



HAL
open science

Architectures et facteurs de contrôle des systèmes fluviaux et turbiditiques. De la caractérisation à la modélisation

Rémy Deschamps

► **To cite this version:**

Rémy Deschamps. Architectures et facteurs de contrôle des systèmes fluviaux et turbiditiques. De la caractérisation à la modélisation. Sciences de la Terre. Sorbonne Université, 2018. Français. NNT : 2018SORUS611 . tel-03208292

HAL Id: tel-03208292

<https://theses.hal.science/tel-03208292v1>

Submitted on 26 Apr 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Sorbonne Université

Ecole doctorale Géosciences, ressources naturelles et environnement

Architectures et facteurs de contrôle des systèmes fluviaux et turbiditiques. De la caractérisation à la modélisation

Par Rémy DESCHAMPS

Thèse de doctorat de Géosciences

Dirigée par Christian GORINI

Présentée et soutenue publiquement le 02/07/2018

Devant un jury composé de :

M. Philippe Razin (ENSEGID)	Rapporteur
M. Michel Lopez (Université de Montpellier)	Rapporteur
M. Gilberto Albertao (Petrobras)	Examineur
M. Christian Blanpied (Sorbonne Universités)	Examineur
Mme. France Uebersfeld (Sorbonne Universités)	Formation continue
Mme. Roselyne Friedenberg (Sorbonne Universités)	Formation continue
M. Christian Gorini (Sorbonne Universités)	Accompagnateur scientifique
M. Loïc Labrousse (Sorbonne Universités)	Président du jury

*« There are still discoveries to be made,
but it won't be the computer that will tell
us what it all means; for that, we always
have to come back to the rock »*

Arnold H. Bouma (1932-2011)

Remerciements

Mes remerciements vont tout d'abord aux membres du jury, qui ont accepté d'évaluer ce travail, et ont donné leurs critiques, avis et recommandations d'expert. Merci donc à Philippe Razin, Michel Lopez, Christian Blanpied, Gilberto Albertao, Roselyne Friedenber, France Uebersfeld, et Christian Gorini, qui m'a également accompagné tout au long de cette aventure.

J'exprime ici ma sincère et profonde gratitude à Brigitte Doligez et Philippe Joseph, mentors et compagnons de route, qui m'ont soutenu, aidé, conseillé, et relus, sans sourciller. Ce manuscrit et aussi un peu le leur ! Merci à tous les deux !

Ce manuscrit correspond à une étape importante de mon parcours professionnel, qui a commencé il y a 20 ans, au sein d'une équipe de géologues et de dessinateurs passionnés qui m'ont transmis cette passion, à travers de nombreuses missions de terrain un peu partout sur cette terre qui cache encore beaucoup de secrets, dans des endroits improbables, à travers des projets passionnants, qui m'ont formé et donner l'envie d'aller plus loin. Je pense à Guy Desaubliaux, Rémi Eschard, Olivier Lerat, Fabrice Gaumet (Saludos El Fabulouze !!), Nadia Doizelet, Tristan Euzen, Emily Albouy, Jean Letouzet, Bernard Colletta, Isabelle Moretti, Nadine Ellouz, Didier Granjeon, collaborateurs avec qui j'ai tout appris(ou presque...).

Un grand merci aussi à l'équipe du labo géol. d' IFPEN et proches collaborateurs avec qui l'aventure continue! Youri, co-turne et compagnon d'arme pour me supporter (presque) quotidiennement, Benoit, Julien, Vanessa, Fadi, Christine, Mathieu (compagnon de VAE), Sébastien, Sylvie, Mathilde, Karine, Jean Marie, Xavier (El Professor), Emmanuelle (pour avoir attendu longtemps avant ces quelques pages).

Enfin, merci à Anne, pour avoir à me supporter au quotidien, pour son soutien inconditionnel, ses conseils avisés, Virgile et Charlotte , qui ne feront jamais de géologie, mais qui égaient mon quotidien.

Contenu

DOSSIER	
VAE.....	11
1-Argumentation de la demande.....	13
2-Curriculum Vitae détaillé.....	15
Parcours professionnel.....	15
Valorisation de la recherche.....	17
Parcours de formation.....	20
3- Synthèse réflexive sur la progression professionnelle et personnelle.....	21
4-Rapport d'activité de recherche et production scientifique.....	25
Synthèse des activités.....	25
Valorisation de la recherche et production scientifique.....	36
Annexes.....	49
ARCHITECTURES ET FACTEURS DE CONTRÔLE DES SYSTEMES FLUVIATILES ET TURBIDITIQUES. DE LA CARACTERISATION A LA MODELISATION.....	63
INTRODUCTION.....	79
Problématique et objectifs.....	81
Organisation du mémoire.....	83
PARTIE 1 Caractérisation des systèmes fluviatiles et des systèmes turbiditiques.....	85
Introduction.....	89
Chapitre 1: Caractérisation des systèmes fluviatiles.....	90
Généralités sur les systèmes fluviatiles.....	90
1.1 Les systèmes fluviatiles modernes et facteurs de contrôle.....	90
1.1.1 Définition.....	90
1.1.2 Principe de fonctionnement d'un système fluvatile et facteurs de contrôle.....	91
1.2 Processus d'érosion et dépôt du matériel sédimentaire.....	98
1.3 Classification des systèmes fluviatiles.....	99
1.3.1 Classifications géomorphologiques.....	100
1.3.2 Le système en tresses.....	102
1.3.3 Les chenaux droits à peu sinueux.....	104
1.3.4 Les systèmes méandriformes.....	105
1.3.5 Les systèmes anastomosés.....	110

1.4	Notion de continuum.....	112
1.5	Enregistrement sédimentaire et architecture stratigraphique des systèmes fluviaux	113
1.5.1	Facteurs de contrôle allocycliques.....	113
1.5.2	Incision fluviale.....	115
1.5.3	La stratigraphie séquentielle en domaine continental.....	116
1.5.4	Architecture stratigraphique des systèmes fluviaux.....	118
Cas d'application : Architecture stratigraphique des séries continentales de la Formation Mannville (Canada)		120
1.6	Architecture stratigraphique et distribution des niveaux à charbon de la Formation de Mannville (Crétacé Inférieur du Bassin Ouest Canadien, Alberta, Canada).....	120
1.6.1	Séquences de 3ème ordre :.....	121
1.6.2	Séquences de 4ème ordre :	121
1.7	Synthèse.....	141
Chapitre 2 : Caractérisation des systèmes turbiditiques.....		143
Généralités sur les systèmes turbiditiques.....		143
2.1	Les systèmes sous-marins profonds.....	143
2.2	Sédimentation gravitaire en milieu profond.....	144
2.2.1	Les écoulements gravitaires.....	144
2.2.2	Evolution des écoulements le long du profil.....	149
2.2.3	Qu'appelle-t-on une « turbidite » ?	150
2.3	Éléments architecturaux des systèmes turbiditiques	151
2.3.1	Canyons.....	152
2.3.2	Complexe chenaux-levées	153
2.3.3	Transition chenaux-levées/lobes.....	155
2.3.4	Lobes	156
2.4	Classification des systèmes turbiditiques.....	157
2.5	Modèles stratigraphiques pour les systèmes sédimentaires marins profonds	159
2.5.1	AIGR (Adjustment-Initiation-Growth-Retreat)	160
2.5.2	BCFS (Built-Cut-Fill-Spill).....	160
Cas d'application : Architecture stratigraphique du système turbiditique de la Formation Pab (Maastrichtien, Pakistan), et architecture des réservoirs associés.....		162
2.6	Architecture stratigraphique du système turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan)	163
2.6.1	Contexte géologique.....	163
2.6.2	Synthèse.....	163

2.7	Architecture d'un complexe de chenaux dans le fan médian du complexe turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan).....	185
PARTIE 2 De l'affleurement au modèle réservoir		205
Introduction		209
Notion d'analogues de réservoirs.....		209
Modélisation stochastique des réservoirs		209
Modélisation dynamique des réservoirs		212
Chapitre 3 : Modélisation statique et dynamique d'un analogue de réservoir fluviatile méandriforme à huile lourde (formation de Scalby, Bathonien, Angleterre)		213
3.1	Complexité des réservoirs méandriformes.....	213
3.2	Synthèse.....	214
Chapitre 4 : Estimation de la connectivité entre un chenal turbiditique et ses dépôts de débordement par modélisation statique et dynamique		237
4.1	Méthodologie multidisciplinaire intégrée.....	237
4.1.1	Architecture de l'affleurement	237
4.1.2	Construction du modèle statique	238
4.1.3	Modélisation sismique	238
4.1.4	Modélisation dynamique	238
4.2	Synthèse des résultats	239
PARTIE 3 Systèmes fluviatiles et turbiditiques : caractéristiques, similarités et différences.....		271
Introduction		275
Chapitre 5 : Morphologies et architectures des systèmes fluviatiles et marins profonds, quels points communs ? Quelles différences ?.....		277
5.1	Vallées incisées fluviatiles vs. Canyons turbiditiques.....	277
5.1.1	Du point de vue de la morphogénèse.....	277
5.1.2	Architectures des remplissages	281
5.2	Chenaux sinueux.....	286
5.2.1	Morphogénèse.....	286
5.2.2	Architectures de remplissage des chenaux sinueux.....	288
5.2.3	Facteurs de contrôle sur la morphogénèse et sur l'architecture.....	291
5.2.4	Comparaison - caractéristiques et processus.....	294
Chapitre 6: Facteurs de contrôle sur les architectures stratigraphiques le long d'un profil de dépôt. Que préserve-t-on, quand, et où ?		296
6.1	En cortège de bas niveau	298
6.2	En cortège transgressif.....	300
6.3	En cortège de haut niveau.....	302

6.4 Synthèse.....	304
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	307
Conclusions.....	311
Modélisation à l'échelle bassin	313
Les méthodes de modélisation à l'échelle des réservoirs.....	314
Perspectives	319
Apport des analogues de terrain.....	319
Intégration des différents types d'hétérogénéités à différentes échelles	319
Facteurs de contrôle.....	320
Références.....	321

**Dossier de VAE en vue de l'obtention du doctorat
de l'École doctorale Géosciences, Ressources
naturelles et Environnement de Sorbonne-
Universités**

1- Argumentation de la demande

Je travaille actuellement en tant que géologue-sédimentologue dans le domaine de la recherche appliquée au sein d'IFPEN (Institut de recherche appliquée dans le domaine des énergies) depuis 1997, je suis un chercheur sans doctorat, ce qui motive ma demande. J'ai beaucoup de contacts avec les universitaires et les industriels dans le cadre de travaux de recherche, je suis amené à co-encadrer des thèses, à proposer des projets de thèse, des projets industriels, ainsi que des projets de recherche.

Entré dans la vie professionnelle comme technicien, je suis aujourd'hui chercheur. Je souhaite que ma progression professionnelle, ma montée en compétences et mon activité de chercheur soient reconnues par un doctorat. Si cette reconnaissance aura valeur de réparation pour la frustration que j'ai eu de ne pas avoir pu poursuivre mes études, l'obtention d'un doctorat permettra d'être reconnu comme chercheur à part entière, et de renforcer ma légitimité en tant que force de proposition au sein de la communauté scientifique à laquelle j'appartiens.

Ce doctorat me permettra d'encadrer officiellement des travaux de recherche, et de monter des projets avec des partenaires industriels et universitaires, et d'en avoir le leadership. Enfin, être docteur me permettra de continuer à évoluer dans le milieu de la recherche, et m'ouvrira de nouveaux horizons, notamment universitaires, ou à l'international.

Toutes ces raisons m'amènent à demander l'obtention par la VAE d'un doctorat à l'école doctorale 398 « Géosciences et Ressources Naturelles » de l'Université Pierre et Marie Curie.

2- Curriculum Vitae détaillé

Chercheur en géosciences

Spécialisé en sédimentologie, stratigraphie séquentielle et caractérisation de réservoirs

Parcours professionnel

Contexte **Géologue dans le groupe IFP Energies nouvelles (IFPEN), direction Géosciences.**

IFPEN est un Etablissement Public à caractère Industriel et Commercial (EPIC) dont les missions sont recherche, innovation, et formation dans les domaines de l'énergie, du transport, et de l'environnement.

Les activités de recherche de la direction Géosciences ont pour cadre bien sûr le domaine des géosciences, et plus spécifiquement celui de l'exploration pétrolière. L'objectif principal des travaux réalisés dans la direction Géoscience consiste à caractériser et conceptualiser les phénomènes physiques, chimiques, et biologiques se déroulant dans les bassins sédimentaires et à l'origine des gisements d'hydrocarbures que cherchent à exploiter les compagnies pétrolières.

2008-2016

Chercheur

Ma mission consiste à élaborer et coordonner des projets de recherche dans le but de concevoir des outils de caractérisation (méthodologie) et de modélisation (outils d'application) dans le domaine de l'exploration de ressources, à les diffuser auprès de partenaires industriels et universitaires, et à publier et participer à des congrès.

Dans le domaine des géosciences, mes missions de recherche concernent principalement l'exploration des hydrocarbures. L'objectif principal consiste à caractériser, conceptualiser et modéliser les phénomènes géologiques à l'origine de la formation de bassins sédimentaires, et de réservoirs géologiques où peuvent s'accumuler les hydrocarbures. J'élabore de nouveaux concepts géologiques que je formalise par le biais de nouveaux outils de modélisation, en m'appuyant sur l'acquisition de données de terrain et l'interprétation de ces données.

2011-2014: JIP (Joint Industrial Project) COMPAS (Cretaceous Outcrop Model for Presalt Analogue Series)

- **Objectifs** : caractériser les série lacustres analogues aux séries « pré-sel » de l'Atlantique Ouest, où les derniers gros gisements d'hydrocarbures ont été découverts.
- 14 partenaires industriels
- Budget : 2M€ financé sur 3 ans
- Equipe : 4 personnes, incluant le responsable du projet, 2 sédimentologues, 1 géochimiste.

Ma responsabilité dans ce projet était de coordonner la recherche dans la partie sédimentologie (acquisition et interprétation des données d'une part, mais surtout la définition de concepts de stratigraphie séquentielle dans le domaine lacustre), ainsi que dans la diffusion des résultats auprès des différents partenaires à travers l'organisation de nombreux colloques dédiés au projet.

Ce projet m'a permis d'acquérir des compétences nouvelles, outre les compétences de chercheur, telles que le management d'équipe et la communication.

J'ai pu grâce à ce projet me faire connaître auprès de la communauté scientifique à l'international.

Depuis 2012 : Chef de projet « Smartanalog » : Modélisation et interprétation en 3D d'affleurements.

- Objectifs : conceptualiser et développer un outil d'interprétation d'affleurements reconstitués en 3D à partir de photogrammétrie, pour mieux contraindre les modèles de réservoirs. Mise au point d'un protocole d'acquisition de données photogrammétriques permettant de modéliser les affleurements en 3D (mise au point de méthodologies ad hoc en fonction du type d'affleurement).
- 1 partenaire industriel
- Budget : 50k€ annuels depuis 2011, projet pluri-annuel
- Equipe : 1 chef de projet, une équipe scientifique d'ingénieurs spécialisés et de chercheurs, variant de 5 à 20 en fonction des années.

je suis responsable de l'animation de projet. Cette activité consiste à définir et de mettre en place un programme de recherche pluriannuel, et à coordonner une équipe pluridisciplinaire pour aboutir à la réalisation d'un outil innovant permettant de modéliser et d'interpréter un affleurement en 3D, en amont des modèles de réservoirs

Dans ce projet, j'ai été un acteur important à chaque étape clé de la vie du projet :

- construction du projet de recherche,
- définition du périmètre de recherche
- élaboration des différentes démarches possibles concernant les conditions de mise en œuvre du projet (outils, supports...).
- la réalisation du projet (élaboration de modèles conceptuels, puis mise en œuvre de solutions numériques),
- exploitation et la diffusion des résultats, avec de nombreuses communications à congrès internationaux, ainsi qu'une publication.

Outre les compétences de chercheur, les compétences mobilisées pour ce projet sont la gestion de projet (administrative et technique), le management d'une équipe pluridisciplinaire. Ce projet m'a aussi permis d'acquérir une certaine expertise dans la gestion de projet.

Ce projet a également reçu le prix de l'innovation GDF Suez en 2015.

Depuis 2013 : Responsable de tâche dans un projet financé par l'ANR « Seqstrat-Ice : Les glaciations du passé : leçons pour un modèle de stratigraphie séquentielle dédié aux systèmes glaciaires »

Objectifs : définition et modélisation de séquences stratigraphiques dans l'enregistrement sédimentaire en contexte glaciaire. l'objectif de mieux

comprendre l'impact des glaciations sur l'enregistrement sédimentaire, en comparant des systèmes glaciaires anciens (paléozoïque) et récents (quaternaire).

- Organisation: Ce projet s'articule autour de 5 tâches dont la responsabilité est confiée à des partenaires universitaires (Université de Strasbourg, université de Dijon, université de Lille, ENSEGID de Bordeaux) et EPIC (IFPEN).
- Budget: 650 k€ sur 4 ans

J'anime la tâche 2 de ce projet, dont l'objectif est de développer un lien entre des modèles de glace et des modèles stratigraphiques pour mieux contraindre l'enregistrement sédimentaires lié aux glaciations. J'anime une petite équipe de 3 chercheurs en sédimentologie et modélisation, et interagit très fortement avec les partenaires universitaires afin de formaliser et modéliser les concepts développés par chacun des acteurs.

Les compétences mises en œuvre sont la gestion de projet (administrative et technique), le management d'une équipe pluridisciplinaire, et la coordination entre les différentes équipes universitaires.

1997-2005

Technicien Supérieur en Géologie Appliquée, assistance des chercheurs.

2001-2005 : Prise en charge d'études (construction et réalisation d'un programme de recherche) et de projets de recherche (publications, rapports de recherche, participation à congrès, d'encadrement de stagiaires, et enseignements à IFP School).

1997-2001 : Assistance des chercheurs et fournir les données indispensables dans les projets attenants à la sédimentologie et à la stratigraphie séquentielle (acquisition et l'interprétation de données).

Valorisation de la recherche

Publications

Articles avec comité de lecture : 30

Articles sans comité de lecture : 2

Rapports de recherche IFPEN : 41

Communications à congrès : 75

Communication en tant que conférencier invité : 1

Distinctions:

- Prix du meilleur poster : Marchionda, E.; **Deschamps, R.**; Nader, F.H.; Ceriani, A.; Di Giulio, A.; Morad, D.J. (2016). 3D stratigraphic forward modelling of the Upper Jurassic Arab Formation: an onshore Abu Dhabi (UAE) case of study. 88° Congresso della Società Geologica Italiana - Geosciences on a changing planet: learning from the past, exploring the future, Napoli, Italy, 7-9/09/2016;
- Prix du meilleur poster: **Deschamps, R.**, Durand, O., Euzen, T., Gasparrini, M., Kohler, E., Nader Fadi, H., 2010: Impact of mineralogy and diagenesis on reservoir properties of the lower cretaceous Upper Mannville Formation (Alberta, Canada): AAPG International

conference and exhibition, Frontiers of unconventional thinking : saddle up for the ride, Calgary, Canada, 12-15 september 2010.

Confère page 24

Enseignements

L'enseignement fait partie de mon activité professionnelle depuis 2003, ou j'ai commencé par le remplacement d'un enseignant en sédimentologie dans le programme « Reservoir Geoscience and Engineering » de l'IFP School.

IFP School est une école d'application qui apporte à des étudiants et jeunes professionnels du monde entier une formation dans les domaines de l'énergie répondant aux besoins de l'industrie et aux demandes de la société en particulier en matière de développement durable et d'innovation

Je suis depuis responsable du module « Clastic deposits » qui se déroule sur 1 mois, et comprend 4 enseignements distincts : la sédimentologie de faciès (cours et TP de description de faciès sur carottes de forage), la stratigraphie séquentielle, cours sur le terrain en Espagne, et corrélations stratigraphiques. Ce module est dispensé dans 2 des cursus de IFP School : le programme « Petroleum Geosciences » qui forment des ingénieurs géologues, et le programme « Reservoir Geoscience and Engineering », visant à former des ingénieurs réservoirs.

Une demande de la compagnie Petronas (Malaisie) m'a amené pendant 3 ans (2008-2010) intervenir à « l'Universiti Teknologi Petronas » (UTP) en Malaisie, pour monter un module d'enseignement de 15 jours en sédimentologie des dépôts silico-clastiques, dans la même philosophie que le module dont j'ai la responsabilité à l'IFP School. Ces périodes d'enseignement à l'UTP ont aussi été l'occasion de former un professeur de l'université dans ces disciplines, dans un soucis d'autonomisation de l'université vis-à-vis d'organismes extérieurs comme IFPEN.

- Reservoir management of heterogeneities, IFP School (Enseignant, coordinateur depuis 2008) ;
- Core description (RGE/GOL-GOP, IFP School, enseignant et coordinateur depuis 2003) ;
- Sequence stratigraphy and stratigraphic correlation (RGE/GOL-GOP, IFPSchool, enseignant, depuis 2008) ;
- Clastic sedimentology, Sequence stratigraphy and stratigraphic correlations (UTP Malaysia, enseignant, 2008 à 2010).

Pour la réalisation des enseignements, je m'appuie sur mes compétences techniques et sur mes travaux de recherche. Une compétence d'ingénierie de formation a également été déployée pour la transmission du savoir.

Encadrement d'étudiants

Encadrement : 5 thèses (dont 3 sont en cours), et 8 étudiants en Master 2.

Encadrement de thèses

IFPEN laisse la possibilité aux ingénieurs de recherche n'ayant pas de doctorat de proposer des sujets de thèse, et de les co-promouvoir. J'ai co-encadré 5 thèses depuis 2007, en étant officiellement co-promoteur de 2 d'entre elles, pour lesquelles je suis à l'origine de l'élaboration du sujet. Parmi ces thèses, 2 ont été soutenue, et 3 sont en cours. Il est cependant frustrant de dépendre d'un promoteur qui n'est pas nécessairement à l'origine de l'idée, ni de la réalisation du projet de thèse.

- Nihed Kracha (2007-2012) : *Relation entre sédimentologie, fracturation naturelle et diagenèse d'un réservoir à faible perméabilité. Application aux réservoirs de l'Ordovicien du Bassin de l'Ahnet, Algérie.*
- Nicolas Hawie (2010-2013) : *Architecture, évolution géodynamique et remplissage sédimentaire du Bassin du Levant: Approche quantitative 3D calée sur sismique*
- Emmanuelle Chanvry (2013-2016) : *Caractérisation des distributions minéralogiques en système silicoclastique. Facteurs de contrôle climatiques, tectoniques et environnementaux (thèse Cifre IFPEN-Total-Ecole des Mines de St Etienne)*
- Nickoloas Papadimitriou (2014-2017) : *Modélisation stratigraphique de la marge Ouest du bassin du Levant : Le mont sous-marin d'Eratosthène (Offshore Chypre).*
- Elisabeta Marchionda (2015-2018) : *Facies distribution, stratigraphy and burial-thermal modelling of the Jurassic Arab gez reservoirs (Abu Dhabi, UE) : implications for prediction of reservoir-quality distribution and evolution.*

Encadrement de mémoires de masters

J'ai pu encadrer 8 mémoires de Master 2 dans le cadre de mes travaux de recherche depuis 2009 :

- Melik Smaili (2009) : *Regional Scale Stratigraphic Modeling (Dionisos) of the Upper Mannville sub-Group in the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada.*
- Ophélie Durand (2009) : *Etude diagénétique des réservoirs gréseux "tights" à gaz du Crétacé Inférieur d'Alberta (Canada).*
- Samaneh Massoumi (2009) : *The Reactive geochemical transport modeling of hydrothermal dolomitization: the case of Marjaba dolostone front (Jurassic, Lebanon).*
- Quentin Daviau (2011) : *Relation tectonique-sédimentation dans le bassin d'avant-pays Sud Pyrénéen à l'Eocène Inférieur : le cas du bassin de Graus-Trempe.*
- Tristan Darre (2013) : *Caractérisation intégrée des séries lacustres Miocène supérieur de l'île de Samos. Apport pour la compréhension de la géodynamique régionale à la transition Tortonien-Messinien.*
- Elise Auberger (2014) : *Caractérisation intégrée des séries lacustres Miocènes supérieure de L'île de Samos. Apport pour la compréhension régionale de la transition Tortonien/Messinien.*
- Rhiannon Jones (2014) : *Sedimentological interpretation and quantification of the upper sequence Yacoraite Fm. (Maastrichtian - Paleocene, Argentina).*
- Ruth Fierens (2014) : *Stratigraphic architecture of coal and non-marine strata of the Upper Mannville Group in the Western Canadian Sedimentary Basin, South central Alberta.*

La principale compétence mobilisée concerne la capacité à enseigner et à transmettre les connaissances en s'adaptant au public (ingénieurs de formation, masters, doctorants) tout en ayant une posture de chercheur, avec la capacité de former à la recherche par la recherche.

Direction d'excursions géologiques

Ces excursions géologiques ont pour but de montrer les résultats des travaux de recherche effectués sur le terrain, et de former certains partenaires industriels sur des affleurements géologiques présentant des analogies avec des réservoirs enfouis produisant des hydrocarbures.

- Succession Cambro-Ordovicienne dans les Tassili'N Ajers , Algérie (excursion organisée pour BP)
- Succession Dévono-Carbonifère des affleurements du Bled El Mass, Bassin de Reggane, Algérie. (excursions organisée pour Repsol, et pour Engie)
- Sédimentologie des sédiments détritiques et caractérisation des réservoirs clastiques, Bassin de Graus-Trempe, Pyrénées du Sud. Excursion organisée chaque année pour les étudiants en géologie de IFP School.

- Caractérisation de réservoir d'un système fluvio-deltaïque et estuarien remplissant une vallée incisée, à l'aide de l'étude d'affleurements, de carottes et de logs diagraphiques (Yorkshire, Angleterre). Excursion organisée pour CGG.

Parcours de formation

Formation initiale

1995-1997 **BTS en Géologie Appliquée (BTSGA)** - Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG) de Nancy. Géosciences (sédimentologie, géologie structurale, diagraphies, géomécanique, pétrographie, géotechniques, mines et carrières).

Formations continues diplômantes

2007-2008 **Diplôme d'ingénieur en Géosciences et Ingénierie de réservoir, option gisement (RGE) de l'école du Pétrole et des Moteurs (ENSPM)**, IFP School, Rueil Malmaison, France.

2005-2007 **Diplôme d'ingénieur en géologie et environnement** - Institut Polytechnique LaSalle-Beauvais, avec l'obtention préalable d'un niveau équivalent bac+3 par VAE.

Formations professionnelles

Sciences et techniques/Utilisation d'outils scientifiques

- Modélisation stratigraphique – Dionisos flow (21h, Beicip Franlab) – 2015
- Microscopie MEB/EDS (14h, IFPEN) – 2014
- Carbonate field workshop (35h, IFP School) – 2013
- Microscopie MEB (21h, IFPEN) – 2010
- Modélisation géochimique et transport réactif – Arxim/CooRes (21h, IFPEN) – 2008
- Analyse et traitement statistique du signal physique (7h, IFPEN) – 2005
- Modélisation de réservoir (GoCad, autoformation)
- Modélisation géostatistique (Heresim-RML-CobraFlow, autoformation, IFPEN)
- Géostatistiques (autoformation, IFPEN)

Communication et management

- Anglais courant (autoformation)
- Espagnol courant (autoformation)
- Conduite de projet (14h, Collège de Polytechnique) – 2014
- Accompagnement statut cadre (14h, IFPEN) -2008

Divers

- Sauveteur secouristes du travail (14h, Tremat Formation) – 2014

3- Synthèse réflexive sur la progression professionnelle et personnelle

Dissocier parcours professionnel et parcours personnel n'est pas tâche facile tant les deux se nourrissent mutuellement. Je ne suis pas devenu géologue par hasard. Ma curiosité et mon appétence pour le questionnement scientifique m'ont poussé à m'orienter vers des études scientifiques, et à la géologie par intérêt. On ne peut pas exercer cette activité sans désir et intérêt. Cette posture de questionnement m'a permis de construire ce parcours, en me donnant une façon de chercher des réponses à mes questions.

L'orientation en terminale a structuré la façon dont j'ai acquis les connaissances et les compétences qui m'ont permis de répondre à ma curiosité scientifique. Après le Bac, j'avais le choix entre une école d'ingénieur privée (IGAL), l'université, ou un BTS. J'ai fait un BTS pour des raisons essentiellement financières (l'IGAL étant un institut privé qu'il fallait payer sur 5 ans), en me projetant sur une poursuite de mes études en licence.

Je n'ai pas trouvé d'université me permettant de rentrer en licence après mon BTS, j'ai donc été obligé d'intégrer le monde du travail. J'ai alors cherché un poste dans des établissements de R&D pour pouvoir participer à des travaux de recherche en géologie. Mon BTS m'a permis de rentrer dans le monde professionnel facilement, car les compétences techniques acquises par cette formation sont très recherchées. Si le BTS m'a apporté un diplôme reconnu et apprécié, ainsi qu'une formation technique solide, il me confine dans rôle de technicien dont le périmètre était borné en terme de responsabilités, d'initiatives, et d'évolution. La limite imposée par mon diplôme a alimenté mon appétence à évoluer, me conduisant à adopter une posture toujours proactive qui m'a permis de devenir chercheur.

Ma carrière de géologue commence à IFPEN, que j'ai intégré en 1997, pour renforcer le département de sédimentologie, qui menait de nombreux projets de recherche appliquée à la prospection d'hydrocarbures à l'international. Ces projets concernaient de nombreux consortiums de recherche avec des partenaires industriels, et quelques projets financés en « fonds propres », et qui abritaient notamment de nombreux doctorants issus de différentes universités. Ce contexte professionnel ou dans de petites équipes se côtoyaient chercheurs, ingénieurs et techniciens a contribué à mon évolution. Missionné pour assister les ingénieurs de recherche dans les travaux de terrain, de synthèse et de diffusion des résultats, je ne me suis pas limité à la tâche stricte qui m'était confiée. J'ai élargi mon champ de compétence en devenant une force motrice de l'équipe, capable de poser correctement des problématiques scientifiques, d'élaborer des pistes de recherche pour y répondre, et assumer l'exploitation et la diffusion des résultats par la rédaction de rapports techniques, de présentations des travaux à des congrès, et en participant à la rédaction d'articles scientifiques à comité de lecture.

Très rapidement, mes compétences techniques sont reconnues par la communauté dans laquelle j'évolue. L'acquisition de compétences telles que la construction et à la réalisation de projet de recherche en collaboration avec d'autres chercheurs (bibliographie et veille scientifique, formulation d'hypothèses de recherche, élaboration d'un protocole technique pour répondre à la problématique scientifique, acquisition et interprétation des données, conceptualisation et modélisation). J'ai acquis cette autonomie technique principalement en me documentant par moi-même, par ma volonté d'étendre au maximum le périmètre de mes aptitudes et de mes compétences avec ce questionnement et cette curiosité intacte.

Cette montée en compétence ou j'ai découvert la posture d'ingénieur et de chercheur m'a amené à vouloir devenir chercheur. Pour arriver à cet objectif, j'ai eu envie de retourner en formation. Si on ne m'a pas autorisé à m'inscrire en thèse, j'ai pu par le biais d'une VAE rentrer dans une école d'ingénieur.

A mon retour de formation, j'ai été en charge d'un projet de recherche qui avait pour but d'assurer la transition technicien-ingénieur de recherche en mettant en valeur la montée en compétences et aptitudes de chercheur acquises au cours de mon parcours.

Ce projet fut l'occasion de confronter les compétences et connaissances de chercheur que je j'avais pu acquérir au cours de mon parcours professionnel et personnel, en réalisant ce projet de façon totalement autonome et indépendante. La construction et la réalisation de ce projet de recherche m'a permis d'aller loin dans l'exploitation des résultats (analyse des résultats, discussion et confrontation des résultats avec des travaux de recherche connexes, validation), ainsi que dans la valorisation et la diffusion des résultats à travers la rédaction de rapports scientifique, de nombreuses communications à congrès internationaux (oraux et poster) et publications à comité de lecture. Une excursion géologique et des sessions de travail sur cette thématique a également été organisé pour une compagnie intéressée par les aspects méthodologiques développés dans ce projet.

Ma montée en compétence m'a permis de prendre des responsabilités (nomination comme chef de projet de recherche en interne à IFPEN, responsable de tâche d'un projet financé par l'ANR), au sein par la communauté scientifique à laquelle j'appartiens, au niveau national à travers différentes collaborations et encadrements de thèses avec des partenaires académiques français, et au niveau international à travers la recherche de partenariats industriels pour financer des programmes de recherche. Cette situation a révélé ma posture de chercheur à l'extérieur du périmètre strict de l'institut de recherche pour lequel je travaille.

Mes nouvelles compétences acquises concernent principalement la coordination scientifique à travers la gestion de projets et d'équipe (animation scientifique, collaboration avec d'autres équipes académiques dans le cadre de projet ANR, coordination des équipes sur certaines tâches). Ces différents projets collaboratifs m'ont aussi permis de construire un réseau.

Les thématiques de recherche menées tout au long de mon parcours concernent principalement la dynamique des bassins sédimentaires, et la caractérisation des réservoirs pétroliers (confère p16, section « Rapport d'activité de recherche et production scientifique »).

Ma montée en compétence m'a aussi permis d'enseigner et de valoriser la recherche à travers la formation d'étudiants (encadrements de mémoires de master 2, de doctorants, et enseignements), et par la diffusion résultats des travaux de recherche au sein de la communauté scientifique.

La formation à la recherche par la recherche est une part importante de mon activité professionnelle. J'ai ainsi former de jeunes chercheurs, des ingénieurs et des techniciens. L'encadrement de doctorants m'a aussi permis de construire un réseau de compétences, fondamental pour la promotion de projets de recherche, et la diffusion des connaissances produites.

Mes activités d'enseignement m'ont amené à préparer et dispenser des cours dans plusieurs écoles et universités à l'international, avec un public hétéroclite (ingénieurs, masters, chercheurs dans toutes les disciplines en géosciences). Je suis fortement impliqué dans l'organisation, le et l'enseignement de 2 programmes à l'IFP School depuis 2007. Le très bon retour des élèves ainsi que l'évaluation très positives des responsables d'IFP School à l'IFP School ont confirmé mes aptitudes transmettre la connaissance, que ce soit à des géologues spécialisés, comme à des ingénieurs réservoirs qui découvrent la géologie de réservoir. Mon implication dans l'enseignement inclue aussi la préparation et la correction d'examens au sein

des unités ou j'enseigne, et aussi la participation fréquente à des jurys de master (UPMC) et d'ingénieurs (IFP School et Lasalle-Beauvais). Les actions d'enseignement sont pour moi fondamentales car elles obligent à réfléchir sur la façon dont on a acquis les connaissances pour pouvoir les transmettre, et s'appuie très fortement sur mes activités de recherche.

La diffusion des résultats de ces travaux dans la communauté scientifique s'est traduite par la publication en tant qu'auteur ou co-auteur de 18 articles dans des revues et ouvrages à comité de lecture, d'un brevet, de plus de 50 présentations dans des congrès nationaux et internationaux, et de 33 rapports de recherche. Ces publications constituent une reconnaissance du travail effectué, ce qui me permet d'être sollicité pour participer et /ou organiser des conférences, et pour la relecture d'articles dans des journaux à comité de lecture.

Mon parcours m'a ainsi permis de développer l'ensemble des compétences et aptitudes d'un chercheur. A travers ma montée en compétence ou de technicien je suis devenu chercheur, J'ai pu acquérir les compétences nécessaires à la réalisation de projets de recherche, à travers la recherche de financements, la mise en œuvre des actions de recherche, l'exploitation et la diffusion des résultats obtenus, la formation à la recherche par la recherche..

4- Rapport d'activité de recherche et production scientifique

Tout au long de mon parcours professionnel, l'ensemble de mes activités se sont articulées autour de deux thématiques principales, qui sont 1- l'architecture stratigraphique des bassins sédimentaires, et 2- la caractérisation des réservoirs pétroliers pour mieux les modéliser.

Pour mener à bien les travaux de recherche qui nourrissent ces thématiques, j'ai dû utiliser un certain nombre d'outils tels que la sédimentologie de faciès, la stratigraphie séquentielle, la modélisation stratigraphique, et la modélisation de réservoir en utilisant des méthodes géostatistiques.

Tous ces travaux menés autour de ces thématiques ont trouvé un champ applicatif dans les domaines de l'exploration pétrolière, et dans une moindre mesure dans le domaine du stockage sous-terrain.

Synthèse des activités

J'ai été amené à faire des choix dans la présentation de mes activités de recherche, en les présentant par thématique.

La thématique principale qui est la toile de fond de mes activités concerne la compréhension de l'architecture des dépôts sédimentaires dans le but d'améliorer les outils de modélisation, à différentes échelles :

- D'une part à l'échelle des bassins sédimentaires, ou l'objectif principal est de comprendre leur remplissage sédimentaire, qui enregistre à la fois l'histoire de la déformation et l'évolution des conditions climatiques au cours des temps géologiques ;
- D'autre part à l'échelle des réservoirs pétroliers, ou l'un des objectifs principaux est de caractériser les hétérogénéités sédimentaires ainsi que leur distribution, afin de mieux contraindre les modèles géostatistiques de réservoir.

Pour mener à bien ces thématiques de recherche, différents chantiers ont été réalisés dans des environnements de dépôts variés (du milieu continental au marin profond), et dans différents contextes tectoniques (différents types de bassins, différents types de réservoirs correspondants à différents environnements de dépôt). L'équipe de sédimentologie – stratigraphie dont je fais partie depuis 1997 a développé des approches combinant la description du remplissage sédimentaire sur le terrain, et à l'aide de données de pétrolières (puits, sismique), avec des approches numériques de modélisation des processus sédimentaires d'une part, et géostatistiques d'autre part.

Dynamique des bassins sédimentaires

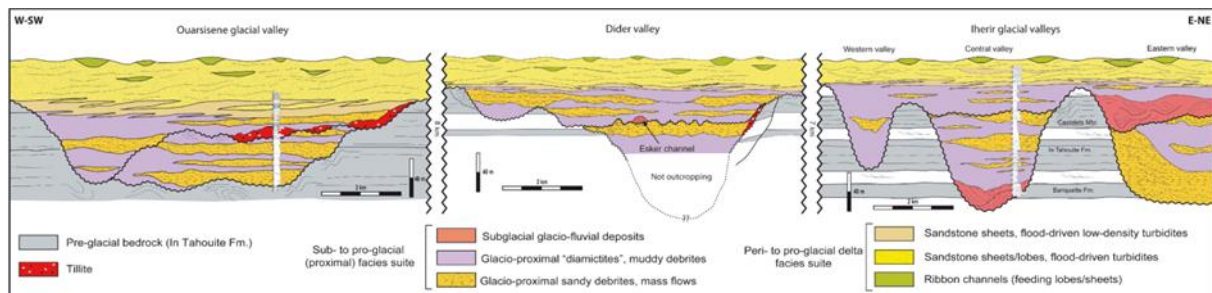
Synthèse régionale des bassins Paléozoïques Algériens

Lors de mon arrivée à l'IFP en tant que technicien géologue dans le département Sédimentologie/Stratigraphie, j'ai immédiatement intégré l'équipe de chercheurs qui travaillaient sur des projets de synthèse régionales du Trias, puis du Paléozoïque en Algérie, en collaboration avec la Sonatrach, et soutenus par une dizaine de compagnies pétrolières. Ces projets ont permis à l'équipe de mieux comprendre la dynamique des bassins sédimentaires en contexte de craton. A l'occasion de ces 2 grands projets, de nombreuses campagnes de terrain ont été réalisées, avec accès à de nombreuses données de subsurface (puits essentiellement). Ces travaux ont par ailleurs permis d'organiser de nombreuses conférences internationales et de

nombreux séminaires sur le terrain, pour lesquels j'ai été fortement sollicité et impliqué. Ces projets se sont déroulés sur une période de 5 ans.

Le succès de ces consortium a donné suite à de nombreux projets de recherche et d'expertise sur le paléozoïque des bassins algériens, et ont permis la publication d'articles à comité de lecture, ainsi que de nombreuses communications à congrès.

Ces projets où j'ai travaillé en tant que chercheur ont eu des retombées scientifiques qui ont permis à nos équipes d'être considérées comme les experts de cette zone, et de nombreux projets collaboratifs appliqués et de nombreuses excursions géologiques organisées pour différentes compagnies pétrolières ont été menés jusqu'à aujourd'hui, avec une valorisation de ces travaux par plusieurs publications de rang A, constituant mes premières contributions en tant que technicien à la production de connaissance, me formant en tant que chercheur.



Section synthétique à travers différents type de vallées glaciaires (vallées d'ice streams et vallées tunnel) (Deschamps et al., 2013).

Publications :

Deschamps, R., Roussé, S., Eschard, R., (2013). *Stratigraphy of the Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N'Ajers area (Algeria). Sedimentary Geology.*

Eschard, R., Bekkouche, D., Chebourou, H., Braik, F., Ben Rahuma, M., Desaubliaux, G., Deschamps, R., 2010; *Paleohighs: their influence on the North African Paleozoic petroleum systems; Petroleum Geology Conference series 2010; v. 7; p. 707-724.*

Approche «source to sink»

En parallèle de mes activités de recherche autour de la caractérisation et modélisation des réservoirs, je consacre une grande partie de mes activités de recherche à une autre thématique importante à l'échelle des bassins sédimentaires, qui consiste à étudier la dynamique des bassins sédimentaires avec une approche « source to sink » (de la source des sédiments à leurs dépôt). Cette approche a pour but de comprendre et de quantifier les processus d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments dans l'histoire des bassins sédimentaire, en fonction de type de bassin, et de les modéliser pour avoir .

Plusieurs chantiers ont permis d'aborder certains aspects de cette thématique, dans des cadres tectono-stratigraphiques différents. Le premier chantier concerne le bassin du Levant, dont l'étude a été initiée en 2011, dans un contexte tectonique en compression au Nord, et en décrochement à l'Est ; le second chantier se situe dans le bassin de Graus-Tremp, petit bassin en « dos de cochon » en contexte de bassin d'avant pays ; et un troisième chantier dans le bassin de Lomas de Olmedo en Argentine, en contexte de rift.

Les travaux dans le bassin du Levant s'articulent autour de 5 thèses (3 thèses sur le Bassin du Levant et 2 thèses sur les Bassins Chypriotes). J'ai co-encadré la thèse de Nicolas Hawie

(soutenue en 2014), dont l'objectif était de caractériser l'architecture, l'évolution géodynamique et le remplissage sédimentaire du bassin du Levant, avec une approche quantitative par le biais de la modélisation stratigraphique, et s'appuyant sur des données sismiques et de terrain. L'absence de forage a rendu l'interprétation stratigraphique des lignes sismiques délicate, faute de calage en temps ainsi qu'en faciès. Les études de terrain ont cependant permis d'identifier et de prédire les différentes discontinuités sédimentaires présentes dans le bassin, ainsi que le type de remplissage du bassin.

La modélisation stratigraphique effectuée à l'aide du logiciel Dionisos, a permis de tester les différentes hypothèses posées quant à l'origine des sédiments qui ont rempli le bassin au cours du temps, et au nombre de sources potentiellement impliquées dans le remplissage du bassin. Ces différentes hypothèses ont un impact majeur dans l'architecture du bassin, et le système pétrolier associé.

Ces travaux ont fait l'objet de 3 publications à comité de lecture, ainsi qu'à de nombreuses présentations à des congrès nationaux et internationaux.

Deux thèses ont démarré à la fin 2014 sur une thématique similaire à celle menée sur les bassins de Chypre, dont l'objectif est la modélisation stratigraphique de la marge Ouest du bassin du Levant, en focalisant le travail sur le mont sous-marin d'Eratosthène (Sud de Chypre), qui est une morcelle de plateforme Mésozoïque détachée de la plateforme arabe, qui est actuellement subductée sous l'arc de Chypre.

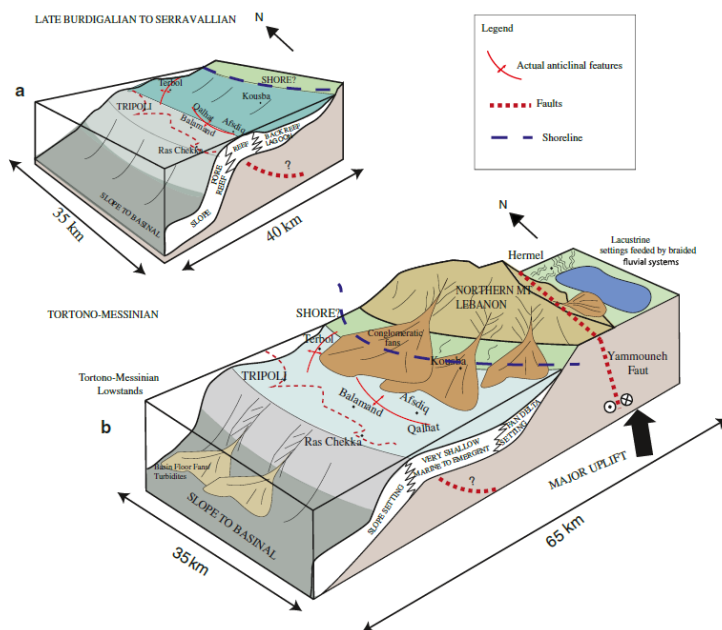


Schéma d'évolution de la marge Nord du Liban durant le Miocène Supérieur (Hawie et al., 2013a).

Publications :

Papadimitriou, N., Gorini, C., Nader, F., **Deschamps, R.**, Syméou, V., Tassy, A., Lecomte, J.C. (Submitted). The tectonostratigraphic evolution of a rift-type basin : The western margin of the Levant Basin. Submitted to *Marine and Petroleum Geology*.

Benié, A., Brun, J.P., Smit, J., **Deschamps, R.**, Hamon, Y., Crombez, V., Gorini, C. (2016). Interaction between trench retreat and Anatolia escape as recorded by the Neogene Basins in the North Aegean. *Basin Research*.

Publications :

Chanvry, E (PhD), Deschamps, R., Joseph, P., Puigdefabregas, C., Serra-Kiel, J., Garcia, D., 2015 (in prep.). Stratigraphic architecture and depositional profil evolution in a tectonically active foreland basin: case of the Graus-Tremp Basin, Spain.

Compréhension des systèmes glaciaires

Dans un autre domaine, je suis aussi impliqué depuis 2012 dans le projet de l'ANR blanc Seqstrat-Ice : Les glaciations du passé : leçons pour un modèle de stratigraphie séquentielle dédié aux systèmes glaciaires.

Ce projet propose une analyse en termes de stratigraphie séquentielle du message sédimentaire glaciaire, véritables archives des paléo-glaciations terrestres. Cependant, il n'existe pas à ce jour de modèle de stratigraphie séquentielle capable de rendre compte de la multiplicité des conditions de dépôt qui caractérisent les systèmes glaciaires. Seule la mise au point d'un tel modèle permettra un décryptage exhaustif de nos archives glaciaires et leur exploitation en Géosciences. Notre objectif est la construction d'un modèle séquentiel applicable à toute succession stratigraphique directement contrôlée par une histoire glaciaire. Le but ultime de ce projet est donc de développer un ensemble de concepts applicables à l'analyse du message sédimentaire glaciaire à l'échelle des temps géologiques. Ce projet englobe un large spectre d'échelles d'espace et de temps :

- Modélisation numérique des systèmes glaciaires : le défi est ici de relier un outil de modélisation stratigraphique (Dionisos) à un modèle de glacier permettant de générer des avancées et retraits de fronts glaciaires et leurs conséquences (flexures isostatiques, flux d'eaux de fonte...). Cette liaison passe par une modélisation intermédiaire permettant de prendre en compte les spécificités du drainage sous-glaciaire en milieu poreux (de type Darcy) et sa transformation en flux d'eaux de fonte pro glaciaires.
- Etude intégrée du message sédimentaire (faciès et architecture de dépôt, cycles glaciaires, impacts sur les flux sédimentaires, la biodiversité, l'eustatisme...) à contrôle glaciaire à partir des archives de la glaciation de la fin de l'Ordovicien au Maroc (Anti-Atlas et Tazzeka).

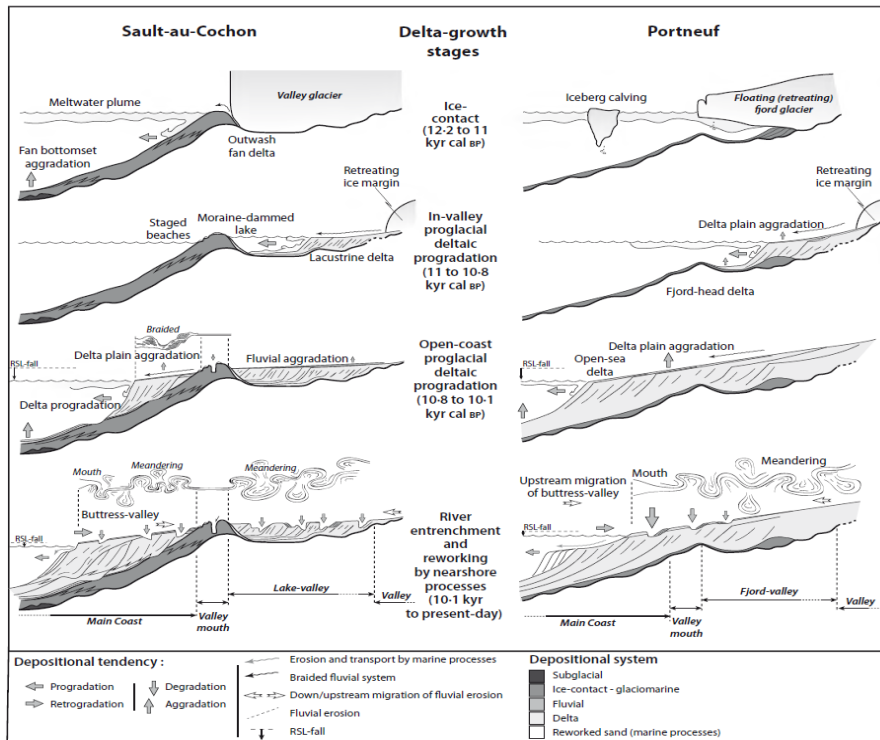
Ce projet s'achèvera en 2017, et un numéro spécial de la société géologique de France est en cours d'élaboration, dans lequel tous les acteurs de ce projet seront signataires. Un article à comité de lecture est en cours de finalisation.

Publications :

Girard, F., Deschamps, R., Ghienne, J.F., Roussé, S., Rubino, J.L., 2017 (in prep.). Stratigraphic record of a post-glacial isostatic rebound from the Late Ordovician deglacial sequence in the Tassili N'Ajjer (Algeria – Libya border).

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Lajeunesse, P., Deschamps, R., Razin, P. (Submitted). Deglacial sequences and glacio-isostatic rebound: Quaternary vs. Ordovician glaciations. Submitted in Geological Society of London Special Publication "Glaciated Margins: The Sedimentary and Geophysical Archives".

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Schuster, M., Lajeunesse, P., Nutz, A., Deschamps, R., Roquin, C., Durringer, P. (2016). From outwash to coastal systems in the Portneuf–Forestville deltaic complex (Québec North Shore): Anatomy of a forced regressive deglacial sequence. Sedimentology.



Etapes de développement d'un complexe deltaïque pro-glaciaire en période de récession du front de glace (Dietrich et al., 2016).

De la dynamique de bassin à la caractérisation de réservoirs

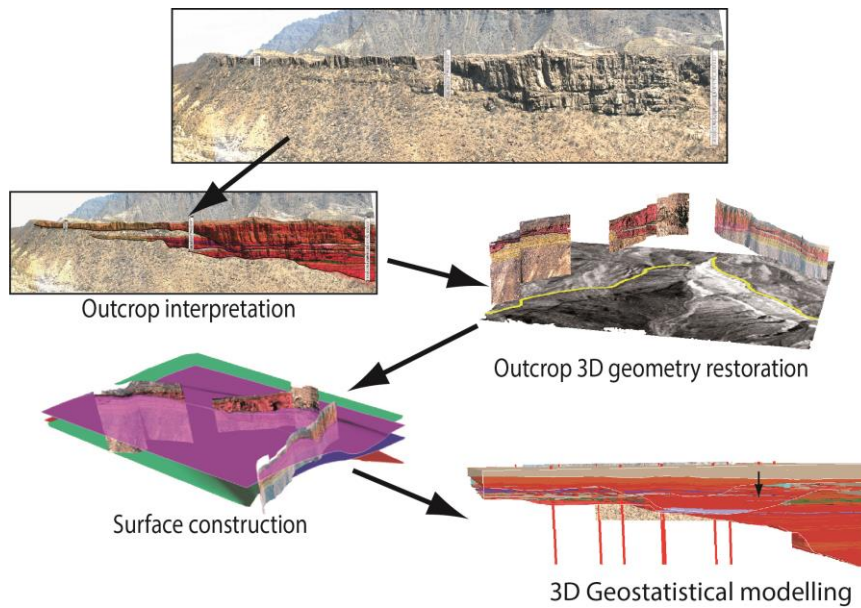
Suite à la découverte d'une marge passive préservée à l'affleurement au Pakistan (séries du Crétacé Supérieur de la Pab Range), un nouveau projet de recherche fut lancé, portant sur l'étude de l'architecture de la marge passive, en se focalisant sur l'architecture du système turbiditique de la partie distale de la marge, qui affleure de façon exceptionnelle dans la Pab Range. Ce projet se déroula sur 3 ans entre 2000 et 2003, et fut financé par un consortium de 6 compagnies. Ce projet comporte 4 phases :

- La première phase du projet se focalise sur l'architecture de la marge, à l'échelle régionale ;
- La phase 2 s'intéresse plus particulièrement à la description des chenaux turbiditiques et à la caractérisation des hétérogénéités de réservoir, à l'échelle du réservoir ;
- La phase 3 concerne la réalisation d'un modèle numérique statique de réservoir ;
- La phase 4 s'intéresse tout particulièrement à la modélisation numérique dynamique de réservoir (modélisation d'écoulement, modélisation d'essais de puits...).

Ce projet de recherche a permis de comprendre la géométrie et l'architecture de la marge indo-pakistanaise au Crétacé Supérieur grâce à une ceinture d'affleurements presque continus sur plus de 200km, où le profil de dépôt complet peut être étudié depuis le système deltaïque en amont sur la marge, jusqu'aux lobes turbiditiques distaux dans le bassin profond.

La description détaillée des réservoirs turbiditiques, ainsi que la réalisation de modèles statiques et dynamiques ont permis de faire un pas important dans la compréhension de l'architecture des réservoirs turbiditiques, et plus particulièrement dans la complexité des hétérogénéités associées. Le jeu de données acquis sur le terrain ont aussi permis de définir un « workflow » complet de caractérisation et de modélisation de réservoir.

3 articles à comité de lecture, une dizaine de communications à des congrès internationaux, et 2 excursions sur le terrain furent les fruits de ces travaux de recherche.



Workflow de caractérisation et de modélisation d'un système turbiditique (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan) à partir d'analogie d'affleurement. (modifié d'après Eschard et al., 2011).

Publications :

*Eschard, R., **Deschamps, R.**, B. Doligez, B. Langlais, V. Euzen, T.; (2011): Connectivity estimation between turbiditic channels and overflow deposits from the modelling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan); In: Geol. Soc. of London.*

*Euzen, T., Eschard, R., Albouy, E., and **Deschamps R.**, 2007, Reservoir Architecture of a Turbidite Channel Complex in the Pab Formation, Pakistan, in T. H. Nilsen, R. D. Shew, G. S. Steffens, and J. R. J. Studlick, eds., Atlas of Deep-Water Outcrops: AAPG Studies in Geology 56 20 p., ISBN 0891810633, 2008, American Association of Petroleum Geologists.*

*Albouy E., **Deschamps R.**, Eschard R., Euzen T., 2007: Stratigraphic architecture of a channel complex in the canyon-mouth setting of the lower Pab Basin-floor fan, north Drabber Dhora, Pakistan: Atlas of deep-water outcrops, Nilsen Tor H., AAPG studies in geology, No 56, pp. 295-298, ISBN 0891810633, 2008, American Association of Petroleum Geologists.*

*Eschard R., Albouy E., **Deschamps R.**, Euzen T., Ayub A., 2003, Downstream evolution of turbidic channel complexes in the Pab Range outcrops (Maastrichtian, Pakistan). Marine and Petroleum Geology, Vol. 20, 2003, pp. 691-710.*

D'autres consortiums de recherche s'intéressant à la compréhension des systèmes pétroliers en Iran en partenariat avec la NIOC sont lancés à la suite. J'ai été particulièrement impliqué dans un projet de recherche sur le bassin de Qom (Central Iran), dont l'objectif était de caractériser l'architecture stratigraphique d'un bassin en contexte d'arc volcanique d'âge Oligo-Miocène. Ce projet s'appuie sur une étude d'affleurement, aidé de quelques puits permettant de mieux contraindre l'architecture très complexe du bassin, la tectonique étant très active à cette période. Ce projet n'a pas pu être valorisé pendant quelques années en raison de la confidentialité des données utilisées. La période de confidentialité étant révolue, une publication dans le numéro spécial de Geological Society of London est en cours d'écriture.

Caractérisation des réservoirs

Définition de « workflow » de la caractérisation à la modélisation des réservoirs complexes

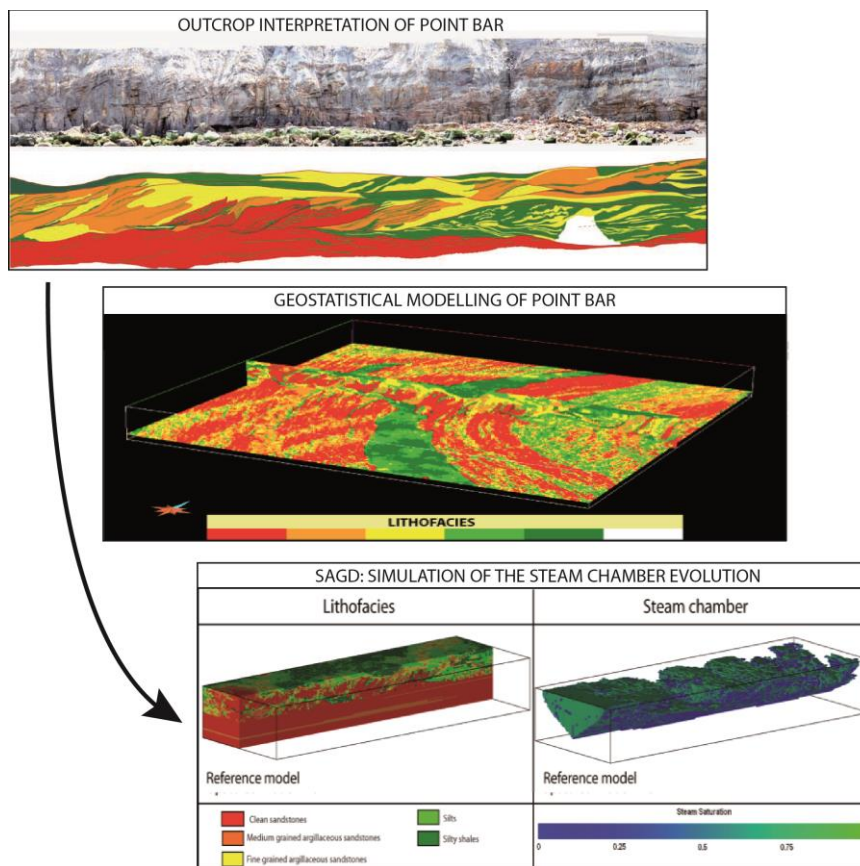
Je suis aussi nommé responsable d'un projet de recherche de caractérisation et de modélisation d'un réservoir complexe, constitué de barres de méandres, dont le degré de complexité en

terme d'hétérogénéités ne permet pas d'utiliser des méthodes de simulation « classiques » pour bien représenter ce type de réservoir. Basé sur la description fine d'un affleurement de barre de méandre sur la coté du Yorkshire en Angleterre, l'objectif est de comprendre l'impact des différents types d'hétérogénéités de réservoir sur la récupération d'huiles lourdes par processus thermique (SAGD), en injectant de la vapeur d'eau dans le réservoir.

Un « workflow » de caractérisation et de modélisation (géostatistique et dynamique) spécifique a été défini et élaboré pour ce type de réservoir à l'architecture très complexe. Un modèle géostatistique très fin a été réalisé en utilisant des variogrammes 3D pour permettre de représenter le plus finement possible les structures sédimentaires courbes et obliques qui constituent les barres d'accrétion latérales des méandres. Les simulations d'écoulement de vapeur dans le réservoir ont été réalisées à partir du modèle statique « fin », ainsi que sur différents modèles dégradé, ou « upscalé » à différents degrés. L'objectif est réaliser des simulation d'écoulement de vapeur sur différents modèles ayant des résolutions différentes afin d'évaluer d'une part l'impact des hétérogénéités de réservoir sur le développement de la chambre de vapeur dans le réservoir, et d'autre part l'impact de « l'upscaling » du modèle réservoir sur la distribution des hétérogénéités dans le modèle.

Ces travaux ont permis de développer une approche originale de modélisation de réservoir dont l'architecture complexe en terme de distribution des hétérogénéités est difficile à modéliser, et dont l'impact sur les propriétés d'écoulement est difficile à évaluer.

Ce projet de recherche a été valorisé à travers 2 publications à comité de lecture, ainsi qu'une présentation à un congrès international.



Workflow de caractérisation et de modélisation d'un réservoir complexe de type barre de méandre (Formation de Scalby, Jurassique Moyen, Yorkshire, Angleterre), afin de comprendre l'effet des hétérogénéités de réservoir sur la modélisation d'injection de vapeur dans le réservoir (Deschamps et al., 2013).

Publications :

Deschamps, R., Guy, N., Preux, N., Lerat, O., (2012): Analysis of heavy oil recovery by thermal EOR in a Meander Belt: from geological to reservoir modelling. Oil & Gas Science and Technology.

Deschamps, R., Guy, N., Preux, N., Lerat, O., (2011): Impact of upscaling on 3-D modelling of SAGD in a meander belt. Proceedings of the SPE Annual Technical Conference and exhibition 2011 in Denver, paper SPE-147035-PP.

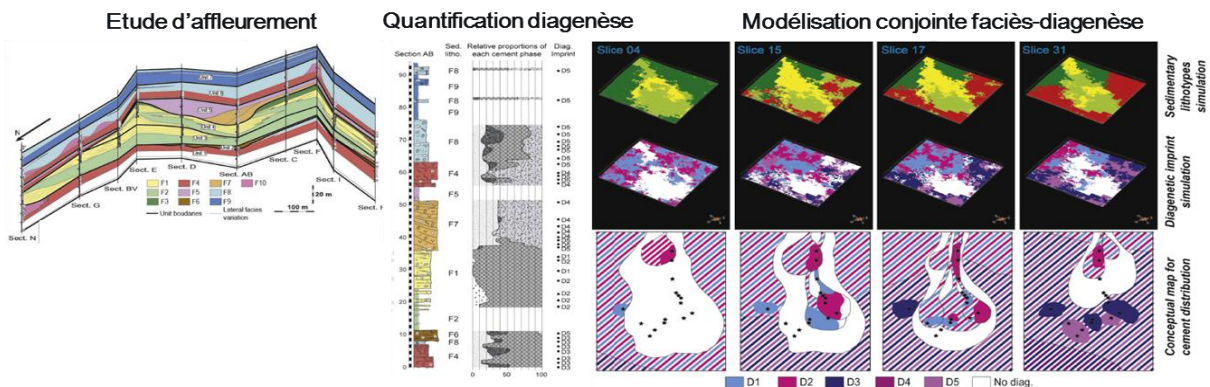
Une grande partie de mes activités gravitent également autour de la caractérisation de réservoirs complexes, et du développement de méthode de simulations numériques adaptés à chaque type de réservoir et aux hétérogénéités associées. 3 différents projets de recherche sont menés par les équipes IFPEN.

Le plus important d'entre eux a pour objectif de développer des méthodes de simulations géostatistiques qui permettent de prendre en compte à la fois les hétérogénéités liées aux processus de dépôts des sédiments, et l'empreinte diagénétique que les sédiments ont acquis après leur dépôt. Ce projet est dédié à la modélisation géostatistique des réservoirs carbonatés, et à l'impact de la diagenèse sur la distribution des propriétés du réservoir. Le cas d'étude choisi est la formation de Calcaires à Alvéolines d'âge Eocène Inférieur, dans le bassin de Graus-Trempe, en Espagne.

Ce cas a fait l'objet d'une étude sédimentologique, diagénétique et géochimique très fine dans une phase de caractérisation qui avait pour objectif de comprendre les relations entre l'architecture sédimentaire du réservoir (lien entre l'architecture des dépôts et la distribution des faciès), et la diagenèse affectant les propriétés du réservoir.

Une approche originale a été mise au point pour pouvoir co-simuler les faciès et la diagenèse. La méthode adoptée concerne l'utilisation d'un algorithme de simulation plurigaussien non-stationnaire pour simuler la distribution des faciès, et l'utilisation d'un algorithme bi-plurigaussien pour coupler les simulations de faciès et de diagenèse. Le « workflow » développé s'articule en 3 étapes : 1- calcul des paramètres pour la simulation des faciès (courbes et matrices de proportion, variogrammes...); 2- calcul des paramètres pour la simulation de l'empreinte diagénétique, conditionnée par des règles d'association entre les faciès et leur empreinte diagénétique ; 3- Simuler de façon indépendante faciès (1^{ère} plurigaussienne) et diagenèse (2nde plurigaussienne).

Ces travaux ont donné lieu à ce jour à 2 articles à comité de lectures (d'autres articles sur le sujet sont en cours d'écriture), et à de nombreuses communications à congrès.



Quantification des phases diagénétiques d'un analogue d'affleurement carbonaté (ici les Calcaires à Alvéolines, Ilerdien, Bassin de Graus Trempe, Sud Pyrénées), et modélisation couplée Faciès/phases diagénétiques (Hamon et al., 2015).

Publications :

Hamon, Y, Deschamps, R., Joseph, P., Chanvry, E., Garcia, D. (2016). New insight of sedimentological and geochemical characterization of siliciclastic-carbonate deposits (Alveolina Limestone Formation, Graus-Tremp Basin, Spain). Bulletin de la Société Géologique de France.

Hamon, Y, Deschamps, R., Joseph, P., Doligez, B., Schmitz, J., Lerat, O. (2016). Integrated workflow for characterizing and modeling a mixed sedimentary system: The Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Graus-Tremp Basin, Spain). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences.

Hamon, Y., Deschamps, R., Joseph, P., Doligez, B., Schmitz, J., Lerat, O., 2014: Integrated workflow for characterization and modeling of a mixed sedimentary system: The Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Graus-Tremp Basin, Spain). Compte Rendu de l'Académie des Sciences.

Caractérisation et quantification de la diagenèse

Parallèlement à ces travaux, je m'occupe d'un autre chantier de caractérisation des réservoirs dits « tights » (très faible porosité et très faible perméabilité) à partir de données de subsurface. Ce projet concerne la formation Mannville, d'âge Crétacé Inférieur du bassin d'avant-pays de l'Ouest Canadien. Ce projet fait suite à mon stage d'ingénieur d'IFP School effectué à Calgary, avec pour objectif l'identification et la définition de prospectifs à gaz dans les grès à très faible perméabilité remplissant des vallées incisées dans la formation Mannville, en Alberta. Ayant défini l'architecture stratigraphique et identifié les réservoirs potentiels lors du stage de master, j'ai monté un projet de recherche afin de comprendre l'origine des très faibles perméabilités et porosités de ces réservoirs. Une étude diagénétique, géochimique et minéralogique a donc été menée afin de identifier et de caractériser les différents mécanismes qui ont conduit à la détérioration des propriétés réservoir de ces grès (cimentations, transformation des cortèges argileux...).

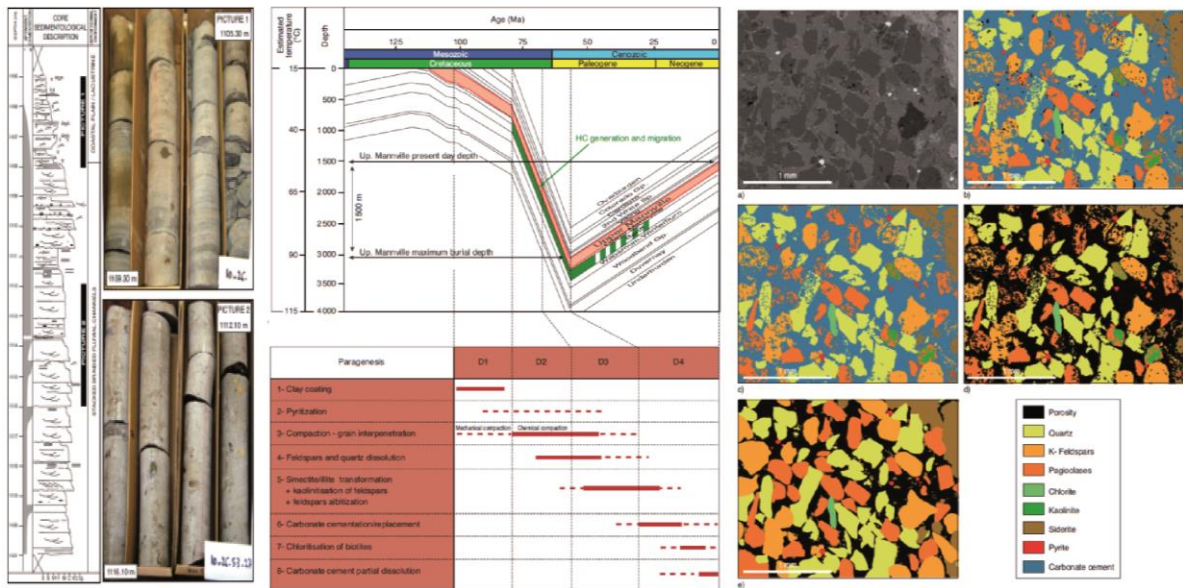
Ces travaux ont permis de mettre au point une méthodologie basée sur l'imagerie MEB pour quantifier les différentes phases diagénétiques, et tenter de quantifier les variations des propriétés pétrophysiques apparentes (porosité, et perméabilité estimée en 2D) à chaque étape de l'histoire diagénétique, tout en retrouvant la minéralogie initiale du sédiment avant transformation diagénétique.

