



(22) Date de dépôt/Filing Date: 1997/01/24

(41) Mise à la disp. pub./Open to Public Insp.: 1997/07/26

(45) Date de délivrance/Issue Date: 2008/04/08

(30) Priorité/Priority: 1996/01/26 (FR96/01461)

(51) Cl.Int./Int.Cl. *G01V 11/00* (2006.01),
G01V 1/28 (2006.01)

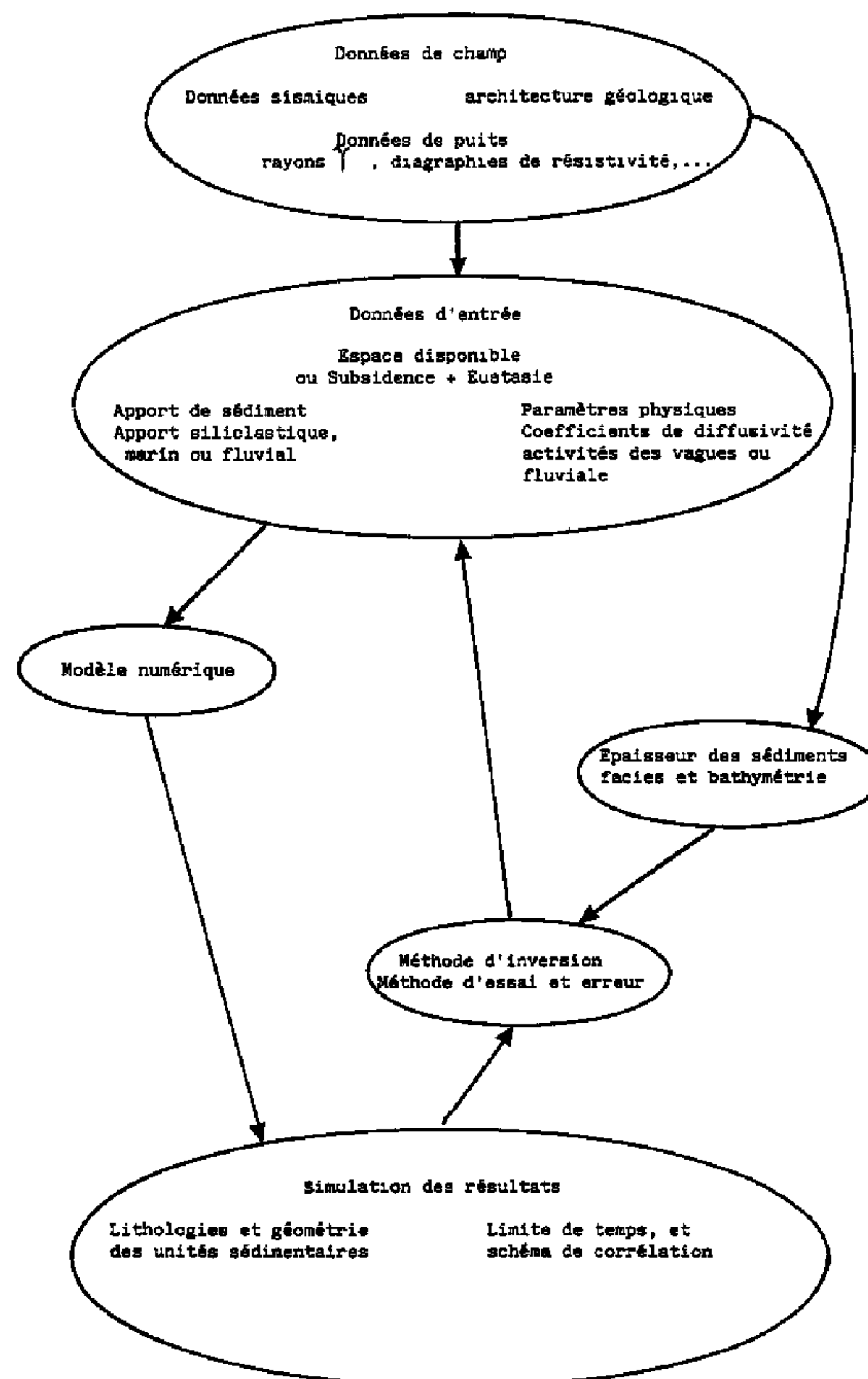
(72) Inventeurs/Inventors:
JOSEPH, PHILIPPE, FR;
GRANJEON, DIDIER, FR

(73) Propriétaire/Owner:
INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE, FR

(74) Agent: ROBIC

(54) Titre : METHODE POUR SIMULER LE REMPLISSAGE D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE

(54) Title: METHOD FOR SIMULATING FILLING OF A SEDIMENTARY BASIN



(57) Abrégé/Abstract:

L'invention a pour objet une méthode de recherche de gisements pétroliers comprenant la réalisation d'un modèle déterministe numérique de type diffusif permettant la simulation en 2D ou 3D du remplissage des bassins sédimentaires par des sédiments

(57) Abrégé(suite)/Abstract(continued):

siliclastiques et carbonatés. A partir de données connues sur l'architecture d'un bassin et de données de mesures choisies parmi des diagrapies de puits et campagnes sismiques. On constitue un ensemble de données d'entrée portant sur l'espace disponible créé par subsidence et eustatisme, sur l'apport et la production de sédiments fluviaux ou marins, et sur des paramètres physiques de transport tels que des coefficients de diffusion des différentes lithologies. Cet ensemble de données est appliqué à un modèle numérique. Les résultats que l'on peut en déduire sur la géométrie et les lithologies des unités sédimentaires, sont confrontés avec les données de mesure et, de proche en proche, par inversion, on affine les données d'entrée. Le modèle ainsi construit permet de restituer par exemple le partitionnement volumétrique, la distorsion des unités génétiques ou les géométries sédimentaires observées.

ABRÉGÉ

L'invention a pour objet une méthode de recherche de gisements pétroliers comprenant la réalisation d'un modèle déterministe numérique de type diffusif permettant la simulation en 2D ou 3D du remplissage des bassins sédimentaires par des sédiments siliclastiques et carbonatés. A partir de données connues sur l'architecture d'un bassin et de données de mesures choisies parmi des diagraphies de puits et campagnes sismiques. On constitue un ensemble de données d'entrée portant sur l'espace disponible créé par subsidence et eustatisme, sur l'apport et la production de sédiments fluviatiles ou marins, et sur des paramètres physiques de transport tels que des coefficients de diffusion des différentes lithologies. Cet ensemble de données est appliqué à un modèle numérique. Les résultats que l'on peut en déduire sur la géométrie et les lithologies des unités sédimentaires, sont confrontés avec les données de mesure et, de proche en proche, par inversion, on affine les données d'entrée. Le modèle ainsi construit permet de restituer par exemple le partitionnement volumétrique, la distorsion des unités génétiques ou les géométries sédimentaires observées.

MÉTHODE POUR SIMULER LE REMPLISSAGE D'UN BASSIN **SÉDIMENTAIRE**

La présente invention a pour objet une méthode pour réaliser un modèle pour simuler le remplissage sédimentaire de bassins sur des échelles de temps et d'espace importants.

