

# Les roches mères marines

---

## I. Introduction

Les roches mères pétrolières sont des roches qui suite à leur enfouissement et à l'augmentation des températures produiront des hydrocarbures. Elles sont de ce fait des éléments essentiels du système pétrolier (Magoon et Dow, 1994). La quantité et la qualité des hydrocarbures produits dépendent de nombreux paramètres intrinsèques à ces niveaux riches en matière organique. Parmi les roches mères, celles marines représentent plus de la moitié des roches riches en matière organique (Huc et al., 2005).

Depuis plusieurs décennies, l'industrie pétrolière exploite des hydrocarbures qui ont migré à partir de roches mères, généralement à faible perméabilité, jusqu'à des roches dites « réservoirs » à forte porosité et perméabilité. Au cours des dernières années, l'augmentation de la demande et la baisse des réserves en hydrocarbures conventionnelles (issus de roches réservoirs à forte porosité et perméabilité et productibles à faibles coûts) a conduit l'industrie pétrolière à se tourner vers les hydrocarbures de roches mères : les oil shales ou gas shales. L'augmentation de l'intérêt pour ces ressources a conduit à mieux caractériser l'architecture et la distribution des hétérogénéités présentes dans ces formations à granulométrie fine, longtemps considérées comme des ensembles lithologiques homogènes.

Ce chapitre fait une synthèse des processus (géologiques, physico-chimiques et biologiques) associés à la formation des roches mères marines et à leur évolution. Il s'articule autour de quatre points : dans un premier, la présentation du cycle du carbone, des roches mères et de leurs produits hydrocarbonés, puis dans un deuxième une présentation des outils de description et de caractérisation des roches mères. Dans un troisième point, une présentation des facteurs qui contrôlent le développement de roches riches en matière organique à grande et petite échelle sera faite et enfin dans un quatrième seront présentés les développements en cours sur la modélisation stratigraphique des roches mères.

## II. Les roches mères pétrolières

### 1. Les roches mères au cours des temps géologiques

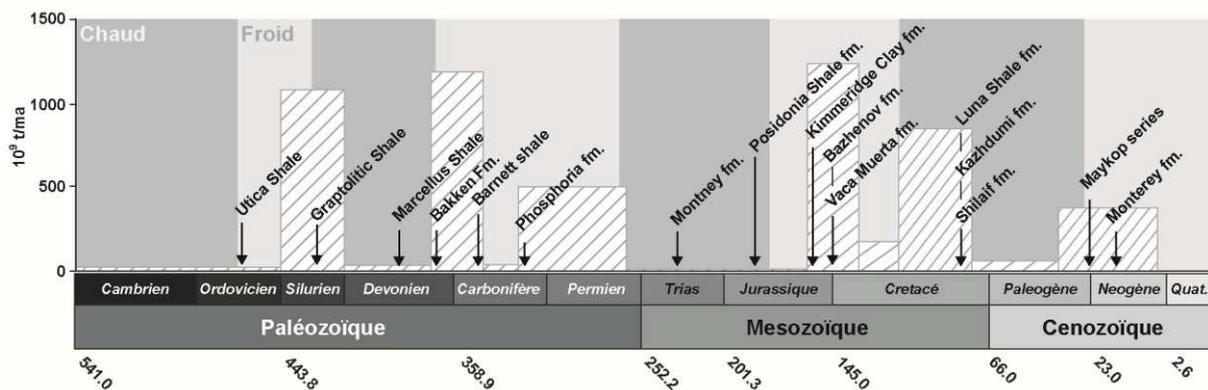
L'accumulation des roches riches en matière organique n'est pas un processus constant au cours des temps géologiques, plusieurs périodes sont connues pour présenter le plus forts taux d'accumulations de carbone organique (Ulmishek et Klemme, 1990) : le Silurien, le début du Carbonifère, la limite Jurassique-Crétacé et la fin du Crétacé (**Figure I - 1**). Au cours des temps géologiques, trois facteurs de premier ordre semblent influencer la déposition de roches riches en

matière organique : (1) le développement des végétaux terrestres, (2) la concentration en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère, (3) le contexte tectonique global (Huc et al., 2005).

Premièrement, à partir de la fin de l'Ordovicien, l'augmentation et le développement des végétaux supérieurs accélère l'altération chimiques des roches et la formations de sols. L'altération des roches et la formation des sols augmentent, par ruissèlement, les apports en nutriment aux zones aquatiques qui entraînent une augmentation de la productivité primaire aquatique (Algeo et al., 2001)

Deuxièmement, l'augmentation de la concentration en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère induite par l'intensification de l'activité volcanique provoque une augmentation du développement du couvert végétal qui comme décrit précédemment impactera positivement la productivité primaire aquatique (Berner, 1997 ; Westbroek, 1992).

Dernièrement, le contexte tectonique contrôlera (1) l'activité volcanique et donc le dégazage de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, (2) les régimes de subsidences qui seront propices ou non à l'accumulation des sédiments riches en matière organique (Huc et al., 2005).



**Figure I - 1** : Principaux niveaux de Oil Shale/Gas Shale au cours des temps géologiques replacés par rapport aux périodes de Green House / Ice House (modifié d'après Scotese et al., 1999) et par rapport aux taux d'accumulation du kérogène dans les roches mères (modifié d'après Huc et al., 2005).

Une partie importante des roches mères (e.g. Marcellus Shale, Montney Formation, Utica Shale, Schistes cartons...) ne s'est pas déposée au cours des grandes périodes favorables à la formation de roches riches en matière organique (**Figure I - 1**). Les Montney-Doig Fms qui sont l'objet principal de ce travail de thèse présente ainsi la particularité de s'être déposées pendant une période de Green House, au Trias, une période où les autres exemples de roches mères sont très rares (**Figure I - 1**).

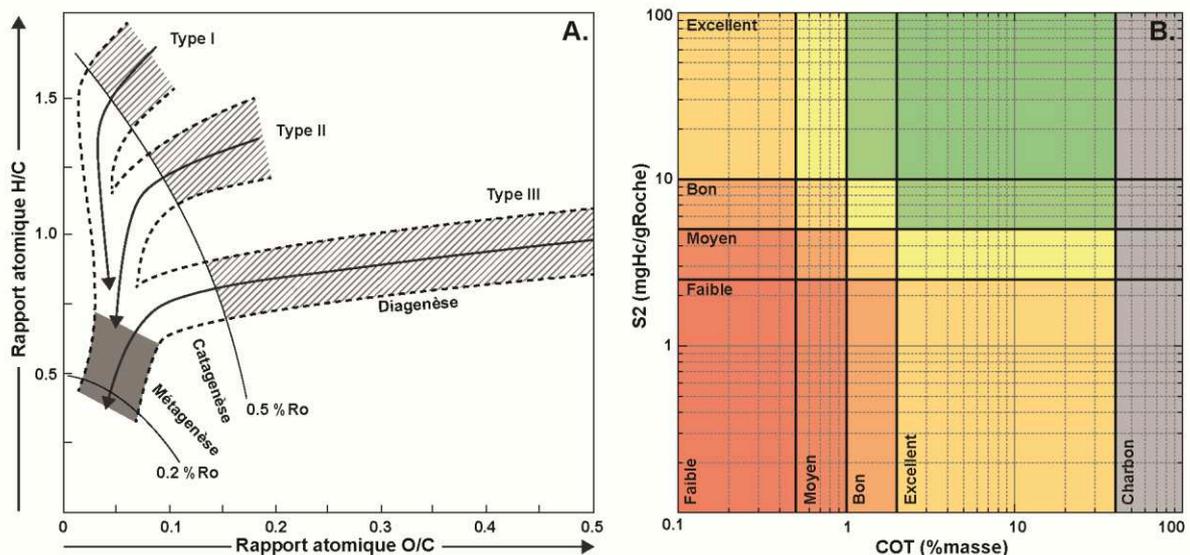
Au premier ordre, la formation des roches mères est donc contrôlée par des mécanismes globaux. Les hétérogénéités dans ces roches mères marines reposent dans un second temps sur d'autres facteurs s'exprimant à plus petit ordre.

## 2. Types, potentiel pétrolier et évolution des roches mères au cours de l'enfouissement

Les roches riches en matière organique se déposent dans des environnements variés : marin, deltaïque, continentale, lacustre... Le type et la quantité des particules organiques présentes dans une roche mère influencent significativement son potentiel pétrolier. Ainsi, les roches mères sont classées en trois types (I, II et III) qui permettent de les regrouper en fonction de leur composition et de leur potentiel pétrolier (Tissot et al., 1974 ; Espitalié et al., 1977).

### a. Types de roches mères et potentiel pétrologène

Initialement, ces trois types ont été définis grâce à des analyses élémentaires des kérogène sur la base de l'analyse élémentaire en carbone, hydrogène et oxygène et aux rapports H/C et O/C (Tissot et al., 1974, Figure I - 2A.). Dans cette classification, le type I présente le plus fort rapport H/C et le type III le plus fort rapport O/C. Le type I, dérivant principalement de composés algaires et bactériens, est associé à des dépôts lacustres (e.g. Green River Shale Fm). Le type II, qui est lui principalement issu d'organismes planctoniques, se retrouve généralement dans les environnements marins (e.g. le Toarcien inférieur du bassin de Paris). Le type III, majoritairement composé par des débris lignocelulosiques dérivant de végétaux supérieurs, est fréquemment associé aux dépôts continentaux et aux charbons mais peut aussi être retrouvé dans des sédiments marins déposés à proximité des embouchures de grands fleuves (e.g. le fleuve Congo).