L'aspect innovant de la méthode développée dans ce projet de recherche a été récompensée par l'attribution d'un prix de la meilleure présentation de poster à l'AAPG (American Association of Petroleum Geologists) de Calgary en 2010. Un article à comité de lecture ainsi qu'un article sans comité de lecture ont également été publiés.

Publications :

Deschamps, R., Kohler, E., Gasparrini, M., Durand, O., Euzen, T., Nader, F., (2012), Impact of mineralogy and diagenesis on reservoir properties of the Lower Cretaceous Upper Mannville (Alberta, Canada). In: Oil & gas science and technology.

Deschamps, R., Euzen, T., Delamaide E., Feutchwanger T., Pruden D., 2008. The Upper Manville Incised Valleys of Central Alberta: An Example of Subtle Gas Traps. Extended abstract in CSPG CSEG CWLS convention May 12-15, 2008, Calgary, Alberta, Canada.



Caracterisation et quantification de la paragenèse et des phases diagénétiques au cours de l'histoire d'enfouissement d'un bassin sédimentaire (ici, le bassin sédimentaire Ouest Canadien), permettant de déconvoluer l'impact de la minéralogie et des phases successives de précipitation/dissolution des ciments sur les porosité apparente de la roche (les grès de la Formation Mannville, Crétacé Inférieur) (Deschamps et al., 2012).

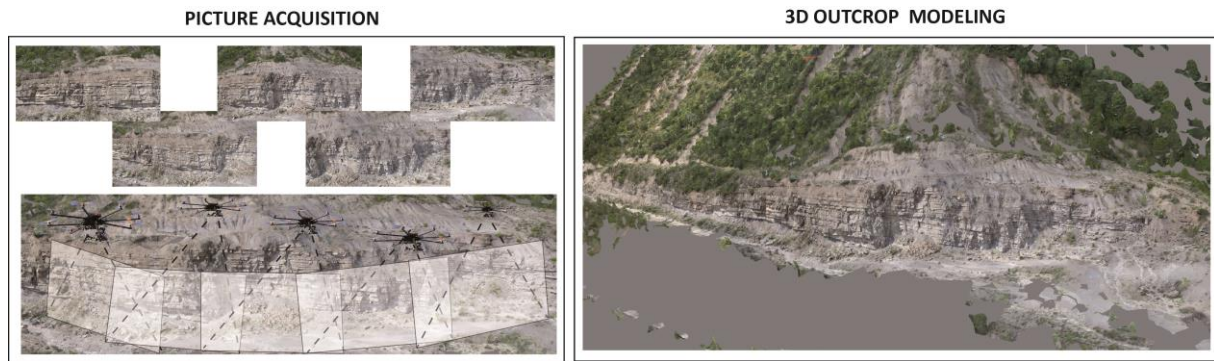
Modélisation d'affleurements

Dans la thématique caractérisation et modélisation des réservoirs toujours, l'IFP se positionne depuis plusieurs décennies sur l'étude d'affleurements dans une optique d'amélioration des « workflows » de caractérisation et de modélisation de réservoirs, en utilisant des affleurements comme analogues aux réservoirs enfouis. La modélisation 3D d'affleurement est de plus en plus utilisée, dans le domaine universitaire comme dans l'industrie, pour contraindre et quantifier les modèles géologiques, et s'avère également très demandée à des fins pédagogiques ou de communication. Les techniques de modélisation 3D d'affleurement développées jusqu'à maintenant sont uniquement basées sur la technologie LIDAR, et ont montré rapidement leurs limites d'utilisation, tant du point de vue acquisition que du point de vue traitement et utilisation de l'image 3D.

Je dirige le projet de recherche « SmartAnalog » depuis sa création en 2011. Les principaux objectifs de ce projet sont de définir et mettre en place un protocole d'acquisition de photographies des affleurements que l'on veut modéliser en 3D, à pied ou à l'aide d'un drone ; de développer un logiciel prototype qui puisse permettre d'interpréter ces modèles 3D en terme de faciès, de surfaces sédimentaires etc... ; et de mieux pouvoir contraindre les modèles réservoirs en utilisant les objets géologiques interprétés dans le logiciel comme contraintes directes pour les simulations géostatistiques.

Le caractère très innovant a suscité un intérêt très important de la part des compagnies et de certaines universités. Un consortium de recherche et de développement de l'outil est en cours de montage, avec le soutien de partenaires industriels.

De nombreuses communications à congrès internationaux, ainsi qu'un article sans comité de lecture ont permis la valorisation de ce projet de recherche. Un brevet étendu aux Etats Unis protège la méthodologie développée dans ce projet.



Présentation du “workflow” de modélisation intégrant l’acquisition de données de terrain, leur interprétation dans un modèle 3D d’affleurement, et leur intégration dans un modèle réservoir (Deschamps et al., 2017).

Publications :

Julien Schmitz, **Rémy Deschamps**, Philippe Joseph, Olivier Lerat, Brigitte Doligez, Anne Jardin (2014) ; From 3D photogrammetric outcrop model towards reservoir models: An integrated modelling workflow. Extended abstract, Vertical Geology Conference 2014, 5 - 7 February 2014, University of Lausanne, Switzerland.

Deschamps, R., Joseph, P., Lerat, O., Schmitz, J., Doligez, B., Jardin, A., 2014: Integration of 3D photogrammetric outcrop models in the reservoir modelling workflow. Geophysical Research Abstract, Vol. 16, EGU2014-5220, 2014. EGU General Assembly 2014. Keynote talk presented by R. Deschamps.

Deschamps, R., Doligez, B., Schmitz, J., Joseph, P., Rohais, S., Pellerin, M., Jones, R. (2017). De la reconstitution numérique en 3D d’affleurement au modèle de réservoir : une approche intégrée. Géologues, Revue de la Société Géologique de France. N° 193, Juin 2017. ISSN 0016.7916

Valorisation de la recherche et production scientifique

Publications

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Lajeunesse, P., Normandeau, A., Deschamps, R., Razin, P., (2018). Deglacial sequence and glacio-eustatic rebounds : Quaternary compared with Ordovician glaciations. *Geological Society Of London Special Publications*.

Girard, F., **Deschamps, R.**, Ghienne, J.F., Roussé, S., Rubino, J.L., (2018). Stratigraphic record of a post-glacial isostatic rebound from the Late Ordovician deglacial sequence in the Tassili N’Ajjer (Algeria – Libya border). *Sedimentary Geology*, DOI:10.1111/sed.12535.

Marchionda, E. , **Deschamps, R.**, Cobianchi, M., Nader, F.H., Di Giulio, A. , Morad, D., Al Darmaki, F., Ceriani, A. (2018). Field-scale depositional evolution of the Upper Jurassic Arab Formation (onshore Abu Dhabi, U.A.E.). *Marine And Petroleum Geology* 89 (2018) 350-369.

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Lajeunesse, P., Normandeau, A., **Deschamps, R.**, Razin, P. (2018). Deglacial sequences and glacio-isostatic rebound: Quaternary vs. Ordovician glaciations. In: Geological Society of London Special Publication “Glaciated Margins: The Sedimentary and Geophysical Archives”. Geological Society Of London Special Publications.

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Shuster, M., Lajeunesse, P., Nutz, A., **Deschamps, R.**, Roquin, P., Düringer, P. (2017). From outwash to coastal systems in the Portneuf-Forestville deltaic complex (Québec North shore): Anatomy of a forced regressive deglacial sequence. *Sedimentology*, Blackwell Publishing, 2017, 64 (4), pp.1044-1078.

Deschamps, R., Omodeo-Salé, S., Chauveau, B., Fierens, R., Euzen, T. (2017). The Coal-bearing strata of the Lower Cretaceous Mannville Group (Western Canadian Sedimentary Basin, South Central Alberta). PART 1: Stratigraphic architecture and coal distribution controlling factors. Submitted to *Journal of Coal Geology*.

Omodeo-Salé, S., **Deschamps R.**, Michel P., Chauveau, B., Suarez Luiz, I., (2017). The Coal-bearing strata of the Lower Cretaceous Mannville Group (Western Canadian Sedimentary Basin, South Central Alberta). Part 2: Quality distribution and depositional environment of the Terrestrial Organic Matter. to *Journal of Coal Geology*.

Papadimitriou, N., Gorini, C., Nader, F., **Deschamps, R.**, Syméou, V., Lecomte, J.C. (2017). Tectonostratigraphic evolution of a rift-type basin : The western margin of the Levant Basin. to *Marine and Petroleum Geology*, In Press.

Hamon, Y, **Deschamps, R.**, Joseph, P., Chanvry, E., Garcia, D. (2016). New insight of sedimentological and geochemical characterization of siliciclastic-carbonate deposits (Alveolina Limestone Formation, Graus-Tremp Basin, Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France*.

Hamon, Y, **Deschamps, R.**, Joseph, P., Doligez, B., Schmitz, J., Lerat, O. (2016). Integrated workflow for characterizing and modeling a mixed sedimentary system: The Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Graus-Tremp Basin, Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*.

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Schuster, M., Lajeunesse, P., Nutz, A., **Deschamps, R.**, Roquin, C., Düringer, P. (2016). From outwash to coastal systems in the Portneuf-Forestville deltaic complex (Québec North Shore): Anatomy of a forced regressive deglacial sequence. *Sedimentology*.

Beniest, A., Brun. J.P., Smit, J., **Deschamps, R.**, Hamon, Y. Crombez, V., Gorini, C. (2016). Interaction between trench retreat and Anatolia escape a recorded by the Neogene Basins in the North Aegean. *Basin Research*.

Deschamps, R., Schmitz, J., Daniel, J.M., Joseph, P. (2015). Procédé d'exploitation d'un gisement souterrain comprenant au moins un affleurement géologique au moyen de photogrammétrie. Patent n° 13 58480.

Leroy, S., Ellouz-Zimmermann N., Corbeau J., Rolandone F., Mercier de Lépinay B., Meyer B., Momplaisir R., Granja Bruña J.L., Battani A., Baurion C., Burov E., Clouard V., **Deschamps R.**, Gorini C. , Hamon Y. , Lafosse M., Leonel J. , Le Pourhiet L., Llanes P. ,Loget N., Lucazeau F., Pillot D., Poort J., Tankoo K., Cuevas J.-L., Alcaide J.F., Jean Poix C. 10, Muñoz-Martin A., Mitton S., Rodriguez Y., Schmitz J., Seeber L., Carbo-Gorosabel A., Muñoz S. (2015): Segmentation and kinematics of the North America-Caribbean plate boundary offshore Hispaniola. *Terra Nova*.

Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Joseph, P., Chanvry, E., Garcia, D., 2015 : Multi-proxy characterization of a mixed "siliciclastic-carbonate" series: The *Alveolina* Limestone Formation (Ilerdian of the Graus-Tremp Basin, Spain). *Société Géologique de France*.

Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Joseph, P., Doligez, B., Schmitz, J., Lerat, O., 2015: Integrated workflow for characterization and modeling of a mixed sedimentary system: The Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Graus-Tremp Basin, Spain). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*.

Hawie, N. (PhD), **Deschamps, R.**, Granjeon, D, Nader, F.H., Gorini, C, Montadert, L., Baudin, F. (2014). Multi--scale constraints of sediment source to sink systems in frontier basins: The Levant region example. *Basin Research*.

Julien Schmitz, **Rémy Deschamps**, Philippe Joseph, Olivier Lerat, Brigitte Doligez, Anne Jardin (2014); From 3D photogrammetric outcrop model towards reservoir models: An integrated modelling workflow. Extended abstract, Vertical Geology Conference 2014, 5 - 7 February 2014, University of Lausanne, Switzerland.

Hawie, N. (PhD), Gorini, C., **Deschamps, R.**, Nader, F., H., Montadert, L., Grangeon, D., Baudin, F. (2013). Tectono-stratigraphic evolution of the Northern Levant Basin (offshore Lebanon). *Marine and Petroleum Geology*.

Hawie, N. (PhD), **Deschamps, R.**, Nader, F., H., Gorini, C., Müller, C., Desmares, D., Hoteit, A., Grangeon, D., Montadert, L., Baudin, F. (2013). Stratigraphic evolution of the northern Lebanese coastal area and its implications on the Levant margin and basin from the Upper Cretaceous onwards. *Arabian Journal of Geosciences*.

Deschamps, R., Roussé, S., Eschard, R., (2013). Stratigraphy of the Late Ordovician glacial valleys in the Tassili N'Ajjers area (Algeria). *Sedimentary Geology*.

Deschamps, R., Guy, N., Preux, N., Lerat, O., (2012): Analysis of heavy oil recovery by thermal EOR in a Meander Belt: from geological to reservoir modelling. *Oil & Gas Science and Technology*.

Deschamps, R., Kohler, E., Gasparrini, M., Durand, O., Euzen, T., Nader, F., (2012), Impact of mineralogy and diagenesis on reservoir properties of the Lower Cretaceous Upper Mannville (Alberta, Canada). In: *Oil & gas science and technology*.

Deschamps, R., Guy, N., Preux, N., Lerat, O., (2011): Impact of upscaling on 3-D modelling of SAGD in a meander belt. Proceedings of the *SPE Annual Technical Conference and exhibition 2011* in Denver, paper SPE-147035-PP.

Eschard, R., **Deschamps, R.**, B. Doligez, B., Langlais, V., Euzen, T.; (2011): Connectivity estimation between turbiditic channels and overflow deposits from the modelling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan); In: *Geol. Soc. of London*.

Eschard, R., Bekkouche, D., Chebourou, H., Braik, F., Ben Rahuma, M., Desaubliaux, G., **Deschamps, R.**, 2010; Paleohighs: their influence on the North African Paleozoic petroleum systems; *Petroleum Geology Conference series 2010*; v. 7; p. 707-724.

Deschamps, R., Euzen, T., Delamaide E., Feutchwanger T., Pruden D., 2008. The Upper Manville Incised Valleys of Central Alberta: An Example of Subtle Gas Traps. Extended abstract in *CSPG CSEG CWLS convention* May 12-15, 2008, Calgary, Alberta, Canada.

Euzen, T., Eschard, R., Albouy, E., and **Deschamps R.**, 2007, Reservoir Architecture of a Turbidite Channel Complex in the Pab Formation, Pakistan, in T. H. Nilsen, R. D. Shew, G. S. Steffens, and J. R. J. Studlick, eds., Atlas of Deep-Water Outcrops: AAPG Studies in Geology 56 20 p., ISBN 0891810633, 2008, *American Association of Petroleum Geologists*.

Albouy E., **Deschamps R.**, Eschard R., Euzen T., 2007: Stratigraphic architecture of a channel complex in the canyon-mouth setting of the lower Pab Basin-floor fan, north Drabber Dhora, Pakistan: Atlas of deep-water outcrops, Nilsen Tor H., AAPG studies in geology, No 56, pp. 295-298, ISBN 0891810633, 2008, *American Association of Petroleum Geologists*.

Eschard R., Albouy E., **Deschamps R.**, Euzen T., Ayub A., 2003, Downstream evolution of turbidic channel complexes in the Pab Range outcrops (Maastrichtian, Pakistan). *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 20, 2003, pp. 691-710.

Conferences

Deschamps, R., Papadimitriou, N., Souque, C., Darnault, R., Nader, F., Gorini, C., Simeo, V., Homberg, C., Lecomte, J.F. (2017). Geodynamic and synchronous infill of flexural basins : The northern margin of the Levant Basin (Onshore Southern Cyprus). International Lithosphere Program (ILP), Limasol, Cyprus, 30th of October – 2nd of November 2017.

Papadimitriou, N., Gorini, C., Nader, F., **Deschamps, R.** (2017). Tectono-stratigraphic evolution of the western margin of the Levant basin (offshore Cyprus). International Lithosphere Program (ILP), Limasol, Cyprus, 30th of October – 2nd of November 2017.

Deschamps, R., Adelinet, M. Hamon, Y., Mengus, J.M. (2018). Multiscale characterization of a microbialite-rich marginal lacustrine system : the Atlantic pre-salt outcrop analogue of the green river formation (eocene, USA). International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Deschamps, R., Rohais, S., Hamon, Y., Gasparrini, M. (2017). Dynamic of a lacustrine system in a rift basin : example of the Yacoraite formation, Salta basin, Argentina. International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Deschamps, R., Omodeo-Salé, S., Chauveau, B., Fierens, R., Euzen, T. (2017). Stratigraphic architecture and spatial distribution controlling factors of coal and carbonaceous shales deposits: the Mannville group, WCSB (Alberta, Canada). International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Hamon, Y., Doligez, B., Rohais, S., **Deschamps, R.**, Barbier, M., Schmitz, J., Joseph, P. (2017). Integrated workflow for characterization and modeling of an outcrop analog of pre-salt series : insights from The Yacoraite Fm., Salta Rift System (NW Argentina). International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Hamon, Y., Rohais, S., **Deschamps, R.**, Gasparrini, M., Barbier, M. (2017). Characterization and distribution of the microbialites within lacustrine series : the example of the Maastrichtian-Danian Yacoraite Fm, Salta basin, Argentina. International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Chauveau, B., **Deschamps, R.**, Omodeo Salé, S., Carraro, D. (2017). Integration of terrestrial organic matter production and preservation in a stratigraphic forward numerical model : application of the Mannville group (CANADA). International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Omodeo Sale, S., **Deschamps, R.**, Michel, P., Chauveau, B., Suarez Ruiz, I. (2017). Depositional environments and composition controlling factors of coal and carbonaceous shales deposits : the Mannville group, WCSB (Alberta, Canada). International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Chanvry, E., **Deschamps, R.**, Joseph, P., Garcia, F., Puigdefabregas, C. (2017). Impact of tectonic, climate and eustasy on the stratigraphic architecture and depositional evolution in the Graus-Tremp Basin during Eocene times. International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Chanvry, E., Garcia, D., Joseph, P., **Deschamps, R.**, Teinturier, S. (2017). Mineralogical distributions and their controlling factors in the Graus-Tremp Basin during Eocene times. International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Dietrich, P., Ghienne, J.F., **Deschamps, R.**, Lajeunesse, P., Normandeau, A., Razin, P. (2017). Deglacial sequence and isostatic rebounds: quaternary vs. Ordovician glaciations. International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Ghienne, J.F., Dietrich, P., Benvenuti, A., Dabard, M.P., **Deschamps, R.**, El Houica, M., Girard, F., Khoukhy, Y., Loi, A., Moscariello, A., Razin, P., Shulman, K., Tessitore, L., Vandenbroucke, T. (2017). From shelf to basin, anatomy of a glaciation record (Upper Ordovician, Morocco, ANR Seqstrat-ice project). International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Bailly, C., Adelinet, M., Fortin, J., Hamon, Y., **Deschamps, R.** (2017). Multiscale geological and geophysical outcrop characterization of continental carbonates: The example of the Miocene lacustrine series of Samos island, Greece. International Meeting of Sedimentology (IMS), 6-11 Octobre 2017, Toulouse, France.

Deschamps, R., Schmitz, J., Joseph, P., Lerat, O., Doligez, B., Hamon, Y., Mengus, J.M., Coureaud, B. (2017). From 3D outcrop models to reservoir models. American Association of Petroleum Geologists (AAPG ICE event), 15-18 October 2017, London, England.

Deschamps, R., Schmitz, J., Joseph, P., Lerat, O., Doligez, B., Mengus, J.M., Coureaud, B. (2017). From 3D outcrop models to reservoir models. World Petroleum Congress (WPC), 09-13 July 2017, Istanbul, Turkey.

Deschamps, R., Joseph, P., Schmitz, J., Lerat, O., Doligez, B., Hamon, Y., Mengus, J.M.M (2017). Integration of 3D outcrop data into reservoir models. European Association of Geoscientists and Engineers (EAGE), 12-15 June 2017, Paris, France.

Marchionda, E.; **Deschamps, R.**; Nader, F.H.; Ceriani, A.; Di Giulio, A. ; Lawrence, D. ; Morad, D.J. (2017). Field scale forward modeling of a shallow marine carbonate ramp: the Upper Jurassic Arab Formation (onshore Abu Dhabi, UAE). In: European Geophysical Union, 23-28 April 2017, Vienna, Austria.

Rubino, J.L., Mercier, L., Daghdevirenian, L., Migeon, S., Bousquet, R., Broucke, O., Raisson, F., **Deschamps, R.**, Imbert, P. (2017). The Schistes à Blocs FM ;: the ultimate member of the Annot Sandstones in the Southern Alps (France) ; slope gullies or canyon system ? In: European Geophysical Union, 23-28 April 2017, Vienna, Austria.

Marchionda, E.; **Deschamps, R.**; Nader, F.H.; Ceriani, A.; Di Giulio, A. ; Gasparri, M. ; Lawrence, D. ; Morad, D.J. (2016). New insights on stratigraphy and sedimentology of the Upper Jurassic Arab Formation in the onshore Abu Dhabi (UAE). AAPG: Exploring & Exploiting Carbonate reservoirs, Bari, Italy, 26-27/04/2016.

Marchionda, E.; **Deschamps, R.**; Nader, F.H.; Ceriani, A.; Di Giulio, A.; Morad, D.J. (2016). 3D stratigraphic forward modelling of the Upper Jurassic Arab Formation: an onshore Abu Dhabi (UAE) case of study. 88° Congresso della Società Geologica Italiana - Geosciences on a changing planet: learning from the past, exploring the future, Napoli, Italy, 7-9/09/2016.

Chanvry E., Joseph P., **Deschamps R.**, Garcia D., Deconinck J.F., Rubino, J.L., Teinturier, S., 2016. Impact de la tectonique sur le partitionnement sédimentaire et la minéralogie dans un bassin d'avant-pays (cas du bassin de Graus-Tremp pendant l'Eocène Inférieur). In: Réunion de Sciences de la Terre (RST), 24-28 Octobre 2016, Caen, France.

Chanvry E., Joseph P., **Deschamps R.**, Garcia D., Deconinck J.F., Rubino, J.L., Teinturier, S., 2015. Impact de la tectonique sur le partitionnement sédimentaire et la minéralogie dans un bassin d'avant-pays (cas du bassin de Graus-Tremp pendant l'Eocène Inférieur). In: Congrès de L'Association des Sédimentologistes Français, 13-15 Octobre 2015, Chambéry, France.

Rubi, R. ; Coureaud, B. ; Schmitz, J. ; Desaubliaux, G. ; Dreux, R. ; Rohais, S. ; Moretti, I. ; Bourquin, S. ; Blanc, M. ; **Deschamps, R.** ; 2015. Acquisition par drone et reconstruction de modèles photogrammétriques 3D interprétés sous géomodeleur couplés aux données de terrain : Golfe de Corinthe et Utah. In: Congrès de L'Association des Sédimentologues Français, 13-15 Octobre 2015, Chambéry, France.

Dietrich, P. ; Ghienne, J.F. ; Darnault, R. ; Deschamps, R. ; El Berrada, I. ; El Houicha, M. ; Giannone, M. ; Maillot, B. ; Razin, P. ; Schmitz, J. ; 2016. Glaciotectonic complexes in the central Anti-Atlas (Morocco): implications regarding the end-Ordovician ice-margin dynamics. In: European Geophysical Union, 17-22 avril 2016, Vienna, Austria.

Chargos A., Chanvry E., Deconninck J.F., **Deschamps R.**, Garcia D., Joseph P., Pellenard P., Teinturier S., 2015. Influences détritiques et diagénétiques sur la minéralogie des argiles des formations du Crétacé terminal à l'Eocène dans le bassin de Graus-Tremp, Espagne. In: Congrès de L'Association des Sédimentologues Français, 13-15 Octobre 2015, Chambéry, France.

Ghienne J.F., **Deschamps R.**, Berrada I., Darnault R., Dietrich P., El Houicha M., Giannone M., Maillot B., Razin P., Schmitz J., 2015. Complexes glacio-tectoniques de l'Anti-Atlas : Quelles implications pour la dynamique des marges glaciaires de la fin de l'Ordovicien Hirnantien, Maroc? In: Congrès de L'Association des Sédimentologues Français, 13-15 Octobre 2015, Chambéry, France.

Deschamps, Remy; Joseph, Philippe; Lerat, Olivier; Schmitz, Julien; Doligez, Brigitte, 2015. From 3-D Photogrammetric Outcrop Model Towards Reservoir Models: An Integrated Modeling Workflow. AAPG Annual Convention & exhibition, Denver, 31/5 – 02/6 2015.

Deschamps, Remy; Fierens, Ruth; Chauveau, Benoit; Euzen, Tristan, 2015. Stratigraphic Architecture of Coal and Non-Marine Strata of the Mannville Group in the Western Canadian Sedimentary Basin, South Central Alberta. AAPG Annual Convention & exhibition, Denver, 31/5 – 02/6 2015.

Beniast, A., Brun, J.P., Smit, J., **Deschamps, R.**, Hamon, Y., Crombez, V., Gorini, C.: Structure and seismic stratigraphy of deep Tertiary basins in the northern Aegean Sea. EGU2015-746, 2015. EGU General Assembly 2015; Vienna, Austria.

Hawie, N., **Deschamps, R.**, Granjeon, D., Gorini, C., Nader, F., Baudin, F.: Multi-scale constraints of sediment source to sink systems in frontier basins: a forward stratigraphic modeling case study of the Levant region. EGU2015-8909, 2015. EGU General Assembly 2015; Vienna, Austria.

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Schuster, M., **Deschamps, R.**, Lajeunesse, P., Nutz, A., Roquin, C., Düringer, P.: Stratigraphic architecture and morphostructures of a recent glacio-isostatically forced-regressive delta: implications in terms of proglacial fluvial dynamics, North Shore of the St-Lawrence Estuary, Québec, Canada. EGU2015-5957, 2015. EGU General Assembly 2015; Vienna, Austria.

Chanvry, E., Joseph, P., **Deschamps, R.**, Garcia, D., Rubino, J.L., Teinturier, S., 2014. Mineralogical distribution and chemical characterization of the Eocene clastic series of the South Central Pyrenees (Isabena section, Tremp Basin, South Pyrenean foreland Basin). RST conference, 27-31/11/2014, Pau.

Chanvry, E., Garcia, D., Joseph, P., **Deschamps, R.**, Teinturier, S., 2014 : Towards a chemically assisted appraisal of detrital modes and mineralogical distribution in Eocene series from the South Central Pyrenees (Tremp Basin). 19th International Sedimentological Congress (IAS), Abstract Book p. 121, Genève (18-22 août 2014).

Dietrich P., Ghienne J.-F., Schuster M., **Deschamps R.**, Lajeunesse P., Nutz a., Roquin c., Düringer P. ,(2014) Glacio-isostatically forced proglacial deltas: the examples of the Portneuf-Forestville delta, north Shore of the St-Lawrence estuary, Québec, Canada. 19th International Sedimentological Congress (IAS), Abstract Book p. 180, Genève (18-22 août 2014).

Ellouz-Zimmermann, N. , Hamon Y. , **Deschamps, R.** , Battani, A., Schmitz, J., Ruffine L., Momplaisir, R., Leroy, S, 2014. Along-fault deformation partitioning of NW Haiti: Implication on Fluid Transfer. AGU conference, San Francisco, 2014.

Deschamps, R., Joseph, P., Lerat, O., Schmitz, J., Doligez, B., Jardin, A., 2014: Integration of 3D photogrammetric outcrop models in the reservoir modelling workflow. Geophysical Research Abstract, Vol. 16, EGU2014-5220, 2014. EGU General Assembly 2014. Keynote talk presented by R. Deschamps.

Julien Schmitz, **Rémy Deschamps**, Philippe Joseph, Olivier Lerat, Brigitte Doligez, Anne Jardin (2014) ; From 3D photogrammetric outcrop model towards reservoir models: An integrated modelling workflow. Extended abstract, Vertical Geology Conference 2014, 5 - 7 February 2014, University of Lausanne, Switzerland.

Ellouz-Zimmermann, N., Leroy, S., Momplaisir, R., Mercier De Lépinay, B., and the Haiti-SIS team. Thick-skin versus thin skin tectonics in the Haitian restraining bend. AGU fall meeting, San Francisco.

Deschamps, R., Roussé, S., Eschard, R., (2013). Late Ordovician deglaciation in the Tassili N'Ajers area (Algeria): a record of the glacio-eustatic rebound? (2013). In: Congrès de l'association des Sédimentologues Français, 5-7 Novembre 2013, Paris, France. Talk presented by R. Deschamps.

Eschard, R., **Deschamps, R.**, Doligez, B., Euzen, T., Connectivity estimation between turbiditic channels and overflow deposits from the modelling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan). In: Congrès de l'association des Sédimentologues Français, 5-7 Novembre 2013, Paris, France. Poster presented by R. Deschamps.

Deschamps, R., Hamon, Y., Darre, T., Gorini, C. (2013): Caractérisation des séries lacustres du Miocène Supérieur de l'île de Samos. Un exemple de paléolac alcalin et salin. In: Congrès de L'Association des Sédimentologues Français, 5-7 Novembre 2013, Paris, France. Poster presented by R. Deschamps.

Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Joseph, P., Schmitz, J., Doligez, B (2013); Integrated workflow for characterization and modelling of a mixed sedimentary system: the Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Early Eocene, Graus-Tremp Basin, Pyrenees, Spain). In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 5-7 Novembre 2013, Paris, France. Talk presented by R. Deschamps.

Hawie, N., **Deschamps, R.**, Nader, F., H., Gorini, C., Müller, C., Desmares, D., Baudin, F. (2013). Revisiting the sedimentological and stratigraphical evolution of the Miocene rock unit along the northern Levant margin (onshore Lebanon). In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 5-7 Novembre 2013, Paris, France. Talk presented by R. Deschamps.

Crognier, N., Nader, F., Desmares, D., **Deschamps, R.**, Hawie, N., Müller, C. (2013). Etude sédimentologique et biostratigraphique des séries Turono-Miocène du Nord du Liban (marge orientale du bassin du Levant). In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 5-7 Novembre 2013, Paris, France.

Hamon, Y., Rohais, S., **Deschamps, R.**, Gasparrini, M. (2012). Outcrop analog for microbial series from South Atlantic : the Yacoraite Fm., Salta rift basin, Argentina. AAPG Hedberg research conference, Houston, USA, 4-8 June 2012, American Association of Petroleum Geologists.

Rohais, S., Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Gasparrini, M. (2012). Sequence stratigraphy of the Yacoraite FM. (Uppermost Cretaceous-Paleocene), Salta rift basin (Argentina): insight for the pre-salt plays of South Atlantic. Reunion argentina de sedimentologia, 13th, Salta, Argentina, 16-18 may 2012.

Eschard, R., **Deschamps, R.**, Doligez, B., Euzen, T., Connectivity estimation between turbiditic channels and overflow deposits from the modelling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan); In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*. Long Beach (USA), 22-25 April 2012. Talk presented by R. Deschamps.

Rohais, S., Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Gasparrini, M.; Stratigraphic architecture of pre-salt microbial series deposited during the sag phase of the Salta rift system: the Yacoraite Fm (NW Argentina); In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*. Long Beach (USA), 22-25 April 2012. Talk presented by R. Deschamps.

Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Joseph, P., Schmitz, J.; Integrated workflow for characterization and modelling of a mixed sedimentary system: the Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Early Eocene, Graus-Tremp Basin, Pyrenees, Spain); In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*. Long Beach (USA), 22-25 April 2012. Poster presented by R. Deschamps.

Deschamps, R., Roussé, S., Eschard, R., (2011): Glaciation and deglaciation in the late Ordovician sedimentary record of the Tassili N'Ajers, Algeria. In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 13-17 Novembre 2011, Dijon, France. Talk presented by R. Deschamps.

Deschamps, R., Hamon, Y., Joseph, P., Schmitz, J. (2011): Sedimentary control on a mixed "clastic-bioclastic-bioconstructed" ramp. The Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Early Eocene, Graus-Tremp Basin, Pyrenees, Spain). In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 13-17 Novembre 2011, Dijon, France. Talk presented by R. Deschamps.

Roussé, S., **Deschamps, R.**, Eschard, R., Sandvik, S., E., Hirst, P., Murat, B., Saadi, K., Erwan Leguerroué, E., (2011): From outcrop analogs to subsurface reservoir architecture, an example of the Late Ordovician syn-glacial strata from the Illizi Basin (Algeria) strata from the Illizi Basin (Algeria). In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 13-17 Novembre 2011, Dijon, France.

Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Joseph, P., Schmitz, J. (2011): Contrôles sédimentaires sur la distribution spatiale de la diagenèse dans une série mixte "clastique-carbonate": La Formation des *Calcaires à Alvéolines* (Ilerdien du Bassin de Graus-Tremp, Pyrénées Espagnoles). In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 13-17 Novembre 2011, Dijon, France.

Schmitz, J., **Deschamps, R.**, Hamon, Y., Joseph, P. (2011): Modèles Numériques d'Affleurements: Acquisition et traitements photogrammétriques, intégration dans les workflows de modélisation. In: *Congrès de L'Association des Sédimentologues Français*, 13-17 Novembre 2011, Dijon, France.

Deschamps, R., Guy, N., Preux, C., Lerat, O., 2011: Impact of upscaling on 3D modelling of SAGD in a meander belt. In: *SPE ATCE Denver* (30 Octobre – 2 Novembre 2011). Talk presented by R. Deschamps.

Rohais, S., Hamon, Y., **Deschamps, R.**, 2011: Stratigraphic Architecture of Pre-Salt Microbial Series from the Salta Rift System (Yacoraite Formation, NW Argentina); In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*. Milano (Italy), 1-19 October 2011).

Ellouz Zimmermann, N., Faure, J. L., Frery, E., **Deschamps, R.**, 2011: 3-D Approach on CO₂-Rich Fluid Circulation Impact on Reservoir and Cyclic Fault Permeability Changes along Moab-Green

River Segmented Fault System: 2011 AAPG International Conference and Exhibition, Milan, Italy, 23-26 October 2011.

Rohais, S., Hamon, Y., **Deschamps, R.**, 2011: Stratigraphic Architecture of Pre-Salt Microbial Series from the Salta Rift System (Yacoraite Formation, NW Argentina); In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*. Houston (USA).

Euzen, T., **Deschamps, R.**, Lenormand, R., Moscariello, A., Sliwinski, J., 2010: Integrated reservoir characterization : key to unlocking gas resources of the Upper Mannville incised valley systems (Lower Cretaceous, West-central Alberta), 20 p., ISBN 0891810633, 2008, American Association of Petroleum Geologists. Systems (Lower Cretaceous, West-central Alberta). GEOCANADA, Working with the earth, Calgary, Canada, 10-14 may 2010.

Deschamps, R., Durand, O., Euzen, T., Gasparrini, M., Kohler, E., Nader Fadi, H., 2010: Impact of mineralogy and diagenesis on reservoir properties of the lower cretaceous Upper Mannville Formation (Alberta, Canada): AAPG International conference and exhibition, Frontiers of unconventional thinking : saddle up for the ride, Calgary, Canada, 12-15 september 2010. Poster presented by R. Deschamps.

Ellouz-Zimmermann, N., Faure, J., L., Frery, E., **Deschamps, R.**, Battani, A., Schmitz, J., Vincke, O., 2010: Dynamics of the Faults in the Colorado Plateau in Utah. Impact of Tectonic Heritage and Reservoir Architecture on the Fault Sealing Efficiency. AAPG International conference and exhibition, Frontiers of unconventional thinking: saddle up for the ride, Calgary, Canada, 12-15 september 2010.

Rohais, S., Hamon, Y., **Deschamps, R.** (2011). Outcrop analogue of Pre-salt microbial series from South Atlantic: the Yacoraite Fm, Salta rift system (NW Argentina). In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*. Houston (USA).

Backheuser, Y., Costa Mourao De Brito, F., **Deschamps, R.**, Doligez, B., Hamon, Y., Joseph, P., Lerat, O., Martin, P., Schmitz, J., Trajano, De Faria, R., Vedrenne, V., 2009: Characterization and geostatistical modeling of facies and diagenesis in a mixed carbonate-siliciclastic reservoir analog (Ilerdian Alveolina Limestone, Serraduy, NE Spain). AAPG Annual convention, Denver, USA, 7-10 june 2009.

Backheuser, Y., Costa Mourao De Brito, F., **Deschamps, R.**, Doligez, B., Hamon, Y., Joseph, P., Lerat, O., Martin, P., Schmitz, J., Trajano, De Faria, R., Vedrenne, V., 2009: Characterization and geostatistical modeling of facies and diagenesis in a mixed carbonate-siliciclastic reservoir analog. Example of the Ilerdian Alveolina Limestone, Serraduy, NE Spain International conference on sediment body geometry and heterogeneity : analogue studies for modelling the subsurface, London, UK, 21-23 october 2009.

Deschamps, R., Euzen, T., Delamaide, E., Feuchtwanger, T., Pruden, D., 2008: The upper Manville incised valleys of central Alberta : an example of subtle gas traps. CSEG/CSPG/CWLS convention, Back to exploration, Calgary, Canada, 12-15 may 2008. Poster presented by R. Deschamps.

Joseph P., Desaubliaux G., **Deschamps R.**, Doligez B., Eschard R., Granjeon D., Hamon Y., Lerat O., Salles L. & Schmitz J. (2008). Integrated outcrop modelling : the IFP approach. SEPM Research conference, Outcrops revitalized : tools, techniques and applications, Kilkee, Ireland, 22-28 june 2008.

Euzen, T., Eschard, R., Lerat, O., **Deschamps, R.**, and Albouy, E., 2004, Three-Dimensional Modelling of a Turbidite Channel Complex from Outcrop Restoration (Pab Formation, Pakistan). AAPG Annual Meeting, April 18-21, 2004, Dallas, Texas.

Euzen, T., Rohais, S., Bourgeois, A., Nivlet, P., Lerat, O., **Deschamps, R.**, Albouy, E. and Eschard, R., 2004, Static and Seismic Modelling of a Turbidite Complex (Pab Formation, Pakistan). 66th EAGE Conference & Exhibition, 7 - 10 June, 2004, Paris, France.

Deschamps, R., Eschard, R., Albouy, E. et Euzen, T., 2003, Modèle de faciès d'un complexe de chenaux turbiditiques de la formation PAB (PAB formation, Maastrichtien, Pakistan). Congrès de L'Association des Sédimentologues Français, 14-16 octobre, 2003, Bordeaux, France. Talk presented by R. Deschamps.

Eschard, R., Albouy, E., **Deschamps, R.**, and Euzen, T., 2003, Heterogeneity Distribution and Sequence Evolution of Turbiditic Channel Complexes in the Pab Formation, Pakistan. AAPG Annual Convention, May 11-14, 2003, Salt Lake City, Utah.

Euzen, T., Albouy, E., **Deschamps, R.**, Eschard, R. et Lerat, O., 2003, De l'affleurement au modèle de réservoir : modélisations 3D d'un complexe de chenaux du système turbiditique du PAB (Maastrichtien, Pakistan). Congrès de L'Association des Sédimentologues Français, 14-16 octobre, 2003, Bordeaux, France.

Abdallah, H., Bekkouche, D., Belhaouas, S., Benkouider, M., Braik, F., Desaubliaux, G., **Deschamps, R.**, Eschard, R., Henniche, D., Maache, N., Mouaici, R.; 2003: Siluro-Devonian reservoirs of the Illizi-Berkine basin **Source:** AAPG, Paleozoic and Triassic petroleum systems in North Africa. Hedberg conference, Algiers, Feb. 18-20 2003, Abstracts, Core poster session, 1 p.

Eschard, R., Albouy, E., **Deschamps, R.**, Gaumet, F., Euzen, T., 2002, Detailed reservoir architecture of turbiditic channel complexes in the Pab Sandstone outcrops (Maastrichtian, Pakistan). AAPG - Our heritage, key to global discovery. American Association of Petroleum Geologists annual meeting, Houston, March 10-13 2002, Abstracts, 1 p.

Gaumet, F., Eschard, R., Albouy, E., Euzen, T., **Deschamps, R.**, 2001, La marge carbonatée nord-ouest indo-pakistanaise (formation du Parh, Campanien). Paléogéographie et contrôle de l'architecture des turbidites du Pab (Maastrichtien). Sédimentologie. 8e congrès français, Orléans, 12-14 nov. 2001, résumés, p. 165-166.

Rapports de recherche

Deschamps, R., Battani, A., Hamon, Y., Pillot, D., Schmitz, J., Ellouz-Zimmermann, N. (2017). Rapport final Haïti BGF. IFPEN Report Janvier 2017, 64p.

Ellouz-Zimmermann N., Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Battani, B., Pillot, D., Darnault, R., Vially, R. (2016). Rapport de synthèse final des études entreprises sur le système transpressif d'Haïti dans le cadre du projet collaboratif « Haïti-Failles » avec Total. IFPEN Report 2016.

Ellouz-Zimmermann, N., Battani A., Hamon Y., **Deschamps R.**, Schmitz J., Pillot D. (2016). Rapport de mission Haïti-BGF. Partie collaborative. Mission du 13 au 26 décembre 2015. IFPEN Report 66110, 64 p..

Ellouz-Zimmermann, N., Hamon Y., **Deschamps R.**, Battani A., Darnault R., Pillot D. (2016). Rapport intermédiaire des observations de terrain et analyses dans le système transpressif d'Haïti. Projet collaboratif Haïti-FAILLE avec TOTAL. IFPEN Report 65948, 74 p.

Ellouz-Zimmermann, N. ; Hamon, Y. ; **Deschamps, R.** ; Battani, A., Pillot, D. ; Darnault, R., Vially, R. (2016). Rapport de synthèse final des études entreprises sur le système transpressif d'Haïti dans le cadre du projet collaboratif Haïti-FAILLE avec TOTAL. IFPEN Report

Fierens, R., **Deschamps, R.**, 2014 : Stratigraphic architecture of coal and non-marine strata of the Mannville Group in the Western Canadian Sedimentary Basin.

Jones, R., **Deschamps, R.**, Schmitz, J., 2014 : The sedimentological interpretation and quantification of the Upper Yacoraite Fm., Salta Basin, Argentina: Smartanalog workflow application.

Darnault, R., **Deschamps, R.**, Desmares, D., Dodoo, D., Nader, F.H., 2014 : Stratigraphic correlation and petroleum prospectivity of the Levant Basin, South Lebanon.

Rohais, S., Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Gasparrini, M., Beaumont, V., 2012 : Advancement report and fieldguide for the workshop 1. Cretaceous outcrop analog from Argentina for microbial pre-salt Atlantic series: JIP Compas-Year 1.

Deschamps Rémy, Guy Nicolas, Preux Christophe, Lerat Olivier; 2011. Geostatistical and thermal modelling of a meander belt. Case of Long Nab, Yorkshire (U.K.).

Rohais, S., Hamon, Y., **Deschamps, R.**, Gasparrini, M., 2014 : Cretaceous outcrop analog from Argentina for microbial pre-salt Atlantic series : bibliographic review and first field surveys for the JIP Compas.

Daviau Quentin, **Deschamps Rémy**, Joseph Philippe; 2011. Relations tectonique-sédimentation dans le bassin d'avant-pays Sur-Pyrénéen à l'Eocène Inférieur, Le cas du bassin de Grauss-Tremp.

Nauroy Jean François., Boulin Pierre, Bemmer Elizabeth, Fleury Marc, **Deschamps Rémy**, Houel Pascal; 2011. Petrophysical and geomechanical properties of cap rock samples from Castor gas storage.

Hamon Youri, **Deschamps Remy**, Schmitz Julien, Joseph Philippe, 2011, Serraduy 2010. Field Report, integration of new data.

Deschamps Remy, Roussé Stéphane., Eschard Remi, 2010, Glaciation and deglaciation in the late ordovician sedimentary record of the Tassili N'Ajjer (SE Algeria).

Deschamps Remy, Eschard Remi, Roussé Stéphane., 2010, Field trip on the Cambro-Ordovician series in the Tassili N'Ajjer, Algeria.

Eschard Remi, **Deschamps Remy**, 2010, Lower paleozoic Cambro-Ordovician sedimentation in the Tassili N'Ajjer, Algeria: field trip for JVGAS.

Deschamps Remy, Battani Anne, Ellouz-Zimmermann Nadine, Faure Jean-Luc, Frey Emmanuelle, Schmitz Julien, 2009: Sedimentological synthesis of late paleozoic and mesozoic reservoirs of the western paradox basin, Utah, USA.

Durand Ophelie, **Deschamps Remy**, 2009, Étude diagénétique des réservoirs gréseux "tights" à gaz du Crétacé Inférieur d'Alberta (Canada).

Hamon Youri, Joseph Philippe, Lerat Olivier, Schmitz Julien, **Deschamps Remy**, Vedrenne Valerie, Doligez Brigitte, Backheuser Yeda, Trajano De Faria Rosane, Costa Mourao De Brito Fernanda S., Martin Pablo, 2009, Geostatistical modelling of carbonate reservoirs and the associated diagenesis : example of the Ilerdian Alveolina limestone formation of Serraduy (Grauss-Tremp Basin, NE Spain).

Deschamps Remy, Rohais Sebastien, 2009, Outcrop study of the upper Devonian/Carboniferous reservoirs in the Bled El Mass area.

Deschamps Remy, Eschard Remi, 2006, Sedimentology of the cambro-ordovician and devonian reservoirs in M'sari area. Phase 2: subsurface correlation of the cambro-ordovician and devonian reservoirs in M'sari Akabli area (Ahnet basin, Algeria).

Roure Francois, Ancel Martine, Behar Francoise, Callot Jean-Paul, Cherel Louis, **Deschamps Remy**, Joseph Philippe, Muller Carla, Ravenne Christian, Sassi William, Vincent Benoit, Mechti Mehdi, Belkacem Addoum, 2006, TELL-OFFSHORE (Volume 1) : architecture and petroleum appraisal of north Algeria. Final report of the Tell-Offshore JIP.

Houel Pascal, Eschard Remi, Rudkiewicz Jean-Luc, **Deschamps Remy**, Muller Carla, Doizelet Nadia, 2006, Correlation panels of surface sections in the central Iranian basin (Qom formation).

Euzen Tristan, Eschard Remi, Cacas Marie-Christine, Callot Jean-Paul, **Deschamps Remy**, 2005, Field survey of the M'Sari area : Sedimentology, structural geology and fracturation study (text and appendix).

Vincent Benoit, Eschard Remi, Desaubliaux Guy, **Deschamps Remy**, 2005, Sedimentology of the Devonian reservoir in the Reggane basin. Phase 4 : Diagenesis of the Devonian formations in the Bled El-Mass outcrop.

Eschard Remi, **Deschamps Remy**, Desaubliaux Guy, 2005, Sedimentology of the Devonian reservoir in the Reggane basin. Phase 3: Subsurface correlation of the Devonian reservoir in the Reggane basin.

Euzen Tristan, Lerat Olivier, Bourgeois Aline, Rohais Sebastien, Langlais Valerie, Eschard Remi, Delamaide Eric, Albouy Emily, **Deschamps Remy**, 2005, PAB consortium - The stratigraphic architecture of the Pab turbiditic system. Year 3: seismic and dynamic modelling.

Desaubliaux Guy, Callot Jean-Paul, Cacas Marie-Christine, Eschard Remi, Euzen Tristan, **Deschamps Remy**, 2004, Sedimentology of the Cambro Ordovician reservoir in the Sbaa basin. Outcrop study of the bled El-Mass area: sedimentology, sequence stratigraphy and structural geology.

Rudkiewicz Jean-Luc, **Deschamps Remy**, Eschard Remi, Houel Pascal, Letouzey Jean, Mengus Jean-Marie, Muller Carla, 2004, Field work in Central Iran (27 April to 13 May 2004 : 8 Orbidehest to 24 Orbidehest 1383).

Desaubliaux Guy, Eschard Remi, Vincent Benoit, **Deschamps Remy**, Fernandes Nathalie, Daniau Gautier, 2004, Sedimentology of the Cambro-Ordovician reservoirs in the Sbaa Basin : Core study. Volume 2 - Core photographic atlas.

Desaubliaux Guy, Eschard Remi, Vincent Benoit, **Deschamps Remy**, Fernandes Nathalie, Daniau Gautier, 2004, Sedimentology of the Cambro-Ordovician reservoirs in the Sbaa Basin : Core study. Volume 1 - Sedimentary facies and environments. Core description.

Albouy Emily, Eschard Remi, **Deschamps Remy**, Euzen Tristan, Lerat Olivier, 2003, Pab Consortium - The stratigraphic architecture of the Pab turbidite system. Year 2: Reservoir architecture.

Eschard Remi, Albouy Emily, Cacas Marie-Christine, Daniel Jean-Marc, **Deschamps Remy**, Desaubliaux Guy, Euzen Tristan, Gaumet Fabrice, Rudkiewicz Jean-Luc, 2002, The stratigraphic architecture of the Pab turbiditic system. Year 1 : Regional model.

Eschard Remi, Desaubliaux Guy, **Deschamps Remy**, Montadert Lucien, Ravenne Christian, Bekkouche Djamel, Abdhalla H., Belhaouas S., Benkouider M., Braik F., Henniche M., Maache N., Mouaici R., 2002, Illizi-Berkine Devonian reservoir consortium (4 Vol. & sheets).

Eschard Remi, Desaubliaux Guy, **Deschamps Remy**, Ravenne Christian, Bekkouche Djamel, 1999, Illizi-Berkine Devonian reservoir consortium. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Upper Silurian/Lower Devonian series in the Ajjer Tassilis (Algeria). Field guidebook.

Eschard Remi, Desaubliaux Guy, **Deschamps Remy**, Ravenne Christian, Bekkouche Djamel, Abdallah H., Belhaouas S., Benkouider M., 1998, Illizi-Berkine Devonian reservoir consortium. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Upper Silurian/Lower Devonian series in the Ajjer Tassilis (Algeria). Part 1: eastern outer Tassilis, SE of Illizi.

Calver Emily, **Deschamps Remy**, Eschard Remi, Moretti Isabelle, 1998, Tectonique et sédimentation dans l'avant-pays andin, Bolivie (rapport de mission, avril 1998).

Annexes

Enseignements en Géosciences et Ingénierie de réservoir, option gisement (RGE) de l'école du Pétrole et des Moteurs (ENSPM) :

- Géosciences pétrolières (sédimentologie, géologie structurale, géochimie, géophysique, diagraphies) ;
- Ingénierie de réservoir (mécanique des fluides, écoulements en milieux multiphasique, modélisation dynamique de réservoirs, tests de puits) ;
- Ingénierie de gisement (thermodynamique, mécanismes de production).

Enseignements - Institut Polytechnique LaSalle-Beauvais :

- Géosciences (sédimentologie,
- géologie structurale,
- géochimie,
- géophysique,
- diagraphies,
- géomécanique,
- pétrographie,
- gestion et finance,
- statistiques,
- conduite de projets).

BREVET D'INVENTION

IFP Energies nouvelles

Procédé d'exploitation d'un gisement souterrain comprenant au moins un affleurement géologique au moyen d'une photogrammétrie

Invention de Rémy Deschamps, Julien Schmitz, Philippe Joseph, Jean-Marc Daniel

Abrégé descriptif

L'invention concerne un procédé d'exploitation (EXP) d'un gisement souterrain comprenant au moins un affleurement, l'exploitation (EXP) du gisement est basée sur un modèle géologique (MOD) formé à partir d'une photogrammétrie. Le procédé s'attache à reconstruire les affleurements géologiques en trois dimensions (R3D) à partir de photographies (PHO), et à en interpréter les éléments géologiques, telles que les surfaces sédimentaires, les faciès géologiques, les failles et les fractures, l'inclinaison des couches... pour construire un modèle géologique du gisement (MOD).

La présente invention concerne le domaine de la caractérisation d'analogues de gisement souterrain, tel qu'un réservoir d'hydrocarbures, un gisement minier ou une carrière, à partir d'un modèle géologique.

L'industrie pétrolière, et plus précisément l'exploration et l'exploitation de gisements pétroliers, nécessite d'acquérir une connaissance aussi parfaite que possible de la géologie souterraine pour fournir de façon efficace une évaluation des réserves, une modélisation de la production, ou une gestion optimisée de l'exploitation. En effet, la détermination de l'emplacement d'un puits de production ou d'un puits d'injection, les paramètres nécessaires à la récupération optimale des hydrocarbures, tels que la pression d'injection, la constitution de la boue de forage, les caractéristiques de complétion... nécessitent de bien connaître le gisement. Connaître le gisement signifie connaître les caractéristiques du sous-sol en tout point de l'espace. Ceci implique de connaître l'architecture de ce sous-sol, c'est-à-dire de définir la géométrie et la nature des couches géologiques constituant ce sous-sol. La complexité de l'architecture sédimentaire d'un réservoir engendre des difficultés pour la modélisation du gisement. On peut observer en particulier différentes surfaces se recoupant, dues à la succession de remplissages et d'érosions. L'architecture géologique définit ainsi différents objets géologiques, auxquels on peut attacher des propriétés pétrophysiques pour améliorer la caractérisation du gisement, et donc les différentes évaluations.

Depuis longtemps, l'industrie pétrolière allie les mesures techniques aux modélisations, réalisées en laboratoire et/ou par des logiciels, notamment au moyen d'une analyse des affleurements du gisement.

En géologie, un affleurement est un ensemble de roches non séparées du sous-sol, qui a été mis à nu par un ensemble de facteurs naturels (érosion hydraulique, glaciaire ou marine) ou humains. Les études d'affleurements analogues et /ou reliés aux gisements en subsurface, c'est à dire d'affleurements ayant les mêmes caractéristiques en termes d'âge géologique, de conditions et d'environnement de dépôt, de type de roche, etc., que le gisement profond

permettent d'acquérir une compréhension plus détaillée de leur géométrie, de leurs hétérogénéités et de leurs caractéristiques pétrophysiques.

De plus, l'étude d'affleurements peut être également utile pour la modélisation de gisement minier ou pour la modélisation de carrière afin d'optimiser leur exploitation.

Les modélisations d'analogues à l'affleurement des gisements constituent donc une étape technique indispensable à toute exploration ou exploitation de gisement. Ces modélisations ont pour but de fournir une description du gisement, via son architecture sédimentaire et/ou ses propriétés pétrophysiques.

Le récent engouement pour la représentation 3D (trois Dimensions) d'affleurement a suscité le développement de techniques de reconstitution d'affleurement en 3D, dont celle du Lidar (de l'anglais : Light Detection and Ranging signifiant télédétection par Laser), pour laquelle de nombreux efforts et moyens ont été mis en œuvre pour intégrer cette technologie dans les méthodes de modélisation géologique. Cette méthode a été éprouvée, et si elle permet d'avoir une reconstitution 3D des affleurements précise, elle s'avère par contre très difficile à employer et à manipuler. En effet, le nuage de points généré sur les images à manipuler est important, les moyens informatiques nécessaires sont conséquents, ce qui réduit nettement la souplesse d'utilisation de cette méthode. Par ailleurs, les dispositifs d'acquisition Lidar sont lourds (plusieurs dizaines de kilogrammes de matériel à emporter sur le terrain, le plus souvent hélicoptés), ce qui rend cette méthode très contraignante et très coûteuse.

Pour pallier à cette méthode coûteuse en termes de moyens d'acquisition et de traitement, ainsi que de lourdeur de manipulation, l'invention concerne un procédé d'exploitation d'un gisement souterrain comprenant au moins un affleurement, l'exploitation du gisement est basée sur un modèle géologique formé à partir d'une photogrammétrie. Le procédé s'attache à reconstruire les affleurements géologiques en trois dimensions à partir de photographies, et à en interpréter les éléments géologiques, telles que les surfaces sédimentaires, les faciès géologiques, les failles et les fractures, l'inclinaison des couches... pour construire un modèle géologique du gisement. L'acquisition des données par cette méthode est peu coûteuse et souple d'utilisation.

Le procédé selon l'invention

L'invention concerne un procédé d'exploitation d'un gisement souterrain comprenant au moins un affleurement géologique. Pour ce procédé, on réalise les étapes suivantes :

- a) on acquiert au moins deux photographies géoréférencées dudit affleurement géologique ;
- b) on construit une représentation tridimensionnelle dudit affleurement géologique à partir desdites photographies géoréférencées ;
- c) on détermine au moins une caractéristique dudit affleurement au moyen de ladite représentation tridimensionnelle de l'affleurement ;
- d) on construit un modèle géologique dudit gisement souterrain au moyen de ladite caractéristique dudit affleurement ; et
- e) on exploite ledit gisement souterrain en mettant en œuvre un schéma d'exploitation défini au moyen dudit modèle géologique.

Selon l'invention, ladite caractéristique dudit affleurement est de nature géologique, géométrique, statistique et/ou géostatistique.

Avantageusement, ladite caractéristique dudit affleurement est choisie parmi une définition des surfaces délimitant des unités géologiques dudit affleurement, une

définition des surfaces des failles et/ou des fractures, une géométrie des différents corps géologiques et une définition des faciès sédimentaires.

Selon un mode de réalisation de l'invention, on construit ladite représentation tridimensionnelle de l'affleurement au moyen d'un algorithme de reconstruction, à partir des dites photographies géoréférencées.

De préférence, ledit algorithme de reconstruction met en œuvre les étapes suivantes :

détermination d'au moins un paramètre relatif aux dites prises de vue photographiques ;

détermination de la profondeur de l'affleurement au moyen des dites photographies géoréférencées et dudit paramètre ; et

construction de la représentation tridimensionnelle en fonction de ladite profondeur de l'affleurement et des dites photographies géoréférencées.

De manière avantageuse, on détermine ladite caractéristique dudit affleurement par une méthode de traitement d'image de ladite représentation tridimensionnelle.

De plus, on peut analyser statistiquement ladite représentation tridimensionnelle de manière à déterminer au moins un jeu de paramètres géostatistiques pour contraindre ledit modèle géologique.

Avantageusement, on analyse les dimensions des corps sédimentaires, des hétérogénéités, des failles et/ou des fractures dudit affleurement.

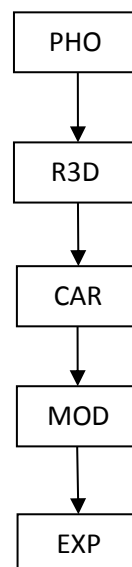
De manière avantageuse, on acquiert les dites photographies géoréférencées depuis le sol et/ou depuis les airs.

Selon l'invention, ledit gisement souterrain est un réservoir d'hydrocarbures, un gisement minier ou une carrière.

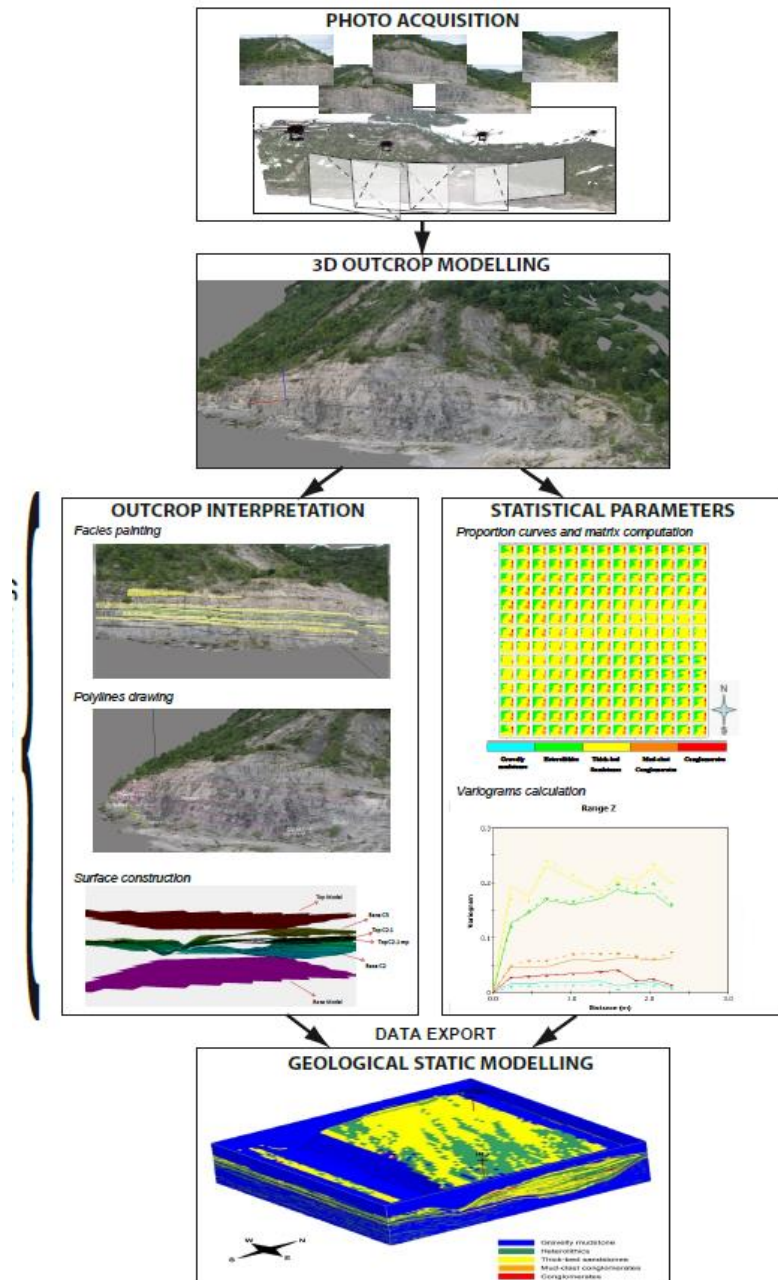
En outre, l'invention concerne un produit programme d'ordinateur téléchargeable depuis un réseau de communication et/ou enregistré sur un support lisible par ordinateur et/ou exécutable par un processeur, comprenant des instructions de code de programme pour la mise en œuvre du procédé selon l'invention, lorsque ledit programme est exécuté sur un ordinateur.

Présentation succincte des figures

D'autres caractéristiques et avantages du procédé selon l'invention, apparaîtront à la lecture de la description ci-après d'exemples non limitatifs de réalisations, en se référant aux figures annexées et décrites ci-après.



La figure 1 illustre les étapes du procédé selon l'invention.



La figure 2 illustre un exemple du procédé selon l'invention.

Description détaillée de l'invention

L'invention concerne un procédé d'exploitation d'un gisement souterrain (réservoir d'hydrocarbures pour la récupération d'hydrocarbures ou pour le stockage de CO₂, mine, carrière) pour lequel on construit un modèle géologique du gisement en déterminant certaines caractéristiques sur un affleurement analogue géologiquement, et sur la base d'une méthode de photogrammétrie.

On rappelle qu'en géologie, un affleurement est un ensemble de roches non séparées du sous-sol, qui a été mis à nu par un ensemble de facteurs naturels (érosion hydraulique, glaciaire ou marine) ou humains.

La photogrammétrie est une technique de mesure pour laquelle les coordonnées en trois dimensions des points d'un objet (ici d'un affleurement) sont déterminées par des mesures faites en deux images photographiques (ou plus) prises à partir de positions différentes.

Un modèle géologique (ou modèle de réservoir) est une représentation de la distribution spatiale des propriétés géologiques et pétrophysiques comme les faciès, les perméabilités ou les porosités d'un gisement souterrain. Un tel modèle géologique constitue une maquette du sous-sol, représentative à la fois de sa structure et de son comportement. Généralement, ce type de maquette est représenté sur un ordinateur, et l'on parle alors de modèle numérique. Un modèle géologique numérique est basé sur une grille (ou maillage) généralement tridimensionnelle, dont la géométrie représente celle de l'objet étudié (ici le gisement souterrain), et dans laquelle des propriétés géologiques et pétrophysiques (faciès, porosité, perméabilité, saturation...) sont associées à chaque maille. Les modèles géologiques et les modèles de réservoir bien connus et largement utilisés dans l'industrie pétrolière, permettent de déterminer de nombreux paramètres techniques relatifs à l'étude ou l'exploitation d'un réservoir, d'hydrocarbures par exemple. En effet, puisque le modèle géologique est représentatif de la structure du réservoir et de son comportement, l'ingénieur l'utilise dans le domaine de la récupération d'hydrocarbures par exemple pour déterminer les zones qui ont le plus de chances de contenir des hydrocarbures, les zones dans lesquelles il peut être intéressant/nécessaire de forer un puits d'injection ou de production pour améliorer la récupération des hydrocarbures, le type d'outils à utiliser, les propriétés des fluides utilisés et récupérés.... Ces interprétations de modèles géologiques en termes de « paramètres techniques d'exploitation » sont bien connues des spécialistes. Un modèle géologique a donc pour vocation de rendre compte, au mieux, de toutes les informations connues sur un gisement souterrain. Un modèle géologique numérique est représentatif de la réalité lorsqu'une simulation de (production du) réservoir pour ce modèle fournit des résultats en terme d'historique de production très proches des données observées. Une simulation de réservoir est une technique permettant de simuler les écoulements de fluides au sein d'un réservoir au moyen d'un logiciel appelé simulateur d'écoulement, et du modèle de réservoir. Par exemple, le logiciel PumaFlow[™] (IFP Énergies nouvelles, France) est un simulateur d'écoulement.

Selon l'invention et tel que représenté sur la figure 1, le procédé d'exploitation d'un gisement souterrain comprenant au moins un affleurement géologique comporte les étapes suivantes :

1. Acquisition de photographies (PHO)
2. Construction d'une représentation tridimensionnelle de l'affleurement (R3D)
3. Détermination des caractéristiques de l'affleurement (CAR)
4. Construction d'un modèle géologique (MOD)
5. Exploitation du gisement souterrain (EXP)

La figure 2 illustre ces différentes étapes pour un exemple d'application.

1. Acquisition de photographies (PHO)

La première étape consiste à acquérir les données d'entrées pour la construction de la représentation tridimensionnelle de l'affleurement. Il s'agit d'au moins deux, de préférence au moins trois prises de vues photographiques des affleurements sur le terrain. Chaque prise de vue est géoréférencée, c'est-à-dire positionnée dans l'espace (en trois dimensions), afin de pouvoir replacer la ou les représentations 3D d'affleurements dans un espace géographique, tels qu'ils le sont dans la réalité.

Les prises de vue peuvent être terrestres ou aéroportées, notamment à bord d'un hélicoptère ou au moyen d'un drone télécommandé.

Avantageusement, les photographies peuvent être prises suivant un protocole précis qui permettra une reconstruction précise en 3D de la surface de l'affleurement texturé. Le protocole peut prévoir notamment un recouvrement des photographies.

L'acquisition des données par cette méthode ne nécessite donc pas de matériel onéreux et lourd, seul un appareil photo numérique suffit. De plus, l'acquisition des données par cette méthode ne nécessite pas de moyens informatiques importants, et par conséquent cette méthode est peu coûteuse et souple d'utilisation.

Sur la figure 2, l'étape d'acquisition (PHO) illustre cinq photographies aériennes d'un affleurement ainsi que les zones de l'affleurement photographiées. On réalise un recouvrement de ces zones pour une meilleure reconstruction de l'affleurement.

2. Construction d'une représentation tridimensionnelle de l'affleurement (R3D)

Cette étape concerne la reconstruction en 3D des affleurements photographiés. Cette reconstruction est réalisée par un algorithme de reconstruction photogrammétrique, qui prend en compte les photographies et leur géoréférencement. Concernant la reconstruction photogrammétrique, les coordonnées en trois dimensions des points de l'affleurement sont déterminées par des mesures faites par au moins deux images photographiques prises à partir de positions différentes, en utilisant la parallaxe entre les images. La représentation tridimensionnelle obtenue à la fin de cette étape est une image en 3D de l'affleurement. L'algorithme de reconstruction peut prendre en compte les données techniques relatives aux prises de vue photographiques, notamment la distance focale de l'objectif de l'appareil.

Le processus de reconstruction peut se résumer en 4 étapes :

Calibration de l'appareil photographique :

Cette étape consiste à déterminer les paramètres intrinsèques (longueur focale, taille de l'image et point principal) et extrinsèques (géoréférencement - position de l'appareil dans des coordonnées 3D réelles) de l'appareil utilisé.

Calcul de la profondeur

Cette partie du calcul va déterminer la profondeur des objets représentés sur des images 2D (photos). Différentes cartes de profondeur peuvent être ainsi calculées.

Reconstruction et maillage :

Les différentes cartes de profondeur générées précédemment sont utilisées pour reconstruire le modèle dans son ensemble. Le nuage de points résultant de ce calcul peut être ensuite triangulé pour obtenir le maillage final.

Extraction de texture :

Cette dernière étape consiste à extraire les textures des photos originales et de les appliquer au maillage obtenu dans l'étape précédente afin de créer le modèle maillé et texturé utilisable pour les étapes suivantes. Dans le domaine de la synthèse d'image, une texture est une image en deux dimensions (2D) que l'on va appliquer sur une surface (2D) ou un volume en trois dimensions (3D) de manière à habiller cette surface ou ce volume.

Par exemple pour cette reconstruction, on peut utiliser un logiciel de reconstruction photogrammétrique, tel que le logiciel Smart3DCapture™ (Acute 3D, France).