La méthode selon l'invention concerne plus particulièrement la réalisation d'un modèle stratigraphique numérique permettant la simulation en deux ou trois dimensions (2D ou 3D) du remplissage multilithologique d'un bassin, dans le but de simuler la réponse stratigraphique du système sédimentaire à des variations au cours du temps de l'eustatisme, de la subsidence, des apports sédimentaires et des paramètres physiques régissant le transport des sédiments dans le
10 bassin.

ART ANTÉRIEUR

Les progrès récents en géologie, qui ont donné naissance au cours de ces vingt dernières années à la stratigraphie sismique, puis à la stratigraphie génétique, ont profondément modifié la compréhension de l'histoire du remplissage sédimentaire des bassins sur de grandes échelles de temps et d'espace en montrant l'influence primordiale de trois paramètres principaux: l'eustatisme, la tectonique et le flux sédimentaire.

De nombreux modèles et notamment des modèles numériques déterministes, ont été élaborés afin de pouvoir appréhender les implications géométriques et lithologiques de ces nouvelles approches.

Ces modèles numériques simulent le transport et la sédimentation (ou l'érosion) des
20 sédiments dans le bassin en se basant sur une description plus ou moins complexe de la nature, à partir d'une estimation de l'eustatisme, de la subsidence et de l'apport sédimentaire. On rappelle que l'on désigne par eustatisme les variations de la surface des océans enregistrées simultanément sur l'ensemble de la surface terrestre, et par subsidence le déplacement absolu du fond d'un bassin sédimentaire par rapport à un niveau repère fixe au cours du temps. Ces modèles permettent ainsi de tester l'influence de différents concepts (relation entre le climat et l'eustatisme, etc.) sur l'agencement des unités sédimentaires. De plus, appliqués sur des cas réels, ils permettent de tester la cohérence des paramètres introduits dans le modèle tels que les variations eustatiques et tectoniques et de conforter l'interprétation géologique du bassin étudié.

On attend d'un modèle qu'il puisse définir les grandes tendances de variations de faciès (variation du rapport sable/argile, teneur en carbonate, etc.) au sein des unités génétiques. Pour ce faire, il est nécessaire de concevoir une modélisation multilithologique. Le modèle doit
30 pouvoir simuler le transport et la sédimentation de différentes lithologies siliciclastiques (sable, argile, etc.) et carbonatées (récif, boue pélagique carbonatée, bioclastes, etc.) afin que ces tendances de variations de faciès soient un résultat du modèle, indépendant d'a-priori géologique tel que plaine alluviale sableuse et domaine marin argileux. Dans ce modèle idéal, les sédiments siliciclastiques sont introduits dans le bassin par les fleuves et les courants marins. Les

carbonates sont produits en domaine marin en suivant une loi dépendant de la bathymétrie et de la turbidité de l'eau.

$$P = P_o A_{\text{turb.}} e^{-kz}$$

P productivité des carbonates

P_o productivité optimale

A_{turb.} facteur d'atténuation dépendant de la turbidité (turb.) de l'eau

e^{-kz} facteur d'atténuation dépendant de la bathymétrie (z).

5 Après avoir été introduits au niveau des frontières du bassin, ou produits dans le bassin, les sédiments sont transportés puis sédimentés.

Il existe trois grandes familles de modèle déterministe qui régissent le transport des sédiments :

- 10 - les modèles particuliers basés sur la résolution du mouvement des particules (calcul de l'écoulement de l'eau puis relation entre flux d'eau et flux de sédiments);
- les modèles diffusifs basés sur une équation de diffusion dans laquelle la définition du **coefficient de diffusion est plus ou moins raffinée (prise en compte de plusieurs lithologies, du flux d'eau, de l'environnement de dépôt, etc.)**; et
- 15 - les modèles géométriques basés sur une définition du profil géométrique des environnements de dépôt (longueur et pente de la plaine alluviale, etc.) ou sur une définition géométrique du taux de sédimentation (décroissance exponentielle en domaine marin, etc.).

Les modèles particuliers utilisent une description soignée des processus sédimentaires et sont donc aussi chaotiques que la nature. Ils permettent essentiellement d'obtenir des simulations à l'échelle du réservoir (longueur de l'ordre de 0.5 à 50 km et durée de l'ordre de 5 à 500 ka). Les
20 modèles diffusifs et géométriques fournissent tous deux des approximations plus ou moins grossières des processus naturels. Ils sont beaucoup plus stables que la réalité dont ils rendent compte; ils ne fournissent qu'une estimation lissée de la nature. Ces modèles sont applicables préférentiellement à l'échelle du bassin (longueur de l'ordre de 10 à 1000 km et durée de l'ordre de 0,1 à 10 Ma).

25 Les modèles géométriques, basés sur une approximation de la morphologie des bassins, sont essentiellement applicables sur des cas simples en 2D dans lesquels la subsidence, nature des sédiments et le climat ne perturbent pas trop la définition du profil d'équilibre.

Plus généraux, les modèles diffusifs, fondés sur une approximation de la physique des sédiments, sont applicables en 3D et peuvent traiter le transport et la sédimentation de multiples
30 lithologies.

Différents modèles diffusifs connus sont décrits par exemple par :

- Kenyon et Turcotte, 1985. Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. in *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 1457-1465.
- Begin, Z.B., 1988. Application of a diffusion - erosion model to alluvial channels which degrade due to base-level lowering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 487-500.
- Rivenaes, J.C., 1988, Application of a dual-lithology, depth dependent diffusion equation in stratigraphic simulation. *Basin Research*, 4, 133-146.

10 Un avantage des modèles diffusifs est de permettre un retour vers les concepts géologiques en quantifiant certaines relations telles que la durée variable des phases de progradation et de rétrogradation des unités génétiques, ou l'évolution de la sablosité en fonction soit de la bathymétrie, soit de la tendance progradante ou rétrogradante du littoral.

Les modèles antérieurs ont essentiellement pour but une expérimentation numérique de concepts théoriques le long de profils en 2D.