**Figure I - 2 :** Diagrammes de caractérisation et de qualification des roches mères.

A. Diagramme de Van Krevelen présentant les types de roches mères (Tissot et al. 1974, Durand 1980), B. Potentiel pétrologène d'une roche mère (d'après Dembicki, 2009)

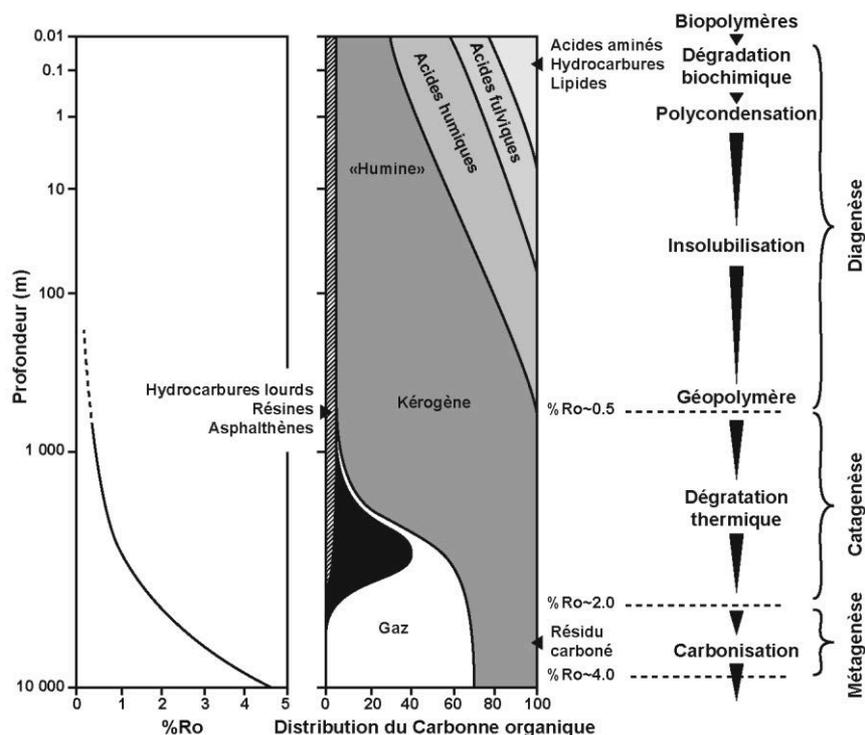
Le potentiel pétrologène d'une roche est, aujourd'hui, principalement mesuré grâce à la pyrolyse Rock-Eval (Behar et al., 2001). Ce potentiel est fonction de deux paramètres : la quantité de carbone organique dans la roche (le carbone organique total (COT) exprimé en % massique) et la

quantité d'hydrocarbure qui sera produite par cette masse de carbone : le S2 (exprimé en mgHC/groche, **Figure I - 2B**). Ainsi le potentiel pétrolier est fonction de la quantité de matière organique présente mais aussi de sa qualité. Par exemple, un charbon, peut être composé de 70% de carbone organique mais de peu d'hydrogène produira très peu d'hydrocarbures ([Bordenave, 1993](#)).

Les roches mères de type I, majoritairement composée d'une matière organique algaire possèdent les meilleures caractéristiques des roches mères. Cependant leur extension reste limitée. Les roches mères de type II possèdent un potentiel pétrolier inférieur à celle des roches mères de type I mais généralement leur extension est plus importante. Enfin, les roches mères de type III présentent des caractéristiques pétrolières les plus faibles ([Tissot et Espitalié, 1975](#)).

### b. Evolution thermique et génération d'hydrocarbures

Au cours de leur enfouissement, les roches riches en matière organique subissent trois étapes de transformations : la diagenèse, la catagenèse et la métagénèse (**Figure I - 3**). Au cours de cet enfouissement, la matière organique présente dans la roche va se transformer jusqu'à produire des hydrocarbures.



**Figure I - 3** : Evolution des formes de la matière organique en fonction de la profondeur (modifié de [Tissot et Welte, 1984](#)).

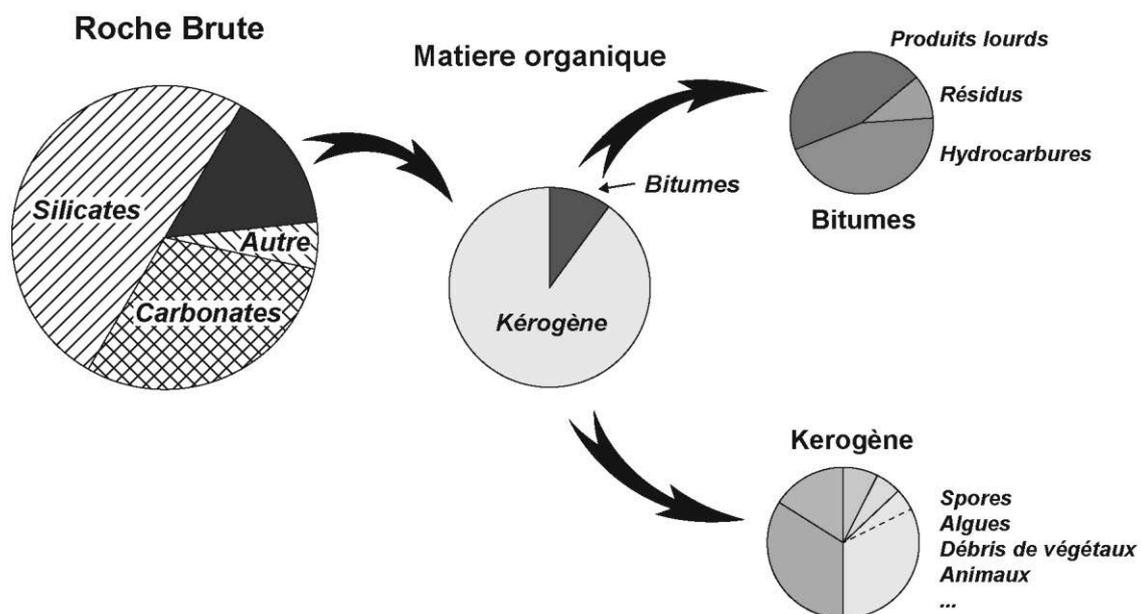
Au cours de la diagenèse, la matière organique se transforme en kérogène et en produits lourds. Au cours de la catagenèse l'essentiel du kérogène va produire des produits lourds qui produiront à leurs tours des hydrocarbures légers ([Behar et al., 2008](#)). Enfin, au cours de la

métagenèse, le reste du kérogène et les hydrocarbures préalablement formés se transforment en gaz. A chacun des deux stades de générations d'hydrocarbures (métagenèse et catagenèse), des résidus carbonés inertes sont générés (Tissot et Welte, 1984).

La vitesse de génération d'hydrocarbures et les températures requises pour déclencher cette réaction dépendent du type de matière organique présent dans la roche (Espitalié et al., 1986). De manière très simplifiée, les roches mères de type I génèrent précocement une huile légère alors que les roches mères de type III génèrent tardivement du gaz (Tissot et Espitalié, 1975).

### III. Description et caractérisation des roches mères

Dans les roches mères, seule une partie de la fraction massique est organique (généralement < 20 % ; Combaz, 1980). Le kérogène, partie insoluble dans les solvants de cette fraction, est majoritairement composé d'algues, de végétaux ou particules animales (Figure I - 4). C'est la proportion relative des constituants de ce kérogène ainsi que la proportion de kérogène dans la roche brute qui contrôlent le potentiel pétrologène des roches mères.



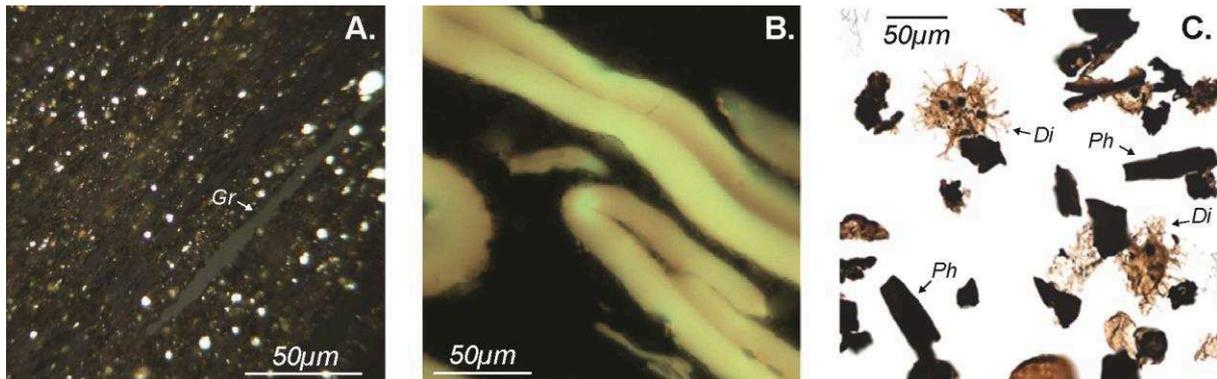
**Figure I - 4** : Principaux éléments constituant une roche mère (d'après Combaz, 1980 ; Durand 1987).

Au cours des 60 dernières années de nombreuses techniques ont été mises au point pour décrire les roches riches en matière organique. Ces techniques, généralement basées sur des observations au microscope (e.g. palynofaciès, études des macéraux...) ou sur des analyses géochimiques (e.g. ratio O/C et H/C, Rock-Eval, chromatographie, isotopie du carbone) ont permis de caractériser les roches riches en matières organiques et de leur attribuer un potentiel de génération d'hydrocarbures (Baudin et al., 2007).

# 1. Analyses pétrographiques

## a. Analyses des macéraux

L'analyse des macéraux est l'une des premières méthodes d'étude mise au point pour étudier la matière organique sédimentaire (Spackman, 1958). Par définition, les macéraux sont des éléments microscopiques qui constituent les charbons. Réalisée sur des lames minces (Figure I - 5A. et B.), cette technique permet, sur la base des propriétés optiques des éléments organiques, de classer ces derniers en trois catégories : vitrinite, exinite et inertinite.