L'étape de construction d'une représentation tridimensionnelle (R3D) est illustrée pour un exemple en figure 2.

3. Détermination des caractéristiques de l'affleurement (CAR)

La troisième étape concerne l'exploitation de la représentation 3D de l'affleurement, avec l'interprétation et l'édition des éléments géologiques observés et décrits sur le terrain. Il s'agit d'éditer sur le modèle 3D des caractéristiques qui sont utiles pour contraindre les modèles géologiques, c'est à dire de déterminer une ou plusieurs caractéristiques géologiques, géométriques, statistique ou géostatistique de l'affleurement. Pour cela, on utilise une méthode de traitement d'image, qui traite la représentation tridimensionnelle de l'affleurement construite à l'étape précédente.

Avantageusement, cette méthode de traitement d'image est réalisée par ordinateur et offre les possibilités interactives suivantes : le picking (i.e. la détermination d'un objet sur une image par sélection par clic de l'utilisateur), l'habillage de l'image 3D par classes de textures (régions de caractéristiques, motifs, plages de couleurs, etc... homogènes), le filtrage, la reconnaissance automatique de formes... On rappelle que dans le domaine de la synthèse d'image, une texture est une image en deux dimensions (2D) que l'on va appliquer sur une surface (2D) ou un volume en trois dimensions (3D) de manière à habiller cette surface ou ce volume.

Selon un mode de réalisation de l'invention, la caractéristique déterminée peut concerner :

les surfaces remarquables délimitant des unités géologiques présentant des caractéristiques distinctes ;

la construction de surfaces et de régions correspondants à des unités géologiques présentant des caractéristiques qui induisent par la suite des méthodes de simulation distinctes ;

la construction de surfaces correspondants aux couloirs de failles et/ ou de fractures en respectant leurs orientations dans l'espace ;

les géométries des différents corps géologiques (chenaux, troncatures, cliniformes, rejets de failles, couloirs de fractures...) ; et

les faciès sédimentaires (faciès réservoirs, hétérogénéités...).

Cette liste est non exhaustive.

De plus, des analyses statistiques et des calculs de paramètres géostatistiques de propriétés interprétées sur la représentation de l'affleurement en 3D peuvent être mises en œuvre, afin de fournir un jeu de paramètres géostatistiques et de contraintes le plus complet possible pour la construction du modèle géologique. Avantageusement, cette analyse peut avoir lieu de façon indépendante à la suite de la seconde étape de construction de la représentation tridimensionnelle. Il s'agit dans cette partie d'analyser et de quantifier certains attributs géologiques sur l'image 3D d'affleurement de façon statistique en complément à l'édition des éléments géologiques suscités.

La partie analyse d'image permet de quantifier la taille des objets géologiques (dimensions des corps sédimentaires, des hétérogénéités de réservoirs, espacement des fractures, répartition des failles et fractures dans l'espace...).

La partie quantification des éléments et propriétés géologiques interprétés sur l'affleurement 3D concerne les outils géostatistiques qui permettent de calculer les paramètres les plus importants utilisés pour la modélisation de réservoir. Il s'agit de calculer directement sur l'affleurement les courbes de proportion ainsi que les matrices de proportion des propriétés interprétées sur l'affleurement (faciès...), ainsi que les variogrammes, qui servent ensuite directement de contraintes géostatistiques pour la construction du modèle géologique.

L'étape de détermination de caractéristiques de l'affleurement (CAR) est illustrée en figure 2 pour un exemple. Pour cet exemple, on réalise à la fois la détermination de caractéristiques

géologiques (GEOL) de l'affleurement et une analyse statistique (STAT). Pour la détermination de caractéristiques géologiques (GEOL), on réalise une première étape de reconnaissance de faciès, puis une seconde étape de construction de lignes (de l'anglais "polylines drawing"), et une étape de construction de surfaces. Pour l'analyse statistique (STAT), on estime les proportions de la constitution du sol (argile, grès, boue, conglomérats...) et on peut former leurs variogrammes (V) en fonction de la distance (D).

4. Construction d'un modèle géologique (MOD)

Lors de cette étape, on construit un modèle géologique (ou, le cas échéant, un modèle de réservoir) du gisement souterrain, le modèle étant contraint au niveau de l'affleurement par les caractéristiques et les contraintes déterminées à l'étape précédente. En effet, les modélisations de l'affleurement ont pour but de fournir une description du gisement, via son architecture sédimentaire et/ou ses propriétés pétrophysiques.

Ces caractéristiques et ces contraintes fournissent un panel de contraintes géométriques, faciologiques, statistiques et géostatistiques qui peuvent être exportés directement dans des géomodeleurs comme Petrel™ (Schlumberger, USA) ou Gocad™ (Paradigm, USA).

Le modèle géologique peut être également contraint par d'autres données acquises sur le gisement souterrain : par exemple par des données de production au puits dans le cadre de récupération d'hydrocarbures, par des données pétrophysiques au niveau des puits...

L'étape de construction du modèle géologique de la figure 2 illustre le modèle obtenu suite aux précédentes étapes au moyen d'un géomodeleur du type Petrel™ (Schlumberger, USA) ou Gocad™ (Paradigm, USA).

5. Exploitation du gisement souterrain (EXP)

Si le gisement est un réservoir d'hydrocarbures, on simule, au moyen d'un simulateur d'écoulement, par exemple le logiciel PumaFlow™ (IFP Énergies nouvelles, France), les écoulements du fluide injecté et des hydrocarbures présents dans le réservoir à partir du modèle de réservoir choisi à l'étape précédente. On peut simuler par exemple la récupération de pétrole ou les déplacements des fluides (par exemple les gaz stockés) dans le réservoir.

Selon un mode de réalisation de l'invention, à partir du modèle de réservoir déterminé lors des étapes précédentes, les spécialistes peuvent déterminer plusieurs schémas d'exploitation correspondant à différentes configurations possibles d'exploitation du réservoir souterrain : emplacement des puits producteurs et/ou injecteurs, valeurs cibles pour les débits par puits et/ou pour le réservoir, le type d'outils utilisés, les fluides utilisés, injectés et/ou récupérés... Pour chacun de ces schémas, il convient de déterminer leurs prévisions de production. Ces prévisions de production probabilistes sont obtenues au moyen du logiciel de simulation d'écoulement ainsi qu'au moyen du modèle numérique de réservoir choisi.

On définit alors un ou plusieurs schémas d'exploitation possibles adaptés au modèle de réservoir. Pour chacun de ces schémas, on peut déterminer les réponses par simulation.

A partir des prévisions de productions probabilistes définies pour chaque schéma d'exploitation, les spécialistes peuvent par comparaison choisir le schéma d'exploitation qui leur semble le plus pertinent. Par exemple :

en comparant le maximum du volume d'huile récupéré, on peut déterminer le schéma de production susceptible de fournir le maximum de récupération ou d'être le plus rentable.

en comparant l'écart type du volume d'huile récupéré, on peut déterminer le schéma de production le moins risqué.

On exploite alors le réservoir en fonction de la simulation ou le cas échéant en fonction du schéma d'exploitation le plus pertinent, par exemple en forant de nouveaux puits (producteur ou injecteur), en modifiant les outils utilisés, en modifiant les débits et/ou la nature de fluides injectés et/ou stockés (cas du stockage de CO₂)...

Si le gisement souterrain est un gisement minier ou une carrière, le modèle géologique est utilisé pour déterminer les zones d'intérêt pour l'exploitation du gisement. A partir de ces zones, on définit un ou plusieurs schémas d'exploitation du gisement souterrain, en prenant en compte les conditions opératoires : quantité de matière récupérable, quantité de matière non exploitable, durée d'exploitation, type d'outils à utiliser... Et en fonction de ces conditions d'exploitation, les spécialistes peuvent par comparaison choisir le schéma d'exploitation qui semble le plus pertinent. On exploite alors le gisement souterrain en récupérant des matières, en modifiant les outils utilisés, en modifiant les techniques de récupération de la matière...

L'invention concerne par ailleurs un produit programme d'ordinateur téléchargeable depuis un réseau de communication et/ou enregistré sur un support lisible par ordinateur et/ou exécutable par un processeur. Ce programme comprend des instructions de code de programme pour la mise en œuvre du procédé tel que décrit ci-dessus, lorsque le programme est exécuté sur un ordinateur.

Revendications

Procédé d'exploitation d'un gisement souterrain comprenant au moins un affleurement géologique, caractérisé en ce qu'on réalise les étapes suivantes :

on acquiert au moins deux photographies géoréférencées dudit affleurement géologique ;

on construit une représentation tridimensionnelle dudit affleurement géologique à partir desdites photographies géoréférencées ;

on détermine au moins une caractéristique dudit affleurement au moyen de ladite représentation tridimensionnelle de l'affleurement ;

on construit un modèle géologique dudit gisement souterrain au moyen de ladite caractéristique dudit affleurement ; et

on exploite ledit gisement souterrain en mettant en œuvre un schéma d'exploitation défini au moyen dudit modèle géologique.

Procédé selon la revendication 1, dans lequel ladite caractéristique dudit affleurement est de nature géologique, géométrique, statistique et/ou géostatistique.

Procédé selon la revendication 2, dans lequel ladite caractéristique dudit affleurement est choisie parmi une définition des surfaces délimitant des unités géologiques dudit affleurement, une définition des surfaces des failles et/ou des fractures, une géométrie des différents corps géologiques et une définition des faciès sédimentaires.

Procédé selon l'une des revendications précédentes, dans lequel on construit ladite représentation tridimensionnelle de l'affleurement au moyen d'un algorithme de reconstruction, à partir desdites photographies géoréférencées.

Procédé selon la revendication 4, dans lequel ledit algorithme de reconstruction met en œuvre les étapes suivantes :

détermination d'au moins un paramètre relatif auxdites prises de vue photographiques ;

détermination de la profondeur de l'affleurement au moyen desdites photographies géoréférencées et dudit paramètre ; et

construction de la représentation tridimensionnelle en fonction de ladite profondeur de l'affleurement et desdites photographies géoréférencées.

Procédé selon l'une des revendications précédentes, dans lequel on détermine ladite caractéristique dudit affleurement par une méthode de traitement d'image de ladite représentation tridimensionnelle.

Procédé selon l'une des revendications précédentes, dans lequel on analyse statistiquement ladite représentation tridimensionnelle de manière à déterminer au moins un jeu de paramètres géostatistiques pour contraindre ledit modèle géologique.

Procédé selon la revendication 7, dans lequel on analyse les dimensions des corps sédimentaires, des hétérogénéités, des failles et/ou des fractures dudit affleurement.

Procédé selon l'une des revendications précédentes, dans lequel on acquiert lesdites photographies géoréférencées depuis le sol et/ou depuis les airs.

Procédé selon l'une des revendications précédentes, dans lequel ledit gisement souterrain est un réservoir d'hydrocarbures, un gisement minier ou une carrière.

Produit programme d'ordinateur téléchargeable depuis un réseau de communication et/ou enregistré sur un support lisible par ordinateur et/ou exécutable par un processeur, comprenant des instructions de code de programme pour la mise en œuvre du procédé selon l'une des revendications précédentes, lorsque ledit programme est exécuté sur un ordinateur.



Université Pierre et Marie Curie

Sorbonne Universités

Ecole doctorale Géosciences, ressources naturelles et environnement

Architectures et facteurs de contrôle des systèmes fluviaux et turbiditiques. De la caractérisation à la modélisation

Rémy Deschamps

Thèse de doctorat en Géosciences

Présentée publiquement le 02/07/2018

Devant un jury composé de :

M. Philippe Razin (ENSEGID)	Rapporteur
M. Michel Lopez (Université de Montpellier)	Rapporteur
M. Gilberto Albertao (Petrobras)	Examineur
M. Christian Blanpied (Sorbonne Universités)	Examineur
M. Loïc Labrousse (Sorbonne Universités)	Ecole doctorale
Mme. France Uebersfeld (Sorbonne Universités)	Formation continue
Mme. Roselyne Friedenber (Sorbonne Universités)	Formation continue
M. Christian Gorini (Sorbonne Universités)	Accompagnateur scientifique

Résumé

Les systèmes turbiditiques et fluviaux présentent des similitudes, notamment dans leur morphologie (incisions, chenaux), mais de nombreuses différences sont notables, en ce qui concerne l'architecture des dépôts, et l'évolution spatio-temporelle de ces deux systèmes, pourtant génétiquement liés. La comparaison de ces systèmes porte sur l'interaction des différents processus physiques impliqués dans la mise en place et dans le fonctionnement de ces systèmes, et sur les architectures des dépôts préservés.

Les systèmes continentaux et marins profonds sont caractérisés d'abord par les processus physiques conduisant à l'érosion, au transport puis au dépôt des particules sédimentaires. Ces processus sont contrôlés par divers forçages locaux ou globaux, façonnant ainsi leurs morphologies qui évolue dans l'espace (le long du profil amont-aval), et dans le temps. Ces systèmes sont génétiquement liés et l'approche « source-to-sink » comprends l'ensemble des processus continentaux et marins qui contribuent à la production, au transport et au dépôt des sédiments. La compréhension de ces facteurs de contrôles est essentielle pour comprendre et prédire la sédimentation enregistrée dans les bassins à différentes échelles.

L'ensemble de ces paramètres est responsable de l'organisation interne des réservoirs sableux, et la compréhension de ces différents paramètres vont permettre de contraindre les modèles numériques, dont l'objectif est, selon l'échelle considérée (échelle du bassin sédimentaire ou échelle du réservoir), de prédire la distribution des faciès sédimentaires (réservoirs, roches mères, couvertures), ou de minimiser les risques lors de l'exploitation d'un réservoir.

Mots clés : Système fluviale, système turbiditique, facteurs de contrôle, architectures, modélisation

Abstract

The turbiditic and fluvial systems have similarities, in particular in their morphology (incisions, channels), but many differences are notable, as regards the architecture of the deposits, and the spatio-temporal evolution of these two systems, yet genetically linked. The comparison of these systems concerns the interaction of the different physical processes involved in the origin and the behaviour of these systems, and on the architectures of the preserved deposits.

Continental and deep sea systems are characterized primarily by the physical processes leading to the erosion, transport and subsequent deposition of sedimentary particles. These processes are controlled by various local or global forcing, thus shaping their morphologies that evolves in space (along the upstream-downstream profile), and over time. These systems are genetically linked and the "source-to-sink" approach includes all the continental and marine processes that contribute to sediment production, transport and deposition. Understanding these controlling factors is crucial in the understanding and the prediction of sedimentation recorded in basins, at different scales.

The allocyclic and the autocyclic controlling factors are responsible for the internal organization of the sandy reservoirs, and the understanding of these different parameters will make it possible to constrain the numerical models, whose objective is, according to the scale considered (basin scale or reservoir scale), to predict the distribution of sedimentary facies (reservoirs, source rocks, seals), or to minimize the risks when producing a reservoir.

Keywords : Fluvial systems, turbiditic system, controlling factors, architectures, modelling

Table des matières

INTRODUCTION.....	79
Problématique et objectifs	81
Organisation du mémoire.....	83
PARTIE 1 Caractérisation des systèmes fluviatiles et des systèmes turbiditiques	85
Introduction	89
Chapitre 1: Caractérisation des systèmes fluviatiles.....	90
Généralités sur les systèmes fluviatiles	90
1.1 Les systèmes fluviatiles modernes et facteurs de contrôle.....	90
1.1.1 Définition.....	90
1.1.2 Principe de fonctionnement d'un système fluviatile et facteurs de contrôle.....	91
1.2 Processus d'érosion et dépôt du matériel sédimentaire	98
1.3 Classification des systèmes fluviatiles	99
1.3.1 Classifications géomorphologiques	100
1.3.2 Le système en tresses	102
1.3.3 Les chenaux droits à peu sinueux.....	104
1.3.4 Les systèmes méandriformes.....	105
1.3.5 Les systèmes anastomosés.....	110
1.4 Notion de continuum.....	112
1.5 Enregistrement sédimentaire et architecture stratigraphique des systèmes fluviatiles	113
1.5.1 Facteurs de contrôle allocycliques.....	113
1.5.2 Incision fluviatile.....	115
1.5.3 La stratigraphie séquentielle en domaine continental.....	116
1.5.4 Architecture stratigraphique des systèmes fluviatiles.....	118
Cas d'application : Architecture stratigraphique des séries continentales de la Formation	
Mannville (Canada)	120
1.6 Architecture stratigraphique et distribution des niveaux à charbon de la Formation de	
Mannville (Crétacé Inférieur du Bassin Ouest Canadien, Alberta, Canada).....	120
1.6.1 Séquences de 3ème ordre :.....	121
1.6.2 Séquences de 4ème ordre :	121
1.7 Synthèse.....	141
Chapitre 2 : Caractérisation des systèmes turbiditiques.....	143
Généralités sur les systèmes turbiditiques.....	143
2.1 Les systèmes sous-marins profonds.....	143

2.2	Sédimentation gravitaire en milieu profond.....	144
2.2.1	Les écoulements gravitaires.....	144
2.2.2	Evolution des écoulements le long du profil.....	149
2.2.3	Qu'appelle-t-on une « turbidite » ?	150
2.3	Éléments architecturaux des systèmes turbiditiques	151
2.3.1	Canyons.....	152
2.3.2	Complexe chenaux-levées	153
2.3.3	Transition chenaux-levées/lobes.....	155
2.3.4	Lobes	156
2.4	Classification des systèmes turbiditiques.....	157
2.5	Modèles stratigraphiques pour les systèmes sédimentaires marins profonds	159
2.5.1	AIGR (Adjustment-Initiation-Growth-Retreat)	160
2.5.2	BCFS (Built-Cut-Fill-Spill).....	160
Cas d'application : Architecture stratigraphique du système turbiditique de la Formation Pab (Maastrichtien, Pakistan), et architecture des réservoirs associés.....		162
2.6	Architecture stratigraphique du système turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan)	163
2.6.1	Contexte géologique.....	163
2.6.2	Synthèse.....	163
2.7	Architecture d'un complexe de chenaux dans le fan médian du complexe turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan).....	185
PARTIE 2 De l'affleurement au modèle réservoir.....		205
Introduction		209
Notion d'analogues de réservoirs.....		209
Modélisation stochastique des réservoirs		209
Modélisation dynamique des réservoirs		212
Chapitre 3 : Modélisation statique et dynamique d'un analogue de réservoir fluviatile méandriforme à huile lourde (formation de Scalby, Bathonien, Angleterre).....		213
3.1	Complexité des réservoirs méandriformes.....	213
3.2	Synthèse.....	214
Chapitre 4 : Estimation de la connectivité entre un chenal turbiditique et ses dépôts de débordement par modélisation statique et dynamique		237
4.1	Méthodologie multidisciplinaire intégrée.....	237
4.1.1	Architecture de l'affleurement	237
4.1.2	Construction du modèle statique	238
4.1.3	Modélisation sismique.....	238

4.1.4	Modélisation dynamique	238
4.2	Synthèse des résultats	239
PARTIE 3 Systèmes fluviaux et turbiditiques : caractéristiques, similarités et différences.....		271
Introduction		275
Chapitre 5 : Morphologies et architectures des systèmes fluviaux et marins profonds, quels points communs ? Quelles différences ?.....		277
5.1	Vallées incisées fluviales vs. Canyons turbiditiques	277
5.1.1	Du point de vue de la morphogénèse.....	277
5.1.2	Architectures des remplissages	281
5.2	Chenaux sinueux.....	286
5.2.1	Morphogénèse.....	286
5.2.2	Architectures de remplissage des chenaux sinueux.....	288
5.2.3	Facteurs de contrôle sur la morphogénèse et sur l'architecture.....	291
5.2.4	Comparaison - caractéristiques et processus.....	294
Chapitre 6: Facteurs de contrôle sur les architectures stratigraphiques le long d'un profil de dépôt. Que préserve-t-on, quand, et où ?		296
6.1	En cortège de bas niveau	298
6.2	En cortège transgressif.....	300
6.3	En cortège de haut niveau.....	302
6.4	Synthèse.....	304
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....		307
Conclusions.....		311
Modélisation à l'échelle bassin		313
Les méthodes de modélisation à l'échelle des réservoirs.....		314
Perspectives		319
Apport des analogues de terrain.....		319
Intégration des différents types d'hétérogénéités à différentes échelles		319
Facteurs de contrôle.....		320
Références.....		321
Charlton, R. 2008. Fundamentals of fluvial geomorphology. London: Routledge. 234 pp.		322

Liste des figures

Figure 1: A : Chenal fluvial méandrique (rivière Léna, Russie, photo Google Earth™) ; B : Horizon sismique montrant un chenal turbiditique sinueux (Pléistocène du canyon de Soto, Golfe du Mexique, d'après Posamentier & Kolla, 2003).....	81
Figure 2: A: Section sismique haute résolution montrant l'architecture d'un chenal fluvial méandrique (point bar) avec des réflecteurs obliques marquant les barres d'accrétion latérales (modifié d'après Reijnen et al., 2011) ; B : Section sismique montrant l'architecture d'un chenal turbiditique avec des réflecteurs obliques semblables aux barres d'accrétion latérales (modifié d'après Kolla et al., 2007).....	82
Figure 3: Diagramme schématique montrant un système fluvial type divisé en zones de production, de transfert, et de dépôt (Les trois zones du système fluvial (Gangbazo, 2011, adapté de Brierley et Fryirs, 2005).....	91
Figure 4: Compilation des changements de style fluviaux dans la vallée de la Vecht (Hollande) depuis 40000 ans (Huisink, 2000).....	93
Figure 5: Compilation des changements de style fluviaux dans la vallée de la Vecht (Hollande) depuis 40000 ans (Huisink, 2000).....	95
Figure 6: Illustration du niveau de base, avec des niveaux de base locaux (présence d'un lac) qui viennent modifier le profil d'équilibre théorique du cours d'eau (Catuneanu, 2006, modifié de Press & Sevier, 1986).....	96
Figure 7: Variations des styles fluviaux en réponse à des modifications de profil longitudinal provoquées par des mouvements tectoniques (Held, 2011 ; modifié de Holbrook et Schumm, 1999).....	97
Figure 8: Illustration des différents types de transport de particules dans un cours d'eau (modifié d'après Christopherson et al. , 1994).....	98
Figure 9: Diagramme de Hjulström.....	99
Figure 10: Profil de dépôt continental théorique présentant l'évolution des différents types de systèmes fluviaux.....	100
Figure 11: Classification théorique des systèmes fluviaux (d'après Allen, 1965).....	101
Figure 12: Classification des systèmes fluviaux selon Schumm (1981, 1985).....	102
Figure 13: Bloc diagramme illustrant une portion d'un système en tresses (modifié d'après Miall, 1996).....	102
Figure 14: Illustrations de rivières en tresses. a : Rivière Copper (Alaska), et b : rivière Waimakariri (Nouvelle Zélande).....	103
Figure 15: Bloc diagramme montrant une portion de chenal faiblement sinueux (d'après Miall, 1996).....	104
Figure 16 : a) Photo de la rivière San Juan (Utah, Etats Unis) montrant des méandres encaissés ; b) Vue satellite de la rivière Parana (Argentine), montrant les différents éléments architecturaux d'un système méandrique.....	106

Figure 17: Illustrations des différentes figures sédimentaires associées aux différents types de régimes d'écoulement (Lewis, 1984).....	107
Figure 18: Ecoulement hélicoïdal au sein d'un méandre, responsable du caractère asymétrique du chenal, des variations verticales et horizontales des structures sédimentaires et de la granulométrie le long des barres d'accrétion latérales (Leeder & Stewart, 1996).....	108
Figure 19: a : Bloc diagramme illustrant une portion d'un système méandrique (modifié d'après Miall, 1996). b: Détail d'une coupe au travers d'une barre de méandre, montrant la géométrie et la distribution des faciès sédimentaires (Held, 2011, modifié d'après Allen, 1985)	109
Figure 20: Illustration d'un système fluvial anastomosé (rivière Columbia , Canada).....	110
Figure 21: Classification des types de rivières basée sur la morphologie des chenaux et de la plaine d'inondation, (Makaske, 2001).....	110
Figure 22: Bloc diagramme illustrant une portion de rivière anastomosée (modifié d'après Miall, 1996).....	111
Figure 23: Classification des différents types de rivières (Schumm, 1981, 1975 ; Rosgen, 1994)	112
Figure 24: Exemple de changement longitudinal d'un système fluvial méandrique à un système en tresses en réponse à une augmentation de la charge hydraulique et sédimentaire par confluence (Chitina River, Alaska).....	113
Figure 25: Facteurs de contrôle allocycliques sur la dynamique et les caractéristiques des systèmes fluviaux (Catuneanu, 2007).....	114
Figure 26: Les systèmes fluviaux incisés et non-incisés (by-pass) se forment au cours de la chute du niveau de base et à l'emplacement du knickpoint (K). A – la ligne de rivage du haut niveau marin relatif n'a que légèrement progressé sur une plate-forme peu profonde et la chute subséquente du niveau de base exonde une plate-forme dont la pente est moins raide que celle du profil d'équilibre fluvial ; un chenal en by-pass se développe. B - le niveau de base chute sous la rupture de pente de la plate-forme et une vallée incisée se forme sur le littoral ; le knickpoint (K) se déplace vers l'amont. C - le niveau de base est encore plus bas et le knickpoint a traversé toute la plaine alluviale ; une vallée incisée (connectée) se développe. Modifié d'après Posamentier (2001).....	116
Figure 27: Réponse du style fluvial à l'élévation du niveau de base. Chaque cortège contient une succession grano-décroissante causée par l'aggradation côtière continue et l'affaissement du profil fluvial (Catuneanu, 2007). Liste des abréviations:	117
Figure 28: Architecture stratigraphique d'une séquence sédimentaire fluviale influencée par les fluctuations du niveau de base pour une vallée incisée (à gauche) et un système de chenaux déconfinés (à droite). Noter la différence entre les chenaux influencés par les marées (estuariens) dues à l'inondation marine de vallées incisées, en opposition aux dépôts lagunaires qui se mettent en place lorsque la plaine côtière du système est inondée. Abréviations : Surface maximale d'inondation (MFS). Modifié à partir de Shanley et McCabe (1993).....	119
Figure 29: Profil simplifié le long d'une marge, présentant l'environnement marin profond (deep water) au delà de la pente continentale (Shanmugam, 2000).	143

Figure 30 : Organisation d'un éventail sous-marin profond (modifié d'après Shanmugam & Moiola, 1988).....	144
Figure 31: Bloc diagramme montrant les différents processus présents dans les systèmes marins profonds (Stow et al., 2000).....	145
Figure 32: Déplacement et structure d'un courant de turbidité. Modifié d'après Pickering et al., 1989.....	147
Figure 33: Schéma conceptuel d'évolution des courants hyperpycnaux en période de crue (A), et en période de décrue (B), (modifié d'après Girard et al., 2012).....	148
Figure 34: Evolution des processus gravitaires le long d'un profil de dépôt en domaine marin profond (Shanmugam, 2012).....	148
Figure 35: Courant de haute densité (Postma et al., 1988).....	149
Figure 36: Description des différentes séquences associées aux dépôts turbiditiques (Shanmugam, 2000).....	150
Figure 37: Classification des différents types d'écoulements associés aux différents mécanismes de transport des particules (Mulder & Alexander, 2001).....	151
Figure 38: Architecture d'un éventail sous-marin, présentant de façon schématique les différents éléments architecturaux (canyon, complexe de chenaux-levées et lobes), ainsi que les différents types de dépôts associés (Walker, 1978).....	152
Figure 39: Comparaison entre les différentes morphologies de canyons, avec les canyons de type I qui prennent source à la rupture de pente, et les canyons de type II, localisés en haut de pente. Exemple de profil bathymétrique le long de la marge de Guinée Equatoriale (Jobe et al., 2011)	153
Figure 40: A- Relevé bathymétrique d'un complexe chenal-levées montrant un chenal sinueux à méandriforme incisé et ses levées (Amazon channel, Pirmez et al., 2000); B- Ligne sismique montrant une section du chenal-levées (Pirmez et al., 2000), avec le chenal incisant ses propres levées formant un relief positif de part et d'autre du chenal.....	154
Figure 41: A- Morphologie de la CLTZ et distribution spatiale des éléments d'érosion et de dépôts (Wynn et al., 2002) ; B- Coupe longitudinale le long de la CLTZ (Wynn et al., 2002).....	156
Figure 42: Mozaïque d'images de sondeur multi-faisceau montrant les lobes terminaux du système turbiditique du Zaïre (modifié d'après Babonneau, 2002).....	157
Figure 43: Diagramme synthétique des différents facteurs de contrôle sur le développement des systèmes turbiditiques (Garcia et al., 2015, modifié d'après Richards et al., 1998).	158
Figure 44: Classification des systèmes turbiditiques basée sur la granulométrie des sédiments et sur le type de système nourricier, d'après Reading & Richards, 1994.	159
Figure 45: Illustration d'une simulation avec la méthode booléenne d'un système fluvial méandriforme et de sa plaine d'inondation (modifié d'après Bronlund, 2010).....	210
Figure 46: Résultat de simulation d'un système fluvial en utilisant la méthode emboîtée (Doligez et al., 2008, communication personnelle).	211

- Figure 47: A : Image d’entraînement représentant une photo satellite du delta du Gange ; B : Image simulée en réalisation mono-échelle ; C : Image simulée en réalisation multi-échelle. Modifié d’après Gardet, 2014..... 212
- Figure 48: a: Vue en perspective tridimensionnelle des profils sismiques à travers la vallée incisée du détroit du Dorset dans la manche (Gupta et al., 2017) ; b : Séquence de remplissage du canyon turbiditique central du bassin de Qiongdongnan (Sud-Est de la Chine, Su et al. , 2016). 275
- Figure 49: Chenaux sinueux et méandriformes, A : chenaux turbiditiques méandriformes montrant des barres d’accrétion latérales (horizon sismique fourni par CGG Veritas issu de la bibliothèque d’image « Virtual Seismic Atlas » compilée par l’université de Leeds) ; et B : Horizon sismique d’un système fluvial méandriforme du Pléistocène du golfe de Thaïlande (Hathaiorn, 2006). 276
- Figure 50: Comparaison morphologique entre A : vallées incisées pléistocènes de la marge du New Jersey (carte isopaque, d’après Nordfjord et al., 2006; et B-C : Canyons sous-marins actuels de la marge de l’Ebre (données bathymétriques et carte d’amplitude ; Mauffrey et al., 2017) . 278
- Figure 51: Exemple de remplissage de vallée incisée fluviale vue par les diagraphies de puits, avec log sédimentaire issu de la description sédimentologique de carotte (modifié de Deschamps et al., 2012). 282
- Figure 52: Evolution du remplissage d’une vallée incisée pendant un cycle de hausse du niveau de base. A : Incision de la vallée et premier stade de remplissage avec des dépôts fluviaux en tresses ; B : Ceinture de chenaux méandriformes ; C : Système estuarien ; D : Dépôts marins ouverts avec progradation deltaïque pendant la phase régressive du cycle (Eschard & Huc, 2008). 283
- Figure 53: A : Section sismique d’un chenal turbiditique typique du système chenal-levées de l’Indus (Sylvester et al., 2011) ; B- Diagramme schématique de remplissage d’une vallée turbiditique (d’après Janocko et al., 2013). 284
- Figure 54: Canyon turbiditique du Pab, avec A: vue panoramique du canyon et de son remplissage; B: Interprétation géologique du photopanorama; C: Vue du biseau sur la marge ouest du canyon du complexe de chenaux remplissant le canyon ; D : Brèche d’effondrement des marges du canyon à la base du complexe de chenaux ; E : Turbidites fines de basse densité à la base du remplissage du canyon. 285
- Figure 55 A : Horizon sismique montrant un chenal turbiditique sinueux à très sinueux (offshore Angola, Abreu et al., 2003) ; B : Horizon sismique (amplitude) montrant un chenal fluvial méandriforme avec méandres abandonnés et point bars (Miocène du Bassin de Natuna, Indonésie ; Kolla et al., 2007). 287
- Figure 56: A : Barres de méandre (point bar) montrant les différents stades d’accrétion latérale (Photo Google Earth TM du fleuve Léna, Sibérie) ; B : Détail d’un horizon sismique montrant un point bar dans un système turbiditique sinueux offshore Angola (modifié d’après Abreu et al., 2003). 287
- Figure 57: Architecture des chenaux sinueux à partir de données sismiques, avec A : section de haute résolution dans un point bar fluvial montrant les stratifications inclinées (réflecteurs haute fréquence), modifié de Moreton & Carter, 2015 ; B : Section sismique haute résolution à travers un chenal turbiditique sinueux du champ de Girassol (offshore Angola), montrant les stratifications inclinées marquées par des réflecteurs inclinés de haute fréquence (modifié d’après Abreu et al., 2003). 288

Figure 58: Comparaison entre des analogues d’affleurements A : point bar fluviale du complexe chenalisé de le Formation de Scalby, Bathonien, Yorkshire, Angleterre (Deschamps et al. 2012) ; B : Surfaces d’accrétion latérale dans un chenal turbiditique , formation de Ross, Namurien, Irlande (Wynn et al., 2007).....	289
Figure 59: Section schématique le long d’un point bar fluviale (Deschamps et al., 2012).....	290
Figure 60: Phases successives de l’activité d’un chenal turbiditique sinueux et architecture 3D associée (Joseph et al., 2011 ; avec en vert : hétérolithiques, jaune : grès moyens, orange : grès grossiers ; rouge : faciès de by-pass très grossiers).....	290
Figure 61: Schémas de circulation secondaires le long d’un méandre. Les schémas de circulation secondaires résultent de la concurrence entre deux principaux gradients de pression présents dans les écoulements dans une boucle. A : Gradient de pression dû au dévers de la surface de l’eau par rapport à la courbure externe établie par centrifugation ; B : gradient de pression dû aux gradients de stratification dans un écoulement stratifié en densité ; C : Combinaison de cellules de circulation secondaires due à la surélévation et à la stratification des gradients de pression ; D : Modèle d’écoulement pour la plupart des rivières et courants de turbidité grossiers ; E : modèle pour les écoulements bien mélangés ; F : modèle pour flux stratifiés.....	293
Figure 62: Modèle de séquences de Vail (1987), d’après Merzeraud, 2009.....	297
Figure 63: Profil de dépôt théorique d’un cortège de bas niveau montrant les différentes morphologies, processus de dépôts dominants, et architectures résultants, du bassin versant au dépôts marins profonds.....	299
Figure 64: Profil de dépôt théorique d’un cortège transgressif montrant les différentes morphologies, processus de dépôts dominants, et architectures résultants, du bassin versant aux dépôts marins profonds.....	301
Figure 65: Profil de dépôt théorique d’un cortège de haut niveau montrant les différentes morphologies, processus de dépôts dominants, et architectures résultants, du bassin versant aux dépôts marins profonds.....	303
Figure 66: Résultat de simulation Dionisos représentant la sédimentation dans un bassin, avec la partie continentale (à droite du modèle), et la partie marine profonde (à gauche). Les différentes couleurs correspondent aux différents environnements de dépôts, définis par leurs proportions en différents classes granulométriques. D’après Deschamps, 2012, communication personnelle.....	314
Figure 67: Evolution d’un chenal méandriforme au cours du temps modélisé à partir du logiciel Flumy, avec développement de points bars (orange), et de chenaux abandonnés remplis d’argiles (vert), d’après Rivoirard et al., 2008).....	315
Figure 68: Résultats de simulation d’écoulements turbiditiques sur le prime du Makran, avec de gauche à droite: la hauteur de l’écoulement, la vitesse de l’écoulement, l’érosion du substratum, le dépôt des silts et des sables. Différentes étapes de simulation sont montrées, avec de haut en bas : le premier événement, lorsque le débit atteint un deuxième sous-bassin, la vitesse de l’écoulement augmente et produit de l’érosion, puis l’écoulement s’étale sur tout le domaine, et les sables sont déposés dans le bassin, et les sédiments se déposent dans la partie distale du bassin. Modifié d’après Teles et al., 2016.....	317
Figure 69: Sections à travers des résultats de simulations de lobes turbiditiques montrant la distribution des sables dans les lobes (Teles, 2016, communication personnelle).....	318

Liste des tableaux

Tableau 1: Comparaison des caractéristiques et des processus des chenaux sinueux fluviaux et turbiditiques	295
Tableau 2: Synthèse des facteurs de contrôle, des morphologies, des processus et de l'architecture des dépôts le long d'un profil de dépôt continent-bassin, pour une séquence de dépôt.....	305

INTRODUCTION

Problématique et objectifs

Les systèmes sédimentaires continentaux et marins profonds suscitent depuis plusieurs décennies un grand intérêt basé sur la distribution et l'analyse des réservoirs sableux. Les outils numériques sont utilisés afin de modéliser l'évolution de ces systèmes. Cependant, le développement et l'utilisation de telles méthodes nécessitent une connaissance approfondie du mode de fonctionnement des systèmes continentaux et des systèmes marins profonds à l'échelle géologique.

Les potentiels réservoirs associés aux systèmes fluviaux et aux systèmes turbiditiques suscitent un intérêt important pour l'industrie pétrolière, et plus récemment pour le stockage de gaz ou la géothermie, est orienté vers la connaissance de la répartition spatiale des sédiments et de l'organisation spatio-temporelle des corps sableux au sein de ces accumulations, avec la nécessité de développer des modèles numériques prédictifs performants. De nombreux modèles, de plus en plus complexes, ont été élaborés à partir de l'observation des environnements actuels et anciens. Ces modèles n'ont toutefois jamais donné entière satisfaction car, trop généralistes, ils étaient difficilement applicables à tous les contextes environnementaux.

La sédimentation dans les domaines continentaux et marins profonds résulte de la combinaison de différents facteurs de contrôle qui permettent la production de particules sédimentaires par érosion des bassins versants, qui sont transportées et déposées dans les bassins. Les processus sédimentaires responsables de l'érosion, du transport, et du dépôt de ces particules dans les systèmes continentaux et dans les systèmes marins profonds sont très différents, mais certaines caractéristiques morphologiques, géométriques et architecturales qui en résultent possèdent de nombreux points communs.

Les similitudes entre les systèmes continentaux et les systèmes marins profonds concernent principalement certains caractères morphologiques tels que la sinuosité des chenaux, qu'ils soient fluviaux ou turbiditiques (Figure 1), ou encore l'architecture des dépôts dans l'un et l'autre des systèmes, comme le montre le remplissage de chenaux sinueux fluviaux et turbiditiques de la Figure 2.

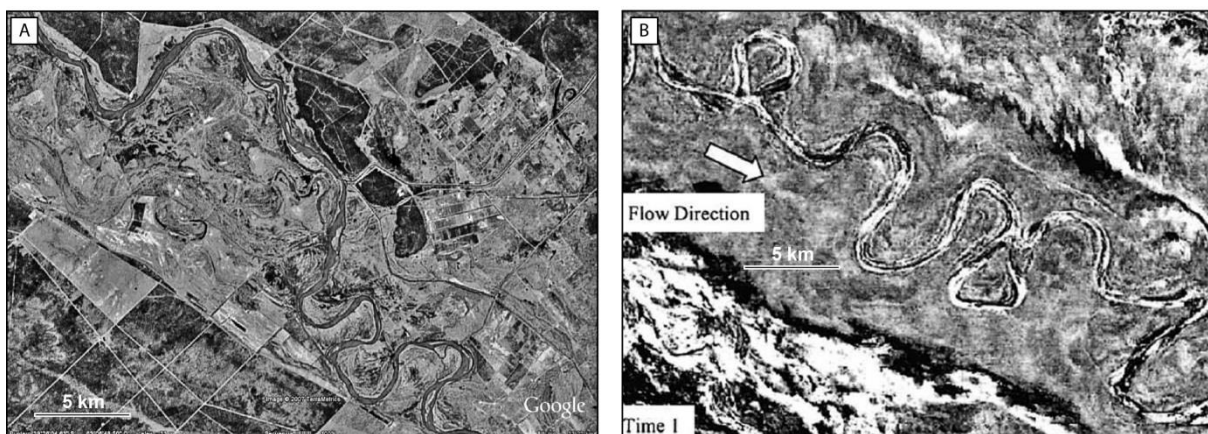


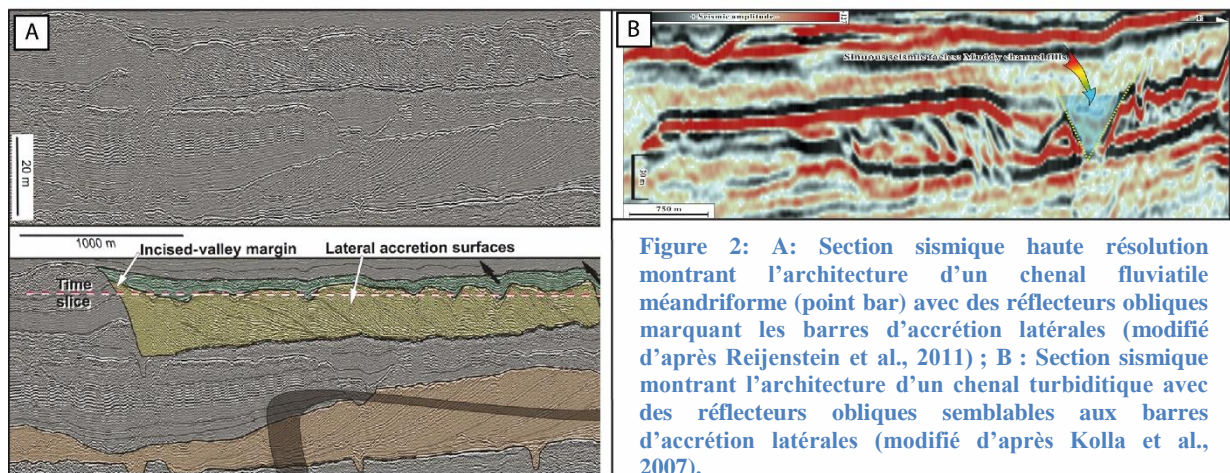
Figure 1: A: Chenal fluvial méandrique (rivière Léna, Russie, photo Google Earth™); B: Horizon sismique montrant un chenal turbiditique sinueux (Pléistocène du canyon de Soto, Golfe du Mexique, d'après Posamentier & Kolla, 2003).

La problématique identifiée est centrée autour de la comparaison entre les systèmes fluviaux et les systèmes turbiditiques, du point de vue des processus physiques impliqués dans la mise en place et dans le fonctionnement de ces systèmes, du point de vue des architectures des dépôts préservés, quels facteurs de contrôles (forçages autocycliques et allocycliques), interviennent

dans la mise en place et la préservation de ces systèmes, et enfin quels sont les outils numériques qui permettraient de la modéliser ?

Les réservoirs sableux des systèmes fluviatiles et turbiditiques sont complexes en termes d'architecture, et la diversité des hétérogénéités argileuses au cœur même de ces réservoirs rend leur exploitation difficile. Pour mieux prédire la distribution de ces hétérogénéités, et mieux contraindre les modèles numériques permettant de représenter ces systèmes de façon réalistes, il est crucial de comprendre l'origine des similitudes et des différences entre les architectures des réservoirs de ces deux systèmes.

La compréhension des interactions entre les différents processus sédimentaires impliqués pour chacun de ces systèmes, le rôle des différents facteurs de contrôle autocyclus (internes aux systèmes) et allocycliques (externes aux systèmes), et leur impact sur les architectures est nécessaire pour caractériser ces systèmes dans leur ensemble, leurs interactions, et leur évolution à différentes échelles de temps. En effet, l'enregistrement sédimentaire est fonction des différents facteurs de contrôle, dont certains sont variables dans le temps (climat, eustatisme...), et vont impacter la réponse sédimentaire au cours du temps.



L'objectif de cette thèse est de décrire et caractériser les systèmes fluviatiles et turbiditiques afin de comprendre la genèse des architectures de dépôt en évaluant les processus et facteurs de contrôle associés, et de transposer ces paramètres afin de contraindre les modèles numériques qui décrivent ces architectures.

Les systèmes fluviatiles et turbiditiques sont caractérisés d'abord à partir des processus physiques responsables de leur mise en place et de leur fonctionnement, conduisant à l'érosion, au transport puis au dépôt des particules sédimentaires. Ces processus sont contrôlés par divers forçages locaux ou globaux, et façonnent ainsi la morphologie de ces systèmes, qui évolue dans l'espace (le long du profil amont-aval), et dans le temps avec une évolution verticale conditionnée par l'évolution des rapports entre apports sédimentaires et accommodation.

L'ensemble de ces paramètres est responsable de l'organisation interne des réservoirs sableux, et la compréhension de ces différents paramètres vont permettre de contraindre les modèles numériques, dont l'objectif est, selon l'échelle considérée (échelle du bassin sédimentaire ou échelle du réservoir), de prédire la distribution des faciès sédimentaires (roches réservoirs, roches mères, couvertures...), ou de minimiser les risques lors de la mise en production d'un réservoir. La caractérisation de ces systèmes est nécessaire pour apporter des contraintes aux modèles. Les données de subsurface sont souvent insuffisantes pour apporter un niveau d'information nécessaire pour comprendre l'architecture des systèmes sédimentaires. L'étude d'analogues d'affleurement est de ce fait indispensable afin de répondre aux manques induits

par l'absence ou le manque de données. Dans ce mémoire, les résultats présentés sont basés sur plusieurs analogues d'affleurement, qui ont permis de répondre à des problématiques liées au développement des réservoirs en subsurface.

Systèmes fluviatiles et systèmes turbiditiques sont génétiquement liés, et il est difficile de comprendre les systèmes marins profonds si le bassin versant n'est pas considéré. Les systèmes « source-to-sink » correspondent à l'ensemble des environnements continentaux et marins qui contribuent à la production, au transport et au dépôt des sédiments. L'évolution à différentes échelles spatio-temporelles des facteurs de contrôle tectonique et climatique ont un impact très important sur la sédimentation. La compréhension de ces facteurs de contrôles (forçages) agissant et interagissant sur les différents environnements est essentielle afin d'étudier au mieux la sédimentation enregistrée dans les bassins. Les systèmes turbiditiques forment la partie distale des systèmes « source-to-sink ». Ces systèmes sédimentaires sont principalement alimentés par un ou plusieurs canyons sous-marins, initiés sur la bordure du plateau continental, le plus souvent au débouché des systèmes fluviatiles. Etant la zone de stockage terminale des systèmes « source to sink », les systèmes turbiditiques enregistrent les interactions entre les différents forçages allocycliques et autocycliques. La sédimentation au sein de ces systèmes ainsi que la morphologie des corps sédimentaires qui les constituent sont dépendantes de la combinaison de ces facteurs de contrôles.

Organisation du mémoire

Ce mémoire est composé de trois parties, consacrées à la caractérisation des systèmes fluviatiles et turbiditiques, à la modélisation des réservoirs fluviatiles et turbiditiques, puis à une synthèse comparative de ces deux systèmes.

La **partie 1** de ce mémoire porte sur la caractérisation des systèmes fluviatiles et des systèmes turbiditiques. Cette partie est composée de deux chapitres :

- Le **chapitre 1** est consacré à la caractérisation des systèmes continentaux et fluviatiles plus particulièrement. Ce chapitre présente une synthèse de ces systèmes à travers la description de la dynamique fluviale, des processus physiques et hydrologiques, et des forçages influant sur la morphologie des rivières. L'enregistrement sédimentaire est également analysé par la compréhension des facteurs de contrôle sur la préservation de ces systèmes au cours du temps, et sur l'architecture des dépôts associés à ces systèmes. Ce chapitre se clos sur une publication portant sur l'analyse des facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique des dépôts continentaux de la Formation Mannville (Crétacé Inférieur du Bassin Ouest Canadien).
- Le **chapitre 2** porte sur la caractérisation des systèmes turbiditiques. Une synthèse des différents processus sédimentaires agissant dans les systèmes marins profonds, et des éléments architecturaux qui composent les systèmes turbiditiques est présentée. L'architecture stratigraphique d'un système turbiditique et l'architecture des réservoirs associés sont décrites à travers deux publications issues de l'étude du système turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan) à l'affleurement.

La **partie 2** de ce travail est consacrée à la modélisation de réservoirs fluviatiles méandrique, et de réservoirs turbiditiques, à partir de données issues d'études d'affleurement. Cette partie est composée de deux chapitres :

- Le **chapitre 3** présente les résultats d'une étude d'un affleurement de système fluviale méandrique qui sert d'analogie de réservoir des champs pétroliers à huile lourde, dont l'objectif était de modéliser la production d'huile lourde par injection de vapeur dans un réservoir très hétérogène, et de quantifier l'impact de ces hétérogénéités sur la

production. Ce chapitre présente une publication faisant état de ces travaux sur l'étude des barres de méandres de la Formation de Scalby (Jurassique, Angleterre).

- Le **chapitre 4** correspond à la modélisation d'un réservoir turbiditique de la Formation Pab décrit dans le chapitre 2, dont l'objectif était d'estimer la connectivité entre chenaux turbiditiques et dépôts de débordement par modélisation dynamique (modélisation d'écoulement).

La **partie 3** est consacrée à la comparaison des systèmes fluviaux et turbiditiques, en analysant les similitudes et les différences basées sur la morphogénèse de ces systèmes, et sur l'architecture des dépôts. Cette partie est divisée en deux chapitres :

- Le **chapitre 5** présente une comparaison de certains segments des systèmes fluviaux et turbiditiques (vallées incisées fluviales et canyons turbiditiques, chenaux méandriiformes fluviaux et chenaux sinueux turbiditiques), en analysant la morphogénèse de ces systèmes, l'architecture des dépôts, et les facteurs de contrôle.
- Le **chapitre 6** constitue le dernier chapitre de ce travail, et constitue une synthèse qui vise à décrypter les différents facteurs de contrôle agissant sur la dynamique de ces systèmes et sur l'évolution de l'architecture stratigraphique le long d'un profil de dépôts amont-aval au cours du temps.

Une dernière partie conclusive met en parallèle les différentes méthodes de modélisations numériques, à l'échelle des réservoirs et à l'échelle du bassin, ou les avantages et des limites de ces différentes méthodes sont discutées, avant de proposer des perspectives de nouvelles méthodes de modélisation.

PARTIE 1

Caractérisation des systèmes fluviatiles et des systèmes turbiditiques

Table des matières

PARTIE 1 Caractérisation des systèmes fluviaux et des systèmes turbiditiques	85
Introduction	89
Chapitre 1: Caractérisation des systèmes fluviaux.....	90
Généralités sur les systèmes fluviaux	90
1.1 Les systèmes fluviaux modernes et facteurs de contrôle.....	90
1.1.1 Définition.....	90
1.1.2 Principe de fonctionnement d'un système fluvial et facteurs de contrôle.....	91
1.2 Processus d'érosion et dépôt du matériel sédimentaire	98
1.3 Classification des systèmes fluviaux	99
1.3.1 Classifications géomorphologiques	100
1.3.2 Le système en tresses	102
1.3.3 Les chenaux droits à peu sinueux.....	104
1.3.4 Les systèmes méandriformes.....	105
1.3.5 Les systèmes anastomosés.....	110
1.4 Notion de continuum.....	112
1.5 Enregistrement sédimentaire et architecture stratigraphique des systèmes fluviaux	113
1.5.1 Facteurs de contrôle allocycliques.....	113
1.5.2 Incision fluviale.....	115
1.5.3 La stratigraphie séquentielle en domaine continental.....	116
1.5.4 Architecture stratigraphique des systèmes fluviaux.....	118
Cas d'application : Architecture stratigraphique des séries continentales de la Formation	
Mannville (Canada)	120
1.6 Architecture stratigraphique et distribution des niveaux à charbon de la Formation de	
Mannville (Crétacé Inférieur du Bassin Ouest Canadien, Alberta, Canada).....	120
1.6.1 Séquences de 3ème ordre :.....	121
1.6.2 Séquences de 4ème ordre :	121
1.7 Synthèse.....	141
Chapitre 2 : Caractérisation des systèmes turbiditiques.....	143
Généralités sur les systèmes turbiditiques.....	143
2.1 Les systèmes sous-marins profonds.....	143
2.2 Sédimentation gravitaire en milieu profond.....	144
2.2.1 Les écoulements gravitaires	144
2.2.2 Evolution des écoulements le long du profil.....	149

2.2.3	Qu'appelle-t-on une « turbidite » ?	150
2.3	Éléments architecturaux des systèmes turbiditiques	151
2.3.1	Canyons	152
2.3.2	Complexe chenaux-levées	153
2.3.3	Transition chenaux-levées/lobes	155
2.3.4	Lobes	156
2.4	Classification des systèmes turbiditiques.....	157
2.5	Modèles stratigraphiques pour les systèmes sédimentaires marins profonds	159
2.5.1	AIGR (Adjustment-Initiation-Growth-Retreat)	160
2.5.2	BCFS (Built-Cut-Fill-Spill)	160
Cas d'application : Architecture stratigraphique du système turbiditique de la Formation Pab (Maastrichtien, Pakistan), et architecture des réservoirs associés.....		
2.6	Architecture stratigraphique du système turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan)	163
2.6.1	Contexte géologique.....	163
2.6.2	Synthèse	163
2.7	Architecture d'un complexe de chenaux dans le fan médian du complexe turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan).....	185
6.4	Synthèse.....	304

Introduction

Cette première partie du manuscrit est focalisée sur la caractérisation des systèmes fluviaux et turbiditiques au sens large. Elle est composée de 2 chapitres, le premier portant sur la caractérisation des systèmes fluviaux, le chapitre 2 concernant la caractérisation des systèmes turbiditiques.

Ces deux chapitres sont organisés en plusieurs parties. Pour chacun des deux chapitres, une première partie est consacrée aux généralités de chacun de ces systèmes. Ces généralités portent sur la description des processus à l'origine des dépôts, sur l'architecture et les morphologies de ces systèmes, ainsi que sur l'enregistrement de ces systèmes, en décrivant les principaux facteurs qui contrôlent l'architecture stratigraphique de ces systèmes.

Pour ces deux chapitres, une deuxième partie est consacrée à deux cas d'applications traitant plus spécifiquement de certains aspects relatifs à chacun des deux systèmes.

Pour les systèmes continentaux, la discussion porte sur le contrôle séquentiel de l'accumulation et de la préservation des dépôts continentaux, en se focalisant sur les dépôts de matière organique terrestre, avec l'étude d'un cas de subsurface de la Formation de Mannville (Crétacé Inférieur d'Alberta, Canada). Cette étude est présentée sous forme d'une publication, et décrit le « workflow » de caractérisation de ce système continental à travers l'analyse de diagraphies de puits calibrée par des descriptions de carottes, permettant de bâtir un cadre séquentiel sur lequel s'appuient les corrélations stratigraphiques.

Concernant les systèmes turbiditiques, les cas d'application présentés sont l'étude d'affleurement du système Pab (Maastrichtien, Pakistan), à travers deux publications, la première portant sur l'architecture stratigraphique régionale du système, la seconde à l'échelle du réservoir focalisée sur la partie inférieure du système qui correspond à un cône turbiditique profond, ou la distribution des faciès et l'architecture de ces analogues de réservoirs sont étudiées en détail.

Chapitre 1: Caractérisation des systèmes fluviaux

Les systèmes fluviaux ont été intensément étudiés en géologie pétrolière, du fait de la variabilité et de la complexité de l'architecture de ces systèmes. Dans l'industrie pétrolière, il est admis de longue date que la compréhension de l'architecture des réservoirs est un élément clef pour améliorer leur performance en terme de production. Le principal facteur qui contrôle la performance du réservoir est la variation des faciès au sein du réservoir (Miall, 2004), et son contrôle sur la perméabilité, qui est directement liée à la composition du faciès (Larue and Hovadik, 2008).

L'objectif dans ce chapitre est de décrire les différents styles fluviaux le long d'un profil de dépôt afin de relier la dynamique des différents systèmes fluviaux à leur architecture, et de décrypter les différents facteurs de contrôle conduisant à la préservation dans le temps de ces systèmes. Dans ce chapitre, une première partie est consacrée aux systèmes fluviaux modernes, aux processus qui gouvernent la dynamique de ces systèmes, et les conséquences géomorphologiques résultant de l'interaction de ces différents processus. Une seconde partie abordera l'enregistrement sédimentaire des dépôts fluviaux, en se basant sur les différents facteurs de contrôle sur la préservation de ces systèmes au cours du temps, et en caractérisant les différentes architectures résultant de l'interaction des divers processus qui varient au cours du temps. Une dernière partie correspond à une publication qui traite la problématique du lien entre architecture stratigraphique et distribution de matière organique terrestre au sein de la des dépôts continentaux de la Formation de Mannville (Crétacé Inférieur du bassin ouest canadien).

Généralités sur les systèmes fluviaux

1.1 Les systèmes fluviaux modernes et facteurs de contrôle

1.1.1 Définition

Le système fluvial est un concept géomorphologique basé sur l'organisation spatiale des transferts de sédiments le long d'un profil de dépôt. D'un point de vue géomorphologique, l'ensemble des systèmes fluviaux peut être divisé en 3 zones principales (Schumm, 1977), qui sont :

- La zone de production de sédiments en amont, qui correspond au bassin versant qui fournit sédiments et flux d'eau ;
- La zone de transfert, par laquelle transitent l'eau et les sédiments vers la zone 3 par le biais d'un réseau de chenaux ;
- La zone de dépôt, où les sédiments sont stockés (Figure 3).

La zone de production dépend entièrement de la structure géologique (nature des roches, relief) du bassin versant et de son histoire géologique (évolution de cette structure), ainsi que des caractéristiques climatiques. L'évolution morphologique n'est pas un phénomène linéaire, et l'érosion subie est épisodique. Schumm (1981) décrit alors un équilibre dynamique métastable, qui va induire des variations dans la quantité et le type de sédiments fournis au cours du temps. Cela aura une conséquence sur la morphologie des systèmes fluviaux qui caractérisent la zone de transfert. Dans cette zone, la variation de charge sédimentaire et de flux hydraulique impacte la capacité des rivières à transporter les sédiments, ce qui par conséquent influencera la morphologie des cours d'eau au cours du temps. La morphologie des chenaux varie également le long du profil en fonction de la pente et des chenaux tributaires.

Par conséquent, le taux et le style de sédimentation qui ont lieu dans la zone de dépôt sont très variables au cours du temps, car directement dépendants des taux de dénudation et du type de transport qui ont lieu en amont.

Cette zonation est théorique et ne reflète que le processus dominant, et il n'est bien sûr pas exclu que pour chacune de ces 3 zones, les processus d'érosion, de transport et de dépôts se produisent de façon importante (Schumm, 1981). Cette zonation traduit une influence des bassins versants qui diminue vers l'aval, et résulte en une formation d'une plaine alluviale construite par les apports sédimentaires charriés par des cours d'eau depuis l'amont.

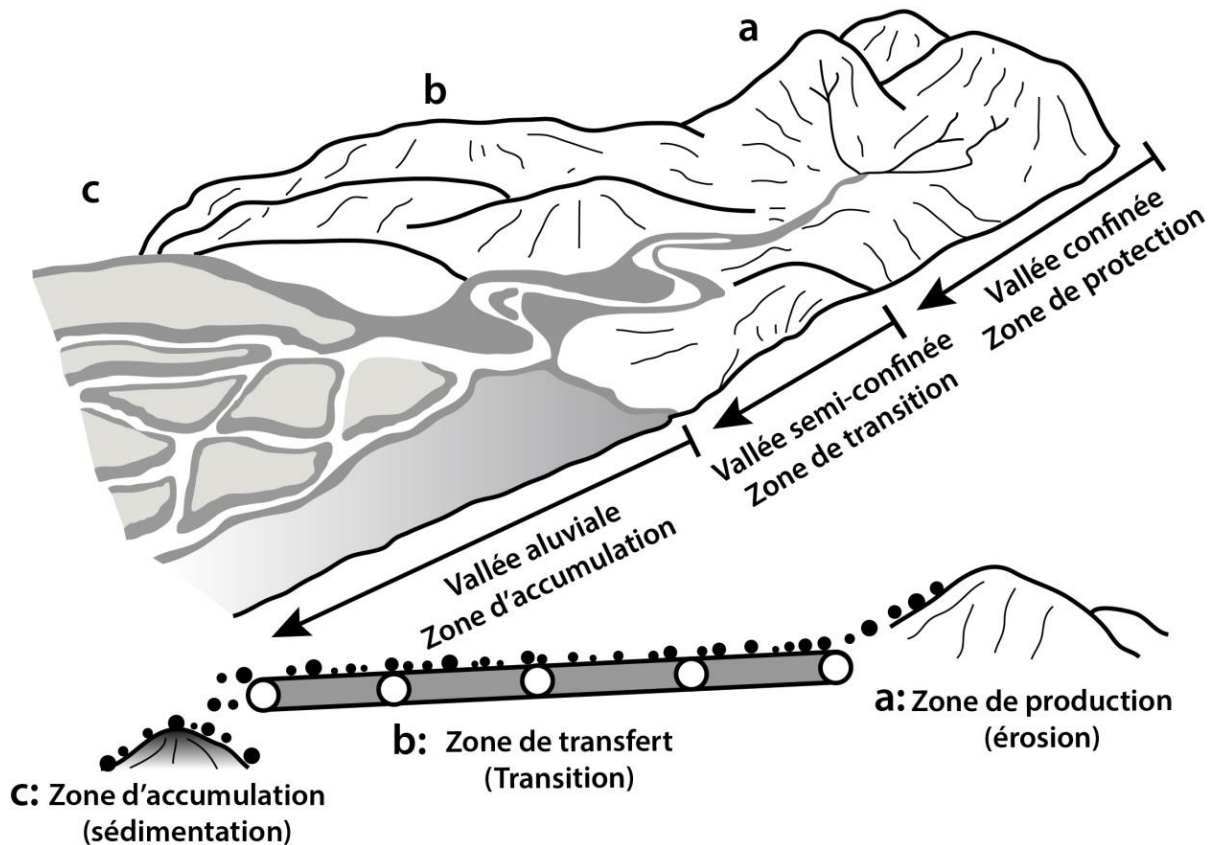


Figure 3: Diagramme schématique montrant un système fluvial type divisé en zones de production, de transfert, et de dépôt (Les trois zones du système fluvial (Gangbazo, 2011, adapté de Brierley et Fryirs, 2005).

1.1.2 Principe de fonctionnement d'un système fluvial et facteurs de contrôle

Le fonctionnement des systèmes fluviaux repose sur la dynamique des cours d'eau. Un cours d'eau est un système façonné par des types de flux, dont la dynamique est directement liée aux conditions environnementales existantes au sein du bassin versant (nature du substratum, climat, présence de végétation...). Ces flux sont d'une part le flux d'eau (flux liquide), et le flux solide (e.g., quantité de sédiments transportée par le cours d'eau), et constituent les variables de contrôle.

Les facteurs de contrôle agissent à différentes échelles de temps et d'espace, et influent sur le système dans son ensemble. Les travaux de Schumm (1969) puis de Shanley et McCabe (1994, 1998) montrent que trois principaux facteurs de contrôles externes, ou allogéniques, ont une influence majeure sur les systèmes fluviaux : le climat, la tectonique, et le niveau de base. Les caractéristiques d'un système fluvial sont une réponse à l'interaction complexe de ces trois facteurs à long terme.

D'autres facteurs internes aux systèmes peuvent aussi être impliqués et perturber le système fluviatile, en partie ou dans son ensemble. Il s'agit de facteurs autocycliques tels les crues exceptionnelles, qui peuvent perturber le système, en fonction de la nature et de l'échelle de ces événements autocycliques, et la capacité du système à se rééquilibrer.

1.1.2.1 Le climat

Le climat est un des principaux facteurs de contrôle externe, dont l'impact est essentiel, car il contrôle les bilans évaporation/transpiration, le taux de ruissellement, l'abondance et le type de végétation, et par conséquent le type de sol et son érodabilité.

Le climat est défini comme une moyenne des fluctuations court-terme des conditions météorologiques (variations saisonnières, fréquence des tempêtes...). Lorsqu'il n'y a pas de changement à long-terme, la combinaison de ces paramètres définit l'enveloppe d'un comportement « stable ». On considère un changement climatique lorsque l'un ou l'ensemble de ces paramètres change de façon drastique et durable, et va modifier le fonctionnement du système sédimentaire.

Le climat connaît une cyclicité importante à différentes échelles de temps, liée aux paramètres orbitaux de Milankovitch. Ainsi, des études menées sur les systèmes hydrographiques européens à l'holocène (Macklin et al., 2010) et au quaternaire (Vandenberg, 1995, 2002 et 2003) ont montré que l'influence des variations climatiques sur l'évolution des systèmes fluviatiles est fonction de l'échelle de temps considérée.

1.1.2.2 Facteurs de contrôles externes directs

A l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires (~100000 ans), l'évolution des systèmes fluviatiles est principalement contrôlée par le climat, la tectonique étant considérée comme stable à cette échelle de temps. Températures et précipitations ont alors un rôle direct sur des facteurs ayant une origine climatique, tel que la végétation, le ruissellement et donc la stabilité des sols et son érodabilité.

1.1.2.3 Facteurs de contrôle indirects

A l'échelle de la dizaine de milliers d'années (cycles de 10000 à 40000 ans), l'alternance d'épisodes chauds et froids notamment mesurés durant le quaternaire serait à l'origine de changements importants du comportement des rivières (Huisink, 2000 ; Vandenberghe, 2003), par la modification du couvert végétal, influençant également la stabilité des sols et le ruissellement. Les travaux de Huisink (2000) dans la vallée de la Vecht en Hollande, ont permis de mettre en évidence la succession des styles fluviatiles de cette vallée au cours des derniers 40000ans (Figure 4).

Les travaux de Huisink sur l'évolution de la Vecht au cours des derniers 40000 ans ont mis en évidence un comportement fluviatile lié aux variations des températures à haute fréquence, et non aux variations de niveau marin (chute puis remontée régulière sur cette période) et à la tectonique (considérée comme stable sur la même période). Huisink montre que le fleuve a tendance à inciser au début des périodes de refroidissement, ainsi qu'au début des périodes de réchauffement, et est en aggradation pendant les périodes de stabilité froides et chaudes.

Il met en avant que ces changements de styles fluviatiles s'opèrent lorsque des « seuils » sont atteints. Ces seuils sont mal définis et mal contraints, mais il apparaît que la couverture végétale est un facteur prépondérant qui dépend directement de la température, et qui influence fortement certains paramètres comme la capacité d'absorption des sols, le ruissellement et la capacité à fournir des sédiments (érodabilité).

Outre l'importance de la végétation, Huisink décrit la décharge fluviale comme étant un autre facteur déterminant à l'origine des variations de styles fluviaux :

- en régime nival, les crues sont contrôlées par la fonte des neiges, et vont être accentuées par la présence de permafrost, favorisant le ruissèlement ;
- les crues d'été sont caractérisées par une décharge sédimentaire plus importante du fait de l'absence de permafrost, qui va contrôler la capacité des sols à absorber l'eau et le taux d'évapotranspiration.

Tous ces facteurs de contrôle indirects ont une grande influence sur la magnitude des crues, et par conséquent sur le style fluvial en réponse à ces variations hautes fréquences.

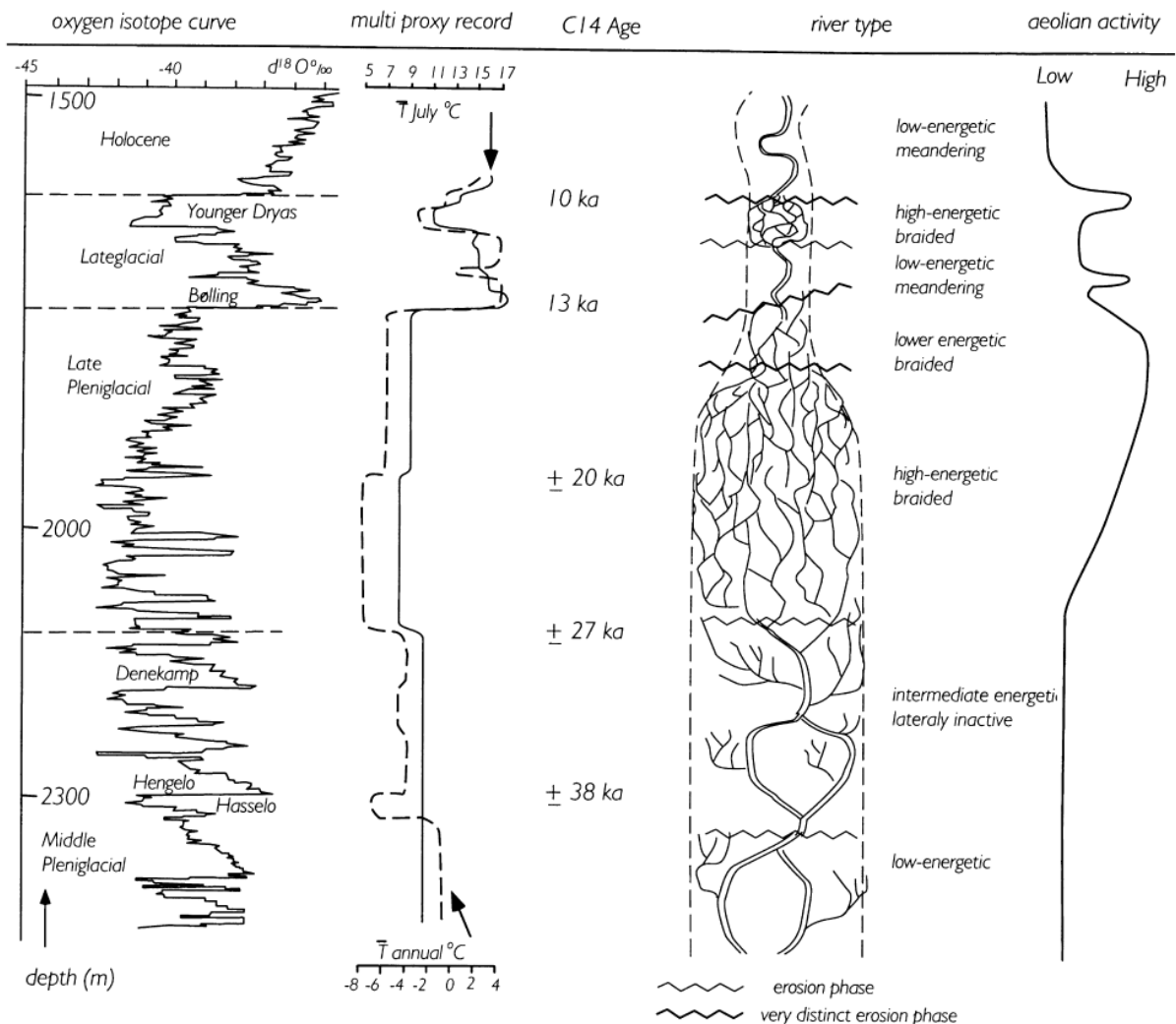


Figure 4:: Compilation des changements de style fluviaux dans la vallée de la Vecht (Hollande) depuis 40000 ans (Huisink, 2000).