La présente invention concerne une méthode de recherche de gisements pétroliers par simulation du remplissage multilithologique d'un bassin sédimentaire, dans laquelle on construit un modèle déterministe de type diffusif comportant, à partir de données de terrain connues relatives à l'architecture du bassin et à des données de mesure choisies parmi des données de diagrapie
20 de puits et des données sismiques, la constitution d'un ensemble de données d'entrée portant sur un espace disponible par subsidence et eustatisme, sur l'apport de sédiments fluviaux ou marins et leur transport, et sur des paramètres physiques tels que des coefficients de diffusion des différentes lithologies, caractérisée en ce que:

a) la constitution dudit ensemble de données d'entrée comporte un processus itératif dans lequel on effectue:

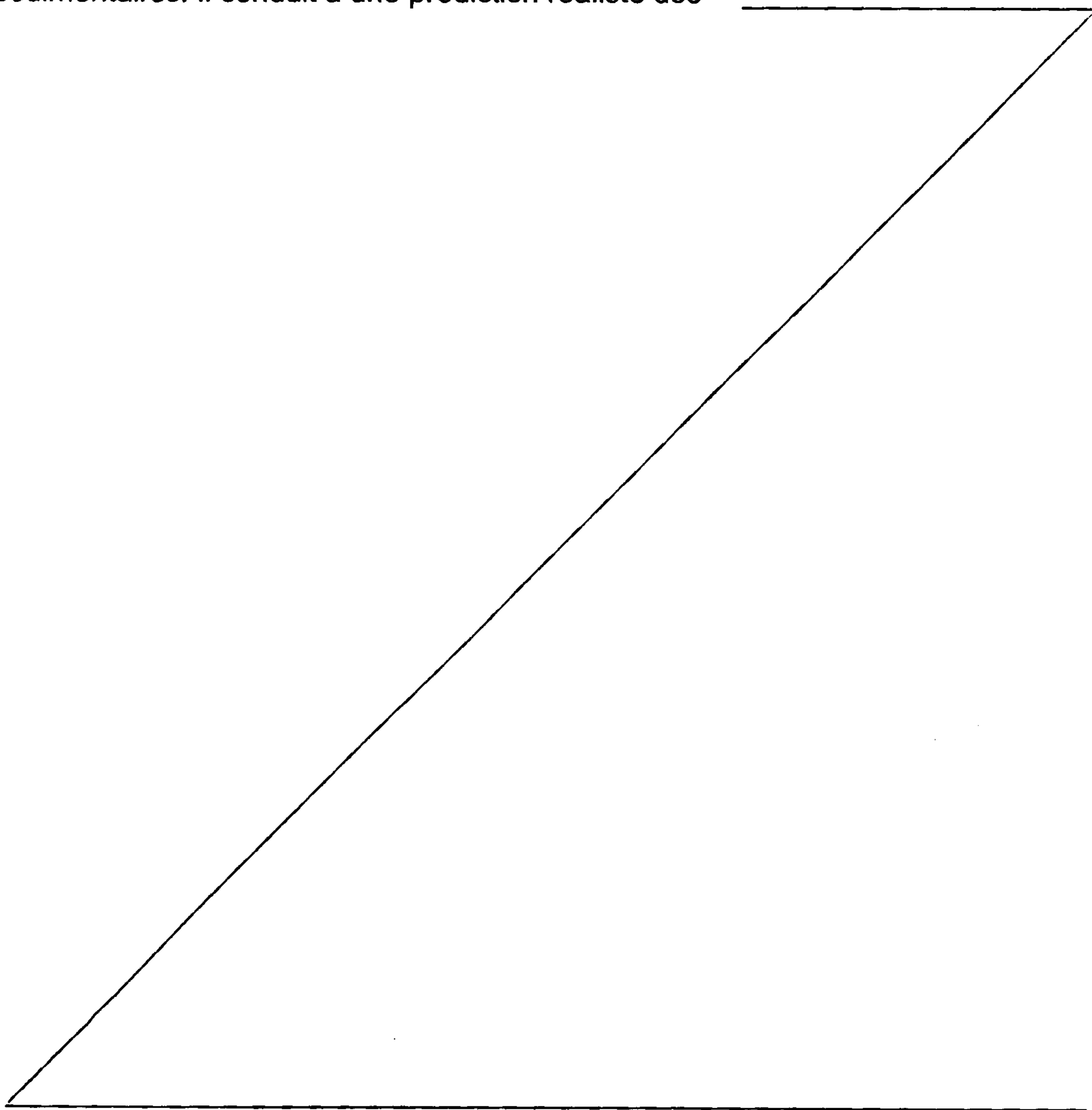
- le maillage du bassin en mailles de dimensions régulières;
- la résolution d'équations de transport diffusif à grande échelle suivant un schéma explicite en volumes finis avec des pas de temps constants, de
30 façon à simuler le flux de chaque lithologie déposée sur chaque maille; et

3a

- la comparaison des résultats de la simulation aux données de terrain et la modification de proche en proche des données d'entrée, par inversion; et
 - b) la simulation du remplissage multilithologique dudit bassin sédimentaire est accomplie à partir dudit modèle déterministe.

L'étape d'inversion peut être faite par exemple par une méthode d'essai et erreur.

Le modèle diffusif obtenu permet d'appréhender en 3D le remplissage multilithologique d'un bassin, et de tester ainsi la cohérence d'une base de données, voire d'aider à la prédiction de la position et de la géométrie des corps
10 sédimentaires. Il conduit à une prédiction réaliste des



épaisseurs des corps sédimentaires et des faciès. Ces paramètres calés aux données de puits, permettent ainsi d'affiner la connaissance globale du bassin en précisant la localisation et la qualité des corps susceptibles d'être des réservoirs d'hydrocarbures.

Comme le modèle selon l'invention nécessite, pour restituer les géométries sédimentaires, une parfaite reconstitution des paramètres physiques à grande échelle (quantification des flux, des coefficients de diffusion, etc.), il est nécessaire d'identifier quels sont les couplages de l'accommodation, des apports sédimentaires et des coefficients de diffusion, qui doivent être définis afin de restituer les géométries observées, et par conséquent le schéma de corrélation proposé des données de puits. La cohérence géologique, ou l'impossibilité, de ces différents couplages permet ainsi de confirmer, ou d'infirmer, un choix de schéma de corrélation parmi d'autres.

D'autres caractéristiques et avantages de la méthode selon l'invention, apparaîtront à la lecture de la description ci-après en se référant aux dessins annexés où :

- la Fig.1 illustre le processus de modélisation ; et
- la Fig.2 montre un schéma d'optimisation du modèle par essais et erreurs;

Le modèle déterministe est construit suivant plusieurs étapes successives. Dans une première étape, on définit l'espace disponible aux sédiments. Ensuite, on introduit les sédiments, et on simule la production sédimentaire dans le bassin. Puis on répartit ces sédiments en accord avec des lois de macro-transport qui seront définis dans la suite de la description en limitant l'érosion à la couche d'altération.

I) La création de l'espace disponible

L'espace disponible pour le remplissage sédimentaire du bassin, est la somme de l'eustatisme et de la subsidence. On a choisi de le définir point par point, soit à partir de courbes eustatiques et de cartes de subsidence, soit directement à partir de cartes d'accommodation, sans utiliser donc de modèles physiques reliant l'eustatisme au climat, ou la subsidence à des processus tectoniques, isostatiques ou thermiques.

Bien que ne modifiant pas l'espace disponible, la compaction influe sur le remplissage sédimentaire en modifiant l'épaisseur des couches sédimentaires. Pour rendre compte de la compaction mécanique, on a choisi de relier directement la porosité des sédiments à l'enfouissement maximal atteint par eux, par une relation de forme exponentielle qui permet d'obtenir une bonne approximation de la compaction telle que définie par

- Beaudoin *et al.*, 1987, Mesure directe de la compaction dans les sédiments. In: Berthon, J.L., Burollet, P.F., et Legrand, Ph. (eds). *Genèse et évolution des bassins sédimentaires*. Notes et Mémoires n° 21, Total - Compagnie Française des Pétroles.

