enfouissement de chaque séquence une succession de segments correspondants à ces cycles T-R.

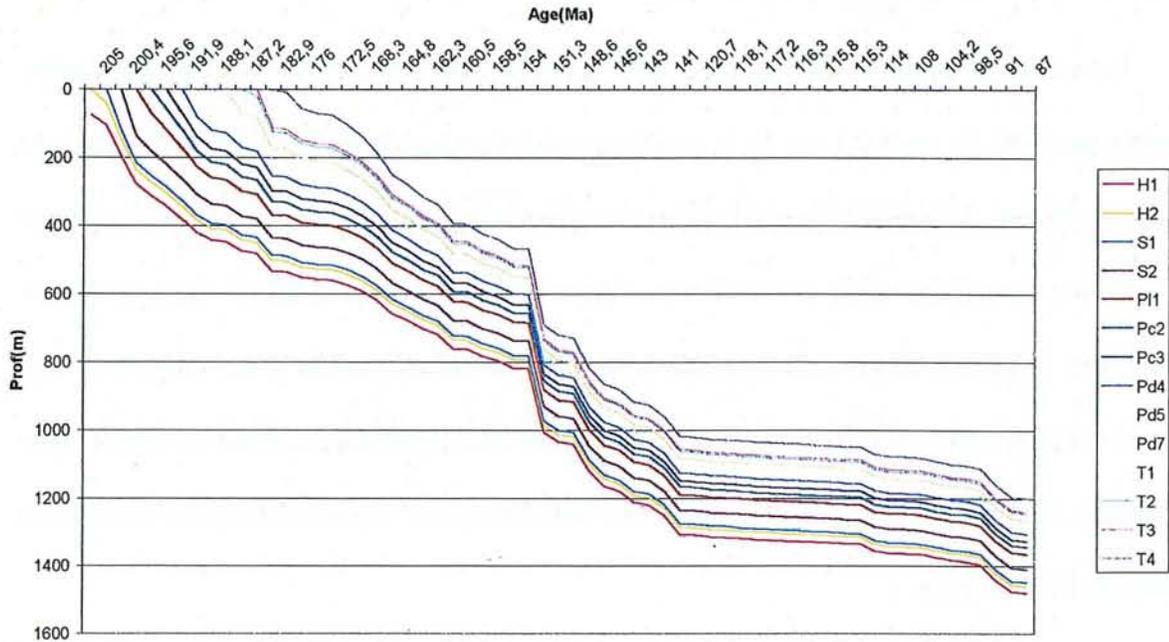


Figure IV-2 : Courbes d'enfouissement pour les séquences liasiques du bassin de Paris (Rambouillet) (logiciel TherMO'S)

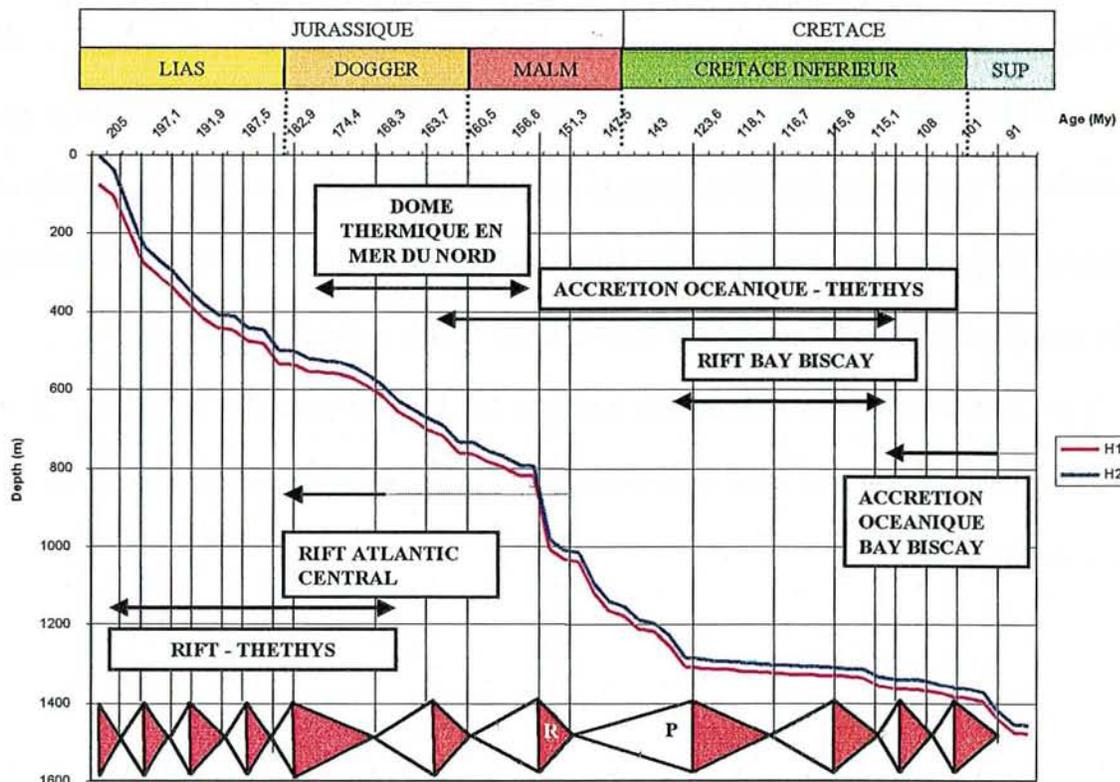


Figure IV-3 : Simulation de l'enfouissement pour les séquences de l'Héttingien et événements géodynamiques associés, d'après (Guillocheau et al., 2000)

IV.2.1.b.ii Porosité (cf. Figure IV-4)

Le modèle TherMO'S met en évidence l'influence de la lithologie sur l'évolution des porosités au cours du temps. Lors de la simulation des courbes de porosité, il n'y a plus lieu de penser que ces dernières suivront l'ordre chronologique de dépôt. En effet, les séquences liasiques sont caractérisées par une variation d'apport en argile et en calcaire. C'est ce qui va conditionner la vitesse de perte de porosité au cours de l'enfouissement d'une séquence. Les résultats obtenus nous confortent dans l'idée que plus une séquence est riche en argile, plus forte sera la diminution de porosité au cours de l'enfouissement. Considérons pour illustration le cycle de l'Héttangien.

Lors de son dépôt, à 205 Ma, la porosité de H1 est de 75.97 %. A 202.2 Ma, H2 marquant l'installation d'un demi - cycle régressif comporte une porosité de 74.59 %. A cette époque, la porosité de H1 est légèrement plus faible (73.17%) respectant encore l'ordre chronologique de dépôt. Puis, très rapidement, la perte de porosité pour le demi - cycle régressif est plus importante que pour le demi - cycle transgressif. Les résultats indiquent que deux millions d'années plus tard (200.4 Ma), la porosité de H2 devient plus faible que celle de H1. Rappelons que le demi - cycle transgressif de l'Héttangien est caractérisé par une fraction calcaire majoritaire (70%) et inversement pour le demi - cycle régressif (80% d'argile)

Ce schéma d'évolution se reproduit quel que soit le cycle considéré (cf. Figure IV-4) Ces informations peuvent être utiles pour aider dans la caractérisation des niveaux de roches mères et des réservoirs.

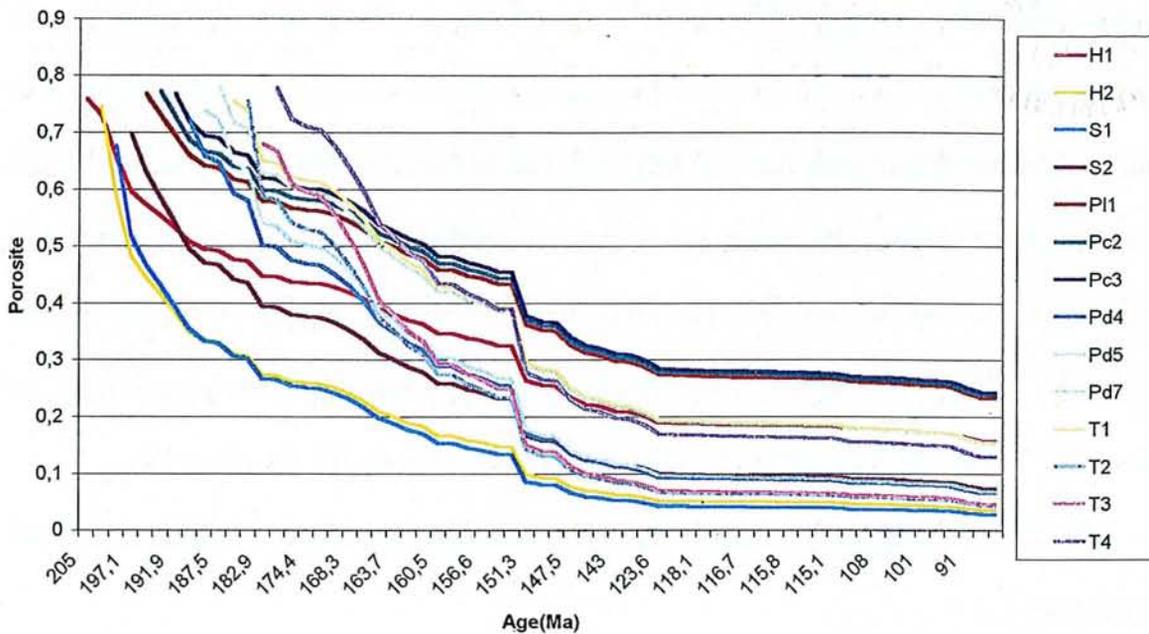


Figure IV-4 : Evolution de la porosité simulée pour les séquences liasiques à Rambouillet.

IV.2.1.b.iii Conductivités thermiques (cf. Figure IV-5):

Pour les demi – cycles transgressifs et régressifs de l’Hettangien, depuis leur dépôt (205 et 202.2 Ma) jusqu’à 161 Ma, les conductivités thermiques sont voisines et les courbes d’évolution sont quasiment confondues. Plus particulièrement à 151.3 Ma, des différences notables apparaissent. Lorsque les différences de porosité du fait de la lithologie de H1 et H2 sont les plus importantes (cf. Figure IV-4), les conductivités thermiques des séquences sont quasiment identiques (cf. Figure IV-5). Par contre, lorsque les différences de porosité diminuent et se stabilisent, l’écart entre les conductivités thermiques augmente entre les deux séquences.

Les simulations réalisées ont permis de mettre en évidence des différences d’évolution des conductivités thermiques selon la lithologie et la porosité de la séquence considérée.

La conductivité thermique caractéristique d’une séquence donnée à un temps donné permet d’avoir accès à sa capacité à transmettre la chaleur imposée à la base de la colonne

lithologique. Ainsi, plus la conductivité thermique sera importante, plus la chaleur transmise sera importante. Deux schémas d'évolution des conductivités thermiques de l'ensemble des séquences liasiques se dessinent au cours du temps (cf. Figure IV-5). Entre l'Héttangien et le Malm les courbes d'évolution des conductivités thermiques des séquences suivent l'ordre chronologique de dépôt. Au cours du Malm se produit un changement majeur dans l'organisation des courbes les unes par rapport aux autres (cf. Figure IV-5). Au crétacé inférieur, on retrouve les valeurs les plus élevées des conductivités thermiques pour les horizons H1, T1, S2, T4. Les valeurs les plus faibles sont celles de H2, S1, T3 et T2.

Lors de la conception de TherMO'S, nous cherchions à fournir à l'utilisateur un outil lui permettant :

- En analyse des bassins sédimentaires: d'étudier l'influence de la lithologie et des événements géodynamiques sur la variation des conductivités thermiques.
- En géochimie organique: d'examiner l'évolution de la maturité thermique de la MO en fonction de la variation des paramètres thermiques.

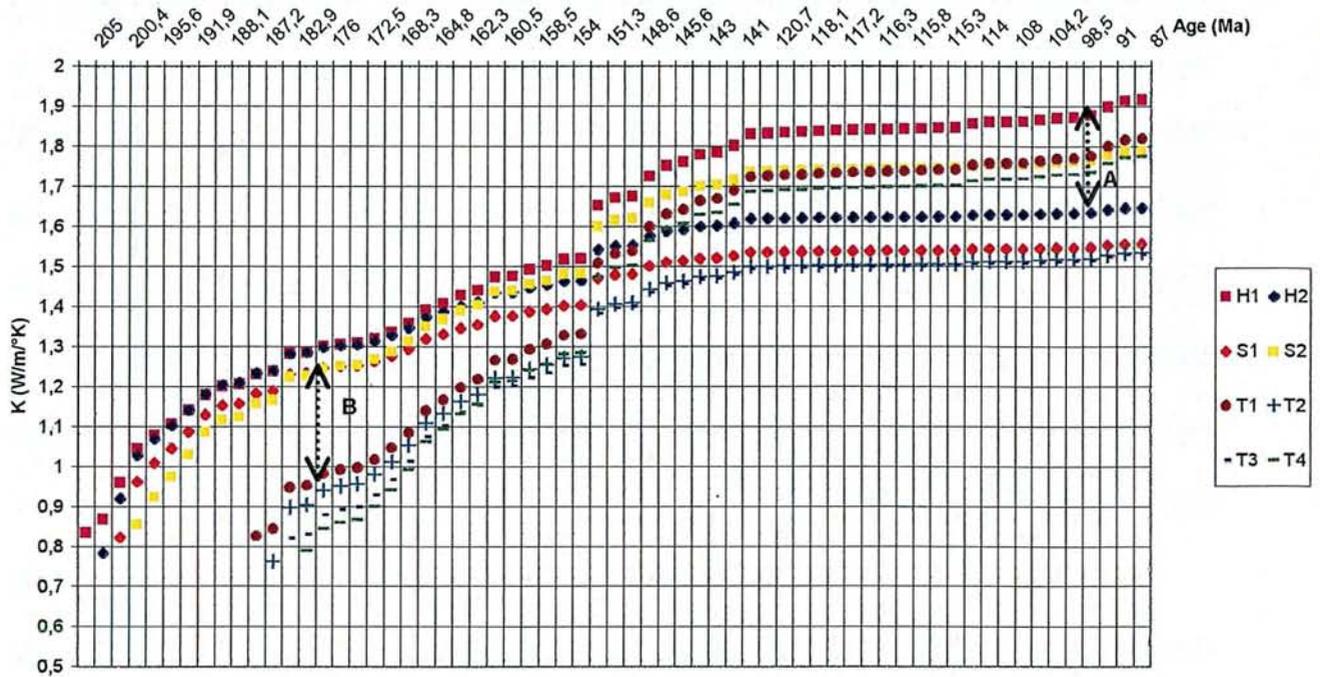


Figure IV-5 : Evolution des conductivités thermiques simulées pour les séquences liasiques.

IV.2.1.b.iv Les gradients thermiques (cf. Figure IV-6):

Tout au long de l'enfouissement des séquences stratigraphiques, les gradients thermiques diminuent (cf. Figure IV-6). En effet, l'estimation de l'évolution temporelle du gradient thermique est d'abord contrainte par le calcul des différences de températures entre le toit et la base de chaque séquence. Lors du calcul, le flux de chaleur reste constant par hypothèse. Les différences de températures sont contrôlées par l'épaisseur des séquences à un temps t et par la conductivité thermique associée à l'histoire d'enfouissement. La compaction des séquences entraîne la diminution des épaisseurs au cours du temps. C'est pourquoi, tel que le gradient thermique est simulé (cf. Chapitre III, paragraphe III.1.1.b), ce dernier diminue au cours du temps.

Entre l'Héttangien et le Malm, les gradients thermiques diminuent selon l'histoire d'enfouissement de chaque séquence. Au Malm, la chute brutale du gradient thermique n'est pas la même pour chacune des séquences liasiques. Ainsi, pour le demi - cycle transgressif de l'Héttangien, le gradient thermique diminue de $5.2 * 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ tandis que pour le demi - cycle régressif de l'Héttangien, il diminue de $3.3 * 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (cf. Figure IV-6). Pour H1, les gradients sont compris entre $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (à 205 Ma) et $57.33^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (à 154 Ma). Pour H2, les gradients thermiques simulés sont compris entre $111^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (à 205 Ma) et $59.43^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (à 154 Ma). A partir du Malm, la diminution des gradients thermiques se poursuit mais plus lentement (cf. Figure IV-6)

Les courbes d'évolution des gradients thermiques ne suivent pas toujours l'ordre chronologique de dépôt. Pour illustration, considérons les séquences correspondant au cycle du Sinémurien (cf. Figure IV-6).

Jusqu'au Toarcien, le gradient thermique du demi - cycle régressif reste supérieur à celui du demi - cycle transgressif. A partir du Dogger, la courbe d'évolution du gradient thermique de S2 intercepte celle de S1. La tendance est inversée et le gradient thermique de S1 devient supérieur à celui de S2.

Notons également que les horizons T3, T2, S1, H2, Pd5 conservent à partir du Malm des gradients thermiques supérieurs aux autres horizons liasiques (cf. Figure IV-6).

Le modèle TherMO'S permet ainsi de fournir des valeurs numériques des gradients thermiques de chaque séquence pour un âge donné. Ces résultats sont importants car ils permettent de proposer une histoire thermique basée sur la simulation de la variation du gradient thermique dans le temps et l'espace (x, z). Nous avons ainsi pu établir une banque de données thermiques pouvant être utilisées pour alimenter d'autres modèles travaillant à partir de la connaissance de gradients thermiques mesurés au fond d'un puits.

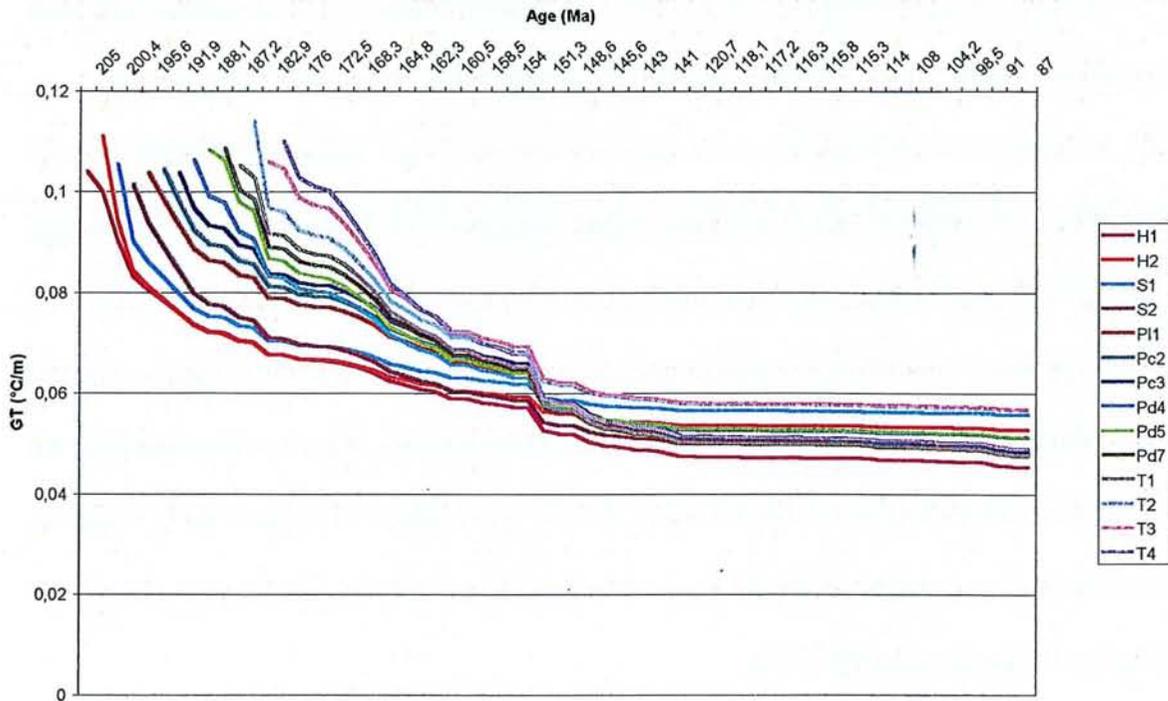


Figure IV-6 : Evolution des gradients thermiques simulés pour les séquences liasiques.

IV.2.1.b.v Les paléo températures:

Les courbes d'évolution des températures (cf. Figure IV-7) respectent en tout temps l'ordre chronologique de dépôt. Pour chaque séquence, la courbe de température comprend la même succession de segments correspondants aux périodes d'accélération et décélération de l'enfouissement simulée (cf. Figure IV-2)

Notons l'augmentation majeure des températures (cf. Figure IV-7) pour l'ensemble des séquences au cours du Malm, et ce au moment de la superposition entre trois événements géodynamiques (Dôme thermique en mer du Nord, rift de l'atlantique central et accréation océanique liée à la Téthys)

Entre 182.6 Ma et 176 Ma, les températures pour l'ensemble des séquences diminuent ce qui dans la réalité paraît peu probable puisque les séquences continuent à s'enfoncer dans le bassin. Le même phénomène se reproduit (cf. Figure IV-7) entre (1) 172.5 et 170.6 Ma, (2)

167.3 et 164.8 Ma et (3) entre 141 et 123.6 Ma. Ces quatre tranches de temps coïncident avec un changement des conditions initiales permettant de réaliser les calculs de température.

En effet, les températures de surface à ces périodes diminuent (cf. Table IV-2). Ainsi lorsque les températures au sommet et à la base de chaque séquence sont déterminées par le modèle, elles enregistrent également une diminution. Les températures de surface sont celles qui correspondent dans le modèle aux températures du sommet de la colonne lithologique étudiée. Elles permettent d'estimer la température à la base de la dernière séquence déposée pour un âge donné. Cette température à la base devient alors la température au sommet de la séquence sous-jacente et ce processus est répété jusqu'à la base de la colonne lithologique considérée (cf. Chapitre III, paragraphe III.1.1.b)

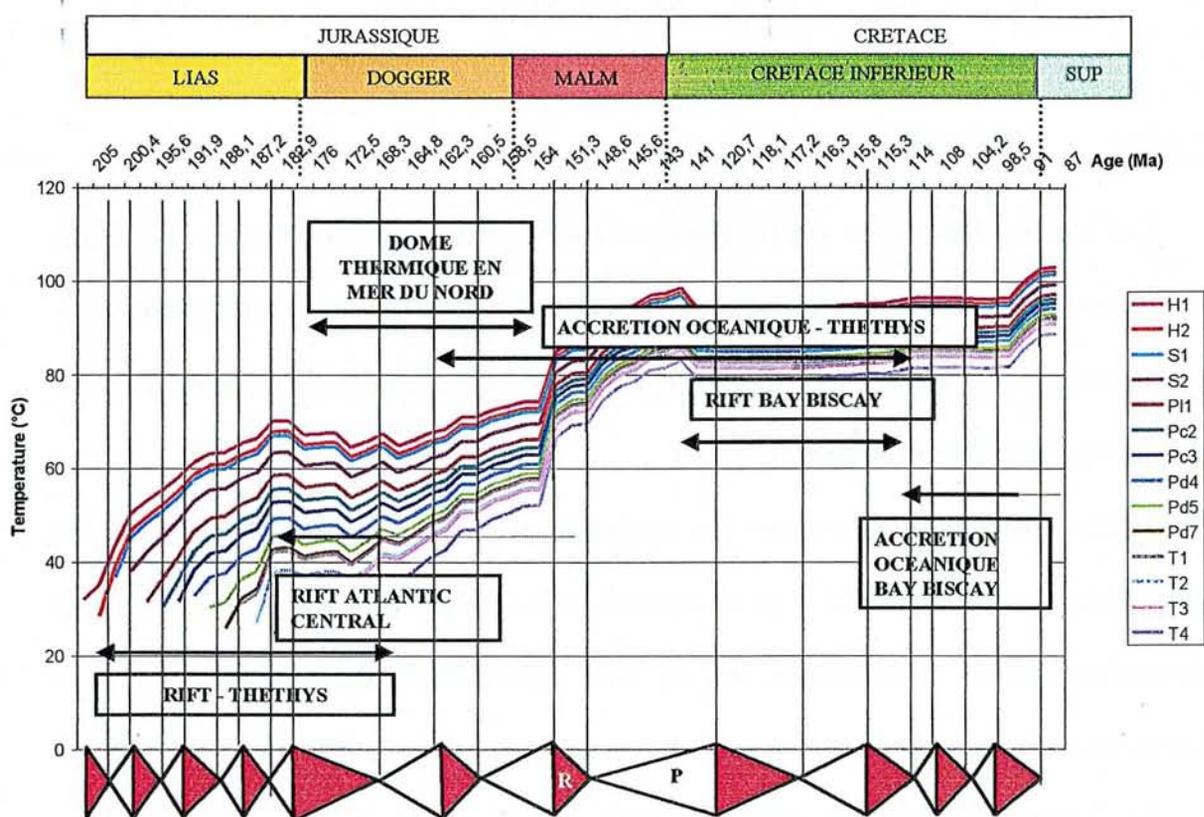


Figure IV-7 : Evolution des paléo températures simulées pour les séquences liasiques à Rambouillet et événements géodynamiques associés d'après (Guillocheau et al., 2000)

Age (Ma)	Température à la surface (°C)
187 < t	24.5
180 < t ≤ 187	25
176 < t ≤ 180	20
172 < t ≤ 176	21
167 < t ≤ 172	17
t ≤ 167	12

Table IV-2 : Paléotempératures à la surface introduite dans TherMO'S pour le bassin parisien, d'après (Bowen, 1966)

IV.2.2 Simulation des paramètres en relation avec l'évolution de la maturité thermique de la MO pour le sondage Rambouillet :

A partir de la modélisation des paléotempératures et des paléo gradients thermiques, les énergies thermiques fournies au système MO sont estimées selon la démarche développée dans le chapitre III.