**Figure I - 5 :** Exemples de macéraux (A et B) et de palynomorphes de roches sédimentaires. A. Graptolites (Gr) dans les Furongian Alum Shale (Petersen et al., 2013) ; B. Alginite dans les New Albany Shale (Mastalerz et al., 2012) ; C. Palynofaciés d'une formation Jurassique du bassin d'Arruda (Portugal), Ph : Phytoclaste, Di : Dinoflagellé (Gonçalves et al., 2015).

Cette analyse pouvant s'effectuer sur une lame mince, elle permet de décrire la distribution de la matière organique dans la roche et dans certains cas de décrire les relations qui existent entre la matière organique et la matrice minérale, dans d'autre cas, elle est réalisée après dissolution de la matrice minérales pour concentrer composés organiques.

### Le pouvoir réflecteur de la vitrinite

Initialement développé par l'industrie minière qui cherchait à quantifier l'état de maturité des charbons, cette analyse est couramment utilisée pour décrire l'histoire thermique d'une roche riche en matière organique. Au cours de leur enfouissement, les particules organiques d'une roche sédimentaire sont soumises à une augmentation de la température qui déclenche la formation d'hydrocarbures ainsi que la réorganisation en plans d'unités pré-graphitiques. Cette dernière induit une évolution de la réflectance des particules de vitrinite en fonction du degré de maturité thermique de la roche. Les particules de vitrinite étant d'origine continentale sont peu présentes dans les roches marines, des équivalences ont donc été établies entre le pouvoir réflecteur de la vitrinite et celui des bitumes, exinite et inertinite.

## b. Analyses palynofaciès

Contrairement à l'analyse des macéraux, l'étude des palynofaciès nécessite la dissolution de la matrice minérale (Combaz, 1964). Après dissolution, le matériel organique insoluble est placé sur lame et peut être analysée en lumière transmise (Figure I - 5C.). Trois grands groupes de constituants sont reconnaissables dans les préparations : les phytoclastes, les palynomorphes et les matières organiques amorphes. L'analyse des palynofaciès donne des informations sur les environnements de dépôt, cependant la concentration du matériel organique lors de la préparation des échantillons ne permet plus d'étudier la relation entre les composés organiques et inorganiques. En revanche les palynofaciès permettent de décrire plus facilement les associations d'éléments organiques et d'effectuer une quantification relative des particules présentes.

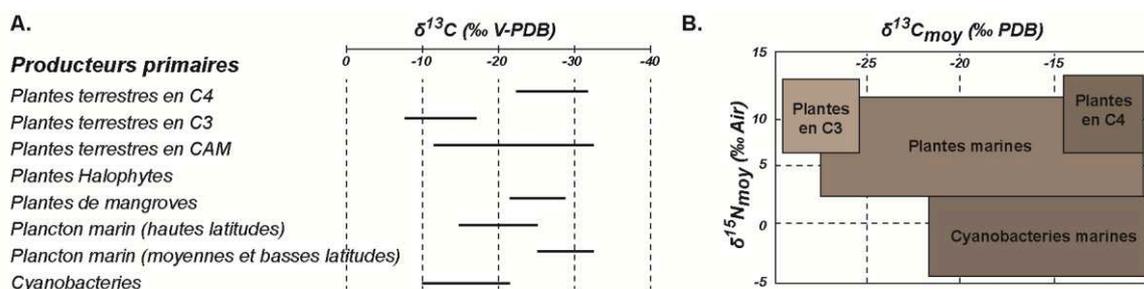
## 2. Analyses géochimiques

### a. Analyses élémentaires

L'étude de la concentration en élément majeur et trace sur une matière organique ou une roche sédimentaire permet de classer la matière organique en différents types et de décrire les conditions paléoenvironnementales au moment de la formation de la roche (e.g. Brumsack, 2006 ; Tribovillard et al., 2006). Dans un premier temps, la quantification des éléments majoritairement présents dans la matière organique (C, H, O et N) et l'utilisation des rapports H/C, O/C dans un diagramme de Van Krevelen permet de typer la matière organique présente (Tissot et al., 1974). De façon similaire, l'utilisation du rapport C/N permet de mettre en exergue la présence de végétaux supérieurs (C/N > 20) ou de débris algaires (C/N < 10) dans le sédiment (Baudin et al., 2007). Dans un second temps, l'étude de l'enrichissement en éléments traces, en particulier U, Mo, V, P, Ba, Ni Cu permette de mettre en avant des variations dans les conditions paléoenvironnementales (e.g. forte productivité primaire, anoxie ... Tribovillard et al., 2006).

### b. Analyses isotopiques

Les analyses isotopiques réalisées pour caractériser les composés organiques d'une roche portent principalement sur les isotopes stables du carbone et de l'azote.



**Figure I - 6 :** Valeurs de  $\delta^{13}C$  et du  $\delta^{15}N$  dans la matière organique marine et terrestre. A. Variation du  $\delta^{13}C$  dans les producteurs primaires ; B. Variations des valeurs de  $\delta^{13}C$  et  $\delta^{15}N$  dans les végétaux marins et terrestres (d'après Meyers, 1997)

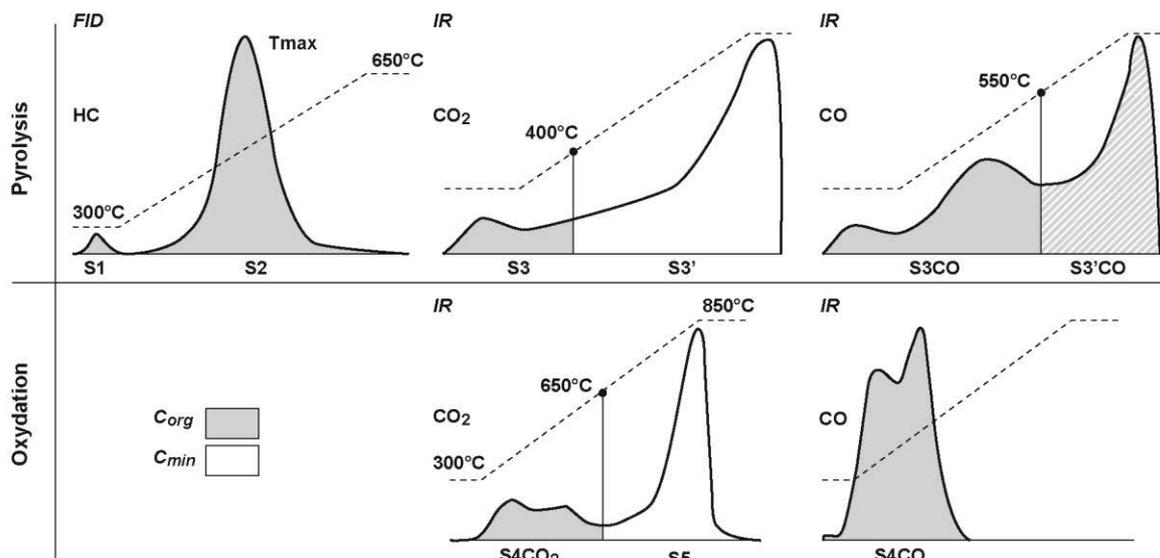
Les variations du rapport  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ , du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{15}\text{N}$  permettent de qualifier plus précisément la provenance des particules organiques dans les roches sédimentaires (**Figure I - 6**). Les variations de concentrations isotopiques du carbone sont intimement liées aux sources du carbone et aux processus physiologiques d'absorption de ces éléments par les producteurs primaires alors que les variations du  $\delta^{15}\text{N}$  sont majoritairement liées à la source du carbone (Baudin et al., 2007).

### c. Analyses Rock-Eval

La pyrolyse Rock-Eval a été mise au point dans les années 70 par les équipes de l'institut français du pétrole (Espitalié et al., 1977 ; Espitalié et al., 1986). De multiples développements ont, par la suite, permis d'optimiser le fonctionnement de l'appareil. La version VI (Behar et al., 2001), se compose de deux fours (**Figure I - 7**) : un four à pyrolyse, qui permet de mesurer la quantité d'hydrocarbures libres dans la roche (pic S1) et le potentiel pétrolier de la roche (pic S2, **Figure I - 7**) ainsi que la quantité de CO et CO<sub>2</sub> relâchée. Un deuxième four, à oxydation, qui permet de mesurer la quantité de CO et CO<sub>2</sub> relâché par l'oxydation du kérogène et ainsi, de calculer Carbone Organique Total (COT).

#### Maturité thermique et Tmax

En complément de la quantification du potentiel pétrologène, la pyrolyse Rock-Eval permet, grâce au paramètre Tmax (température au moment du maximum du pic S2, **Figure I - 7**) d'estimer la maturité thermique de la roche. Ce paramètre reste cependant qualitatif, plus que quantitatif lors d'analyses sur roche brute. En effet, de nombreux facteurs influent sur la valeur de ce paramètre : matrice minérale, type de matière organique, niveau de maturité, quantité de matière organique. Le Tmax est donc majoritairement utilisé en complément d'analyse du pouvoir réflecteur de la Vitrine.



**Figure I - 7** : Paramètres mesurés avec un Rock-Eval VI (d'après Behar et al., 2001).

#### d. Analyses moléculaires

L'analyse moléculaire de la fraction soluble de la matière organique permet de déterminer et de quantifier les composés organiques (de n-alcanes, stérols/stéranes et biomarqueurs) présents afin de discuter des sources de la matière organique et des conditions paléoenvironnementales au cours de la formation des roches (Peters et al., 2005) :

- Pour les n-alcanes, la présence de longues chaînes carbonées ( $C_{n>27}$ ) renseignent sur la contribution de végétaux supérieurs alors que la présence de chaînes carbonées plus courtes ( $C_{n<18}$ ) indiquent la présence de composés phytoplanctoniques (Peters et al., 2005).
- Pour les stéranes, la caractérisation des biomasses sources est possible avec l'utilisation d'un diagramme ternaire entre les pôles  $C_{27}$ - $C_{28}$ - $C_{29}$  (Huang et Meinchein, 1979).
- Pour les biomarqueurs : la quantification de certains biomarqueurs permet de discuter des facteurs paléoenvironnementaux (e.g. paléooxygénation et paléotempérature, Peters et al., 2005).