Pour tenir compte du cas de sédiments multilithologiques, on a considéré que chaque lithologie a une porosité indépendante des autres, ce qui revient à assimiler les couches sédimentaires composées d'un mélange de plusieurs lithologies telles que le sable et l'argile à une superposition de multiples sous-couches composées de lithologies pures. La porosité liée à chaque lithologie est ainsi traitée individuellement en fonction de l'enfouissement maximal atteint par la couche sédimentaire.

$$\text{pour chaque lithologie } i \Rightarrow \Phi_i = \Phi_{r,i} + (\Phi_{o,i} - \Phi_{r,i}) e^{-z/z_i}$$

avec

Φ_i	porosité de la lithologie i (en %)
$\Phi_{r,i}$	porosité résiduelle de la lithologie i (en %)
$\Phi_{o,i}$	porosité de dépôt de la lithologie i (en %)
z	enfouissement maximale atteint par la couche sédimentaire étudiée (en m)
z_i	enfouissement de référence de la lithologie i (en m)

Cette définition d'une porosité liée aux lithologies permet en particulier de simuler le transport individuel de chaque lithologie et d'en déduire les conséquences sur la porosité des couches sédimentaires.

II) L'introduction et la production de sédiments

L'espace disponible ayant été créé, la deuxième étape de formation du modèle recherché consiste à introduire des sédiments dans le bassin, ou à les produire à l'intérieur du domaine marin.

1) L'introduction de sédiments dans le domaine d'étude

Les flux de sédiments aux frontières du domaine étudié représentent géologiquement l'apport sédimentaire responsable du remplissage du bassin. Ils peuvent être perçus physiquement en termes de conditions limites du flux de sédiments.

On fixe ces conditions limites soit en imposant la valeur exacte du flux en un secteur de la frontière, soit encore en imposant au flux de sédiments d'avoir une évolution continue. Le premier cas représente une zone d'apport imposée par des conditions externes au bassin tels que le débouché d'un fleuve drainant un bassin-versant extérieur au bassin. Le deuxième cas représente une zone libre le long de laquelle le flux de sédiments est régi par des paramètres physiques internes au bassin tels que les caractéristiques des vagues. Lors de la simulation d'un bassin, il est possible de combiner ces deux types de conditions limites, en distinguant par exemple une zone continentale où le flux est imposé par les apports fluviaux externes et une zone marine où le flux est défini par les lois de transport interne.

b) La production sédimentaire à l'intérieur du domaine d'étude

Les sédiments peuvent également être produits à l'intérieur du bassin, et plus particulièrement dans le cas de sédiments carbonatés. Pour cette phase de la construction du

modèle selon l'invention, on a choisi de simuler cette production à l'aide d'une formule empirique reliant le taux de production en chaque point du bassin à la bathymétrie et aux flux de sédiments telle que définie par exemple par

- Lawrence *et al.*, 1990, Stratigraphic simulation of sedimentary basins: concepts and calibration in *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74, 3, 273-295.

$$\text{pour chaque lithologie } i \Rightarrow P_i = P_{o,i} B_i \prod_{j \neq i} F_{j,i}$$

$$\text{avec } \begin{cases} P_i & \text{taux de production de la lithologie } i \text{ (en m/s)} \\ P_{o,i} & \text{taux de production maximal de la lithologie } i \text{ (en m/s)} \end{cases}$$

$$\begin{cases} \text{influence de la bathymétrie} & B_i = \begin{cases} 0 & \text{si } b \leq 0 \\ \frac{b}{b_i} & \text{si } 0 < b \leq b_i \\ e^{-\beta_i(b-b_i)} & \text{si } b > b_i \end{cases} & \begin{cases} B_i & \text{influence de la bathymétrie (adimensionnelle)} \\ b & \text{bathymétrie (en m)} \\ b_i & \text{seuil bathymétrique (en m)} \\ \beta_i & \text{coefficient d'atténuation (en m}^{-1}\text{)} \end{cases} \\ \text{influence de la lithologie } j & F_{j,i} = \begin{cases} 1 & \text{si } Q_j \leq S_{ji} \\ e^{-\gamma_{ji}(Q_j-S_{ji})} & \text{si } Q_j > S_{ji} \end{cases} & \begin{cases} F_{j,i} & \text{sensibilité de la lithologie } i \text{ au flux de la lithologie } j \\ Q_j & \text{flux de la lithologie } j \text{ (en m}^2\text{/s)} \\ S_{ji} & \text{seuil de début d'inhibition (en m}^2\text{/s)} \\ \gamma_{ji} & \text{coefficient de sensibilité (en m}^{-2}\text{.s)} \end{cases} \end{cases}$$

Afin de prendre en compte l'érosion des récifs lorsque ceux-ci sont émergés, le processus d'altération mécanique de ces récifs a été simulé en considérant que tout sédiment récifal situé dans la couche d'altération en domaine continental est transformé en sédiment "bioclastique". Les lithologies récifales et bioclastiques sont transportées dans le bassin à l'instar des sédiments siliciclastiques.

III) Le transport des sédiments

Après avoir défini l'espace libre et la quantité de sédiments devant remplir le bassin, le modèle répartit les sédiments à travers l'ensemble du bassin en accord avec des lois de transport à grande échelle établies par développement de lois connues de transport, permettant d'estimer le flux de chaque lithologie s'écoulant dans le bassin en tous ses points.

$$\begin{cases} \text{équation de diffusion} & Q = -K \frac{\partial h}{\partial x} \\ \text{conservation de la masse} & \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial x} \end{cases}$$

$$\text{avec } \begin{cases} Q & \text{flux de sédiment (en m}^2\text{/an)} \\ K & \text{coefficient de diffusion (en m}^2\text{/an)} \\ h & \text{altitude du point étudié (en m)} \end{cases}$$

En couplant ces lois aux principes de conservation de la masse, on définit le taux de sédimentation ou d'érosion. Ce transport sédimentaire est cependant limité à la couche d'altération, et la vitesse d'érosion en un point donné ne peut excéder la vitesse d'altération locale.

Établissement d'une loi de transport à grande échelle en 3D

La loi de transport continental à petite échelle mise en évidence ci-dessus représente des écoulements d'eau et de sédiments sur des échelles de temps de l'ordre de quelques heures à quelques mois, et d'espace de l'ordre de quelques kilomètres carrés. Afin de pouvoir appliquer ces lois sur des échelles de temps et d'espace plus importantes, il a été nécessaire de les transformer en des lois de transport à grande échelle.

Pour passer du domaine continental à petite échelle et en deux dimensions à l'ensemble du bassin à grande échelle et en trois dimensions, il faut

- prendre en compte la diversité des écoulements en domaine continental, depuis les régimes d'étiage où l'eau est canalisée dans les chenaux jusqu'aux régimes de crues où l'eau se répand sur l'ensemble des plaines d'inondation;
- extrapoler au domaine marin une loi de transport validée en domaine continental, et définir comment simuler l'action des vagues;
- décrire le transport différentiel bien que simultané de plusieurs lithologies; et
- prendre en compte la disponibilité limitée en sédiments.