Evolution de la plaine d'inondation

Les dépôts de plaine d'inondation enregistrent également les variations climatiques. La nature des sols provient des processus pédogénétiques qui sont directement contrôlés par le climat. La maturation des sols dépend des transformations chimiques qui s'y produisent, conditionnées par la nature du substrat d'une part (alluvions, abondance des minéraux carbonatés...), par les

taux de précipitation, par la température, et par la saisonnalité (Retallack, 1990 ; Phillips, 2014 ; Alesandrovskiy, 2007 ; Bockeim et al., 2014).

Les précipitations restent toutefois le principal facteur de contrôle sur la formation des sols, participant au lessivage et à la dissolution des minéraux présents dans le substrat, influant sur la géochimie globale des sols. La cinétique des réactions est cependant dépendante de la température, qui va accélérer ou ralentir les transformations minéralogiques au sein des sols.

La charge sédimentaire

Schumm (1977, 1981) montre l'importance des variations climatiques sur l'érosion des bassins versants, conduisant à une modification de la charge sédimentaire dans les cours d'eau et des processus responsables des modelés des chenaux. Bridge (2003) quant à lui s'oppose à cette théorie du contrôle climatique comme étant l'unique facteur contrôlant la charge des cours d'eau pouvant façonner leur morphologie. Il met en avant que les fluctuations climatiques entraînent essentiellement une variation de la taille des grains, et ce à différentes échelles de temps. Il observe que les variations saisonnières des décharges se traduisent par des variations granulométriques au sein de la charge sédimentaire des cours d'eau, et que les changements de styles fluviaux aux transitions glaciaires/interglaciaires sont la conséquence d'une augmentation de la fréquence et de l'amplitude des crues, accompagnées aussi par une augmentation de la charge et de la taille du matériel charrié dès l'initiation de la déglaciation.

Par conséquent, les chenaux transportent un matériel plus grossier sur des profils de pente élevés impliquant des ceintures de chenaux élargies, et des chenaux préférentiellement interconnectés. En période interglaciaire, les réseaux fluviaux se réajustent avec la réduction de l'intensité des décharges de crue, de la charge sédimentaire, et de la granulométrie. La taille des chenaux et leur fréquence d'avulsion diminue, et aidés par le renouvellement de la végétation, les corps chenalisés ont tendance à se déconnecter.

D'importants travaux montrent cependant que les principaux paramètres climatiques tels que les températures et les précipitations moyennes ont un effet mineur sur les processus d'érosion et de dépôts dans les rivières (Church, 1983 ; Woo, 1986 ; Vandevergh, 2003 ; Macklin et al., 2010). D'après ces auteurs, la fréquence et l'intensité des facteurs de contrôles internes tels que les crues, ou la fonte des neiges en milieu froid (Mac Cann et al., 1971), sont les principaux facteurs à l'origine des processus fluviaux.

Rôle des crues

D'après Macklin et al. (2014), un changement dans la fréquence et l'intensité des crues est aussi un facteur primordial qui détermine la réponse des systèmes fluviaux aux changements climatiques. Cela implique un changement des régimes de précipitation et de ruissellement, entraînant une variation abrupte de la charge sédimentaire de ces systèmes (Figure 5). Les systèmes alluviaux peuvent ainsi localement enregistrer l'histoire climatique, et répondre à ces changements en ajustant le taux de sédiments transportés, le caractère morphologique des cours d'eau (sinuosité, dimensions...).

Les crues perturbent les systèmes par leur intensité et leurs durées très courtes, qui ne permettent pas d'ajustement immédiat du système. L'effet des crues est déterminé par le rapport entre la force du phénomène et sa résistance au changement. Cet effet est dépendant de la récurrence des crues, de leur intensité, de la morphologie du système (degré de confinement), du contexte climatique (aridité).

- Plus une rivière est confinée, plus l'effet de la crue sera important, avec une intensité du courant décuplée, permettant de déplacer et de mettre en suspension des particules très

grossières vers l'aval du système, déplaçant un volume de sédiment très important, et modifiant de façon significative la morphologie et le comportement du cours d'eau.

- Dans un contexte aride, l'effet des crues est également très important, car peu fréquentes, ces crues exceptionnelles ont un pouvoir érosif très important du fait de la faible résistance des marges des chenaux (levées) aux forts courants, en l'absence de végétation permettant de stabiliser le sédiment en favorisant la formation de sols assurant sa cohésion.

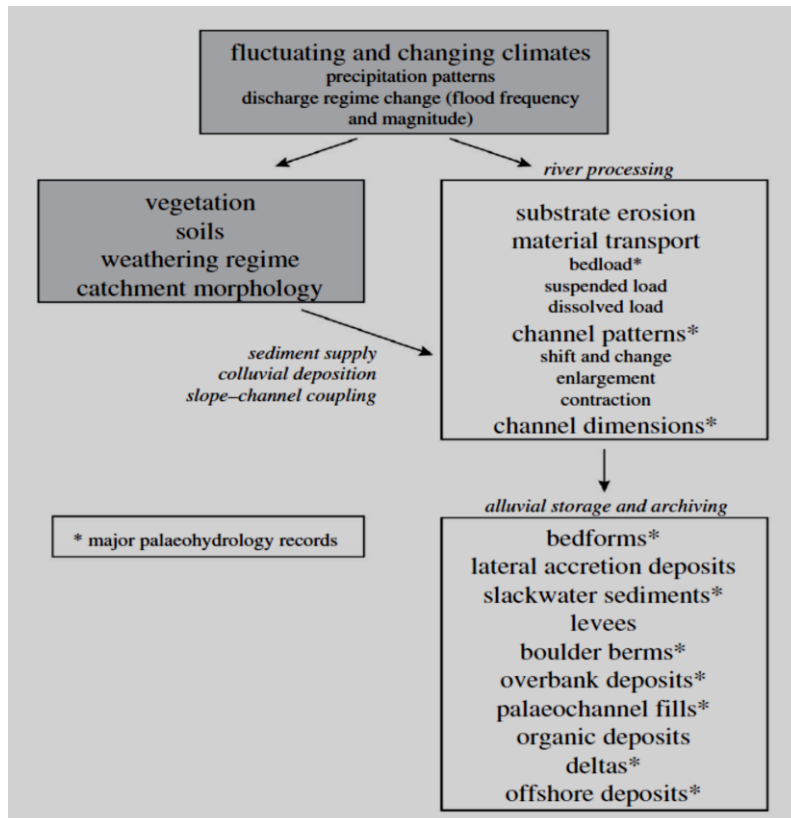


Figure 5: Compilation des changements de style fluviaux dans la vallée de la Vecht (Hollande) depuis 40000 ans (Huisink, 2000).

Temps de réponse du système au forçage climatique

Il a été montré par Schumm (1977) et Bull (1991), que les systèmes fluviaux ont besoin de temps pour s'adapter aux changements des paramètres climatiques. Ils mettent en évidence que la durée des oscillations climatiques doit être assez longue pour que le système fluvial réagisse aux facteurs forçant, et que la durée de la réponse du système est proportionnelle à sa taille. En effet, les systèmes de petite taille se réajustent plus rapidement que les systèmes de grandes tailles, comme le montrent les résultats des modèles numériques conduits par Bogaart et al. (2003).

Le temps de réponse au forçage climatique dépend aussi de l'échelle de temps qui est considérée. Le temps de réponse à des événements intenses et ponctuels de type crues est impossible à évaluer car le système ne se réajuste pas immédiatement à des événements ponctuels haute fréquence et haute intensité. Il convient de considérer sur le long terme l'évolution de la récurrence et de l'intensité des crues pour saisir l'effet de ces changements à long terme sur le système fluvial, et sa faculté à s'équilibrer au cours du temps.

Ces réajustements ont pu être observés par exemple dans la période qui a suivi le dernier maximum glaciaire (-18ka), où le climat a connu une transition rapide entre des conditions glaciaires et des conditions post-glaciaires, influençant les caractéristiques des systèmes fluviaux (extension des bassins versants, flux d'eau, charge sédimentaire, végétation). Malgré

les variations climatiques cycliques haute fréquence, ces systèmes se sont développés au maximum glaciaire dans des conditions d'aridité plus importantes qu'aujourd'hui, avec une couverture végétale très réduite, favorisant le développement des grands systèmes fluviaux charriant et accumulant des sédiments très grossiers provenant de l'érosion par la glace. Lors de la fonte généralisée des calottes, la réapparition progressive de la couverture végétale à des hautes latitudes (entraînant la formation de sols), la retraite des glaces avec l'apparition de grands lacs proglaciaires piégeant une grande partie du matériel grossier libéré, et l'augmentation du régime de précipitations, a conduit une grande partie des systèmes à évoluer en systèmes très érosifs subissant des crues plus intenses et plus fréquentes jusqu'à l'Holocène (-9ka), ou une période de stabilité relative s'installe, caractérisée par une réduction généralisée de la décharge des rivières situées en zone tempérée Knox, 1995 ; Dury, 1977), modifiant ainsi le mode de transport des particules, et par conséquent le type de système fluvial.

1.1.2.4 Le niveau de base

En géomorphologie, le niveau de base est une surface théorique qui sépare les domaines en sédimentation (situés au-dessous de cette surface), des domaines en érosion (situés au-dessus de cette surface). Le niveau de base est directement relié au niveau marin, et varie en réponse aux variations du niveau marin, avec des ajustements locaux.

Il est également nécessaire d'introduire la notion de profil d'équilibre, dont les cours d'eau sont en recherche constante. Le profil d'équilibre d'un cours d'eau est celui pour lequel la pente, la profondeur, la largeur, la rugosité et la vitesse sont tels que ce cours d'eau a la capacité de transporter sa charge sédimentaire depuis le bassin versant jusque à la zone de dépôt, sans érosion, et sans dépôt. Leopold et Bull (1979) introduisent les termes de phases d'érosions, et de phases d'aggradation pour les cours d'eau n'ayant pas atteint leur profil d'équilibre.

Il convient de distinguer les systèmes fluviaux côtiers, qui sont directement soumis aux variations du niveau marin, des systèmes fluviaux continentaux contrôlés par la variation du niveau de base global (tel que défini par Sloss, 1962), affecté par des variations locales qui modifient ponctuellement le profil d'équilibre des cours d'eau (Schumm, 1993 ; Shanley et McCabe, 1994 ; Catuneanu, 2006). Dans ce contexte, les cours d'eau tendent vers un nouveau profil d'équilibre dès lors que le niveau de la source, le niveau du débouché des cours d'eau, ou toute modification de l'équilibre entre l'énergie fluviale (flux, débit) et la charge sédimentaire se trouvent modifiés soit par la tectonique, le climat, ou l'eustatisme. Le niveau de base rejoint le niveau marin au débouché des cours d'eau (Figure 6).

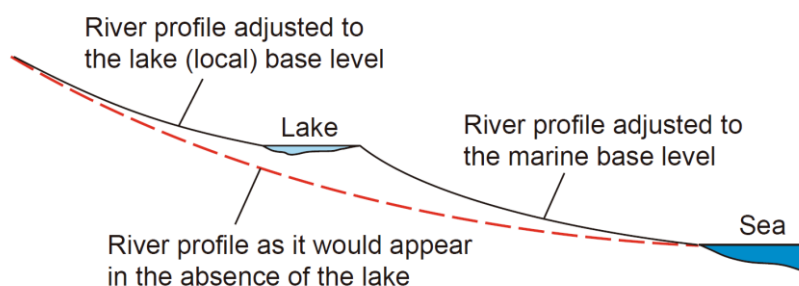


Figure 6: Illustration du niveau de base, avec des niveaux de base locaux (présence d'un lac) qui viennent modifier le profil d'équilibre théorique du cours d'eau (Catuneanu, 2006, modifié de Press & Sevier, 1986).

Temps de réponse du profil d'équilibre aux forçages allocycliques et autocycliques

La notion de temps de réponse du système fluvial est là encore un élément important quant à l'impact des différents facteurs de contrôle. Dalrymple et al. (1998) font la distinction la réponse aux forçages allocycliques (tectoniques, climatiques et eustatiques), et la réponse aux forçages autocycliques (niveau des lacs, niveau local de la nappe phréatique, nature du sédiment,

couverture végétale...). Le temps de réponse aux forçages allocycliques, appelés « causal lag time », correspond au temps nécessaire au système pour réagir à l'introduction du changement. Le temps de réponse lié aux mécanismes autocycliques est appelé « effectual lag time », et correspond à l'intervalle de temps entre l'initiation de la réponse du système et l'ajustement du profil d'équilibre aux nouvelles conditions.

1.1.2.5 La tectonique

La tectonique se réfère à tous les types de déformation à grande échelle (soulèvements, affaissements), qui ont un effet direct sur le relief, l'altitude et la taille du bassin versant, et influencent également les autres paramètres forçants que sont le climat et le niveau de base. La tectonique joue un rôle prépondérant dans la mise en place des bassins versants, qui vont contrôler la nature et le volume potentiel de particules qui vont pouvoir transiter et/ou s'accumuler dans les différentes parties du système alluvial.

La tectonique est également un facteur de contrôle sur la morphologie et la pente du profil longitudinal le long duquel se met en place le système fluvial. Elle peut localement modifier la topographie du profil par surrection ou subsidence locale (jeu de faille...), et ainsi influencer la nature des processus, modifiant le profil des cours d'eau, et par conséquent la nature des systèmes fluviaux (Figure 7).

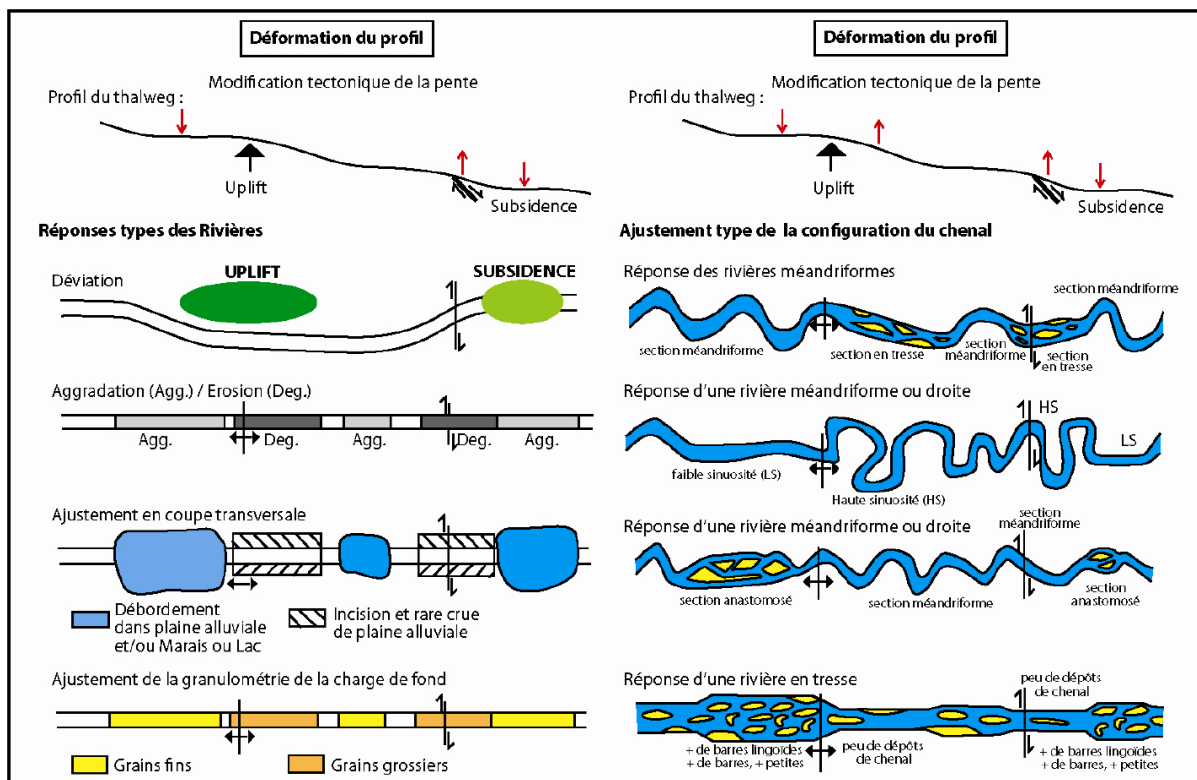


Figure 7: Variations des styles fluviaux en réponse à des modifications de profil longitudinal provoquées par des mouvements tectoniques (Held, 2011 ; modifié de Holbrook et Schumm, 1999).

L'activité tectonique peut donc modifier la topographie, la position et la nature des rivières. Cette activité est également en étroite relation avec les différents facteurs de contrôle ayant une influence sur la nature et l'évolution des systèmes fluviaux, comme le climat (avec la mise en place de reliefs, la présence et la nature de la végétation), et les variations du niveau de base. Ces différents facteurs de contrôle interagissent et contrôlent l'érosion, le transport, et le dépôt des particules sédimentaires.

1.2 Processus d'érosion et dépôt du matériel sédimentaire

La morphologie des rivières dépend des processus sédimentaires qui contrôlent l'érosion et le dépôt de sédiments. La charge sédimentaire des cours d'eau est variable en fonction de plusieurs paramètres tels que le débit, la nature du matériel transporté, la nature du lit du cours d'eau, la pente etc...

La charge sédimentaire varie le long du profil du cours d'eau, répondant aux variations des différents paramètres cités précédemment. La charge sédimentaire transportée peut être divisée en 3 catégories, qui sont la charge de fond, la charge en suspension, et la charge en solution (Knighton, 1998).

- La charge de fond correspond au matériel grossier (particules grossières de taille supérieure à environ 1mm) charrié par le fond du lit d'un cours d'eau, qui se déplace à une vitesse inférieure à la vitesse de l'écoulement. Ces particules sont transportées suivant 3 modes possibles, qui sont la saltation, le glissement et le roulement sur le lit du cours d'eau (Figure 8).

- La charge en suspension représente la fraction la plus élevée du matériel sédimentaire transporté par un cours d'eau. Elle correspond aussi à la fraction la plus fine du matériel transporté par un cours d'eau, qui se déplace à la même vitesse que l'écoulement. La charge en suspension se dépose lorsque la puissance de l'écoulement diminue (e.g. la capacité de transport diminue), après les crues, ou à l'aval du système lorsque l'énergie de l'écoulement diminue le long du profil du cours d'eau.

- La charge en solution correspond à la quantité de matériaux en solution dans l'eau par unité de volume, et peut être négligée quant à sa contribution au modelé de la géométrie du chenal. Cependant, elle peut représenter jusqu'à 1/5^{ème} de la masse totale délivrée à l'embouchure du système fluvial.

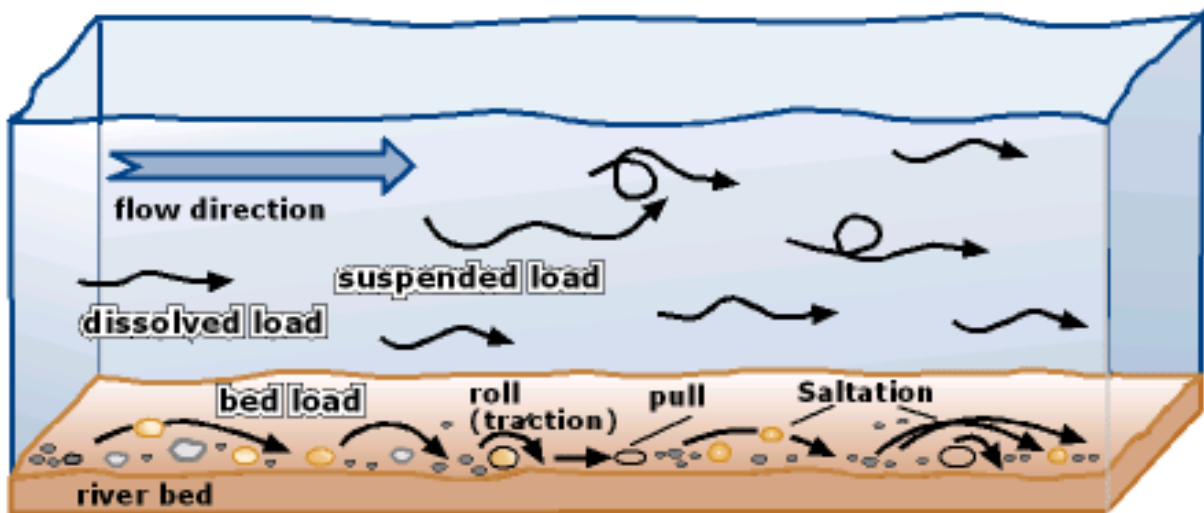


Figure 8: Illustration des différents types de transport de particules dans un cours d'eau (modifié d'après Christopherson et al., 1994)

La distinction entre la charge de fond et la suspension pour un même écoulement dépend de la taille et de la densité des particules, et de la structure d'écoulement. Le diagramme de Hjulström (1935) illustre bien le comportement des particules en fonction de leur taille et de la vitesse du courant (Figure 9).

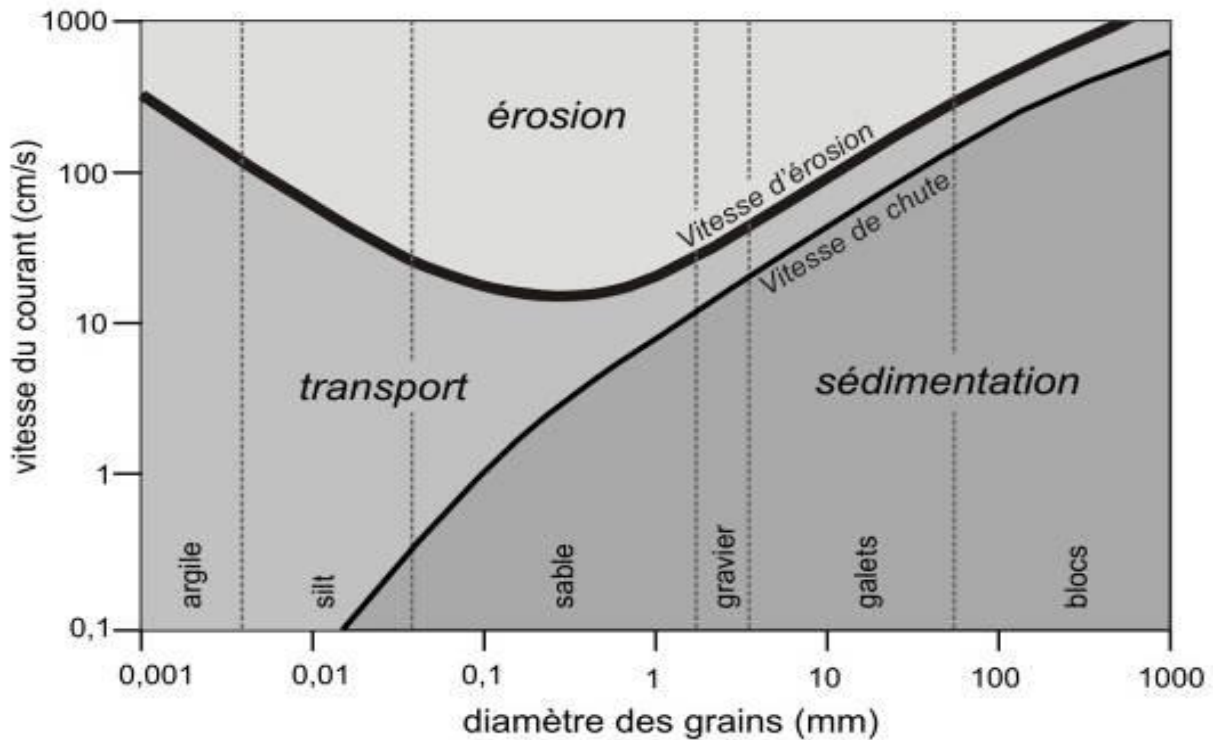


Figure 9: Diagramme de Hjulström.

Ce diagramme a été proposé à partir d'expériences en laboratoire afin de déterminer la vitesse minimale d'un courant nécessaire pour mobiliser, transporter et déposer des grains. Plus les particules sont grossières, plus la vitesse nécessaire pour les transporter doit être élevée. La vitesse du flux nécessaire pour mobiliser les grains augmente donc avec leur granulométrie. Pour les particules fines, la courbe démontre la nécessité d'une forte vitesse du flux pour les mobiliser. Ce comportement paradoxal est la conséquence de la grande force de cohésion qui existe entre les particules les plus fines. Quand ces particules sont déjà arrachées, elles peuvent être transportées à des vitesses nettement plus faibles.

Les propriétés de ce déplacement sont liées principalement aux caractéristiques du fluide (vitesse et viscosité) et de l'écoulement (pente et profondeur) et de celles des éléments eux-mêmes (taille, forme, densité). Aussi, la charge solide transportée par l'eau, en suspension ou sur le fond, est le produit des interactions entre la masse liquide en mouvement, la surface du lit et les propriétés des sédiments. Pour une vitesse donnée, il y a simultanément transport par charriage des matériels les plus lourds et transport en suspension des matériaux les plus légers. Lorsque la vitesse augmente, les matériaux qui étaient simplement charriés peuvent à son tour être mis en suspension. Dans les cours d'eau à graviers, le transport par suspension peut constituer la quasi-totalité du transport, tandis que dans les lits sableux à granulométrie plus fine, le transport par charriage représente un pourcentage important du total.

1.3 Classification des systèmes fluviaux

Les différents systèmes fluviaux sont généralement représentés sur un profil de dépôt continental (Figure 10) qui présente une pente décroissante vers l'aval du profil, dans le domaine côtier. Les variations du gradient de pente, du plus élevé vers le plus faible, donnent lieu classiquement au dépôt de cônes alluviaux dans la partie proximale la plus pentée, là où le relief est le plus marqué, puis transitionnellement aux dépôts de rivières en tresses, de rivières méandriformes, puis de rivières anastomosées lorsque le gradient de pente est le plus faible.

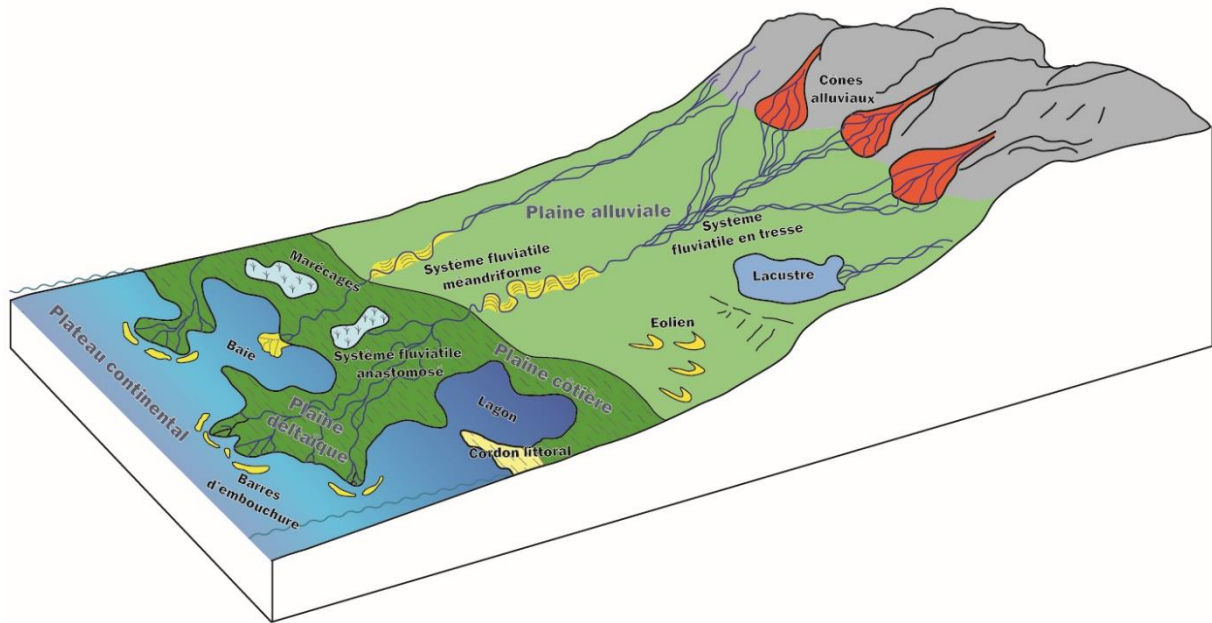


Figure 10: Profil de dépôt continental théorique présentant l'évolution des différents types de systèmes fluviaux.

1.3.1 Classifications géomorphologiques

Les différents types de systèmes fluviaux ont été définis selon une approche morphologique, qui décrit l'assemblage complexe des éléments du paysage (Allen, 1965 ; Schumm, 1981, Charlton, 2008), et qui vise à déterminer les processus sédimentaires (érosion et dépôts) à l'origine du modelé morphologique, et leur évolution au cours du temps. La compréhension des processus d'érosion et de transport qui agissent sur l'évolution des systèmes fluviaux est à la base de toute interprétation des dépôts influencés par une dynamique fluviale.

La caractérisation des systèmes fluviaux est d'une part basée sur une classification géomorphologique des rivières actuelles en prenant en compte la charge sédimentaire et les processus qui leur sont associés, d'autre part dans l'ancien, sur une classification basée sur la taille des grains, les associations de faciès, et les processus de dépôts impliqués.

Il existe plusieurs classifications des types de cours d'eau, basées soit sur des critères descriptifs (critères de forme), soit sur les processus. La classification la plus communément utilisée est basée sur la morphologie des rivières actuelles (Leopold et Wolman, 1957 ; Allen, 1965 ; Friend, 1983). Cette classification permet de distinguer 3 grands types de chenaux, qui sont les chenaux droits, les chenaux en tresses, et les chenaux méandriques (Figure 11).

Dans cette classification, le système est considéré en tresses lorsque l'écoulement est réparti sur plusieurs chenaux séparés par des barres; il est considéré méandrique lorsque le coefficient de sinuosité (rapport entre la longueur curviligne et la distance en ligne droite entre les points extrêmes du tracé) est supérieur à 1,5. Cette approche descriptive est très peu restrictive et confuse dès lors que l'on se trouve avec de multiples chenaux avec un coefficient de sinuosité supérieur à 1,5.

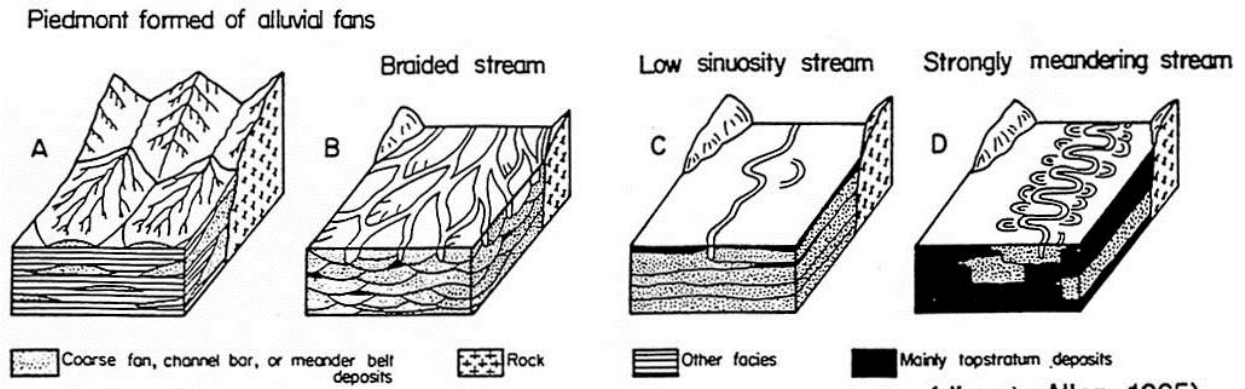


Figure 11: Classification théorique des systèmes fluviaux (d'après Allen, 1965).

L'introduction par Rust (1978) d'une classification basée sur le coefficient de sinuosité (IS) d'une part, et sur un indice de tressage (espacement moyen entre 2 confluences de chenaux) d'autre part, vient compléter la classification établie par Leopold et Wolman (1957), en définissant quatre principaux systèmes : les chenaux droits, composés d'un chenal unique de faible sinuosité ; le système en tresses, défini comme présentant des chenaux multiples, avec un coefficient de sinuosité inférieur à 1,5 et un indice de tressage supérieur à 1 ; le système méandrique, comportant un unique chenal à forte sinuosité ($IS > 1,5$) ; et le système anastomosé caractérisé par de multiples chenaux de forte sinuosité (Figure 12).

Cependant, en comparant les systèmes actuels et leurs analogues fossiles, Schumm (1981) remarque que les cours d'eau ont un comportement complexe qui se traduit par une grande variabilité dans le temps et l'espace. En se basant sur ces observations, il élabore une nouvelle classification qui prend en compte les processus dynamiques qui caractérisent les cours d'eau, en intégrant la notion de transport et d'érosion de sédiments dans les rivières au cours du temps. Dans cette nouvelle classification, Schumm (1981, 1985) définit la morphologie des rivières et leur stabilité en lien avec le mode de transport des particules charriées (rapports entre charge de fond, charge mixte et charge suspendue en fonction de la vitesse d'écoulement et de la charge hydraulique), le rapport largeur/profondeur des chenaux, et la nature des rives (contenu en argiles, silts et sables).

Cinq grands types de chenaux sont définis prenant en compte ces différents paramètres (Figure 12). Les chenaux droits (types 1 et 2) se caractérisent par un rapport largeur/profondeur peu élevé, un rapport charge de fond/charge totale faible, et une stabilité relative importante. Les chenaux à forte sinuosité (type 3) se traduisent par un rapport largeur/profondeur plus élevé, un rapport charge de fond/charge totale moyen, et une stabilité relative moyenne. Les chenaux de type 4 (chenaux en tresses de faible sinuosité) correspondent à un modèle transitoire entre les chenaux de type 3 (méandriques) et les chenaux de type 5 (en tresses). Ces derniers sont caractérisés par un transport sédimentaire très efficace, ils sont dominés par une charge de fond importante, et sont caractérisés par un rapport largeur/profondeur élevé.

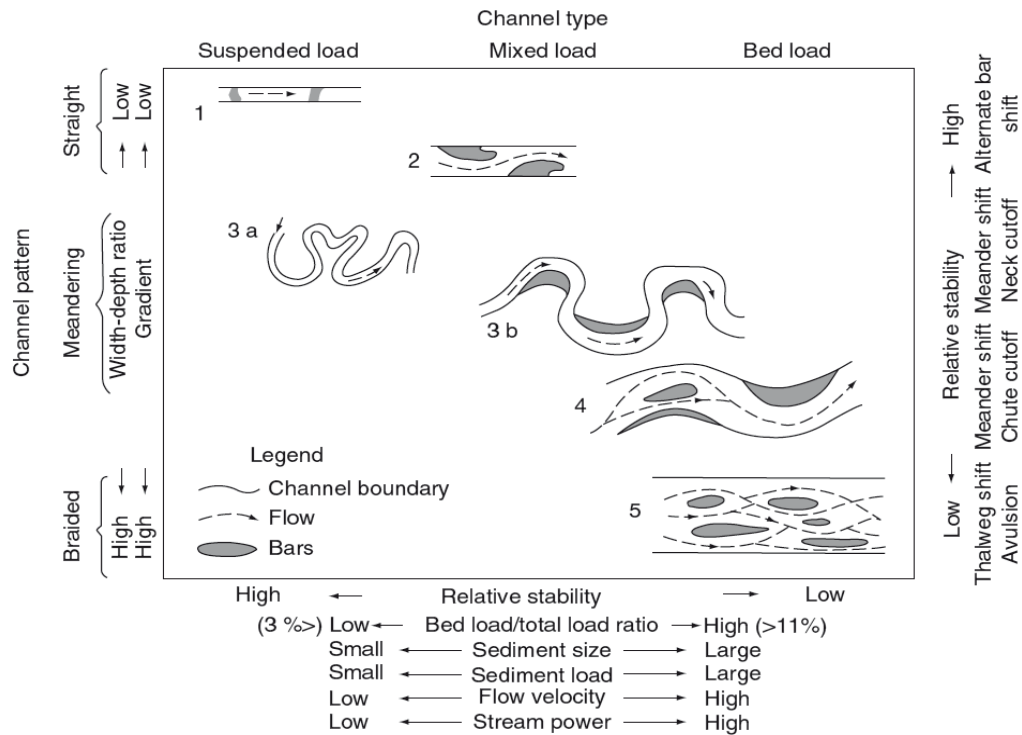


Figure 12: Classification des systèmes fluviaux selon Schumm (1981, 1985).

1.3.2 Le système en tresses

Définition

Les premières définitions des rivières en tresses ont été établies par Leopold et Wolman (1957), qui définissent un système en tresses comme étant une rivière dont le flot coule dans plusieurs chenaux ramifiés (ou anastomosés), séparés par des îlots alluviaux. Schumm (1977) reprend cette définition basée sur des critères purement morphologiques en y ajoutant une notion de processus physiques, et enrichit cette définition en considérant le système de rivières en tresses par opposition au système anastomosé. Le système en tresses est caractérisé pour Schumm (1977) par un unique chenal dominé par une forte charge de fond, qui en période de basses eaux laisse apparaître des îlots de sédiments plus ou moins permanents et végétalisés, contrairement aux rivières anastomosées (ou système distributaire), qui sont constitués de multiples chenaux qui ont leurs propres caractéristiques, séparés par une plaine d'inondation pérenne (Figure 13).

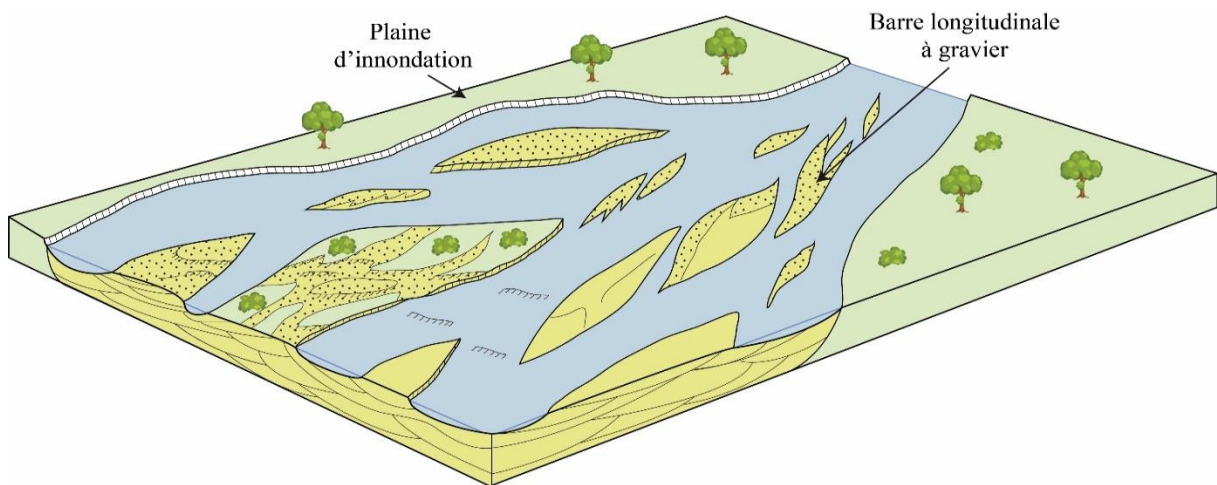


Figure 13: Bloc diagramme illustrant une portion d'un système en tresses (modifié d'après Miall, 1996).

Un système en tresses fait donc référence à une rivière constituée d'une multitude de chenaux séparés par des barres, bordée par une plaine d'inondation, ou encaissée dans une vallée (Figures 14 a et b).

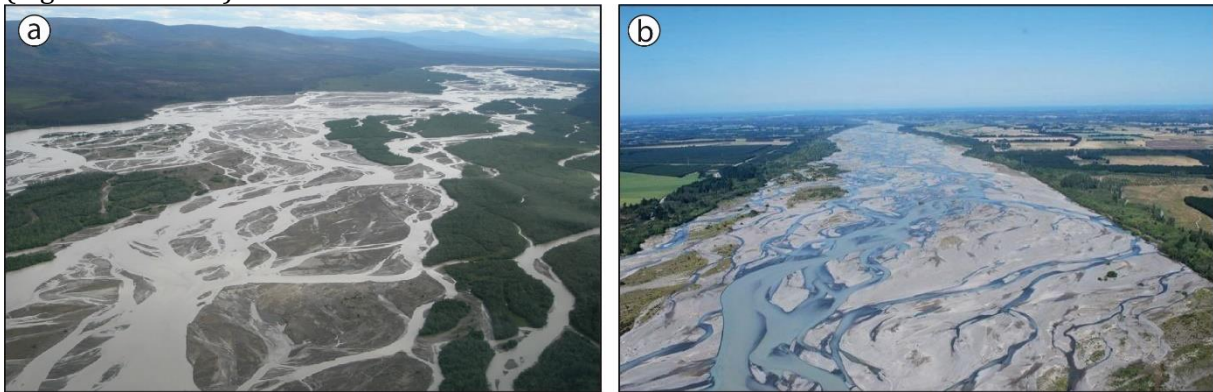


Figure 14: Illustrations de rivières en tresses. a : Rivière Copper (Alaska), et b : rivière Waimakariri (Nouvelle Zélande).

Caractéristiques

La taille des systèmes en tresses est très variable. Cela peut varier de plusieurs dizaines de kms en largeur pour les systèmes de plaines en tresses alimentés par d'énormes bassins versant, c'est le cas de la rivière Brahmapoutre, au Bangladesh, alimentée par les reliefs de l'Himalaya (Bridge, 1993). Ces systèmes en tresses se distinguent des autres systèmes d'une part par un courant de haute énergie, qui résulte d'une pente moyenne élevée et d'un débit important, surtout pendant les crues, et d'autre part par des taux d'érosion très importants. Les réseaux en tresses sont généralement associés à des systèmes à forte pente, une charge sédimentaire très importante (surtout en période de crues), un débit d'eau moyen important, et un ratio moyen largeur/profondeur important (Fergusson, 1993). Malgré ces constatations, l'étude des rivières en tresses actuelles reste limitée à cause des difficultés de mesure de ces paramètres *in situ*. La dynamique de ce système en fait un système instable d'un point de vue morphologique, du fait de la dynamique de confluence et de déconfluence des chenaux actifs, et de la migration des barres qui séparent ces chenaux actifs.

Origine du tressage

L'origine de la mise en place du système fluvial en tresses (ou tressage), et son maintien dans le temps, peut être décrite selon la combinaison de plusieurs critères relatifs à des facteurs de contrôle environnementaux (abondance de la charge de fond graveleuse ou sableuse, variabilité des débits qui permet d'éroder et de transporter la charge de fond), physiques (pente du plancher alluvial influençant la puissance fluviale, érodabilité des berges) (Leopold et Wolman, 1957 ; Schumm, 1977 ; Ashmore, 1991 ; Bravard et Petit, 1997).

Le rapport entre la charge de fond et la capacité du cours d'eau à la transporter semble être le paramètre principal du tressage. La faible cohésion du matériel formant le lit de la rivière (particules grossières principalement) permet un transport important et induit une instabilité du système. La charge sédimentaire étant localement excessive par rapport à la capacité de transport de la rivière, des dépôts s'accumulent sous la forme de bancs qui finissent par former des barres fluviales divisant le chenal initial, et induisant une divergence des flux.

Processus et dépôts

De par la nature des processus qui dominent, charge de fond importante avec du matériel grossier (sables grossiers à graviers), courants de haute énergie, et érosion importante, les systèmes en tresses sont caractérisés par leur instabilité due à la migration rapide des barres séparant les lits actifs de la rivière pendant les périodes de crue.

Le processus dominant est le transport de la charge de fond par saltation, roulement, ou glissement des particules au fond du lit des chenaux actifs, mais une charge en suspension constituée par des éléments plus fins (sables fins à boue) est transportée en aval, et déposée lorsque le courant n'est plus suffisamment efficace pour maintenir ces particules en suspension. Par conséquent, les dépôts dominants sont constitués de barres à graviers et sables grossiers, latéralement connectés grâce au phénomène de migration.

Le processus de migration des barres est fortement ralenti ou stoppé lorsque la végétation s'installe au sommet de ces barres, développant un sol qui fixe les particules, les rendant moins sensibles à l'érosion.

1.3.3 Les chenaux droits à peu sinueux

Ces chenaux sont considérés comme une forme intermédiaire entre les chenaux en tressess et les chenaux méandrique. Ces chenaux correspondent généralement à une portion limitée de rivière rarement observée en réalité, s'écoulant généralement dans des environnements de forte pente.

Le matériel transporté est de granulométrie très variable, et les dépôts caractéristiques correspondent principalement à des barres latérales au chenal, aussi appelées « pseudo barres d'accrétion latéral, ou « alternate bars » composées de sables grossiers ou de graviers, à stratifications obliques planes, dont la direction d'accrétion est oblique par rapport à la direction du chenal (Hamon et al., 2005). Ces barres migrent vers l'aval du chenal au gré des crues, formant un continuum sableux bordant le chenal actif (Figure 15). Le système est stabilisé lorsque les barres latérales sont végétalisées, et donc plus difficilement érodables.

Des lobes de débordement, ou lobes de crevasse, peuvent se mettre en place latéralement au chenal, et former un corps sableux lobé progradant dans la plaine d'inondation. Ces lobes de crevasse se mettent en place pendant les crues, et correspondent à un épanchement de matériel sableux lié à une rupture locale de la levée du chenal (Figure 15).

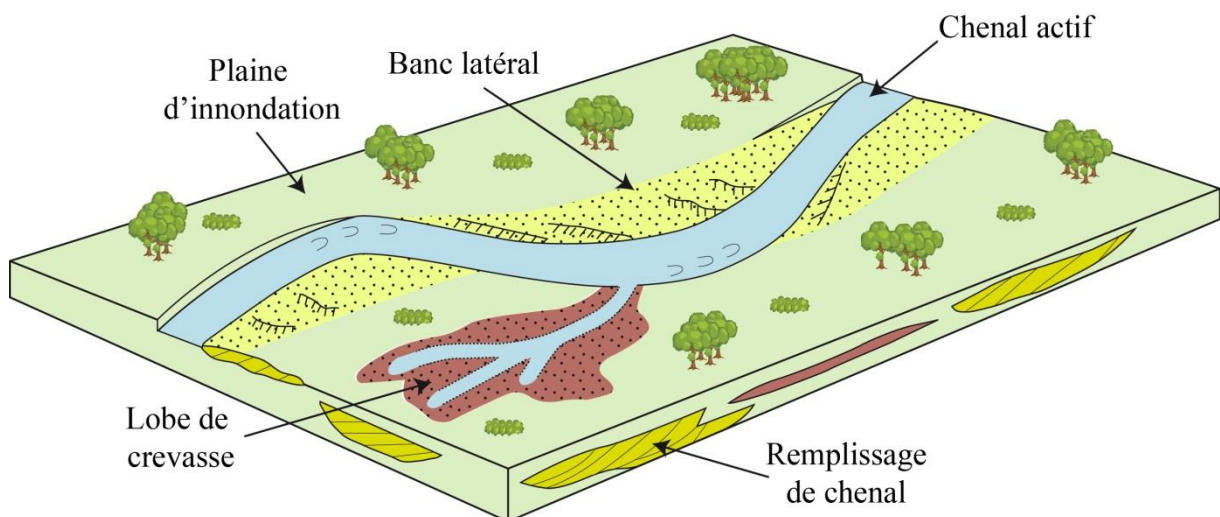


Figure 15: Bloc diagramme montrant une portion de chenal faiblement sinueux (d'après Miall, 1996).

1.3.4 Les systèmes méandriformes

De nombreuses études se sont attachées à la compréhension des systèmes méandriformes, et à la caractérisation des dépôts associés à ces systèmes. Une littérature abondante apporte une compréhension importante sur les aspects géomorphologiques et sur la dynamique de ces systèmes. Les dépôts liés aux systèmes méandriformes montrent des architectures très complexes impliquant un régime hydrologique particulier lié à la morphologie du système et aux interactions entre plusieurs modes de transport.

Caractéristiques morphologiques

Les systèmes méandriformes sont par définition des systèmes à chenaux unitaires sinueux à très sinueux (Figure 16a et b), ayant pour caractéristique de migrer latéralement dans le temps. Ces chenaux se mettent en place sur des pentes faibles inférieures à 2% (Rosgen, 1994).

Les chenaux sinueux peuvent être encaissés (Figure 16a), ou non, et dans ce cas, le chenal migre librement dans la plaine d'inondation, formant une ceinture de méandres, à l'intérieur de laquelle les méandres se recourent (Figure 16b). Ces systèmes sont caractérisés par des structures aux géométries particulières résultant de la migration latérale du chenal actif au cours du temps. Ces structures particulières en forme de croissant correspondent à la surface supérieure des différents épisodes de migration du chenal (scroll bar), ou d'accrétion latérale des dépôts, formant une barre de méandre, ou point bar (Figure 16b).

D'autres éléments morphologiques caractéristiques des systèmes méandriformes sont remarquables, et sont liés au caractère migratoire du système. Lors de la migration du système, le chenal actif surcreuse sa partie concave, formant une boucle où le chenal actif finit par éroder sa propre berge dans la partie la plus concave, traçant ainsi un nouveau chenal actif isolant l'ancien bras actif, qui devient alors un lac de méandre abandonné.

Aussi, pendant les crues, le cours d'eau déborde et envahit tout ou partie de ses propres méandres, créant ainsi des chenaux secondaires localisés dans les petites dépressions créées par l'accrétion latérale des dépôts, appelées chenal de chute. Localement, des dépôts de débordement levées et lobes de crevasse peuvent se mettre en place pendant les périodes de crues, latéralement au chenal actif, et préférentiellement dans la partie la plus concave de la boucle, là où les écoulements sont les plus rapides, favorisant la rupture des berges.

Processus de transports

Les systèmes méandriformes sont caractérisés par un mode de transport mixte de la charge sédimentaire, avec, selon le contexte géomorphologique (rivière méandriforme de piedmont, de plaine côtière...), une proportion de la charge en suspension et de la charge dissoute par rapport à la charge de fond plus ou moins importante. Les rivières s'écoulant sur une plaine d'inondation ou une plaine côtière transportent par suspension une charge sédimentaire généralement fine que l'on qualifie d'argilo-sableuse. Dans ce type de rivière, les particules en suspension et les particules en solution dominent les particules charriées sur le fond (pouvant atteindre jusqu'à 95% de la charge totale, Knighton, 1998).



Figure 16 : a) Photo de la rivière San Juan (Utah, Etats Unis) montrant des méandres encaissés ; b) Vue satellite (Google image) de la rivière Parana (Argentine), montrant les différents éléments architecturaux d'un système méandrique.

La morphologie et l'évolution du lit des rivières méandriques dépendent de la proportion de particules en suspension, qui a un effet direct sur la turbulence du courant. Une forte concentration des particules en suspension a pour effet de diminuer la turbulence, et par conséquent entraîne une augmentation de la viscosité du courant (Knighton, 1998).

Dans le chenal, la charge de fond, constituée de particules grossières (sables, dont la taille des particules est comprise entre $64\mu\text{m}$ et 2mm), se déplace à une vitesse inférieure à la vitesse d'écoulement. Le transport des particules se fait par saltation, glissement ou roulement. Le reste de la charge est maintenu en suspension, et les particules s'écoulent à des vitesses plus proches de celle des courants qui les transportent. Le transport des particules grossières peut se faire en suspension lorsque l'écoulement est turbulent. Le taux de transport de la charge de fond dépend de la capacité de transport de l'écoulement, et selon le régime d'écoulement (régime inférieur, régime transitoire, et régime supérieur), la configuration des structures sédimentaires formées qui migrent sur le lit du chenal est variable (Figure 17), évoluant pour le régime inférieur de rides de courants vers des mégarides lorsque l'écoulement s'intensifie, puis à des lits plans-parallèles vers des antidunes pour le régime supérieur.

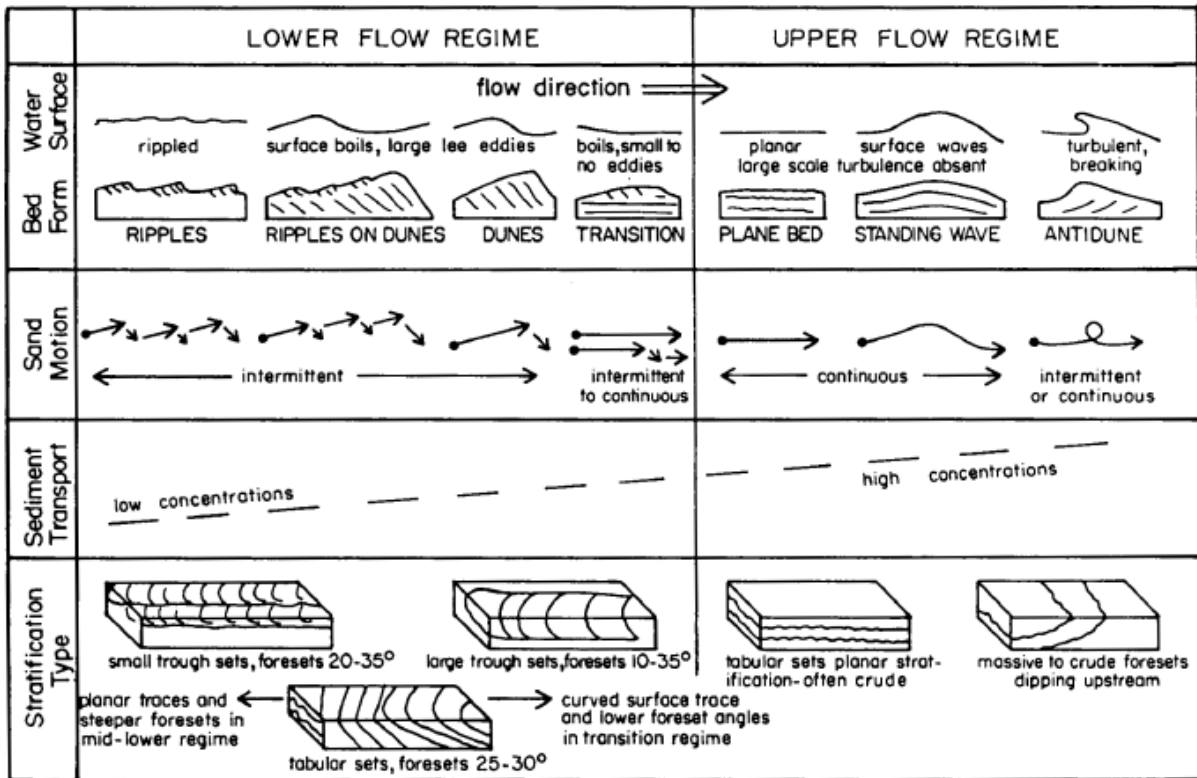


Figure 17: Illustrations des différentes figures sédimentaires associées aux différents types de régimes d'écoulement (Lewis, 1984).

Par conséquent, charge de fond et charge en suspension ont un comportement différent en fonction de la vitesse des écoulements, et de la taille des particules transportées. Pour une vitesse d'écoulement faible, la charge en suspension est transportée jusqu'à un certain seuil, en deçà duquel les particules se déposent par décantation. La charge de fond n'est quant à elle pas transportée. Pour des vitesses d'écoulement élevées, le transport de la charge en suspension est actif, jusqu'à un certain seuil au-delà duquel l'écoulement est supercritique, et rentre en érosion. Les particules sédimentaires tendent à se déposer lorsque la vitesse de l'écoulement diminue, et sont remobilisées lorsque l'intensité du courant ré-augmente.

La forme incurvée des méandres provoque l'asymétrie observée dans le chenal avec une marge interne de faible pente et une marge externe de forte pente soumise à l'érosion, et modifie la trajectoire du courant, qui devient hélicoïdale (Leeder, 1996) en remontant la marge interne du méandre tout en décélérant, puis redescendant vers la marge externe en accélérant, favorisant l'érosion (Figure 18). Cette forme de l'écoulement a pour conséquence une organisation spécifique des structures formant les barres de méandres, avec des structures sédimentaires et une organisation granulométrique unique, détaillé dans le paragraphe qui suit.

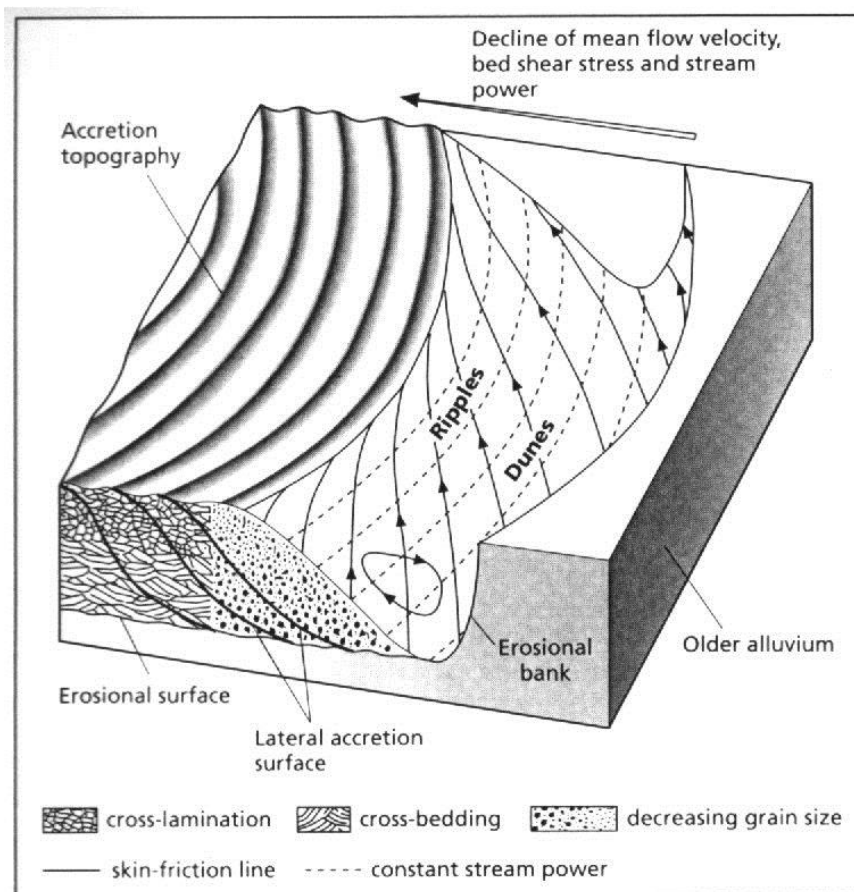


Figure 18: Ecoulement hélicoïdal au sein d'un méandre, responsable du caractère asymétrique du chenal, des variations verticales et horizontales des structures sédimentaires et de la granulométrie le long des barres d'accrétion latérales (Leeder & Stewart, 1996).

Dépôts et architecture :

Dans un système méandrique (et dans les systèmes fluviaux en général), l'érosion et le dépôt se font généralement pendant les périodes de crue. L'érosion a lieu au maximum d'intensité de la crue, lorsque l'écoulement augmente atteint le régime supérieur, et continue de s'intensifier. Le dépôt des particules a lieu lorsque l'intensité du courant diminue et atteint le régime d'écoulement inférieur.

La coupe sédimentaire « type » dans une barre de méandre est caractérisée par une globale grano-décroissance, et une évolution verticale des structures sédimentaires associées à la globale décroissance de l'intensité de l'écoulement. La base du chenal est caractérisée par une surface érosive qui témoigne du régime d'écoulement supérieur, qui est surmonté par une succession verticale de faciès allant de sables grossiers à lits plans parallèles ou à des mégarides passant progressivement à des sables fins à très fins à rides, puis à des argiles silteuses marquant l'abandon du matériel en suspension dans le chenal (Miall, 1996).

Les rivières méandriques sont caractérisées par la migration des boucles de méandre au sein de la ceinture de méandre, induisant une morphologie particulière et des dépôts de corps sédimentaires par accrétion latérale (cf. « Caractéristiques morphologique » ci-dessus), de forme lenticulaires et sigmoïdales et granoclassées, formant un « point bar », ou barre de méandre (Figure 19a). Ces structures forment des ensembles obliques successifs marquant la migration de la barre et la direction de migration du méandre, qui correspond à la normale du courant (Allen, 1963) (Figure 196b). Chacune des unités (ou « sets ») obliques sont elles-mêmes granoclassées, avec une base érosive surmontée de matériel grossier à micro-conglomératique à mégarides et lits plans-parallèles correspondant aux dépôts de fond de chenal, au-dessus desquels sont déposés progressivement des sables à stratification entrecroisée à oblique, passant verticalement à des sables plus fins à rides de courant, dont la direction pointe

généralement vers l'extérieur du chenal, en remontant le « set » oblique. Chaque « set » formé traduit un épisode de migration du méandre dont la succession latérale forme une barre de méandre plus ou moins étendue, à fond relativement plat délimité par une surface érosive.

La complexité des barres de méandre réside également dans la présence d'hétérogénéités tels que les chenaux de chute, qui se mettent en place dans les dépressions créées par la migration du « point bar » en période de crue, et les lacs de méandre abandonnés, se formant lorsque le chenal recoupe son propre lit lorsque la sinuosité devient trop importante, modifiant ainsi son tracé et laissant « à l'abandon » son ancienne portion active (Figure 19a). Ces phénomènes engendrent des hétérogénéités argileuses de taille importante recoupant les barres de méandre. Des hétérogénéités de taille moins importante peuvent aussi être présentes le long des « sets » d'accrétion latérale, avec le développement de drapages argileux plus ou moins bien préservés le long de ces sets, par décantation à la suite de crues importantes.

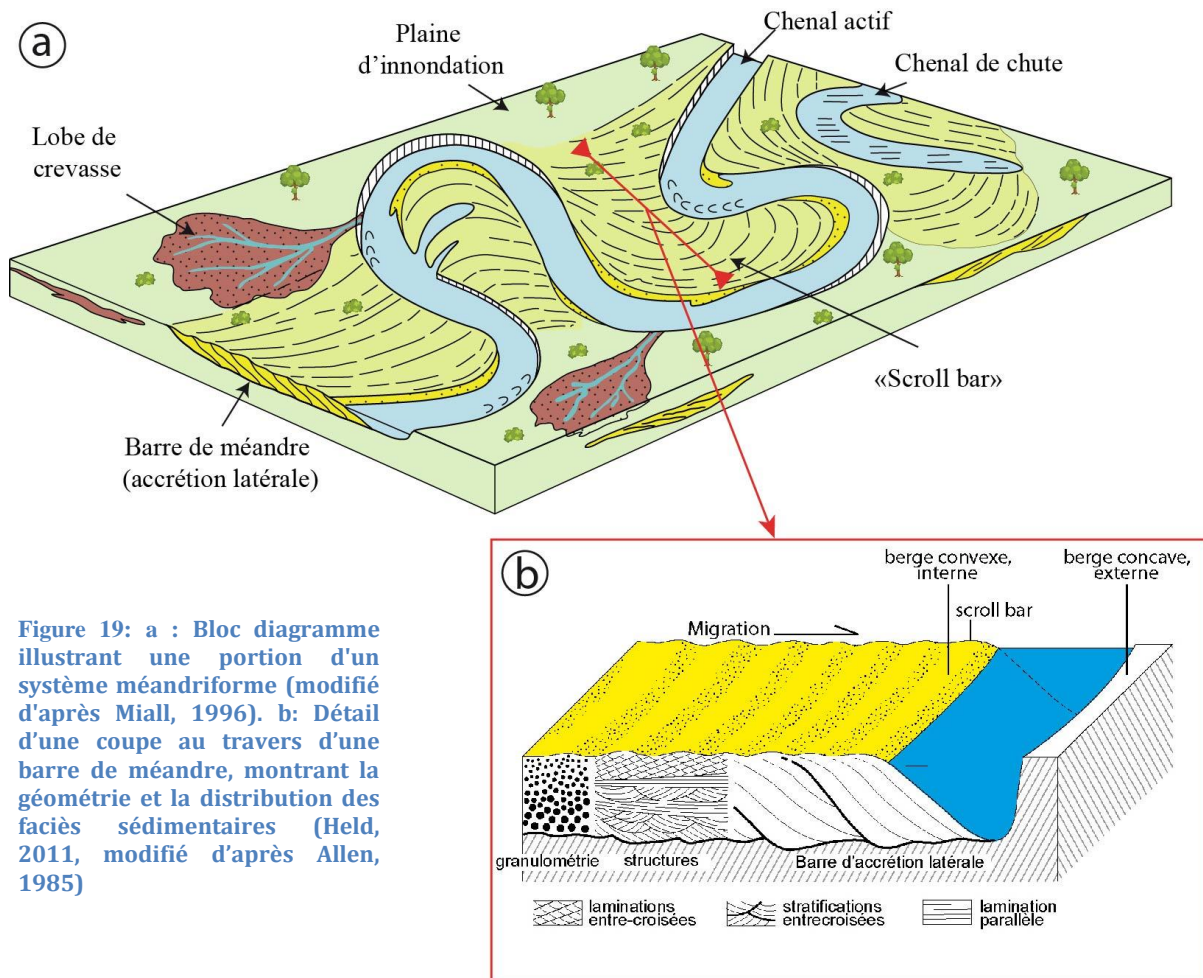


Figure 19: a : Bloc diagramme illustrant une portion d'un système méandrique (modifié d'après Miall, 1996). b: Détail d'une coupe au travers d'une barre de méandre, montrant la géométrie et la distribution des faciès sédimentaires (Held, 2011, modifié d'après Allen, 1985)

Dépôts de plaine d'inondation

Les crues importantes provoquent parfois une rupture brutale des berges de la rivière. La rupture des levées du chenal entraîne une partie de l'écoulement vers la plaine d'inondation adjacente au chenal, et le matériel sédimentaire se dépose alors sous forme d'un lobe de crevasse (Figure 19a).

Ces lobes de crevasse forment des objets lenticulaires s'amincissant vers la plaine d'inondation, et sont constitués de matériaux sableux relativement grossier, à stratifications entrecroisées et à rides grimpantes, organisés en séquence verticales grano-croissantes, et s'affinant avec la perte progressive d'énergie en s'éloignant du chenal.

1.3.5 Les systèmes anastomosés

Caractéristiques

Les rivières anastomosées sont caractérisées par des pentes plus faibles, et se situent généralement dans les grandes plaines alluviales et les grandes plaines côtières. Ces rivières sont généralement considérées comme des systèmes de faible énergie comportant plusieurs chenaux divagants et de faible sinuosité (Schumm, 1968 ; Rust, 1978), et séparés par des barres sableuses ou argileuses végétalisées (Knighton & Nanson, 1993), stabilisant ainsi la position des chenaux (Figure 20).



Figure 20: Illustration d'un système fluvial anastomosé (rivière Columbia, Canada).

Le terme « anastomosé » a souvent été assimilé au terme « en tresses » par le passé (Schumm, 1968) de par les similitudes morphologiques observées entre les deux systèmes, une définition consensuelle plus récente a été établie par Makaske (2001). D'après cet auteur, les systèmes fluviaux anastomosés sont constitués de plusieurs ceintures de chenaux interconnectés, contrairement aux systèmes en tresses qui correspondent à une unique ceinture chenalisée avec de multiples talwegs (Figure 21). Le système anastomosé est construit par avulsion des rivières (i.e., capacité d'un cours d'eau à abandonner son lit au profit d'un nouveau tracé plus bas dans la plaine d'inondation, sensu Allen, 1965).

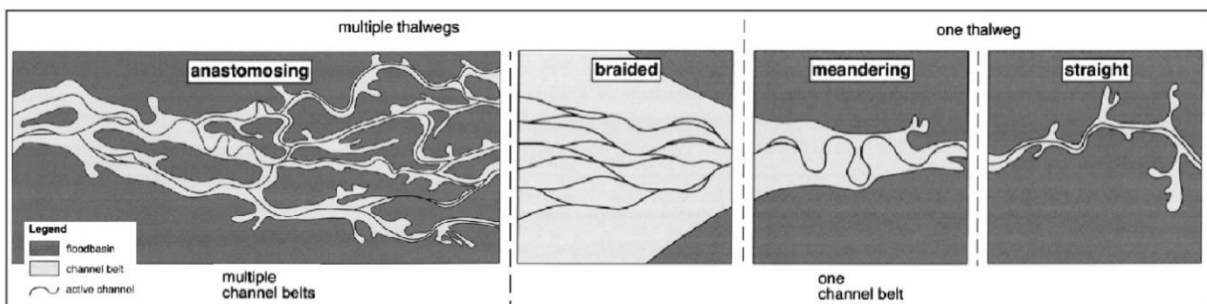


Figure 21: Classification des types de rivières basée sur la morphologie des chenaux et de la plaine d'inondation, (Makaske, 2001).