Dans un premier temps, je n'ai pas pris en compte le type de MO. Je cherchais à mettre au point une procédure permettant de décrire l'évolution de maturité thermique d'un kérogène depuis son dépôt (immature). J'ai choisi de considérer le facteur préexponentiel utilisé pour le cas d'une MO de type III ($A_0 = 1.654 * 10^{13} \text{ s}^{-1}$, communication personnelle, L. Martinez). L'objectif de cette approche est de comparer les résultats obtenus (cf. Figure IV-8) avec la formation des produits générés par la dégradation thermique d'une vitrinite selon un modèle de distribution d'énergie d'activation (Burnham and Sweeney, 1989) (cf. Table III-2 du chapitre III)

S.C.B. - U.N.C. - 54601
 BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
 Rue du Jardin Botanique - BP 11
 54601 VILLERS-LES-NANCY Cédex

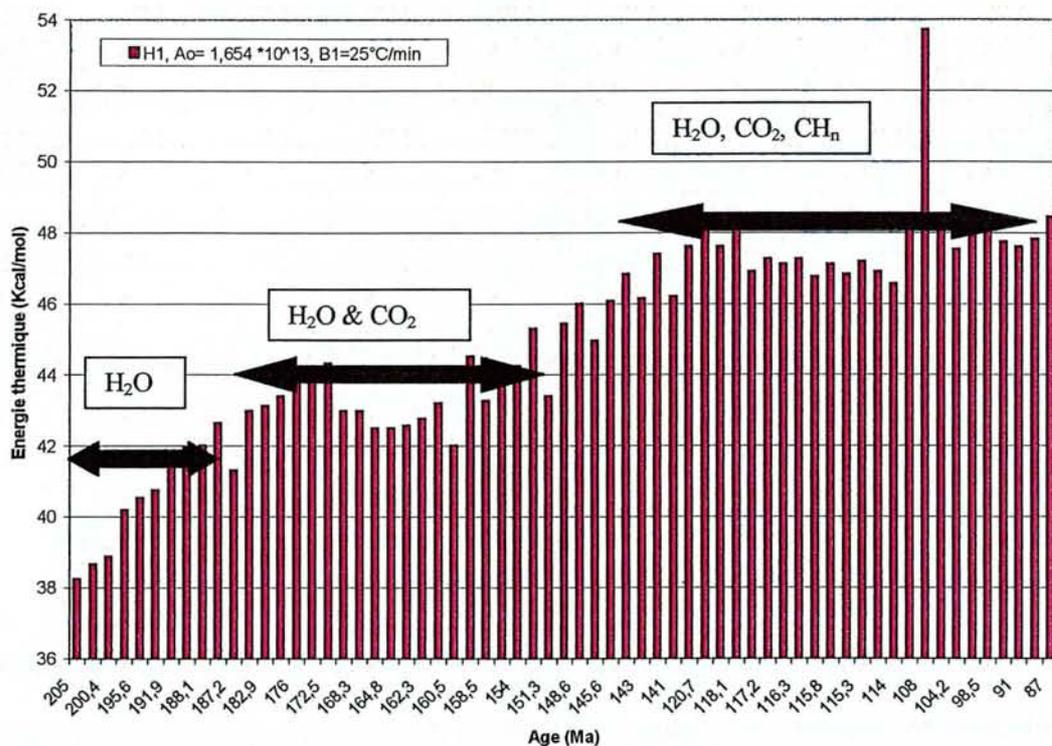


Figure IV-8: Simulation des énergies thermiques fournies au système MO pour le demi - cycle transgressif de l'Héttangien.

Des études ont montré que la genèse d'hydrocarbures débute au Crétacé inférieur (144.2 Ma) et devient surtout importante à partir du Crétacé supérieur et pendant le tertiaire (Espitalié et al., 1987). Ainsi, la correspondance entre les énergies d'activations extraites du modèle de chimie cinétique de la maturation de la vitrinite (Burnham and Sweeney, 1989) et les énergies calculées par TherMO'S confirme les travaux précédents et valide de cette façon notre approche.

Dans un deuxième temps, il s'agissait de regarder la répercussion du choix du coefficient préexponentiel sur les résultats de thermicité. Une simulation sur le sondage Rambouillet a donc été effectuée, tenant compte d'une matière organique de type II ($A_0 = 1.6 \cdot 10^{14}$, d'après (Behar et al., 1997)). L'objet de cette démarche est de comparer les flux de chaleur obtenus pour deux types de MO distincts.

En considérant un coefficient préexponentiel pour une MO de type III, le flux de chaleur obtenu est de 87 mW/m². Pour une MO de type II, le flux de chaleur nécessaire pour calibrer les Tmax simulés et les Tmax mesurés est plus important (100 mW/m²). Cette valeur correspond à ce qui a été estimé dans des études antérieures (Espitalié et al., 1987; Gable, 1980)

En comparant les paramètres thermiques et organiques (Tmax) modélisés en considérant une MO de type II et III, nous observons que:

- Les énergies thermiques obtenues pour un type II sont supérieures à celles obtenues pour un type III (cf. Figure IV-9). Des expériences de maturation en milieu fermé (pyrolyse Rock Eval) ont montré que pour un type II, la production d'hydrocarbures commence dès 46 kcal/mol (Behar et al., 1997). Les produits générés à cette énergie sont de très faibles quantités (0.1 mg/g de C₂-C₅, 0.6 mg/g de C₆-C₁₄ et 0.7 mg/g C₁₅₊). Les résultats simulés par TherMO'S indiquent que cette énergie est atteinte dès 176 Ma. Les énergies simulées pour les âges du Crétacé inférieur sont supérieures ou égales à 49.4 kcal/mol. La maturation du kérogène par pyrolyse Rock-Eval montre qu'à partir de 50 kcal/mol, les hydrocarbures générés sont (1) 0.9 mg/g de C₁, (2) 4.6 mg/g de C₂/C₅, (3) 7.9 mg/g de C₆/C₁₄ et (4) 53.9 mg/g C₁₅₊ (Behar et al., 1997). Ces quantités sont fonction de deux paramètres principaux, à savoir (1) le potentiel pétrolier initial (IH₀) du kérogène et (2) la quantité de MO introduits dans la nacelle. Ainsi, il est difficile d'interpréter les résultats provenant de TherMO'S en terme de genèse d'hydrocarbures dès lors que je n'ai pas encore intégré de procédure basée sur l'estimation du potentiel pétrolier. Par contre, notre modélisation a permis de mettre en évidence que le Crétacé inférieur correspond bien à une époque où le début de la genèse d'hydrocarbures prend place.

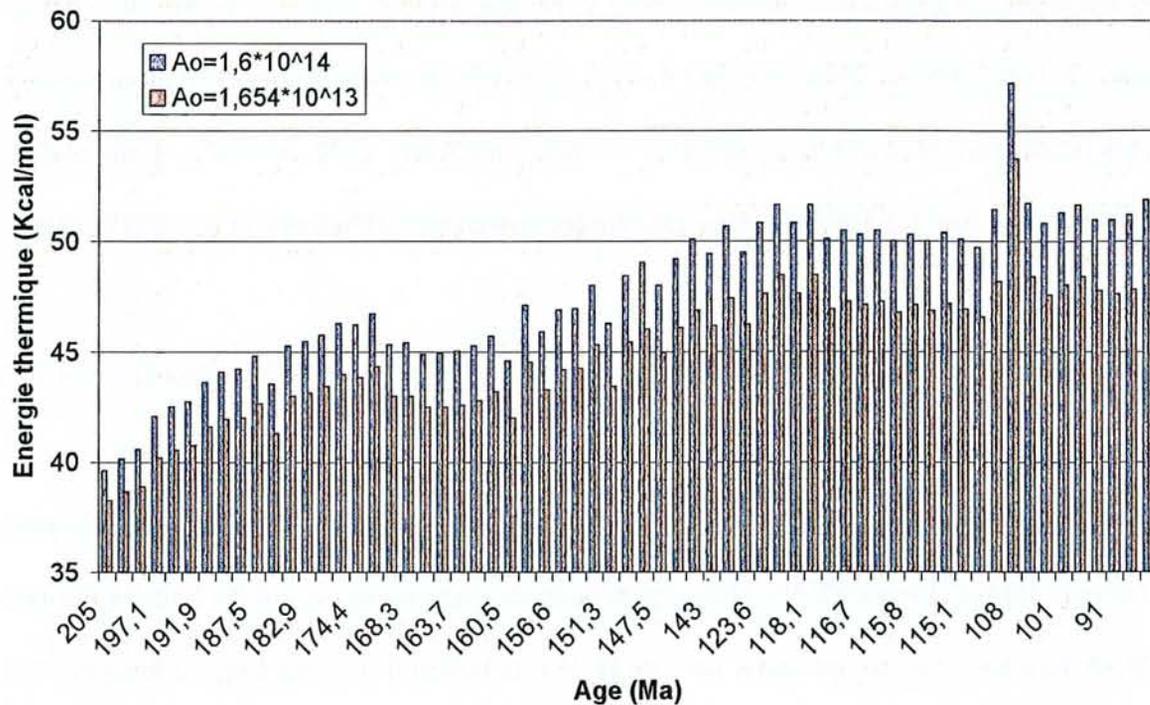


Figure IV-9: Comparaison des énergies thermiques simulées pour de la MO contenue dans le demi - cycle transgressif de l'Héttingien, avec un coefficient pré exponentiel correspondant à une MO de type II et III et une vitesse de chauffe à 25°C/mn.

- Les Tmax obtenus pour un type II et un type III peuvent être interprétés de la manière suivante : A quelle époque commencent la fenêtre à huile et la fenêtre à gaz ?

Pour répondre à cette question, je me suis reportée à la table numérique du chapitre III (cf. Table III-1) synthétisant les valeurs de Tmax à l'entrée des fenêtres à huile et à gaz selon le type de MO (Bordenave et al., 1993a; Nali et al., 2000). Les résultats montrent que le début de la fenêtre à huile correspond à la même époque (Crétacé inférieur) pour une MO de type II et III (cf. Figure IV-10). La fenêtre à gaz n'apparaît pas aux âges pour lesquels nous avons réalisé la simulation. D'autre part, la littérature indique que dans la zone actuellement la plus subsidente du bassin, le début de la fenêtre à gaz n'est toujours pas atteint bien que que la presque totalité de l'huile potentielle ait été produite par la MO des niveaux du Lias inférieur (Espitalié et al., 1987)

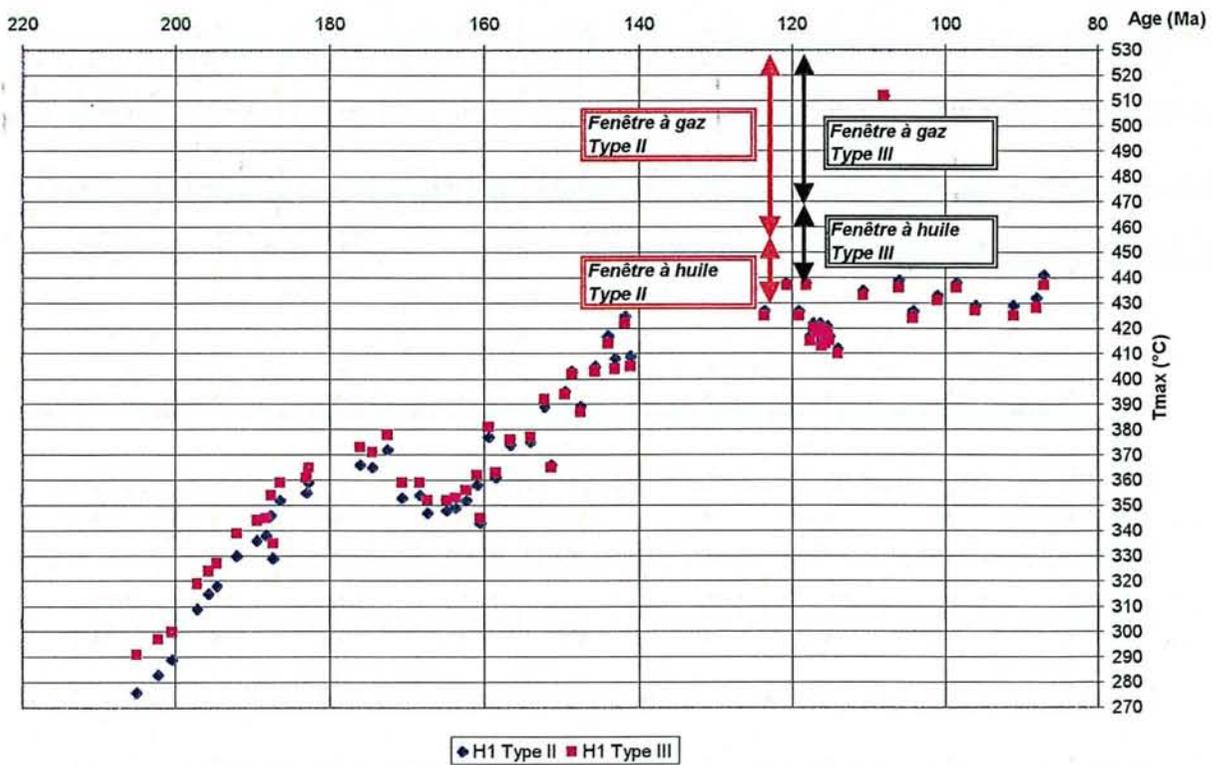


Figure IV-10 : Simulation des températures optimum de craquage thermique de la MO pour un type II et un type III contenu dans le demi-cycle transgressif de l'Héttangien.

La figure IV-10 montre qu'à de multiples reprises, les températures optimum de craquage thermique du kérogène, indicateurs de la maturité de la MO, diminuent. Or ces indicateurs sont par définition irréversibles. Cette décroissance s'explique du fait que les paléo Tmax sont reliées aux énergies par la loi d'Arrhénius. A 170.6 Ma, les paléo Tmax diminuent de 372 à 353 °C pour un type II et de 378 à 359 °C pour un type III. Pour ce même temps, les énergies thermiques fournies à une MO de type II diminuent de 46.7 kcal/mol à 45.3 kcal/mol et de 44.3 kcal/mol à 42.9 kcal/mol pour un type III. L'intervalle de temps 172.5 – 170.6 Ma correspond également à une chute des températures liées au changement de température à la surface intégrée dans le modèle pour cette époque.

De nombreux facteurs liés à la mise en œuvre de la simulation expliquent ainsi ces diminutions de valeur pour les énergies et les Tmax (↓ températures à la surface, nécessité de considérer un flux de chaleur variable dans le temps...). En effet, à ce stade de l'avancée des travaux, je n'ai pas encore introduit dans le modèle une procédure cinétique permettant de traiter les situations isothermes ou rétrogrades.

- **Les gradients thermiques** sont plus élevés pour un flux de chaleur égal à 100mW/m² que pour un flux de chaleur égal à 87 mW/m² (cf. Figure IV-11). Lors de leurs études sur la modélisation des régimes thermiques du bassin parisien, J. M Gaulier et J. Burrus (1994) font part de gradients thermiques importants pour les séries du Lias (55 - 65 °C/km). En calculant la moyenne des gradients thermiques simulés sur l'ensemble des temps géologiques (entre 205 et 87 Ma), une valeur de (1) 58.3 °C/km est obtenue pour un flux de chaleur à 87 mW/m² et (2) 67 °C/km pour un flux de chaleur à 100 mW/m². Les résultats montrent ainsi que le flux de chaleur traduisant au mieux l'histoire thermique des séquences stratigraphiques est de 87 mW/m². Cependant, pour expliquer l'état de maturité d'une MO de type II, il faut introduire dans notre modèle des épisodes où le régime

thermique est important.

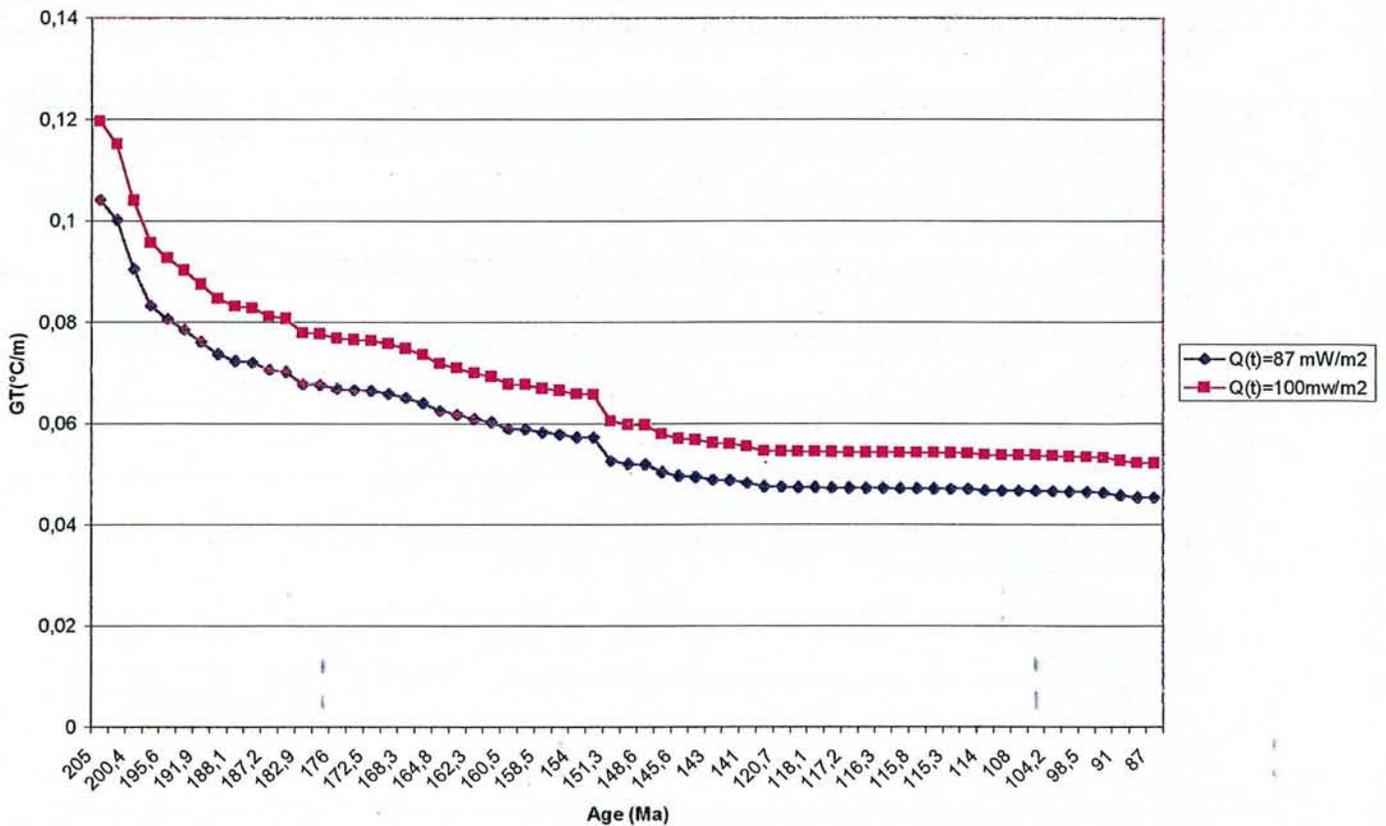


Figure IV-11 : Comparaison entre les gradients thermiques simulés pour le demi - cycle transgressif de l'Héttangien avec un flux de chaleur à 87 mW/m² et à 100mW/m².

- Les températures simulées à 87 mW/m² et 100 mW/m² montrent qu'au cours du temps, l'écart de température pour ces deux flux de chaleur augmente (cf. Figure IV-10). Une synthèse des données sur la diagenèse et la thermicité des réservoirs à été réalisé dans le cadre du PNRH (Bordas-Le Floch and Pagel, 2000). Ce rapport reprend une grande partie des travaux de thèse réalisés par Christelle Demars (Demars, 1994). Les mesures des températures d'homogénéisation des inclusions fluides indiquent que les séries du Keuper ont des températures actuelles de l'ordre de 115 °C. Les séries de l'Héttangien ont une température voisine de celle – ci. La température simulée à 87 Ma pour le sondage

Rambouillet est de (1) 103 °C. à 87 mW/m² et (2) 116.6 °C à 100mW/m². Avant de discuter à cet effet de la valeur du flux de chaleur, il faut rappeler que cette simulation ne tient pas compte (1) des diagenèses minérales, (2) de l'érosion, (3) du paléorecouvrement.