L'écriture en 3D de la loi de transport fluvial

Afin d'exprimer cette loi de transport en trois dimensions et prendre en compte les différents régimes d'écoulement de l'eau, depuis les crues jusqu'aux étiages, on a considéré que le flux de sédiments est en tout point d'un continent proportionnel à un coefficient de diffusion intrinsèque, au flux d'eau et à la pente du bassin.

Le flux d'eau, constant lors de l'étude du transport à petite échelle des sédiments en deux dimensions, intègre désormais la variabilité au cours du temps des différents régimes d'écoulement de l'eau. On a défini trois modes d'écoulement de base.

a) L'écoulement droit correspondant au cas où l'eau arrivant en un point donné du bassin, est entièrement redistribuée en direction de la plus grande pente, et aussi que le pas de temps séparant deux instants de simulation est petit devant la période de modification du cours d'eau. Cette période est égale à la période de méandrisation si on étudie un bassin avec des mailles extrêmement fines, dont la taille est de l'ordre de la centaine de mètres, et est égale à la période d'avulsion pour des mailles de l'ordre du kilomètre. Un tel écoulement de l'eau induit un écoulement des sédiments dans une direction unique à chaque instant.

b) L'écoulement dit "sauvage" correspondant plus particulièrement au cas du transport à grande échelle des sédiments, où le pas de temps de simulation utilisé est de l'ordre du millénaire. Il est ainsi plus grand que la période de changement des cours d'eau. Pour un tel type d'écoulement, il n'est donc plus possible de supposer qu'un cours d'eau individuel a

conservé une direction unique durant le pas de temps, et il devient nécessaire de prendre en compte les différents cours que l'eau a pu suivre. De plus, à l'inverse des lois de transport à petite échelle qui sont focalisées sur un seul régime d'écoulement, tel que le régime de crue ou le régime d'étiage, la loi de transport à grande échelle doit prendre en compte chacun de ces régimes afin de restituer convenablement à la fois les processus de crue, tels que le dépôt des argiles sur les plaines d'inondation, et les processus d'étiage, tels que l'incision fluviale et le transport rapide des sédiments vers le domaine deltaïque.

Dans ce type d'écoulement sauvage, on suppose que toutes les directions de l'espace, dont la pente est positive, ont pu être empruntées par l'eau. Cependant, le choix de ces directions se fait à chaque instant en prenant le chemin de plus grande pente. Ainsi, il faut considérer que la probabilité de choisir une direction plutôt qu'une autre est égale au rapport de la pente de cette direction à la somme de l'ensemble des pentes. Plus une direction a une pente importante par rapport aux autres directions, et plus l'eau a de chances de s'écouler dans cette direction. Cet écoulement sauvage est la moyenne de l'ensemble des écoulements droits survenus au cours du pas de temps de simulation.

c) L'écoulement uniforme correspondant plus particulièrement au cas où l'on généralise le raisonnement précédent en se plaçant à une méga-échelle en temps, de l'ordre de la centaine de milliers d'années. On peut alors supposer que le relief a atteint un stade d'équilibre. L'écoulement de l'eau devient alors uniforme, et il n'y a pas de secteurs privilégiés tels qu'une vallée incisée ou une ceinture de méandrisation. Un tel écoulement de l'eau induit une diffusion uniforme des sédiments.

Ces trois types d'écoulements, dont toutes les combinaisons sont possibles, représentent ainsi trois observations du système de drainage d'un bassin sur des durées différentes. Ces écoulements correspondent au passage à la moyenne des écoulements droits, donnant naissance à l'écoulement sauvage, et des écoulements sauvages, donnant naissance à l'écoulement uniforme.

Pour tenir compte du fait que dans les modes d'écoulement sauvage et uniforme, le flux d'eau n'a plus une direction unique mais une infinité de directions probables, on a choisi de remplacer le terme flux d'eau, ayant une signification directionnelle, par efficacité de l'eau. Cette efficacité de l'eau a ensuite été normée, en divisant le flux d'eau par un flux de référence.

30 L'extrapolation au domaine marin

On a choisi aussi une loi de transport applicable en domaine marin. Dans ce but, on a regroupé les différents transports de sédiments en fonction de l'origine de leur énergie motrice, en distinguant les écoulements "gravitaires" tirant leurs énergies cinétiques d'une transformation de l'énergie potentielle de l'écoulement de l'eau, et les écoulements induits par le mouvement des vagues sous l'action des vents.

On a vérifié que les écoulements gravitaires des sédiments pouvaient être simulés par une équation de diffusion de même type que celle définie par Kenyon et Turcotte, 1985, déjà cité.

De la même façon, on a considéré trois types d'écoulement, le premier étant l'écoulement droit, où l'eau est chenalisé à chaque instant, l'écoulement sauvage où l'on considère l'écoulement moyen de l'eau, en prenant en compte dans le calcul, la répartition de l'eau, et l'écoulement uniforme qui induit une diffusion uniforme des sédiments, conduisant à une régression du littoral dans les secteurs non-alimentés et une stagnation du littoral dans le secteur situé à proximité de l'embouchure deltaïque.

Le choix du type d'écoulement dépend de la valeur du pas de temps séparant deux instants de simulation et de l'hydrodynamisme fluvial du bassin. Si le pas de temps est faible ou l'hydrodynamisme élevé, il est nécessaire de simuler un écoulement droit. Dans le cas contraire, un écoulement sauvage, voire uniforme, permet de représenter l'enveloppe des corps sédimentaires.

Pour l'établissement du modèle selon l'invention, on a considéré que l'extrapolation empirique de l'équation de diffusion à l'ensemble du bassin est valide dans le cas des écoulements "gravitaires".

Le transport des sédiments induit par les vagues

A l'instar des écoulements fluviaux, il est possible de combiner des lois de la mécanique des fluides afin d'obtenir une loi à petite échelle de temps (quelques jours à quelques mois) décrivant le transport des sédiments induit par les vagues. En revanche, l'extrapolation d'une telle loi sur de grandes échelles de temps n'est pas possible. Il est extrêmement difficile de reconstituer la morphologie exacte des océans à chaque étape du remplissage sédimentaire et de définir ainsi un modèle géologique complet. On a donc utilisé des lois empiriques décrivant l'évolution des littoraux sur une grande échelle de temps, reliant le flux de sédiments induit par les vagues, à des paramètres locaux tels que la pente du bassin et les caractéristiques locales des vagues.