L'une des particularités des systèmes anastomosés réside dans la persistance des cours d'eau et dans l'aggradation de la plaine d'inondation, en comparaison avec la migration rapide des systèmes en tresses et méandriformes. Cette relative stabilité du système permet le développement d'une plaine d'inondation entre les différents chenaux, qui sont considérés comme des îles (ou « flood basins », sensu Makaske, 2001) ou se développent des marais plus ou moins pérennes, dans lesquels les dépôts de débordement de type lobes de crevasse mis en place lors des crues sont fréquemment observés (Figure 1.19).

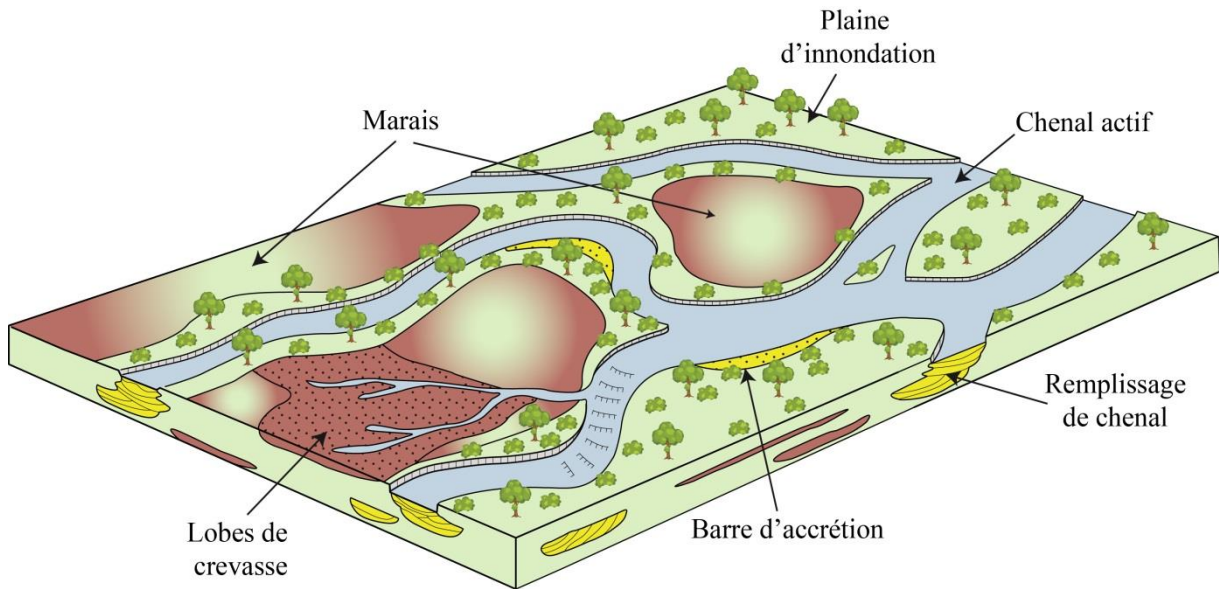


Figure 22: Bloc diagramme illustrant une portion de rivière anastomosée (modifié d'après Miall, 1996).

Processus et dépôts

Les systèmes fluviaux anastomosés se mettent généralement en place dans des conditions de faibles pentes, le plus souvent dans des plaines côtières ou plaines deltaïques, caractérisées par une énergie de dépôt plus faible. Les systèmes anastomosés sont caractérisés par le transport d'une charge mixte, avec une charge en suspension argilo-silteuse généralement dominante sauf en périodes de crue, où la fraction sableuse devient importante.

L'anastomose ayant lieu dans la partie inférieure, ou la plus distale des systèmes fluviaux, c'est-à-dire dans la partie où le potentiel de préservation des dépôts continentaux est le plus haut (Cross, 1988 ; Makaske, 1998), les systèmes anastomosés sont potentiellement bien préservés dans l'enregistrement sédimentaire. Ils sont caractérisés par une forte aggradation verticale, avec une dominance des dépôts de débordement (levées bien développées, lobes de crevasse très abondants), associés à des dépôts de plaine d'inondation argileux riches en matière organique terrestre (dépôts de charbons très fréquents), parfois lacustres lorsque le système est pérenne.

Les dépôts dans les chenaux sont dominés par des grès fins grano-décroissants à rides de courant surmontés de dépôts argileux. L'essentiel des dépôts sont latéraux aux chenaux, et correspondent aux dépôts de plaine d'inondation et de débordement, avec des lentilles de grès fins hétérogènes relativement épaisses témoignant des phénomènes d'avulsion et de crue, interstratifiés avec des dépôts fins argilo-silteux et charbonneux.

1.4 Notion de continuum

Les caractéristiques morphologiques des rivières et des systèmes fluviaux sont variables sur de courtes distances le long du profil, comme le montre Rosgen (1994), dont la classification se base sur l'étude de portions kilométriques à plurikilométriques (Figure 23). Cette classification se base sur des critères morphologiques (section transversale du chenal, sinuosité et coefficient de tressage rapporté à la pente, degré d'encaissement, granulométrie du matériel...) et prend en compte les modifications enregistrées par les rivières le long de son trajet.

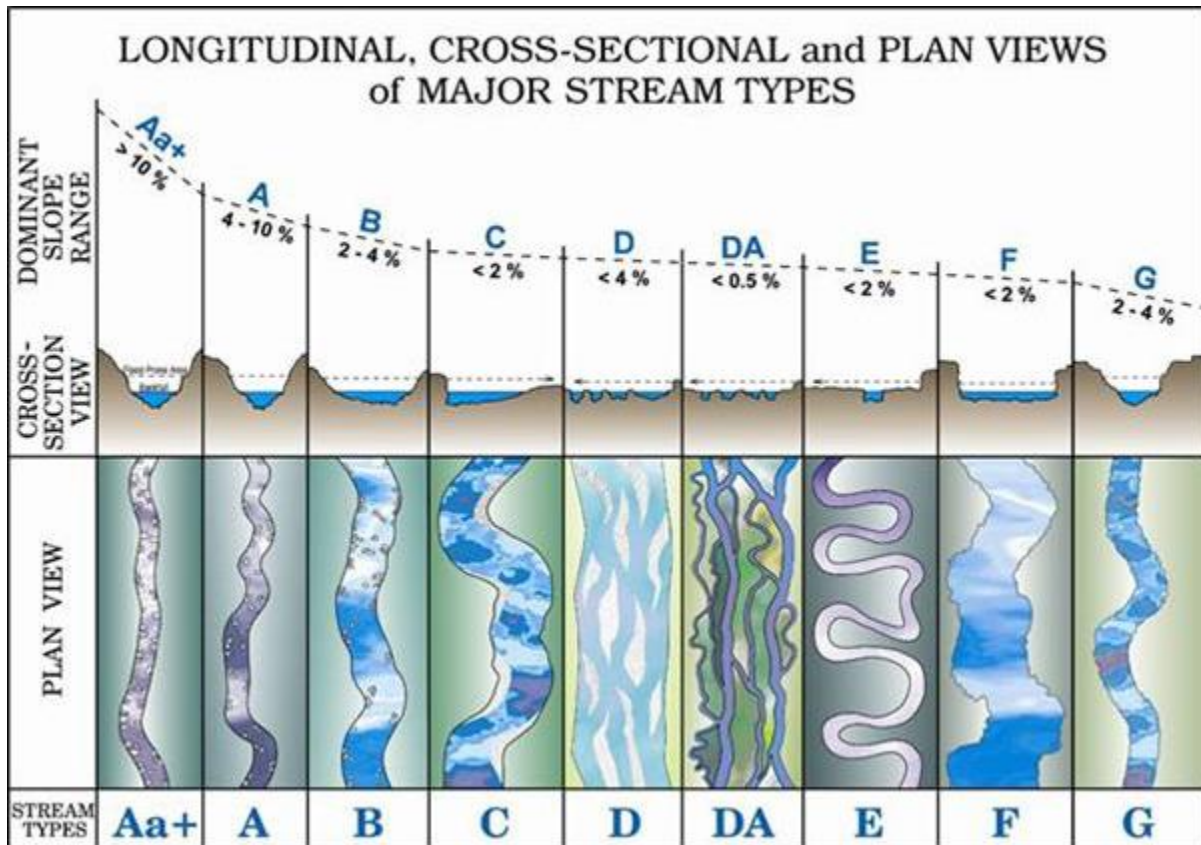


Figure 23: Classification des différents types de rivières (Schumm, 1981, 1975 ; Rosgen, 1994)

Cette classification est basée sur l'étude d'une centaine de rivières en Amérique du Nord, et ne concerne que des tronçons de chenaux. Certains tronçons ont été identifiés comme étant caractéristiques d'un ensemble de critères morphologiques (pente, largeur, sinuosité) résultant de certains processus de transports, mais il existe un continuum morphologique entre les différents types de chenaux témoignant de l'évolution de cet ensemble de paramètres et de processus, qui évoluent le long du profil d'écoulement du cours d'eau. La transition entre un type de cours d'eau et un autre est progressive, même si elle peut être très rapide, et peut être « réversible », ne suivant pas nécessairement l'évolution logique des cours d'eau de systèmes en tresses vers des systèmes méandriformes, puis des systèmes anastomosés, traduisant la diminution progressive du gradient de pente et de l'énergie d'écoulement.

Dans certains cas, il est observé qu'un système fluvial méandriforme (re)devienne en tresses en aval, en lien avec un changement de la dynamique des flux d'eau. C'est le cas par exemple de la Chitina River et de son affluent la Nizina River, en Alaska (Figure 24). La Chitina River se forme à la confluence de différents glaciers occupant les vallées situées au Sud de l'Alaska Range, et correspond à un système en tresses confiné dans une large vallée passant sur une courte distance (quelques kilomètres) à un système sinueux à méandriforme sur une trentaine de kilomètres, puis passe de nouveau à un système en tresses à la confluence avec le Nizina River

(Figure 24). Il est à noter qu'aucun changement dans le gradient de pente ne peut justifier le changement de régime hydrodynamique lors du passage d'un système en tresses à un système méandrique, puis de nouveau à un système en tresses, mais la confluence de la Nizina River apporte une charge hydraulique et sédimentaire supplémentaire, permettant le passage d'un régime dominant de transport en suspension, à un transport mixte dominé par la charge de fond, fournie dans ce cas par le confluent.

Il est important de prendre en compte les évolutions possibles d'un type de système à un autre dans l'espace (et dans le temps) lorsque l'on explore les systèmes fossiles, en essayant de connaître le réseau fluvial dans son ensemble, et ainsi mieux prédire les processus et les architectures des dépôts qui résultent de l'ensemble des paramètres décrits précédemment.

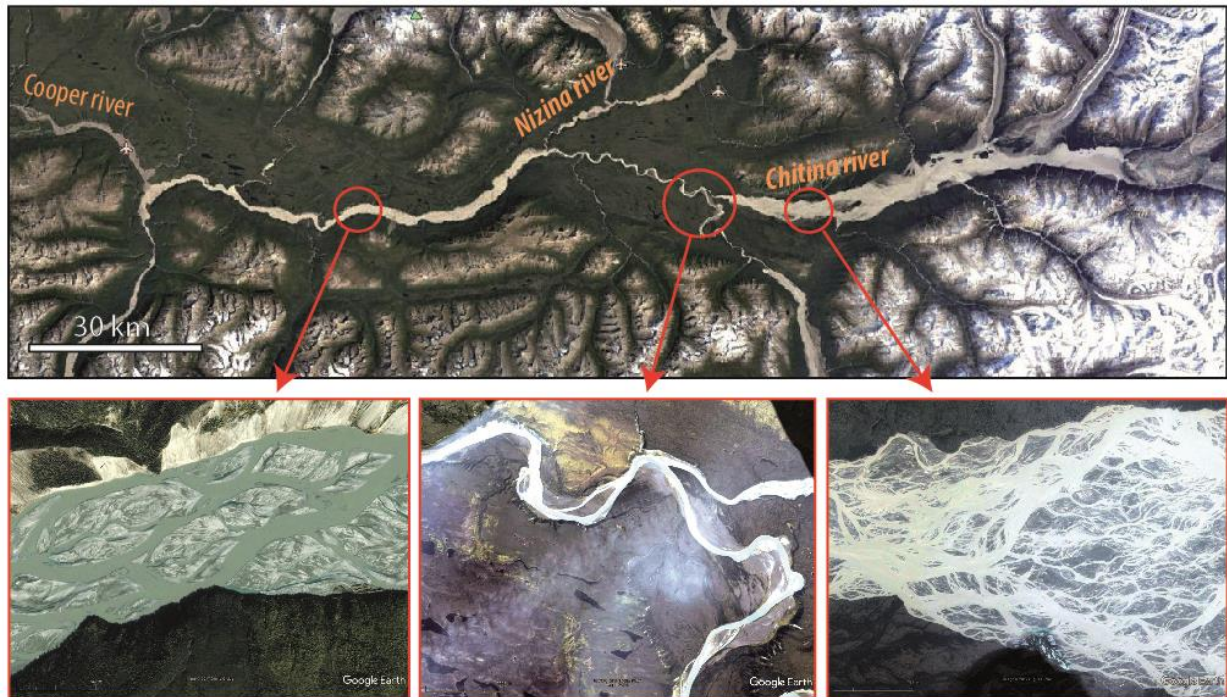


Figure 24: Exemple de changement longitudinal d'un système fluvial méandrique à un système en tresses en réponse à une augmentation de la charge hydraulique et sédimentaire par confluence (Chitina River, Alaska).

1.5 Enregistrement sédimentaire et architecture stratigraphique des systèmes fluviaux

1.5.1 Facteurs de contrôle allocycliques

L'enregistrement sédimentaire et la préservation des dépôts sont la conséquence d'interactions entre le taux de création ou de destruction d'accommodation, et le taux de sédimentation. Les différents facteurs de contrôle sur l'enregistrement sédimentaire continental (décrits dans la section 1.1.2) sont considérés comme des facteurs de contrôle allocycliques, et se réfèrent aux forces qui influencent l'érosion et la sédimentation des dépôts continentaux, ainsi que la morphologie des systèmes fluviaux. Il existe 4 facteurs de contrôle allocycliques, qui sont le climat, la subsidence du bassin, l'eustatisme et les caractéristiques des zones sources (Figure 25). L'aggradation fluviale et/ou l'incision fluviale est influencée par des facteurs de contrôle « proximaux » ou « distaux » (Catuneanu, 2007). Les facteurs de contrôle distaux (ou

proche de la ligne de rivage) concernant principalement l'eustatisme et la subsidence, alors que les facteurs de contrôle proximaux (ou proche de la source) se réfèrent principalement au climat et aux caractéristiques de la source (morphologie et nature des zones source).

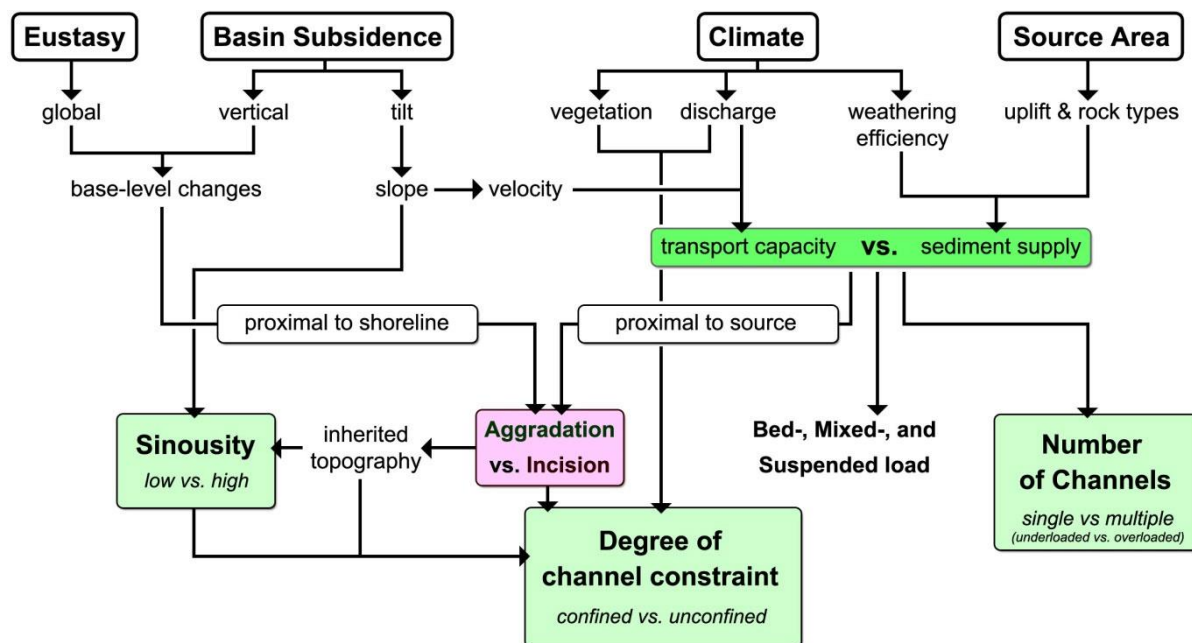


Figure 25: Facteurs de contrôle allocycliques sur la dynamique et les caractéristiques des systèmes fluviaux (Catuneanu, 2007).

La complexité des interactions entre les différents facteurs de contrôle sur l'érosion et la sédimentation en domaine continental impose de raisonner en termes de variations du niveau de base, et plus particulièrement en termes d'accommodation.

L'accommodation est l'espace vertical disponible permettant aux sédiments de s'accumuler, et la sédimentation correspond au remplissage de l'espace d'accommodation. Lorsque l'accommodation est positive, l'aggradation fluviale prédomine, et lorsqu'elle est négative, l'érosion et l'incision ont lieu. La pente du système fluvial, ou la surface d'équilibre entre érosion et dépôt (Cross, 1991), est principalement influencée par le climat et les caractéristiques des zones sources, qui contrôlent la charge sédimentaire ainsi que la capacité de transport du système fluvial.

Cependant, la tectonique peut avoir une influence majeure sur le profil d'équilibre des systèmes fluviaux. Un basculement du bassin peut engendrer une pente plus importante qui aura pour effet d'augmenter la vitesse des écoulements et la capacité de transport des cours d'eau. Cela a pour conséquence de favoriser l'érosion dans la partie supérieure du système et ainsi augmenter la charge sédimentaire vers la partie inférieure du système. La sédimentation est par conséquent plus importante dans la partie inférieure du système, et se propage progressivement vers la partie supérieure, rétablissant ainsi le profil d'équilibre initial.

Alternativement, une baisse du niveau marin relatif a pour conséquence une baisse du niveau de base, et l'érosion est plus importante dans la partie inférieure du système fluvial (au niveau du rivage), et se propage progressivement en amont du système (Heijst & Postma, 2001). Le réajustement du profil d'équilibre dépend en grande partie de l'ampleur de la baisse du niveau marin relatif, et la vitesse de migration du point entre érosion et sédimentation (knickpoint) dépend de l'érodabilité du substratum. Les systèmes fluviaux de petite taille peuvent atteindre

plus rapidement leur profil d'équilibre et enregistrer les perturbations allocycliques, tandis que les systèmes fluviaux plus importants tamponnent plus efficacement les petites perturbations, mais enregistrent les variations plus importantes sur des périodes de temps plus longues.

Le « knickpoint » migre donc soit en amont, soit en aval, en fonction des facteurs de contrôle allocycliques qui modifient le profil d'équilibre des systèmes fluviaux. Les facteurs de contrôle qui agissent en aval du système (variations eustatiques et subsidence) induisent une migration du knickpoint vers l'amont, alors que les facteurs de contrôle agissant dans la partie amont du système provoquent une migration du knickpoint vers l'aval du système. Ce point se propage toujours en s'écartant de la perturbation, avec un effet qui se dissipe progressivement. La migration de ce point a une implication très importante et contrôle l'aggradation et/ou l'incision du système fluvial.

1.5.2 Incision fluviale

Dans la plupart des modèles de stratigraphie séquentielle, l'abaissement du niveau de base est toujours lié à l'incision fluviale et à la formation de vallées incisées. L'incision dépend en grande partie de la distance au rivage et de la longueur et de l'ampleur de la chute du niveau de base. De plus, si le changement de base survient simultanément avec les changements des facteurs de contrôle agissant sur la zone source (comme les changements climatiques), ils peuvent altérer le profil d'équilibre jusqu'à un point où une chute du niveau de base coïncide avec l'aggradation fluviale. L'interaction entre les variations eustatiques et le climat a été suggérée dans plusieurs études (Catuneanu, 2007 ; Leeder et al., 1998 ; Schlager, 1993). La probabilité que cette interaction devienne importante dépend de la distance au rapport au rivage.

Le concept de migration du knickpoint a des implications importantes dans la création de vallées incisées. Les vallées incisées sont considérées comme des pièges à hydrocarbures avec de bons potentiels réservoirs, formant des pièges stratigraphiques remplis de sables. Comprendre leur formation est donc d'une importance primordiale pour l'étude du potentiel à hydrocarbures des successions fluviales.

Le lien entre la formation des vallées incisées et la chute du niveau marin relatif n'est pas trivial. Les vallées incisées n'apparaissent que lorsque la pente marine est plus raide que celle du profil d'équilibre fluvial lors de la chute du niveau marin relatif. Quand il n'y a pas, ou presque pas, de pente à la rupture de la plate-forme, l'incision sera minime et les rivières ne deviendront pas confinées à une seule vallée (Posamentier, 2001). L'effet de la migration de knickpoint et la réponse du système fluvial est représenté sur la figure 26.

En plus de contrôler l'aggradation et l'incision, les quatre principaux facteurs de contrôle allocycliques ont également un impact sur les trois principaux paramètres de la morphologie fluviale : la sinuosité, le degré de confinement des chenaux et le nombre de chenaux. Ainsi, même si l'incision fluviale peut ne pas développer de vallées qui confinent l'écoulement, l'étude de la morphologie fluviale permet d'appliquer plus aisément les principes de la stratigraphie séquentielle en domaine continental. En général, les trois paramètres sont regroupés en deux styles fluviaux principaux ; systèmes sinueux ou tressés, mais entre les deux il existe beaucoup de morphologies intermédiaires et de combinaisons possibles (Catuneanu, 2007 ; Miall, 2000 ; Posamentier, 2001 ; Schumm, 1993 ; Shanley et McCabe, 1993).

Dans les bassins où l'activité tectonique est minime et la subsidence progressive, il est fort probable que le niveau de la mer eustatique et / ou le climat aient contrôlé les dépôts fluviaux. Les styles fluviaux sont préférentiellement dominés par des facteurs de contrôles proches du rivage ou de la zone source (Figure 26).

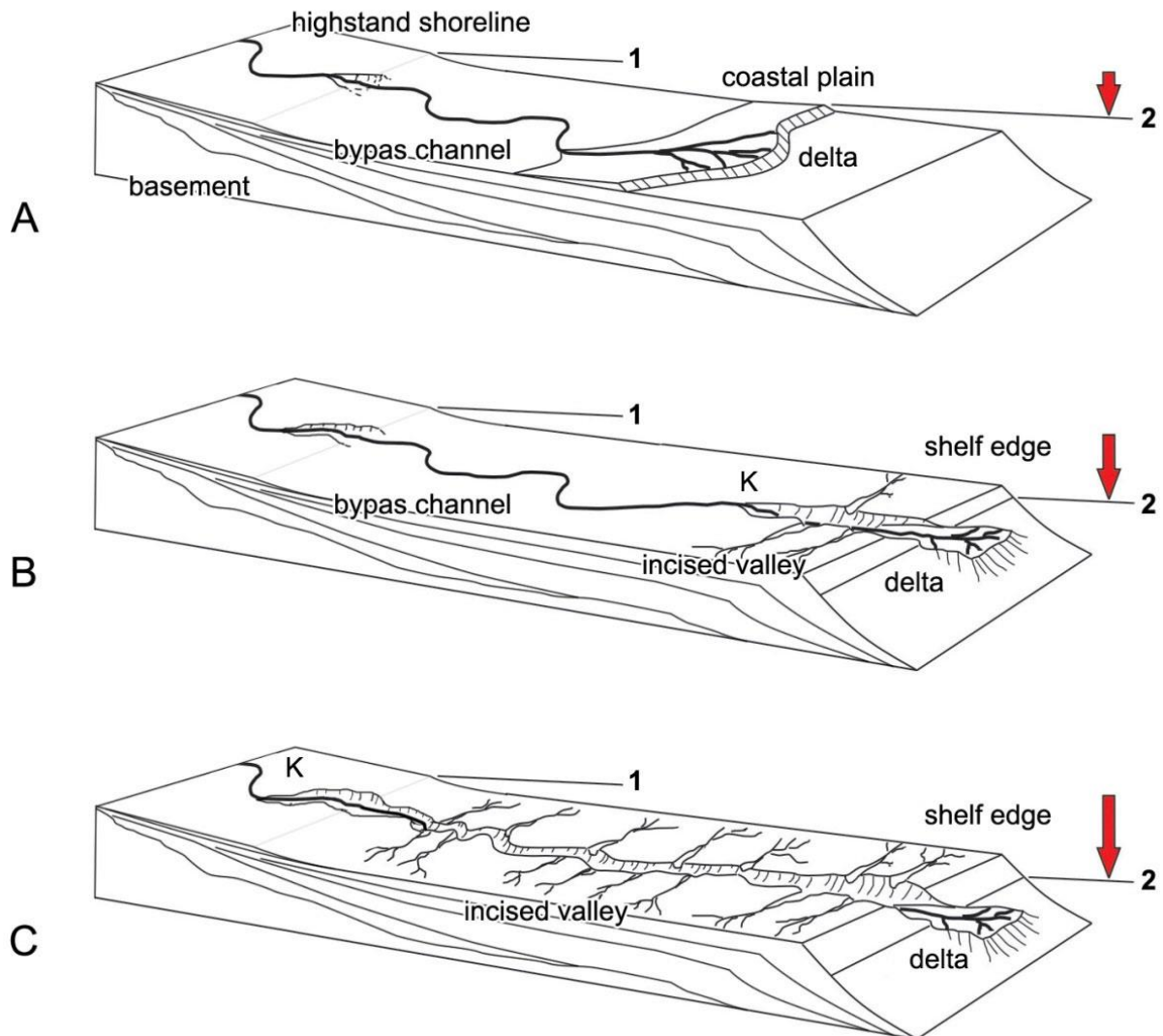


Figure 26: Les systèmes fluviaux incisés et non-incisés (by-pass) se forment au cours de la chute du niveau de base et à l'emplacement du knickpoint (K). A - la ligne de rivage du haut niveau marin relatif n'a que légèrement progressé sur une plate-forme peu profonde et la chute subséquente du niveau de base exonde une plate-forme dont la pente est moins raide que celle du profil d'équilibre fluviale ; un chenal en by-pass se développe. B - le niveau de base chute sous la rupture de pente de la plate-forme et une vallée incisée se forme sur le littoral ; le knickpoint (K) se déplace vers l'amont. C - le niveau de base est encore plus bas et le knickpoint a traversé toute la plaine alluviale ; une vallée incisée (connectée) se développe. Modifié d'après Posamentier (2001).

1.5.3 La stratigraphie séquentielle en domaine continental

Un modèle de stratigraphie séquentielle simplifié est illustré Figure 27 (Catuneanu, 2007). Ici, la relation spatiale et temporelle entre les systèmes fluviaux en tresses et les systèmes fluviaux méandriformes est illustrée pour un seul cycle de troisième ordre, sensu Vail et al., 1977. Les systèmes en tresses se développent à proximité de la zone source où la pente est généralement plus raide, les particules sédimentaires transportées plus grossières, la charge sédimentaire dans les chenaux est importante, et l'accommodation faible. Vers la plaine côtière, à mesure que la pente fluviale devient plus faible, les systèmes méandriformes se développent. Les cours d'eau transportent moins de sédiments, avec une charge sédimentaire faible, et sont généralement caractérisés par des chenaux uniques. Au fur et à mesure que leur sinuosité augmente, les contraintes exercées sur les berges augmentent, et la probabilité de rupture des berges

augmente, favorisant l'accumulation de dépôts de débordement de lobes de crevasse. Ces systèmes méandriformes aboutissent dans la partie inférieure du système en alimentant les deltas ou estuaires.

En outre, en raison de la montée du niveau de base et de la décroissance des pentes fluviales, chaque cycle a une tendance à la grano-décroissance. Mais, en raison de l'interaction entre les apports sédimentaires et le taux de création d'accommodation à proximité de la ligne de rivage, l'ensemble du système prograde ou rétrograde au cours des trois étapes de l'élévation et de baisse du niveau de base (LST – Lowstand System tract, ou cortège de bas niveau ; TST – Transgressive System Tract, ou cortège transgressif ; HST – Highstand System Tract, ou cortège de haut niveau).

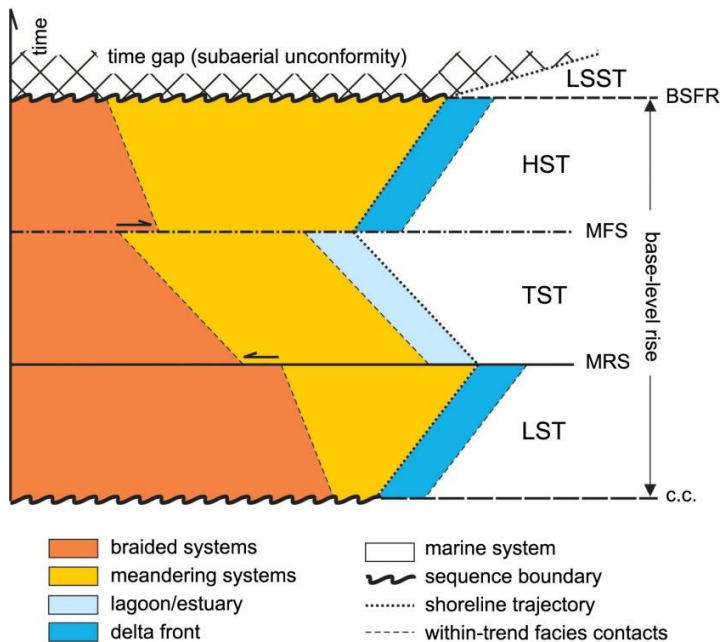


Figure 27: Réponse du style fluvial à l'élévation du niveau de base. Chaque cortège contient une succession grano-décroissante causée par l'aggradation côtière continue et l'affaissement du profil fluvial (Catuneanu, 2007). Liste des abréviations:

FSST : Falling Stage System Tract (cortège de chute du niveau de base) ; BSFR : Basal Surface of Forced Regression (surface basale de régression forcée) ; HST : Highstand System Tract (Système de haut niveau) ; MFS : Maximum Flooding Surface (Surface d'inondation maximale) ; TST : Transgressive System Tract (cortège transgressif) ; MRS : MRS surface of regression maximale) ; LST : Lowstand System Tract (Cortège de bas niveau) ; CC : Correlative Conformity (surface de conformité corrélatrice).

Au début du cortège de bas niveau (LST), la pente de la plaine alluviale et de la plaine côtière est ramenée en aval au niveau de la ligne de rivage du bas niveau et est donc plus raide que la normale. Le système fluvial dominant correspond à des rivières tressées fortement amalgamées témoignant d'un régime de faible accommodation. Les vallées incisées qui se forment pendant le cortège de bas niveau peuvent confiner la majorité du débit du bassin versant, avec des capacités de transport élevées, et contenir des particules sédimentaires grossières qui se déposent lorsque le gradient de pente fluviale se rééquilibre en s'élevant. Au fur et à mesure que le niveau de base augmente, l'espace disponible est rapidement rempli, ayant pour conséquence un adoucissement de la pente fluviale. Le débit des cours d'eau diminue et la charge en suspension augmente au détriment de la charge de fond, et se dépose préférentiellement dans la plaine d'inondation. Les systèmes méandriformes se développent et s'étendent à la fois sur la plaine deltaïque alimentant le front de delta, et en amont, au-dessus des systèmes en tresses déposés au début du cortège de bas niveau.

Pendant le cortège transgressif (TST), le taux d'augmentation du niveau de base devient si élevé que le littoral transgresse et l'ensemble du système se déplace vers l'amont. Pendant le cortège transgressif, les systèmes méandriformes sont submergés et remplacés par des estuaires ou des lagunes en fonction de la présence ou non de vallées incisées, et la prédominance de l'action des marées et des vagues. La mise en place des estuaires ou des lagunes peut être assez rapide (Kerr et al., 1999) et le passage abrupt de systèmes en tresses aux systèmes méandriformes coïncide avec la surface de régression maximale (MRS) qui marque le début du TST (Figure 27).

La surface d'inondation maximale (MFS) coïncide avec la rétrogradation maximale des faciès vers l'amont et est caractérisée par une énergie de dépôt la plus faible. Les dépôts de plaines d'inondation de méandres très sinueux sont dominants à ce stade du cycle.

Au début du cortège de haut niveau (HST), par définition, le système recommence à prograder. Les systèmes méandriformes dominent une grande partie de la plaine côtière à mesure que le gradient de pente fluviale diminue. Cela persiste tout au long du HST et, de façon générale, les systèmes méandriformes se propagent à la fois vers l'aval et vers l'amont, de la même façon que pendant le LST. Cependant, une différence importante est que les vallées incisées influencent les styles d'écoulement et la morphologie des cours d'eau pendant le LST, alors que pendant le HST, la majeure partie de cette morphologie héritée est remplie, permettant aux cours d'eau de circuler plus librement et d'acquiescer un style d'écoulement non contraint par un quelconque confinement. Vers la fin du HST, le taux de création d'accommodation diminue à nouveau et les systèmes fluviaux en tresses remplacent progressivement les systèmes méandriformes.

Le HST est suivi par une chute rapide du niveau de base (Falling Stage System Tract - FSST) et le potentiel de préservation des dépôts du HST est faible.

1.5.4 Architecture stratigraphique des systèmes fluviaux

La combinaison entre les morphologies de la plaine alluviale héritées de la chute drastique du niveau de base pendant le FSST (systèmes fluviaux incisés d'une part, et systèmes fluviaux en « by-pass » d'autre part, Figure 27), et la réponse de ces systèmes à l'augmentation du niveau de base (Figure 27), permet de mettre en évidence des architectures stratigraphiques distinctes, dont les caractéristiques sont illustrées de façon schématisée en Figure 28 (Shanley & McCabe, 1993). Ces modèles conceptuels d'évolution de l'architecture des systèmes fluviaux au cours d'un cycle stratigraphique (chute, puis remontée du niveau de base), pour un système confiné et pour un système déconfiné, servent de guide pour l'interprétation des données de subsurface, pour les corrélations stratigraphiques entre puits, et pour l'interprétation de données de sismique.

Les deux architectures proposées Figure 28 peuvent se produire spatialement dans un même bassin, et peuvent également se produire dans le temps. L'identification de l'un ou l'autre des systèmes aide non seulement à comprendre l'histoire paléogéographique, mais a aussi des implications pour l'exploration des hydrocarbures. Par exemple, le confinement de l'écoulement dans une vallée incisée a de grandes implications pour l'amalgamation des chenaux et favorise la mise en place de réservoirs favorables avec une fermeture stratigraphique potentielle formée par les marges de la vallée incisée, tandis que les chenaux amalgamés développés en l'absence de vallées incisées peuvent produire des réservoirs plus continus sans fermetures stratigraphiques apparentes permettant de piéger les hydrocarbures, mais qui peuvent servir de drains préférentiels pour la migration des hydrocarbures.

Pendant les périodes de FSST et de LST, à la base de la séquence, la formation de paléosols au-dessus de la limite de séquence inférieure (SB) s'arrête dès que la création d'accommodation est suffisante pour permettre aux rivières de commencer à s'écouler en dehors du confinement de la vallée incisée. Comme le montre la Figure 28, la transgression des systèmes fluviaux peut induire la mise en place de dépôts estuariens ou lagunaires, mais la transgression est le plus souvent associée à la mise en place de dépôts de débordements dans la plaine d'inondation, là où l'influence marine est limitée aux zones en aval du système. Les dépôts de plaines d'inondation ont généralement une extension limitée en raison de l'avulsion et de la migration de chenaux fluviaux, favorisées par la diminution du gradient de pente, et l'accommodation importante. La surface d'inondation maximum (MFS) est souvent caractérisée par des dépôts de débordement silteux et argileux, au sein desquels on retrouve des chenaux fluviaux méandriformes à estuariens isolés.

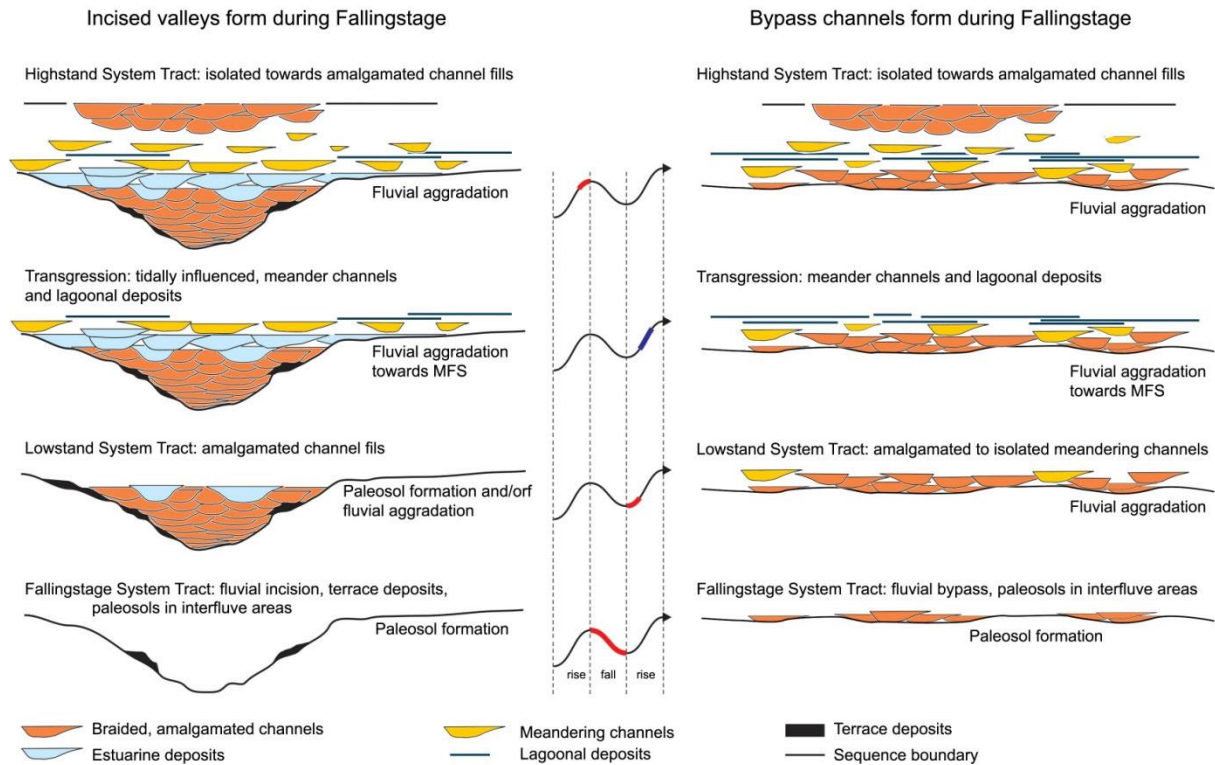


Figure 28: Architecture stratigraphique d'une séquence sédimentaire fluviale influencée par les fluctuations du niveau de base pour une vallée incisée (à gauche) et un système de chenaux déconfinés (à droite). Noter la différence entre les chenaux influencés par les marées (estuaires) dues à l'inondation marine de vallées incisées, en opposition aux dépôts lagunaires qui se mettent en place lorsque la plaine côtière du système est inondée. Abréviations : Surface maximale d'inondation (MFS). Modifié à partir de Shanley et McCabe (1994).

Concernant les corrélations stratigraphiques, il est souvent difficile et peu fiable de corréler les séquences fluviales basées sur les MFS, contrairement au domaine marin où la MFS est souvent mieux développée que la limite de séquence (SB), par le fait que l'érosion subaérienne (et la formation de paléosols) ne s'étend pas au-dessous du niveau de la mer. Dans le domaine continental, le développement des surfaces d'érosion avec la présence de paléosols peut être très discontinu à cause des incisions, mais leur potentiel de préservation est beaucoup plus élevé en raison de l'augmentation de l'accommodation qui suit l'augmentation du niveau de base. Il est donc plus aisé de corréler les successions continentales en propageant les SB et de bâtir un cadre stratigraphique séquentiel contraint par l'identification et la corrélation des SB.

Cas d'application : Architecture stratigraphique des séries continentales de la Formation Mannville (Canada)

1.6 Architecture stratigraphique et distribution des niveaux à charbon de la Formation de Mannville (Crétacé Inférieur du Bassin Ouest Canadien, Alberta, Canada)

Le modèle de stratigraphie séquentielle décrit dans la section 1.5.4 de stratigraphie séquentielle a été utilisé pour caractériser la distribution des niveaux à charbon très abondants dans la Formation de la Mannville, dans le Bassin Ouest Canadien. L'objectif de ces travaux était de comprendre les facteurs contrôlant le dépôt et la préservation des niveaux riches en matière organique continentale dans un cadre de stratigraphie séquentielle bien contraint, afin de les quantifier et de pouvoir intégrer ces informations dans les outils de modélisation stratigraphiques. Ces travaux ont fait l'objet de la publication «The Coal-bearing strata of the Lower Cretaceous Mannville Group (Western Canadian Sedimentary Basin, South Central Alberta). PART 1: Stratigraphic architecture and coal distribution controlling factors» par Deschamps et al. (2017), dans la revue « Journal of Coal Geology ».

L'attrait croissant pour les ressources non conventionnelles au cours des dernières années a renouvelé l'intérêt économique et scientifique pour l'exploration des roches mères. Par conséquent, la caractérisation des dépôts riches en matière organique, qui peuvent former une roche mère d'un système pétrolier, est devenue un sujet récurrent dans les débats scientifiques. Bien que l'on puisse caractériser de façon qualitative les facteurs qui contrôlent l'accumulation et la préservation de matière organique terrestre, la modélisation stratigraphique à l'échelle du bassin, qui permet de distribuer la matière organique terrestre en prenant en compte sa qualité, reste à développer.

L'accumulation importante de matière organique terrestre est le résultat de circonstances spécifiques. La mise en place de ces conditions est le résultat de l'interaction de plusieurs facteurs agissant sur le niveau de base (la subsidence, l'accommodation, le climat, la productivité primaire et la topographie). Par conséquent, afin de comprendre les processus qui favorisent le dépôt et la préservation de la matière organique terrestre, il est nécessaire d'avoir une compréhension complète de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin où ces dépôts se forment.

Cette étude illustre la reconstruction de l'architecture stratigraphique du Groupe de Mannville, grâce à une description détaillée des faciès sédimentaires et des milieux de dépôt. L'architecture stratigraphique du bassin a été obtenue par des corrélations stratigraphiques des diagraphies de puits réparties le long de deux transects sud-nord dans la partie centre-sud de l'Alberta (cf. Figure 1 de l'article). Les corrélations stratigraphiques sont basées sur l'analyse des signatures diagraphiques des puits qui sont calibrées avec l'interprétation sédimentologique des nombreux niveaux carottés.

La distribution des niveaux de charbon au sein du cadre stratigraphique du bassin a été déterminée en évaluant l'évolution de leur abondance, leur épaisseur et leur étendue à l'échelle du bassin et au sein des différents cycles stratigraphiques identifiés. Ensuite, les facteurs de contrôle sur le dépôt et la préservation de la matière organique terrigène ont été discutés, en se concentrant sur l'accumulation de charbon en réponse aux variations du niveau de base à différentes échelles de cycle (3^{ème} ordre vs 4^{ème} ordre), et en intégrant les variations d'accommodation en lien avec la nappe phréatique au cours du temps, ainsi que les changements dans la morphologie du profil de dépôt.

1.6.1 Séquences de 3ème ordre :

La formation du Mannville est subdivisée en différents cortèges de dépôts sensu Vail (1990):

- Un cortège de bas niveau correspondant aux dépôts continentaux au-dessus de la discordance de base du Crétacé. Ce cortège de bas niveau correspond à la formation du Mannville Inférieur. La phase de FSST correspond à la discordance de base dans la zone étudiée, et la partie tardive du LST correspond à l'aggradation de dépôts de plaine d'inondation très riche en paleosols, dans lesquels sont isolés des chenaux fluviaux de type sinueux à méandriques. Ces dépôts remplissent la topographie pré-Crétacée et se compose de plusieurs séquences d'ordre supérieur (4^{ème} ordre).

- Une phase transgressive associée à la formation Mannville Inférieure est marquée par une inondation marine qui recouvre les dépôts continentaux sous-jacents. Le TST correspond localement aux membres "Glaucrites" et "Ostracodes" dans la partie sud de la zone étudiée. Au-dessus du Mannville Inférieur continental et jusqu'à la zone d'inondation maximale (MFS), la tendance transgressive est marquée par plusieurs séquences de 4^{ème} ordre caractérisées par des dépôts de types estuariens et lagunaires dans leur partie inférieure, et par des progradations de shorefaces dans la partie supérieure. La MFS sépare la tendance transgressive du Mannville Inférieur de la tendance régressive du Mannville Supérieur.

- Le cortège de haut niveau de la formation Mannville correspond au Mannville Supérieur. Le HST est caractérisé par une progradation globale du système, commençant à la base (Early HST) par des séquences marines vers le Sud, en amont desquelles on retrouve des dépôts de plaine d'inondation riches en niveaux de charbons entrecoupées de chenaux méandriques. Au-dessus, le HST est subdivisé en « Mid HST » et « Late HST », qui sont caractérisés par des dépôts continentaux aggradants, composés principalement d'argiles silteuses de plaine d'inondation entrecoupées de chenaux méandriques (si l'on excepte les nombreuses vallées incisées remplies par des dépôts fluviaux de type en tresses, voir ci-dessous), évoluant vers le Nord à des dépôts marins. Le cortège de haut niveau est également subdivisé en séquences de 4^{ème} ordre, dont l'architecture est détaillée ci-dessous.

1.6.2 Séquences de 4ème ordre :

La séquence type de 4^{ème} ordre reconnue et décrite dans la formation Mannville, et son architecture stratigraphique est la suivante :

- La base de ces séquences de 4^{ème} ordre est caractérisée dans la partie amont de la zone étudiée par une surface d'érosion, formant localement des vallées incisées pouvant faire jusqu'à 35m de profondeur. Ces vallées incisées sont créées lors d'une chute importante du niveau de base (FSST), et nourrissent dans la partie distale des barres sableuses progradantes littorales (shorefaces), considérées comme des prismes de bas niveau marin.

Les vallées incisées sont d'abord remplies par des dépôts de chenaux fluviaux très amalgamés à la base, riches en clastes grossiers. La base du remplissage de ces vallées incisées, avec un taux d'amalgamation des chenaux en tresses très important, est interprétée comme l'équivalent du cortège de bas niveau (LST), où l'accommodation est faible. Les chenaux se « désamalgament » progressivement, et passent de systèmes en tresses à des systèmes méandriques dans la partie supérieure du remplissage des vallées, avec une proportion de dépôts d'argiles silteuses de plaine d'inondation de plus en plus importante. Vers l'aval du système, la fin du remplissage des vallées incisées est caractérisée par des dépôts de type estuariens, avec des barres d'embouchures et localement des dépôts de lagons. La plus grande partie du remplissage des vallées incisées se produit pendant la transgression (TST) qui suit le LST, avec une augmentation importante de l'accommodation, marquée par l'enrichissement du système en dépôts de plaine

d'inondation et par la « désamalgamation » des chenaux de plus en plus sinueux et de faible énergie.

- La partie supérieure du TST correspond au maximum d'accommodation, et est marquée dans la partie amont par des dépôts de plaine d'inondation et de plaine côtière riches en niveaux à charbon, qui se déposent parfois dans la partie supérieure des vallées incisées, mais surtout sur les interfluves. Dans cet intervalle, seuls de rares chenaux méandriformes à anastomosés sont observés, la plus grande partie des dépôts correspondant à des argiles silteuses très riches en matière organique, et à des niveaux de charbon épais et par corrélation très étendus. Dans la partie marine, le TST correspond à des argiles marines offshore avec quelques niveaux sableux de tempête.

La MFS est marquée dans le domaine amont par l'aggradation de dépôts argilo-silteux de plaine d'inondation et de plaine côtière riche en niveaux à charbon, qui servent d'ailleurs de guide de corrélation des MFS en domaine continental. Les MFS se marquent en milieu marin par les dépôts d'argiles offshore contenant peu de dépôts de tempête.

- Le HST des séquences de 4^{ème} ordre sont caractérisées par la progradation de sables littoraux (shorefaces) dans le domaine marin, et par l'aggradation de dépôts de plaine d'inondation et de plaine côtière, s'enrichissant vers le sommet en chenaux fluviatiles de type méandriforme de moins en moins isolés, marquant la décroissance progressive de l'accommodation. Le sommet du HST est marqué par une surface d'érosion (ou de by-pass), correspondant localement à une incision qui marque le chute importante du niveau de base, et la base de la séquence de 4^{ème} ordre suivante.

1.6.3 Synthèse sur l'accumulation et la préservation de matière organique terrestre et l'architecture stratigraphique de la formation Mannville

Les principaux résultats obtenus lors de cette étude sont les suivants :

- L'organisation séquentielle de la formation Mannville correspond à une séquence du 3^{ème} ordre du « modèle Exxon » (Mitchum et al., 1977), subdivisée en: i) un système de bas niveau (LST), qui correspond à la partie inférieure de la formation, ii) une phase de transgression marine, correspondant au cortège Transgressif (TST) ; et finalement à un cortège de haut niveau (HST), correspondant à la formation Mannville Supérieure, qui peut être subdivisée en « Early HST », « Mid HST » et « late HST ».
- À l'échelle de la séquence du 3^{ème} ordre, des couches de charbon épaisses (plusieurs mètres) et étendues (plusieurs centaines de kilomètres) s'accumulent préférentiellement au début et au milieu du HST (« Early » et « Mid » HST), et dans une moindre mesure à la fin du HST (« Late HST »).
- Pendant le TST, seulement quelques niveaux de charbons peu épais avec une étendue limitée sont observés.
- Pendant le LST, la faible accommodation empêche l'accumulation de niveaux de matière organique terrestre importants et la morphologie irrégulière héritée de la topographie pre-Crétacée ont également empêché le développement de vastes domaines paraliques où la matière organique terrestre pourrait s'accumuler. À la fin du LST, les dépressions topographiques ont été comblées par des sédiments fluviatiles et alluviaux, lissant la topographie régionale.

- Au cours du TST, l'accommodation augmente rapidement et une importante inondation marine régionale se produit dans le bassin, empêchant le dépôt de matière organique terrestre.
- L'accommodation globale diminue progressivement pendant le HST, et l'équilibre entre le taux d'accommodation et le taux de production de la matière organique terrestre est devenu optimal durant le « Early HST » et le « Mid HST », avec l'accumulation de grandes quantités de matières organiques terrestres. Ces conditions favorables ont permis le développement des couches de charbon les plus épaisses et les plus étendues observées dans la Formation Mannville. Au cours de ces différentes étapes, le bassin a lentement et régulièrement subsidé avec certaines ruptures aux limites entre le « Early HST » et le « Mid HST », marquées par un déplacement abrupt vers l'aval des environnements continentaux vers les environnements marins, conséquence possible d'impulsions tectoniques liées à l'orogénèse de la cordillère. L'épaisseur et l'étendue des niveaux de charbon ont ainsi progressivement diminué vers le « Late HST ».

Pour mieux comprendre et prédire quand et où la matière organique terrestre s'accumule avec une résolution temporelle permettant de prendre en considération les variations du niveau de la nappe phréatique en lien avec les variations d'accommodation, les taux d'accommodation optimaux pour le dépôt et l'accumulation de matière organique terrestre doivent être considérés aux cycles supérieurs (4^{ème} à 5^{ème} ordres), pour éviter tout biais introduit par les hiatus marqués dans le calcul de la durée moyenne des séquences.



The coal-bearing strata of the Lower Cretaceous Mannville Group (Western Canadian Sedimentary Basin, South Central Alberta). Part 1: Stratigraphic architecture and coal distribution controlling factors



Rémy Deschamps^{a,*}, Silvia Omodeo Sale^a, Benoit Chauveau^a, Ruth Fierens^b, Tristan Euzen^c

^a IFP Energies nouvelles, 1-4 avenue de bois préau, 92852 Reuil Malmaison, France

^b Laboratoire Domaines Océaniques, CNRSUMR 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer, rue Dumont d'Urville, 29280, Plouzané, France

^c IFP Technologies (Canada) Inc., 810, 744, 4th Avenue SW, Calgary, Canada

ARTICLE INFO

Keywords:

Coal seams
Sequence stratigraphy
Mannville Group
Lower Cretaceous
Accommodation

ABSTRACT

This study aims to reconstruct the stratigraphic architecture of the subsurface coal bearing Mannville Group deposits (Lower Cretaceous, Western Canada Sedimentary Basin, South and Central Alberta), in order to characterize the occurrence of coal strata within this interval, by focusing on their geometry, extension and distribution. Two regional well correlation transects, calibrated by core sedimentological analysis, were established. The Mannville Group was subdivided into system tracts: a lowstand system tract (LST), which corresponds to the Lower Mannville Fm., a transgressive system tract (TST), corresponding to a backstepping phase of marine transgression, and finally, a highstand system tract (HST) that corresponds to the “undivided” Upper Mannville.

The geometry, distribution and extension of the coal layers are examined within the sequential framework previously reconstructed. Four different zones where coal seams have occurred have been identified: LST-TST, early HST, middle HST and late HST. Thinner and more restricted coal layers are formed during the lowstand and transgressive system tracts and also during the late highstand system tract. Thicker, more extensive coal layers are accumulated during early highstand, as a result of the interaction with the topography, which is partly smoothed during the deposition of the Mannville Group, and the changes to the accommodation space through time.

1. Introduction

The growing attractiveness for the unconventional resources in the recent years renewed the economic and the scientific interest for source rock exploration (e.g., (Jarvie et al., 2007; Jarvie, 2012a; Jarvie, 2012b; Law & Curtis, 2002; Sanei et al., 2015; Zou, 2012)). Therefore, characterizing the organic matter rich-deposits, which can form a source rock of a petroleum system, has become a recurrent topic in scientific debates. It is also important to understand the distribution and quality variation of the source rock deposits throughout a basin. The most significant efforts have been dedicated to understanding the deposition of marine source rocks (Bralower & Thierstein, 1984; Hedges & Keil, 1995; Stein, 1986), as they represent the greatest potential for new hydrocarbon discoveries. A basin-scale numerical model has been developed (Chauveau & Grangeon, 2013; Mann & Zweigel, 2008), in order to simulate the main distribution and quality trends of freshly deposited marine organic-rich sediments through simple physical laws. As for

terrestrial organic matter, despite the fact that a qualitative understanding of the conditions promoting its accumulation has been largely achieved in the past ((Banerjee et al., 1996; Bohacs & Suter, 1997; Diessel, 1992), 2002); (Holz et al., 2002)), basin-scale stratigraphic modelling which able to reproduce the terrestrial organic matter in terms of distribution and quality, has yet to be developed. Large accumulation of terrestrial organic matter formed coaly rocks.

The significant accumulation of terrestrial organic matter is the result of specific circumstances in the basin, which determine the occurrence of favorable conditions for organic matter in the rocks to be deposited and preserved. The occurrence of these conditions is the result of the interaction of several factors acting on the base level (among others, subsidence, accommodation, climate, primary productivity and topography) (Bohacs & Suter, 1997). Therefore, in order to understand the processes that favor the deposition of abundant terrestrial organic matter, it is necessary to have complete comprehension of the tectono-sedimentary evolution of the basin, where these deposits form. Climatic

* Corresponding author.

E-mail address: remy.deschamps@ifpen.fr (R. Deschamps).

and eustatic oscillations, which happen in the related deposition period, also need to be considered and reconstructed.

This work proposes a basin-scale description of coal seam deposits and their distribution within a stratigraphic framework of a basin. The coal-bearing deposits of the Mannville Group (Western Canada Sedimentary Basin, Lower Cretaceous) can be considered an excellent case-study to describe the distribution of the terrestrial organic matter in the stratigraphic framework of a sedimentary basin. The deposition in this group of abundant coal layers in different depositional environments (alluvial to coastal-tidal plains), which extend throughout the entire basin, make it possible to observe the factors that favor the formation of coal in different contexts. Furthermore, the stable climatic and tectonic conditions that prevail during the deposition of the Middle-Upper Mannville Group (Jackson, 1984; Putnam, 1982) permit to isolate the effects of high order climatic oscillations on the preservation and quality of the terrestrial organic matter deposited in the basin. Due to the very good preservation conditions and the great lateral extensions of the Mannville Group coal deposits, several studies have been performed on this unit (Chalmers et al., 2013; Diessel, 2007; Diessel et al., 2000; Holz et al., 2002; Wadsworth, 2010; Wadsworth et al., 2002; Wadsworth et al., 2003). However, due to the great heterogeneity nature of the coal deposits, in most of the cases, these studies refer to a limited stratigraphic interval of the Mannville Group, and/or to a restricted area of the Western Canada Sedimentary Basin. In this work, the distribution of the coal seams within the entire Mannville Group stratigraphic framework, is described at the basin scale, by evaluating their thickness and extent, as well as the variation in their organic matter features. To this scope, two North-South transects of more than 600 km in lengths were reconstructed, along which the variation of the coal features were analyzed.

This study was organized in two separate parts. The first part illustrates the reconstruction of the stratigraphic architecture of the Mannville Group, performing a detailed description of the sedimentary facies and of the depositional environments where these deposits formed. The stratigraphic architecture of the basin was obtained by stratigraphic correlations of well logs distributed along two south-to-north transects in South-Central Alberta. Stratigraphic correlations are based on well log analysis, and log signature is calibrated on the core sedimentological interpretation. The distribution of the coal seams in the stratigraphic framework of the basin was determined by evaluating their thickness and extent at the basin scale. Subsequently, the controlling factors on the terrigenous organic matter are discussed, focusing on the coal accumulation in response to the base level variations at various cycle scales, integrating the change in the accommodation and the groundwater table over time, which is in turn controlled by the change in the morphology of the depositional profile.

In the second part of this study, variation in the quality and amount of organic matter forming the Mannville Group coal layers in the different parts of the stratigraphic framework is determined. The relationship between coal features and the hydrologic oscillations in the depositional environments where the organic matter was deposited is also found. Thus, we suggest hypotheses relating the coal analytical properties with the climate and geological history of the basin area.

2. Methodology

The aim of this work is to reconstruct the stratigraphic architecture of the Mannville Group in order to assess the distribution of the coal intervals within the stratigraphic framework. To achieve these goals, the sedimentological analysis of 42 wells, 2 correlation transects located in the south central part of the Western Canada Sedimentary Basin were performed (Figs. 1 and 2). The two transects are north-south oriented. The eastern transect covers a distance of nearly 630 km and the western transect covers approximately 660 km. The coal distribution is assessed by determining the extension and the thickness of the coal seams within the stratigraphic framework of the Mannville Group.

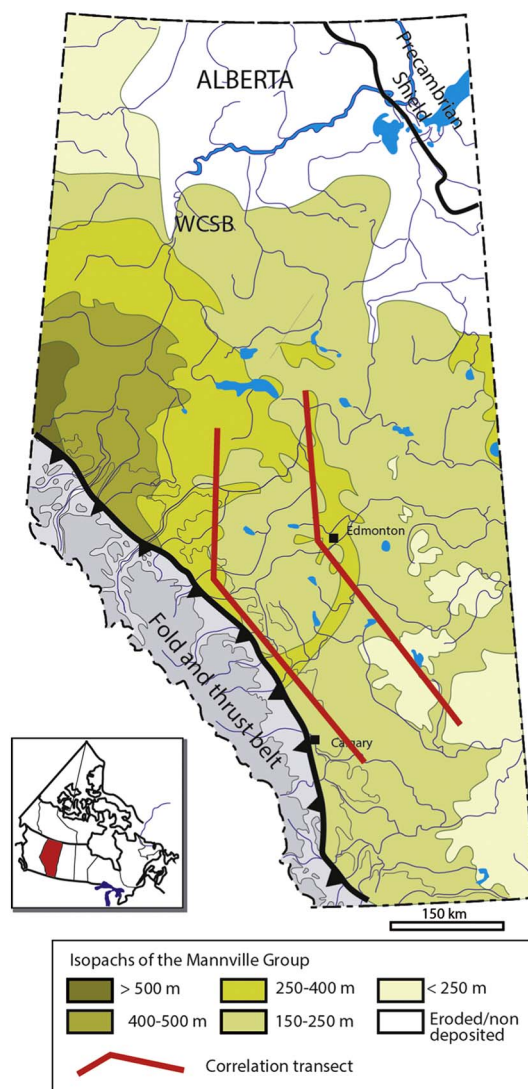


Fig. 1. Location map of the studied area.

The sedimentological analysis of the wells was performed using well log interpretation (Gamma ray, Neutron, Density and Sonic tools), in terms of sedimentary facies and depositional environments. In order to constrain and calibrate the sedimentological interpretation of the well log responses, 21 cores out of the 42 wells used were described, at different intervals of the Mannville Group.

The identification of the sedimentary facies associations (FA) and their vertical stacking for each well were the key step to obtaining a stratigraphic correlation framework. The stratigraphic architecture and sequential organization of the Mannville Group were reconstructed by analysing the vertical and the lateral evolution of different depositional environments identified on cores and logs.

The stratigraphic architecture of the Mannville Group was achieved by defining elementary stratigraphic sequences and correlating them throughout the entire basin. The sequence stratigraphic concepts were applied, which are based on identifying remarkable surfaces that bordered the sedimentary strata and initiated by accommodation variations in the marine context (Catuneanu et al., 2011; Jervey, 1988) and base level fluctuation in the continental realm (Plint et al., 2001; Posamentier & Allen, 1993; Swift & Thorne, 1991). Depositional base level is generally correlated with sea level which in paralic peat/coal deposits control the position of the groundwater table above which oxidation, ablation and erosion would occur. The Sequence Boundaries (SBs) and the Maximum Flooding Surfaces (MFS) are the key surfaces

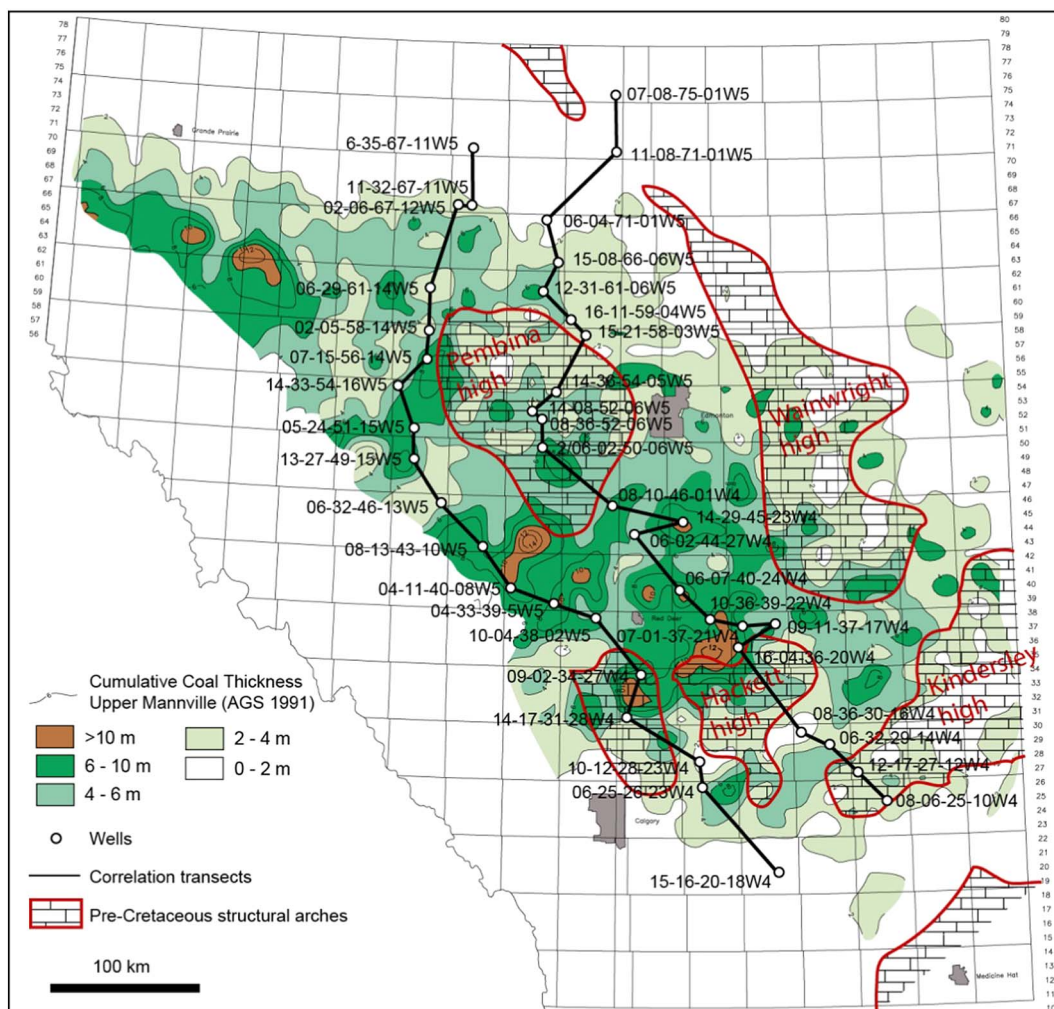


Fig. 2. Location map of the wells used for the correlation transects, with cumulated coal seams thicknesses, and location of the Pre-Cretaceous structural highs.

that need to be recognized ((Catuneanu, 2002; Catuneanu et al., 2009; Mitchum, 1977; Posamentier & Allen, 1999; Van Wagoner et al., 1990). Identifying the main correlatable stratigraphic surfaces such sequences (SB and MFS) remains challenging in the non-marine domain (Chalmers et al., 2013; Cross, 2000; Shanley & McCabe, 1994; Wadsworth, 2010). In this work, reasonable criteria based on the stratigraphic architecture of the Mannville Group deposits, were proposed.

To assess the coal distribution in the stratigraphic framework frequency of occurrence of the coal seams within the different system tracts was determined. The thickness of the coal seams was measured for the 42 wells in each elementary sequence, and their thickness is reported as a percentage of the thickness of the sequence, by calculating the ratio coal thickness/elementary sequence thickness (Table 1). The average thickness of the coal seams per system tract was also

calculated.

3. Geological setting

3.1. The Western Canada Sedimentary Basin (WCSB)

The Western Canada Sedimentary Basin (WCSB) is a major clastic wedge of the foreland basin derived from Cordillera and is characterized by a northeast-southwest oriented basin (Osadetz, 1989). It extends from the Cordilleran thrust belt to the Canadian Shield from East to West and covers an area of approximately of 2 million km² (Strobl, 1988). The thickness of the basin wedge is at its maximum to the east of the foothills (about 6000 m), and decreases in northeast direction towards the Canadian Shield.

Table 1

Coal layers thicknesses calculation for the 4th-order depositional sequences system tracts calculated, taking into account the totality of the wells analyzed in this study.

System tracts	Sequences mean thickness (m)					Coal seams mean thickness (m)					Mean % coal thickness per sequence				
	LST	TST	Early HST	Mid HST	Late HST	LST	TST	Early HST	Mid HST	Late HST	LST	TST	Early HST	Mid HST	Late HST
Transect East	7,24	13,85	7,72	17,57	11,38	0,00	0,03	0,24	1,72	1,18	0,00	0,13	8,74	10,10	10,12
Transect West	20,47	14,97	12,58	12,42	15,91	0,38	0,00	0,85	1,86	1,50	0,69	0,00	7,69	15,61	9,35
System tracts	Cumulative sequences thickness (m)					Cumulative coal thickness (m)					Cum. % of coal s thickness/cum. Seq. Thick.				
	LST	TST	Early HST	Mid HST	Late HST	LST	TST	Early HST	Mid HST	Late HST	LST	TST	Early HST	Mid HST	Late HST
Transect East	14,48	27,70	30,87	52,70	44,72	0,00	0,07	0,97	5,15	4,71	0,00	0,13	8,74	10,10	10,22
Transect West	40,93	29,94	50,34	37,27	52,50	0,77	0,72	3,41	5,58	4,46	0,00	2,08	7,69	15,61	7,72

The stratigraphic record of the WCSB can be subdivided into two major tectono-stratigraphic phases: I) the Paleozoic-Jurassic intra-cratonic phase, dominated by carbonate sedimentation, and II) the mid-Jurassic/Paleocene foreland phase, mainly consisting of clastic deposits, overlying the previous carbonate-dominated successions.

In the foreland phase, two distinct subsidence phases occurred, the first from Late Jurassic (Oxfordian) to Early Cretaceous ages and the second from the Middle Cretaceous (Aptian) to Eocene, which were linked to the orogenic activities. These two phases were separated by a major unconformity ranging from 10 to 20 My (Cant, 1996). The Mannville Group was deposited atop the latter unconformity, overlying the older tilted and truncated strata (Cant, 1996; Hayes et al., 1994; Jackson, 1984; Leckie et al., 1990; Poulton et al., 1994).