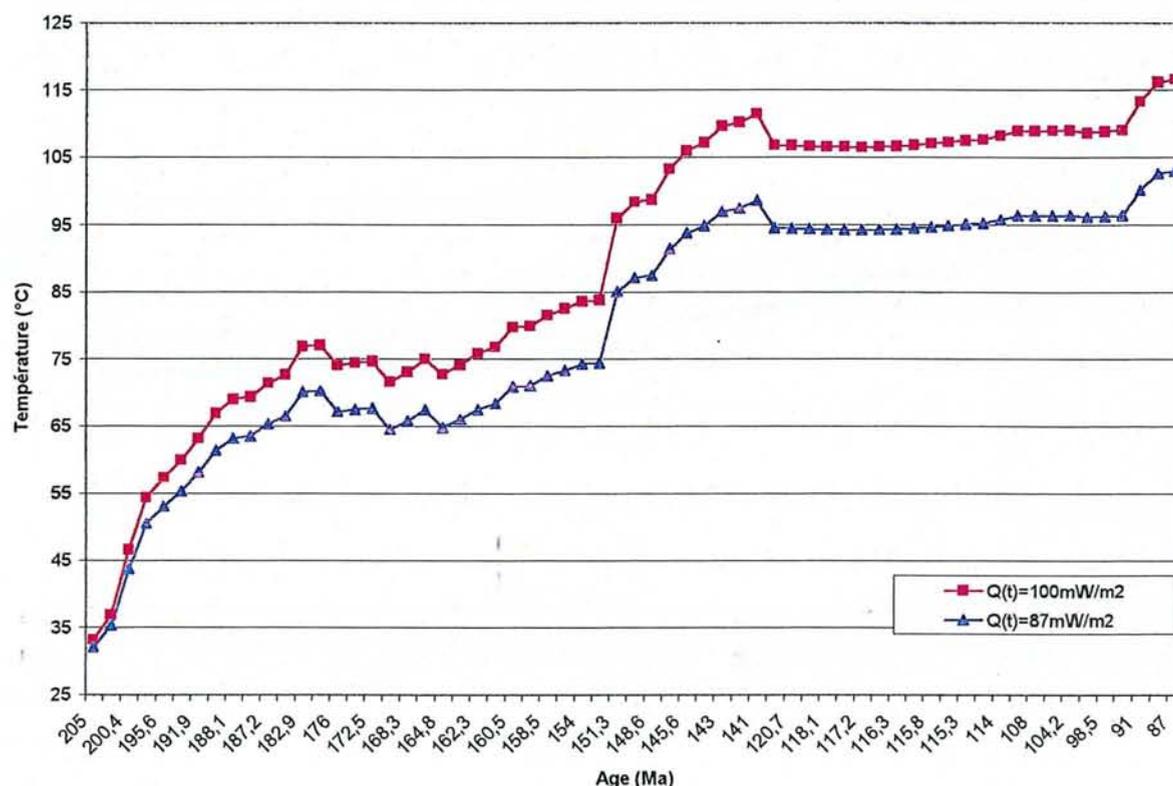


Figure IV-12 : Comparaison entre les températures simulées pour le demi - cycle transgressif de l'Hétangien avec un flux de chaleur à 87 mW/m² et à 100mW/m².

IV.3 Simulation du flux de chaleur le long du transect W-E :

L'ajustement du flux de chaleur a pu être réalisé à partir des Tmax provenant de la littérature pour les séquences H1 (demi - cycle transgressif de l'Hétangien), H2 (demi - cycle régressif de l'Hétangien), T1 et T2 (demi - cycle transgressif du Toarcien inférieur). Les

Tmax mesurés en pyrolyse Rock- Eval sont extrait à partir des cartes d'iso - Tmax publiées pour l'Héttangien et le Toarcien inférieur (Espitalié et al., 1987)

Sur la partie ouest du transect, une décroissance latérale du flux de chaleur depuis Rambouillet (87mW/m²) jusqu'à Trou Aux Loups (66 mW/m²) a été notée (cf. Table IV-1)

A St Loup, une valeur de 73 mW/m² est estimée. Ceci montre que les flux de chaleur suivent la forme du bassin.

Une étude portant sur la modélisation des régimes thermiques présent et passé dans le bassin parisien (sur une coupe W-E) montre que les flux de chaleur actuels simulés par le modèle Temispack varient latéralement entre 70 et 90 mW/m² (Gaulier and Burrus, 1994). De plus, un flux de chaleur actuel a été estimé à 70 mW/m² sur le sondage La Folie de Paris (Prijac et al., 2000) situé à une vingtaine de kilomètres de St Loup. L'ordre de grandeur de ces flux de chaleur est en accord avec nos estimations.

Puits	séquence	Q(t) (mW/m ²)	Tmax simulé	Tmax mesuré
Rambouillet	H1	87	437	430
	H2	87	433	430
	S1	87	432	430
	S2	87	429	430
	T1	87	416	425
	T2	87	411	425
Dourdan	H1	87	441	430
	H2	87	437	430
	S1	87	436	430
	S2	87	435	430
	T1	87	419	425
	T2	87	417	425
Breuillet101	H1	82	442	430
	H2	82	437	430
	S1	82	437	430
	S2	82	436	430
	T1	82	423	425
	T2	82	421	425
Les Bergers	H1	82	441	430
	H2	82	437	430
	S1	82	436	430
	S2	82	435	430
	T1	82	422	425
	T2	82	420	425

Boissy Sous St Yon	H1	82	444	430
	H2	82	441	430
	S1	82	439	430
	S2	82	438	430
	T1	82	425	425
	T2	82	423	425
Bechevret	H1	82	446	430
	H2	82	444	430
	S1	82	443	430
	S2	82	439	430
	T1	82	428	430
	T2	82	425	430
Marolles 5	H1	82	446	430
	H2	82	442	430
	S1	82	443	430
	S2	82	439	430
	T1	82	429	430
	T2	82	426	430
Vert Le Grand	H1	82	443	430
	H2	82	441	430
	S1	82	441	430
	S2	82	438	430
	T2	82	428	430
Villoison 1D	H1	75	442	435
	H2	75	440	435
	S1	75	441	435
	S2	75	437	435
	T2	75	424	430
Bois Brûlé	H1	73	443	435
	H2	73	442	435
	S1	73	442	435
	S2	73	438	435
	T2	73	426	430
Breviandre	H1	73	445	435
	H2	73	441	435
	S1	73	444	435
	S2	73	439	435
	T2	73	426	430
Sivry	H1	70	445	435
	H2	70	441	435
	S1	70	443	435
	S2	70	438	435
	T2	70	426	430
Les Gdes Maisons	H1	69	448	437
	H2	69	443	437
	S1	69	445	437
	S2	69	442	437
	T1	69	433	435
	T2	69	429	435
Charmottes 5	H1	67	447	438
	H2	67	442	438
	S1	67	445	438
	S2	67	442	438
	T1	67	433	435

	T2	67	430	435
Bremonderie1	H1	67	448	440
	H2	67	446	440
	S1	67	444	440
	S2	67	445	440
	T1	67	434	440
	T2	67	432	440
Bremonderie2	H1	67	453	440
	H2	67	448	440
	S1	67	450	440
	S2	67	446	440
	T1	67	437	440
	T2	67	434	440
Donnemarie5	H1	65	447	440
	H2	65	443	440
	S1	65	444	440
	S2	65	441	440
	T1	65	432	440
	T2	65	429	440
Donnemarie3	H1	66	449	440
	H2	66	444	440
	S1	66	445	440
	S2	66	442	440
	T1	66	433	440
	T2	66	430	440
Trou Aux Loups	H1	66	451	441
	H2	66	445	441
	S1	66	447	441
	S2	66	443	441
	T1	66	434	440
	T2	66	431	440
St Loup	H1	73	449	440
	H2	73	444	440
	S1	73	445	440
	S2	73	442	440
	T1	73	432	434
	T2	73	429	434

Table IV-1: Flux de chaleur, et comparaison des Tmax mesurés et des Tmax simulés (avec un coefficient préexponentiel de $1.654 * 10^{13} \text{ s}^{-1}$ (communication personnelle, L. Martinez) pour une MO de type III)

Du fait de leur estimation par l'utilisation du Tmax actuel, les flux représentent la quantité globale de chaleur existant au toit du socle et ayant permis à la matière organique d'avoir atteint l'état de maturité thermique que l'on mesure actuellement. La simulation du flux de chaleur telle qu'elle a été réalisée du fait de la conception de TherMO'S permet à

l'utilisateur de proposer une valeur numérique globale sans différencier les sources d'apports de chaleur (production radiogénique, advection, convection, diffusion...). Ainsi, dans le but de reconstituer une histoire thermique, les questions soulevées seront :

- Les flux de chaleur importants sont – ils en relation avec des sources radiogéniques ?
- Le contexte tectono- sédimentaire peut – il être corrélé aux variations de flux de chaleur ?
- Quelle est la géométrie et la nature du socle ?
- Le régime tectonique à l'origine de la formation du bassin et contrôlant son évolution peut – il être à l'origine de perturbations du champ thermique ?

IV.4 Evolution des paramètres thermiques pour une même séquence le long du profil Est - Ouest :

Les résultats bruts issus de TherMO'S font apparaître des variations du régime thermique en fonction de l'histoire d'enfouissement le long du profil. La manière la plus conviviale pour visualiser l'ensemble des simulations était de représenter des surfaces dans un plan (x, t, z) pour chaque horizon stratigraphique. J'ai ainsi réalisé trois surfaces synthétisant l'ensemble des modélisations pour les horizons H1, H2 et S1.

Pour ce faire, j'ai utilisé le logiciel Gocad afin de :

- (1) représenter pour 19 puits (de Rambouillet à Trou Aux Loups) 65 points (pour l'horizon H1, pour chaque âge de 205 à 87 Ma) sous format VSET (nuage de points)
- (2) regrouper ces nuages de points en un seul pour chaque temps. Nous obtenons ainsi pour l'horizon H1 65 nuages de points matérialisant les résultats de simulation sur les 19 puits traités.
- (3) construire des surfaces représentant les horizons stratigraphiques pour chaque temps
- (4) à partir des surfaces, tracer des « lignes temps » passant par 19 puits sur lesquels la simulation à été réalisée.

- (5) pour chaque horizon stratigraphique et à partir des 19 lignes temps ainsi tracées, construire une surface dite « spatio-temporelle » représentant l'évolution temporelle des paramètres simulés au cours de l'enfouissement des séquences le long du transect étudié.

Au cours de la réalisation de ces « objets géologiques », j'ai retenu pour la présentation des résultats obtenus les propriétés suivantes associées à l'histoire d'enfouissement:

- (1) la conductivité thermique (en $W/m^{\circ}K$)
- (2) le gradient thermique (en $^{\circ}C/m$)
- (3) la température (en $^{\circ}C$)

IV.4.1 Introduction :

Proposer une simulation de l'histoire thermique d'un bassin sédimentaire nécessite de reprendre les définitions posées par l'établissement de la base de données. Lors de la réalisation des simulations, j'ai considéré un cycle transgressif ou régressif dans son contexte dynamique. C'est à dire que les réflexions se posent en terme d'étude de l'évolution d'une propriété thermique associée à la mise en place d'un demi - cycle transgressif puis d'un demi - cycle régressif.

Pour ce faire, le renvoi à la terminologie d'un « objet » ou d'un concept géologique se révèle être d'une grande importance. Ainsi, pour exemple, lorsque l'on considère le cycle mineur de transgression – régression de l'Hettangien (par conséquent le demi - cycle transgressif et le demi – cycle régressif), la limite inférieure de l'unité génétique caractérisant le demi -cycle régressif constitue la limite supérieure de l'unité génétique caractérisant le demi - cycle transgressif. C'est pourquoi, l'analyse des résultats de simulation thermique à l'échelle de la stratigraphie séquentielle à haute résolution permet d'étudier :

- L'évolution des propriétés thermiques dans le temps caractérisant la mise en place du demi - cycle transgressif grâce à l'étude des variations de ces propriétés thermiques obtenues pour l'horizon H1 (surface d'inondation de l'Hettangien) et l'horizon H2 (surface d'inondation maximale de l'Hettangien).

- L'évolution des propriétés thermiques dans le temps caractérisant la mise en place du demi - cycle régressif grâce à l'étude des variations de ces propriétés thermiques obtenues pour l'horizon H2 (surface d'inondation maximale de l'Hettangien) et l'horizon S1 (surface d'inondation du Sinémurien)

J'ai choisi d'analyser la mise en place du demi - cycle transgressif de l'Hettangien afin de proposer une démarche d'interprétation qui pourra être, employée, lors de futurs travaux, pour l'ensemble des cycles T - R mineurs mis en évidence dans le bassin parisien.

IV.4.2 Distribution argilo - carbonaté définie pour les horizons H1 et H2 :

Lors de la réalisation de la base de données stratigraphiques du mésozoïque du bassin de Paris, l'équipe de stratigraphes de l'Université de Rennes a utilisé les valeurs des outils gamma-ray afin d'estimer l'argilosité pour les surfaces de base de chaque intervalle (Robin, 1997). L'argilosité est exprimée en pourcentage et la lithologie complémentaire est de nature calcaire pour les horizons liasiques.

Les valeurs estimées par cette méthode indiquent une argilosité variable selon le sondage et la nature de l'horizon (FS ou MFS) (cf. Table IV-2)

Il est important de noter que lors des simulations réalisées avec TherMO'S, inspirée par les travaux de Cécile Robin (Robin, 1997), j'ai repris les valeurs lithologiques lues à la côte des surfaces isochrones pour l'ensemble du demi - cycle mineur sus-jacent. Cette approche était fondée sur la volonté d'établir une base de données thermiques à l'échelle des horizons stratigraphiques.

Cependant, cette démarche est discutable sitôt que l'on attribue une signification géologique aux valeurs numériques des résultats alors simulés. En effet, il ne s'agit en aucun cas de réfléchir en termes quantitatifs mais plutôt qualitatifs. Les simulations entreprises telles que la base de données stratigraphique alimente actuellement le modèle permettent de réfléchir en termes de variations des régimes thermiques dans le temps et l'espace. Pour que l'étude menée par application de TherMO'S au bassin de Paris soit quantitative d'une façon plus réaliste, il faudrait tenir compte dans la procédure de compaction – décompaction de la variation de la lithologie entre la surface de base et la surface du toit de chaque intervalle.

Code	Sondages	H1	H2
A	Rambouillet	30	80
B	Dourdan	40	90
C	Breuillet 101	50	100
D	Les Bergers	50	100
E	Boissy Sous St Yon	40	70
F	Bechevret	40	50
G	Marolles	40	70
H	Vert Le Grand	60	60
I	Villoison 1D	50	60
J	Bois Brûlé	50	40
K	Bréviandre	50	90
L	Sivry 1D	50	90
M	Les Grandes Maisons	40	90
N	Charmottes 5	50	90
O	Bremonderie 1	80	70
P	Bremonderie 2	60	80
Q	Donnemarie 5	40	70
R	Donnemarie 3	40	70
S	Trou Aux Loups	30	80

Table IV-2 : Pourcentage d'argile pour les horizons H1 et H2, d'après (Robin, 1997)

IV.4.3 Evolution des propriétés thermiques caractérisant la mise en place du demi - cycle transgressif de l'Hettangien :

IV.4.3.a. La limite inférieure du demi – cycle transgressif de l'Hettangien (horizon H1) :

IV.4.3.a.i Description de la distribution argilo – carbonaté (cf. Figure IV-13) :

Pour plus de commodité, j'ai choisi de distinguer deux secteurs. Le premier secteur que l'on définira « secteur ouest » est limité par les sondages A et I, et s'étend donc de Rambouillet à Villoison. Le second secteur, noté « secteur est » est limité par les sondages I et S.

Le secteur ouest présente des variations de distribution d'argile et de calcaire. Ainsi, la fraction argileuse augmente de A à D puis diminue pour les sondages E, F et G. La fraction argileuse augmente brutalement pour le sondage H et diminue à nouveau pour I.

Pour le secteur est, la fraction argileuse diminue de I à M puis augmente de N à O. La fraction diminue à nouveau de O à S.

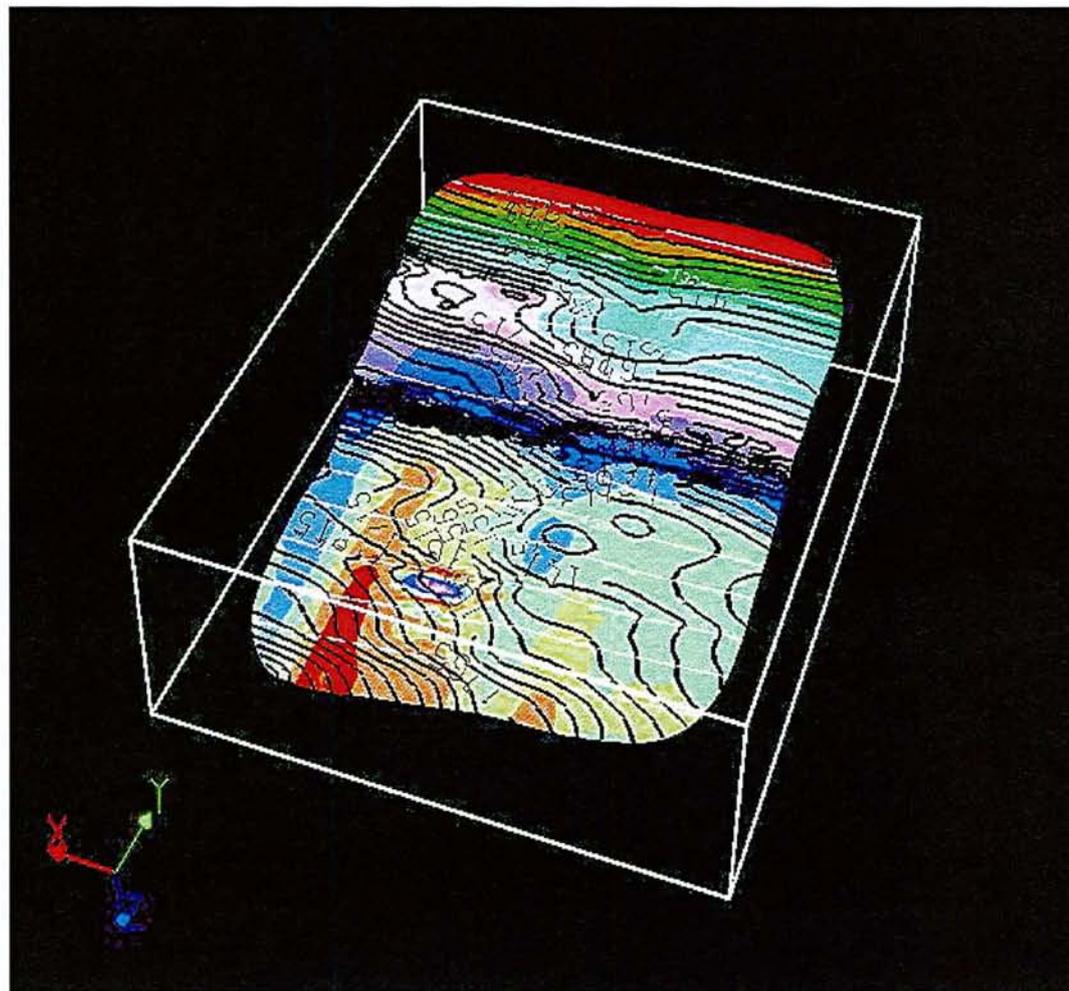
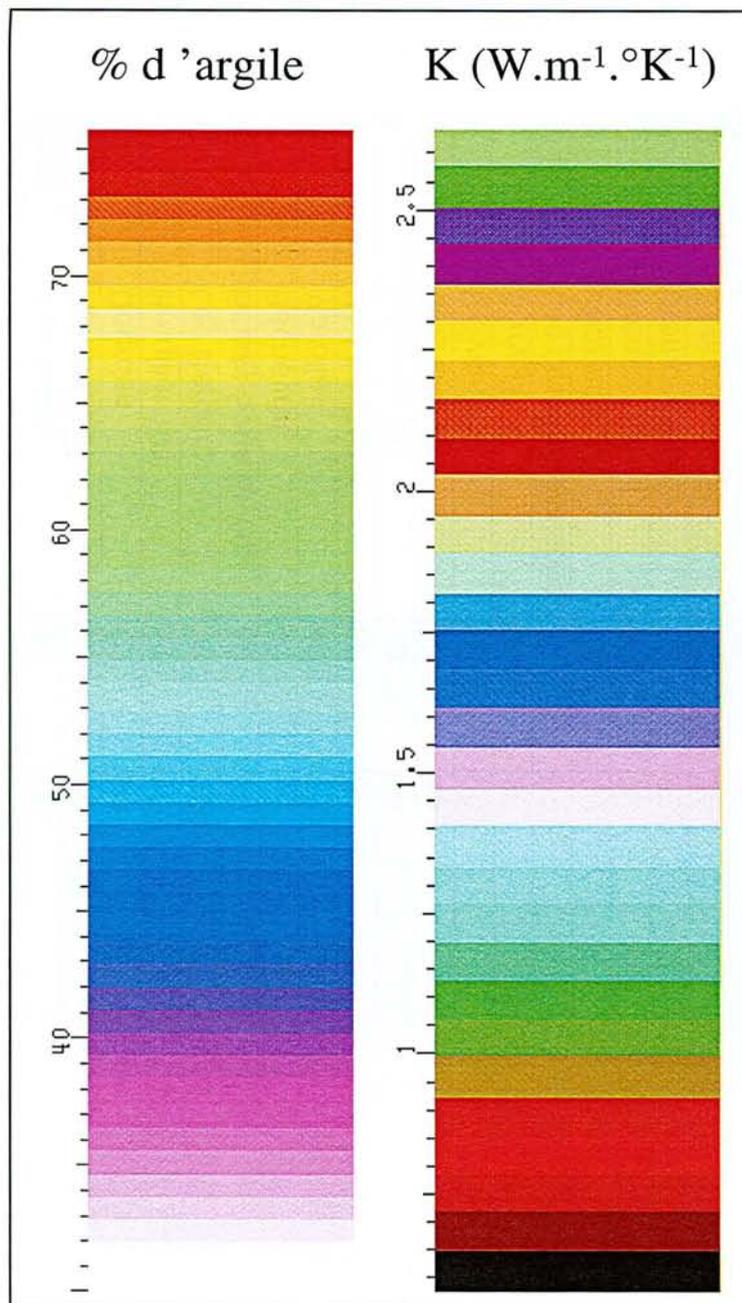


Figure IV.13: Conductivités thermiques simulées pour H1 dans l'espace $(x, y = t, z)$; (échelle * 15); A, B, C, ..., S sont les codes alphabétiques des noms des sondages. Les sphères représentent le pourcentage d'argilosité.

IV.4.3.a.ii Simulation de la variation spatio-temporelle de la conductivité thermique
(cf. Figure IV-13)

La représentation de l'évolution de la conductivité thermique à partir des « lignes temps » (tracées en blanc sur la figure IV-13) permet de s'apercevoir que les résultats obtenus sont variables dans le temps et l'espace. Ces observations concernent tout particulièrement les temps correspondant au Pliensbachien (190 Ma), au Dogger - Malm (165-140 Ma) et à la fin du Crétacé inférieur – début du Crétacé Supérieur (110 – 83 Ma)

□ Description de l'enfouissement et de la conductivité thermique le long du profil au Pliensbachien et au Dogger – Malm :

⊗ *Exemple: à 192 Ma, Pliensbachien*

Lorsque la vitesse d'enfouissement diminue et cela plus particulièrement pour les sondages H et G, la conductivité thermique simulée à cet âge diminue également le long du profil.

⊗ *Exemple: à 150 Ma, Malm*

Les vitesses d'enfouissement s'homogénéisent le long du profil et une accélération brutale et globale de la subsidence est observée. Les conductivités thermiques tendent à augmenter rapidement sur l'ensemble de la coupe pour l'intervalle de temps compris entre 164 et 133 Ma.

□ Description de l'enfouissement et de la conductivité thermique associée à la fin du Crétacé inférieur - début du Crétacé supérieur)

⊗ *Secteur ouest :*

Les paléoenfouissements représentés par les courbes de niveau en noires sont variables sur ce secteur. Ainsi les rayons de courbures de chacune de ces lignes mettent en évidence la

subsidence différentielle locale dans ce secteur. Une accélération de l'enfouissement permet de distinguer la partie comprenant les sondages E, F, G et H. Les conductivités thermiques augmentent localement dans cette région.