### 3. Proxies élémentaires pour l'étude des roches mères

En complément des analyses sur la partie organique d'une roche. L'étude de certains variables ou proxies élémentaires permet de mettre en avant les variations de conditions oxydiques/anoxiques dans un bassin, mais aussi de décrire les variations de productivité primaire.

#### a. Normalisation et calcul de facteurs d'enrichissement

Avant d'observer d'éventuelle variation paléoenvironnementale mise en avant par des concentrations élémentaires authigéniques, il est important de retirer l'influence des variations du flux détritiques.

- La normalisation à l'aluminium. Majoritairement associé au détritisme et peu impacté par les processus diagenétiques, l'aluminium est un élément majeur facilement quantifiable (Tribovillard et al., 1994 ; Böning et al., 2004). La normalisation de la concentration d'un élément [e] par la concentration d'aluminium [Al] permet dans la majorité des cas d'étudier les enrichissements authigéniques de l'élément [e]. D'autres éléments peuvent être utilisés pour cette normalisation (e.g. Cr, Th, Ti...) à condition que leurs concentrations soient liées aux apports détritiques.
- Le calcul d'un facteur d'enrichissement (FE). Contrairement à la normalisation à l'aluminium, le calcul d'un FE nécessite l'utilisation d'un standard (e.g. P.A.A.S. - Post Archean Australian Shale, Taylor et McLennan, 1985, N.A.S.C. - North American Shale Composite, Haskin et al., 1971 et U.C.C. - Upper Continental Crust, McLennan, 2001). Le facteur d'enrichissement d'un élément est présenté dans au sein de l'**Equation I - 1**. Il

permet de discuter de l'enrichissement d'un élément de l'échantillon à un standard international.

$$FE_e = \frac{\frac{[e]}{[Al]} Ech}{\frac{[e]}{[Al]} Std}$$

Avec :  $FE_e$  : facteur d'enrichissement de l'élément  $e$   
 $[e]$  : concentration de l'élément  $e$  (%)  
 $[Al]$  : concentration en aluminium (%)

**Equation I - 1** : Facteur d'enrichissement d'un élément dans un échantillon (Brumsack, 2006).

L'interprétation des résultats de normalisation à l'aluminium et de facteur d'enrichissement peuvent présenter certaines limites. Si l'aluminium, ou l'élément utilisé, pour la normalisation possède une concentration inférieure à 1, alors le résultat sera anormalement élevé et non significatif. De même, dans le cas du calcul d'un FE d'un élément très faiblement concentré dans le standard, l'EF obtenu sera anormalement élevé et non significatif (Brumsack, 2006).

### b. Les marqueurs d'environnement anoxiques

Il existe plusieurs éléments dont les variations de concentration sont communément utilisées comme marqueur de la quantité d'oxygène présente dans l'eau pendant le dépôt (Tribovillard et al., 2006).

Le rapport uranium/thorium (U/Th)

Contrairement au thorium qui est majoritairement lié aux apports détritiques, l'uranium est très sensible aux variations de condition redox (Jones et Manning, 1984). Dans les domaines marins et océaniques, l'uranium est présent sous deux formes : l'U(VI), soluble, et l'U(IV) insoluble. En milieu réducteur (anoxique), l'U(VI) est réduit en U(IV) et précipite, ce qui explique les enrichissements en uranium dans les dépôts anoxiques et donc une augmentation du rapport U/Th (Jones et Manning, 1984). En environnements euxiniques (présence de H<sub>2</sub>S) ce phénomène de précipitation/concentration sera amplifié (Algeo et Maynard, 2004). Il est important de noter que des phénomènes tardifs (e.g. diagenèse, circulation de fluides...) peuvent jouer sur la mobilité de l'uranium dans la roche (McManus et al., 2005), il faut donc rester prudent lors de l'utilisation de ce rapport.

Le rapport vanadium/chrome (V/Cr)

De la même façon que pour l'uranium, le vanadium a tendance à se retrouver concentré dans les sédiments anoxiques (Tribovillard et al., 2006). Dans des conditions oxydiques le vanadium est majoritairement présent sous la forme V(V), en environnements anoxiques il sera réduit en V(IV), ou V(III) dans les environnements euxiniques. Ces formes réduites précipitent ou sont transportées par

des complexes organométalliques (Emerson et Husted, 1991) et témoigne donc d'environnements appauvris en oxygène.

Le rapport molybdène/aluminium (Mo/Al)

Le molybdène est majoritairement présent dans les océans sous la forme Mo(VI). Le piégeage de ses formes réduites augmente dans les environnements anoxiques (Emerson et Husted, 1991) et est accentué par la présence d'H<sub>2</sub>S dans l'eau (Tribovillard et al., 2004). La concentration du molybdène n'est pas uniquement liée au contexte réducteur mais aussi à la physiographie du bassin. L'utilisation du rapport Mo/Al doit donc être couplée à d'autres proxies pour confirmer le caractère anoxique d'un bassin (Algeo et Lyons, 2006).

### c. Les marqueurs de productivité

De même que pour la paléo-oxygénation, les variations de paléoprodutivité primaire peuvent être étudiées au travers de la concentration de certains éléments : le phosphore P et le baryum Ba qui sont des composants des micro-organismes marins ainsi que le cuivre Cu et le nickel Ni qui sont des micronutriments assimilés par ces micro-organismes (Tribovillard et al., 2006).

Le phosphore P

Le phosphore est un élément essentiel dans toute forme de vie. Il est principalement apporté aux sédiments marins sous la forme PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> par la dégradation de la nécromasse planctonique (Tribovillard et al., 2006). Cependant, des environnements stablement euxiniques ne permettent pas la séquestration et l'accumulation de phosphore authigénique dans les sédiments (Benitez-Nelson, 2000) ce qui est un biais à l'utilisation de ce proxy pour étudier les variations à court terme de la paléoprodutivité.

Le baryum Ba

En domaine marin, le baryum se trouve principalement dans la barytine (BaSO<sub>4</sub>) produite par les micro-organismes. De même que pour le phosphore, dans des environnements fortement euxiniques, ce minéral sera dissout et le baryum sera transporter jusqu'à re-précipiter dans des environnements moins réducteurs (McManus et al., 1998 ; Jacot des Combes et al., 1999). Le baryum est donc un bon élément pour étudier les variations de productivité primaire à condition que le milieu ne soit pas trop réducteur (Tribovillard et al., 2006).

Le cuivre Cu et nickel Ni

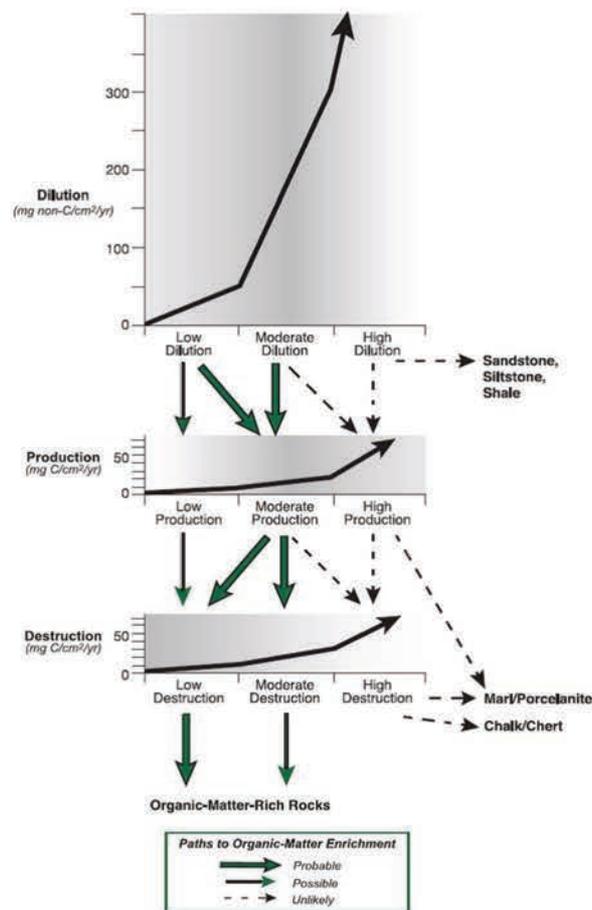
Le cuivre et le nickel sont deux micronutriments assimilés par les micro-organismes (Calvert et Pedersen, 1993). Généralement associée à la matière organique sous la forme de complexes organométalliques ils accélèrent la sédimentation de cette dernière. Contrairement au phosphore et au

baryum, en condition euxinique, le cuivre et le nickel seront intégrés à la pyrite ou formeront des sulfures de cuivre et nickel (CuS, NiS) et seront préservés dans la roche.

## IV. Formation des roches mères marines

Les méthodes d'analyses décrites dans la partie précédente permettent de comprendre la composition et les conditions de formations de roches mères. La partie suivante fait la synthèse des processus menant aux compositions et aux conditions de formation des roches mères marines.

La concentration en matière organique primaire en domaine marin est liée : (1) à des processus sédimentaires, (2) à des processus physiques (e.g. adsorption à la surface des argiles), chimiques (e.g. oxydation) ou biologiques (e.g. dégradation bactérienne). De façon empirique, la concentration de la matière organique dans les sédiments dépend de trois facteurs : 1) la production, 2) la dilution, et 3) la destruction (Bohacs et al., 2005). La quantification et les interactions entre ces facteurs sont présentées sur la **Figure I - 8**. Elles permettent de prédire la concentration de la matière organique dans une formation (Bohacs et al., 2005).