3.2. The Mannville Group

The Mannville Group reaches up to 700 m in thickness towards the foothills in the west margin of the basin. In the study area, the thickness ranges from 115 to 265 m. A stratigraphic subdivision in Gething Fm, Bluesky Fm. and undivided Upper Mannville is used for the north part of the study area, whereas the Ellerslie, Ostracod, Glauconite and undivided Upper Mannville stratigraphic units, belonging to the central Alberta plains, are used in the central and southern parts of the region (Fig. 3). The Mannville Group deposits have been dated Barremian-Aptian to Early Albian in age (+/- 120 to 104 Ma) (Hayes et al., 1994), despite this, precise ages cannot be obtained because most of the fossiliferous marine strata are restricted to the northern part of the basin and index fossils are rare in the continental to brackish sections further south.

According to Cant and Abrahamson (Cant & Abrahamson, 1996), the complete Mannville Group corresponds to an Exxon “third order” transgressive–regressive cycle (Vail et al., 1977), bordered at the top and bottom by tectonically generated unconformities. Some controversies remain about the definition of the Mannville Group as a 3rd-order sequence, because of the duration of this interval, lasting 16 Ma according to Hayes et al. (Hayes et al., 1994), and 18 Ma according to Embry (Embry, 1995). For Embry (Embry, 1995), this sequence which lasted 18 Ma preferentially corresponds to a second order sequence. In this work, the nomenclature of Cant and Abrahamson (Cant & Abrahamson, 1996) is used, as the stratigraphic architecture of this interval is similar to the depositional sequences defined by Vail et al. (Vail et al., 1977), subdivided into Lowstand, Transgressive and Highstand system tract (Jackson, 1984).

According to Putnam (Putnam, 1982), Jackson (Jackson, 1984) and Banerjee (Banerjee, 1990), the depositional sequence (3rd-order sequence) of the Mannville Group in general can be summarized down to three main informal stages: I) The Lower Mannville, defined as a lowstand to transgressive system tract (LST-TST). It consists of continental to marginal marine strata, immediately lying on top of the sub-Cretaceous basal unconformity (Cant, 1996). The inherited topography of this unconformity, characterized by numerous highs and lows, strongly influenced the drainage pattern of Lower Mannville alluvial sediments (Zaitlin et al., 2002) (Fig. 3). II) The informal middle Mannville, corresponding to transgressive to early highstand system tracts deposits (TST–HST transition), which are separated by a widespread marine interval (main maximum flooding surface, MFS) (Cant, 1996; Langenberg et al., 1997). III) The Upper Mannville, corresponding to the highstand system tract (HST). It consists of shallow marine sediments that progressively move upwards to coastal plain and fluvio-continental environments. It is composed of smaller scale stacked sequences, locally characterized by incised valleys (Cant, 1996; Deschamps et al., 2012). The incised valleys originated from a relative sea level drop of similar amplitudes. They were filled up by fluvial sediments passing upward to transgressive deposits (Jackson, 1984). The top of the Upper Mannville interval is marked by an unconformity, followed by the marine transgression of the Joli Fou Fm.

4. Results

4.1. Facies analysis

The depositional environments interpreted from core descriptions and facies analysis can be subdivided into 3 main areas of deposition, from the most proximal to the most distal: the continental setting, the coastal setting and the marine setting.

A detailed description of the facies that characterize these depositional environments is performed herein and summarized in Table 2.

4.1.1. Continental deposits

The continental setting includes:

- Alluvial fan (FA1): they are only present as polygenic grain supported conglomerates in the western part of the basin and at the top most part of the Mannville Group interval;
- Braided fluvial channels (FA2): They are made up of massive poorly-sorted medium to coarse-grained sandstones observed in the incised

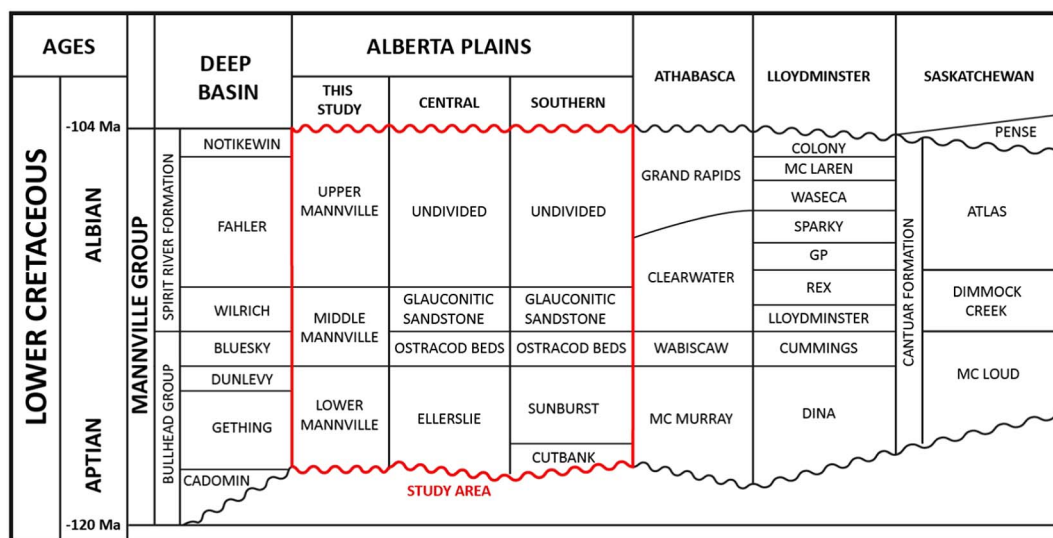


Fig. 3. Stratigraphic nomenclature of the Lower Cretaceous Mannville strata in the Western Canadian Sedimentary Basin. (Modified from (Jackson, 1984)).

Table 2
Description of facies associations.

Facies association	Sedimentary environment	Lithology	Sedimentary structures	Fossils/elements	Depositional processes
FA1 Alluvial fan	Alluvial fan	Grain- supported polygenic conglomerates with angular clasts of quartz, feldspars, micas and lithic fragments	Massive to trough cross-stratifications	N/A	High density gravity flash discharge with unidirectional bedload transport
FA2 Braided fluvial channels	Braided fluvial channel	Erosively- based poorly sorted medium to coarse grained sandstones organized in plurimeter thick fining upwards cycles. Mud clasts and pebble lags at the base of the channels	Trough cross- stratifications at the base of the cycles, current ripples at the top	N/A	Bedload tractive transport
FA3 Alluvial plain	FA3a: Isolated fluvial channel FA3b: Crevasse splay FA3c: Floodplain shale	Fining upwards medium to fine grained sandstones Coarsening upward fine to medium grained sandstones Silty shales, occasional lenses of fine grained sandstone	Trough cross -bedding, oblique stratification, current ripples current ripples, climbing ripples thinly laminated, occasional current ripples	N/A N/A Rare bioturbation	Bedload transport, suspension Traction, suspension decantation
FA4 Lacustrine	FA4: Lacustrine	Shales, siltstones and micritic limestones	thinly laminated, occasional current ripples Laminated	Rare bioturbation	decantation
FA5 Coastal plain	FA5a: terrestrial peat and swamps FA5b: Distributary tide-influenced channel FA5c: Bay/Lagoon, lower coastal plain FA5d: Washover fan, lower coastal plain FA5e: Tidal flat	Coal, carbonaceous shales Fining upward medium to fine grained poorly sorted sandstones, with silty shales Silty mudstones and shales Coarsening upward very fine to fine grained sandstones alternating with silty shales Silty shales	trough cross bedding, current ripples, silty shale drapes occasional current and wave ripples	N/A	N/A
FA6 Tidal/Estuarine	FA6b: Tidal channel FA6c: Tidal bar FA6a: Tidal flat	Coarsening upward very fine to fine grained sandstones alternating with silty shales Silty shales Fining upward coarse to fine grained bioturbated sandstones, with sigmoidal cross -stratifications, mud drapes Coarsening upward medium to fine grained poorly sorted sandstones with shale laminations, mud clasts Medium to fine grained well-sorted sandstones	Current ripples Flaser bedding, lenticular bedding 3D megaripples, current ripples, shale drapes 3D megaripples, current ripples, occasional wave ripples Plane parallel laminations, low angle cross-bedding, hummocky cross-bedding, wave ripples Thinly laminated, rare hummocky cross-bedding	Moderately bioturbated Highly bioturbated Moderately bioturbated Highly bioturbated rare bivalves Highly bioturbated	Bedload transport, suspension decantation Bedload transport, suspension decantation Traction, suspension, bidirectional flow Traction, suspension, bidirectional flow, wave reworking Oscillatory flow (wave action)
FA7 Shoreface	Shoreface/delta front			Few bioturbation	
FA8 Offshore	Offshore	Shales and siltstones		Brachiopods, bivalves	Decantation

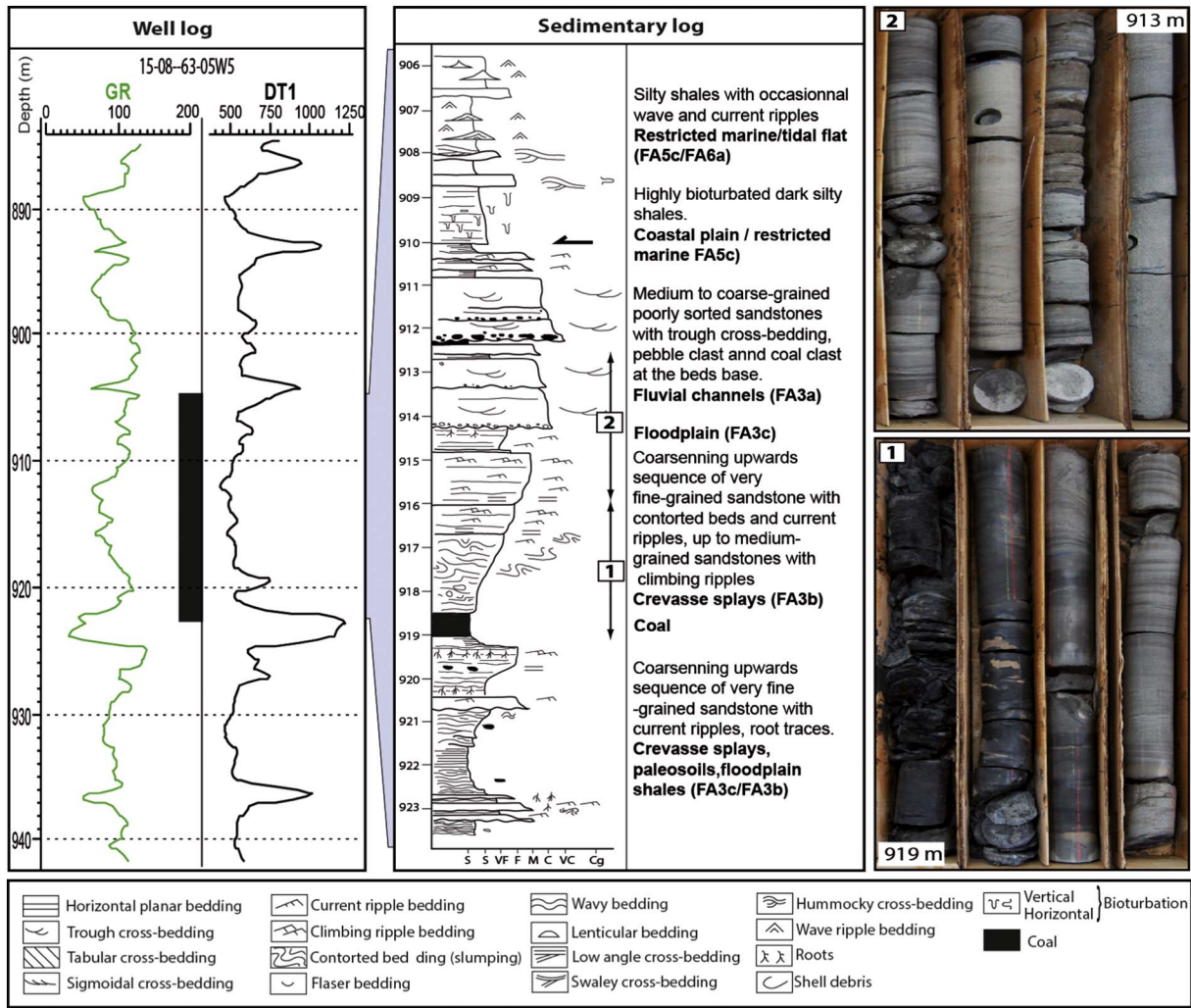


Fig. 4. Well log signature and facies description of alluvial deposits.

valley-fill that usually show fining upwards deposits with tabular to trough cross- stratifications, with occasionally current ripples on top of the channel fill;

- Alluvial plain deposits (FA3) (Fig.4): They are subdivided into three main sub-environments with, that include isolated fluvial channels (FA3a) constituted by fine to medium –grained fining upwards sandstones; crevasse splay deposits (FA3b) made up of coarsening upward fine to medium –grained sandstones with current ripples; and floodplain shales (FA3c) characterized by silty shales with occasional roots traces and thin sandstone lenses.
- Lacustrine deposits (FA4): They consist of highly bioturbated silty mudstones with gastropods and Ostracods. Current ripples centimetre-thick fine grained sandstone beds and thin carbonate beds are often intercalated.

4.1.2. Coastal deposits (FA5)

The coastal deposits are sub-divided into Upper and lower coastal plain/delta plain, according to the importance of the marine influence (tidal influence, marine fauna content, bioturbation...):

- Upper coastal plain/Upper delta plain: This environment is characterized by the presence of coal layers deposited in swamps (FA5a), showing bright or dull lithotypes, depending on the ratio between shales, organic matter and macerals (Stach et al., 1982). Coals are organized in pluri-decimeter to meter-thick layers, often associated to fluvial-related overflow deposits (crevasse splays), with abundant

root traces (Fig. 5). They contain abundant wood and plant debris and they are presumably deposited in mire environments, sometimes cut by distributary tide-influenced channels (FA5b).

- Lower coastal plain/Lower delta plain: This environment is characterized by heavily bioturbated dark mudstones and shales with shell debris and rare wave-rippled sandstones lenses deposited in a restricted marine/lagoonal environment (FA5c). This restricted marine environment is also associated with tide –dominated distributary channels (Fa5b), organized in pluri–meter thick sequences of medium to very fine grained sandstones with trough cross–stratifications, and often embedded with very fine to fine, coarsening upwards, very fine to fine argillaceous sandstone beds with current ripple bedding interpreted as washover fans (FA5d).

4.1.3. Marine deposits

The marine deposits include the tidal –dominated sediments mostly deposited in estuarine environments, and open marine deposits.

- Tidal/estuarine deposits (Fa6): The tidal –dominated deposits are composed of highly bioturbated silty mudstones with lenticular to flaser beddings, interpreted as tidal flats (Fa6a), often cut by tidal channels (Fa6b) made up of bioturbated medium to coarse-grained sandstone with sigmoidal cross stratifications with mud drapes. The estuarine environment is characterized by pluri-meter thick coarsening upwards sequences of shales to very fine-grained rippled bioclast-rich bioturbated sandstones, up to medium-grained

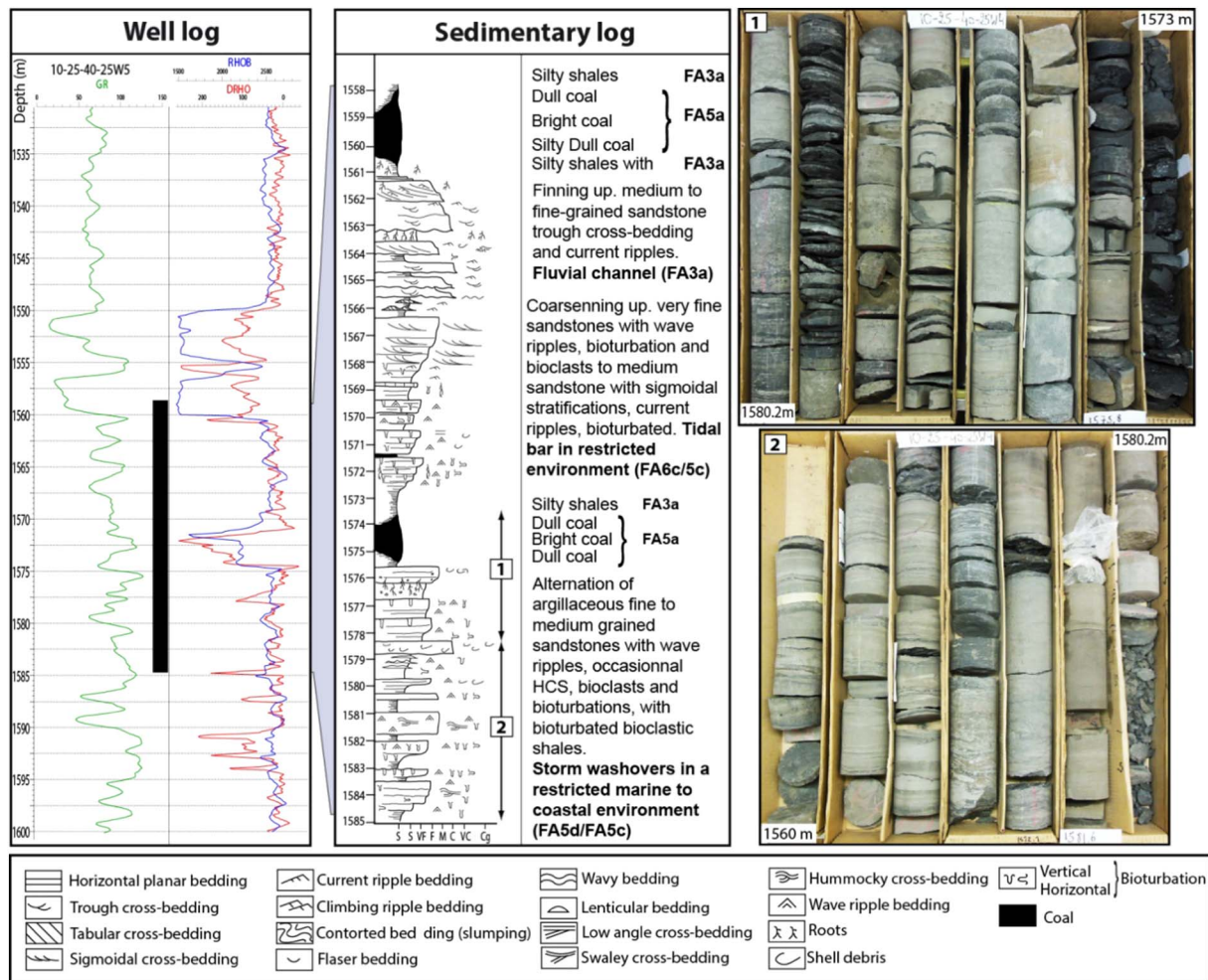


Fig. 5. Well log signature and facies description of coastal deposits.

sandstones with sigmoidal cross-stratifications (Fig. 6), interpreted as tidal bars (FA6c).

- **Shoreface (FA7):** The shoreface sediments (Fig. 7) correspond to coarsening upwards sequences, with an alternation of shales with fine to very fine sandstones with hummocky cross bedding (storm deposits) at the base, up to very well sorted medium sandstones with planar to low angle cross bedding.
- **Offshore (FA8):** The offshore deposits (Fig. 7) consist of dark silty shales with limited bioturbations.

All the described depositional environment are summarized in the theoretical depositional model shown in Fig. 8

4.2. Stratigraphic architecture of the Mannville Group

4.2.1. Surface recognition

In order to subdivide the stratigraphic record of the Mannville Group in elementary depositional sequences, genetic surfaces need to be correlated and recognized. The most relevant surfaces identified are the sequence boundary (SB) and the maximum flooding surfaces (MFS), which indicate respectively the fall of the sea level and the maximum transgression time. These surfaces have different features in the continental and in the marine settings.

4.2.1.1. Continental setting. In the continental setting, SBs are the easiest key surface to recognize on logs. They are located at the base of the incised valleys, filled by fluvial channels, which are recognizable by the typical “bell shape” on the logs. These surfaces were formed by a

rapid relative sea level drop (forced regression, (Posamentier et al., 1992)). The incisions reach a depth of about 30 m in each of the identified sequences.

In the proximal part of the system, at the base of the valley fill, braided fluvial amalgamated channel sandstones were deposited, with a sharp contact with the underlying genetically unrelated sediments (Fig. 9a). Mud and coal clasts can be abundant in certain areas, forming a lag at the base of the valley infill, which is expressed by a deflection of the Neutron-porosity and sonic logs. The continuous rise of the base level leads to the depositional profile being flattened within the valley, together with a decrease in the transport energy. Above the basal fluvial sandstones, meandering/anastomosed channels and floodplain deposits were deposited, testifying the backstepping evolution of the fluvial system during a transgression.

In the more distal part of the system, when incisions are connected to the sea, tidal and estuarine facies are deposited in the incised valleys. In this case, the basal surface is very difficult to recognize on the logs, due to high shale content in tidal dominated depositional environments. It is therefore difficult to observe a facies contrast between the base of the valley fill and the underlying floodplain shales. It is possible to suspect the presence of incised valleys when these facies are seen on cores, and when they can be recognized laterally in the surrounding wells.

The main challenge is to identify SBs outside of the incised valleys. Where no incisions are present, the unconformities are only expressed by by-pass surfaces (no preservation of the sediments), which can be marked by carbonate-cemented levels, accompanied with paleosoils, usually well expressed on the logs. In absence of these markers, it is

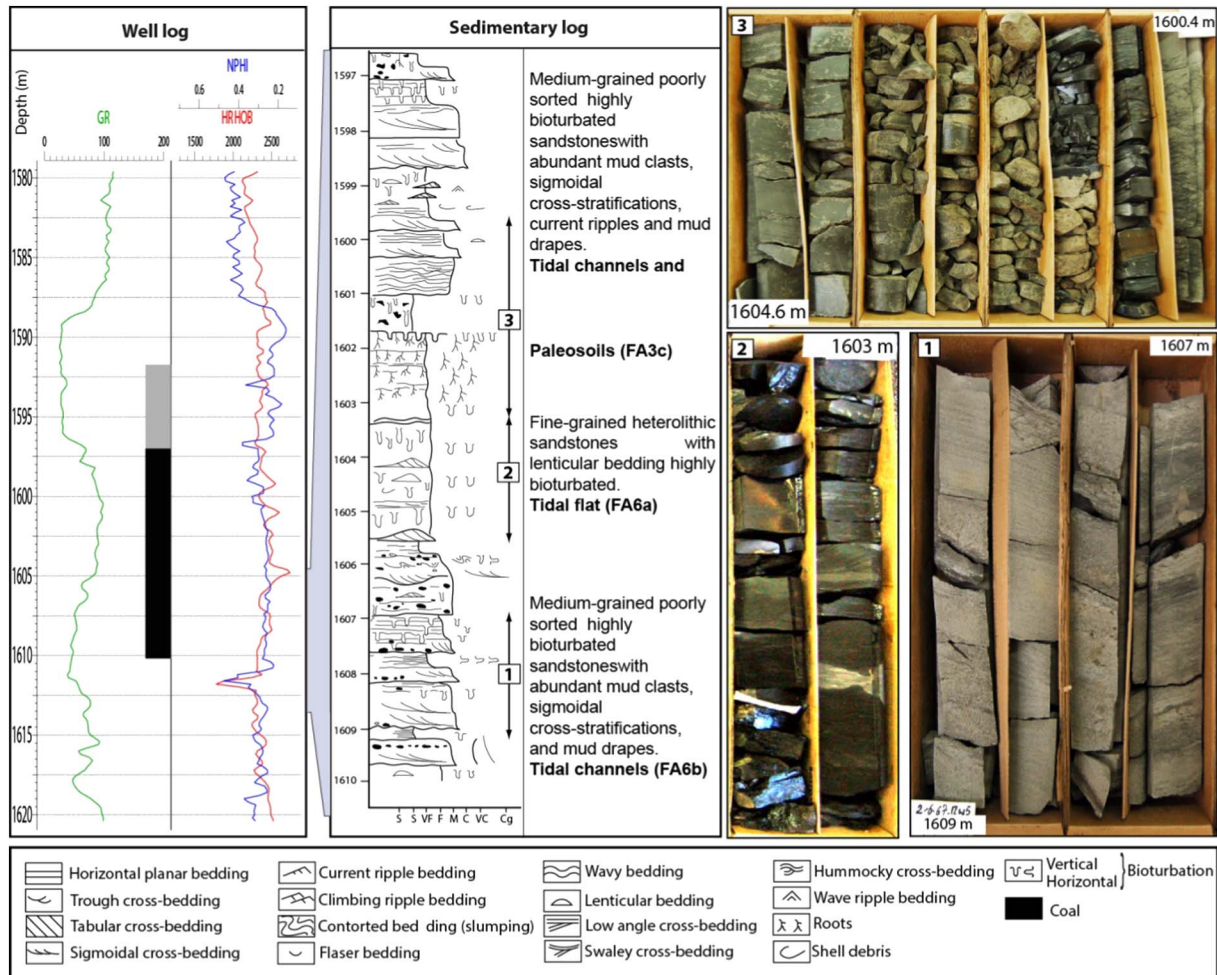


Fig. 6. Well log signature and facies description of tidal deposits.

assumed that the most continuous layers, usually coal, above both the incised valley and the interfluvies, lie on top of the unconformity laterally to the incised valley. Therefore, in the floodplain, the SBs can be traced at the base of the most continuous coal layers (Fig. 10).

The MFSs in the continental setting usually correspond to the maximum aggradation of the floodplain and coastal plain deposits, when swamps to lacustrine depositional environments were formed. Thus, it is assumed that, in the proximal part of the Mannville system, the MFSs are located in the thickest and most continuous coal layers. The latter record the highest base level, which corresponds to the maximum of aggradation and preservation of swamp to lakes deposits (Fig. 9b).

4.2.1.2. Marine setting. In the marine setting, the SBs are generally located at the top of the shoreface progradation, showing evidence of emersion (root traces, thin coal layers) or erosion by fluvial deposits (Fig. 9b). The MFSs generally correspond to shaly offshore deposits, located at the base of prograding shorefaces (Fig. 9b).

4.2.2. Definition of genetic units (4th order sequences)

The recognition of SB and MFS allows the architecture of 4th-order sequence to be defined (Fig. 11), which is made up of LST, TST and HST. The LST corresponds to sharp base prograding shoreface deposits (Posamentier et al., 1992), which were denoted as “offshore bars” by Jackson (Jackson, 1984). These deposits were developed during relative sea-level fall and they are mostly identified in the marine setting. The TST is marked by fluvial aggradation in the incised valleys, with the back-step of alluvial, estuarine and marine facies on top, up to the

MFS, that corresponds to the maximum transgression. Above the MFS, in the proximal part of the studied area, the HST is highlighted by the aggradation and progradation of the continental strata, thanks to a relatively high accommodation that permits allows them to be deposited and preserved. In the distal part, the HST corresponds to prograding shoreface deposits.

Correlation of the limited boundaries (SB) allows the extension of these genetic units to be traced throughout the entire basin. At the maximum thickness of the Mannville Fm., 20 correlatable sequences were determined. As a result, two transects of correlation were constructed, one in the eastern edge of the WCSB Basin, the other in the foredeep area (Fig. 12 and Fig. 13).

4.2.3. 3rd order sequence system tract definition

Observing the architecture of the 4th-order sequences and their stacking patterns, the Mannville Group record could be subdivided in the 3rd-order sequence system tracts. In the Lower part of the Mannville interval (Ellerslie and Gething Members) four 4th-order sequences (sequences 1 to 4) were recognized, whose sequence boundaries are marked by fluvial erosion. Their deposits correspond to continental fluvial dominated alluvial deposits with occasional fluvial incised valleys. The distribution, characteristics and geometry of these sequences are controlled by the inherited topography, made up of numerous structural highs (Fig. 2). These sequences thin out and onlap these paleorelieves. These sequences are interpreted as the late LST of the Mannville 3rd-order sequence on top of which a transgressive interval steps up (Mitchum, 1977; Posamentier & Vail, 1988).

Above, a set of three marine dominated sequences, marked by

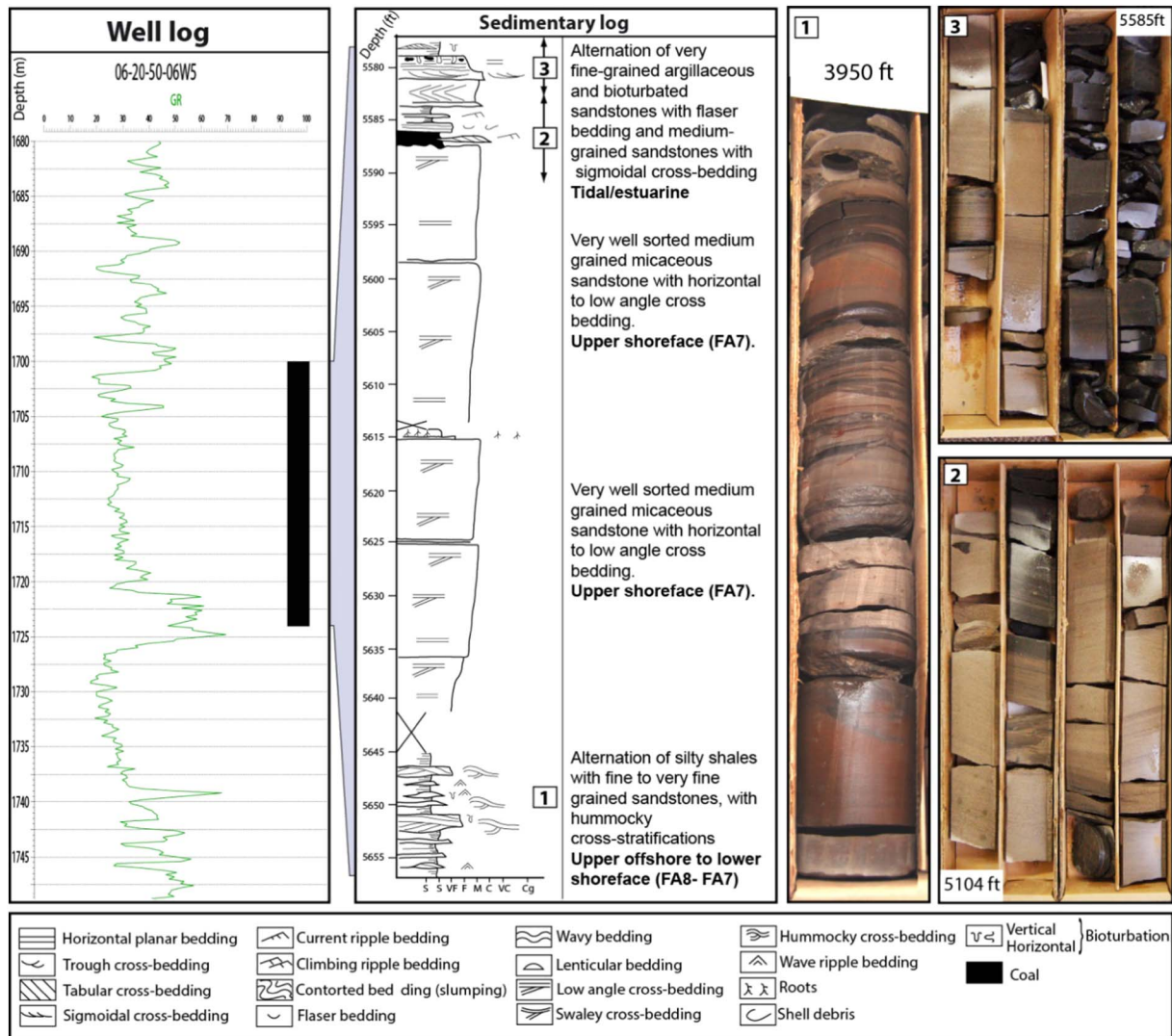


Fig. 7. Well log signature and facies description of shallow marine deposits.

prograding shorefaces (sequences 5 to 7, including the Ostracod Member), are backstepping southwards, with a maximum landward marine incursion at the base of sequence 8, marking the main MFS. In the proximal part of the study area, this interval is dominated by coastal plain and lacustrine deposits, with occasional shallow marine influences (Fig. 15b). These three sequences correspond to the TST of the Mannville 3rd-order sequence (Fig. 14).

Above the main MFS, an overall progradation of the system up to the top of the Mannville Group deposits is observed, which is marked by the marine transgression of the Joli Fou Fm. This interval corresponds to the undifferentiated Upper Mannville (sensu Cant, 1996) and is interpreted as the HST. The first four sequences (sequences 8 to 11) of the HST are mostly constituted by marine deposits. They consist of extended prograding shorefaces in the north and central parts and proceed to aggrading coastal plain deposits, with occasional lacustrine deposits in the southern part of the transect (Fig. 15c). These sequences record the onset of the regressive part of the Mannville Fm. and they are interpreted as the early HST (Fig. 14). The SBs of these sequences are locally incisions, which erode the underlying sequences.

Above the early HST, a set of four continental-dominated sequences are identified (sequences 12, 13 and 14), which show an overall aggradational pattern. They are formed by alluvial deposits with fluvial channels, passing northward to coastal plain deposits, which pass to prograding shoreface distally in the northern part of the study area

(Fig. 15d). Also in this case, the sequence boundaries are incisions locally eroding underlying sequences. This interval corresponds to an abrupt northwards shift of the system and it records an abrupt progradation of the continental series above the previous marine sequences. It is interpreted as the Middle HST (Fig. 14).

The last set of sequences (sequences 15 to 19) completing the Upper Mannville stratigraphic record are mostly made up of continental deposits, with a slightly overall aggradational pattern up to the top of the Mannville Group. They are formed by alluvial plain deposits, passing northwards to coastal plain deposits. A marine influence, marked by tidal deposits, was observed in the northern part of the study area (Fig. 15e). This set of sequences records another abrupt downward shift of the coast-line. The topmost sequence (sequence 19) of the Upper Mannville interval is only present in the transgressive infill of incised valleys. Elsewhere, the sequence boundary of this sequence corresponds to the major unconformity related to the top of the Mannville Group. This interval is interpreted as the Late HST and it records a second phase of downward shift of the continental deposits onto the distal marine sequences. At the top of the western section, the erosive-based conglomerates that locally cut the last Mannville sequence (Sequence 20) belong to the Basal Colorado Formation (Fig. 15f), which lies unconformably over the last Mannville sequence and is not considered as a part of the highstand term (Wright et al., 2010).

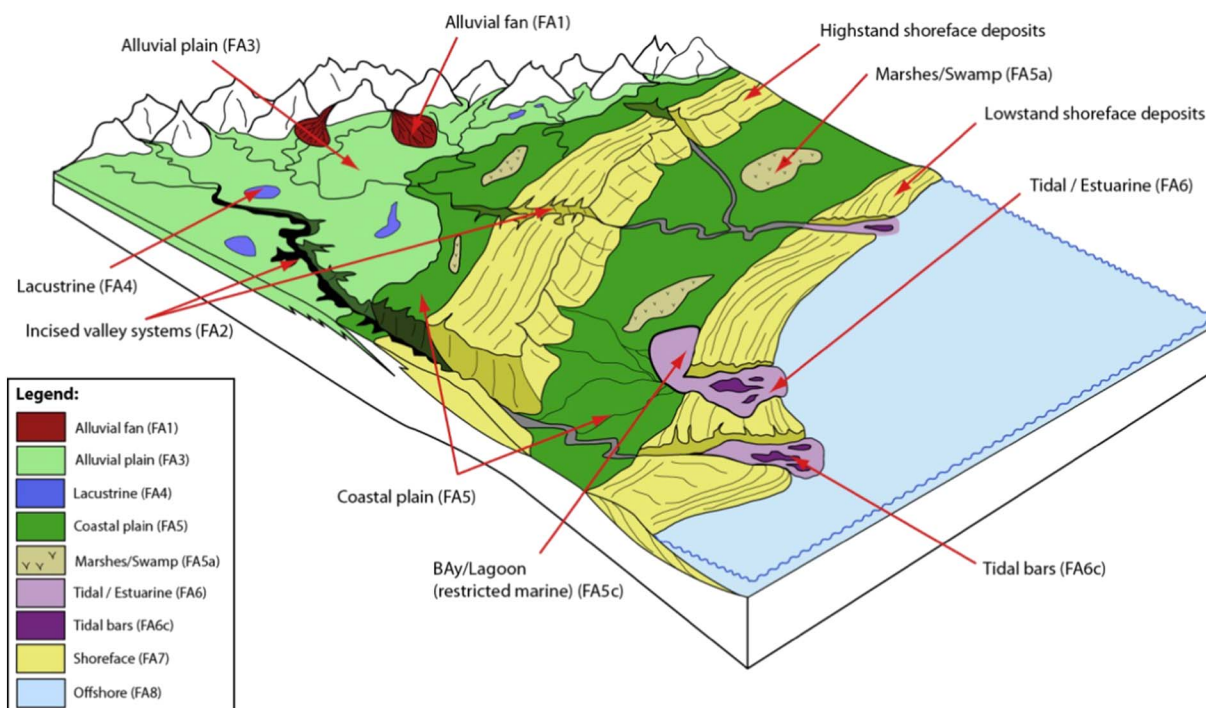


Fig. 8. Bloc diagram showing the different depositional environments described in the Mannville. Group sedimentary succession. (Modified after (Zaitlin et al., 1994)).

4.3. Coal layers distribution within the stratigraphic framework

At the scale of the Mannville 3rd order sequence, coal layer thickness, extent, and vertical frequency are vary vertically (Table 2). In the Lower Mannville (LST and TSTs) coal layers are sporadically found (Fig. 15a and b). Their average thickness ranges between 0.5 and 1 m and their extension does not exceed 60 km, which permit to consider them as thin and isolated layers (Fig. 14).

At the beginning of the early HST, the coal layers are sporadically preserved on top of prograding shorefaces in the distal part of the study area, whereas, in the proximal part, they are frequently found in the lower coastal plain settings (Fig. 15c). In the latter, the layers thickness ranges between 1.5 and 2 m and they extend over more than 300 km. These coal layer packages can be considered as relatively thick, extended and continuous when compared to the coal layers observed in the LST-TST (Fig. 14).

In the mid HST, in a very extended coastal plain setting, numerous thick and continuous relatively extended coal layers are accumulated and preserved (Fig. 15d). The thickness of the coal layers can reach up to 10 m and they generally extend between 100 and 400 km along the depositional profile.

During the late HST (Fig. 15e), thin coal layers (1 to 2 m in thickness), deposited in a very extended coastal plain, are frequently observed in both transects. In terms of longitudinal extent, they are rather restricted (usually less than 100 km in extension along the profile).

A slightly different distribution of the coal layers was observed at the 4th order sequences. A detailed description of their occurrence is provided and discussed in the second part of this work (Omodeo-Salé et al., 2017).

5. Discussion

5.1. Controlling factors on coal accumulation

The formation of terrestrial organic-rich sediments is associated with the production and preservation of significant volumes of organic material in freshwater to brackish aquatic and land plants depositional

environments. The most relevant factors that control the accumulation and preservation of the terrestrial organic matter are i) the organic primary productivity and ii) the space available for deposition, which is in turn related to the local subsidence and to the clastic sediment influx.

The primary organic productivity is closely linked to the climate conditions, which determine the type of flora and the supply of water and nutrients (Bohacs & Suter, 1997; Lüthje, 2008). The Mannville Group deposition age (Aptian-Albian) corresponds to a Green-House period and is currently associated with a general increase of the mean temperature (e.g., (Holz, 2015; Savin, 1977)). Tropical conditions prevailed, suggesting high organic-rich soil production rates. By analogy with modern environments (Bohacs & Suter, 1997), a range between 3 and 7 mm/year of organic matter accumulation would be expected.

Mires, swamps, peatlands, and forests could frequently develop in the coastal-tidal plain depositional environments of the Mannville Gr. These depositional environments are accompanied by a hydric regime favoring more or less a stable wet soil conditions. Accumulation of terrestrial organic matter is facilitated in these wet areas, as they are characterized, in almost all the situations, by a shallow water table and by the lack of oxygen in the water present in the shallow aquifer. Diessel (Diessel, 1992), Banerjee et al. (Banerjee et al., 1996), Bohacs and Suter (Bohacs & Suter, 1997), and later Holz et al. (Holz et al., 2002), assume that the preservation of the organic matter in the sediment is strongly controlled by the equilibrium between the accommodation rate and the peat production rate. Peat production is thought to be relatively constant within climatic zones. Changes in accommodation can therefore be considered as the most important controlling factor (Wadsworth et al., 2002). The amount of terrigenous input in the basin also influences the amount of space available in the basin and the dilution of the organic matter.

The distribution of coal seams in the stratigraphic framework of the Mannville Group is therefore strictly related to the variation of accommodation space and to the sediment supply. During the LST, coal layers are restricted, isolated and have no significant thickness (Table 1). Prevention of large coal accumulations can be related to the high supply of terrigenous deposits in this first phase of the Mannville

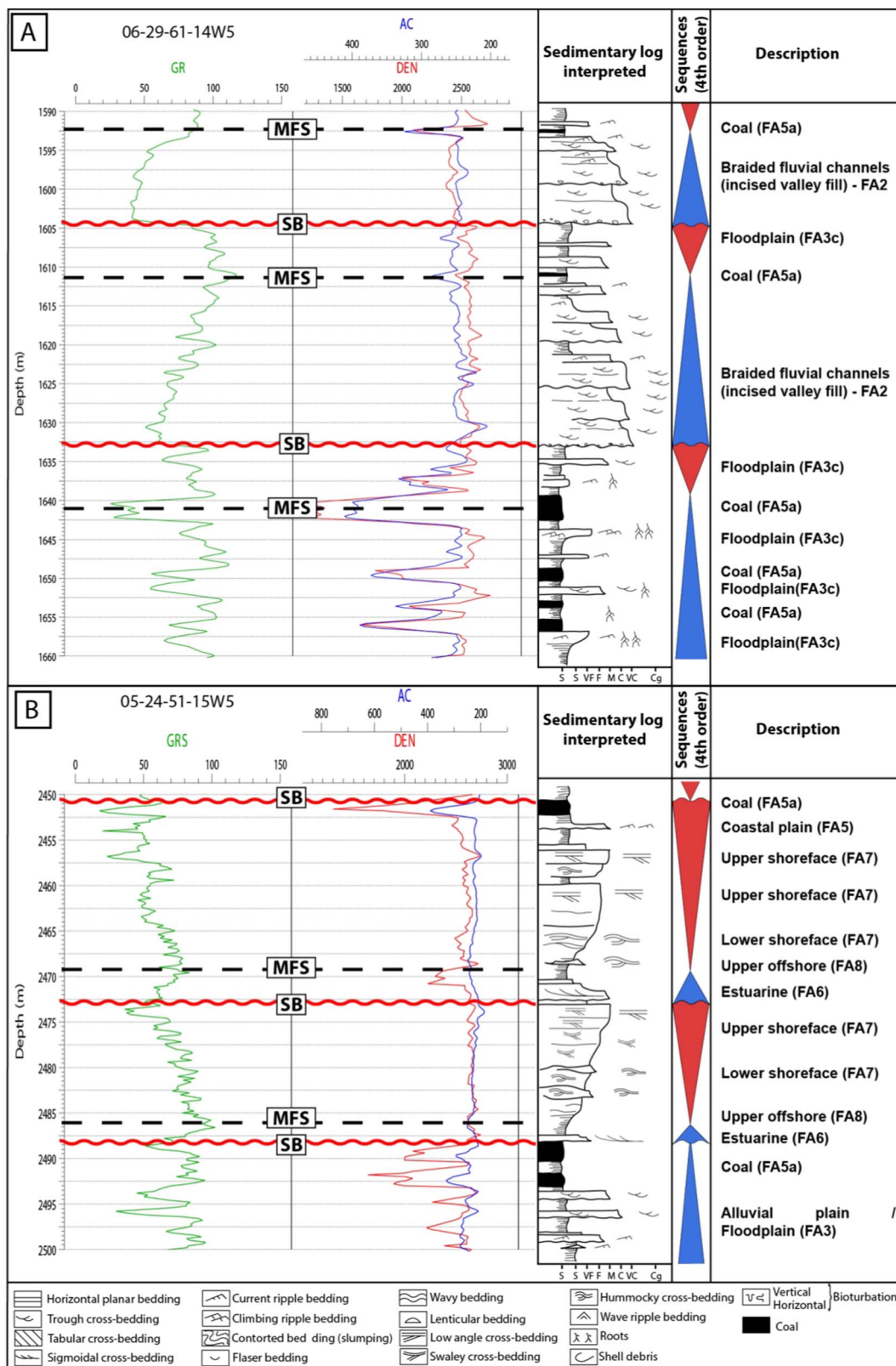


Fig. 9. Identification of the main stratigraphic surfaces (sequence boundaries and maximum flooding surfaces), A) in the continental setting, and B) in the marine setting.

Group deposition, proving that the accommodation space was rapidly filled up. The TST contains only few coal seams (Table 1), possibly as consequence that in this period the accommodation rate was higher than the production rate due to the higher subsidence, causing the peat to be flooded. This trend differs from the most widely accepted default

scenario ((Aitken & Flint, 1995; Gastaldo et al., 1993); and (Bohacs & Suter, 1997)), which place the highest coal seam density in the TST. This difference can be explained by the almost flat topography that prevailed from the TST up to the end of the Mannville Group deposition (paleogeography reconstruction indicates the presence of a

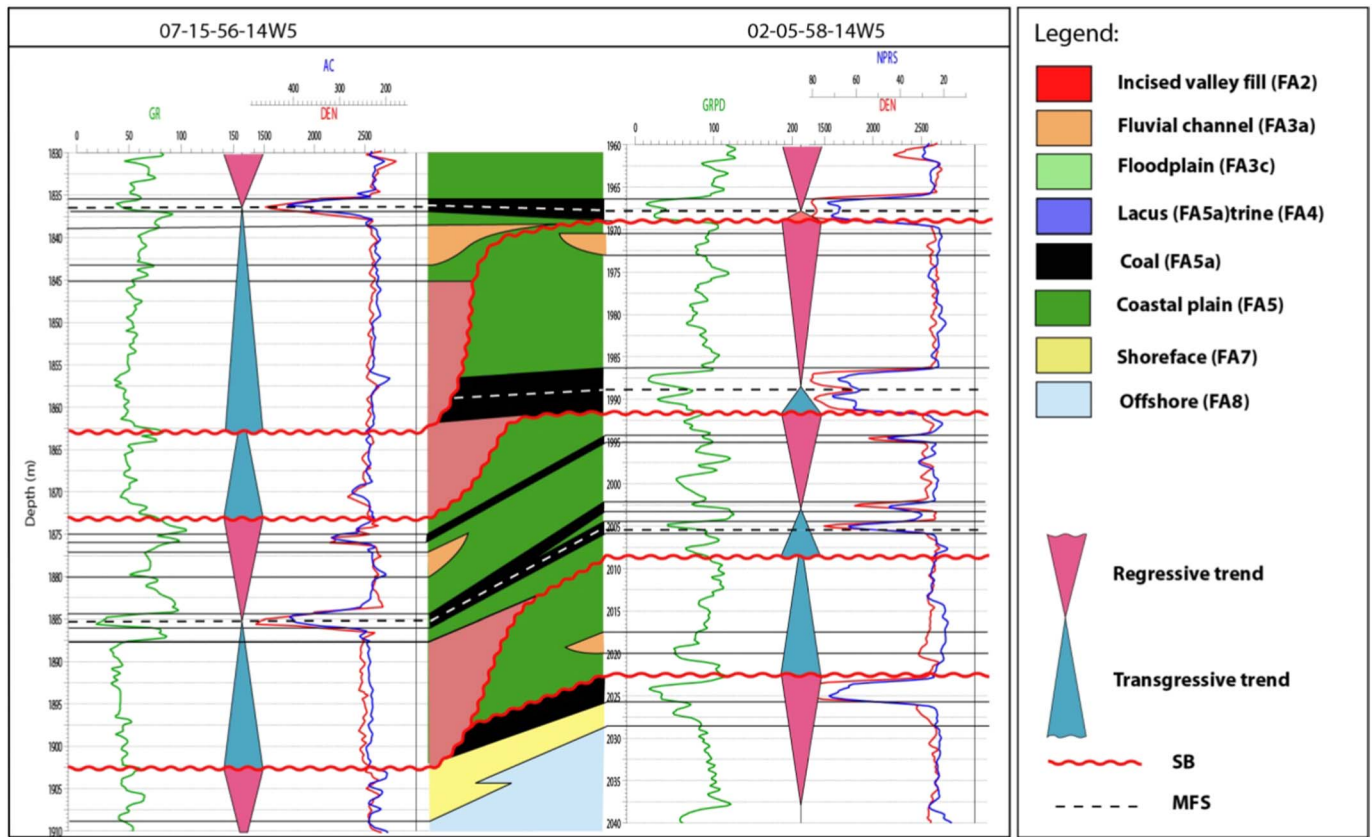


Fig. 10. Method for sequences boundaries (SB) and maximum flooding surfaces (MFS) identification and correlation between wells.

paralic zone over more than 300 to 400 km), which induces large flooding events that avoid organic matter accumulation. The HST contains the most important number of coal seams (Table 1). This trend can be related to the slight accommodation decrease recorded during this period, which became optimum for the accumulation of the thickest and continuous coal layers. In the deposits forming the late HST the thickness and the extension of the coal layers regularly decrease, as a consequence of a regular decrease of the accommodation

rate (Chalmers et al., 2013).

5.2. Controlling factors on coal extension

The extension of the continental and coastal domains, where coal formed, and the large apparent variability of the coal geometry (thin to thick, isolated to continuous over hundreds of kilometres) depends also on the depositional profile morphology (e.g., topography and slope

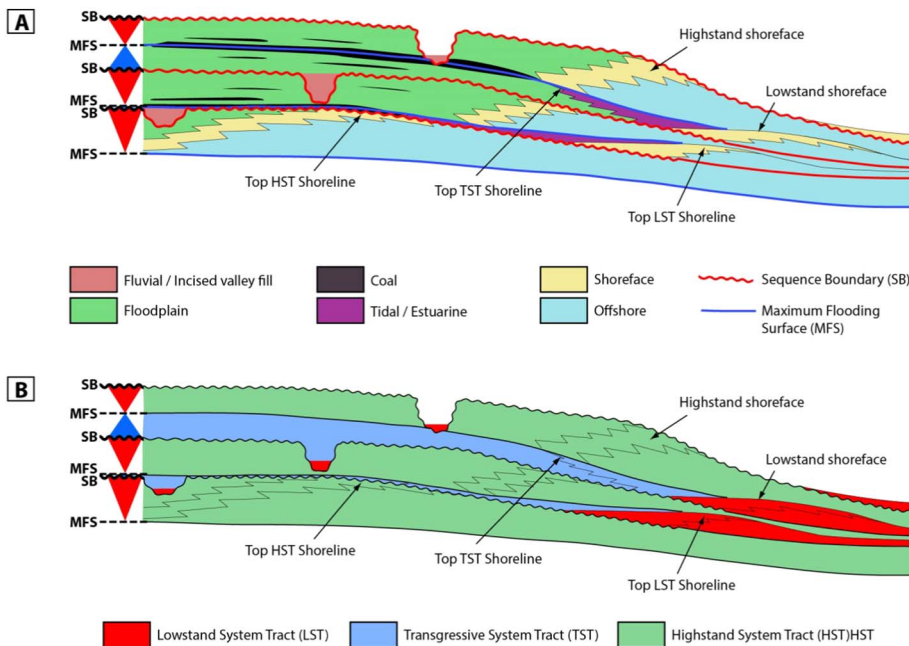


Fig. 11. Fourth order sequence architecture, with A) facies distribution, and B) system tracts identification.

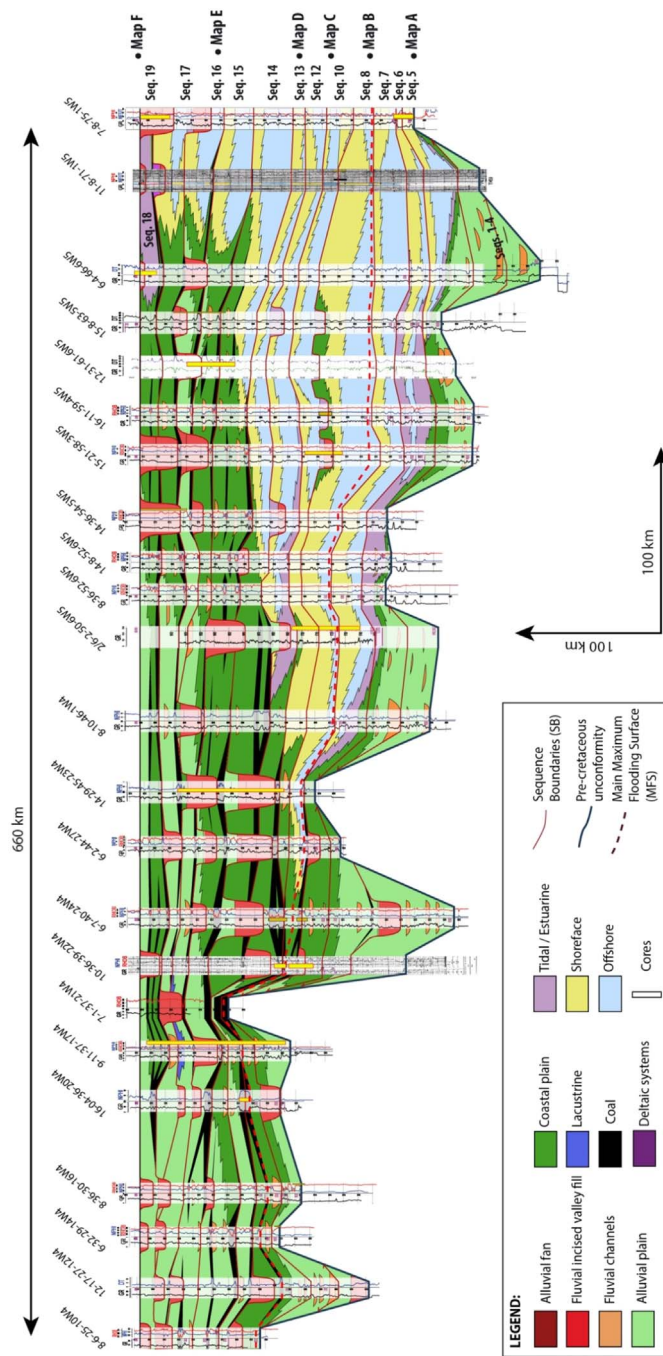


Fig. 12. Eastern regional correlation transect.

gradients in the continental domain), which is in turn related to the accommodation space variation (interaction between the subsidence regime and the eustatic oscillations). In the LST the irregular inherited topography, the differentiated subsidence and the local scale *syn-sedimentary* activity (e.g., the Hackett high structure, (Wadsworth et al., 2003)) avoided the deposition of extended coal layers. Subsequently, during the late LST and early TST, the topographic lows were filled by alluvial and fluvial sediments, with a resulting smoothed topography (Figs. 12 and 13). Furthermore, the transgressive marine sedimentation (TST) uniformly covered the entire basin area, forming a flat and low-slope gradient surface. However the high accommodation space of this period prevented coal accumulations. The very low slope gradient was maintained during the entire HST. At this time, the low and regular decrease of the subsidence rate enabled a stable and optimal accommodation to be reached, enhancing the preservation of extended paralic

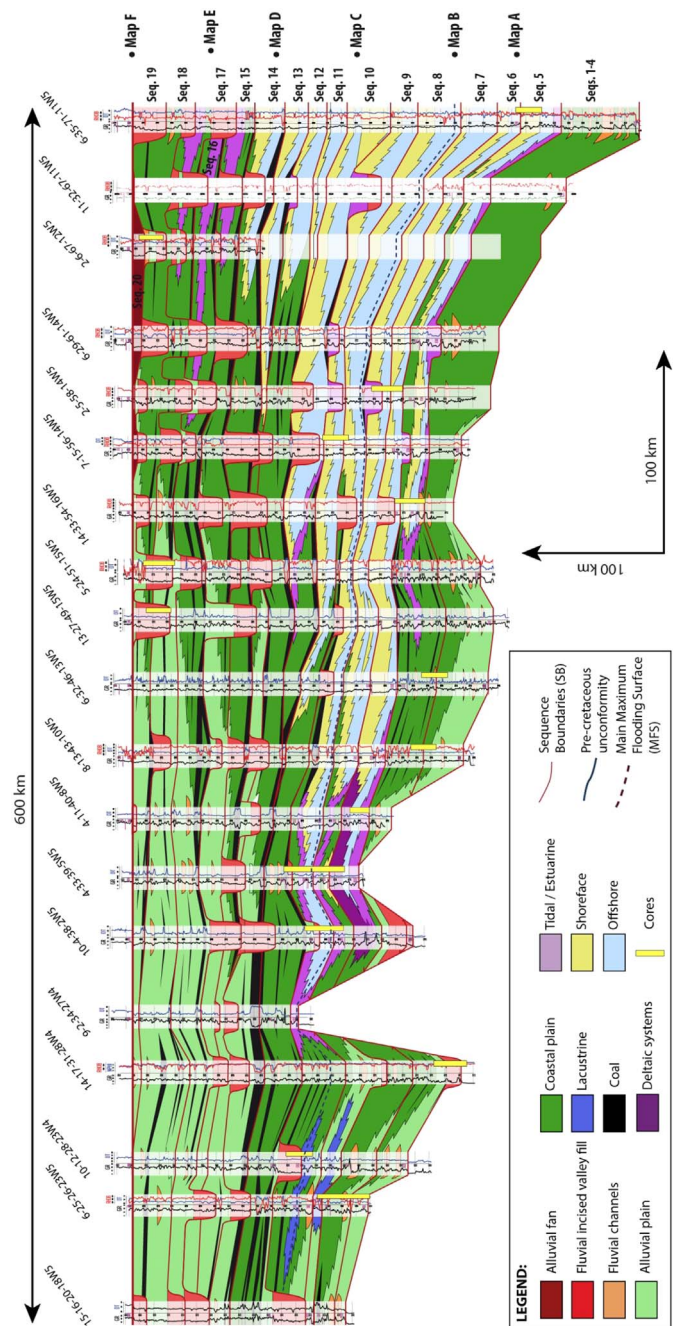


Fig. 13. Western regional correlation transect.

domain, where thick and laterally continuous coal layers accumulated.

The description, performed herein, of the coal seam geometries within the presented stratigraphic model provides the basis for a semi-quantitative analysis of the vertical and lateral variation of the coal geometry, in relation with the hydric conditions and the accommodation rate in the basin.

An additional data, which would improve the understanding of the coal distribution in the stratigraphic framework of a basin, is the compositional and geochemical characteristics of the organic matter that forms the coal packages and its variation throughout the time and the space. This data could perform relevant information on the environmental conditions during the deposition of the coal deposits and it could enhance the comprehension of the environmental condition variations as a consequence of changes in the hydrological and accommodation space conditions in the basin. Therefore, petrographical and geochemical analyses of the organic matter forming the coal layers

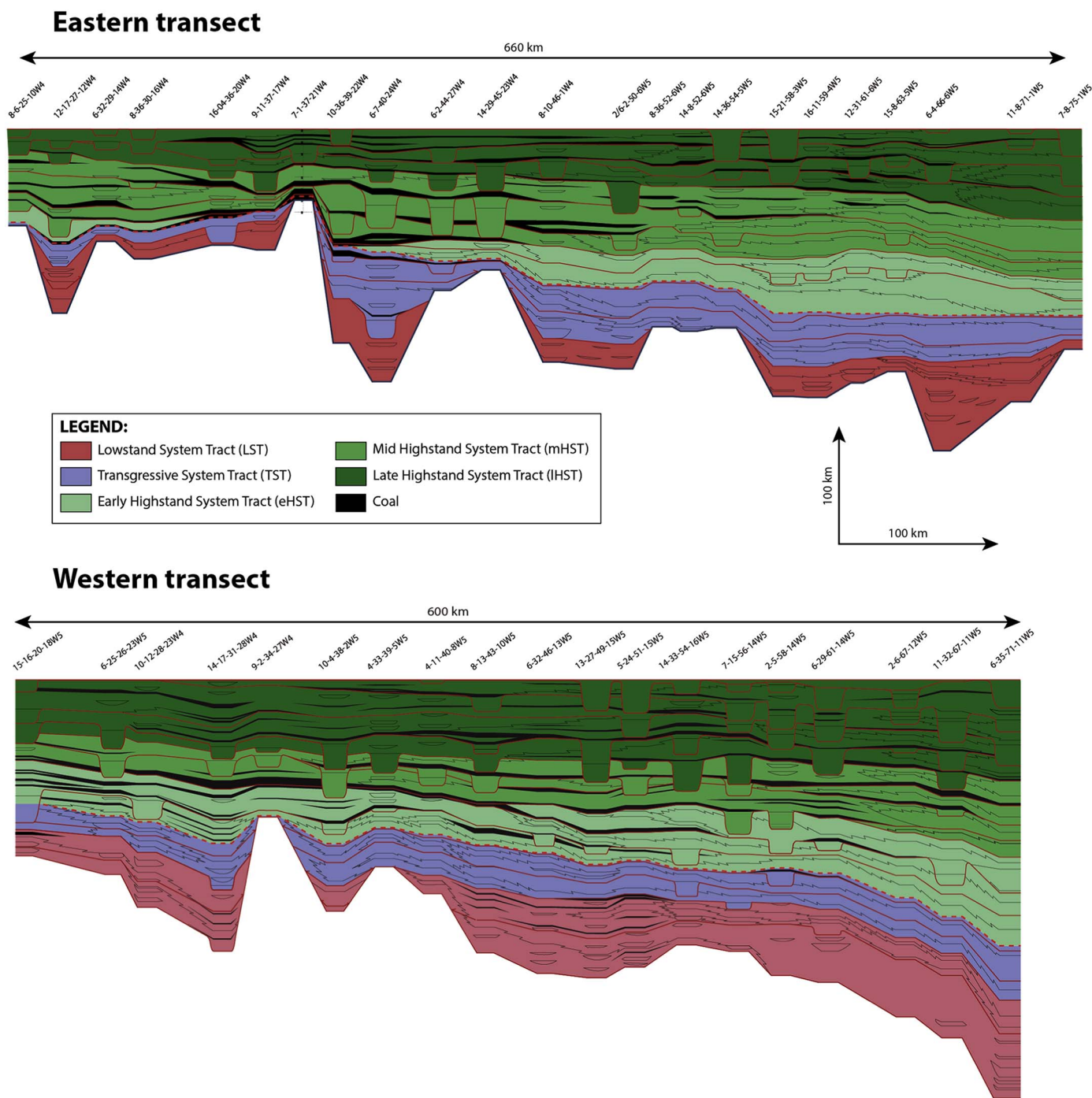


Fig. 14. Eastern and western correlation transects with system tracts.

were the objective of the second part of this study, presented in: *Omodeo-Salé et al., The distribution and quality variation of the terrestrial organic matter in the stratigraphic framework: a case-study from the Mannville Group (Western Canadian Sedimentary Basin, south central Alberta)*. In the latter, the characterization of the depositional environments where the terrestrial organic matter is accumulated, the quality and the distribution of coal throughout the stratigraphic framework of the Mannville Group and their potential relationship with the high frequency climatic and hydrologic oscillations are discussed in detail.

6. Conclusions

This work aims to update and establish a stratigraphic correlation framework for the Mannville Group in Southern and central Alberta and to assess the distribution of the coal layers within the stratigraphic framework of the Mannville Group. The factors and mechanisms that control this distribution are analyzed.

The sequential organization of the Mannville Group corresponds to a “Exxon model” third order sequence, which is subdivided into system tracts: i) a lowstand system tract (LST), which corresponds to the Lower Mannville, ii) a backstepping phase of marine transgression, corresponding to the Transgressive System Tract (TST) and finally a Highstand System Tract (HST), corresponding with the Upper

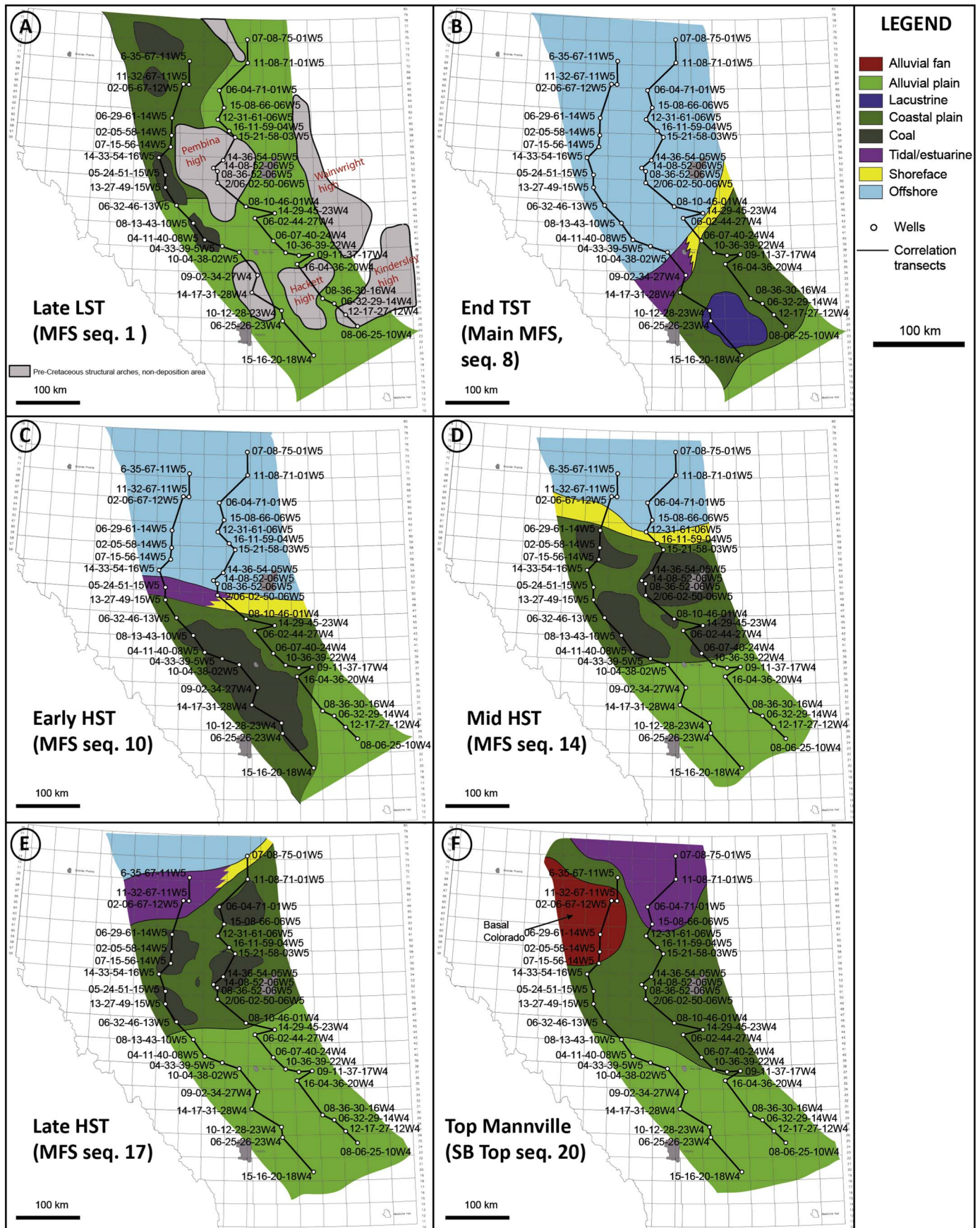


Fig. 15. Palaeogeographic reconstructions of the Mannville Group, during A) LST; B) late TST (main MFS); C) early HST; D) mid HST; E) late HST; and F) Topmost Mannville.

Mannville, which can be subdivided into early HST, mid HST and the late HST.

At the scale of the 3rd-order sequence, thick (several meters) and extended (several hundreds of kilometres) coal layers preferentially accumulated during early and mid HST, and to a lesser extent during the late HST, whereas in both the LST and the TST, only few thin coal seams, with restricted extent are observed. During the LST, the low accommodation and prevented the accumulation of significant coal seams and the irregular topography, inherited from the previous topography, also prevented the development of extended paralic domains, where terrestrial organic matter could accumulate. At the end of the LST, topographic lows were filled up by fluvial and alluvial sediments, smoothing the regional topography. During the TST, the accommodation increased rapidly and a major regional marine flooding occurred in the basin. These marine conditions prevented the terrestrial organic matter from being deposited. The overall accommodation decreased slightly during the HST, and the equilibrium between the accommodation and peat production rate became optimum during the early and mid HST with the accumulation of large amount of terrestrial organic matter. These favorable conditions enabled the thickest and the most extended coal layers observed within the Mannville Group to develop. During these stages, the basin was slowly and steadily subsiding with some breakup of the limits between early - mid HST, and mid - upper HST, marked by abrupt downward shift of continental environment on marine settings, as possible consequences of tectonic pulses linked with the cordillera orogeny. The thickness and the extent of coal seams thus progressively decreased towards the top of the HST.

To better understand and predict when and where terrestrial organic matter accumulate, the optimum accommodation rates for terrestrial organic matter deposition and accumulation should be regarded at higher order cycles (4th to 5th order cycles), to avoid any bias introduced by hiatuses marked by the sequence boundaries in the average sequence duration calculation.