Le transport marin orthogonal au littoral induit par les vagues

Dans le modèle, le transport des sédiments vers le littoral est simulé par une équation de diffusion. et il est incorporé au transport fluvial décrit précédemment à l'aide d'un coefficient de diffusion négatif, représentant le frein généré par les vagues à l'encontre du transport fluvial. Pour des problèmes de stabilité physique et numérique du système sédimentaire, on a considéré que les vagues ralentissent le mouvement des sédiments vers le large, mais ne peuvent pas générer un flux résiduel de sédiments vers le littoral à l'échelle du millénaire, et donc que ce frein ne peut jamais inverser la direction du transport des sédiments. Afin de tenir compte de la

diminution de l'activité des vagues en direction du large, on a supposé que le coefficient décroît exponentiellement avec la bathymétrie.

Dérive littorale induite par les vagues

Pour quantifier la dérive littorale, on a choisi d'utiliser une relation empirique reliant le flux de sédiments s'écoulant en un point donné à l'énergie totale de la houle et à un facteur d'atténuation lié à la bathymétrie, de façon à n'utiliser que des paramètres locaux.

Transport simultané de plusieurs lithologies

Les lois de transport à grandes échelles évoquées ci-dessus ont été établies dans le cas d'un sol constitué d'une seule lithologie. Pour tenir compte du cas où des lithologies multiples sont simultanément transportées, on utilise les relations suivantes où apparaissent des coefficients de diffusion relatifs :

$$\text{pour chaque lithologie } i \Rightarrow \bar{Q}_i = v_i K_i E_{\text{eau}} \bar{\nabla} h$$

$$\text{avec } \begin{cases} \bar{Q}_i & \text{flux de la lithologie } i \text{ (en } m^2/s) \\ v_i & \text{teneur en lithologie } i \text{ (adimensionnelle)} \\ K_i & \text{coefficient de diffusion relatif de la lithologie } i \text{ (en } m^2/s) \\ E_{\text{eau}} & \text{efficacité de l'eau (adimensionnelle)} \\ h & \text{altitude de la surface du sol (en } m) \end{cases}$$

$$\text{et } K_i = K_{\text{fluv},i} - K_{\text{vagues},i}$$

Ces équations de transport à grande échelle sont couplées avec le principe de conservation de la masse, appliqué à chaque lithologie, afin de définir en chaque point du bassin le taux d'érosion ou de sédimentation, et la teneur en chacune des lithologie.

La disponibilité en sédiments et la couche d'altération

Pour tenir compte de l'inégale diffusivité des sédiments de chaque lithologie, on a considéré, comme déjà décrit par Rivenaes, J.C., 1988, déjà cité, qu'il existe une couche d'épaisseur constante (décimétrique par exemple), dite couche d'altération superficielle, dans laquelle s'effectue le transport des sédiments. Les flux de sédiments sont désormais proportionnels aux teneurs lithologiques de la couche d'altération.

Pour l'établissement du modèle selon l'invention, on a choisi d'estimer la vitesse d'altération, ou vitesse de création de cette couche d'altération superficielle, en chaque point du bassin à l'aide d'une relation empirique.

Compte-tenu de ce qui précède, on a choisi pour l'établissement du modèle selon l'invention, les deux lois empiriques suivantes de transport à grande échelle, la première relative au transport diffusif, la deuxième, au transport littoral :

pour chaque lithologie i

diffusion $\Rightarrow \boxed{\bar{Q}_i = v_i K_{D,i} E_{eau} \bar{\nabla} h}$

avec

- $\bar{Q}_i$ flux diffusif de la lithologie i (en m^2 / s)
- v_i teneur en lithologie i (adimensionnelle)
- $K_{D,i}$ coefficient de diffusion relatif de la lithologie i (en m^2 / s)
- E_{eau} efficacité de l'eau (adimensionnelle)
- h altitude de la surface du sol (en m)

et $K_i = K_{flux,i} - K_{vagues,i}$

5

2)

pour chaque lithologie i

dérive littorale $\Rightarrow \boxed{Q_s = K_{L,i} E C_g f(b) \sin \alpha \cos \alpha \bar{\tau}}$

avec $f(b) = \begin{cases} b/b_B & \text{si } b \leq b_B \\ e^{-a(b-b_B)} & \text{si } b > b_B \end{cases}$

- Q_s flux de la lithologie i induit par la dérive littorale (en m^2 / s)
- $K_{L,i}$ efficacité du transport de la lithologie i par les vagues
- E densité d'énergie des vagues $\left(\frac{1}{8} \rho_e g H^2 \right)$
- C_g vitesse de propagation de l'énergie des vagues
- $f(b)$ fonction de répartition du flux en fonction de la bathymétrie
- α angle d'approche des vagues

Résolution numérique

La réalisation du modèle selon l'invention comporte la résolution numérique des équations de transport basée sur une discrétisation spatiale du bassin étudié, et une discrétisation temporelle de la formation.

Le bassin étudié est décomposé en mailles carrées de taille constante, tandis que le remplissage de ce maillage est simulé au niveau d'une succession de temps de calcul, séparés par un pas de temps constant. La largeur des mailles est par exemple de l'ordre de 1 à 10 kilomètres en fonction du bassin simulé, tandis que le pas de temps est de l'ordre de 50 000 ans.

Les équations de transport sont ensuite résolues à l'aide d'un schéma numérique explicite où les paramètres physiques tels que le flux ou l'altitude au temps $(n+1)$ sont exprimés en fonction de paramètres mesurées au temps (n) et dont les valeurs sont ainsi connues.

Dans le cas monolithologique en deux dimensions, cette résolution s'écrit ainsi de la manière suivante :

$$\begin{aligned}
 (1) \quad Q &= -K \frac{\partial h}{\partial x} \Rightarrow \text{en chaque maille } i \quad Q_i^{(n+1)} = -K_i^{(n)} \frac{h_{i+1}^{(n)} - h_i^{(n)}}{dx} \\
 (2) \quad \frac{\partial h}{\partial t} &= -\frac{\partial Q}{\partial x} \Rightarrow \text{en chaque maille } i \quad \frac{h_i^{(n+1)} - h_i^{(n)}}{dt} = -\frac{Q_i^{(n+1)} - Q_{i-1}^{(n+1)}}{dx} \\
 \text{soit } h_i^{(n+1)} &= h_i^{(n)} + \frac{dt}{dx^2} \left(K_i^{(n)} \frac{h_{i+1}^{(n)} - h_i^{(n)}}{dx} - K_i^{(n)} \frac{h_i^{(n)} - h_{i-1}^{(n)}}{dx} \right)
 \end{aligned}$$

avec

$h_i^{(n)}$	altitude de la maille i et au temps n (en m)
$K_i^{(n)}$	coefficient de diffusion au niveau de la maille i (en m^2/s)
$Q_i^{(n)}$	flux de sédiments entre les mailles i et $i+1$ (en m^2/s)
dt	pas de temps (en s)
dx	largeur des mailles (en m)

Cette écriture assez simple devient cependant plus complexe lors du passage en multilithologie et en 3D, et lors de la prise en compte de la restriction du transport des sédiments à la couche altérée. Dans un tel cas, on écrit que :

$$5 \quad \frac{\partial h}{\partial t} = -V_i \max, \text{ soit}$$

$$h_i^{(n+1)} = h_i^{(n)} - V_i \cdot dt$$

La résolution explicite par volumes finis est la méthode de calcul la plus rapide à mettre en oeuvre. Elle fournit de plus des résultats très précis si on reste dans le domaine de stabilité de l'algorithme, ce qui nécessite des pas de temps de calcul internes très petits, de l'ordre du siècle au millénaire.