**Figure I - 8 :** Processus impliqués dans la concentration de la matière organique (Bohacs et al., 2005).

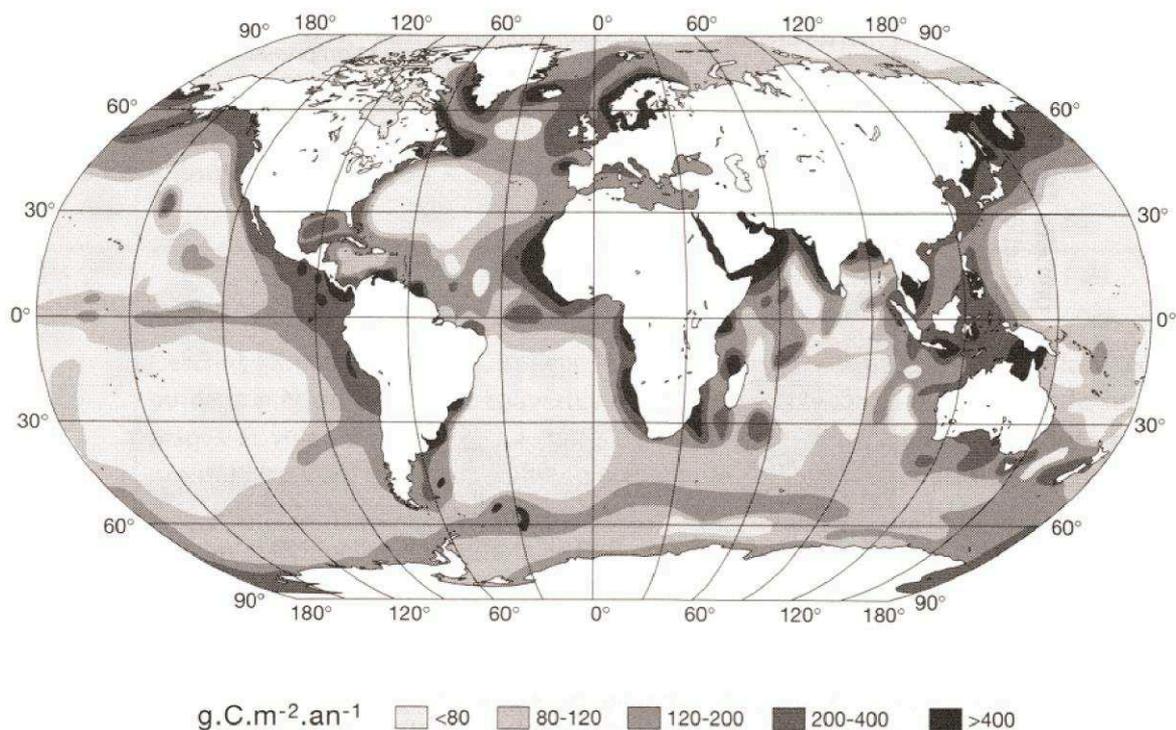
Une formation riche en matière organique n'est pas uniquement le résultat d'une production organique élevée, mais d'un bon rapport entre les trois facteurs (Bohacs et al., 2005). L'enrichissement en matière organique est ainsi caractérisé par l'Equation I - 2.

$$\text{Enrichissement en matière organique} = \text{Production} - (\text{Destruction} + \text{Dilution})$$

**Equation I - 2** : relation décrivant l'enrichissement d'un roche en matière organique (Bohacs et al., 2005).

## 1. Production de la matière organique marine

Dans les bassins sédimentaires, la production organique est intimement liée aux apports de nutriments et à la présence de lumière. En effet, c'est la présence de nutriments, principalement le phosphore et l'azote (Elser et al., 2007), dans la zone photique qui dirige la productivité organique en milieu marin. Cette dépendance à la présence des nutriments localise la quasi-totalité de la production organique marine le long des côtes à proximité des zones d'apports fluviaux (Figure I - 9). Localement, les mécanismes d'upwellings peuvent également contribuer à l'apport de nutriments aux organismes producteurs.



**Figure I - 9** : Productivité primaire de l'océan (d'après, Baudin et al., 2007).

Les cellules d'upwellings sont liées à la présence de courants aériens le long des côtes. En réponse à la dérive d'Ekman, ces courants aériens induisent un déplacement des masses d'eau : la tranche d'eau superficielle se déplace vers le large et provoque une remonté des eaux froides et riche en nutriments le long des côtes (Bertrand, 1998). De tels phénomènes sont actuellement observables

au large de la Namibie ou encore au large du Pérou. Contrairement aux upwellings, qui apportent des nutriments marins, les fleuves peuvent apporter, suite au ruissellement et à l'altération des sols par la végétation une quantité importante de nutriments aux zones de productions (Berner, 1997 ; Huc et al., 2005).

## 2. Processus sédimentaires associés aux roches mères marines

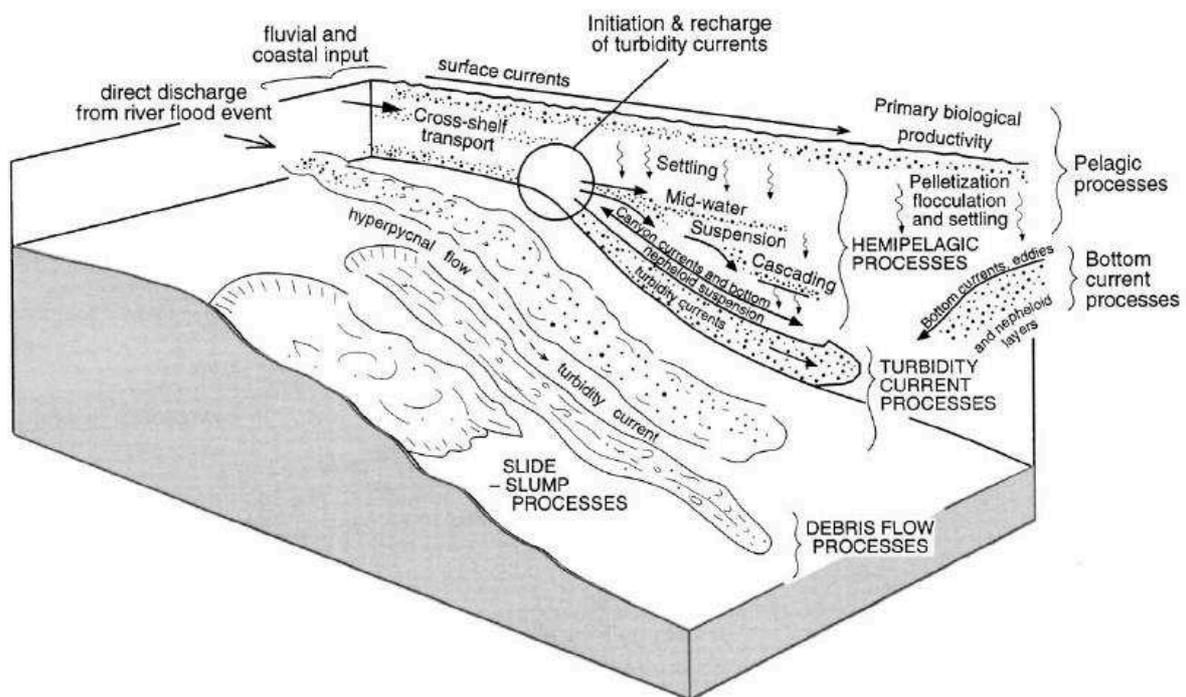
Dans un bassin sédimentaire, la sédimentation, l'accumulation et la préservation de la matière organiques se développent de manière plus favorable dans les parties profondes (Arthur et Sageman, 1994). A ces endroits, les processus sédimentaires sont généralement ceux qui sont associés à la sédimentation sous la limite d'action des vagues de tempête. Trois grandes familles de processus sédimentaires sont associées à la formation de roches mères marines (Stow et al., 2001) : les processus liés à des courants unidirectionnels (e.g. courants contouritiques), les processus liés à des processus gravitaires (e.g. courants turbiditiques, décantation). La plupart de ces processus sédimentaires sont décrits dans la synthèse de Stow et al. (2001). Ces processus sont regroupés sur la **Figure I - 10** et sont décrits ci-dessous.

- La décantation pélagique : processus lié à la gravité des particules en suspension dans la tranche d'eau, il peut être accéléré par la floculation ou la pelletisation organique dans les zones de forte production primaire. Communément les taux d'accumulation sont très lents (2.5 à 20 g/cm<sup>2</sup>/ka ; Stow et al., 2001).
- La décantation hémipélagique : ce processus implique la décantation verticale ainsi que l'advection latérale. Les taux d'accumulation sont supérieurs à ceux du processus précédent et dépendent des apports terrigènes (5 à 50 g/cm<sup>2</sup>/ka).
- La sédimentation hémiturbiditique : il s'agit d'un mélange entre les deux processus décrits ci-dessus et de la partie terminale d'un courant de turbidité. Pour ce processus les taux d'accumulation moyens ne sont pas quantifiés avec précision.
- La sédimentation contouritique : processus lié aux courants de fond formés par des différences de températures ou de salinités. Les taux d'accumulations connus se situent entre 25 et 50 g/cm<sup>2</sup>/ka (Stow et al., 2001).
- Les courants hyperpycnaux : ce processus implique la décharge de sédiments issus d'une plume à l'exutoire d'une rivière. De même que pour la sédimentation hémiturbiditique les taux d'accumulation moyens ne sont pas quantifiés avec précision.
- Les courants turbiditiques : processus lié à un courant turbulent. Il déplace des sédiments de zones peu profondes à des zones plus profondes. Les courants turbiditiques sont des

événements discrets et leurs taux d'accumulation varient entre 25 et plus de 250 g/cm<sup>2</sup>/ka ; (Stow et al., 2001).

- Les coulées de débris : processus lié à un déplacement d'un mélange de sédiments et d'eau.
- Les glissements de terrain : ce processus induit un transport de masse, il peut déplacer des quantités énormes de sédiments en un seul événement sur plusieurs dizaines de kilomètres (Garziglia et al., 2008).