⊗ *Secteur est*

Les paléoenfouissements représentés par les courbes de niveau en noires sont également variables sur ce secteur. Une accélération de l'enfouissement est observée pour la région comprenant les sondages N, P et Q. Là encore, pour cette région, les conductivités thermiques augmentent localement.

IV.4.3.a.iii Simulation de la variation spatio-temporelle du gradient thermique (cf.

Figure IV-14) :

- Description de l'enfouissement et du gradient thermique le long du profil au Pliensbachien et au Dogger – Malm :

⊗ *Exemple: à 192 Ma*

Dès le dépôt de la séquence transgressive, la distribution des gradients thermiques le long du profil est hétérogène. Ainsi pour les sondages allant de A à I, les gradients thermiques simulés au moment du dépôt sont plus importants que pour le secteur est de la coupe étudiée. D'autre part, peu après le dépôt des sédiments, la région comprenant les sondages E, F, G et H semble subir peu à peu un régime thermique plus élevé que pour le reste de la coupe. Parallèlement, les rayons de courbure des lignes de niveau indiquent un enfouissement évoluant plus lentement pour cette région entre 200 et 167 Ma en comparaison avec les autres parties de la coupe. L'existence d'un régime thermique plus important pour la région comprenant les sondages E, F, G et H que pour la partie est de la coupe caractérise toute cette période.

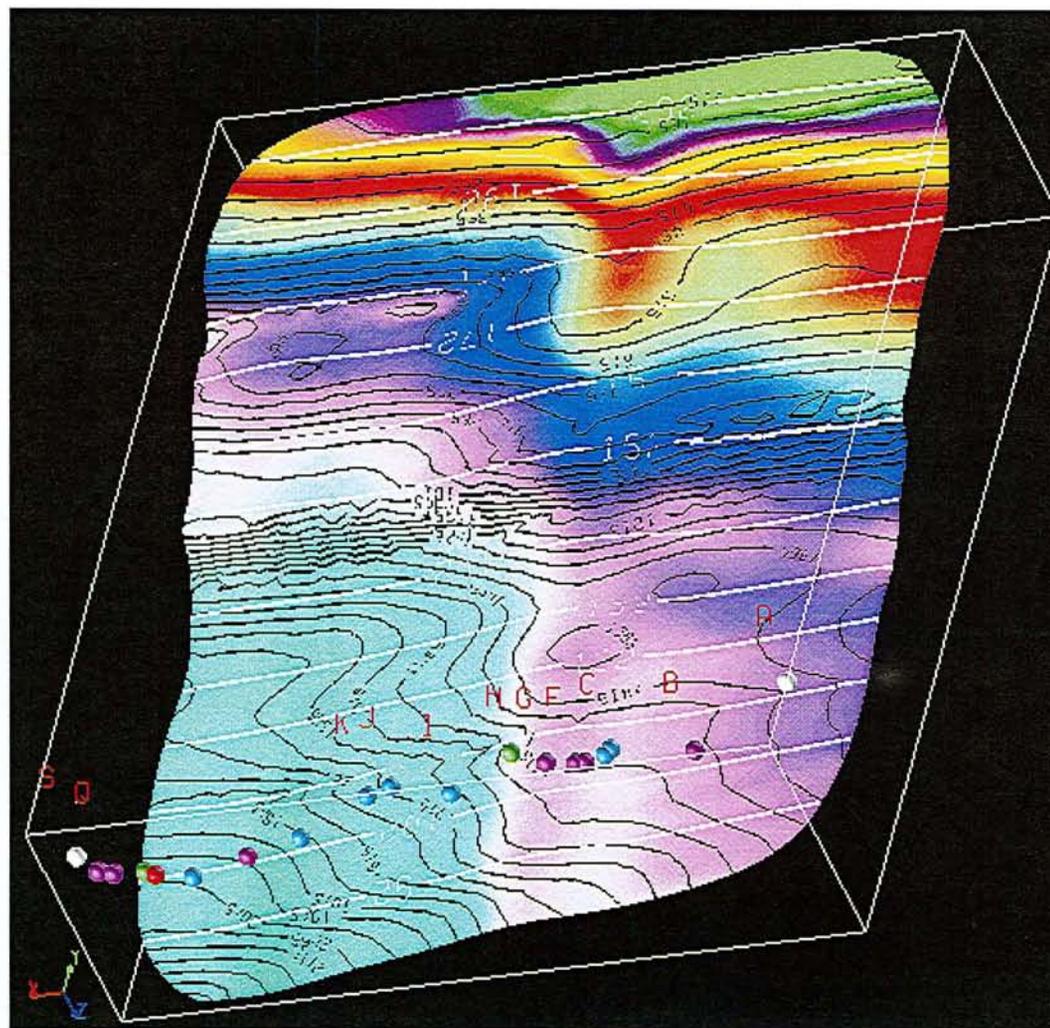
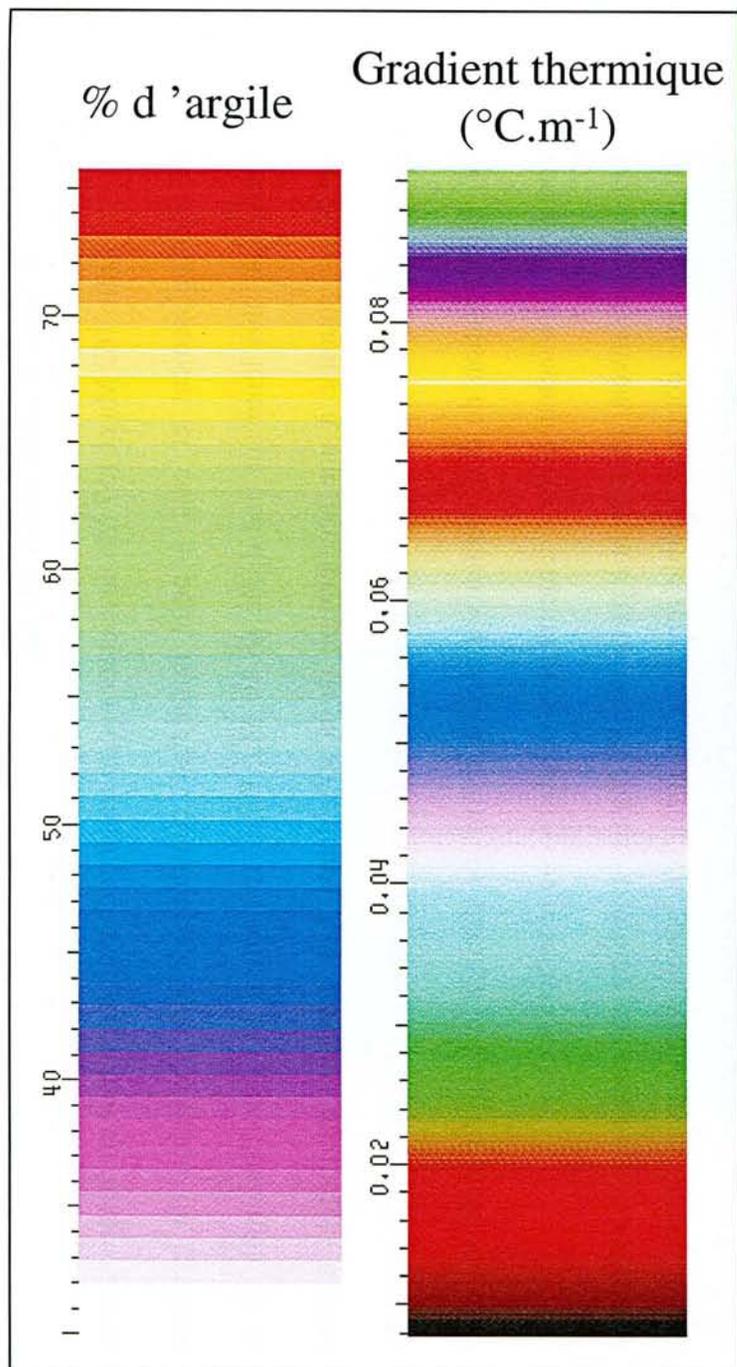


Figure IV.14: Gradients thermiques simulés pour H1 dans l'espace ($x, y = t, z$); (échelle * 15); A, B, C, ..., S sont les codes alphabétiques des noms des sondages. Les sphères représentent le pourcentage d'argilosité

⊗ *Exemple: entre 164 et 133 Ma*

Entre 162 Ma et 157 Ma, le secteur est du transect connaît à son tour un ralentissement de l'enfouissement et cela a pour immédiate conséquence une évolution du gradient thermique plus lente sur une durée de 10 Ma. Entre 152 Ma et 147 Ma, l'ensemble de la coupe est soumise à une accélération de la subsidence. Les gradients thermiques à cette époque diminuent de manière brutale et cela de façon homogène sur l'ensemble du profil E-W. L'observation de deux secteurs à régime thermique distinct le long du profil est ainsi conservé. Le « secteur ouest » demeure plus « chaud » que le secteur « est ».

Les lignes de niveau présentent à partir de 132 Ma une courbure marquée pour le secteur est du profil. Cette courbure semble reprendre la forme du bassin établie avant la période du Malm (avant l'accélération de l'ouverture de l'atlantique central). Localement pour la région comprenant les sondages M et I, la diminution du gradient thermique s'accélère. Le secteur est constitue une zone d'enfouissement plus importante. Notons que le sondage M correspond à une région où la fraction argileuse est anormalement plus faible au regard des sondages voisins.

IV.4.3.a.iv Simulation de la variation spatio-temporelle de la température (cf. Figure IV-15) :

Les structures thermiques et les « anomalies » mises en évidence par l'évolution du gradient thermique dans le temps et dans l'espace se retrouvent dans l'analyse de l'histoire des températures (cf. Figure IV-15).

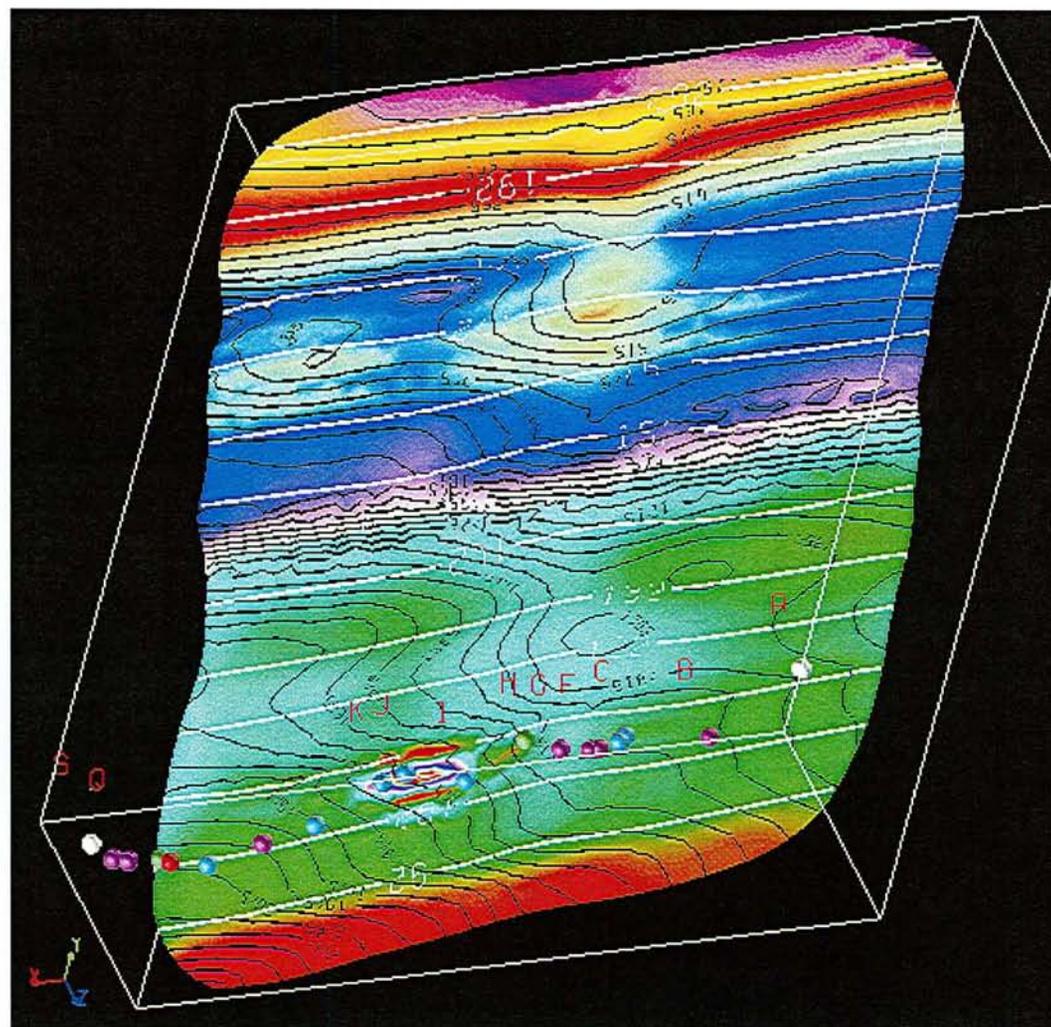
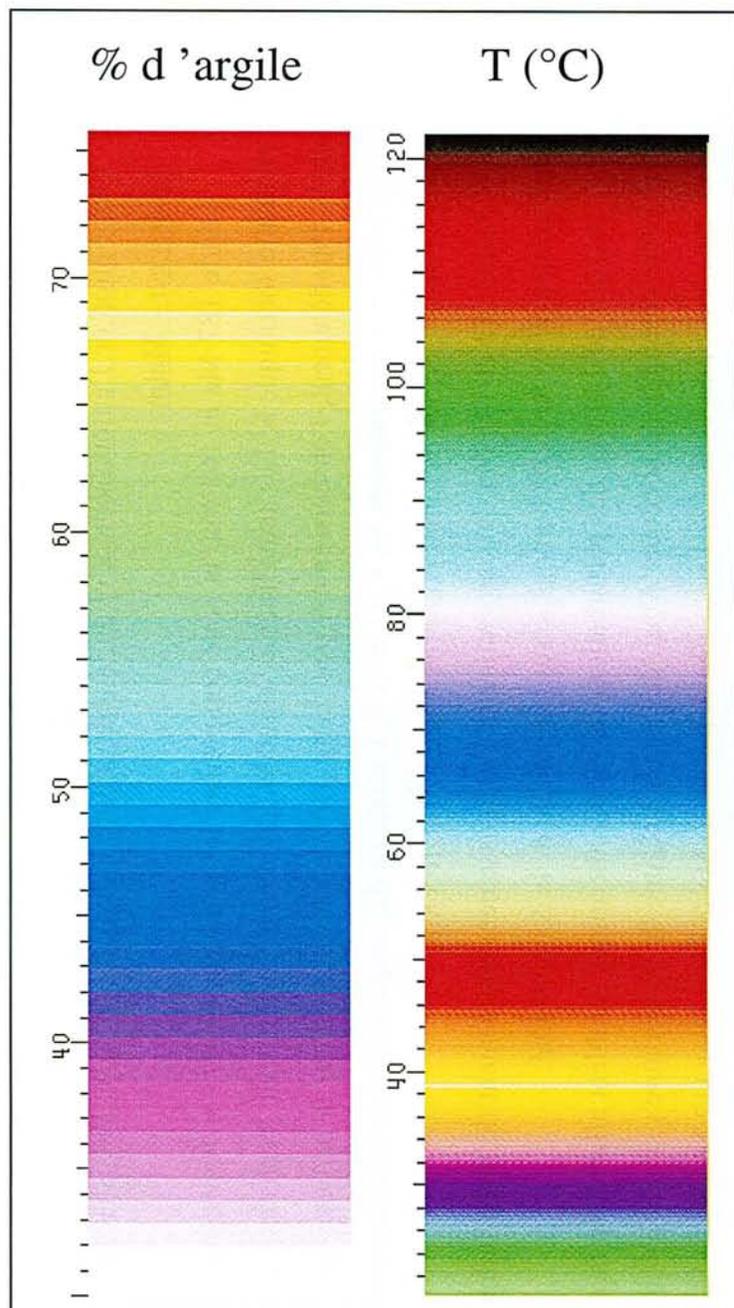


Figure IV.15: Températures simulées pour H1 dans l'espace $(x, y = t, z)$; (échelle * 15); A, B, C, ..., S sont les codes alphabétiques des noms des sondages. Les sphères représentent le pourcentage d'argilosité

□ Description de l'enfouissement et de la température le long du profil au Pliensbachien et au Dogger – Malm:

Entre 187 Ma et 162 Ma, la zone comprenant les sondages G, H, I et J présente une « anomalie thermique ». Les températures simulées pour cette région sont localement plus faibles. Parallèlement, l'enfouissement pour cette période est ralenti. Pour la partie est de la coupe, à savoir les sondages N, O, P, Q, R et S, l'anomalie thermique observée précédemment est notée pour la période de temps comprise entre 170 et 165 Ma.

Entre 152 et 142 Ma, la température et l'enfouissement augmentent de façon brutale simultanément et ce de façon homogène sur l'ensemble de la coupe étudié.

A partir de 142 Ma, des perturbations du régime thermique semblent affecter de façon hétérogène l'ensemble de la coupe. Ainsi, des zones à régime de température plus faibles sont notées dans les sondages H, I et J pour une durée de 10 Ma (entre 132 et 112 Ma), et ce bien que la séquence se trouve à des profondeurs plus importantes. L'enfouissement dans cet intervalle de temps est ralenti dans cette région. De la même manière, pour les sondages P, Q, R et S, les températures simulées diminuent de 129 à 119 Ma pour une même durée de 10 Ma. L'enfouissement est également ralenti dans cette région pour cet intervalle de temps.

La figure IV-15 montre une zone comprise entre les sondages K et M pour laquelle la température est anormalement faible à 108 Ma. Ce résultat n'est pas à considérer, il s'agit d'une erreur d'interpolation des propriétés lors de la construction de l'horizon H1 à 108 Ma.

IV.4.3.b. La limite supérieure du demi – cycle transgressif de l'Hettangien (horizon H2) :

IV.4.3.b.i Description de la distribution argilo - carbonaté pour les secteurs ouest et est.

Un premier secteur que l'on définira là encore par « secteur ouest » présente une fraction argileuse importante pour les sondages A, B, C, D (> 73%) puis décroissante jusqu'au niveau du sondage J.

Un deuxième secteur peut être distingué que l'on définira par « secteur est » et délimité par les sondages K et S. Cette zone présente un caractère argileux bien plus important que pour le « secteur ouest » avec cependant une diminution de la proportion d'argile pour les sondages O, Q et R.

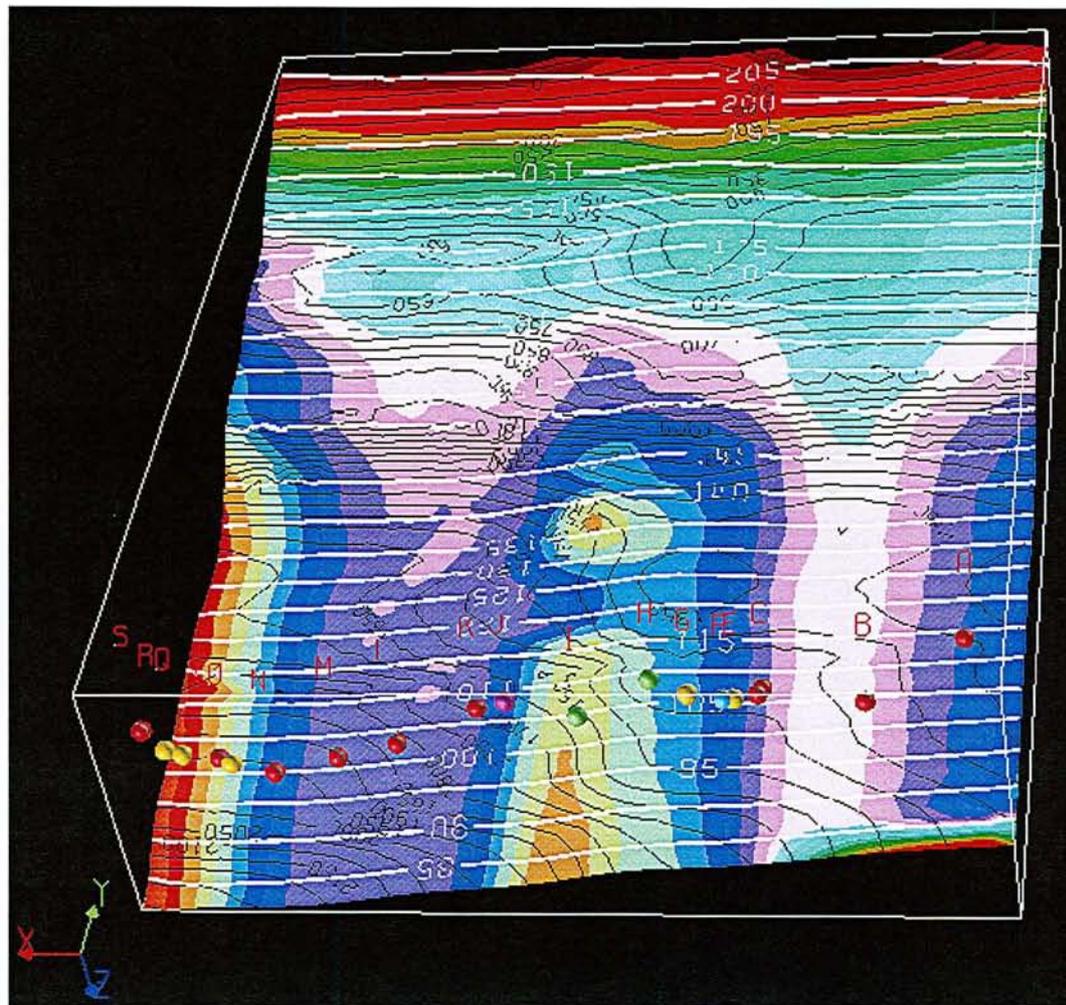
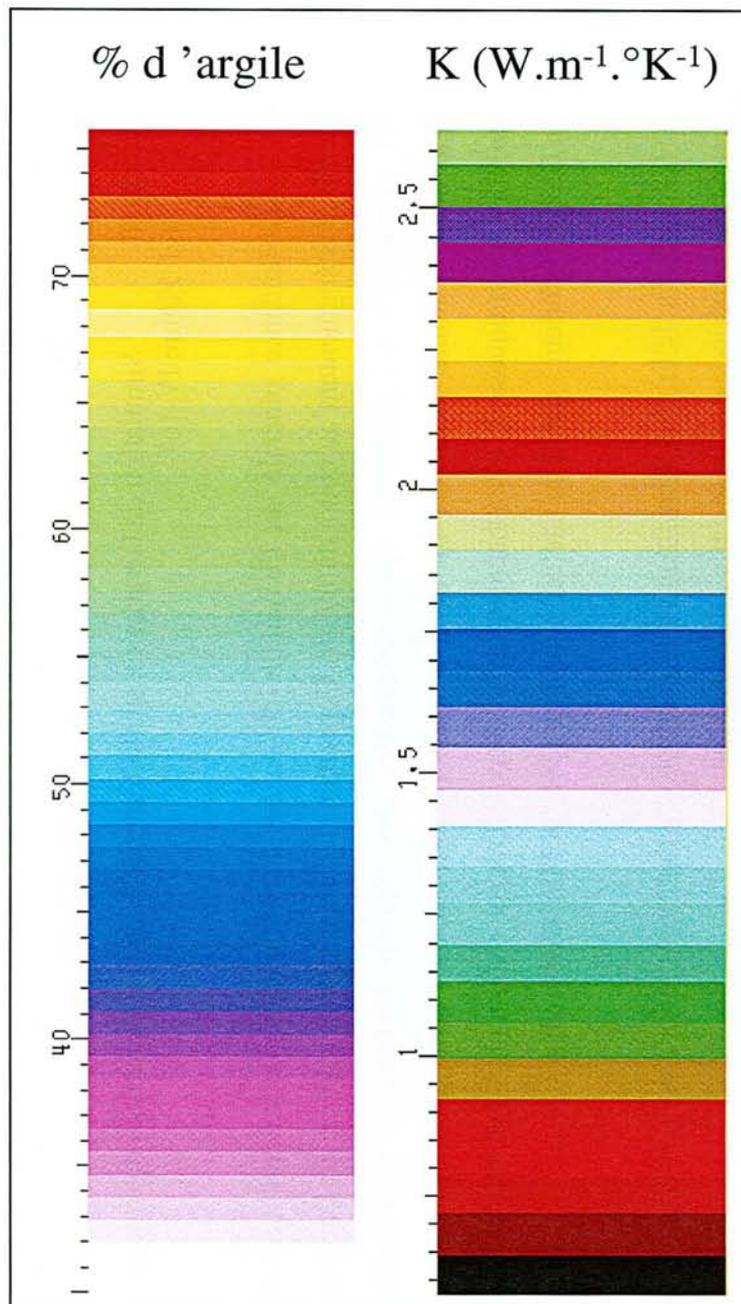


Figure IV.16: Conductivités thermiques simulées pour H2 dans l'espace (x, y = t, z); (échelle * 15); A, B, C, ..., S sont les codes alphabétiques des noms des sondages. Les sphères représentent le pourcentage d'argilosité.