Acknowledgements

This paper is part of a larger IFPEN research project, dedicated to the stratigraphic modelling of organic matter distribution at basin scale. We would like to thank Eric Delamaide from IFP Technologies Canada Inc. for his financial and technical support, and anonymous reviewer which comments greatly improved the manuscript.

References

- Aitken, J.F., Flint, S.S., 1995. The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper Carboniferous Breathitt Group, eastern Kentucky, USA. *Sedimentology* 42, 3–30.
- Banerjee, I., 1990. Some Aspects of Lower Mannville Sedimentation in Southeastern Alberta. *Geological Survey of Canada*, vol. 90, No 11.
- Banerjee, I., Kalkreuth, W., Davies, E., 1996. Coal seam splits and transgressive–regressive coal couplets: a key to stratigraphy of high-frequency sequences. *Geology* 24, 1001–1004.
- Bohacs, K., Suter, J., 1997. Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 81 (10), 1612–1639.
- Bralower, T.J., Thierstein, H.R., 1984. Low productivity and slow deep-water circulation in Mid-Cretaceous oceans. *Geology* 12, 614–618.
- Cant, D.J., 1996. Sedimentological and sequence stratigraphic organization of a foreland clastic wedge, Mannville Group, Western Canada Basin. *J. Sediment. Res.* 66 (6), 1137–1147.
- Cant, D.J., Abrahamson, B., 1996. Regional distribution and internal stratigraphy of the Lower Mannville. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 44, 508–529.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence Stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *J. Afr. Earth Sci.* 35 (1), 1–43.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G., St. C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Sci. Rev.* 92, 1–33.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.T.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsl. Stratigr.* 44, 73–245.
- Chalmers, G.R.L., Boyd, R., Diessel, C.F.K., 2013. Accommodation-based coal cycles and significant surface correlation of low-accommodation Lower Cretaceous coal seams, Lloydminster heavy oil field, Alberta, Canada: implications for coal quality distribution. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 97 (8), 1347–1369.
- Cross, T.A., 2000. Stratigraphic controls on reservoir attributes in continental strata. *Earth Science Frontiers* 7 (4), 332–350.
- Deschamps, R., Kohler, E., Gasparrini, M., Durand, O., Euzen, T., Nader, F., 2012. Impact of mineralogy and diagenesis on reservoir quality of the Lower Cretaceous Upper Mannville Formation (Alberta, Canada). *Oil and Gas Science and Technology – Rev. IFP Energies nouvelles* 67 (1), 31–58.
- Diessel, C.F.K., 1992. Coal-bearing Depositional Systems. Springer-Verlag, Berlin 721 p.
- Diessel, C.F.K., 2007. Utility of coal petrology for sequence stratigraphic analysis. *Int. J. Coal Geol.* 70, 3–34.
- Diessel, C., Boyd, R., Wadsworth, J., Leckie, D., Chalmers, G., 2000. On balanced and unbalanced accommodation/peat accumulation ratios in the Cretaceous coals from Gates Formation, Western Canada, and their sequence-stratigraphic significance. *Int. J. Coal Geol.* 43, 143–186.
- Chauveau, B., Grangeon, D., 2013. Method of operating a sedimentary basin using a stratigraphic simulation coupled with a production and degradation model of organic material. *Patent EP 2743738 A1*.
- Embry, A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Steel, R.J. (Ed.), *Sequence Stratigraphy on the Northwest European margin*, NPF, vol. 5. Norwegian Petroleum Society/Elsevier, New York, pp. 1–11 (Special Publications).
- Gastaldo, R.A., Demko, T.M., Liu, Y., 1993. Application of sequence and genetic stratigraphic concepts to carboniferous coal-bearing strata: an example from the Black Warrior Basin, USA. *Geol. Rundsch.* 82, 212–226.
- Hayes, B.J.R., Christopher, J.E., Rosenthal, L., Los, G., Mckercher, B., Minken, D.F., Tremblay, Y.M., Fennell, J.W., Smith, D.J., 1994. Cretaceous Mannville Group of the Western Canada sedimentary basin. In: Mossop, G., Shetsen, I. (Eds.), *Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin*. Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, pp. 317–334.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Mar. Chem.* 49, 81–115.
- Holz, M., 2015. Mesozoic paleogeography and paleoclimates e A discussion of the diverse greenhouse and hothouse conditions of an alien world. *J. S. Am. Earth Sci.*
- Holz, M., Kalkreuth, W., Banerjee, I., 2002. Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. *Int. J. Coal Geol.* 48 (2002), 147–179.
- Jackson, P.C., 1984. Paleogeography of the Lower Cretaceous Mannville Group of Western Canada. In: Elmworth – Case Study of a Deep Basin Gas Field 38. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 49–78.
- Jarvie, D.M., Hill, R.J., Ruble, T.E., Pollastro, R.M., 2007. Unconventional shale-gas systems: the Mississippian Barnett Shale of North-central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment. *AAPG Bull.* 91, 475–499.
- Jarvie, D.M., 2012a. Shale resource systems for oil and gas: part 1 – shale-gas resource systems. In: Breyer, J.A. (Ed.), *Shale Reservoirs—Giant Resources for the 21st Century* 97. AAPG Memoir, pp. 96–97.
- Jarvie, D.M., 2012b. Shale resource systems for oil and gas: part 2 – shale-gas resource systems. In: Breyer, J.A. (Ed.), *Shale Reservoirs—Giant Resources for the 21st Century*. 97. AAPG Memoir, pp. 89–119.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Ross, C.A., Posamentier, H.W., van Wagoner, J., Kendall, C.G.S.T.C. (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, pp. 47–70.
- Langenberg, C.W., Rottenfusser, B.A., Richardson, R.J.H., 1997. Coal and coalbed methane in the Mannville Group and its equivalents, Alberta. In: Pemberton, S.G., James, D.P. (Eds.), *Petroleum Geology of the Cretaceous Mannville Group, Western Canada*. 18. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 475–486.
- Law, B.E., Curtis, J.B., 2002. Introduction to unconventional petroleum systems. *AAPG Bull.* 86 (11), 1851–1852.
- Leckie, D.A., Singh, C., Goodarzi, F., Wall, J.H., 1990. Organic-rich, radioactive marine shale: a case study of a shallow-water condensed section, Cretaceous Shaftesbury Formation, Alberta, Canada. *J. Sediment. Petrol.* 60 (1), 101–117.
- Lüthje, C.J., 2008. Transgressive Development of Coal-bearing Coastal Plain to Shallow Marine Setting in a Flexural Compressional Basin, Paleocene, Svalbard, Arctic Norway. University of Bergen (175 pp. Not published PhD thesis).
- Mann, U., Zweigel, J., 2008. Modelling Source-Rock Distribution and Quality Variations the Organic Facies Modelling Approach. vol. 40, pp. 239–274.
- Mitchum Jr., R.M., 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. A.A.P.G. Memoir, pp. 205–212.
- Omodeo-Salé, S., Deschamps, R., Michel, P., Chauveau, B., Suarez-Ruiz, I., 2017. The Coal-bearing strata of the Lower Cretaceous Mannville Group (Western Canadian Sedimentary Basin, South Central Alberta). Part 2: Quality distribution and depositional environment of the Terrestrial Organic Matter. (In Prep., this volume).
- Osadetz, K.G., 1989. Basin analysis applied to petroleum geology in Western Canada. In: Ricketts, B.D. (Ed.), *Western Canada Sedimentary Basin: A Case History*. Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 287–302.
- Plint, A.G., McCarthy, P.J., Faccini, U.F., 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high-resolution framework, Cenomanian Duvegan Formation, Alberta foreland basin, Canada. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 85, 1967–2001.

- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. *Geology* 21, 455–458.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic control on clastic sedimentation II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Ross, C.A., Posamentier, H.W., van Wagoner, J., Kendall, C.G.S.T.C. (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. vol. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 125–154 Special Publication.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 76, 1687–1709.
- Posamentier, H.W., 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy: concepts and applications. In: *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol. 7 (210 pp.).
- Poulton, T.P., Christopher, J.E., Hayes, B.J.R., Losert, J., Tittmore, J., Gilchrist, R.D., 1994. Jurassic and Lowermost Cretaceous strata of the Western Canada Sedimentary Basin. In: Mossop, G.D., Shetsen, I. (Eds.), *Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin*. Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, pp. 297–316.
- Putnam, P.E., 1982. Aspects of the petroleum geology of the Lloydminster heavy oil fields, Alberta and Saskatchewan. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 30, 81–111.
- Sanei, H., Wood, J.M., Ardakani, O.H., Clarkson, C.R., Jiang, C., 2015. Characterization of organic matter fractions in an unconventional tight gas siltstone reservoir. *Int. J. Coal Geol.* 150, 296–305.
- Savin, S.M., 1977. The history of earth's surface temperature during the past 100 million years. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 5, 319–355.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata: report of a working group at the 1991 NUNA Conference on High Resolution Sequence Stratigraphy. *AAPG Bull.* 74, 544–568.
- Stach, E., Mackowsky, M.T.H., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., Teichmüller, R., 1982. *Stach's Textbook of Coal Petrology*, 3rd edn. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Stein, R., 1986. Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean. In: Degens, E.T., Meyers, P.A., Brassel, S.C. (Eds.), *Biogeochemistry of Black Shales: Mitteilungen Aus Dem Geologisch-Palaontologischen Institut der University Hamburg*, vol. 60. pp. 55–70.
- Strobl, R.S., 1988. The effects of sea-level fluctuations on prograding shoreline sand estuarine valley fill sequences in the Glauconitic member, Medicine River field and adjacent areas. In: James, D.P., Leckie, D.A. (Eds.), *Sequences, Sedimentology: Surface and Subsurface*, vol. 15. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 221–236.
- Swift, D.J.P., Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies*. International Association of Sedimentologists, pp. 3–31 (Special Publication, No. 14).
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubba, J.N., Hatlelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 49–212.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies*. vol. 7 American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration (64 pp.).
- Wadsworth, J., 2010. Using Paralic Coal as an Indicator of Accommodation Space and Correlation Tool in Terrestrial Sediments: Examples from the Mannville Group and Falher Member. *GeoCanada – Working with the Earth* (8 pp.).
- Wadsworth, J., Boyd, R., Diessel, C., Leckie, D., Zaitlin, B.A., 2002. Stratigraphic style of coal and non-marine strata in a tectonically influenced intermediate accommodation setting: the Mannville Group of the Western Canadian Sedimentary Basin, south-central Alberta. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 50 (4), 507–541.
- Wadsworth, J., Boyd, R., Diessel, C., Leckie, D., 2003. Stratigraphic style of coal and non-marine strata in a high accommodation setting: Falher Members and Gates Formation (Lower Cretaceous), Western Canada. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 51, 275–303.
- Wright, A.M., Ratcliffe, K.T., Zaitlin, B.A., Wray, D.S., 2010. The application of high resolution chemostratigraphy to differentiate between low accommodation incised valley systems in a foreland basin. In: *Application of Modern Stratigraphic Techniques: Theory and Case Histories*. SEPM (Special Publication No.94).
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R., 1994. The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with sea level change. In: Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised Valley Systems: Origin and sedimentary Sequences*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 45–60 Special Publication 51.
- Zaitlin, B.A., Warren, M.J., Potocki, D., Rosenthal, L., Boyd, R., 2002. Depositional styles in a low accommodation foreland basin setting: an example from the Basal Quartz (Lower Cretaceous), southern Alberta. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 50, 31–72 Canadian Society of Petroleum Geology Fluvial Volume.
- Zou, C.N., 2012. *Unconventional Petroleum Geology*. Elsevier, 225 Wyman Street, Waltham, MA 02451, USA.

1.7 Synthèse

Les spécificités des systèmes continentaux, et des systèmes fluviaux en particulier ont conduit à mettre en place des concepts spécifiques permettant de prédire l'architecture stratigraphique de ces systèmes en utilisant des méthodes de corrélation stratigraphique dont les bases ont été posées par Cross (1991), et Miall (2002), et qui ont été abondamment enrichies et discutées dès lors.

Quelques principes clés sur la caractérisation de l'architecture stratigraphique et des facteurs de contrôle des systèmes continentaux sont listés ci-après :

- L'incision fluviale survient généralement durant les périodes de chute de la base, où le débit est accru avec une charge sédimentaire réduite.
- L'incision fluviale due à la chute du niveau de base se produit uniquement lorsque la pente du paysage marin exondé en période de bas niveau est plus raide que le profil nivelé fluviale.
- L'aggradation fluviale se produit généralement pendant les périodes d'élévation du niveau de la base, avec une charge sédimentaire accrue et/ou un débit réduit.
- Les réponses fluviales aux changements de niveau de base sont principalement liées aux fluctuations eustatiques et à la tectonique.
- Les réponses fluviales aux variations de la charge sédimentaire et du débit sont principalement liées au climat.
- Les systèmes fluviaux à faible sinuosité, tels que les systèmes en tresses, se déposent préférentiellement pendant les périodes de faible accommodation (LST, fin du HST).
- Les systèmes fluviaux anastomosés sont généralement associés à des taux élevés d'élévation du niveau de base, notamment lors des transgressions.
- Les systèmes fluviaux à forte sinuosité (systèmes méandriformes) caractérisent généralement des périodes d'élévation faibles à modérées du niveau de base.
- Les systèmes fluviaux droits avec peu de migration latérale sont typiques des zones de très faible pente et de faible accommodation.
- Les vallées incisées peuvent être remplies par des systèmes fluviaux de tous types.
- Les évidences de l'influence marine dans les systèmes fluviaux (dépôts dominés par les marées ou les vagues) indiquent des épisodes d'inondation (création d'accommodation bien supérieure à la sédimentation), et correspondent généralement aux MFS.

Chapitre 2 : Caractérisation des systèmes turbiditiques

Les travaux sur les systèmes turbiditiques sont très nombreux depuis les années 60. La recherche sur ces systèmes est aujourd'hui encore très active, et de nombreux travaux de thèses concernant différents aspects de ces systèmes (processus, architecture, modélisation sur des systèmes récents et anciens) ont présenté des synthèses bibliographiques complètes (Migeon, 2000 ; Babonneau, 2002 ; Broucke, 2003 ; Bonnel, 2005 ; Ducassou, 2006 ; Salles, 2006 ; Albertao, 2010 ; Salles, 2010 ; Maktouf, 2012).

Généralités sur les systèmes turbiditiques

2.1 Les systèmes sous-marins profonds

Les systèmes turbiditiques, ou cônes sous-marins profonds, représentent les plus importantes accumulations de sédiments dans le domaine marin profond, et sont intensivement étudiés et explorés depuis les années 50, après la découverte des courants turbulents agissant en domaine marin profond (plaine abyssale, Kuenen & Migliorini, 1950).

Les systèmes turbiditiques ont connu plusieurs définitions depuis les années 1960. Depuis lors, ces différentes études ont permis d'aboutir à un modèle d'éventail communément repris, de forme radiale, et, alimenté par un chenal par lequel transitent des écoulements gravitaires (Walker, 1966, 1978). Un certain consensus fut apporté par Shanmugam et Moiola (1988), jusqu'aujourd'hui avec le développement de techniques avancées permettant de faire des mesures in-situ, et de collecter des données de grande qualité (bathymétrie, sismique, sédimentologiques). Ces auteurs définissent ces cônes sous-marins profonds comme des complexes de chenaux et de lobes déposés par des processus gravitaires (courants denses chargés en sédiments) dans un environnement profond situé au-delà du plateau continental (Figure 29).

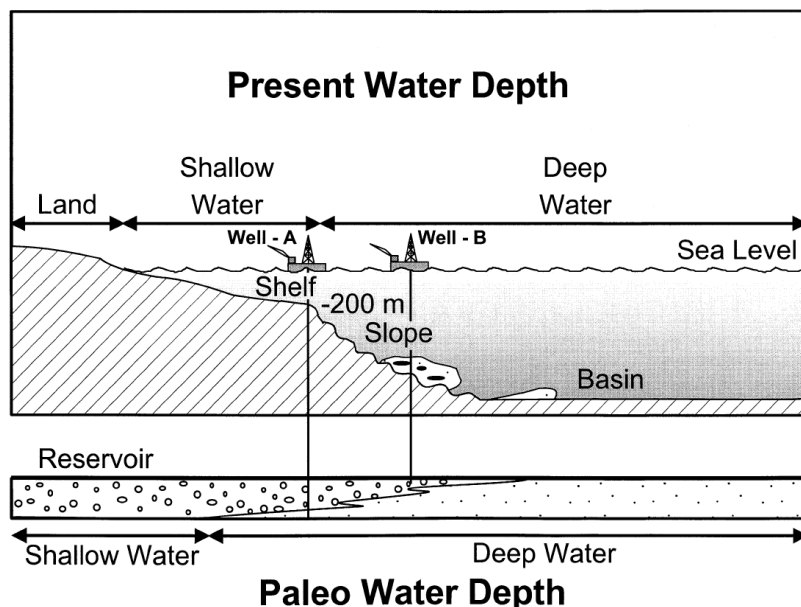


Figure 29: Profil simplifié le long d'une marge, présentant l'environnement marin profond (deep water) au delà de la pente continentale (Shanmugam, 2000).

Le modèle classique décrit par Walker (1966, 1978), par Normark (1978), puis repris par Stow (1985) et par Shanmugam et Moiola (1988), est organisé de façon simple en terme d' « éventail supérieur » (*upper fan*), caractérisé par la présence d'un canyon nourrissant le système, d'un « éventail médian » (*mid fan*), correspondant à un réseau de chenaux distributaires alimentant le

éventail externe (*outer fan*), qui lui est composé de lobes et de nappes sableuses s'étalant dans la plaine abyssale (Figure 30).

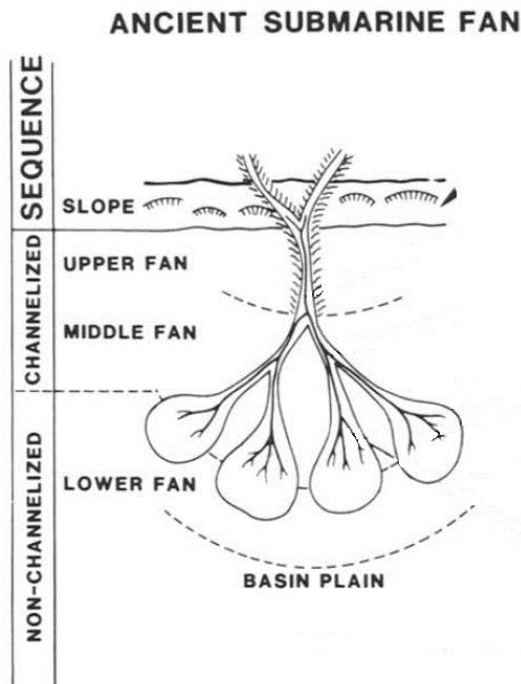


Figure 30 : Organisation d'un éventail sous-marin profond (modifié d'après Shanmugam & Muiola, 1988).

Ce modèle va être décliné en plusieurs systèmes distincts, en fonction du nombre de sources, de la géométrie de la marge, du type de bassin, du type d'écoulement dominant dans le système, du remaniement possible par des courants de fond. Ces différents modèles ont fait l'objet d'une classification, qui est succinctement décrite dans la section 2.4.

2.2 Sédimentation gravitaire en milieu profond

2.2.1 Les écoulements gravitaires

Les processus gravitaires sont les processus dominants dans les milieux marins profonds, et se caractérisent par l'ensemble des processus permettant de transporter des particules sédimentaires dans le domaine marin profond, dominés par l'action de la gravité. Ces processus gravitaires du plateau continental à la plaine abyssale (Middleton & Hampton, 1973) ont été regroupés suivant trois catégories en fonction du type d'écoulement et du mode de transport des particules (Figure 31) :

- Les écoulements purement gravitaires au sein desquels le transport se fait uniquement par glissement, sous l'unique action de la gravité (transport en masse) ;

- Les écoulements laminaires (ou plastiques), caractérisés par des concentrations élevées dans lequel les différents composants permettent le support des particules ;

- Les écoulements turbulents, qui impliquent une composante verticale de la vitesse pour assurer le maintien des particules au sein de l'écoulement.

La figure 2.3 illustre les différents processus et leurs interactions qui influencent et contrôlent le transport des particules du plateau continental à la plaine abyssale.

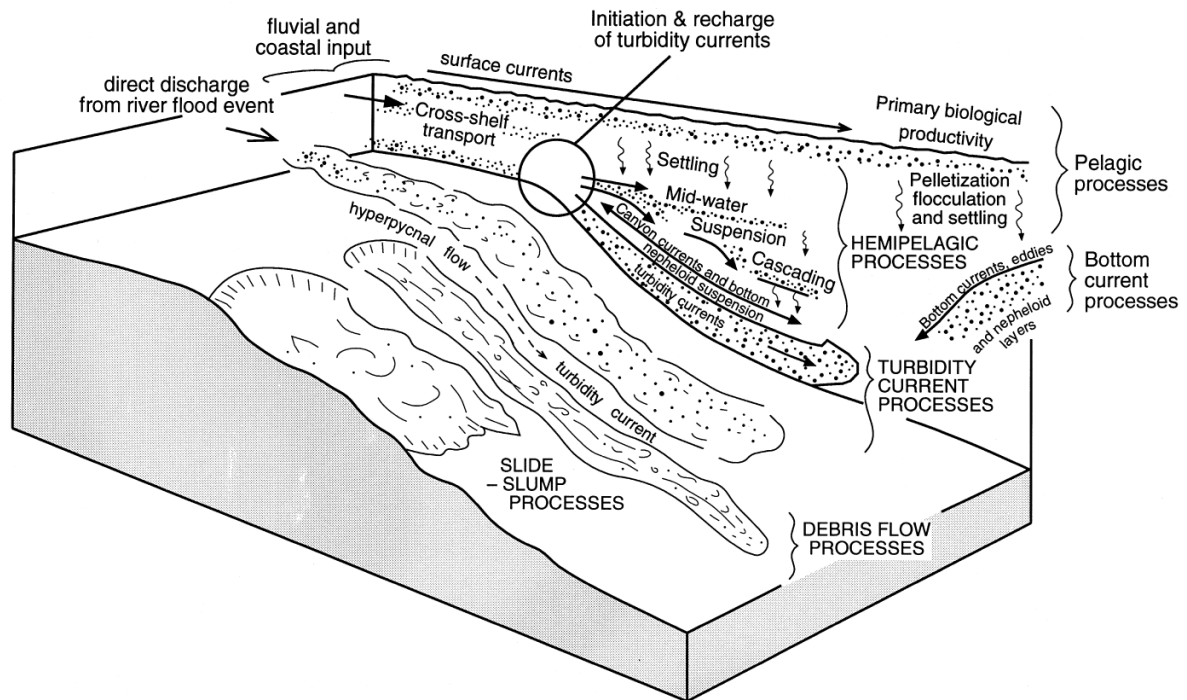


Figure 31: Bloc diagramme montrant les différents processus présents dans les systèmes marins profonds (Stow et al., 2000).

2.2.1.1 Transport en masse

Le transport en masse de sédiments correspond à des déplacements de volumes de sédiments homogènes le long de plans de cisaillement, avec peu de déformation interne. Les déformations induites dépendent de la durée du phénomène de glissement, et peuvent être considérées selon trois catégories :

- Le fluage, qui correspond à une déformation lente et implique une déformation de taille relativement modeste qui n'implique pas l'apparition de fractures ;
- Les glissements (« slide » et « slumps », qui sont caractérisés par le déplacement des sédiments semi-consolidés le long d'un plan de cisaillement, et qui n'engendrent que très peu de déformation au sein des couches impliqués. Les « slides » et les « slumps » ont des déplacements relativement limités dans l'espace. Ce type de transport nécessite une inclinaison de pente relativement importante, et caractérisent dans la grande majorité des cas de dépôts de haut de pente continentale (Shanmugam et al., 1994).

2.2.1.2 Écoulements laminaires

Les écoulements laminaires sont caractérisés par une rhéologie plastique et une concentration élevée de particules qui permet leur cohésion dans l'écoulement. Les mécanismes de support des particules sont multiples, tels que la rigidité de la matrice due à la cohésion des particules en mouvement, les forces de friction, les forces de flottabilité généralement liées à la présence d'argile, et la pression de dispersion liée aux collisions inter-particulaires.

Ces écoulements sont capables de se déplacer sur d'importantes distances, souvent supérieures à la centaine de kilomètres, sans que le gradient de pente soit nécessairement important. Il est possible de localiser ces écoulements de la pente continentale jusque dans le bassin au sein même du système turbiditique.

La particularité de ces écoulements est leur capacité de transport très importante, qui est due à l'incorporation d'une pellicule d'eau à la base de l'écoulement au fur et à mesure du son déplacement, réduisant les forces de friction avec le substrat et provoquant de l'hydroplaning (Mohrig et al., 1998). En fonction du degré d'incorporation en eau, ces écoulements peuvent être subdivisés en quatre types d'écoulements (Middleton & Hampton, 1973 ; Lowe, 1979):

- **Les coulées de débris** (debris flow), qui sont des écoulements contenant une grande concentration d'éléments hétérogènes dont le support est assuré par une flottabilité importante liée à une importante fraction fine (argileuse à silteuse), qui assure une grande cohésion de la matrice. Ces coulées se déplacent très rapidement du fait de la réduction des forces de frictions par incorporation d'eau à la base de l'écoulement. L'écoulement s'arrête de façon très rapide lorsque les forces de cisaillement deviennent trop faibles, et le dépôt se produit alors.

- **Les coulées de grains** (grain flow) correspondent à des écoulements concentrés en grains non-cohésifs, dont le maintien en suspension est assuré par les interactions intergranulaires (pression de friction et de dispersion). Les particules susceptibles d'être transportées par ce type d'écoulement sont les sables et les silts.

- **Les écoulements fluidisés** (fluidized flow) sont des écoulements dont la pression exercée par l'eau à l'interface entre l'écoulement et le substrat permet le maintien en suspension des particules présentes dans l'écoulement.

- **Les écoulements liquéfiés** (liquified flow), correspondent quant à eux à un mélange plus homogène entre les fluides et les particules qui le composent. Le maintien des particules est dans ce cas assuré par la pression des fluides interstitiels qui s'échappent vers le haut.

De manière générale, ces dépôts associés à ce type d'écoulement ne sont pas, ou peu granoclassés du fait de l'absence de décantation des particules les plus fines. Lorsque le granoclassement existe, il est généralement inverse du fait du gradient de vitesse qui augmente vers le haut de l'écoulement, là où la friction avec le substratum est moindre. Un contact très net avec les dépôts sous- et sus-jacents est aussi caractéristique, dû à l'arrêt très rapide de l'écoulement et au dépôt en masse instantanée des particules. Les structures internes de ce type de dépôts sont bien souvent caractérisées par des structures planes et parallèles montrant le caractère laminaire de l'écoulement, avec un alignement d'éléments d'une taille allant jusqu'au galet dans la partie la plus proximale de l'écoulement.

2.2.1.3 Ecoulements turbulents

Contrairement aux écoulements laminaires, les écoulements turbulents sont caractérisés par une rhéologie fluide, et sont dominés par un transport en suspension des particules, qui est assuré par la composante verticale de la turbulence qui pousse les particules vers le haut (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder & Cochonat, 1996). La concentration en particules est bien moindre que dans le cas d'écoulements laminaires, et n'excède pas 9% d'après les travaux de Bagnold (1962).

Deux principaux groupes d'écoulements turbulents ont été établis, en fonction de leur origine et de la continuité du phénomène qui en est à l'origine :

- **Les courants alimentés en continu** : Ils sont définis comme des écoulements de fluides de densité supérieure au fluide ambiant, et maintenus dans le temps grâce à une alimentation continue. Ces écoulements correspondent aux véritables courants de turbidité, constitués par un front de densité à l'avant, d'un corps allongé qui correspond au courant, et d'une queue diluée. Ces écoulements sont caractérisés par la présence de vortex turbulents en

leur sommet (Figure 32), qui permet au fluide ambiant d'y être incorporé, et ainsi de diluer l'écoulement

Les courants se déplacent à grande vitesse, plusieurs dizaines de km/h et parcourent plusieurs dizaines de kms. Ils produisent une érosion par aspiration à l'avant puis un dépôt après leur passage. Les plus gros éléments sont déplacés sur le fond par traction, créant ainsi un tapis de traction (traction carpet), les autres particules restent en suspension. Lorsque la vitesse de l'écoulement diminue, et que sa capacité de transport diminue de même, les éléments les plus grossiers se déposent en premier, les particules les plus fines décantent à la fin de l'écoulement, laissant des dépôts grano-décroissants.

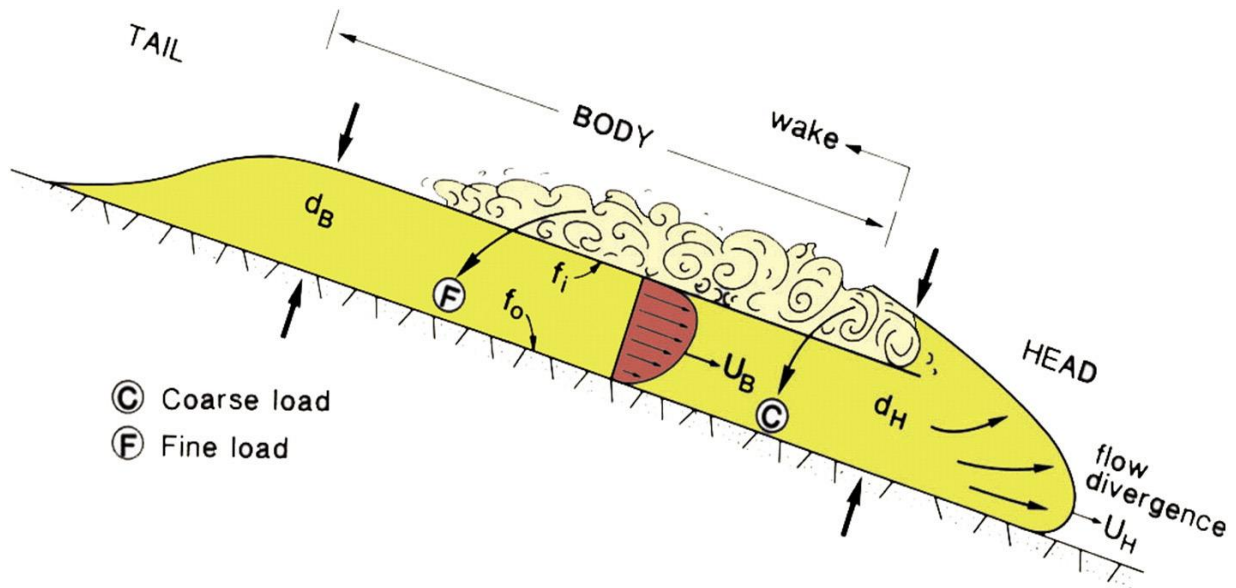


Figure 32: Déplacement et structure d'un courant de turbidité. Modifié d'après Pickering et al., 1989.

Les courants hyperpycnaux :

Ces courants sont générés en périodes de crues aux embouchures des fleuves, lorsque la charge sédimentaire portée par l'eau douce du fleuve est suffisamment élevée pour que la densité de l'écoulement soit supérieure à la densité de l'eau de mer, et sont considérés comme des écoulements gravitaires à part entière (Norman & Piper, 1991 ; Mulder & Syvitsky, 1995).

Le mélange eau douce/sédiment que constitue le courant hyperpycnal reste sur le fond au débouché de la rivière, et emprunte les réseaux de canyons alimentant les systèmes turbiditiques. Le long de l'écoulement, le courant hyperpycnal incorpore de l'eau de mer, entraînant une chute de la densité de l'écoulement et le dépôt progressif des sédiments transportés.

La vitesse de l'écoulement varie au cours du temps, de façon synchrone à l'intensité de la crue, avec une période de montée en charge, induisant une accélération du courant (waxing flow ; Kneller, 1995) (Figure 33A), suivie d'une période de décrue ou le courant décélère progressivement (waning flow ; Kneller, 1995), de la même façon qu'un courant de turbidité (Figure 33B). Les dépôts associés aux courants hyperpycnaux présentent à la base un granoclassement inverse dans du matériel grossier, surmonté d'un granoclassement normal, très similaire aux dépôts provoqués par les courants de turbidité.

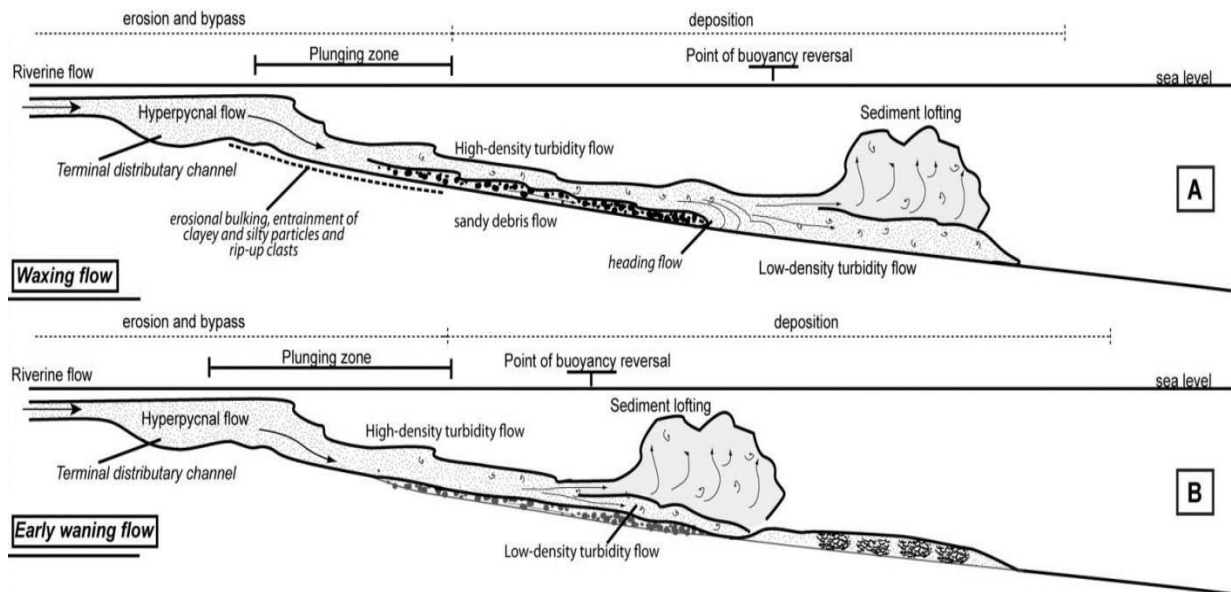


Figure 33: Schéma conceptuel d'évolution des courants hyperpycnaux en période de crue (A), et en période de décrue (B), (modifié d'après Girard et al., 2012).

- Les courants non-alimentés en continu, associés à des phénomènes catastrophiques :

Ces écoulements discontinus alimentés par des phénomènes catastrophiques, le plus souvent associés à des instabilités survenant à différentes échelles sur la pente continentale, sont généralement classés selon la densité et la concentration de l'écoulement (Figure 34). Ces phénomènes, d'une durée de vie limitée (quelques heures à quelques jours), et impliquant des volumes de sédiments limités (Middleton, 1967), sont communément considérés comme des bouffées turbides.

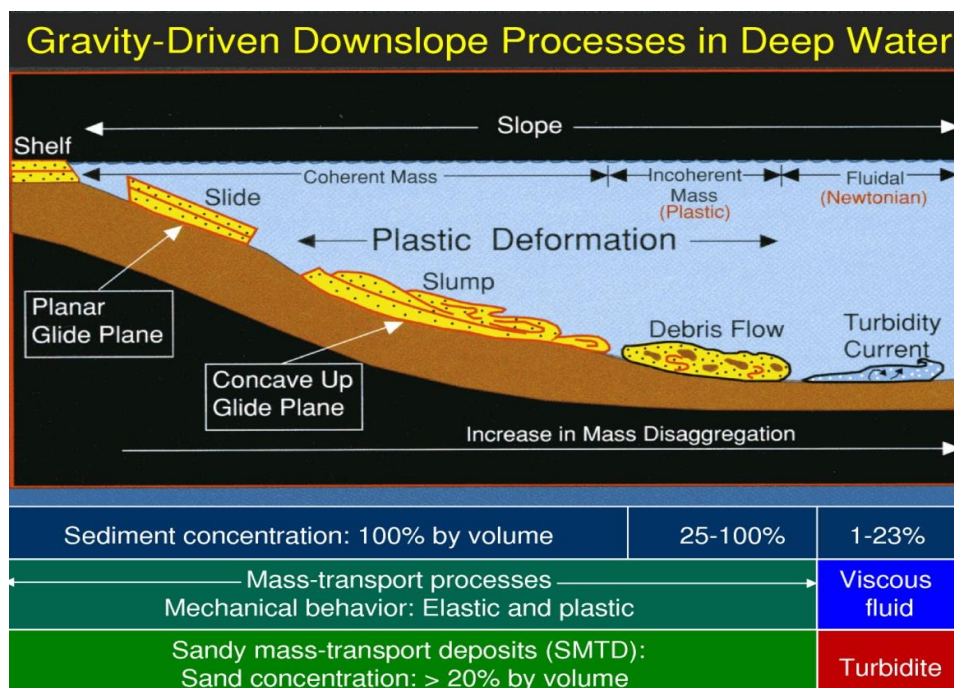


Figure 34: Evolution des processus gravitaires le long d'un profil de dépôt en domaine marin profond (Shanmugam, 2012)

Ces bouffées turbides ne sont pas alimentées par l'arrière (Ravenne & Beghin, 1983) comme le peuvent être les courants de turbidité, et l'injection de matériel est instantanée. De fait, la structure de ces écoulements est moins nette, la tête et le corps moins bien différenciés, avec de plus rares vortex au sommet de l'écoulement. On peut distinguer des courants de basse densité et de haute densité, en fonction de la concentration de ces écoulements en particules sédimentaires (Lowe, 1982) :

- Les écoulements de basse densité, résultent d'instabilité de petite taille provoquée par la déstabilisation de sédiments sur la pente continentale, ou sur les parois des canyons.
- Les écoulements de haute densité sont provoqués par des arrachements et des glissements survenant à grande échelle, se transformant progressivement à la faveur de l'incorporation progressive de fluide dans l'écoulement par les vortex (Figure 34).

La transformation de ces sédiments glissés en courants de haute densité se fait généralement grâce au passage de l'écoulement d'un état supercritique à un état subcritique par ressaut hydraulique, provoqué par un déconfinement brutal de l'écoulement, ou d'une rupture de pente. Ce passage d'un état hydraulique à l'autre est accompagné par une décélération de l'écoulement provoquant une perte de charge qui se traduit par le dépôt des sédiments les plus grossiers, et une forte turbulence (Garcia & Parker, 1989 ; Mulder & Alexander, 2001 ; Baas et al., 2004 ; Migeon et al., 2012).

Les courants de haute densité sont constitués par une partie basale laminaire, et une partie sommitale turbulente (Figure 35) (Postma, 1988 ; Shanmugam, 1996 ; Mulder et al., 1997). La partie laminaire de l'écoulement est caractérisée par une « traction carpet » (Lowe, 1982), correspondant aux forces de cisaillement, qui diminuant vers le haut, génère la formation d'un granoclassement inverse à la base de l'écoulement très concentré.

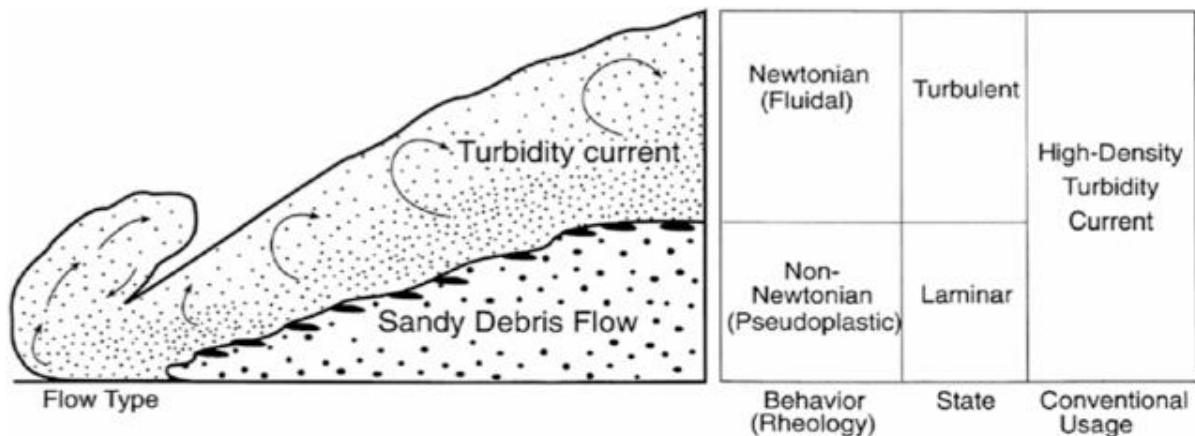


Figure 35: Courant de haute densité (Postma et al., 1988)

2.2.2 Evolution des écoulements le long du profil

Une des particularités des écoulements gravitaires qui est à considérer avec importance, est la faculté de ces écoulements à ne pas rester figés et à évoluer de façon spatio-temporelle (Kneller, 1995).

Les écoulements peuvent évoluer d'un type à l'autre (e.g., d'un écoulement laminaire à un écoulement turbulent, et inversement). Cette évolution d'un type d'écoulement laminaire à un écoulement turbulent s'explique par le phénomène d'entraînement, c'est-à-dire d'incorporation d'eau dans un écoulement laminaire, qui provoque une diminution de la concentration de

l'écoulement, jusqu'au seuil de Bagnold (moins 9% de particules sédimentaires dans le milieu ; Bagnold, 1962), où la turbulence apparait. Le phénomène inverse est également possible par accélération du courant suite à une augmentation de la pente (Middleton, 1970).

Une autre caractéristique importante à prendre en considération lorsque l'on décrit ces phénomènes, est la notion de continuum existant entre les différents types d'écoulement. Cette notion de continuum est décrite par Hampton (1972), puis reprise par Shanmugam et al. (1995), décrivant l'évolution progressive d'un glissement vers un slump, puis vers une coulée de débris pour finalement se transformer en courant de turbidité.

2.2.3 Qu'appelle-t-on une « turbidite » ?

Une turbidite est par définition le dépôt laissé par le passage d'un courant de turbidité. Les turbidites sont identifiables principalement selon deux critères, qui sont une base érosive, et un granoclassement normal. Le modèle le plus utilisé pour définir une turbidite est le modèle de Bouma (1962), qui propose une séquence verticale « type » qui peut être décomposée en 5 termes Ta, Tb, Tc, Td et Te de la base vers le sommet.

Le terme Ta correspond à la partie grossière et sans structure de la séquence de Bouma, et présente un granoclassement inverse souvent frustré. Ce terme correspond à un dépôt d'écoulement laminaire concentré, contrairement aux termes sus-jacents, qui correspondent aux dépôts d'écoulement turbulents. Le terme Tb est constitué de sables fins et laminés, au-dessus duquel des dépôts de sables fins à silteux à rides de courant forment le terme Tc. Le terme Td qui le surmonte est formé d'une alternance de fines lamines silteuses et de lamines argileuses, sur lesquelles reposent les argiles sans structures ou parfois très finement laminées du terme Te. Il est rare de d'observer la séquence de Bouma dans son intégralité, car souvent tronquée des termes inférieurs ou supérieurs.

Si la séquence de Bouma reste encore aujourd'hui une référence pour décrire une turbidite, elle est composée de particules de granulométrie variant du sable au silt, et ne représente pas les dépôts grossiers générés par des écoulements concentrés turbulents. Les turbidites grossières sont décrites par Lowe (1982) (Figure 36).

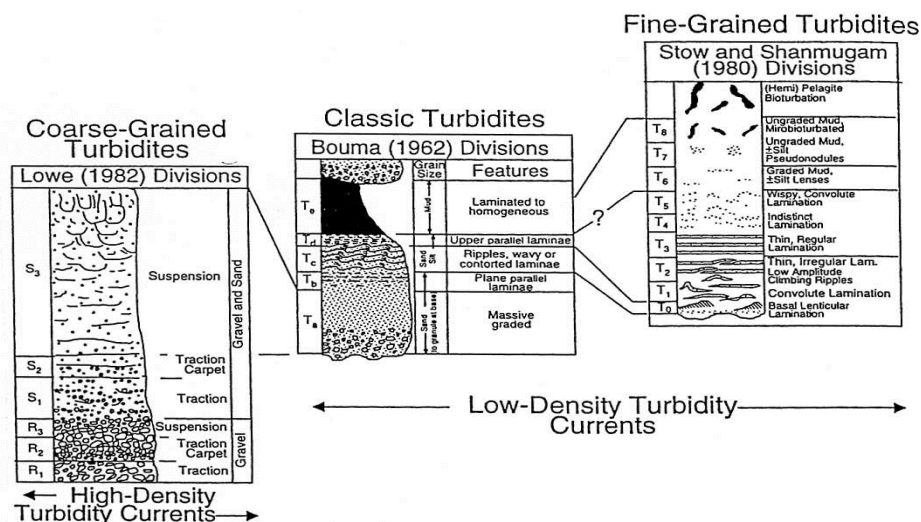


Figure 36: Description des différentes séquences associées aux dépôts turbiditiques (Shanmugam, 2000).

La séquence de Lowe comprend également plusieurs termes (R1, R2, R3, S1, S2 et S3) qui résultent d'écoulements concentrés, avec à la base un écoulement laminaire (R1 et R2 ; S1 et S2) surmonté d'une partie supérieure turbulente (R3 et S3). Certains termes appartenant à la partie

laminaire de la séquence présentent des granoclassements inverses, résultant du transport par traction des particules (traction carpet).

La séquence type de Bouma a également été complétée par Stow & Shanmugam (1980) concernant les termes supérieurs présentant les granulométries les plus fines. Cette séquence comprend 9 divisions (T0 à T8) (Figure 36), et montre l'évolution de la partie argilo-silteuse de la séquence de Bouma, jusqu'au dépôt d'hémipélagites bioturbées.

Une autre classification proposée par Mutti (1992) est basée sur l'évolution du type d'écoulement et sur la taille des particules déposées. Cette classification est subdivisée en 3 ensembles :

- les écoulements hyperconcentrés, générant des dépôts très grossiers de type coulées de débris (faciès F1, F2 et F3) ;
- Les courants turbiditiques de haute densité, associé à des dépôts grossier (faciès F4, F5 et F6) ;
- Les écoulements turbiditiques de basse densité, associés à des faciès fins à boueux (faciès F7, F8 et F9).

En résumé, parmi les différents types d'écoulements gravitaires décrits dans la section 2.2.1, aussi rappelés dans la Figure 37 ci-dessous, ne sont considérées comme turbidites sensu-stricto les dépôts issus de courants de densité concentrés et à des courants de turbidité dont la structure se compose d'un écoulement laminaire à la base, et d'un écoulement turbulent au sommet, à l'exception des bouffées turbides.

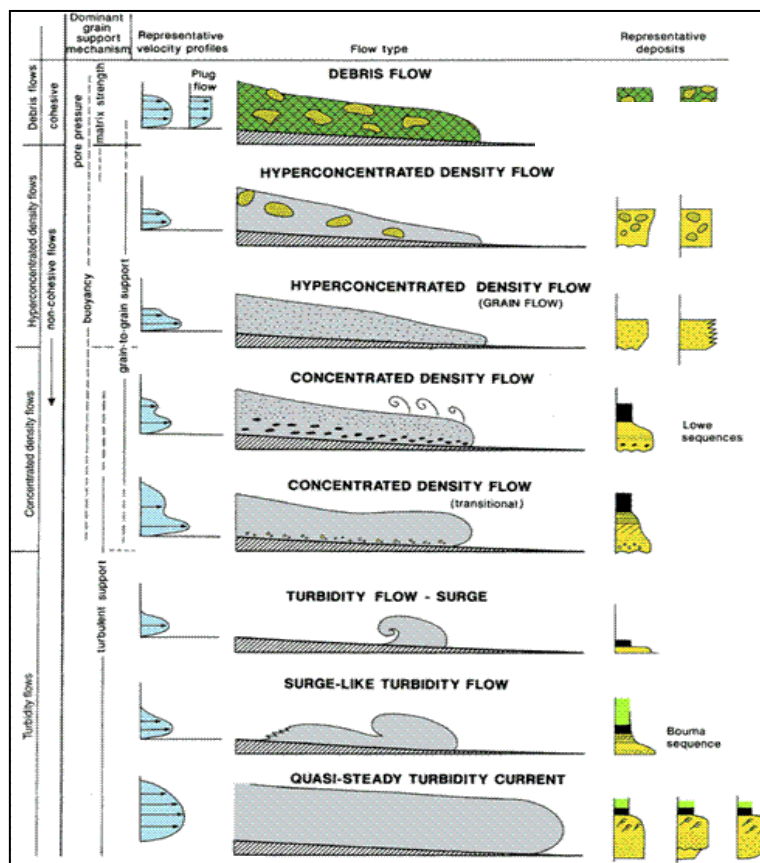


Figure 37: Classification des différents types d'écoulements associés aux différents mécanismes de transport des particules (Mulder & Alexander, 2001).

2.3 Éléments architecturaux des systèmes turbiditiques

L'organisation des éventails turbiditiques est étroitement liée aux processus impliqués, c'est-à-dire au type d'écoulement gravitaire concerné. De manière générale, l'éventail est subdivisé en trois parties (Figure 38) :

- l'éventail supérieur, en amont du système, correspondant à la zone de sédimentation en débouché du canyon ;
- L'éventail moyen, composé d'un réseau de chenaux-levées qui se développe à l'aval de l'éventail supérieur ;
- L'éventail inférieur, caractérisé par des dépôts de lobes qui s'étalent dans la partie la plus distale du système.

Les différents éléments architecturaux qui composent les éventails sous-marins, tels que les surfaces d'érosion, les chenaux, leurs dépôts de débordement, et les lobes, sont décrits dans cette section, en lien avec les processus de dépôt responsables de leur composition, et le type de dépôts associés.

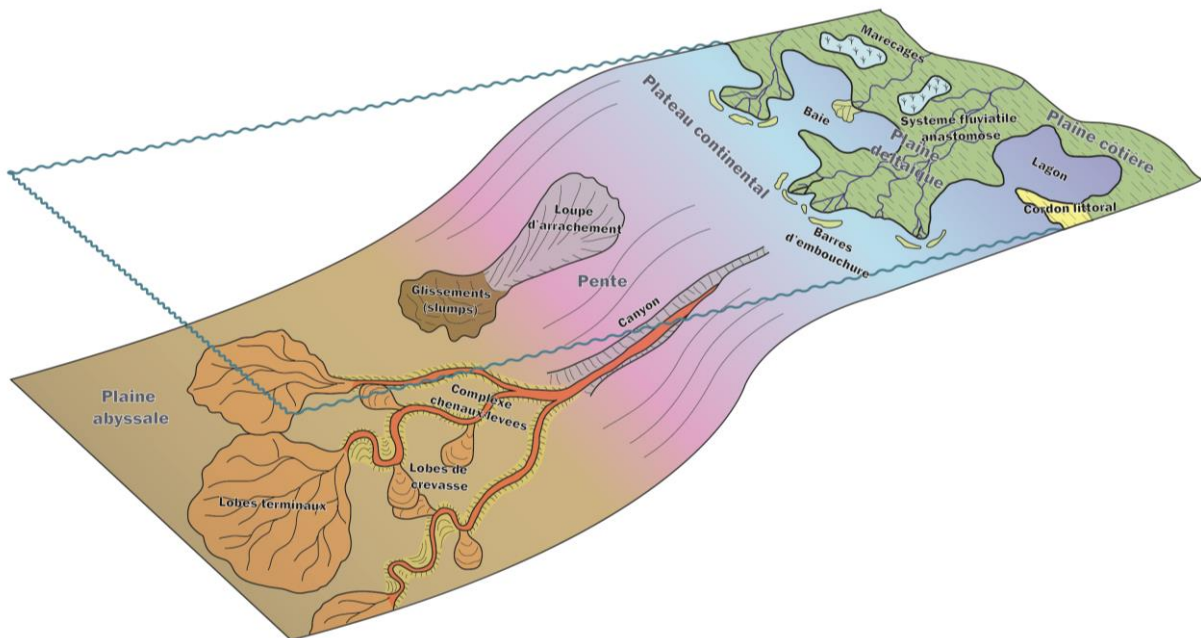


Figure 38: Architecture d'un éventail sous-marin, présentant de façon schématique les différents éléments architecturaux (canyon, complexe de chenaux-levées et lobes), ainsi que les différents types de dépôts associés.

2.3.1 Canyons

En domaine marin profond, il existe deux types de canyons : les canyons de type 1, correspondant à des vallées incisant profondément le plateau continental jusqu'au bas de la pente ; et les canyons de type 2, moins profonds et longitudinalement limités qui se limitent au haut de pente (Jobe et al., 2011) (Figure 39).

- Les canyons sous-marins de type 1 sont des incisions plus ou moins profondes, de forme en « V » entaillant la plateforme jusqu'au pied de pente. Ils agissent comme des conduits par lesquels transitent les sédiments du domaine continental vers le domaine marin profond. La morphologie des canyons est très variable, leur largeur et leur profondeur dépendant de plusieurs facteurs tels que la taille du plateau continental, la taille des réseaux fluviaux en

amont, l'angle de la pente, du dénivelé entre le plateau continental et la plaine abyssale etc... (Shepard, 1981).

Ces canyons sont caractérisés par une forte pente amont-aval, et des parois également très pentées, favorisant les phénomènes de déstabilisation gravitaires, et sont des zones dominées par l'érosion et le transit du matériel provenant du continent lorsqu'ils sont actifs. Les processus dominants dans les canyons de type 1 sont les courants turbides très érosifs et le transport en masse (Shepard, 1981, Normark & Piper, 1991).

Les canyons de type 2 correspondent à des ravines moins profondes (quelques dizaines de mètres), plus rectilignes, et dont la longueur est limitée et n'excède pas quelques centaines de mètres (Piper & Normark, 1983 ; Jobe et al., 2011). Ces ravines sont caractérisées par les vallées en forme de « U », aux parois moins abruptes que pour les canyons de type 1, et se situent généralement en haut de pente, sur le rebord du plateau (Figure 39). Les processus dominants correspondent à des courants de faible densité, induisant le dépôt de matériel essentiellement boueux (Straub & Mohrig, 2009).

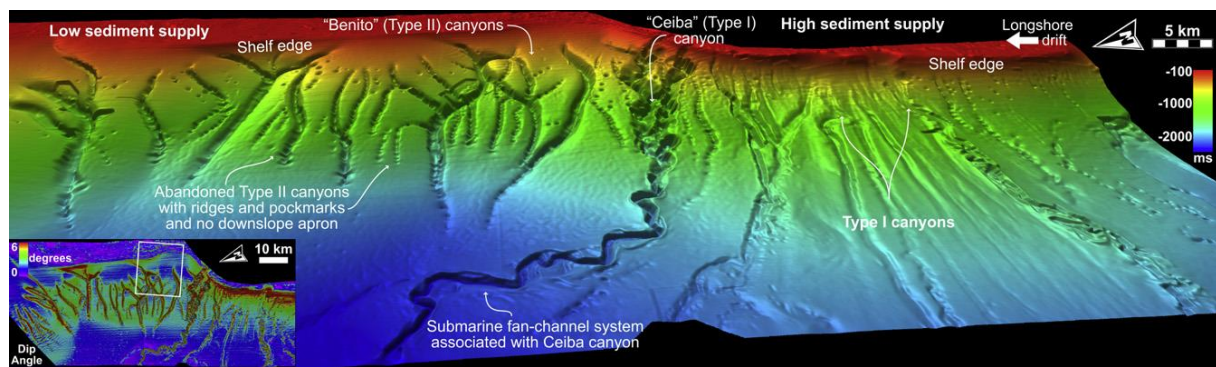


Figure 39: Comparaison entre les différentes morphologies de canyons, avec les canyons de type I qui prennent source à la rupture de pente, et les canyons de type II, localisés en haut de pente. Exemple de profil bathymétrique le long de la marge de Guinée Equatoriale (Jobe et al., 2011)

2.3.2 Complexe chenaux-levées

Le système chenaux-levées se développe immédiatement à la sortie du canyon, et se caractérise par la présence d'un chenal central parfois sinueux bordé de part et d'autre par ses levées, marquées par des épaulements au relief positif plus ou moins marqué, dont la hauteur décroît en s'éloignant de l'axe du chenal (Figure 40).

La morphologie des chenaux est principalement contrôlée par les processus d'érosion et de dépôts liés aux écoulements turbulents provenant du canyon. L'énergie des écoulements étant généralement décroissante d'amont en aval du fait de la diminution de la pente, les chenaux sont plus érosifs et droits et présentent des levées peu ou pas développées dans la partie proximale, et deviennent plus étroits, de moins en moins érosifs, de plus en plus sinueux vers l'aval, et développent des levées plus importantes et plus étendues.

Les chenaux droits, incisifs et transportant le matériel le plus grossier se situent dans la partie supérieure de l'éventail. Les levées se développent sur les flancs latéralement aux chenaux et caractérisent l'éventail moyen. Les levées se construisent par le dépôt en débordement des particules fines qui constituent la partie turbulente de l'écoulement. Ces levées peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de kilomètres de part et d'autre de l'axe du chenal dans la partie distale. Les levées présentent aussi une dissymétrie, avec un flanc interne très abrupt soumis aux processus d'érosion existant dans le chenal, et un flanc externe de faible pente, qui peut favoriser le phénomène d'avulsion des chenaux au cours du temps. La migration des chenaux est

d'autant plus importante vers l'aval du système que ces chenaux sont moins profonds et moins stables que dans la partie proximale de l'éventail, car plus encaissés (Flood et al., 1991).

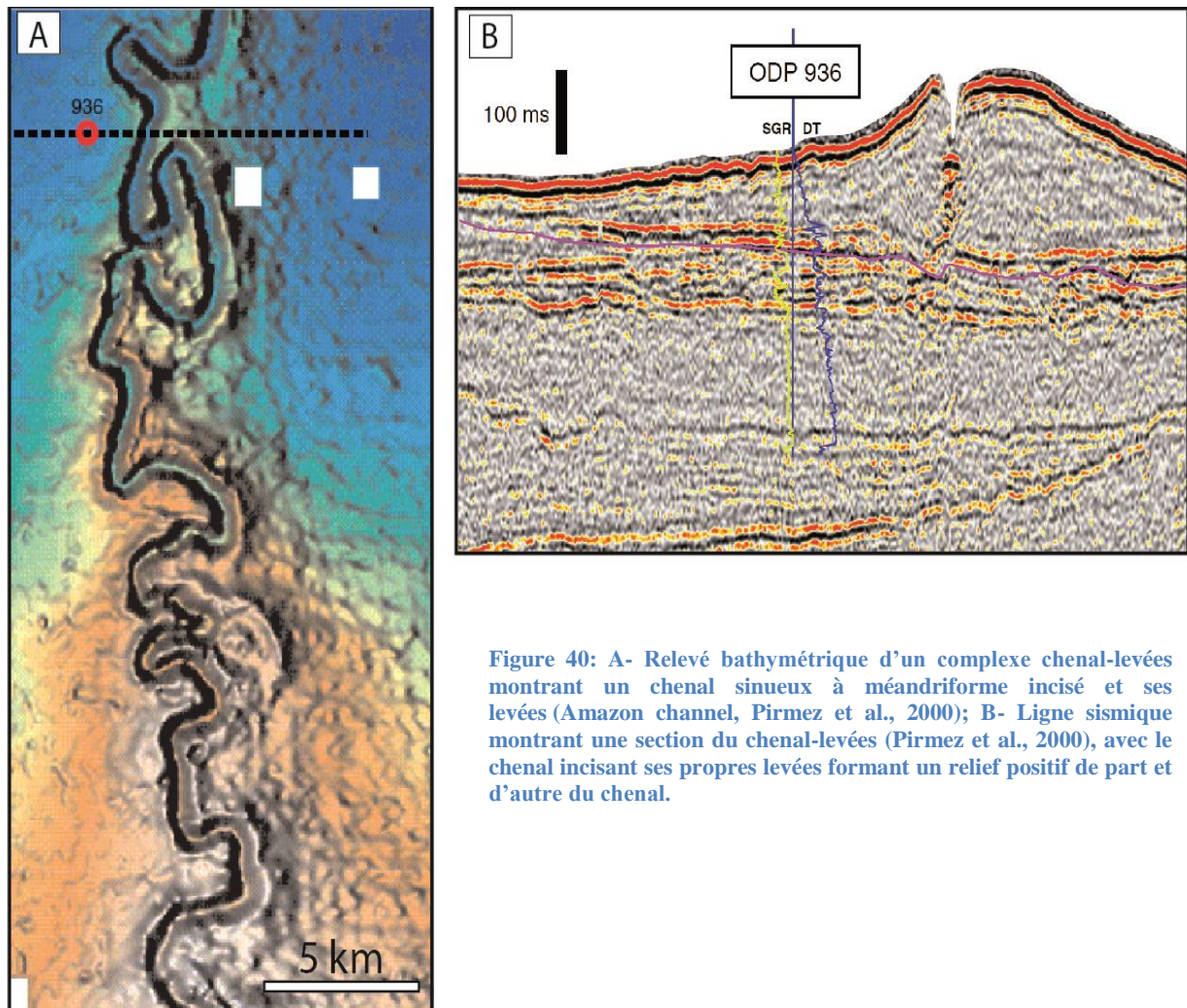


Figure 40: A- Relevé bathymétrique d'un complexe chenal-levées montrant un chenal sinueux à méandriforme incisé et ses levées (Amazon channel, Pirmez et al., 2000); B- Ligne sismique montrant une section du chenal-levées (Pirmez et al., 2000), avec le chenal incisant ses propres levées formant un relief positif de part et d'autre du chenal.

Evolution de la morphologie des chenaux et facteurs de contrôle

La morphologie des chenaux peut varier du chenal rectiligne au chenal méandriforme, avec une migration latérale liée à des conditions d'énergie qui varient. Les caractéristiques des courants varient le long du système, et varient aussi au cours de l'évolution de ce système. Babonneau et al. (2002), indiquent que le degré de sinuosité des systèmes reflète leur maturité. Les courants canalisés dans des chenaux sont généralement de type turbulent avec une composante basale laminaire qui a tendance à éroder par cannibalisation, ce qui peut favoriser l'érosion progressive des marges, et la migration progressive des chenaux, et ainsi permettre les phénomènes d'avulsion (Deptuck et al., 2003).

L'étude de systèmes modernes tels que le Rhône, l'Amazone ou le Niger ont montré les variations horizontales en termes de sinuosité, et de concavité (ratio entre hauteur des levées par rapport au talweg du chenal et la largeur du complexe chenal-levées) le long de ces systèmes chenalés (d'Heilly et al., 1988 ; Flood et al., 1991 ; O'Connell, 1991 ; Pirmez & Flood, 1995 ; Pirmez et al., 2000). Il a été mis en évidence que la morphologie des chenaux est étroitement liée à l'évolution du rapport entre taux d'érosion et de dépôt le long du profil, en fonction de subtils changements dans le gradient de pente, du changement de nature du sédiment, de la présence

de faille etc... Des ruptures de pente peuvent provoquer ressauts hydrauliques et ré-accélération des courants, et par conséquent augmenter le pouvoir érosif du courant. Ces auteurs ont mis en évidence la relation étroite qui existe entre la sinuosité et la concavité des complexes de chenaux-levées, et le gradient de pente. Lorsque les gradients de pente sont importants (supérieurs à 3m/km), les chenaux sont très incisés et étroits, et sont le plus souvent très sinueux à méandriques (Pirmez et al., 2000).

La méandrisation est principalement due au fait que les marges des chenaux sont très escarpées, et de fréquents effondrements ont lieu, accentuant l'érosion des marges. Lorsque les gradients de pente sont inférieurs à 3m/km, les chenaux sont moins sinueux et plus étendus, avec une concavité moins importante et un relief moins prononcé, qui peut favoriser les phénomènes d'avulsion (Pirmez et al., 2000).

La morphologie et l'évolution des profils longitudinaux des systèmes chenaux-levées sont contrôlées par les variations du niveau de base, de façon similaire au niveau de base défini dans les systèmes fluviaux. Le niveau de base dans les systèmes sous-marins profonds, correspond d'après Carter (1988), au point le plus profond dans le bassin qui peut être atteint par des écoulements gravitaires. Ce sont les variations du niveau de base qui influencent l'évolution verticale des systèmes profonds, et qui contrôlent par conséquent l'architecture du remplissage. Le niveau de base est localement affecté par des phénomènes intrinsèques à chaque système, tels que la tectonique locale, la présence d'irrégularités sur les fonds marins, l'avulsion des chenaux... (O'Connell et al., 1991 ; Carter, 1988 ; Friedmann et al., 1999).

2.3.3 Transition chenaux-levées/lobes

La zone transition chenaux-levées/lobes (CLTZ) a été définie par Mutti & Normack (1977) selon des critères morphologiques, et correspond au passage d'un système chenalisé et confiné bien défini, à un système déconfiné où se construit un lobe alimenté par des chenaux tributaires de moins en moins confinés dans la partie distale. Cette zone de transition reste difficile à clairement définir, du fait du continuum qui existe du point de vue morphologique et du point de vue des processus d'écoulements.

Du point de vue des processus, cette zone de transition correspond au passage d'un écoulement confiné dans un chenal, à un écoulement déconfiné non contraint au débouché (Jégou, 2008). Ce déconfinement s'accompagne d'un changement de l'état d'équilibre hydraulique en réponse à une diminution de la pente au débouché du chenal. Ceci induit un réajustement de la vitesse de l'écoulement ainsi que de sa hauteur, accompagné par une augmentation de la turbulence et incidemment de l'érosion sur le fond (Garcia & Parker, 1989).

La présence et les caractéristiques de la zone de transition chenal-levées/lobes sont conditionnées par la proportion d'argile présente dans le système (Wynn et al., 2002). Dans le cas d'écoulement essentiellement sableux (très faible proportion d'argile), l'écoulement est de faible volume et les dépôts sableux se mettent en place directement au débouché du chenal lorsque le système se déconfiné, et il n'y pas dans ce cas de « Chanel-Lobe Transition Zone » (CLTZ). Dans le cas contraire, des écoulements riches en fraction argileuse sont plus turbulents et cela se traduit par la mise en place d'une zone de by-pass au débouché du chenal, qui correspond à la CLTZ séparant le complexe chenal-levées des lobes.

Les caractéristiques morphologiques de la CLTZ correspondent à de nombreuses structures d'érosion (scours et sillons d'érosion) associées à des « sediment waves » traduisant le remaniement des dépôts érodés. La taille de la CLTZ est proportionnelle à la taille du complexe chenal-levées, et peut être identifiée sur le critère de disparition des levées, qui marque la limite amont de la CLTZ (Figure 41).

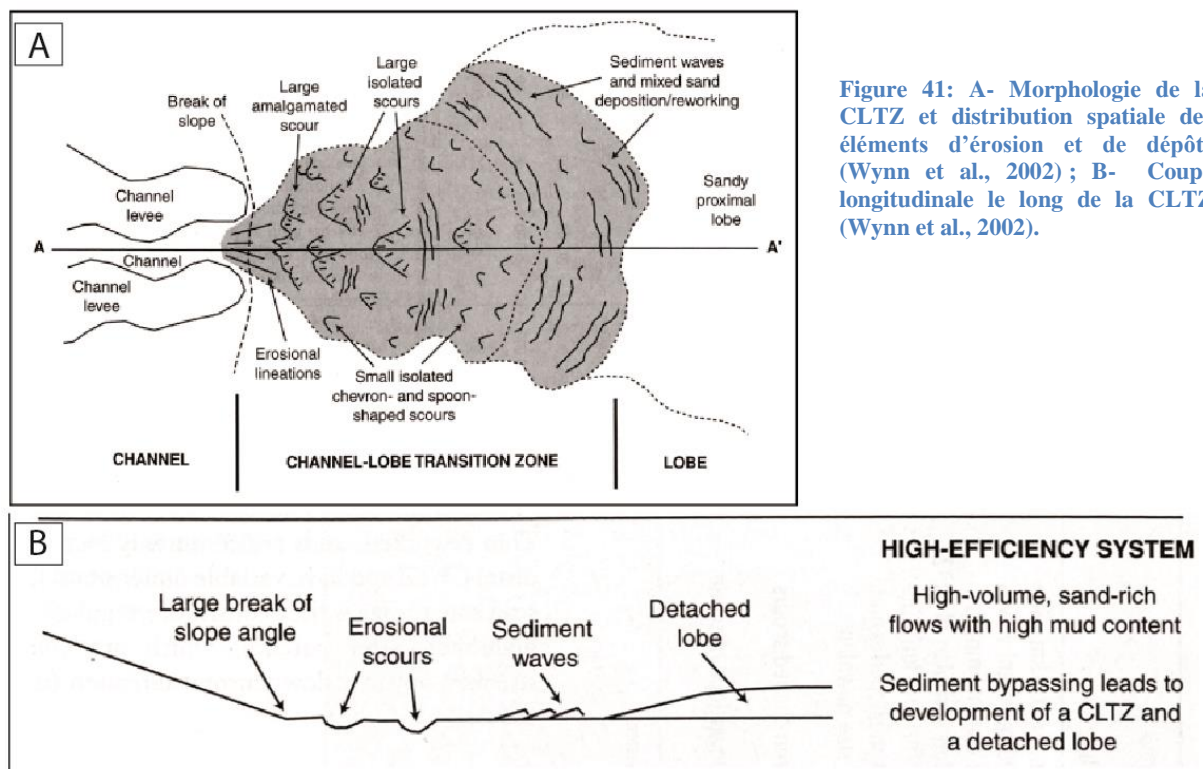


Figure 41: A- Morphologie de la CLTZ et distribution spatiale des éléments d'érosion et de dépôts (Wynn et al., 2002) ; B- Coupe longitudinale le long de la CLTZ (Wynn et al., 2002).