La dilution peut être due à des éléments non organiques (e.g. sables, argiles...) ou à des éléments organiques (e.g. tests, coquilles...). Due au large éventail des taux d'accumulations possible (jusqu'à 2000mg/cm<sup>2</sup>/ka), la dilution de la matière organique est un facteur majeur du contrôle de la richesse en matière organique d'une roche mère (Bohacs et al., 2005). La dilution augmente rapidement si le taux d'accumulation des particules non organiques est élevé. Généralement les dilutions les plus faibles sont associées aux parties distales des systèmes sédimentaires, où les taux d'accumulations sédimentaires sont les plus faibles (Stow et al., 2001).



**Figure I - 10 :** Processus sédimentaires associés à la formation des roches mères marines (Stow et al., 2001).

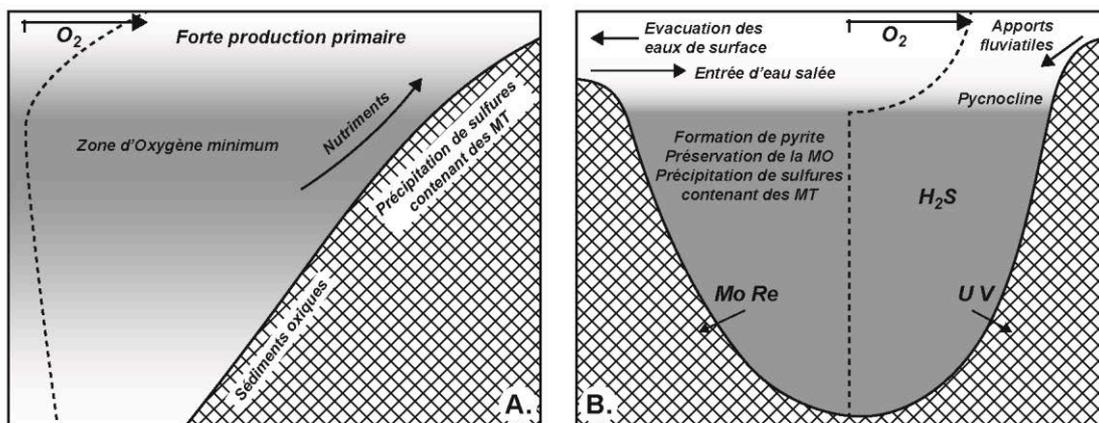
Une faible dilution n'est pas non plus le meilleur moyen pour obtenir un intervalle enrichi en matière organique. En effet, Tyson (2001) montre que les faibles taux de sédimentation ne suffisent pas à expliquer une forte accumulation de matière organique : un faible taux de sédimentation engendrera un faible burial efficiency et aura pour conséquence de laisser la matière organique en

surface, où sont actifs des organismes microbiens et des processus chimiques qui peuvent détruire la matière organique. Ainsi, il existe une gamme de valeurs où la dilution peut être qualifiée d'optimale (Tyson, 2001), permettant d'enfouir suffisamment vite la matière organique sans trop la diluer.

### 3. Dynamique de l'anoxie dans les bassins sédimentaires

Afin de conduire à des accumulations significatives de matière organique, la quantité de matière organique exportée doit être au maximum préservée. La destruction peut avoir lieu en différents endroits : au niveau des zones de production, dans la colonne d'eau, sur le fond du bassin ou dans les sédiments superficiels (Demaison et Moore, 1980). La destruction de la matière organique est issue de processus chimiques (oxydation) ou biologiques (biodégradation). La concentration en oxygène dans l'eau joue donc un rôle important dans le contrôle de la destruction de la matière organique. En conditions oxiques, la destruction de la matière organique peut atteindre des taux compris entre 16 et 249 mg/cm<sup>2</sup>/a (Bohacs et al., 2005). En conditions anoxiques, les taux sont environs de 0.6 à 21 mg/cm<sup>2</sup>/a (Bohacs et al., 2005).

Il existe aujourd'hui deux grands types de modèles pour expliquer la baisse des concentrations en oxygène de l'eau : une anoxie induite par la productivité primaire et une anoxie induite par une diminution de la circulation des masses d'eau (Figure I - 11 ; Brumsack, 2006).



**Figure I - 11 :** Types et extension de bassins anoxiques (d'après Brumsack, 2006).  
A. Anoxies induites par une forte productivité ; B. Anoxies induites par une diminution de la circulation des masses d'eaux

Dans le premier cas (Figure I - 11 A.), la productivité primaire induite par de nutriments apportés grâce aux upwellings et aux fleuves exporte une importante quantité de matière organique dans la colonne d'eau. Suite à des processus d'oxydation, l'oxygène contenu dans l'eau diminue. Dans le cas d'une forte productivité, la quantité importante de matière organique exportée provoque l'apparition d'un niveau appelé zone d'oxygène minimum (OMZ, Paulmier et Ruiz-Pino, 2009). Sur une plateforme, les surfaces où le fond du bassin est en contact avec une OMZ sont des endroits

propices à la préservation de matière organique. En revanche, comme les parties profondes du bassin restent oxygénées elles seront moins propices à l'accumulation de la matière organique.

Contrairement aux cas décrits ci-dessus, les bassins qui présentent une restriction dans la circulation des masses d'eaux peuvent présenter une stratification de la colonne d'eau (Didyk et al., 1978 ; **Figure I - 11B.**). Dans ce type de bassin, les eaux superficielles restent oxygénées alors que les eaux profondes sont fortement appauvries en oxygène. Cette déplétion en oxygène permet une très bonne préservation de la matière organique dans le bassin due à sa faible oxydation mais aussi à la faible présence ou l'absence de vie sur le fond du bassin.

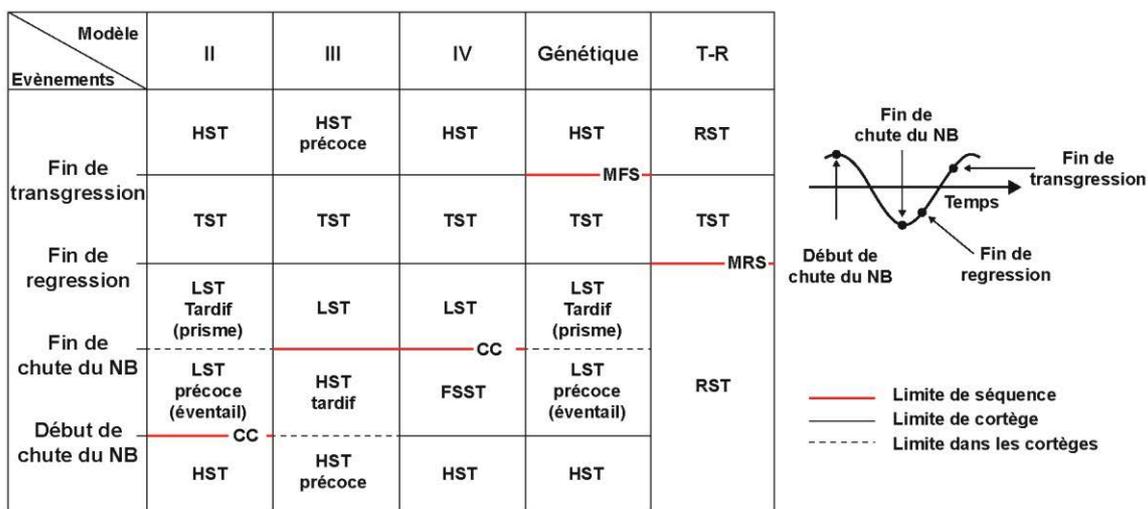
## V. Stratigraphie séquentielle et modélisation stratigraphique des roches mères marines

La partie précédente s'est intéressée aux processus de formation des roches mères marines. Aujourd'hui, les outils de modélisation stratigraphique permettent de reproduire ces processus afin d'obtenir leur quantification et l'extension des zones riches en matière organique (JIP DORS, Chauveau et al., in prep.).

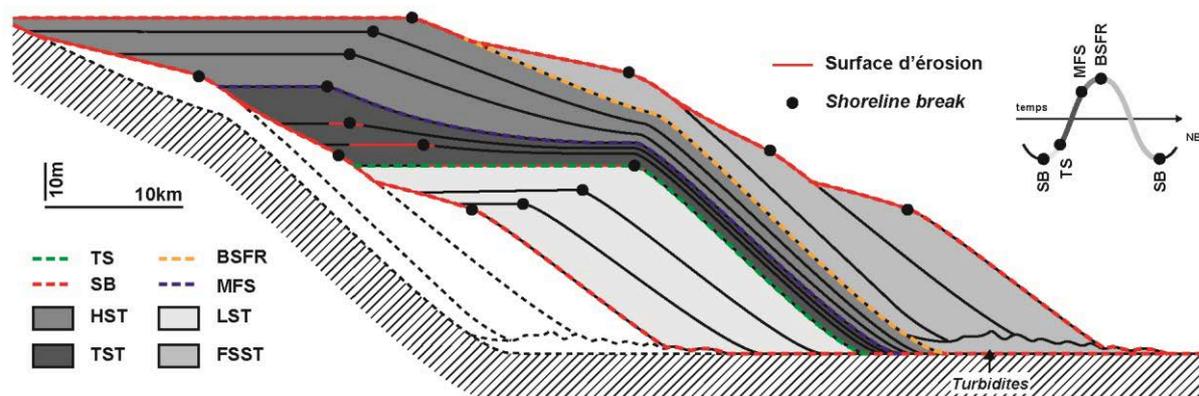
### 1. Stratigraphie séquentielle

La modélisation stratigraphique repose sur une interprétation séquentielle réalisée au préalable. Cette interprétation repose elle-même sur une étude sédimentologique (Posamentier et Walker (eds), 2006). La stratigraphie séquentielle (Mitchum et al., 1977) s'intéresse à l'étude de l'enchaînement vertical des dépôts et leur développement spatial. Elle permet, à l'échelle des bassins sédimentaires comme à très haute résolution pour les études dites « réservoirs », de définir des lignes temps et d'étudier l'évolution de la répartition des dépôts et faciès sédimentaires. Les concepts de la stratigraphie séquentielle ont été définis dans les années 70 (Payton (ed), 1977) et ont fortement évoluées à partir des années 90 (**Figure I - 12**).