IV.4.3.b.ii Simulation de la variation spatio-temporelle de la conductivité thermique
(cf. Figure IV-16)

La tendance générale sur l'ensemble du secteur étudié montre que les conductivités thermiques augmentent au cours du temps. Cependant, les observations portées sur l'horizon H1 concernant les variations spatio-temporelles des régimes thermiques caractérisent également la limite supérieure du demi – cycle transgressif de l'Héttangien. Ainsi, trois épisodes «thermiques», le Pliensbachien (\cong 190 Ma), le Dogger - Malm (165-140 Ma) et la fin du Crétacé inférieur - début du Crétacé supérieur (110-83 Ma), sont analysés.

□ Description de l'enfouissement et de la conductivité thermique le long du profil à 189 Ma et pour la période comprise entre 164 et 133 Ma:

Dès lors que la vitesse d'enfouissement varie le long du profil, l'évolution des conductivités thermiques se distinguent localement. Ainsi, des franges caractérisant des évolutions distinctes apparaissent dans les résultats de simulation (cf. figure IV-16).

⊗ *Exemple: à 189 Ma*

Lorsque la vitesse d'enfouissement diminue et cela plus particulièrement pour les sondages H et G, la conductivité thermique simulée à cet âge évolue plus lentement et de ce fait, diminue le long du profil.

⊗ *Exemple: à partir de 155 Ma*

A partir de 155 Ma, la distribution des conductivités thermiques le long du secteur diminue de A à D depuis 1.70 à 1.45, augmente de D à I de 1.45 à 1.90, diminue de I à M de 1.90 à 1.55 puis augmentation de M à S de 1.55 à 2.1.

Les vitesses d'enfouissement associées conditionnent cette distribution E-W des conductivités thermiques le long du profil. Ainsi elles sont plus lentes pour les zones où le long d'une même ligne temps, les conductivités thermiques diminuent. Elles sont plus importantes lorsque les conductivités thermiques augmentent le long d'une même ligne temps le long du profil.

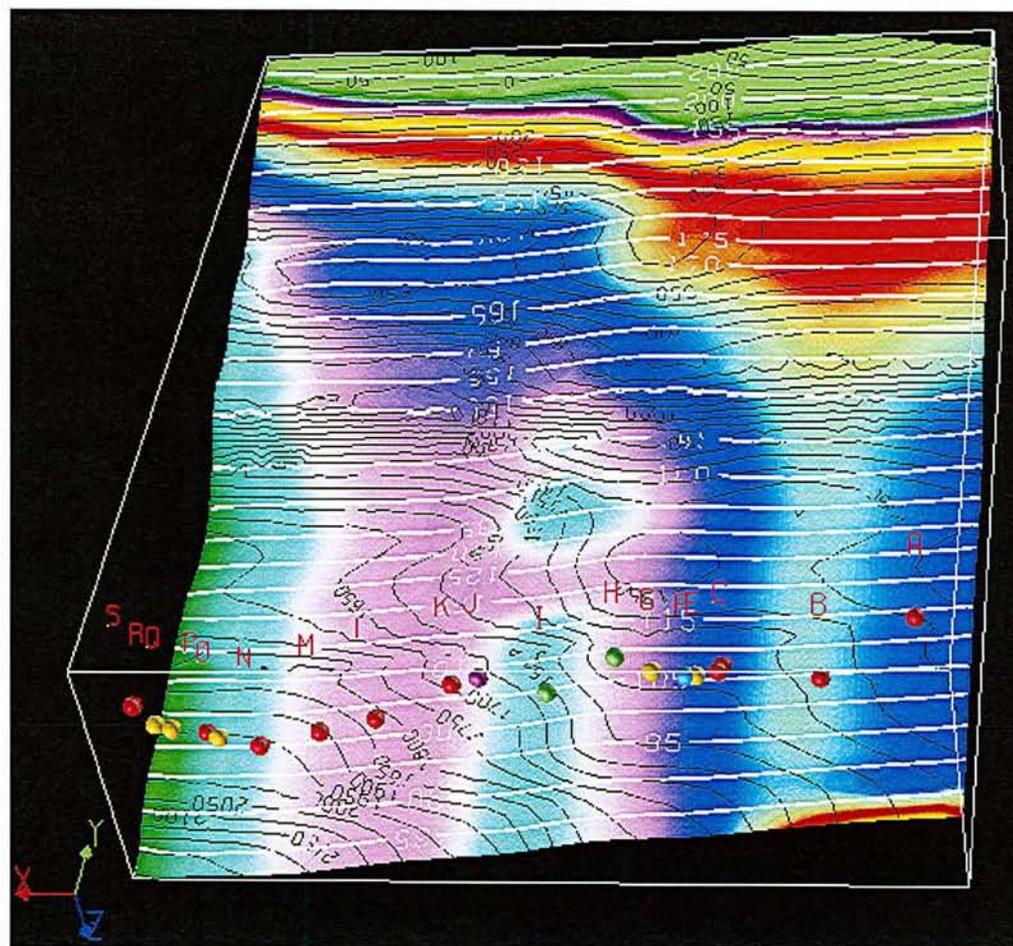
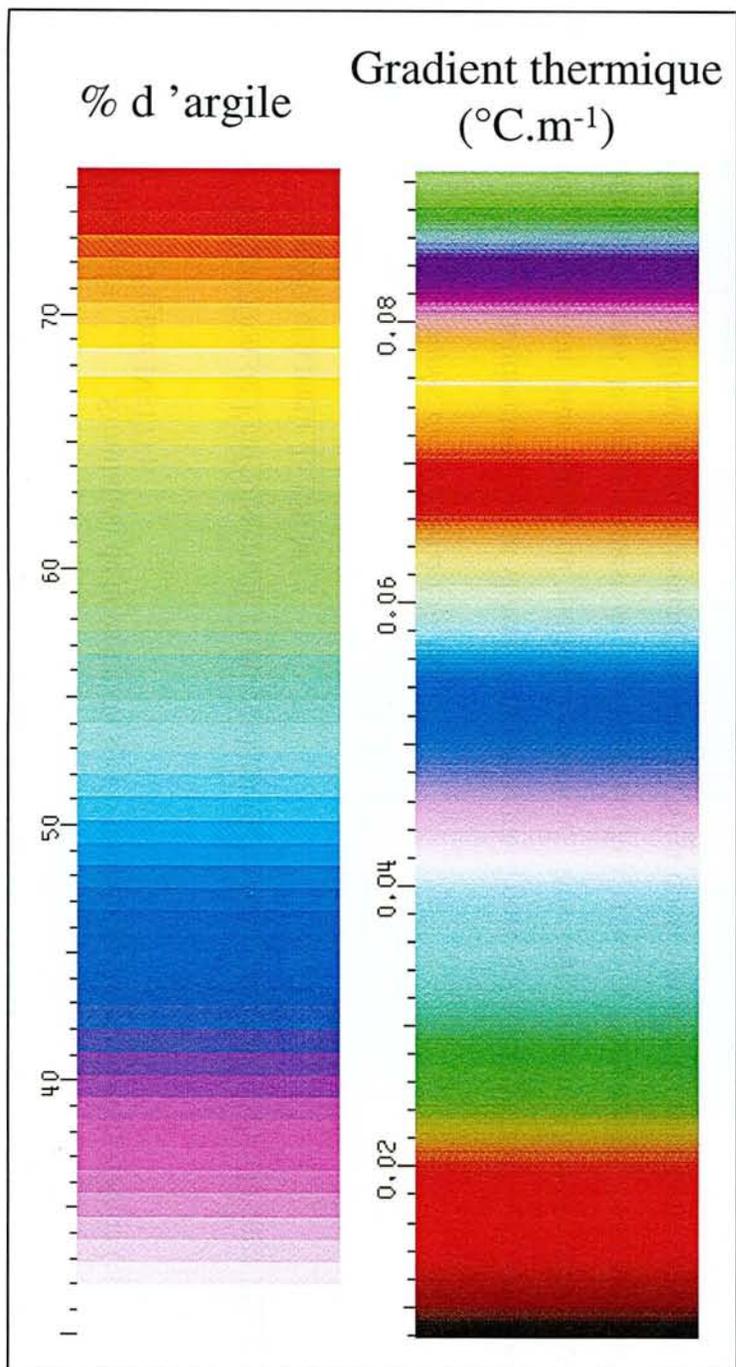


Figure IV.17: Gradients thermiques simulés pour H₂ dans l'espace (x,y = t, z); (échelle * 15); A, B, C, ..., S sont les codes alphabétiques des noms des sondages. Les sphères représentent le pourcentage d'argilosité.

IV.4.3.b.iii Simulation de la variation spatio-temporelle du gradient thermique (cf. Figure IV-17) :

- Description de l'enfouissement et du gradient thermique le long du profil (1) entre 192 et 150 Ma et à partir de 150 Ma :

⊗ Exemple: de 192 Ma à 150 Ma

Le ralentissement de la vitesse d'enfouissement pour les sondages de C à H entraîne une diminution plus faible du gradient thermique dans cette région. Ce phénomène se généralise dans le secteur ouest de la coupe étudiée et est à l'origine de deux régimes thermiques différents entre le secteur est (de H à S) et ouest (de A à H) pour l'ensemble des temps géologiques.

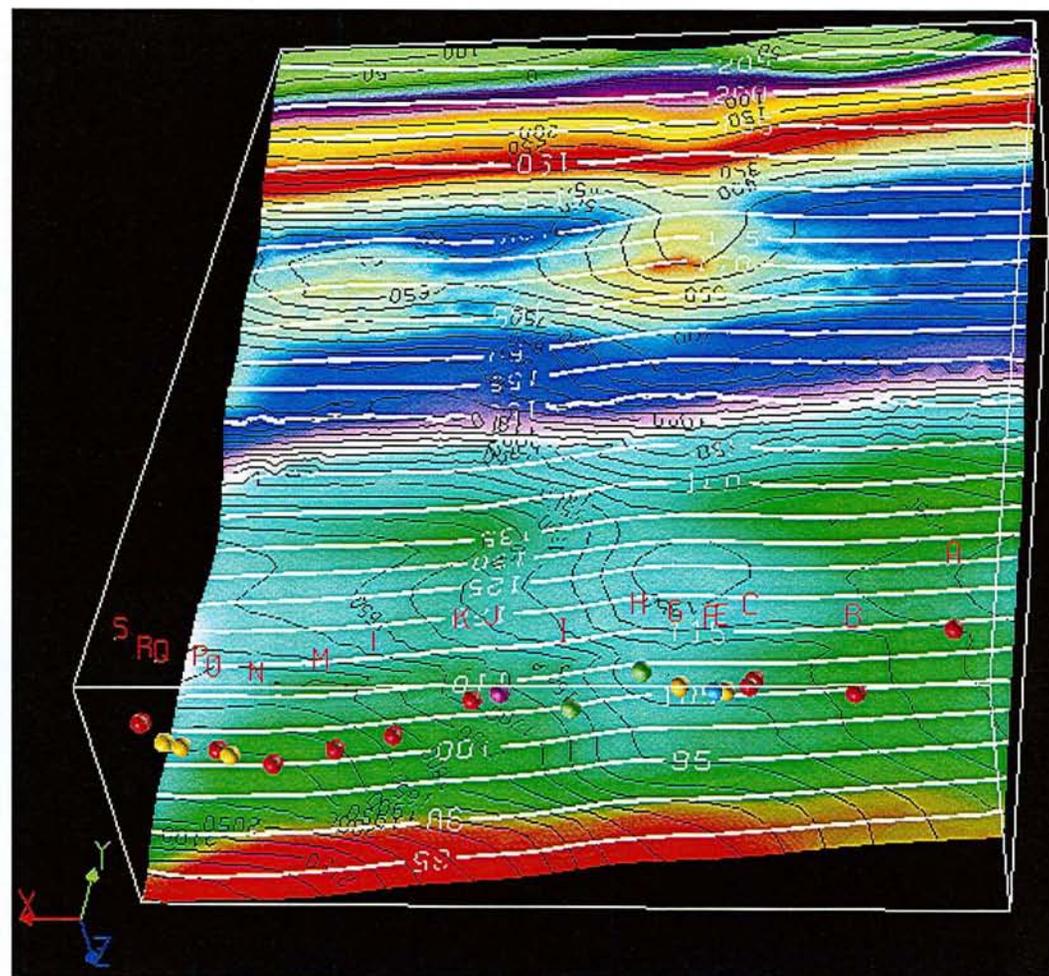
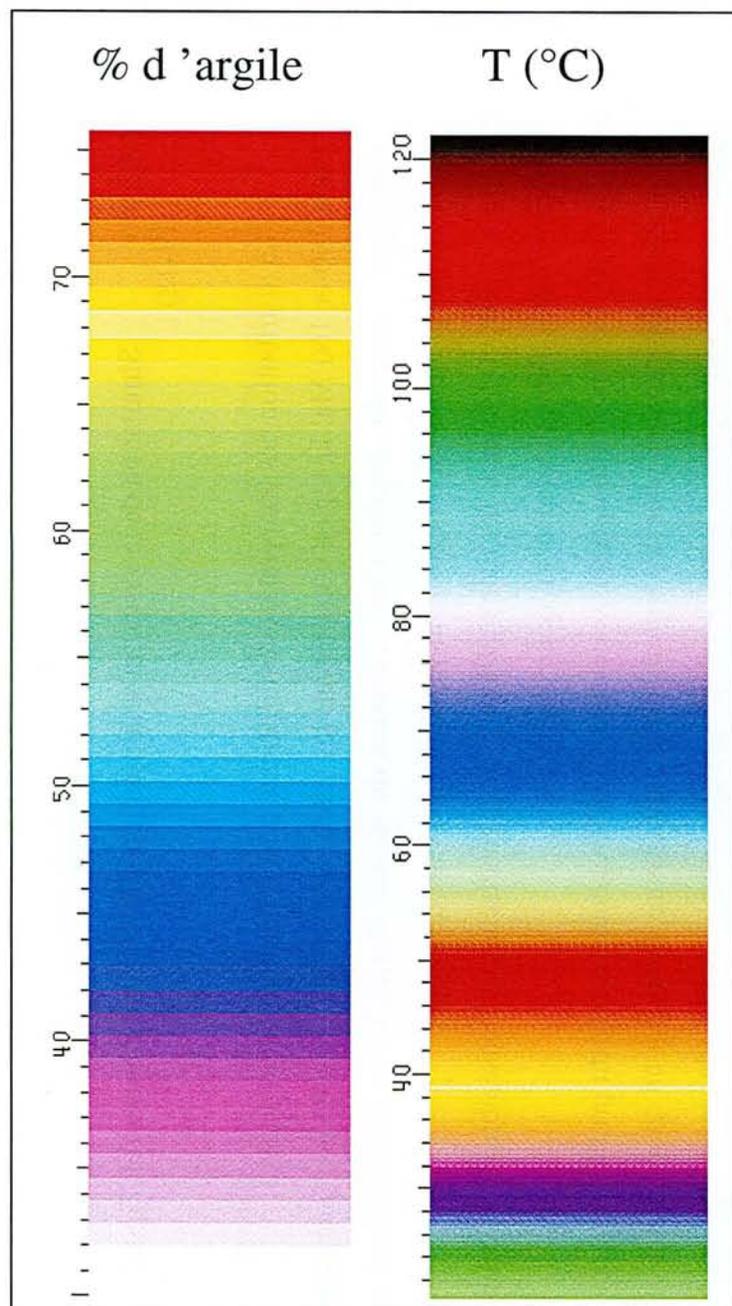
⊗ Exemple: à partir de 150 Ma, le long d'une même ligne temps.

Le gradient thermique simulé pour le même temps :

- augmente de A à B
- diminue de B à I
- augmente à nouveau de I à L
- diminue à nouveau de L à S.

De manière générale, un ralentissement de l'enfouissement de l'horizon H2 le long du profil pour une même ligne temps entraîne l'accélération de la diminution du gradient thermique (cf. Figure IV 17, espacement des courbes de niveaux).

Lorsque d'un sondage à l'autre, la proportion d'argile caractérisant l'horizon H2 augmente, le gradient thermique augmente également et vice – versa.



IV.4.3.b.iv Simulation de la variation spatio-temporelle des températures (cf. Figure IV-18) :

La distribution des températures est distincte pour 3 périodes géologiques :

- Entre 190 et 160 Ma, la région comprenant les sondages de C à I présente une ‘anomalie thermique’ (zone plus froide). Cette variation du régime thermique se retrouve lors de l’analyse des gradients thermiques pour le même intervalle de temps.
- Entre 155 Ma et 145 Ma, les températures s’homogénéisent sur l’ensemble de la coupe pour une durée d’une dizaine de millions d’année.
- A partir de 145 Ma, les températures deviennent hétérogènes le long du profil. Des zones thermiques apparaissent pour des régions où la température simulée à un temps donné est plus importante que pour d’autres sondages. Pour exemple, à 130 Ma, les températures simulées pour les sondages G, H, I sont plus faibles que celles simulées pour les autres sondages. Des auréoles de croissance et décroissance de température font ainsi apparaître une anomalie thermique (températures plus faibles que sur le reste de la coupe étudiée) pour l’intervalle de temps compris entre 145 et 125 Ma depuis le sondage C jusqu’au sondage I.

A 92 Ma, les températures augmentent d’ouest en est et ce bien que les gradients thermiques diminuent dans cette direction. Cela s’explique par le fait que les vitesses d’enfouissement (resserrement des isopaques) sont croissantes d’ouest en est.

IV.5 Bilan et discussion sur la reconstitution de l’histoire thermique du bassin de Paris

Le problème majeur lors de l’interprétation des résultats obtenus consiste à pouvoir distinguer les facteurs intervenant à l’échelle du sondage (tectonique syn - sédimentaire, cycles transgressif et régressif caractérisés par la notion de création ou suppression d’espace disponible dans le bassin, circulation de fluides...) des facteurs intervenant à l’échelle du bassin (événements géodynamiques comme les mouvements intraplaques, les déformations associées aux processus de rifting...)

Les simulations ont porté sur une distance d'une centaine de km dans la partie centrale du bassin de Paris le long de la direction E-W (bloc de Paris).

Lorsque les propriétés thermiques associées à l'histoire d'enfouissement présentent des évolutions distinctes pour certaines zones du secteur étudié, des processus géologiques locaux peuvent être envisagés.

Dans le cas où une perturbation du régime thermique affecte la coupe de façon homogène, il est possible que les facteurs à échelle du bassin en soient la cause (Rifting, Atlantique central, ...).

IV.5.1 Rôle de la tectonique syn - sédimentaire :

IV.5.1.a. Préliminaire :

La tectonique syn - sédimentaire influence la dynamique de la mise en place et de l'évolution d'un dépôt à caractère transgressif ou régressif. Les variations de vitesse d'enfouissement d'un bloc associée à la réactivation d'une faille en jeu extensif ou compressif à composante décrochante conditionnent :

- la nature des dépôts (remplissage sédimentaire fonction de l'activité et du jeu des failles)
- les variations des gradients thermiques et des conductivités thermiques
- l'occurrence de réactions minérales ou organiques au voisinage des fractures
- l'évolution des porosités (effet de la compaction – décompaction combiné à la suppression de porosité par cimentation minérale...)
- circulations de fluides.