L'application du modèle aux données d'entrée formées à partir des données de champ, permet de simuler le transport des sédiments sur tout le bassin étudié.

La validité de la simulation est ensuite testée en confrontant les résultats fournis par le modèle aux données collectées sur le terrain et principalement aux épaisseurs de sédiments et aux facies observés sur les diagraphies de puits.

En cas de désaccord, on cherche par inversion le jeu de paramètres d'entrée du modèle: espace disponible et quantité de sédiments transportés, tel que l'écart entre les résultats obtenus par ces paramètres et les contraintes imposées soit minimale, tel que schématisé ci-après

modèle direct $\Rightarrow S = M(p)$

fonction écart $\Rightarrow E(p) = \|S - C\|$

avec $\begin{cases} p & \text{ensemble des paramètres d'entrée du modèle} \\ M & \text{ensemble des équations régissant le modèle} \\ S & \text{ensemble des résultats en sortie du modèle} \\ C & \text{ensemble des contraintes géologiques} \\ E & \text{fonction d'écart entre les résultats et les contraintes} \\ \|x\| & \text{mesure de l'écart entre les résultats et les contraintes} \end{cases}$

inversion $\Rightarrow$ trouver $\tilde{p}$ tel que

$\tilde{E} = E(\tilde{p})$ soit le minimum absolu de la fonction E

$$\forall p, E(p) \geq \tilde{E}$$

Dans le cadre de la présente méthode, l'inversion a ainsi pour but de quantifier en particulier les valeurs de l'accommodation, des apports sédimentaires et des coefficients de diffusion afin d'obtenir une simulation dont les géométries des corps sédimentaires, les épaisseurs et les faciès mesurés au droit des puits de calage soient le plus près possible des contraintes géologiques.

On utilise une méthode de type essais-erreurs. On définit un jeu de paramètres initial. On calcule la solution du modèle liée à ces paramètres, et on modifie la valeur des paramètres en fonction de l'écart entre la solution et les contraintes géologiques. On continue ce procédé jusqu'au moment où l'écart devient suffisamment faible.

L'optimum de concordance étant atteint, la simulation conduit à des données quantitatives sur la géométrie du bassin et sur les lithologies des unités sédimentaires. Elle permet aussi de vérifier la cohérence du schéma de corrélation des puits.

Validation géologique du modèle obtenu :

La validité du modèle ainsi constitué a été testée sur des cas théoriques simples à deux ou trois dimensions. On a supposé constants par exemple la vitesse de subsidence, le taux d'apport sédimentaire et la diffusivité des sédiments. En définissant l'eustatisme suivant un ou deux ordres de cyclicités, on a ainsi pu montrer à l'aide de ces cas simples mais réalistes que le modèle diffusif permet de restituer les implications des concepts de la stratigraphie génétique, telles que le partitionnement volumétrique des sédiments au sein d'une unité génétique et la distorsion des unités génétiques. La cohérence géologique des résultats de ces simulations permet de valider empiriquement l'utilisation de l'équation de diffusion multilithologique sur de grandes échelles de temps et d'espace.

Le modèle a été testé aussi sur des cas réels. La taille des objets sédimentaires simulés est typiquement à l'échelle d'un réservoir: Groupe de Mesa Verde du bassin de San Juan (Colorado, USA), par exemple, et à l'échelle d'un bassin: le Crétacé inférieur dans le Bassin de Paris., et a permis le développement de la méthode d'inversion utilisée par laquelle on définit les paramètres

du modèle (espace disponible, apports sédimentaires et coefficients de diffusion) à partir des contraintes géologiques (épaisseurs et faciès des couches sédimentaires) à l'aide de la méthode d'essai-erreur.

5 Cette inversion, couplée avec le principe d'adimensionnement de l'équation de diffusion, permet d'obtenir des simulations dont les résultats sont calés sur les contraintes géologiques. On a vérifié que le modèle diffusif utilisé permet d'obtenir des simulations très précises, avec un écart moyen des épaisseurs cumulées des sédiments de l'ordre de 5 mètres à 25 kilomètres des puits de contraintes (pour une formation ayant une épaisseur moyenne de l'ordre de 100 mètres), et un écart entre la position des rivages simulés et observés inférieur à 10 kilomètres (la taille des
10 mailles de calcul étant de 10 kilomètres).

Du fait de cette restitution géométrique et faciologique, et de l'accès à la physique à grandes échelles des processus sédimentaires, le modèle diffusif selon l'invention permet de nouveau un retour sur les bases de données géologiques en affinant par exemple la valeur des bathymétries et des flux de sédiments, en restituant l'évolution de l'accommodation au cours du
15 temps, et en confirmant ou en infirmant le choix d'un schéma de corrélation.

REVENDEICATIONS

1) Méthode de recherche de gisements pétroliers par simulation du remplissage multilithologique d'un bassin sédimentaire, dans laquelle on construit un modèle déterministe de type diffusif comportant, à partir de données de terrain connues relatives à l'architecture du bassin et à des données de mesure choisies parmi des données de diagrapie de puits et des données sismiques, la constitution d'un ensemble de données d'entrée portant sur un espace disponible par subsidence et eustatisme, sur l'apport de sédiments fluviaux ou marins et leur transport, et sur des paramètres physiques, caractérisée en ce que

a) la constitution dudit ensemble de données d'entrée comporte un processus itératif dans lequel on effectue:

- le maillage du bassin en mailles de dimensions régulières;
- la résolution d'équations de transport diffusif à grande échelle suivant un schéma explicite en volumes finis avec des pas de temps constants, de façon à simuler le flux de chaque lithologie déposée sur chaque maille; et
- la comparaison des résultats de la simulation aux données de terrain et la modification de proche en proche des données d'entrée, par inversion; et

b) la simulation du remplissage multilithologique dudit bassin sédimentaire est accomplie à partir dudit modèle déterministe.

2) Méthode selon la revendication 1, caractérisée en ce que les paramètres physiques sont des coefficients de diffusion des différentes lithologies.

3) Méthode selon la revendication 1 ou 2, caractérisée en ce que l'étape d'inversion est effectuée par essais et erreurs.