Les différents modèles de stratigraphie séquentielles se basent tous sur les déplacements, horizontaux et verticaux, de la ligne du rivage induites par les variations du niveau de base et des flux sédimentaires (source détritique et production in situ). En stratigraphie le niveau de base est défini comme « *une ligne imaginaire le long de laquelle il n'y a ni érosion, ni dépôts et qui ondule de part et d'autre du substratum* » (Merzeraud, 2009). Cependant, du fait du grand nombre de facteurs qui influent sur ce niveau (e.g. subsidence/surrection, eustatisme) et sur les flux sédimentaires (e.g. climats, physiographie du bassin, types de sédiments) le modèle le mieux adapté peut changer en fonction du cas d'étude à traiter (Catuneanu et al., 2009). De plus, suivant le type de données utilisées, certains modèles sont plus faciles à mettre en œuvre que d'autres (e.g. sismique versus affleurements, Catuneanu et al., 2009).



**Figure I - 12 :** Limites et dénomination des cortèges stratigraphiques (Catuneanu et al., 2009). HST : cortège de haut niveau, FSST : cortège de chute du niveau de base, LST : cortège de bas niveau, TST : cortège transgressif, RST : cortège régressif, NB : niveau de base, CC : conformité (modèle II : Haq et al., 1987 ; Posamentier et al., 1988 ; modèle III : Van Wagoner et al., 1988 ; Christie-Blick, 1991 ; modèle IV : Hunt and Tucker, 1992 ; Helland-Hansen and Gjelberg, 1994 ; génétique : Frazier, 1974 ; Galloway, 1989 ; T-R : Johnson and Murphy, 1984 ; Embry and Johannessen, 1993).



**Figure I - 13 :** cortèges et surface en stratigraphie séquentielle (d'après, Haq et al., 1987). TS : surface de transgression ; MFS : surface d'inondation maximum, BSFR : surface de chute du niveau de base ; SB : limite de séquence, HST : cortège de haut niveau, FSST : cortège de chute du niveau de base, LST : cortège de bas niveau, TST : cortège transgressif, RST : cortège régressif, NB : niveau de base.

Dans un bassin l'accommodation peut être définie comme « l'espace disponible pour l'accumulation potentielle des sédiments dans un bassin » (Merzeraud, 2009). Au cours d'une séquence, les variations du niveau de base font varier la localisation des zones d'accommodation (Jervey, 1988). Dans le modèle IV (Figure I - 12), appliqué dans cette étude, une séquence est délimitée dans sa partie proximale par une surface d'érosion et dans sa partie distale par une surface conforme (Hunt et Tucker, 1992; Helland-Hansen et Gjelberg, 1994). Il découpe les séquences en

quatre cortèges: un cortège de bas niveau, un cortège transgressif, un cortège de un haut niveau, un cortège de une chute du niveau marin (**Figure I - 13**).

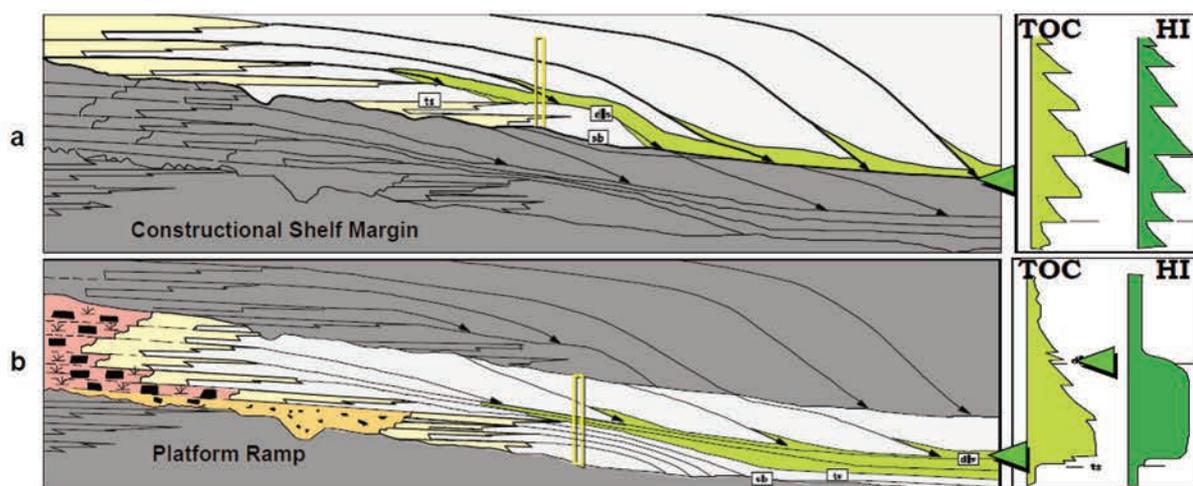
En supposant un flux sédimentaire constant pendant le dépôt de la séquence :

- Au cours d'une transgression, les sédiments sont piégés sur la marge et sur le domaine continental. C'est au cours de ces périodes que sont préservés la majorité des dépôts fluviatiles, tidaux et continentaux.
- Au cours des périodes de bas et de hauts niveaux, suite à la montée lente du niveau de base (**Figure I - 13**), les sédiments s'accumuleront pour partie en arrière du rivage et majoritairement dans le bassin. Dans ces cortèges, les environnements tidaux et environnement de shoreface seront bien préservés de même que d'éventuelles dépôts turbiditiques, et deltaïques.
- Enfin, au cours des chutes du niveau de base, les parties continentales et les sédiments déposés précédent dans les zones proximales seront soumis à une intense érosion. Le produit de cette érosion sera transporté dans le cœur du bassin où l'espace d'accommodation est le maximal. C'est au cours de cette période que les dépôts turbiditiques sont principalement déposés et préservés ([Hunt et tucker, 1992](#)).

La caractérisation de l'architecture stratigraphique d'un bassin sédimentaire repose donc sur une étude sédimentologique, une étude des éléments structuraux du bassin et une analyse basée sur la stratigraphie séquentielle. Ce travail permet au final de construire des cartes de faciès, de bathymétrie, d'épaisseur pour chacun des intervalles de temps. Toutes ces interprétations sont les données d'entrées de modélisation stratigraphique telle que les modélisations stratigraphiques type « DIONISOS ».

## **2. Distribution de la matière organique dans un cadre stratigraphiques**

La **Figure I - 14** présente un exemple de distribution de niveaux riches en matière organique sur une marge dominée par des apports clastiques et sur une marge construite. Sur une marge dominée par les apports clastiques (**Figure I - 14A**), le maximum d'accumulation de matière organique est localisé autour de la surface d'inondation maximum alors que sur une marge construite (**Figure I - 14B**), le maximum d'accumulation a lieu à la base des cortèges transgressif ([Passey et al., 2010](#)).



**Figure I - 14 :** Exemple d'architecture sédimentaire de formations riches en matière organique.  
A. Marge dominée par des apports détritiques, B. Plateforme/Rampe (Passey et al., 2010).

Plusieurs autres études s'intéressent à la distribution de la matière organique dans les cortèges stratigraphiques (e.g. Creaney et Passey, 1993 ; Bessereau et al., 1995 ; Van Buchem et al., 2005 ; Slatt et Rodriguez, 2012 ; Kietzmann et al., 2014) toutes soulignent l'importance des taux de sédimentations mais aucune n'intègre une étude des variations de productivité primaire et d'anoxie à l'échelle d'un bassin.

### 3. Modélisation DIONISOS

La modélisation numérique avec DIONISOS (Diffusion Oriented - Normal and Inverse - Simulation Of Sedimentation) permet de reproduire l'architecture stratigraphique d'un bassin et de prédire la distribution des faciès sédimentaires à grande échelle (Granjeon, 1996, Granjeon et Joseph, 1999), aussi bien spatiale que temporelle. Ce modèle numérique permet de modéliser des environnements sédimentaires variés : deltaïque, turbiditique, carbonatée (Granjeon, 1996, Granjeon et Joseph, 1999). De récents développements permettent de modéliser la production (continentale et marine), le transport et la préservation de la matière organique (Chauveau et al., in prep.).

Basé sur une simplification des phénomènes physiques impliqués dans la diffusion des sédiments à grande échelle de temps et d'espace, le code numérique DIONISOS est principalement régi par une équation de diffusion (Equation I - 3), qui relie, en chaque cellules du modèle, le flux de sédiment au flux d'eau et à la pente du bassin. Cette diffusion est modulée par l'action de vagues (Equation I - 4). Dans ce code, un sédiment est caractérisé par ses coefficients de diffusion liés au flux d'eau ( $K_{\text{eau}}$ ) à la gravité ( $K_{\text{gravi}}$ ) et à l'action des vagues ( $K_{\text{vague}}$ ).