IV.5.1.b. Contexte tectono - sédimentaire lors de la mise en place du demi - cycle transgressif – régressif de l'Héttangien :

Le socle du bassin de Paris est fracturé par un ensemble d'accidents réactivés lors de la formation du bassin sédimentaire et ce dès la fin du Permien (Autran et al., 1986; Curnelle and Dubois, 1986; Mégnien, 1980) (cf. Figure IV-19)

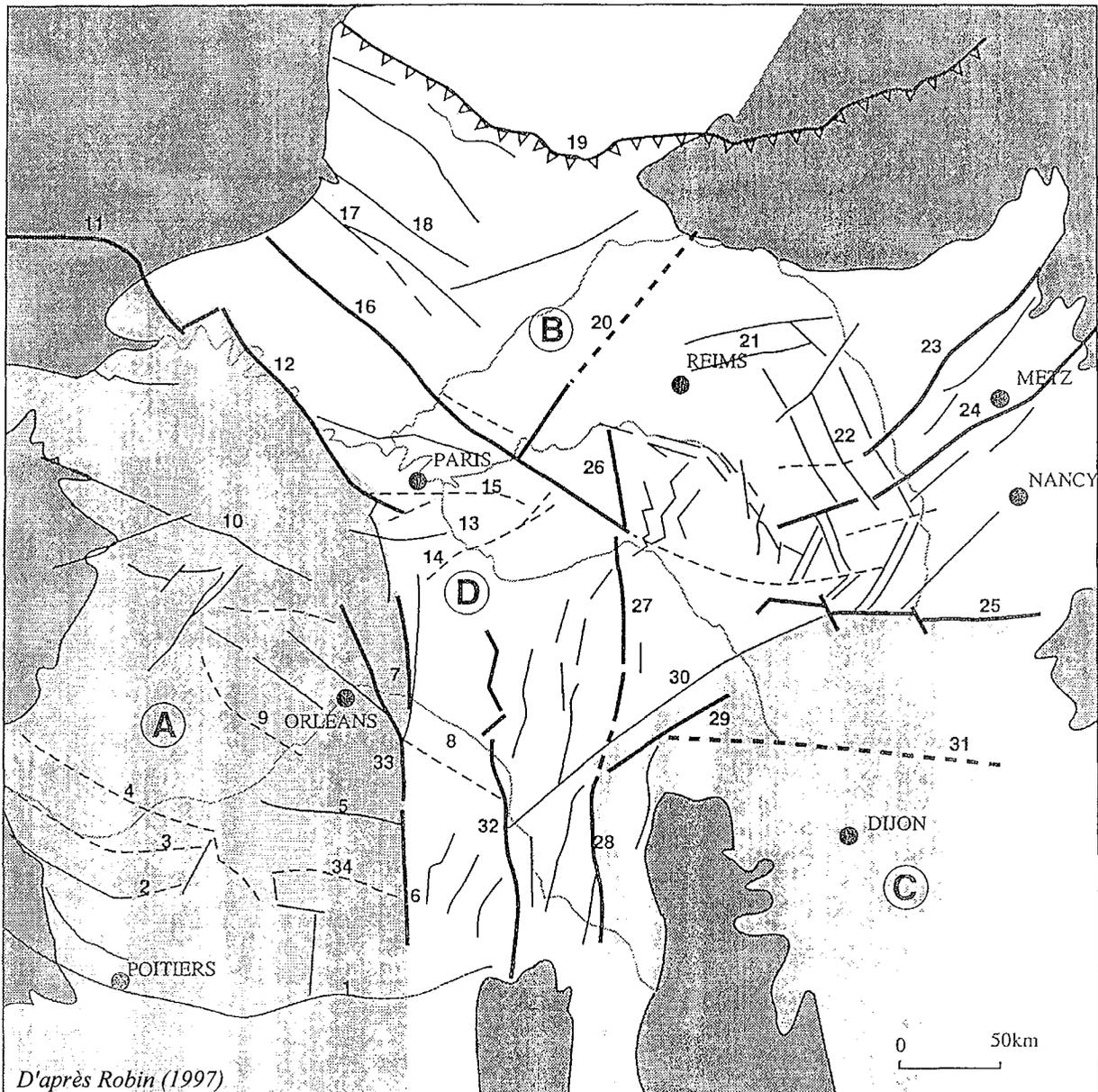


Figure IV-19. Carte structurale du bassin de Paris

- A) Domaine armoricain
- B) Domaine ardennais
- C) Domaine averno-vosgien
- D) "Bloc" de Paris

- 1) Accident de la Marche
- 2) Accident de la Creuse
- 3) Accident du Sud de Paris
- 4) Accident de Chateauroux
- 5) Anticlinal d'Amboise-Montrichard-Gracay
- 6) Faille du Cher
- 7) Faille de Sennely
- 8) "Sous-bloc" biturige
- 9) Faille du Loir
- 10) Prolongement de la faille Nord-Armoricaine (accident du Menez-Bellair)

- 11) Faille de la Manche
- 12) Faille de la Seine
- 13) Flexure de Joigny
- 14) Accident de Chaunoy
- 15) Faille de la Remarde
- 16) Accident du Pays de Bray
- 17) Faille d'Eu
- 18) Faille de la Somme
- 19) Zone de cisaillement Nord-Artois
- 20) Faille de l'Oise
- 21) Faille de l'Aisne
- 22) Faille de la Meuse
- 23) Synclinal de Joef et faille de Coulommies
- 24) Faille de Metz
- 25) Faille de Vittel

- 26) Prolongement Nord de St Martin de Bossenay
- 27) Faille de St Martin de Bossenay
- 28) Faille de St Saulge/Clamecy
- 29) Faille de Mailly-le-Château/Cruzelle-Châtel
- 30) "Faille" de Tonerre
- 31) "Accident" de Langres
- 32) Faille Sancoins-Sancerre
- 33) Accident "Sud-Loire"
- 34) Faille de Contres

La tectonique syn - sédimentaire contrôle l'évolution de la géométrie des dépôts sédimentaires dans le bassin. Des zones de subsidence localement plus importantes apparaissent alors.

Le secteur étudié est limité par la faille de la Seine à l'Ouest et les failles Bray-Vittel et St Martin de Bossenay à l'Est. Ces failles ont été réactivées au cours du Jurassique, en particulier au Pliensbachien, au Dogger – Malm et entre le Crétacé inférieur et le début du Crétacé supérieur (Mégnyen, 1980).

Pour exemple, la tectonique syn-sédimentaire est mise en évidence pour le Lias moyen. En effet, Mégnyen (1980) fait part d'un rejet syn-sédimentaire pour les fractures Bray-Vittel et Seine-Loire. L'accident subméridien se dédouble et la faille de Sennely est accompagnée plus à l'Est par celle de la Loire.

Lors des observations établies pour les simulations des propriétés thermiques concernant les horizons H1 et H2, les variations dans le temps et dans l'espace des (1) conductivités thermiques, (2) gradients thermiques et (3) températures sont fonctions :

- de la vitesse d'enfouissement de l'horizon
- du contexte géodynamique (exemple : 150 Ma = accélération de l'ouverture de l'atlantique central).

□ Rôle de la subsidence thermique

La subsidence cratonique (cf. Figure IV-20) est le plus souvent considérée comme le résultat de l'extension (rifting) suivie du refroidissement (subsidence thermique) d'un segment de la lithosphère (McKenzie, 1972). Plusieurs causes peuvent intervenir simultanément dans la subsidence cratonique, par exemple : (1) la convection asténosphérique ; (2) l'extension mécanique ; (3) une perturbation thermique et du métamorphisme à la base de la croûte (Bois, 1988).

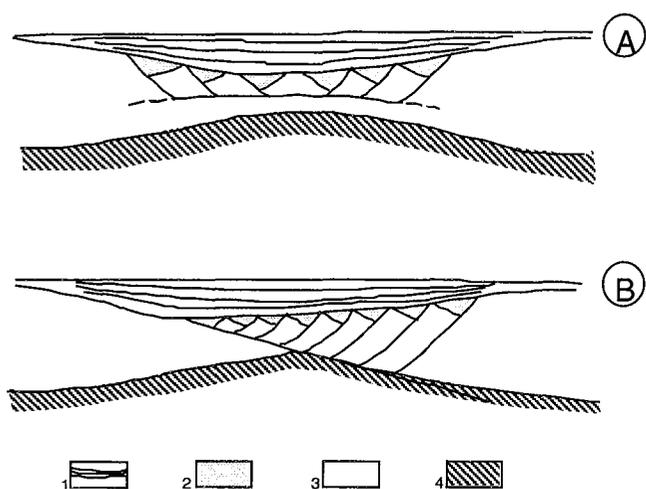


Figure IV-20. Modèles schématiques de bassins cratoniques en extension. Le bassin résultant de la subsidence thermique surmonte une croûte amincie par extension. La croûte fragile a été cassée et les rifts qui en résultent sont remplis de sédiments pouvant contenir des ressources économiques (hydrocarbures, charbon). (A) cisaillement pur, (B) cisaillement simple, (1) subsidence thermique, (2) rift, (3) croûte, (4) manteau supérieur.

D'après Cazes and Torreilles, 1988a.

Les flux de chaleur simulés par TherMO'S sont décroissants de Rambouillet à Trou Aux Loups (87 à 66 mW/m²) tandis qu'à St Loup le flux est estimé à 73 mW/m². Il semblerait que cette variation suit la forme du bassin. Les flux simulés correspondent au toit du socle. Un profil ECORS a permis d'imager la croûte terrestre par sismique profonde (Cazes and Torreilles, 1988a; b). Les coupes sismiques obtenues mettent en évidence au voisinage de la faille de la Seine une flexuration du socle (cf. Figure IV-21).

La corrélation entre les études gravimétriques et sismiques a permis de mettre en avant des ondulations du Moho sous le bassin de Paris (Lefort and Agarwal, 1996) (cf. Figure IV-22)

Il suffirait de rajouter sur les profils gravimétriques et sur les profils sismiques les valeurs de flux de chaleur pour chaque sondage. Cela permettrait de corrélérer les ondulations du Moho avec les variations du flux de chaleur (décroissance...).

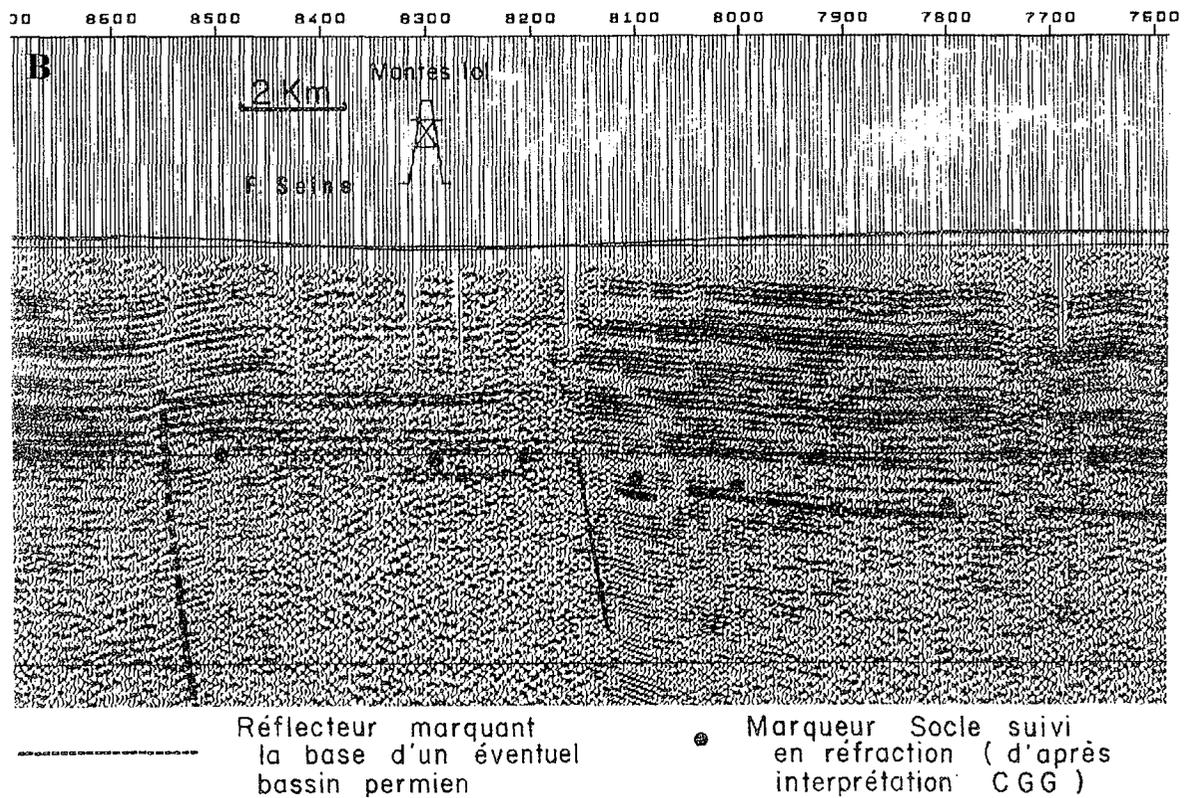
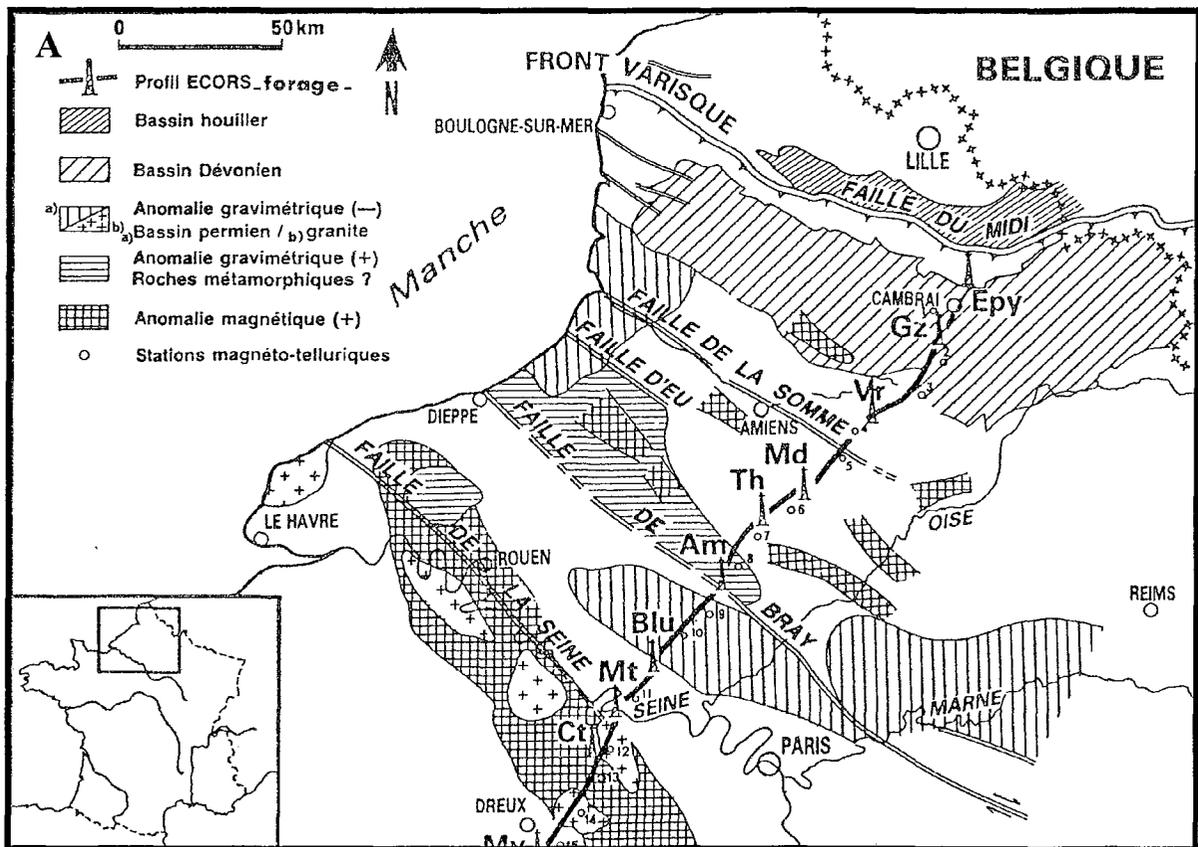


Figure IV-21. A. Carte de synthèse des données géologiques et géophysiques existantes. Positionnement des stations M.T. B. Mise en évidence des marqueurs profonds par la sismique réfraction. Ils sont interprétés comme la base d'un bassin permien ou stéphanien. D'après Cazes and Torreilles, 1988a.

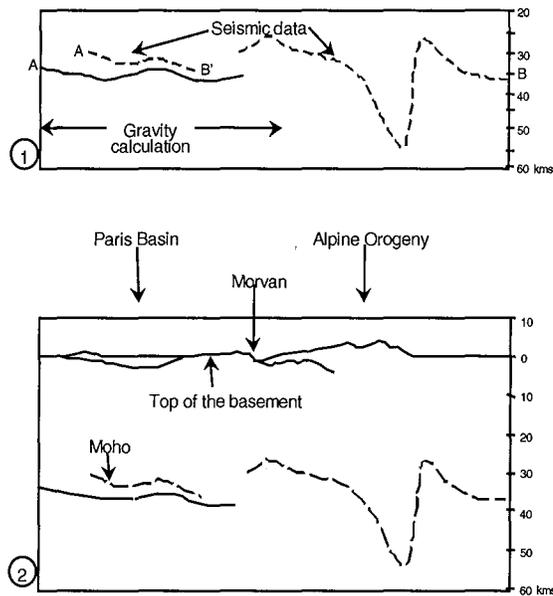


Figure IV-22. Section crustale entre les Alpes et le Bassin Parisien. (1) Ondulations du Moho d'après des données gravimétriques et sismiques et (2) ondulation du Moho, topographie du socle, relief entre le Bassin Parisien et les Alpes. Les lignes pointillées et continues sont respectivement les réfractons sismiques et les données gravimétriques (Lefort et Agarwal, 1996).

□ La diagenèse minérale, marqueur des épisodes thermiques

Lors de mesures microthermométriques, d'analyses isotopiques et de caractérisation des argiles par les rayons X, des chercheurs ont mis en évidence des épisodes thermiques (190, 150, 80 Ma) au cours de l'histoire du bassin de Paris (Bordas-Le Floch and Pagel, 2000; Demars, 1994; Guilhaumou and Gaulier, 1991; Liewig et al., 1987; Spötl et al., 1996).

Les variations de régime thermique que TherMO'S concordent avec ces épisodes thermiques.

Les résultats obtenus m'amènent à me poser la question suivante :

Les simulations étant entreprises pour une échelle temporelle de 1 à 5 Ma, une anomalie thermique peut - elle se répercuter sur l'occurrence d'une réaction chimique ?

□ Remarques-Discussions :

Les modélisations réalisées sous TherMO'S ont permis de répondre aux attentes du PNRH, à savoir établir une base de données thermiques (cf. Annexe A : cd de données) pour les sondages étudiés à l'échelle de la séquence génétique.

Il est évident que nos simulations dépendent de la définition et de la résolution de la base de données séquentielles. Ainsi, il serait intéressant de relancer l'ensemble des simulations pour des données séquentielles également établies pour le bassin de Paris mais différentes de la base de données reprise dans nos travaux du fait des limites de séquences (Gradstein et al., 1995)

D'autre part, très peu de littérature concernant le bassin de Paris fait part de valeurs numériques des propriétés thermo - mécanique (paléo conductivités thermiques, paléo gradients thermiques, paléo porosités...) obtenues à l'échelle de la stratigraphie séquentielle à haute résolution pour les sondages étudiés dans notre modélisation.

Enfin, la littérature ne montre pas l'existence de travaux précédents visant à reconstruire dans le temps des marqueurs organiques tels que le Tmax et tel que la construction d'histogramme d'énergie thermique apportée à la MO.

Ces remarques me permettent de discuter la possibilité de reconstituer une histoire thermique du bassin de Paris à partir de la modélisation réalisée dans le cadre de ma thèse.

D'un point de vue qualitatif, les simulations réalisées par l'entrée des données stratigraphiques du Mésozoïque du bassin de Paris mettent en évidence des variations des régimes thermiques de le long du secteur étudié.

D'un point de vue quantitatif, il faudrait dans un premier temps faire tourner le modèle TherMO'S sur d'autres bases de données pour vérifier que les mêmes variations du régime thermique dans le temps et dans l'espace peuvent être retrouvées. Si tel est le cas, l'utilisateur de TherMO'S se doit d'introduire dans le développement des procédures des termes correctifs permettant de tenir compte des processus géologiques tels que la diagénèse minérale...

IV.6 Références bibliographiques :

- Autran, A., Castaing, C., Debeglia, N., Guillen, A. and Weber, C., 1986. Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris: Hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. Bulletin de la Société Géologique de France, 8,(t. II, n°1): 125-141.
- Behar, F., Vandenbroucke, M., Tang, Y., Marquis, F. and Espitalie, J., 1997. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation. Organic geochemistry, 26(5/6): 321-339.
- Bois, C., 1988. Généralités: Le programme ECORS et ses objectifs. Etude de la croûte terrestre par sismique profonde- Profile Nord de la France- Structure Hercynienne, 1. Editions Technip, Paris;260 pp.
- Bordas-Le Floch, N. and Pagel, M., 2000. Synthèse des données sur la diagénèse et la thermicité des réservoirs;projet PNRH 99/35, Paris.
- Bordenave, M.L., Espitalié, J., Leplat, P., Oudin, J.L. and Vandenbroucke, M., 1993a. Screening Techniques for Source Rock Evaluation. In: M.L. Bordenave (Editor), Applied Petroleum Geochemistry, Paris, Technip;pp. 246-250.
- Bowen, R., 1966. Paleotemperature analysis. Methods in Geochemistry and Geophysics, 2, p.139. Elsevier Publishing Company;265 pp.
- Burnham, A.K. and Sweeney, J.J., 1989. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. Geochimica et cosmochimica acta., 53: 2649-2657.
- Cazes, M. and Torreilles, G. (Editors), 1988a. Etude de la croûte terrestre par sismique profonde-Profil Nord de la France-Structure Hercynienne, 1. Editions Technip, Paris, 260 pp.

- Cazes, M. and Torreilles, G. (Editors), 1988b. Planche hors texte. Etude de la croûte terrestre par sismique profonde-Profil Nord de la France, 2. Technip, Paris.
- Curnelle, R. and Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud Est. Bulletin de la Société Géologique de France, 8, t.II(4): 529-546.
- Demars, C., 1994. Evolution diagénétique, paléofluides et paléothermicité dans les réservoirs du Keuper et du Dogger du bassin de Paris. INPL Thesis, Nancy 1, Nancy, 394 pp.
- Espitalié, J., Marquis, F., Sage, L. and Barsony, I., 1987. Géochimie organique du bassin de Paris. Revue de l'institut français du pétrole, 42(3): 271-302.
- Gable, R., 1980. Le flux de chaleur en France. Détermination et synthèse. 80, document intérieur;BRGM,.
- Gaulier, J.M. and Burrus, J., 1994. Modeling Present and Past Thermal Regimes in the Paris Basin: Petroleum Implications. In: A. Mascle (Editor), Hydrocarbon And Petroleum Geology of France, Berlin, Springer-Verlag;pp. 61-73.
- Gradstein, F.M. et al., 1995. A Mesozoic time scale. Journal of Geophysical Research, 99(B12): 24051 - 24074.
- Guilhaumou, N. and Gaulier, J.-M., 1991. Détermination de paléotempératures dans les roches - mères du bassin de Paris: Etude d'inclusions fluides et implications pour l'histoire thermique du bassin. C. R. Acad. Sci. Paris, 313(II): 773-780.
- Guillocheau, F. et al., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta, 13: 189-246.
- Lefort, J.P. and Agarwal, B.N.P., 1996. Gravity evidence for an Alpine buckling of the crust beneath the Paris Basin. Tectonophysics, 258: 1-14.
- Liewig, N., Mossmann, J.-R. and Clauer, N., 1987. Datation isotopique K-Ar d'argiles diagénétiques de réservoirs gréseux : mise en évidence d'anomalies thermiques du Lias

inférieur en Europe nord-occidentale. Comptes rendus de l'Académie des sciences.Série 2. Sciences de la terre et des planètes., 304(13): 707-709.

McKenzie, D.P., 1972. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1): 25-32.

Mégnien, C., 1980. Tectogénèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), t. XXII(4): 669-680.

Nali, M., Caccialanza, G., Ghiselli, C. and Chiaramonte, M.A., 2000. Tmax of asphaltenes: a parameter for oil maturity assessment. *Organic geochemistry*, 31: 1325-1332.

Odin, G.S., 1994. Geological time scale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318: 59-71.

Odin, G.S. and Odin, C., 1990. Echelle numérique des temps géologiques. *Geochronique*, 35: 1-4.

Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M. and Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. *Tectonophysics*, 323: 1-38.

Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du bassin de Paris. Doctorat Thesis, Rennes 1, Rennes, 293 pp.

Spötl, C., Worden, R.H. and Walgenwitz, F., 1996. Clay Minerals as records of temperature conditions and duration of thermal anomalies in the Paris Basin, France:Discussion. *Clay Minerals*, 31: 203-208.

CONCLUSIONS - DISCUSSIONS

V.1 Conclusions générales :

Lors de l'analyse de l'histoire thermique d'un bassin sédimentaire, il est difficile de séparer les effets des différents processus géologiques. (tectonique syn - sédimentaire, déformations intraplaques, circulations de fluides...).

Les cycles transgressifs – régressifs mineurs et majeurs façonnent la nature et l'agencement des dépôts sédimentaires. Ces cycles sont l'expression des variations relatives du niveau de la mer en relation avec, par exemple, (1) les déformations intraplaques (à l'origine de la création ou la fermeture des océans et des mers), (2) les épisodes d'avancée du domaine germanique souabe marin de l'Est vers l'Ouest...

Les événements géodynamiques influencent la formation et l'évolution des bassins sédimentaires. Dans le cas du bassin de Paris, l'ouverture de l'atlantique central et l'accélération de ce processus a joué un rôle majeur dans la dynamique de l'histoire d'enfouissement des séquences stratigraphiques.