4) Méthode selon l'une quelconque des revendications 1 à 3, caractérisée en ce que l'on modélise le transport diffusif à grande échelle de chaque lithologie par la relation:

diffusion $\Rightarrow$ $\boxed{\bar{Q}_i = v_i K_{D,i} E_{eau} \bar{\nabla} h}$

avec

$\bar{Q}_i$	flux diffusif de la lithologie i (en m^2 / s)
v_i	teneur en lithologie i (adimensionnelle)
$K_{D,i}$	coefficient de diffusion relatif de la lithologie i (en m^2 / s)
E_{eau}	efficacité de l'eau (adimensionnelle)
h	altitude de la surface du sol (en m)

et $K_i = K_{pne,j} - K_{vagues,i}$

- 10 5) Méthode selon l'une quelconque des revendications 1 à 4, caractérisée en ce que l'on modélise le transport littoral à grande échelle de chaque lithologie par la relation:

dérive littorale $\Rightarrow$ $\boxed{Q_s = K_{L,i} E C_s f(b) \sin \alpha \cos \alpha \bar{\tau}}$

avec $f(b) = \begin{cases} b/h_n & \text{si } b \leq h_n \\ e^{-a(b-h_n)} & \text{si } b > h_n \end{cases}$

20

Q_s	flux de la lithologie i induit par la dérive littorale (en m^2 / s)
$K_{L,i}$	efficacité du transport de la lithologie i par les vagues
E	densité d'énergie des vagues $\left(\frac{1}{8} \rho_e g H^2 \right)$
C_s	vitesse de propagation de l'énergie des vagues
$f(b)$	fonction de répartition du flux en fonction de la bathymétrie
α	angle d'approche des vagues

- 30 6) Méthode selon l'une quelconque des revendications 1 à 5, caractérisée en ce que l'on définit les couches sédimentaires multilithologiques comme constituées d'une superposition de lithologies avec des porosités considérées comme indépendantes les unes des autres.

7) Méthode selon l'une quelconque des revendications 1 à 6, caractérisée en ce que l'on modélise l'introduction et la production de sédiments en utilisant une relation telle que:

$$\text{pour chaque lithologie } i \Rightarrow \boxed{P_i = P_{o,i} B_i \prod_{j=1} F_{j,i}}$$

$$\text{avec } \begin{cases} P & \text{taux de production de la lithologie } i \text{ (en m/s)} \\ P_{o,i} & \text{taux de production maximal de la lithologie } i \text{ (en m/s)} \end{cases}$$

$$10 \left\{ \begin{array}{ll} \text{influence de la bathymétrie} & B_i = \begin{cases} 0 & \text{si } b \leq 0 \\ \frac{b}{b_i} & \text{si } 0 < b \leq b_i \\ e^{-\beta_i(b-b_i)} & \text{si } b > b_i \end{cases} \\ \text{influence de la lithologie } j & F_{j,i} = \begin{cases} 1 & \text{si } Q_j \leq S_{ji} \\ e^{-\gamma_{ji}(Q_j-S_{ji})} & \text{si } Q_j > S_{ji} \end{cases} \end{array} \right. \begin{cases} B_i & \text{influence de la bathymétrie (adimensionnelle)} \\ b & \text{bathymétrie (en m)} \\ b_i & \text{seuil bathymétrique (en m)} \\ \beta_i & \text{coefficient d'atténuation (en m}^{-1}\text{)} \\ F_{j,i} & \text{sensibilité de la lithologie } i \text{ au flux de la lithologie } j \\ Q_j & \text{flux de la lithologie } j \text{ (en m}^2\text{/s)} \\ S_{ji} & \text{seuil de début d'inhibition (en m}^2\text{/s)} \\ \gamma_{ji} & \text{coefficient de sensibilité (en m}^{-2}\text{.s)} \end{cases}$$

1/2

FIG.1

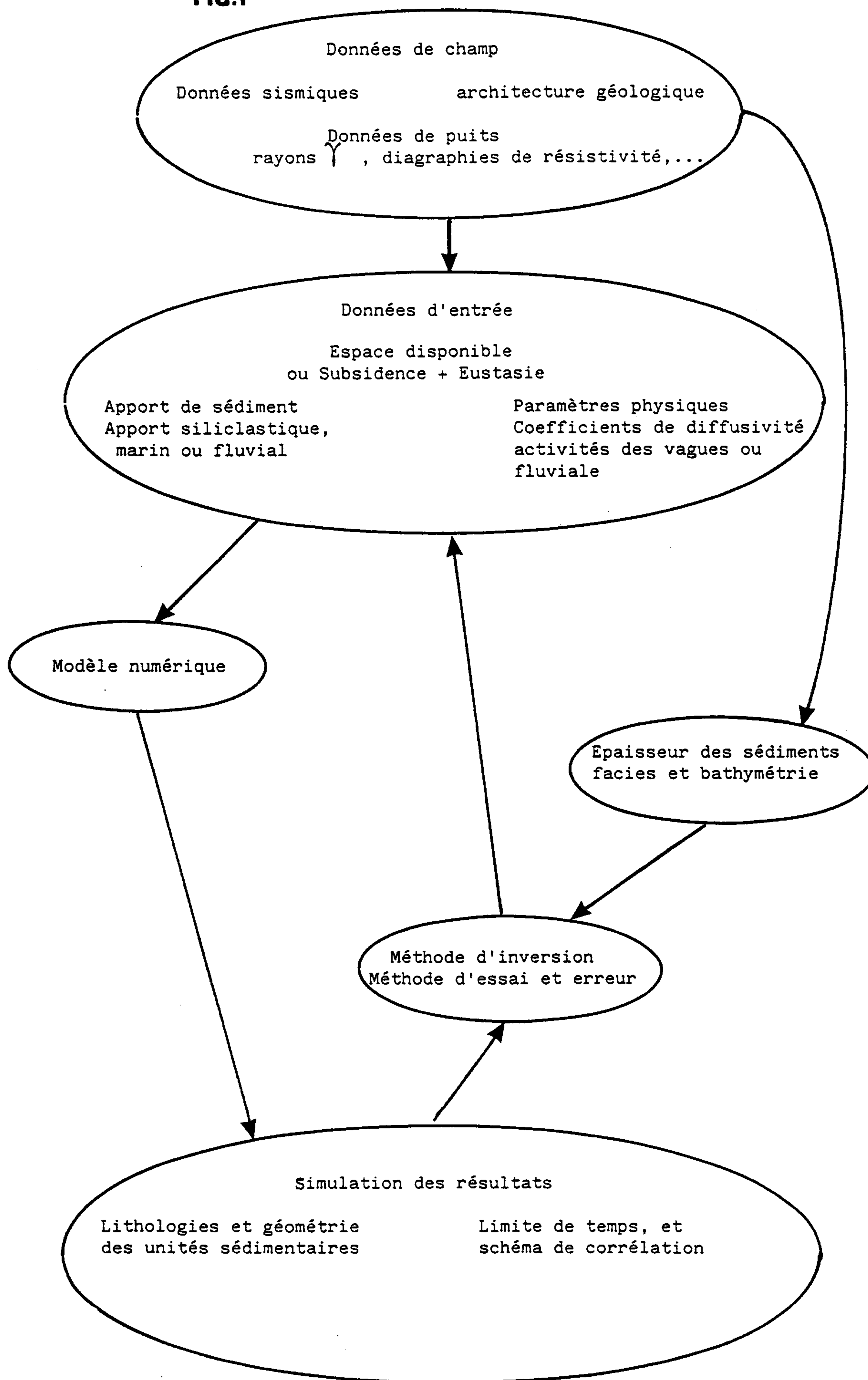


FIG.2