Cet outil de modélisation étant basé sur une simplification de la physique régissant le transport des sédiments, ses principales limites sont au niveau de processus temporels et spatiaux haute résolution. Il n'est pas envisageable de vouloir restaurer, par exemple l'architecture interne d'un

chenal, ou la distribution des faciès liés à un évènement turbiditique. On s'intéressa plus à la ceinture des chenaux, ou aux domaines des lobes d'un système turbiditique

$$\vec{Q}_i = -v_i(qK_{i_{eau}} + K_{i_{gravi}})\vec{\nabla}h$$

Avec :  $\vec{Q}_i$  : flux du sédiment i (m<sup>2</sup>/s)

$v_i$  : teneur en sédiment i

$q$  : flux d'eau

$K_i$  : coefficient de diffusion du sédiment i (m<sup>2</sup>/s)

$\vec{\nabla}h$  : gradient d'élévation des sols (m)

**Equation I - 3** : Définition du flux sédimentaire dans DIONISOS (Granjeon, 1996 ; Granjeon et Joseph, 1999).

$$\vec{Q}_i = K_{i_{vague}} E C_g \sin \alpha \cos \alpha \vec{\tau}$$

Avec :  $\vec{Q}_i$  : flux du sédiment i (m<sup>2</sup>/s)

$K_{i_{vague}}$  : coefficient de diffusion du sédiment i

$E$  : énergies des vagues

$C_g$  : vitesse de propagation de l'énergie

$\alpha$  : angle d'approche des vagues

$\vec{\tau}$  : Vecteur unitaire normal au gradient de l'altitude

**Equation I - 4** : Définition de la dérive littorale dans DIONISOS (Granjeon, 1996).

Dans la pratique, les principaux paramètres et données d'entrées du modèle sont : (1) La taille du modèle et le pas de temps, (2) les classes de sédiments et leurs coefficients de diffusion, (3) la bathymétrie initiale et la subsidence au cours de la modélisation, (4) les variations eustatiques (Granjeon, 1996 ; Granjeon et Joseph, 1999).

#### 4. Modélisation des roches riches en matière organique marines

La modélisation de la production-exportation-transport-préservation de la matière organique dans un modèle stratigraphique a récemment été développée et a été intégrée dans DIONISOS (Chauveau et al., in prep.). Le lien entre modélisation stratigraphique et production de la matière organique avait déjà été abordée dans les travaux de Tranier (2006). Il s'agissait alors de réaliser dans un premier temps les modélisations DIONISOS, puis dans un second temps d'utiliser les résultats du modèle DIONISOS comme données d'entrée pour le modèle OFFMOD. Dans le modèle utilisée pour le travail de thèse présenté ici, la modélisation de la production-transport-préservation de la MO est directement intégrée dans le code DIONISOS (Chauveau et al., in prep.).

La modélisation des roches riches en matière organique avec DIONISOS est basée sur un modèle géologique classique dans lequel un sédiment « matière organique » est ajouté. Ce sédiment possède des paramètres supplémentaires visant à reproduire la production de la matière organique, son transit dans la colonne d'eau, son transport et sa préservation.

### a. Production de la matière organique

La production de la matière organique dans DIONISOS peut être paramétrée de différentes façons : en fonction de la bathymétrie, en fonction de la distance à la côte ou grâce à des cartes. Suivant le cas d'étude, les données disponibles et l'objectif du projet, le choix d'une de ces approches peut s'avérer plus, ou moins pertinent. Dans cette étude, peu de données sont disponibles sur la bathymétrie et aucuns travaux existants ou réalisés dans cette étude ne permettent la création de carte de production primaire.

### b. Exportation de la matière organique

Le terme exportation de la matière organique correspond au processus qui va permettre de transférer depuis sa zone de production la matière organique jusqu'à l'interface eau-sédiment. Dans DIONISOS, la dégradation de la matière organique produite dans la zone photique est calculée grâce à la loi de Martin (Martin et al., 1987) qui est complétée, pour les bathymétries inférieures à 100m, par Chauveau et al., (in prep., Equation I - 5).

$$F_{org}(z) = \alpha PP^\sigma z^{-n} \quad \text{Si } z \geq 100$$

$$F_{org}(z) = (z/100)^{1/2} \cdot F_{org}(100) \quad \text{Si } z < 100$$

Avec :  $F_{org}(z)$  : flux organique en fonction de la bathymétrie (gC/m<sup>2</sup>/a)

$PP$  : valeur de la productivité primaire (gC/m<sup>2</sup>/a)

$z$  : bathymétrie (m)

**Equation I - 5** : Equation définissant la valeur du flux organique dans DIONISOS.  
(d'après Martin et al., 1987, modifié par Chauveau et al., in prep.)

Le flux organique calculé par le code numérique est donc fonction de la productivité primaire et de la bathymétrie. Pour des profondeurs supérieures à 100m, le flux sera décroissant.

### c. Transport de la matière organique

La quantité de matière organique ainsi exportée est par la suite transportée comme un sédiment à l'image des autres lithologies utilisées dans DIONISOS. Elle est caractérisée par des coefficients de transport par l'eau, la gravité et les vagues. Le choix des valeurs utilisées pour ces paramètres est actuellement débattu, cependant il semblerait que les particules de matière organiques compoteraient comme des sables fins ou des silts et non pas comme des argiles (Chauveau et al., in prep.).

### d. Préservation de la matière organique

Dans DIONISOS, deux paramètres principaux influent sur la préservation de la matière organique : le taux de sédimentation et la quantité d'oxygène présente. Bohacs et al. (2005) montrent qu'il existe un intervalle de taux de sédimentation qui optimise la préservation de la matière organique. En effet, si ce taux est trop faible, la matière organique sera exposée plus longtemps à la

dégradation, en particulier si les concentrations en oxygène sont élevées, alors que si le taux de sédimentation est trop élevé, la matière organique sera faiblement dégradée mais trop diluée.

Dans le modèle, la quantité d'oxygène est calculé comme la différence entre la quantité d'oxygène consommée et celle renouvelée (**Equation I - 6**). Ainsi dans le cas de bassins restreints type Mer Noire), le faible renouvellement des eaux provoquera une diminution de l'oxygène disponible alors que dans un bassin ouvert avec une forte productivité primaire (type marge péruvienne), le flux organique élevé provoquera une consommation totale de l'oxygène disponible.

$$0 = M(z) \cdot (1 - Ox_z) - D(z) \cdot Ox_z \cdot z$$

Avec :  $M(z)$  : coefficient de mélange en fonction de la bathymétrie

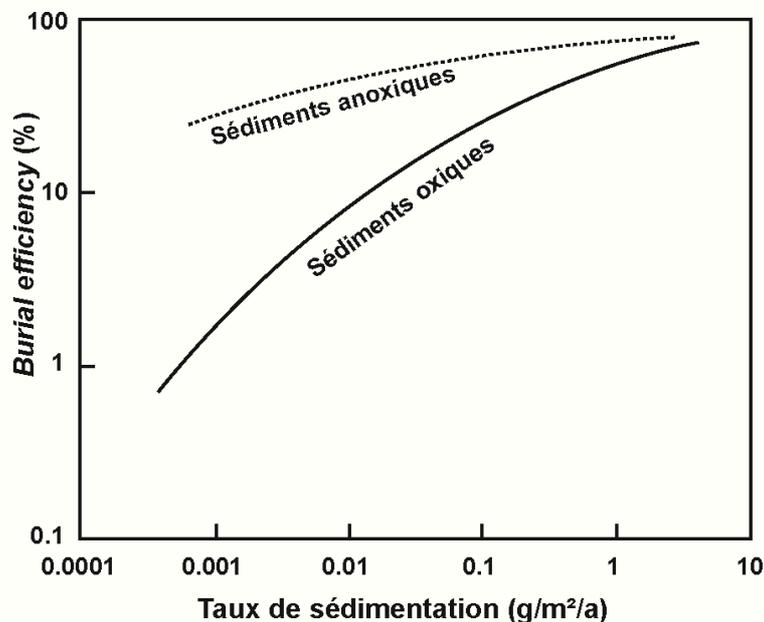
$Ox_z$  : oxygène disponible

$D(z)$  : consommation de l'oxygène, fonction de  $F_{org}$

$z$  : bathymétrie (m)

**Equation I - 6** : Equation définissant la *quantité d'oxygène dans* DIONISOS (Chauveau et al., in prep.).

Par la suite, le burial efficiency fait le lien entre les vitesses de sédimentation et la quantité d'oxygène présent et la préservation des sédiments (**Figure I - 15**). La valeur de la concentration en matière organique est par la suite calculée (**Equation I - 7**) à partir du burial efficiency (qui représente l'effet de la préservation) et du taux de sédimentation (qui représente l'effet de la dilution).



**Figure I - 15** : Définition de la valeur de burial efficiency dans DIONISOS (*d'après* Burdige, 2007).

$$MO = \frac{F_{org} \times BE}{SR}$$

Avec  $MO$  : concentration en matière organique (%)

$F_{org}$  : flux organique (gC/m<sup>2</sup>/a)

$BE$  : burial efficiency (%)

$SR$  : Taux de sédimentation (m/a)

**Equation I - 7** : Calcul de la concentration en matière organique dans DIONISOS  
(Chauveau et al., in prep.).

En conclusion, DIONISOS permet une représentation simplifiée des processus liés à la formation des roches mères marines. Il permet de valider l'interprétation stratigraphique et de tester plusieurs scénarios de productivité et/ou d'anoxie pour reproduire un modèle géologique issue de l'intégration de données géochimiques dans une architecture stratigraphique. Ce modèle est encore en cours de développement et de test. Le cas d'étude traité dans le cadre de cette thèse a, et va continuer de contribuer à l'amélioration de ce nouveau module.

## VI. Conclusions

La caractérisation des hétérogénéités de concentration de la matière organique à l'échelle d'un bassin et une thématique nouvelle car liée à l'essor des ressources non-conventionnelles. Avec l'augmentation de la production d'hydrocarbures de roche mère, de nouvelles données (forages, carottes) concernant les parties distales des systèmes sédimentaires sont disponibles pour réaliser ce type d'étude.

Cette synthèse montre que de nombreux outils de caractérisation des roches mère existent déjà : Rock-Eval, analyses élémentaires, analyses isotopiques... De même, les concepts de la stratigraphie séquentielle sont bien définis, mais les études de caractérisation des roches mères présentent généralement des approches décollées.

La nouveauté de l'étude présentée dans ce manuscrit réside dans l'intégration de données géochimiques et pétrographiques dans un cadre stratigraphique à l'échelle d'un bassin et de l'utilisation d'un code numérique en cours de développement pour restaurer l'architecture stratigraphique et la distribution de la matière organique à l'échelle d'un bassin.