Les phénomènes de rifting répondant aux contraintes tectoniques à l'origine des déformations intraplaques sont à l'origine des perturbations du champ thermique auquel le bassin est soumis.

Les grands épisodes de l'histoire de l'Europe tels que l'orogénèse sont les points de départ des histoires thermiques des bassins sédimentaires puisqu'ils ont pour conséquence: (1) la fracturation du substratum sur lequel se développera le bassin, (2) le remplissage du bassin sédimentaire (comblement du fossé d'effondrement par érosion des reliefs hercyniens), (3) la mise en place de régions où le champ thermique peut être localement important (présence de plutons granitiques ou de roches métamorphiques...).

De nombreux modèles thermiques de bassins sédimentaires existent et sont aujourd'hui commercialisés. Cette thèse a permis au laboratoire d'accueil de se doter d'un logiciel applicable à tout bassin sédimentaire sitôt qu'une base de données géologiques et une base de données organiques (Tmax) ont pu être constituées. Lors des simulations, le seul paramètre à ajuster est le flux de chaleur, et ce à partir du calibrage des Tmax simulés et des Tmax

mesurés. L'ensemble des paramètres thermiques est directement calculé à partir des variables caractérisant l'histoire d'enfouissement.

L'objectif principal de ces travaux a été réalisé car nous avons pu fournir au PNRH la base de données thermiques correspondant à l'histoire d'enfouissement des séquences génétiques définies dans le bassin de Paris par l'équipe de stratigraphes de l'université de Rennes 1. Cette banque de données comporte pour chaque séquence, depuis l'Héttangien (205 Ma) jusqu'au Crétacé supérieur (83 Ma) : (1) les paléo enfouissements, (2) les paléo porosités, (3) les paléo conductivités thermiques, (4) les paléo gradients thermiques, (5) les paléo températures, (6) les paléo Tmax. Cette base de données permettra ainsi de contraindre l'évolution hydro -thermo - mécanique du bassin sédimentaire parisien au cours de son histoire géologique.

Parmi les résultats majeurs apportés par l'application de TherMO'S à la partie centrale du bassin de Paris, retenons :

- La mise en évidence de la subsidence thermique
- L'identification de trois 'épisodes thermiques' pour le Pliensbachien, le Dogger - Malm, la fin du Crétacé inférieur – début du Crétacé supérieur ; ces épisodes correspondent aux épisodes 'd'anomalie thermique' mis en évidence par la diagenèse minérale.
- Le rôle de la tectonique syn – sédimentaire dans l'évolution des propriétés thermiques.

V.2 Discussions – Perspectives :

V.2.1 Apport du modèle « TherMO'S » dans l'analyse de l'histoire d'un bassin sédimentaire:

□ Discussion sur le choix du Tmax comme paramètre validant la modélisation :

(1) Le modèle TherMO'S a permis de proposer la mise en évidence des conséquences de la subsidence thermique sur l'évolution des propriétés thermiques associées à l'histoire d'enfouissement des séquences stratigraphiques.

Cela a pu être possible du fait du choix du Tmax comme paramètre validant l'estimation numérique du flux de chaleur basal faite par l'utilisateur. En effet, cet indicateur de transformation de la matière organique est un paramètre irréversible au même titre que la réflectance de la vitrinite. Ainsi le flux de chaleur simulé par TherMO'S représente la chaleur fournie aux systèmes « unité génétique de dépôt » et accumulée par la matière organique sédimentaire contenue dans les séquences génétiques au cours de l'évolution du bassin.

La subsidence thermique est un point déterminant dans la formation et l'évolution des bassins cratoniques tels le bassin de Paris. Le modèle TherMO'S, de part sa conception, permet d'avoir accès aux perturbations du champ thermique au toit du socle. Parce que le Tmax renferme l'histoire thermique du bassin, les variations du champ thermique au socle ont mis en évidence le phénomène de subsidence thermique. Pour conforter ou remettre en question la validation des estimations numériques des flux de chaleur, il suffirait de comparer les résultats obtenus aux mesures réelles des flux de chaleur pour chacun des sondages étudiés.

(2) La procédure utilisant le Tmax et permettant de valider le flux de chaleur par simulation des « paleo Tmax » impliquait la simulation simultanée des « paléo énergies thermiques ». Cette approche a conduit à l'établissement d'histogramme d'énergies thermiques rapporté aux temps géologiques et ce à l'échelle de la stratigraphie à haute résolution pour des intervalles de temps compris entre 1 et 5 Ma. Un histogramme de paléo énergies thermiques pourra alors être appliqué à l'étude de l'occurrence dans le temps de réactions de transformations organiques sitôt que l'énergie thermique constitue la barrière énergétique à franchir pour pouvoir être assimilée à une énergie d'activation.

(3) L'introduction d'une procédure basée sur l'utilisation de la température optimum de craquage primaire de la MO comme validation de l'ensemble de la modélisation s'avère être un choix tout aussi judicieux que le taux de transformation défini ci-après un modèle comme Temispack conçu par l'IFP (Gaulier and Burrus, 1994) :

$$TR = \frac{1200(HI - HI_0)}{HI_0(1200 - HI)}$$

D'une part, les problèmes liés à la préservation de la matière organique peuvent affecter les indices d'hydrogène. D'autre part, la migration des hydrocarbures en fonction des temps géologiques est pris en compte dans le calcul du taux de transformation. Ces phénomènes peuvent dévaluer ou sur - évaluer ce paramètre.

La considération du Tmax comme indicateur de maturité thermique de la MO permet de pouvoir:

- S'affranchir des phénomènes de migration des hydrocarbures
- Pouvoir réaliser une base de données organiques corrélée à la base de donnée stratigraphique à haute résolution. Pour ce faire, des chercheurs ont mis en place la méthode du Carbolog (Bessereau and Guillocheau, 1993; Bessereau et al., 1995). Cette méthode consiste à estimer des teneurs en Carbone Organique Total à partir d'enregistrements diagraphiques. Cette méthode ne permet pas de quantifier le COT de façon réaliste. En effet, lorsque le Carbolog a été appliqué au Lias du bassin de Paris (Bessereau et al., 1995), des différences ont été observées quantitativement entre les mesures provenant de la pyrolyse Rock-Eval et celles obtenues par la diagraphie. Néanmoins cette méthode permet de situer les niveaux contenant de la matière organique à l'échelle de la séquence génétique. Il est donc tout à fait envisageable de reprendre les diagraphies de l'ensemble des sondages du bassin parisien, repérer les niveaux « organiques » sur les surfaces remarquables puis effectuer des pyrolyses Rock-Eval sur les cuttings ainsi sélectionnés.

□ Discussion sur la simulation par le calcul de l'évolution temporelle des conductivités thermiques et des gradients thermiques :

En calculant les paléoconductivités et les paléogradients thermiques associés à l'histoire d'enfouissement de chaque horizon stratigraphique, l'analyse de l'histoire thermique du bassin de Paris a pu être réalisée en tenant compte de périodes (échelle de temps : 1-5 Ma) pour lesquelles les régimes thermiques étaient plus importants.

La subsidence thermique joue un rôle important pour la formation et l'évolution d'un bassin intra-cratonique. Les contraintes tectoniques à l'origine de la création du bassin (extension uniforme...), provoquent la remontée des isothermes de l'athénosphère ; les propriétés thermiques associées à l'histoire du bassin vont en être fonction. La plupart des modèles considèrent un gradient thermique actuel le plus souvent mesuré sur sondage. Ils négligent ainsi les périodes au cours desquelles les gradients thermiques étaient plus élevés.

□ Perspectives :

Le modèle TherMO'S peut encore être développé pour :

- Tenir compte du paléorecouvrement et de l'érosion.
- Introduire des procédures relatives à la formation d'hydrocarbures...

Pour ce qui est de l'étude du bassin de Paris, nous avons fait tourner le modèle pour 20 puits. Il serait intéressant de poursuivre la modélisation sur la partie est du transect Rambouillet - Francheville. Cela pourrait conforter ou remettre en question les réflexions portées sur la variation du flux de chaleur crustal associée à l'ondulation du socle.

D'autre part, cela pourrait renforcer les observations établies concernant l'importance du contexte tectono - sédimentaire sur l'évolution des propriétés thermiques associées à l'histoire d'enfouissement des séquences.

D'autre part, la validation des résultats repose sur l'introduction de Tmax provenant de la littérature (Espitalié et al., 1987). Malheureusement ces données ne sont pas à l'échelle de la stratigraphie séquentielle. Il serait intéressant de relancer les simulations pour des valeurs de Tmax provenant de cuttings sélectionnés à partir de Carblog.

Enfin, le type de MO est un facteur primordiale dès lors que l'on veut caractériser sa cinétique de transformation. Les simulations ont été réalisées pour des coefficients pré-exponentiels caractérisant un type II et un type III. Bien souvent, dans la nature, les matières organiques sont d'origine mixte. D'autre part, les valeurs de ce coefficient, pour un même type de matière organique, varient d'un auteur à un autre (Behar et al., 1997).

Les discussions portant sur les 'anomalies thermiques' mises en évidence par l'illitisation des argiles mettent en avant une problématique liée à l'origine de ces transformations minérales (Spötl et al., 1996). Il serait intéressant de rajouter à la base de données stratigraphiques du Mésozoïque du bassin de Paris le pourcentage d'illite et de smectite pour chacune des surfaces remarquables identifiées. Il serait alors possible de développer une procédure permettant d'estimer le stade d'illitisation des argiles (R0, R1....).

V.3 Références bibliographiques :

- Behar, F., Vandenbroucke, M., Tang, Y., Marquis, F. and Espitalie, J., 1997. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation. *Organic geochemistry*, 26(5/6): 321-339.
- Bessereau, G. and Guillocheau, F., 1993. Stratigraphie séquentielle et distribution de la matière organique dans le Lias du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316: 1271-1278.
- Bessereau, G., Guillocheau, F. and Huc, A.-Y., 1995. Source Rock Occurrence in a Sequence Stratigraphic Framework : The Example of the Lias of the Paris Basin. *AAPG Studies in Geology*, 40: 273-301.
- Espitalié, J., Marquis, F., Sage, L. and Barsony, I., 1987. Géochimie organique du bassin de Paris. *Revue de l'institut français du pétrole*, 42(3): 271-302.
- Gaulier, J.M. and Burrus, J., 1994. Modeling Present and Past Thermal Regimes in the Paris Basin: Petroleum Implications. In: A. Mascle (Editor), *Hydrocarbon And Petroleum Geology of France*, Berlin, Springer-Verlag; pp. 61-73.
- Spötl, C., Worden, R.H. and Walgenwitz, F., 1996. Clay Minerals as records of temperature conditions and duration of thermal anomalies in the Paris Basin, France: Discussion. *Clay Minerals*, 31: 203-208.

ANNEXES

ANNEXE A: CD fourni

**BANQUE DE DONNEES THERMIQUES –
BASSIN PARISIEN**

Ce CD comporte la base de données constituée des résultats issus des simulations réalisées avec TherMO'S pour 20 des puits situés sur le transect Rambouillet – Francheville.

✓ 4 dossiers sont ainsi inclus, à savoir :

- Porosités : évolution des porosités dans le temps pour chaque séquence
- Conductivités thermiques : évolution des conductivités thermiques (W/m/°K) dans le temps pour chaque séquence
- Gradients thermiques : évolution des gradients thermiques (°C/m) dans le temps pour chaque séquence
- Températures : évolution des températures (°C) dans le temps pour chaque séquence

✓ Un fichier nommé « def_séquences.xls » permet de situer les limites des séquences dans le temps (Guillocheau et al., 2000; Robin, 1997; Robin, 2000)

Références bibliographiques :

Guillocheau, F. et al., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, 13: 189-246.

Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du bassin de Paris. Doctorat Thesis, Rennes 1, Rennes, 293 pp.

Robin, C., 2000. Communication Personnelle.

ANNEXE B :

SURFACES STRATIGRAPHIQUES REPRESENTÉES SOUS GOCAD :

Annexe B1 : Conductivités thermiques (fonction du temps) pour les horizons H1, H2, S1.

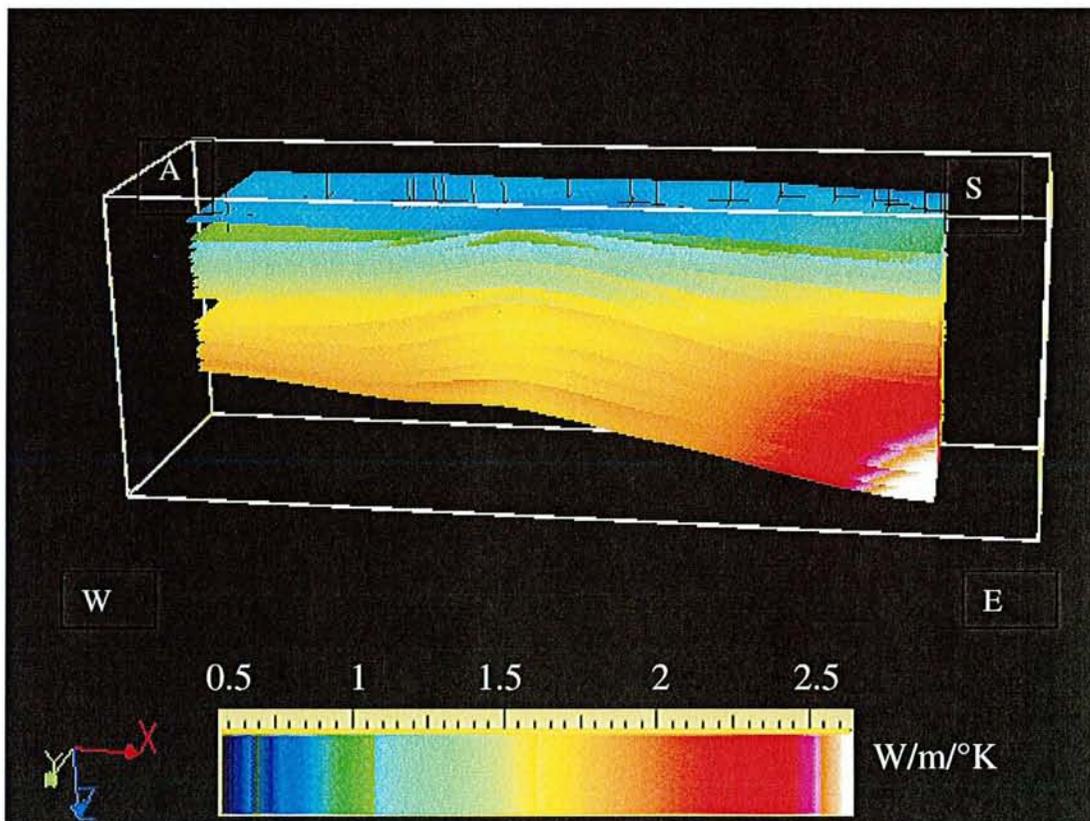
Annexe B2 : Gradients thermiques (fonction du temps) pour les horizons H1, H2, S1.

Annexe B3 : Températures (fonctions du temps) pour les horizons H1, H2, S1.

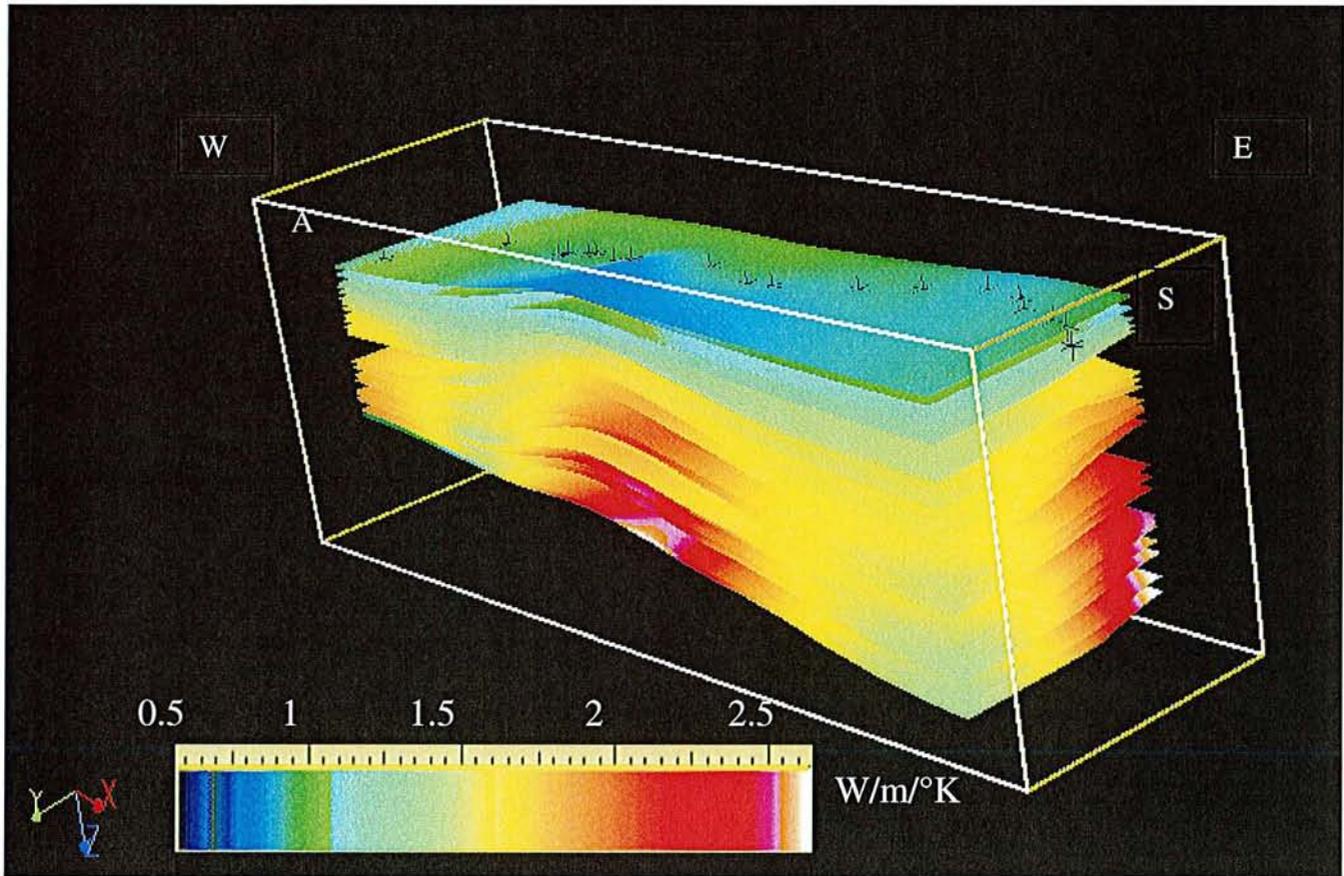
ANNEXE B1

CONDUCTIVITES THERMIQUES :

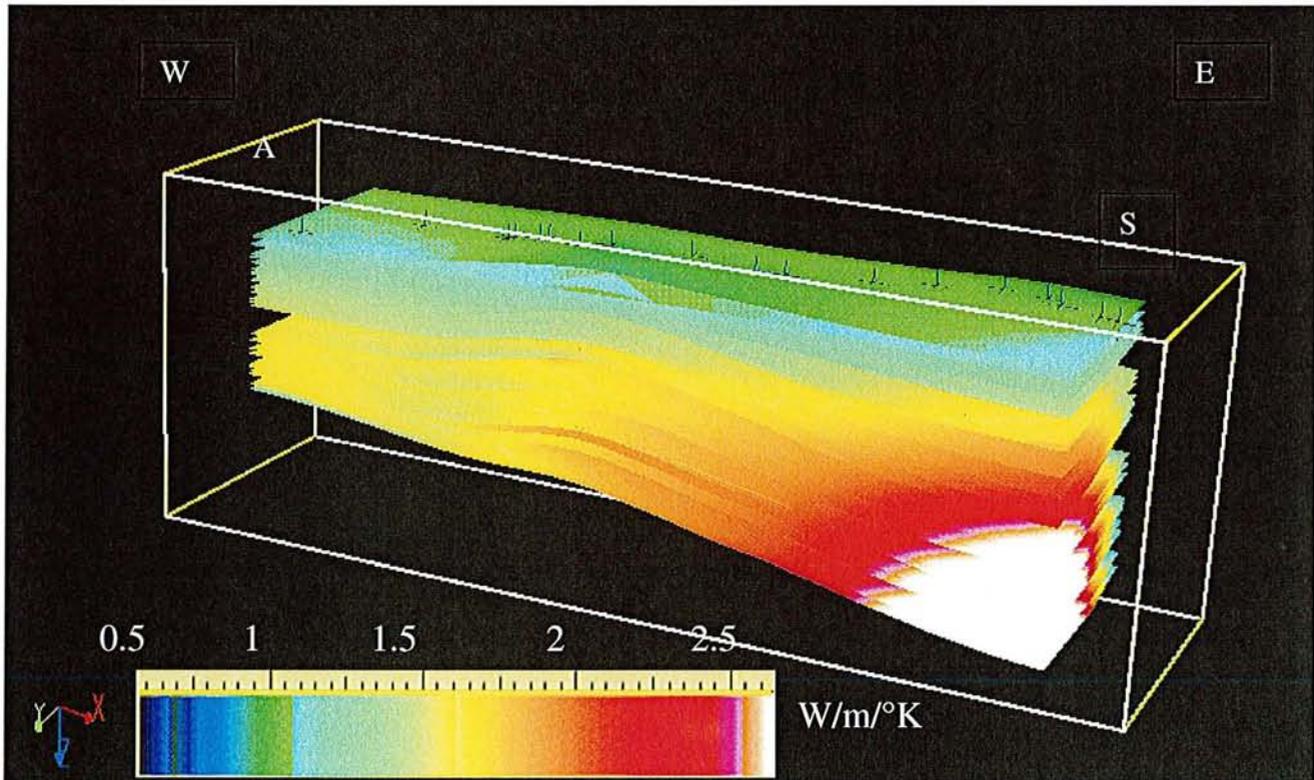
- **Pour l'horizon H1** : limite inférieure du demi - cycle transgressif de l'Héttangien (chaque horizon correspond à la position de H1 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)



- **Pour l'horizon H2 :** limite inférieure du demi - cycle régressif de l'Héttangien (chaque horizon correspond à la position de H2 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)

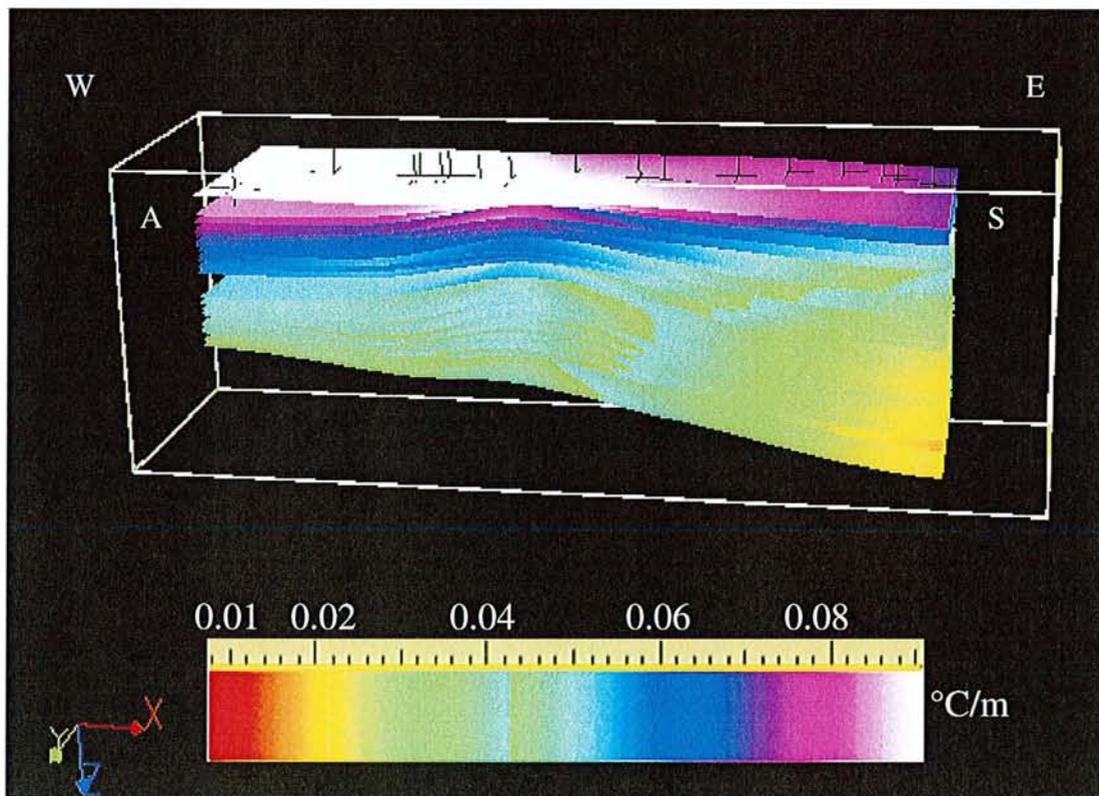


- **Pour l'horizon S1 :** limite inférieure du demi - cycle transgressif du Sinémurien (chaque horizon correspond à la position de S1 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)

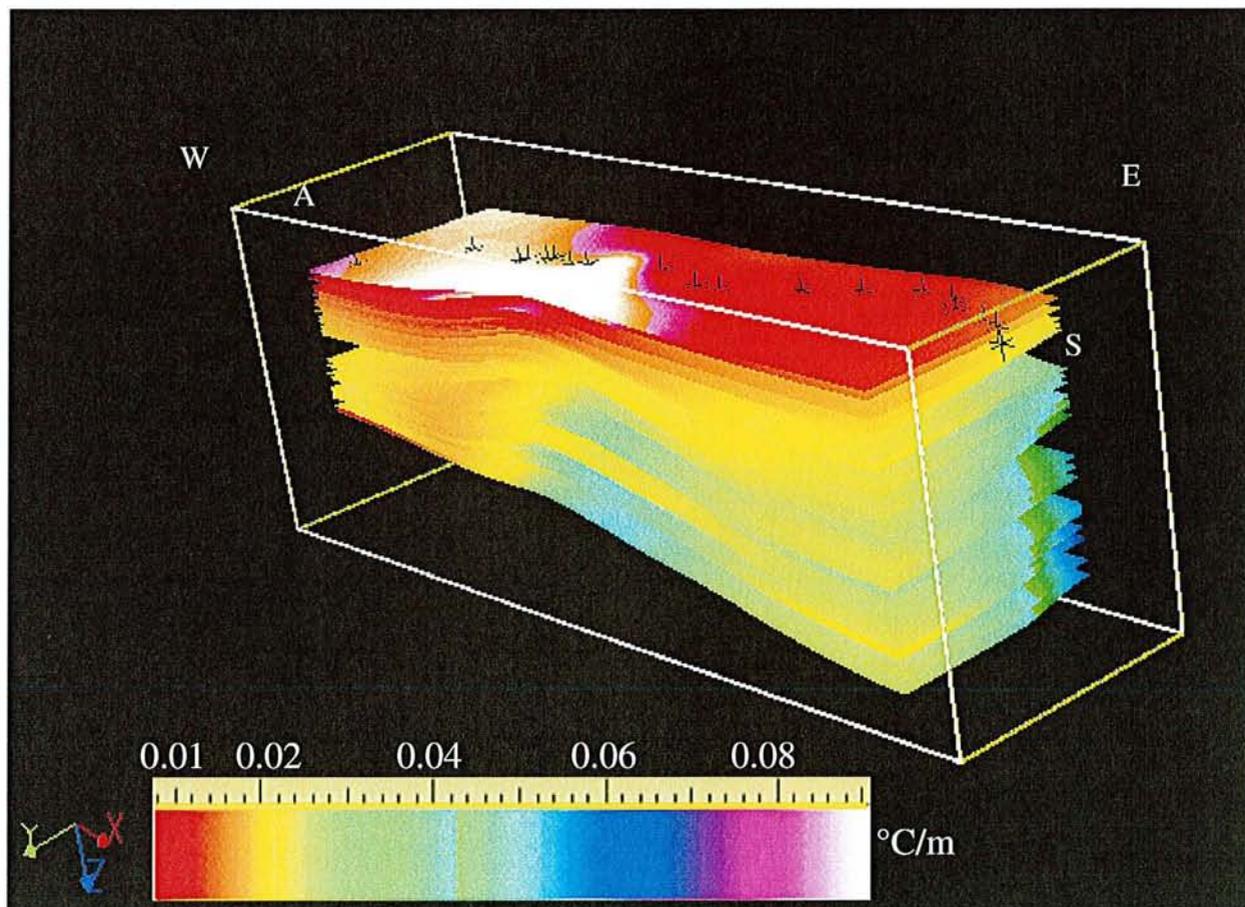


ANNEXE B2
GRADIENTS THERMIQUES

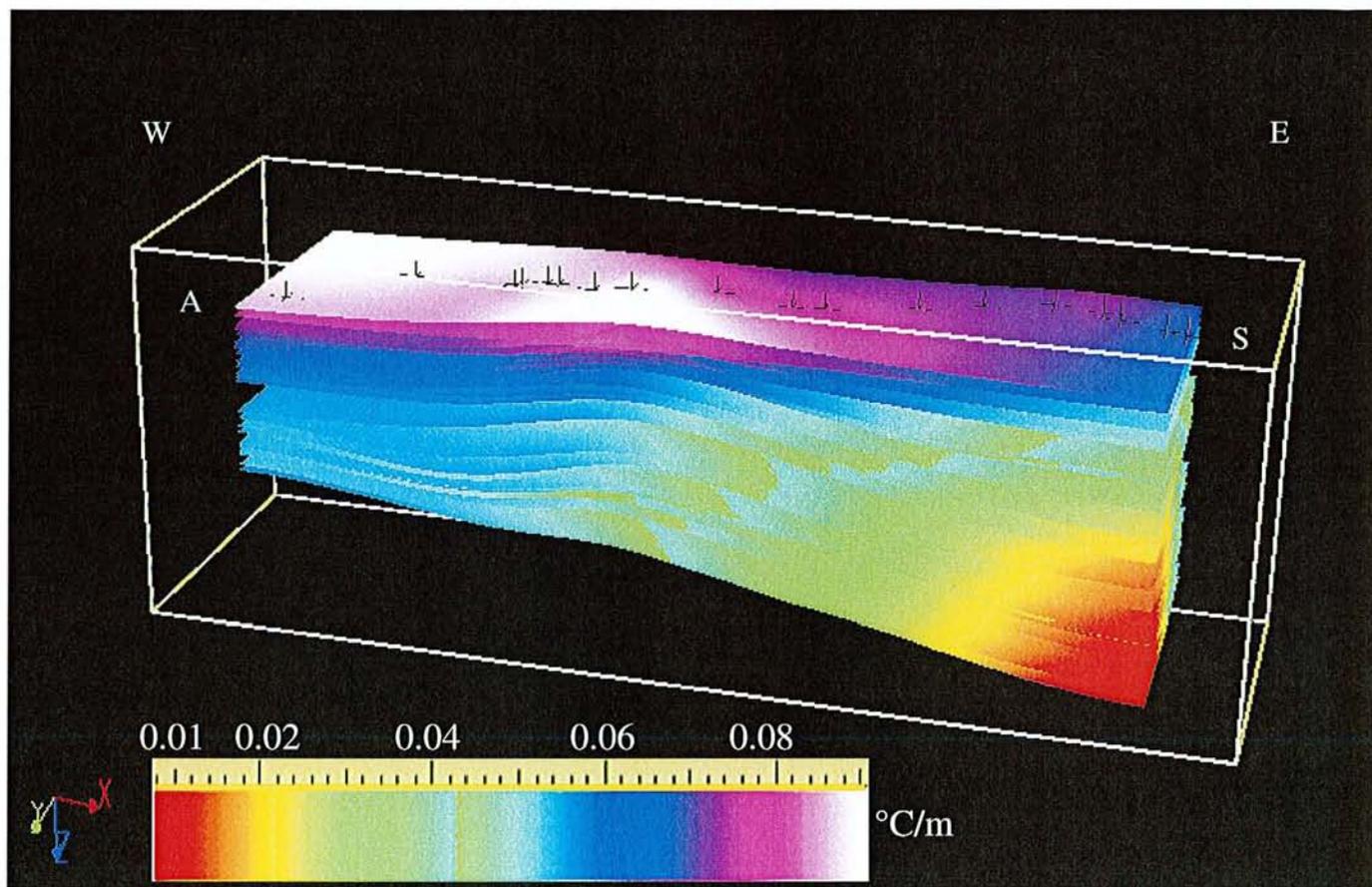
- **Pour l'horizon H1** : limite inférieure du demi - cycle transgressif de l'Héttangien (chaque horizon correspond à la position de H1 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)



- **Pour l'horizon H2 :** limite inférieure du demi - cycle régressif de l'Héttangien (chaque horizon correspond à la position de H2 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)

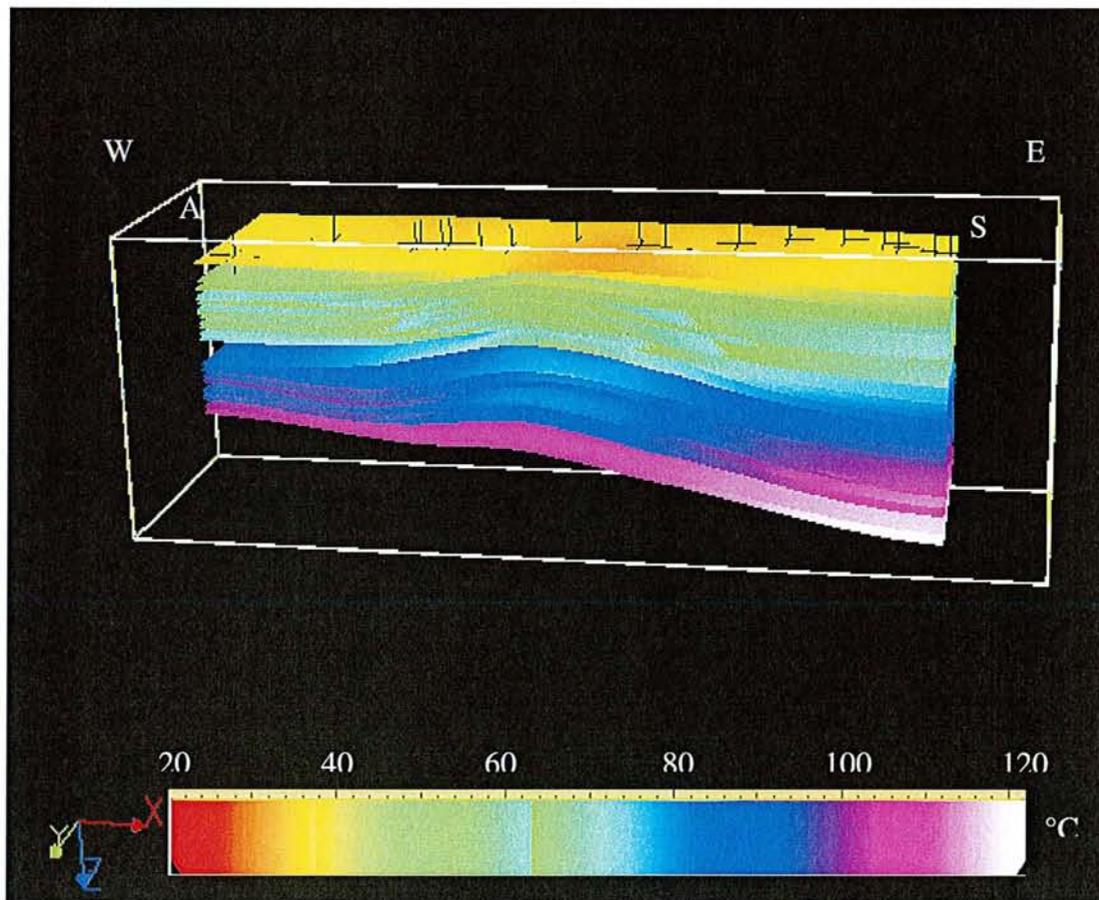


- **Pour l'horizon S1** : limite inférieure du demi - cycle transgressif du Sinémurien (chaque horizon correspond à la position de S1 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)

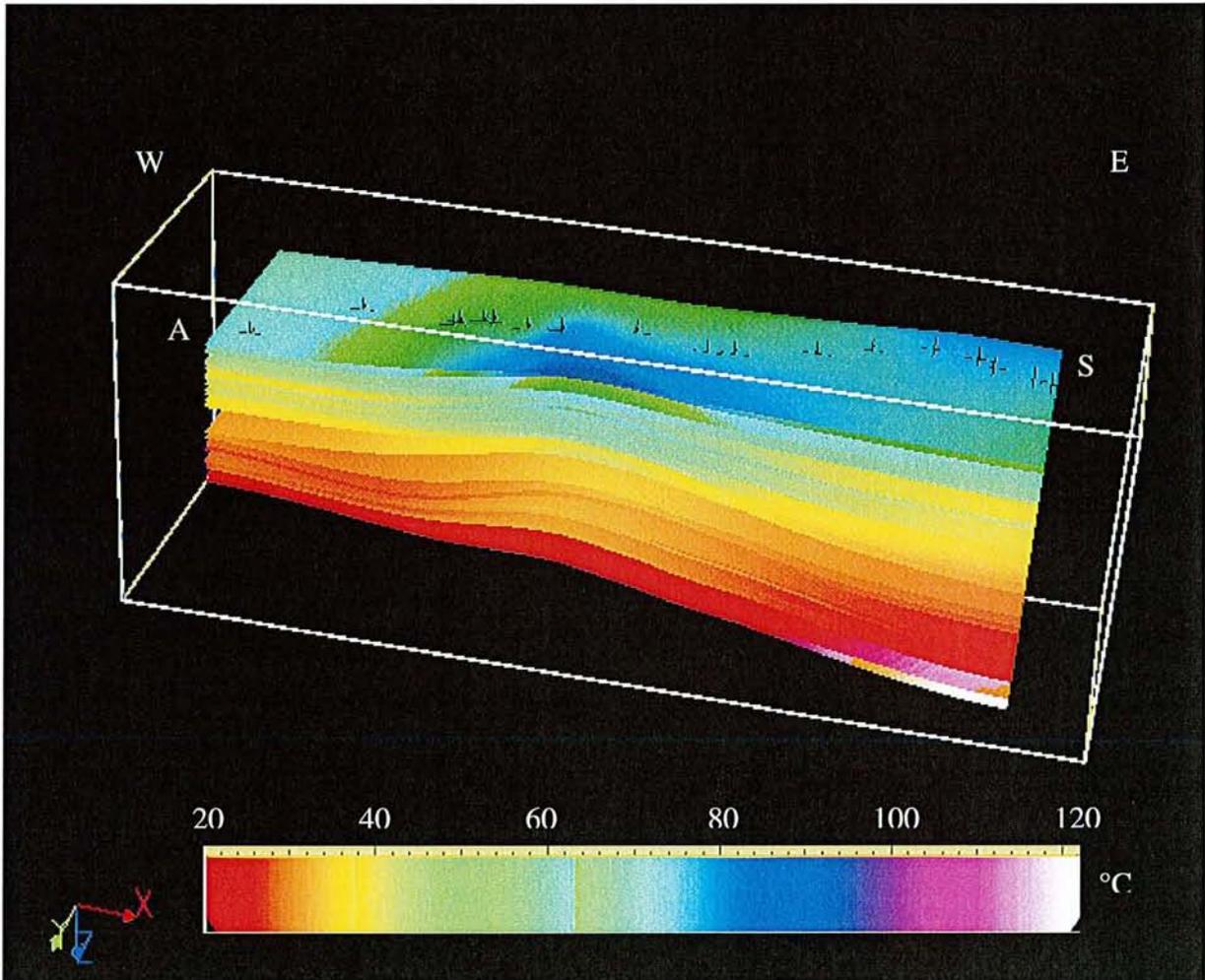


ANNEXE B3
TEMPERATURES

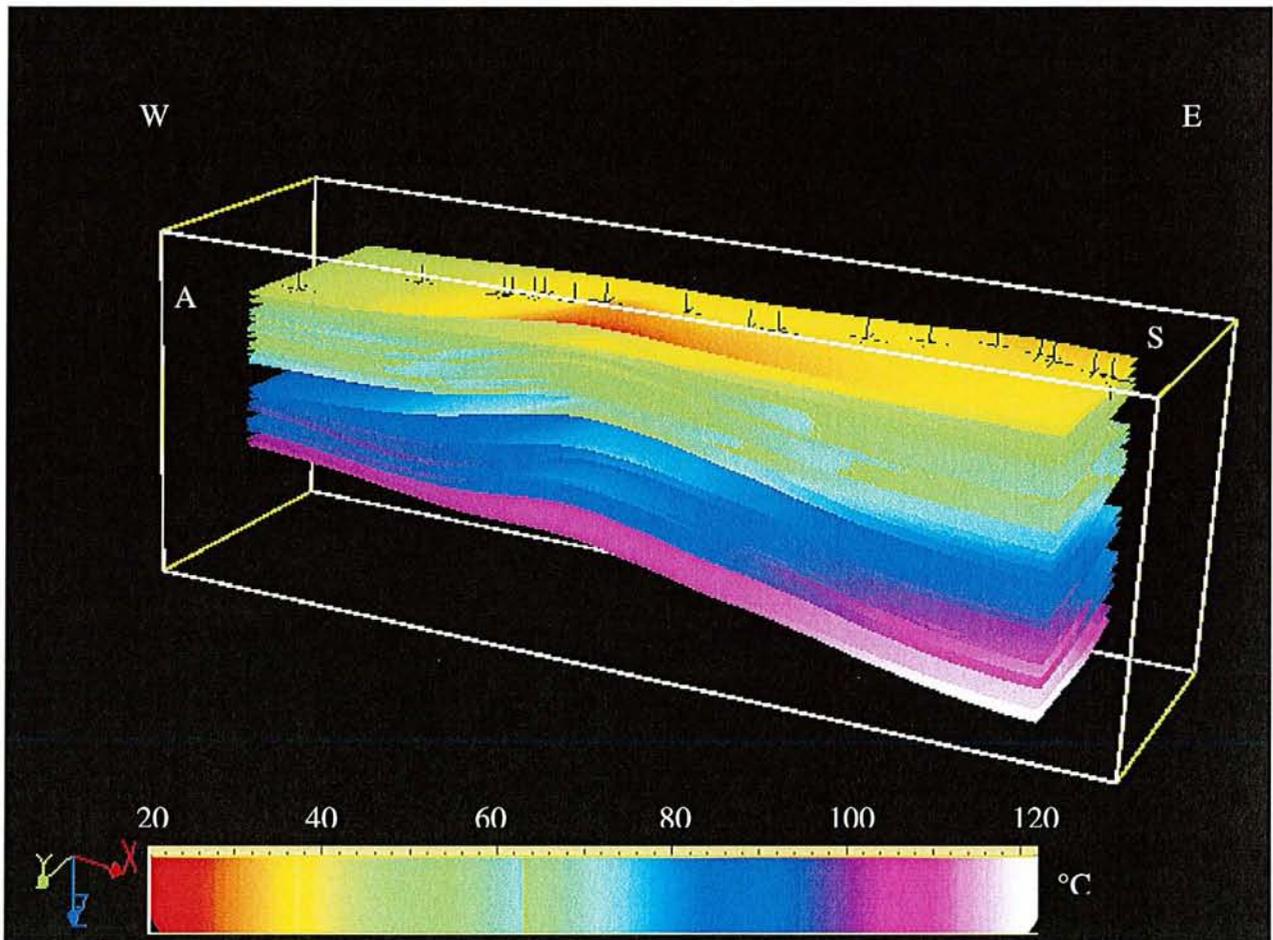
- **Pour l'horizon H1 :** limite inférieure du demi - cycle transgressif de l'Héttangien (chaque horizon correspond à la position de H1 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)



- **Pour l'horizon H2 :** limite inférieure du demi - cycle régressif de l'Héttangien (chaque horizon correspond à la position de H2 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)



- **Pour l'horizon S1 :** limite inférieure du demi - cycle transgressif du Sinémurien (chaque horizon correspond à la position de S1 pour un temps donné ; A= Rambouillet ; S= Trou Aux Loups)



S.C.D. - U.H.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BF 11
54001 VILLERS-LES-NANCY Cédex

Mademoiselle AMIR Lübna Amel

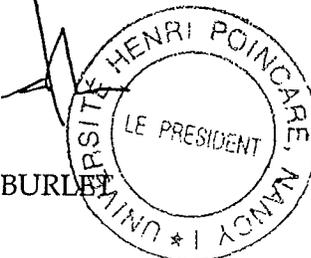
DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARÉ, NANCY 1
en GEOSCIENCES

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le 08 JUL. 2002 n° 697

Le Président de l'Université

CI. BURLEY



Résumé :

La reconstitution de l'histoire thermique d'un bassin sédimentaire est fonction de son histoire d'enfouissement. Le propos de cette thèse fut de corréler les informations fournies par la stratigraphie séquentielle avec celles fournies par la cinétique de transformation de la matière organique.

Le modèle «TherMO'S» a été conçu afin de déterminer les paléo enfouissements, paléo porosités, paléo conductivités thermiques, paléo gradients thermiques, paléo températures, paléo énergies thermiques, paléo Tmax. Pour ce faire, un flux de chaleur à l'échelle du sondage est imposé par l'utilisateur puis ajusté grâce aux Tmax provenant de la pyrolyse Rock-Eval. Le flux est supposé constant dans le temps.

Un transect W-E reliant Rambouillet à Francheville traverse le bassin de Paris.

TherMO'S a été testé et validé pour vingt des puits de ce transect (localisés dans le bloc de Paris). Cette étude se place à l'échelle séquentielle (intervalle de temps compris entre 1-5 Ma). La reconstitution de l'histoire thermique du bassin est fonction en premier lieu de la définition des limites de séquences incluses dans la base de données stratigraphiques.

Répondant aux attentes du PNRH (Programme National de Recherche en Hydrologie), nous avons ainsi obtenu une base de données thermiques (pour chaque séquence, pour chaque âge) pour le bassin de Paris.

D'autre part, les simulations ont permis de mettre en évidence une décroissance latérale du flux de chaleur depuis Rambouillet jusqu'à Trou Aux Loups. Parallèlement les paléogradient thermiques diminuent au cours du temps pour chaque sondage. Les résultats de thermicité mettent en avant les conséquences de la subsidence thermique (caractéristique des bassins intracratoniques comme le bassin de Paris) sur l'évolution des propriétés thermiques associées à l'histoire d'enfouissement de chaque horizon stratigraphique.

Enfin, les simulations ont permis de distinguer trois événements thermiques au cours du Pliensbachien, Dogger - Malm et Fin Crétacé inférieur – début crétacé supérieur.

Mots clés : bassin parisien; histoire thermique ; modèle ; TherMO'S ; stratigraphie séquentielle ; événements thermiques ; flux de chaleur ; matière organique ; Tmax