2.3.4 Lobes

On définit généralement le lobe comme un objet unitaire de forme lobée se situant au débouché d'une vallée sous-marine (canyon), d'un complexe chenal-levées, ou en aval de la CLTZ. Le lobe est une zone de dépôt important à la terminaison du système turbidique.

Il est caractérisé par une forme lobée d'épaisseur variable, d'extension pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres dans le cas des systèmes les plus importants (système du Zaïre ; Babonneau, 2002). La taille des lobes est fonction de la morphologie du bassin, de sa taille, et du volume de sédiments apporté par les courants turbulents. Les lobes représentent la zone la plus distale d'accumulation de sables dans le bassin.

La définition des lobes comme dépôts unitaires correspondant au lieu d'épandage terminal des dépôts gravitaires est à nuancer. L'architecture de ces lobes est plus complexe, et correspond à des édifices sédimentaires alimentés et construits autour de petits chenaux, empilés suivant le principe de compensation, comme le montre la Figure 42 illustrant les différentes phases de construction du lobe terminal du Zaïre (Babonneau, 2002).

Les dépôts associés aux lobes varient de sables très grossiers à graviers dans la partie la plus proximale des lobes (e.g., dans les chenaux d'alimentation des lobes), puis de sables plus fins (sables moyens à fins) à l'embouchure des chenaux distributaires, jusqu'à des silts et argiles dans la partie distale des lobes.

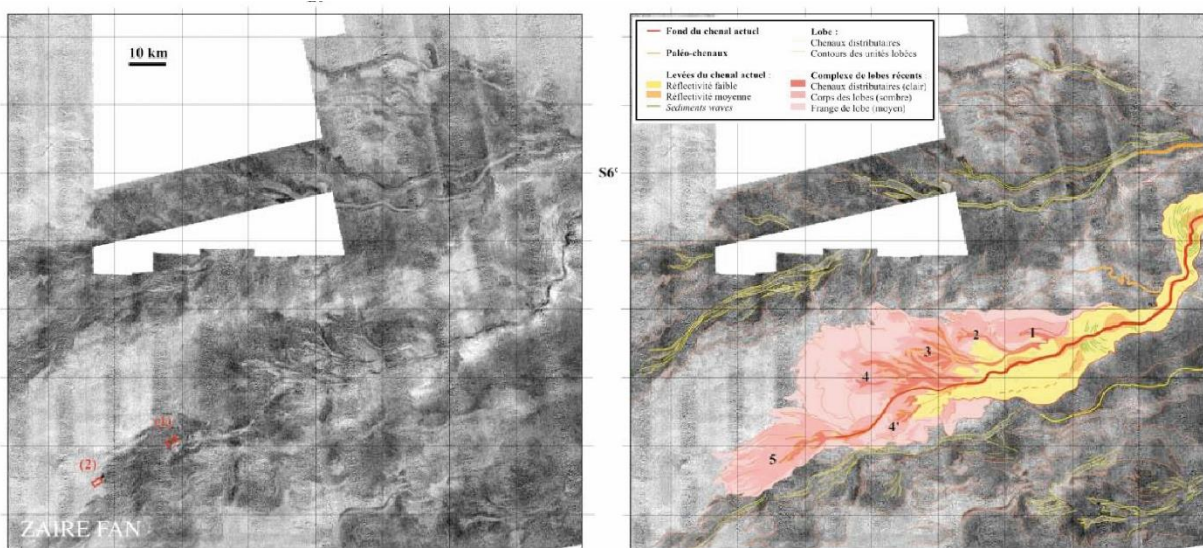


Figure 42: Mozaique d'images de sondeur multi-faisceau montrant les lobes terminaux du système turbiditique du Zaïre (modifié d'après Babonneau, 2002).

2.4 Classification des systèmes turbiditiques

La genèse et l'évolution des différents éléments architecturaux constituant le système turbiditique sont le reflet de l'interaction entre différents facteurs de contrôle interdépendants actant à différentes échelles de temps et d'espace (alloycycliques et autocycliques), tels que la tectonique régionale agissant sur l'évolution morphologique du bassin, les variations du niveau marin, le taux et le type de sédiments délivré dans le système, le type de source... (Figure 43).

- **La tectonique** contrôle la géométrie générale du système, sa taille, qui dépend aussi de la taille du bassin versant qui fournit le matériel sédimentaire transitant par le réseau fluvial et sur le plateau continental. La tectonique contrôle également le type de marge, et détermine la largeur du plateau continental, et le gradient de la pente continentale. La morphologie du système est aussi directement liée à la tectonique qui va la façonner.

- **Les variations du niveau marin** d'origine glacio-eustatiques ont aussi un rôle fondamental car elles agissent directement sur les apports en matériel terrigène qui transitent vers le domaine profond. Les périodes de bas niveau marin sont caractérisées par un remaniement accru des sédiments par les processus gravitaires, alors que les périodes de haut niveau marin correspondent à un déficit d'apports sédimentaires dans le domaine profond, les sédiments étant préférentiellement piégés sur le plateau continental, ou remaniés par des courants de fond (Faugère et al., 1998).

- **Les apports sédimentaires** influencent également le comportement des écoulements, et contrôlent ainsi la distribution des faciès et l'architecture des dépôts (Kneller, 1995 ; Mulder & Alexander, 2001). L'apport en sédiments dépend de la morphologie du bassin versant, de la géométrie de la marge, donc de la tectonique, et aussi des variations eustatiques qui modifient les caractéristiques du bassin réseau de drainage (alimentation pérenne/ponctuelle, multiplicité des sources, développement du couvert végétal). Ces différents paramètres ont une influence très importante sur la nature, la fréquence et la quantité de matériel sédimentaire transféré du domaine continental au domaine marin.

- **Le climat** joue un rôle également important, car responsable des variations eustatiques (cf. variations du niveau marin) d'une part, et ayant un effet sur le taux d'érosion des bassins versants

Versants, et contrôle indirectement les flux sédimentaires. D'autres phénomènes autocycliques peuvent avoir aussi une influence sur la répartition des sédiments sur le plateau continental lors du Transfer du continent vers le système profond, comme le vent et les marées.

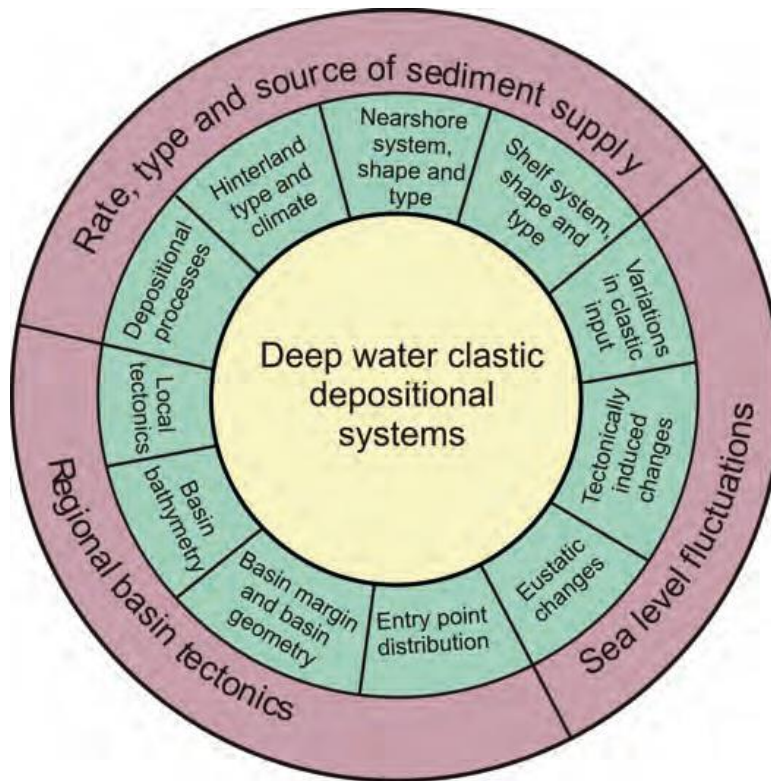


Figure 43: Diagramme synthétique des différents facteurs de contrôle sur le développement des systèmes turbiditiques (Garcia et al., 2015, modifié d'après Richards et al., 1998).

La grande variabilité en termes de taille, de géométrie, d'organisation interne des systèmes turbiditiques a conduit à la hiérarchisation des paramètres de contrôle impliqués. Plusieurs classifications des éventails sous-marins profonds ont été établies (Reading & Richards, 1994 ; Richards et al., 1998 ; Bouma, 2000). La classification établie par Reading & Richards (1994) est probablement la plus utilisée, car décrivant un large spectre de morphologies de systèmes turbiditiques connus dans le monde, basée sur le type de source et le type de sédiments dominants dans le système.

Cette classification présente douze types de systèmes, définis par la combinaison du type de sédiment, de la taille des grains, et du type de système nourricier (Figure 44). Il existe quatre types de systèmes basés sur la taille des grains : les systèmes riches en boue (mud-rich systems), les systèmes mixtes riches en boue et sables (mixed mud-sand-rich systems), les systèmes riches en sable (sand-rich systems) les systèmes riches en éléments grossiers de type graviers (gravel-rich systems). Ces systèmes se répartissent selon trois grands types de d'éventails, que sont les systèmes à sources multiples linéaires (slope apron, linear sources), les systèmes de rampes à sources multiples (multiple sources ramps), et les éventails alimentés par une source ponctuelle (submarine fan point source).

Cette classification permet de lier la morphologie et les géométries internes des systèmes turbiditiques en fonction de leurs processus d'alimentation, qui sont plus ou moins étroitement liés au système de drainage (alimentation stable, pérenne, focalisée...), ainsi qu'à la morphologie de la marge (largeur du plateau continental, largeur et angle de de la pente...). Ces différents paramètres contrôlent l'architecture et la distribution des faciès au sein de ces différents types d'éventails, et même s'il existe un « continuum » entre ces différents systèmes, cette classification permet de prédire au premier ordre l'organisation interne en termes de distribution des faciès et de géométries des éléments architecturaux (Figure 44).

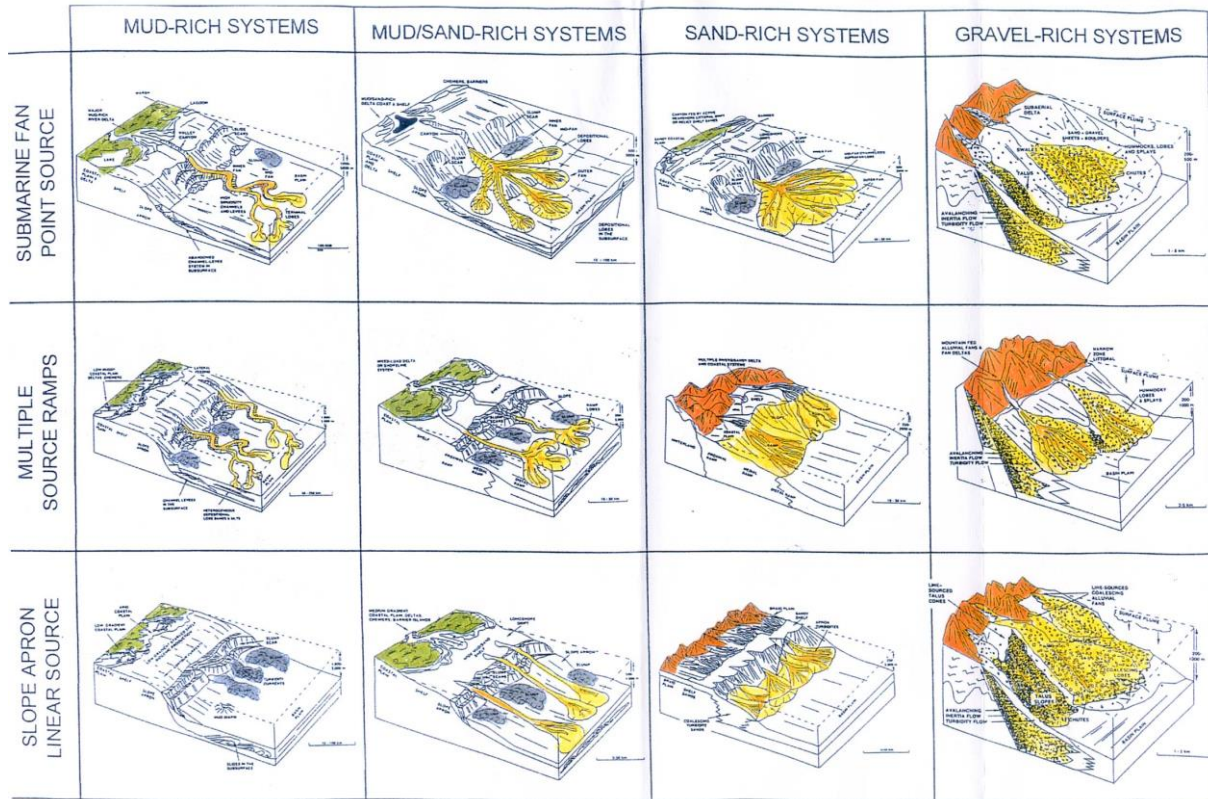


Figure 44: Classification des systèmes turbiditiques basée sur la granulométrie des sédiments et sur le type de système nourricier, d'après Reading & Richards, 1994.

2.5 Modèles stratigraphiques pour les systèmes sédimentaires marins profonds

Les modèles stratigraphiques sont utilisés pour prédire l'architecture des systèmes sédimentaires. La prédiction nécessite une compréhension de ces systèmes à différentes échelles. Pour être prédictif, un modèle doit tenir compte de l'interaction entre les différents processus qui agissent, et leurs relations.

Pour les systèmes marins profonds, les processus incluent (1) l'initiation et la transformation des flux subaquatiques, (2) les liens entre chenaux, levées et lobes, et (3) l'évolution du profil de dépôt entre plateaux continental et plaine abyssale. L'épaisseur, la lithologie et la hiérarchie des corps sédimentaires sont des réponses qui peuvent être utilisées pour définir les différents épisodes de sédimentation, qui enregistrent à la fois les facteurs de contrôles externes (allocycliques) et internes (autocycliques).

La tectonique et le climat modulent le flux sédimentaire et les variations du niveau marin, et sont considérés comme les principaux facteurs de contrôles autocycliques sur la sédimentation en domaine marin profond. Deux modèles décrivant l'impact des différents facteurs qui contrôlent

la sédimentation dans les systèmes marins profonds ont été développés : l'AIGR (Adjustment-Initiation-Growth-Retreat ; Gardner & Borel, 2000 ; Gardner et al., 2003), et le BCFS (Build-Cut-Fill-Spill ; Mutti & Sonnino, 1981).

Les phases de sédimentation des modèles l'AIGR et du BCFS décrivent l'augmentation et la diminution systématique d'énergie des flux sédimentaires à l'origine des dépôts. Le modèle BCFS est appliqué aux chenaux turbiditiques, et est intégré dans le modèle de bassin AIGR. Ensemble, ils permettent de faciliter les corrélations stratigraphiques en intégrant les facteurs de contrôles internes et externes au système.

2.5.1 AIGR (Adjustment-Initiation-Growth-Retreat)

L'AIGR est un cycle qui commence avec la phase d'ajustement (A), qui modifie le gradient de pente du profil initial et la topographie. Les Phases d'initiation (I), de croissance (G) et de recul (R) décrivent les variations de la réponse sédimentaire. D'après ces auteurs, les facteurs de contrôles autocycliques sur la sédimentation en domaine marin profond incluent (1) la migration latérale du système de lobes et l'empilement par compensation des lobes, (2) migration et avulsion des chenaux turbiditiques, et (3) translation longitudinale de la zone de transition chenaux-levées/lobes.

Le modèle stratigraphique AIGR suppose que les facteurs de contrôle autocycliques modulent la distribution des lithologies, l'architecture des corps sédimentaires, et leur organisation spatiale. Les quatre phases définies dans le modèle ne sont cependant pas toutes présentes. Dans sa forme complète, les quatre phases de sédimentation produisent des architectures sédimentaires distinctes, et produisent des motifs sédimentaires répétitifs au sein des cycles stratigraphiques.

- **Phase d'ajustement** : Un cycle complet de sédimentation AIGR commence avec la phase d'ajustement, qui définit les conditions initiales du profil topographique (Ross et al., 1994; Einsele, 1991; Cronin et al., 1998). Cette phase peut être représentée par une surface (par exemple, une discordance), un dépôt de transport en masse ou un changement dans la lithologie ou dans l'architecture de la succession.
- **Phases d'initiation et de croissance** : Ces phases correspondent au début de la sédimentation et aux taux de sédimentation les plus importants. Ces phases sont caractérisées par des processus de by-pass importants au niveau de la pente continentale, et au développement important du système chenaux-levées.
- **Phase de retraite** : Un changement progressif dans la sédimentation et la rétrogradation progressive des cycles d'empilement. Les dépôts de la phase de retrait peuvent être corrélés avec les dépôts de « slope fan » définis par Vail et al. (1977) lors du dépôt du cortège de bas niveau.

2.5.2 BCFS (Built-Cut-Fill-Spill)

Le modèle BCFS (Build-Cut-Fill-Spill) décrit des contrôles autocycliques sur le gradient local et le confinement basé sur une hiérarchie de remplissage des chenaux turbiditiques, leur avulsion, et corps sédimentaires du lobe, qui varient en proportion et l'arrangement dans chaque phase. Les modèles stratigraphiques prédisent l'architecture sédimentaire.

Le modèle autogène BCFS met l'accent sur les phases de sédimentation enregistrées en alternant les périodes de dégradation et aggradation, et de migration de la zone de transition chenaux-levées/lobes. Le modèle BCFS se construit parallèlement au modèle AIGR. Plus précisément, le modèle BCFS décrit les processus qui génèrent une topographie locale, qui influence le positionnement des chenaux et contrôle la migration latérale des chenaux.

Les phases du modèle BCFS sont corrélées à la sédimentation liée aux flux confinés, partiellement confinés et non confinés à l'origine des dépôts des chenaux, des levées latérales, et des lobes terminaux.

Dans une succession stratigraphique, l'architecture des corps sédimentaire, la diversité et la distribution des faciès varient en fonction des phases. Ce modèle permet de comparer l'architecture et l'évolution du remplissage des chenaux et des lobes à différentes échelles (celles-ci vont de dizaines de mètres à plusieurs kilomètres latéralement, à quelques centaines de mètres d'épaisseur). La distribution spatiale des corps sédimentaires à chaque échelle répond à des contrôles spécifiques, tels que le flux sédimentaire instantané et la topographie. Le modèle décrit comment les chenaux composites enregistrent des périodes de d'érosion alternant avec des périodes d'aggradation et migration du système de la zone de transition chenaux-lobes (Wynn et al., 2002).

Le modèle BCFS relie la lithologie, le faciès et les corps sédiments à une position donnée sur le profil de dépôt, aux différentes phases de sédimentation des chenaux turbiditiques (Gardner & Borer, 2000). Les phases BCFS documentent la migration vers l'amont ou vers l'aval de la transition chenaux-levées/lobes, associé aux variations de flux sédimentaires. Chaque phase décrit les processus dominants, qui varient dans le temps, en lien avec la migration de la CLTZ.

En termes simples, le modèle BCFS décrit la succession verticale (1) de dépôts non chenalisés (phase de construction), incisés par (2) des dépôts chenalisés (phase d'érosion et de remplissage), des dépôts de débordement déposés latéralement (phase d'érosion), et surmontés par (3) des dépôts non-chenalisés (phase de débordement). L'Incision des chenaux se produit pendant la phase de d'érosion, et favorise une sédimentation excessive des levées, grâce à des écoulements élevés (débits et hauteur d'écoulement).. Le modèle BCFS aide à établir l'état de confinement, par l'analyse des phases de sédimentation qui enregistrent la migration amont ou aval de la CLTZ (Gardner & Borer, 2000).

Les modèles AIGR et BCFS (Gardner & Borer, 2000 et Gardner et al., 2003) décrivent l'augmentation et diminution systématique de l'énergie de sédimentation enregistrée. Les facteurs de contrôle allocycliques à l'échelle du bassin influencent la sédimentation dans les milieux marins profonds sont décrits dans le modèle stratigraphique AIGR. Le processus autocycliques responsables du dépôt des chenaux-levées et des lobes et de leurs architectures internes sont décrits par le modèles stratigraphique BCFS. L'intégration de ces deux modèles compatibles permet de couvrir toutes les échelles spatiales et temporelles et sont une aide aux corrélations stratigraphiques des systèmes marins profonds.

Cas d'application : Architecture stratigraphique du système turbiditique de la Formation Pab (Maastrichtien, Pakistan), et architecture des réservoirs associés.

Suite à la découverte d'une marge passive préservée à l'affleurement au Pakistan (séries du Crétacé Supérieur de la Pab Range), un consortium de recherche fut lancé, portant sur l'étude de l'architecture de la marge passive, en se focalisant sur l'architecture du système turbiditique de la partie distale de la marge, qui affleure de façon exceptionnelle dans la Pab Range.

Ce projet de recherche a permis de comprendre la géométrie et l'architecture de la marge indo-pakistanaise au Crétacé Supérieur grâce à une ceinture d'affleurements presque continus sur plus de 200 km, où le profil de dépôt complet peut être étudié depuis le système deltaïque en amont sur la marge, jusqu'aux lobes turbiditiques distaux dans le bassin profond.

La description détaillée des réservoirs turbiditiques, ainsi que la réalisation de modèles statiques et dynamiques ont permis de faire un pas important dans la compréhension de l'architecture des réservoirs turbiditiques, et plus particulièrement dans la complexité des hétérogénéités associées. Le jeu de données acquis sur le terrain a aussi permis de définir un « workflow » complet de caractérisation et de modélisation de réservoir, en mettant en évidence l'impact de certaines hétérogénéités comme barrière ou drain pour les écoulements de fluides dans ces réservoirs.

Ce projet comportait 4 phases :

- La première phase du projet s'est focalisée sur l'architecture de la marge, à l'échelle régionale ;
- La phase 2 s'intéressait plus particulièrement à la description des chenaux turbiditiques et à la caractérisation des hétérogénéités de réservoir, à l'échelle du réservoir ;
- La phase 3 concernait la réalisation d'un modèle numérique statique de réservoir ;
- La phase 4 s'est intéressé tout particulièrement à la modélisation numérique dynamique de réservoir (modélisation d'écoulement, modélisation d'essais de puits...).

Dans cette partie dédiée à la compréhension des systèmes turbiditiques et à l'architecture des réservoirs associés à ces systèmes, les phases 1 et 2 de ce projet seront présentées à travers deux publications, l'une portant sur l'architecture stratigraphique décrite à l'affleurement du système turbiditique du Pab « Downstream evolution of turbiditic channel complexes in the Pab Range outcrops », par Eschard et al. (2003), publiée dans le journal « Marine and Petroleum Geology », l'autre publication se focalisant sur l'architecture, la géométrie, et la distribution des faciès des réservoirs des complexes chenalisés de la formation Pab « Reservoir architecture of a turbiditic channel complex in the Pab Formation, Pakistan » par Euzen et al. (2007), publiée dans un volume spécial de l'American Association of Petroleum Geologists « Atlas of deep water outcrops ».

Les phases 3 et 4 de cette étude seront décrites dans la partie 2 de ce manuscrit « De l'affleurement au modèle réservoir », dédiée à la modélisation numérique des réservoirs fluviaux et turbiditiques à partir de données d'affleurement.

2.6 Architecture stratigraphique du système turbiditique du Pab (Maastrichtian, Pakistan)

2.6.1 Contexte géologique

La chaîne du Pab fait partie d'une zone structurellement très complexe proche de la zone de suture entre les blocs Indo-Pakistanaïens à l'Ouest et le prisme d'accrétion du Makran à l'Est. Les reconstructions géodynamiques montrent que la paléo-marge située au sud-ouest du Pakistan est l'héritage de la séparation entre la plaque indienne et la plaque africaine à partir du Jurassique Supérieur. Au cours du Maastrichtien, la plaque indienne passe au-dessus d'un point chaud, induisant un bombement thermique et l'érosion du craton indien au sud-est de la chaîne de Pab, et le dépôt de la formation Pab, qui correspond à une séquence de 3^{ème} ordre d'environ 3 Ma (Eschard et al., 2002). Dans le bassin, cette formation peut être subdivisée en trois systèmes turbiditiques superposés :

- Le Pab Inférieur très riche en sable qui peut être considéré comme un « *Basin Floor Fan* » représente le cortège de bas niveau, équivalent en temps d'une discordance majeure sur la plateforme. Ce système est alimenté par un canyon qui entaille les sédiments carbonatés du talus (Pahr Formation), et qui s'estompe progressivement vers le Nord (partie distale du système), et les grands chenaux turbiditiques amalgamés passent à des lobes turbiditiques. Le complexe turbiditique du Pab Inférieur est constitué par trois complexes de chenaux qui se superposent en rétrogradation, avant l'abandon du système qui correspond à la transgression qui a lieu sur la plateforme.

- Le « *Basin Floor Fan* » est recouvert par Le Pab Supérieur, qui correspond à un éventail de pente (*slope fan*) progradant riche en sable, qui représente le cortège de haut niveau (HST), équivalent en temps de la progradation du delta du Pab sur la plateforme. Ce « *slope fan* » correspond à un système progradant à basse capacité de transport, ou à la base, des lobes turbiditiques progradent sur les argiles pélagiques, passant progressivement à des chenaux grossiers à conglomératiques au sommet de la série. Cet appareil turbiditique est situé sur le talus au pied de la marge et montre des directions de transport perpendiculaires à la marge, et dans le même temps, le delta du Pab prograde sur la plateforme, alimentant directement le « *slope fan* ».

- Le système turbiditique est ensuite complètement abandonné lors de la transgression qui ennoie complètement la plateforme.

2.6.2 Synthèse

L'étude du système turbiditique du Pab à l'affleurement a permis de mettre en évidence les résultats suivants :

- Le système turbiditique du Pab Inférieur fournit un nouveau modèle turbiditique à capacité de transport élevée, correspondant à un « *Basin Floor Fan* » déposé le long d'une marge passive. La géométrie de ce système a été étudiée à la fois à l'échelle régionale, le long d'un transect de 120 km, et en 3D à l'échelle de l'affleurement.

- A l'échelle régionale, la segmentation de la marge a probablement contrôlé l'emplacement et l'extension du « *Basin Floor Fan* ».

- Le « *Basin Floor Fan* » est principalement caractérisé par une évolution en cortèges rétrogradants se produisant à la fois à l'échelle du système turbiditique complet et à l'échelle des complexes de chenaux composant le « *Basin Floor Fan* ». Le recul général du système est lié à

une diminution des apports sédimentaires dans le bassin, induisant l'abandon progressif du « *Basin Floor Fan* ». Un « *slope fan* » riche en sédiments fins s'est ensuite développé au-dessus, tandis que la plus grande partie des sédiments était piégée sur la plateforme.

- La diminution des apports sédimentaires a également un impact à l'échelle d'un complexe de chenaux, les processus érosifs étant plus importants à la base, et l'aggradation verticale des chenaux étant prédominants vers le sommet des complexes de chenaux. L'abandon est marqué par le développement de lobes de débordement, mettant fin au remplissage du chenal.

- L'évolution vers l'aval des complexes de chenaux peut être observée à l'affleurement.

- Les complexes de chenaux sont d'abord confinés dans un canyon qui incise une pente carbonatée. Les chenaux alors sont profonds et étroits, présentent un rapport sable / argile très élevé, avec des levées très peu développées.
- Au débouché du canyon, les complexes de chenaux s'élargissent, et les levées commencent à se développer. Les chenaux ont plus d'espace pour migrer et les dépôts de débordement sont bien développés.
- Les lobes turbiditiques, qui sont déposés en aval des complexes de chenaux s'étendent sur des dizaines de kilomètres. Les lobes sont apparemment connectés aux chenaux, sans zone intermédiaire de by-pass.



ELSEVIER

Marine and Petroleum Geology 20 (2003) 691–710

Marine and
Petroleum Geology

www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Downstream evolution of turbiditic channel complexes in the Pab Range outcrops (Maastrichtian, Pakistan)

Rémi Eschard^{a,*}, Emily Albouy^a, Rémy Deschamps^a, Tristan Euzen^a, Amir Ayub^b

^a*Institut Français du Pétrole, 1,4 Avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison, France*

^b*Premier Exploration Pakistan Limited, 4th floor Jang building, Blue area, Fazal-a-Haq Road, Islamabad, Pakistan*

Received 1 August 2002; accepted 17 February 2003

Abstract

The Pab Formation consists of deltaic and turbiditic sediments which were deposited during the Late Maastrichtian on the Indo-Pakistani passive margin. The margin geometry has been restored in the Pab Range from a regional transect 120 km long. Two superposed turbiditic systems onlap the slope carbonates and completely pinch-out southward. The lowest turbiditic system (Lower Pab) is a sand-rich basin floor fan, which consists of sand-rich channel complexes distally passing to lobes northward. This basin floor fan is overlain by a mud-rich slope fan formed during the subsequent sea-level rise, which drowned the shelf. The upper turbiditic system (Upper Pab) is a sand-rich slope fan, formed during the progradation of a deltaic system in the shelf setting. It consists of prograding tabular lobes passing upward to conglomeratic channels, and thins out northwards. The Lower Pab turbiditic system consists of three channel complexes (LP1, 2, 3) organised in a backstepping succession. Each channel complex has a multi-storey internal architecture, resulting from the amalgamation of several individual turbiditic channels. Five major facies associations have been determined in the LP3 channel complex. FA-1 corresponds to polygenic and monogenic debris-flows, FA-2 to high-density gravelly or sandy turbidites, FA-3 to by-pass deposits, FA-4 to thin-bedded turbidites (spill-over lobes and levees) and FA-5 to hemipelagites. The downstream evolution of the LP3 channel complex can be studied from canyon to mid-fan settings. Where it is confined in the canyon, the channel complex is 50 m thick and 1 km large, and shows a high sand/shale ratio. The development of overflow deposits is limited and occurs only at the top of the channel complex. At the canyon mouth, the channel complex is still deeply incised but overflow deposits start to expand laterally as a result of the decreased confinement. By-pass facies here are well-developed, and are related to hydraulic jump processes. In the mid-fan setting, the channel complex widens and the sand/shale ratio decreases. Erosion at the channel base is less developed, whereas internal and external levees are well-developed. Spill-over lobes form the last stage of the channel complex infill. The internal geometry of the channel complexes is a result of a complex interaction between lateral confinement, by-pass and lateral migration processes.

© 2003 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Pakistan; Pab Formation; Passive margin; Turbiditic channel complex; Turbiditic canyon; Meandering turbiditic channel; By-pass; Spill-over lobe

1. Introduction

Deltaic deposits of the Upper Maastrichtian Pab Formation are one of the major petroleum reservoirs in south-west Pakistan (Beswetherick & Bokhari, 2000; Dolan, 1990; Hedley, Warburton, & Smewing, 2001; Kadri, 1995; Sultan & Gipson, 1995). The recent discovery of an Upper Maastrichtian turbidite depositional system in the Pab Range outcrops north of Karachi (Fig. 1) has completely changed the paleogeographic interpretation of south-west Pakistan (Hedley et al., 2001; Eschard, Albouy,

Gaumet, & Ayub 2002). The identification of the Upper Cretaceous passive margin has important regional implications and opens new perspectives for hydrocarbon exploration, with the definition of undrilled plays in turbiditic reservoirs.

The geometry and sequential organisation of the deep-sea turbiditic fan deposits can be studied at a regional scale in the Pab Range along an outcrop transect 120 km long, and at a more local reservoir scale in 3D outcrops. These deposits may be considered a good analogue for passive margin turbiditic systems, which are currently known only from sub-surface data. Although our understanding of turbiditic systems has considerably improved in recent years with the use of high-resolution seismic data (Kolla,

* Corresponding author. Tel.: +33-1-4752-5629; fax: +33-1-4752-7067.
E-mail address: remi.eschard@ifp.fr (R. Eschard).

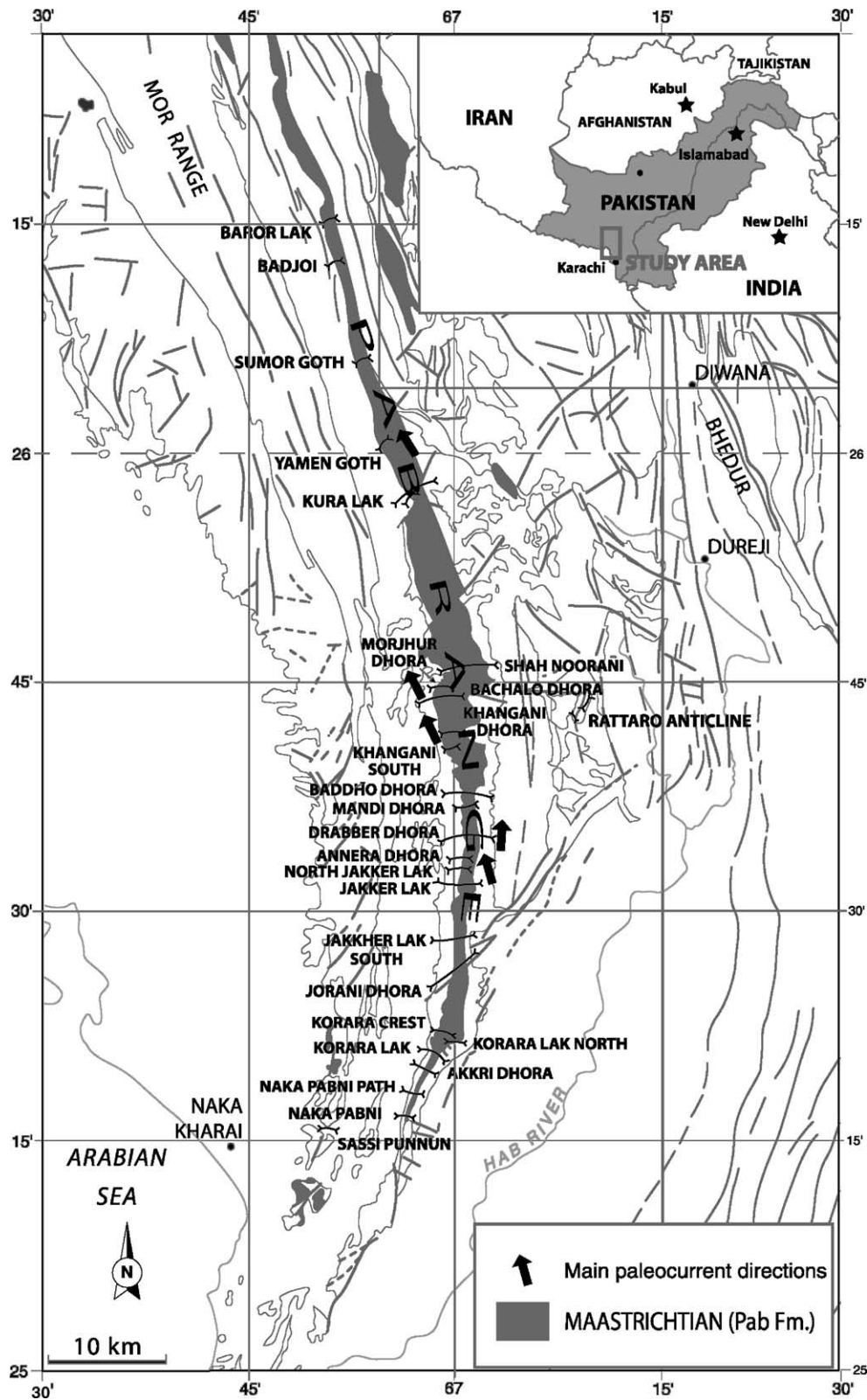


Fig. 1. Map of the Pab Range, showing the location of the principal stratigraphic sections and some paleocurrent data in the Lower Pab turbiditic system (geological map modified from [Hunting Corporation \(1958\)](#)). The main flow direction is oriented N, then turns to the NW.

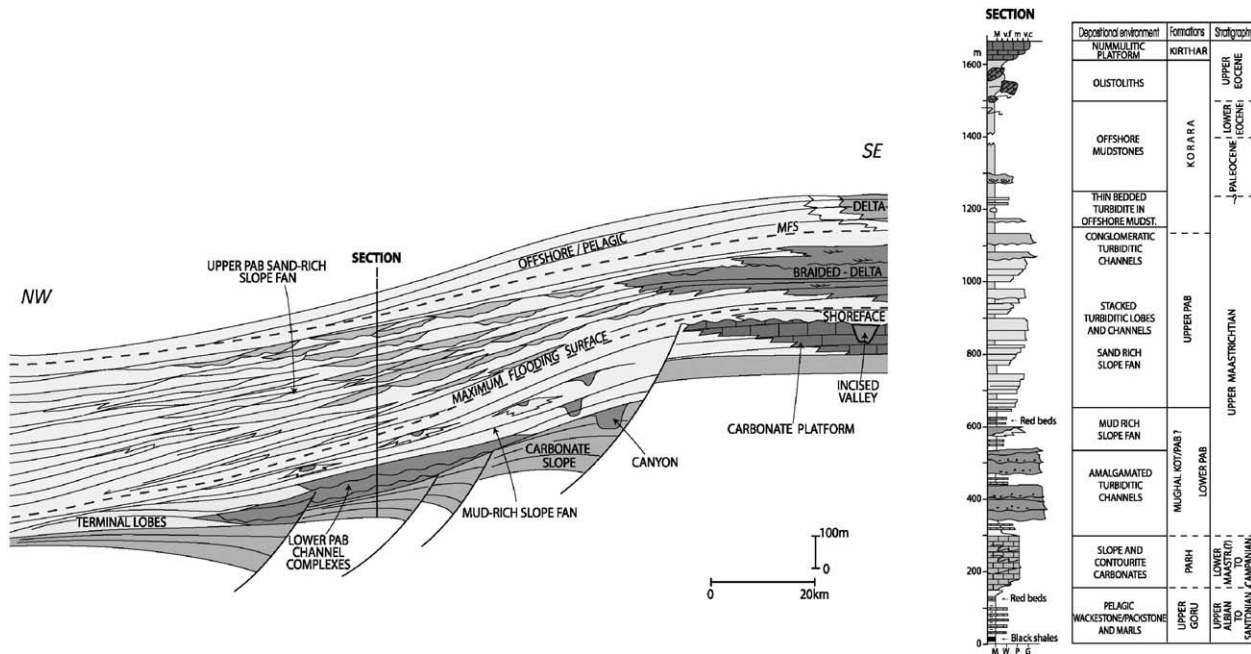


Fig. 2. Stratigraphic column of the Upper Cretaceous and Paleocene succession in the Pab Range, and simplified E–W transect showing the stratigraphic architecture of the margin. The main current directions in the Pab flow perpendicularly to the section. The Lower Pab channels and lobes were deposited during a relative sea-level fall while an unconformity developed on the shelf. A mud-rich slope fan was deposited during the subsequent transgression. A delta then prograded on the shelf, supplying the Upper Pab sand-rich slope fan with sediment. This turbiditic system was abandoned during the following transgression.

Bourges, Urruti, & Safa, 2001; Mayall & Stewart, 2001), the detailed internal architecture of these reservoirs below seismic resolution remains uncertain. Outcrop analogues may provide models of heterogeneity distribution, which can be used to optimise field development in present-day deep offshore settings. The Pab Formation turbidites provide a rare example of a sandy turbiditic system developed on a passive margin. This type of geodynamic setting is rarely preserved in outcrop, and most turbiditic outcrop models are derived from foreland basin examples (the Apennine foreland, Ricci Lucchi, 1986, and Mutti, Tinterri, Benevelli, di Biase, and Cavanna, 2003; the Pyrenean foreland, Mutti, 1977; Remacha & Fernández, 2003; the Alpine foreland, Bouma, 1962; Joseph et al., 2000; Ravenne, Joseph, & Gomes de Souza, 1995).

Eschard et al. (2002) have described the large-scale stratigraphic architecture of the Pab Formation. Therefore, the aim of this paper is to describe in detail the geometry and the internal architecture of the channel complexes of the Lower Pab Formation (Fig. 2). The orientation of the main outcrop belt is sub-parallel to the transport direction of the turbidites, and as a consequence the downstream evolution of the channel, architecture can be described from continuous outcrops over a distance of 50 km.

2. Geological setting

According to geodynamic reconstructions (Allemann, 1979; Besse & Courtillot, 1988; Gnos, Immenhauser,

& Peters, 1997; Powell, 1979; Scotese, Cahagan, & Larson, 1988; Tapponnier, Mattauer, Proust, & Cassaigneau, 1981), the south-west Pakistan paleomargin is inherited from the separation of the Indo-Pakistan-Madagascar and African plates in Late Jurassic times. This passive margin, striking NW–SE to NNW–SSE, was characterised by pelagic sedimentation until the Campanian, when a carbonate ramp attributed to the Parh Formation prograded into the basin (Kadri, 1995). During the Late Maastrichtian, the Indian plate passed above a hot-spot. Thermal doming of the Indo-Pakistani plate induced erosion of the Indian craton to the south-east of the Pab Range (Hedley et al., 2001). The Pab Formation was then deposited during a third-order depositional sequence around 3 million years long (Fig. 2), as described by Eschard et al. (2002). In the basin, it consists of three superposed turbiditic systems. The Lower Pab sand-rich basin floor fan represents the lowstand systems tract, time-equivalent of a major unconformity on the shelf. The basin floor fan is overlain by a mud-rich slope fan, while a transgression drowned the shelf (transgressive systems tract). Above the mud-rich slope fan, the Upper Pab prograding sand-rich slope fan represents the highstand systems tract, and is time-equivalent of the progradation of the Pab delta on the shelf. The sandy turbiditic slope fans were formed in the areas where the shelf was narrowest, when the delta reached the shelf-break. The following transgression then induced the complete abandonment of the turbiditic fan. A ramp morphology was established on the margin (Korara Shale Formation), while a mud-rich coastal plain aggraded on the shelf (Ranikot Formation).

A carbonate platform prograded westwards during Eocene times (Kirthar Formation) and large olistoliths of the platform carbonates are embedded in the Korara Shale Formation in the topmost part of the Pab Range.

3. Regional cross-section of the Pab Range

3.1. Description of the regional cross-section

The Pab Range is a N–S trending monocline over 200 km long, gently dipping to the East, and presents a complete stratigraphic section from Albian to Eocene. It is cut by transverse canyons every 5–10 km (Fig. 1). The correlation shown in Fig. 4 is based on 29 stratigraphic sections measured in these canyons (scale 1/100, totalling 17,000 m of section), a continuous photomosaic of the outcrop, and high-resolution satellite images (Fig. 4). The correlation is also controlled through biostratigraphic dating. Two nannozones have been identified in the Pab Formation turbidites, indicating a Late Maastrichtian age (C. Müller, pers. comm.) (Fig. 2). The K/T boundary has also been found in the Korara shales above the Pab Formation (C. Müller, pers. comm.).

In the outcrop transect, the geometry of the Campanian–Maastrichtian passive margin can be reconstructed from the upper slope to the basin floor. Paleocurrent measurements of the Pab turbiditic systems indicate that the principal direction of transport is northwards in the South of the Pab Range, then turns to the north-west in the North (Fig. 1). The outcrop transect, therefore, gives us an oblique-view of

the Pab turbiditic systems, which lap onto the slope carbonates of the Parh Formation in the South of the Pab Range (Fig. 4). They reach a maximum thickness of 1000 m in the middle of the transect, and progressively shale-out northwards.

3.2. Albian to Campanian pelagic and slope sedimentation

Pelagic sediments attributed to the Goru Formation and dated from Albian to Turonian in the Pab Range (C. Müller pers. comm.), crop out at the base of the Pab Range stratigraphic section. They consist of thin-bedded white carbonates alternating with marls and dark siltstones. The overlying slope carbonates of the Campanian Parh Formation usually consist of fine-grained wackestones to packstones with grainstone interbeds, interpreted as calciturbidites (Gaumet, Eschard, Albouy, Desaubliaux, & Euzen 2003). Towards the top of the Parh Formation, the massive carbonates grade upwards to thin-bedded hemipelagites of the Mughal Kot Formation, with which the Pab turbidites are interbedded (Fig. 3). The Parh Fm. pinches out southwards and this wedge probably represents the thinning of slope facies towards the shelf edge. North of the syn-sedimentary Shah Noorani fault, the Parh slope carbonates pass laterally to pelagic facies (Fig. 4).

The Parh Formation shows rapid lateral thickness changes related to the depositional profile of the margin, and to syn-sedimentary normal faults. At a larger scale, this type of fault may form half-graben guiding the pathway of the Lower Pab turbiditic systems, which could explain the oblique orientation of the flows with respect to the global

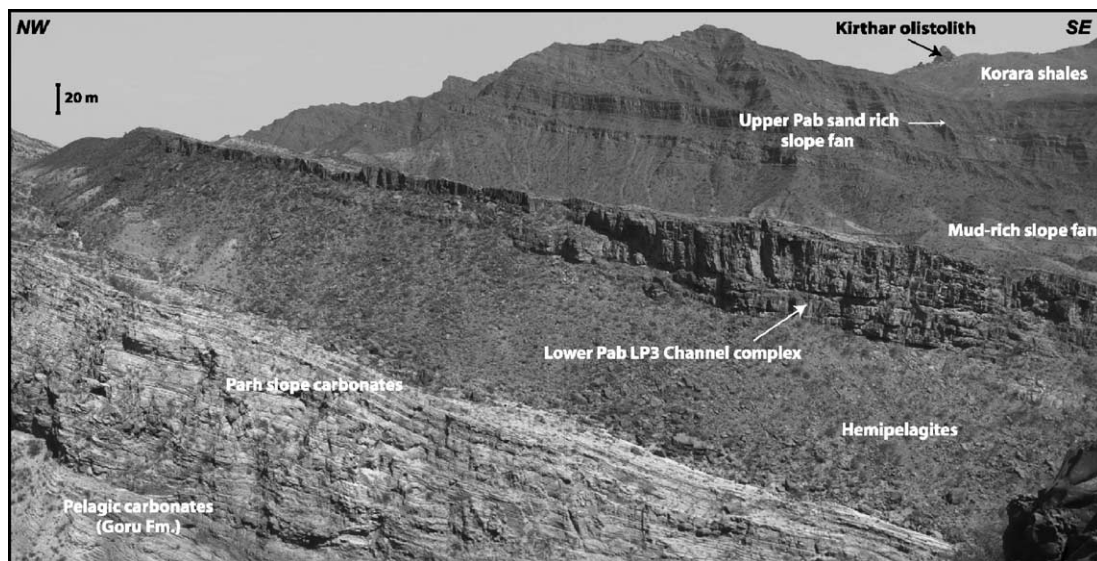


Fig. 3. The Pab Formation in the Pab Range (Drabber Dhora section, see Fig. 1 for location). The lower cliff corresponds to the Parh Formation, made up of stacked calci-turbidites deposited in a slope setting. This is overlain by hemipelagites and thin-bedded turbidites of the Mughal Kot Formation. A channel complex of the Lower Pab pinches out laterally, paleocurrents being oriented to the North. The complex is 60 m thick to the SE of the photo, and interfingers with overflow deposits to the NW. This channel complex is overlain by a mud-rich slope fan, consisting of channels of limited lateral extension embedded in hemipelagic deposits. The stacked tabular beds of the second cliff in the background correspond to the lobes and channels of the Upper Pab prograding sand-rich slope fan, overlain by the Korara Shale Formation. Blocks on the topmost part of the mountain are olistoliths of the Eocene carbonate platform collapsed in the Korara shales.

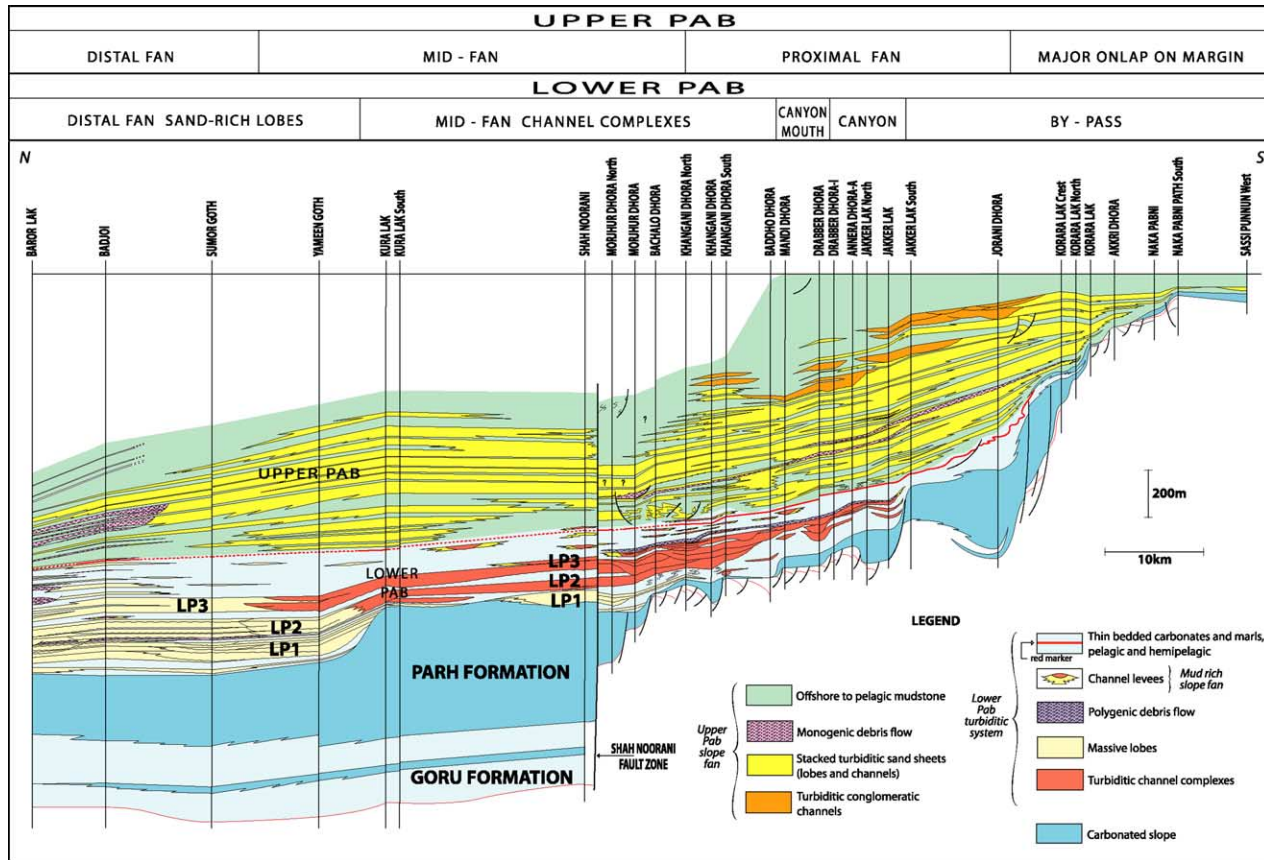


Fig. 4. Regional N–S cross-section along the Pab Range showing the geometry of the Upper Cretaceous margin. Above the pelagic sediments of the Goru Formation, the Parh Formation slope deposits show important thickness variations, resulting from the combined effects of the slope depositional profile and of syn-sedimentary growth faults. The late strike-slip movement of the Shah-Noorani fault offsets the Upper Cretaceous margin, the displacement being estimated at 1.5 km. The Lower Pab basin floor fan laps onto the basin margin southwards. Channel complexes distally end in sand-rich lobes in the northern part of the transect. The overlying mud-rich interval with isolated channels corresponds to a slope fan, deposited during a major transgression. The Upper Pab sand-rich slope fan also laps onto the margin and pinches out southwards. It consists of a prograding succession of stacked tabular lobes passing upward to conglomeratic channels. Current directions are oriented North (parallel to the transect) in the Lower Pab turbiditic system, then turn to the NW in the Upper Pab turbiditic system.

NW–SE strike of the margin. Most of these faults were sealed by the Pab Formation, which laps onto the morphology formed by the Parh carbonates.

3.3. The Lower Pab basin floor fan

The Lower Pab turbiditic system (also known as the Mughal Kot turbidites, Hedley et al., 2001) consists of massive sandstones forming channel/lobe complexes interbedded with Mughal Kot hemipelagites (Fig. 6). The Lower Pab sandstones pinch-out south of the Jakkher Lak section where they lap onto the Parh carbonates (Fig. 4), whereas they pass northwards to sand-rich lobes, which in turn progressively interfinger with hemipelagites to the North in a distal shale-out. In the southern part of the transect, the channel complexes are confined in a canyon incised into the Parh Formation, the western side of which is clearly visible in outcrop over a distance of around 5 km from North of Jakkher Lak to the Drabber Dhora gully (Fig. 4), and is particularly spectacular in the Samalii Spring area (Fig. 5).

Here, the erosional surface cuts more than 150 m deep into slope material in less than 1 km, and flattens eastward. Only one side of the canyon can be observed in outcrop, so its total width is unknown. Slumps of reworked material from the Parh Formation transported towards the axis of the canyon are frequently associated with its basal surface. They result from the destabilisation of the canyon walls and must have contributed to the widening of the canyon during its formation.

Downstream of the canyon, three superposed channel/lobe complexes (LP1, 2 and 3) separated by hemipelagites can be observed at Shah Noorani. The incision of the canyon is probably the time-equivalent of the LP1 stage. Sediment transited through the canyon to accumulate in the LP1 lobes basinward, and successive density flows incised more and more deeply into the slope carbonates. A matrix-supported debris-flow, containing shelf, slope and pelagic clasts in a shaly matrix, occurs above the LP3 channel complex. The base of the debris-flow is a flat erosional surface, cutting into the underlying channel complex. This deposit

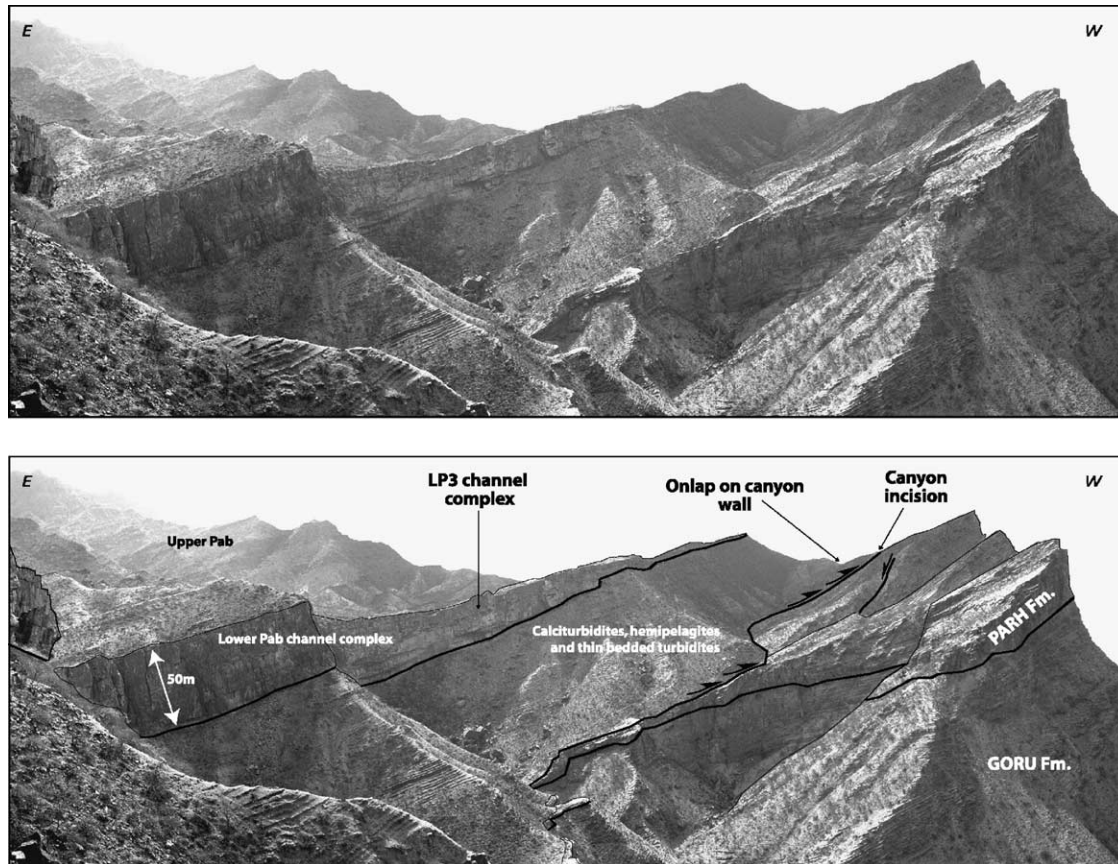


Fig. 5. Canyon geometry in the Pab Range, Samalii Spring area (see Fig. 1 for location). The Parh slope facies are cut by an erosional surface interpreted as a canyon funnelling the Lower Pab turbiditic system. The erosional surface is onlapped by calci-turbidites, overlain in turn by hemipelagites and thin-bedded turbidites. The LP3 channel complex ends the canyon-fill and laterally pinches out towards the canyon wall. Paleocurrents are oriented N, out of the page.

corresponds to a major collapse of the shelf margin, which is probably time-equivalent to the regional transgression of the shelf.

3.4. Mud-rich slope fan

A mud-rich unit consisting of channel–levee complexes interbedded with hemipelagites of the Mughal Kot Fm. overlies the Lower Pab turbiditic channel complexes (Fig. 4). A reddish level in the upper part of the hemipelagites is of regional extension. In thin section, the reddish horizon shows a great abundance of pelagic foraminifera. It has been interpreted as a condensed horizon, corresponding to the maximum flooding surface of the Pab third-order sequence (Eschard et al., 2002), and has been used as a marker for regional correlations in the central part of the transect.

3.5. Sand-rich slope fan of the Upper Pab

The Upper Pab turbiditic system corresponds to a sand-rich slope fan, which completely pinches out southwards over the margin. Northwards, the slope fan progressively fringes out and distally interfingers with shales of the Korara Fm. The vertical organisation of the Upper Pab slope fan reflects its overall progradation. Thin-bedded turbidites

interpreted as distal lobes are overlain by stacked sand-sheets and aggradational channels attributed to the mid-fan setting. At the top of the series, conglomeratic channels correspond to the maximum of progradation. Current directions are oriented NW.

3.6. Fan abandonment during the Korara shale transgression

Deep-water shales of the Korara Formation (Latest Maastrichtian to Eocene) overlie the Pab system. Korara shale sedimentation marked a sudden decrease of the clastic supply and the abandonment of the Pab turbiditic fan. Large olistoliths of nummulitic limestone are embedded within the upper part of the Korara shales. They result from the collapse of the Eocene Kirthar carbonate platform, whose shelf edge was located immediately eastwards of the Pab Range.

4. Main facies associations of the Lower Pab channel complexes

This description of the facies associations of the Lower Pab refers to the facies nomenclature and classification

proposed by Bouma (1962), Lowe (1979, 1982), Pickering, Stow, Watson and Hiscott (1986), and Mutti (1977, 1992).

4.1. Matrix-supported conglomerates (FA-1)

This facies association is the product of cohesive debris-flows, and consists of two main groups of facies, depending on the nature of the reworked clasts.

FA-1a corresponds to matrix-supported monogenic breccias (Fig. 7a). Clasts consist only of deep-water sediments (hemipelagites or thin-bedded turbidites) eroded by the gravity flows during transport, or collapsed from the channel margin. This material is transported along relatively short distances in the channel and is mostly preserved near the channel margin.

Facies FA-1b corresponds to matrix-supported, polygenic conglomerates and breccias reworking shelf, slope and pelagic deposits. The matrix is usually muddy and results mostly from the incorporation of slope to pelagic mudstones eroded during transport. Shelf-derived carbonate clasts with benthic fauna are commonly found associated with slumped turbidites and hemipelagic carbonate clasts. Some of these are of large size (several cubic metres). The base of the conglomeratic beds is erosional, with tool marks (Fig. 7b). This basal erosional surface, where it cuts massive sandstones of the channel

complexes, can be extremely flat at a regional scale. Some beds of FA-1b can reach 10 m in thickness, and tens of kilometres of lateral extension down-current (Fig. 4). These sediments were deposited by cohesive debris-flows (Lowe, 1979, 1982; Walker, 1978), probably resulting from collapse of the shelf margin. They are most frequently encountered at the top of the Lower Pab, and are probably favoured by destabilisation of the shelf during periods of relative sea-level rise.

4.2. Massive, thick-bedded coarse to medium-grained sandstones (FA-2)

These sandstones are mostly the product of high-density flows, and less importantly, of associated turbulent flows. They constitute the major part of the turbiditic channel-fill.

The FA-2a deposits consist of very coarse-grained quartzarenite sandstones with floating gravel and pebbles (Fig. 6c). The material is poorly sorted, and beds are ungraded or crudely graded. Gravel and pebbles are sub-angular, and mostly consist of quartz, and more rarely, of volcanic rocks. Sandstones are massive, showing only water escape pillar and dish structures. Bed thicknesses range from 1 to 5 m. They show an erosional base and traction carpets are common just above it. Bed amalgamation is very

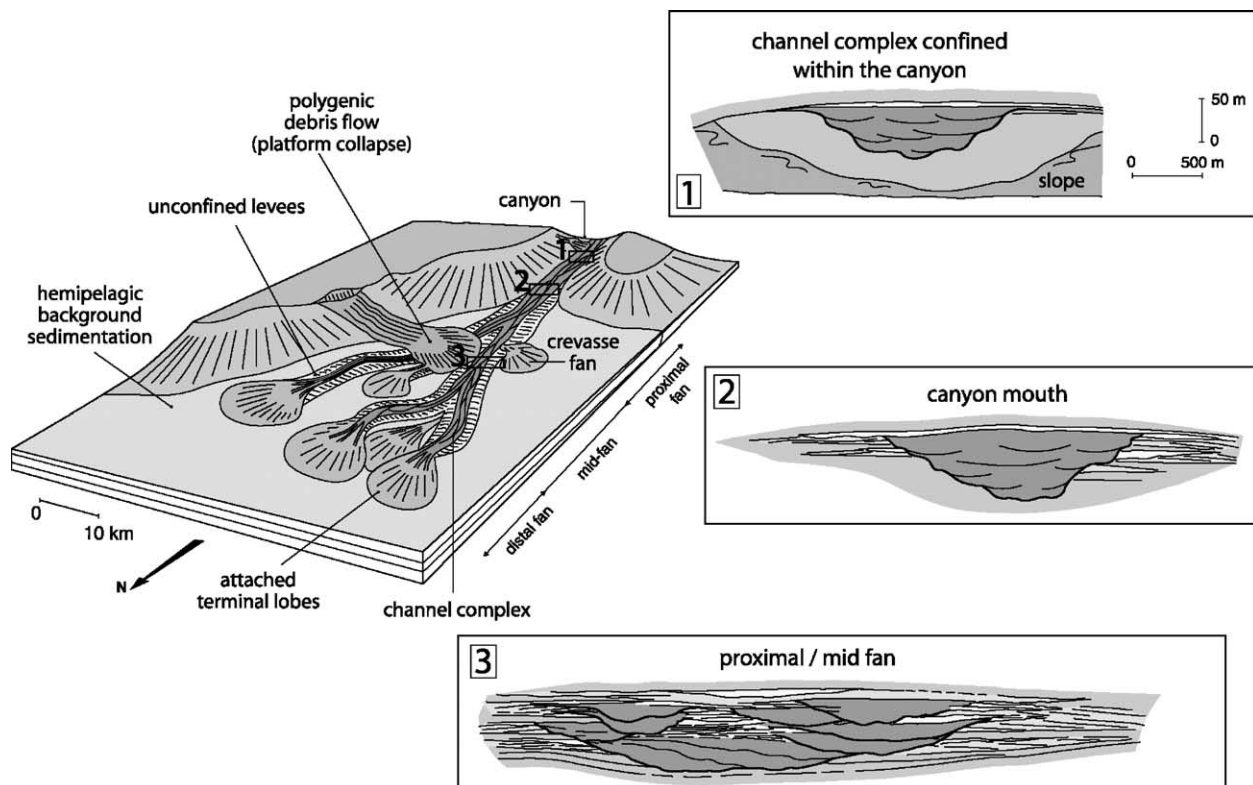


Fig. 6. Depositional systems of the Pab basin floor fan and downstream evolution of channel complex architecture from canyon to mid-fan settings. See text for comments.

common and bedsets form massive units up to 10–15 m thick. FA-2a deposits are similar to the F4–F5 facies tracts described by Mutti (1992) or to the R2-3 and S1-3 divisions of Lowe (1982).

The FA-2b facies association consists of very coarse to medium-grained sandstones, moderately to well-sorted (Fig. 6d). Beds have an erosional base, often showing flute casts, and generally show a normal grading above a well-developed traction carpet. Plane-parallel lamination is frequent in the finer-grained sandstones towards the top of the beds. Bed thickness ranges from 1 to 3 m and sets of amalgamated beds form massive units up to 10 m thick.

FA-2b deposits frequently overlie FA-2a, forming a thinning and fining upward sequence at the scale of the channel. The relative proportion of FA-2a versus FA-2b deposits in the channel-fill decreases downstream, and channels in the mid-fan setting are mostly filled by the finer grained FA-2b deposits.

4.3. Gravel beds, mud clast lags and cross-bedded sandstones (FA-3)

This facies association (FA-3) regroups a variety of different sedimentary facies, which are always found closely associated, and which are believed to be related to by-pass processes.

FA-3a corresponds to well-sorted, ungraded clast-supported gravel beds. These overlie an erosional surface showing gutter casts and deep scours (Fig. 6e). This facies forms beds 5–50 cm thick, with limited lateral continuity.

Mud-clast breccias (FA-3b) are derived from pelagic sediments eroded by the channels. The mud-clasts are sub-angular and often fragmented. The clasts are embedded in argillaceous sandstones, with associated floating gravel (Fig. 7e). The amount of shale in the matrix is variable and partly results from the incorporation of mudstone clasts during transport.

FA-3c consists of well-sorted very coarse to coarse-grained cross-bedded sandstones (Fig. 6f). Set thickness ranges from 10 cm to 1 m and shows unidirectional northward paleocurrents. Such cross-bedded layers are similar to the F6 facies of Mutti (1992), Mutti and Normark (1987) and to Lowe's (1982) S1 division, interpreted as the result of waning unidirectional tractive flow (Mutti, 1992).

The gravel lags, the mud-clast breccias and the cross-bedded sandstones are closely associated towards the channel base, which justifies grouping them in FA-3. FA-3 is always found in the basal part of the individual channel-fills, just above the erosional surface, and generally below FA-2a. FA-3 is most frequent close the base of the channel complexes, and in the canyon mouth setting. It is interpreted as material left behind by flows transiting through the channel conduits. FA-3c is directly related to the hydraulic jump at the slope break between the canyon and the basin

floor, as suggested by Mutti (1977), and Mutti and Normark (1987).

4.4. Thin-bedded coarse to fine-grained sandstones (FA-4)

FA-4 regroups a variety of thin-bedded deposits, believed to be the product of turbidity currents.

FA-4a consists of coarse to medium-grained sandstones, very well-sorted, with well-developed plane-parallel lamination (Fig. 6h). Bed thickness ranges from 20 cm to 1 m; beds can be amalgamated, forming tabular units up to 5 m thick. Such units typically cap the main channel complexes and show a convex-up geometry. FA-4a is equivalent to the F7–F8 facies tracts of Mutti (1992). It is interpreted as spill-over lobes deposited by turbidity currents during the final stage of the channel complex fill.

FA-4b is very similar to FA-4a, but is found interbedded with levee deposits, laterally to the main channel axis. Individual beds may have an erosive base, and are organised in thickening-upward bedsets (Fig. 7i). FA-4b is interpreted as crevasse lobes.

FA-4c corresponds to medium to fine-grained, thin-bedded turbidites typically showing the Tb-c or Tc-e Bouma sequences (Fig. 7g). Bed thickness ranges from 5 to 50 cm. Paleocurrents deduced from ripples are oblique to the main channel axes. These deposits are generally interpreted as sandy proximal levees.

FA-4d deposits consist of fine to very fine-grained sandstones and siltstones showing current and climbing ripple bedding (Fig. 7i). Horizontal burrows and crawling traces attributed to the *Zoophycos ichnofacies* (*Cancellophycus*, *Nereites*, *Parahelminthopsis*) are common on the upper surfaces of the beds. FA-4d is generally interpreted as being deposited in distal levees by low-density turbidity currents.

FA-4c and 4d deposits can also be found draping the basal surfaces of channels (Fig. 7j). In such settings, they are interpreted as being the product of traction and fall-out of the finer fraction of higher-density flows transiting through the channel conduits (see Section 6.1)

4.5. Thin-bedded pelagic carbonates and marls (FA-5)

FA-5 consists of thin-bedded, white wackestones alternating with greyish marls (Fig. 6k). The limestone beds are very rich in pelagic foraminifera (*Globotruncana*) and the upper surface of the beds often shows horizontal bioturbation (*Parahelminthopsis*, *Cancellophycus*) of the *Z. ichnofacies*. The beds are locally affected by slumping. FA-5 deposits often alternate with FA-4c beds (distal levees) and dark siltstones when approaching the main channel complexes. FA-5 is interpreted as the pelagic background sedimentation. The abundance of pelagic fauna and the *Z. ichnofacies* indicate a deep-water setting.

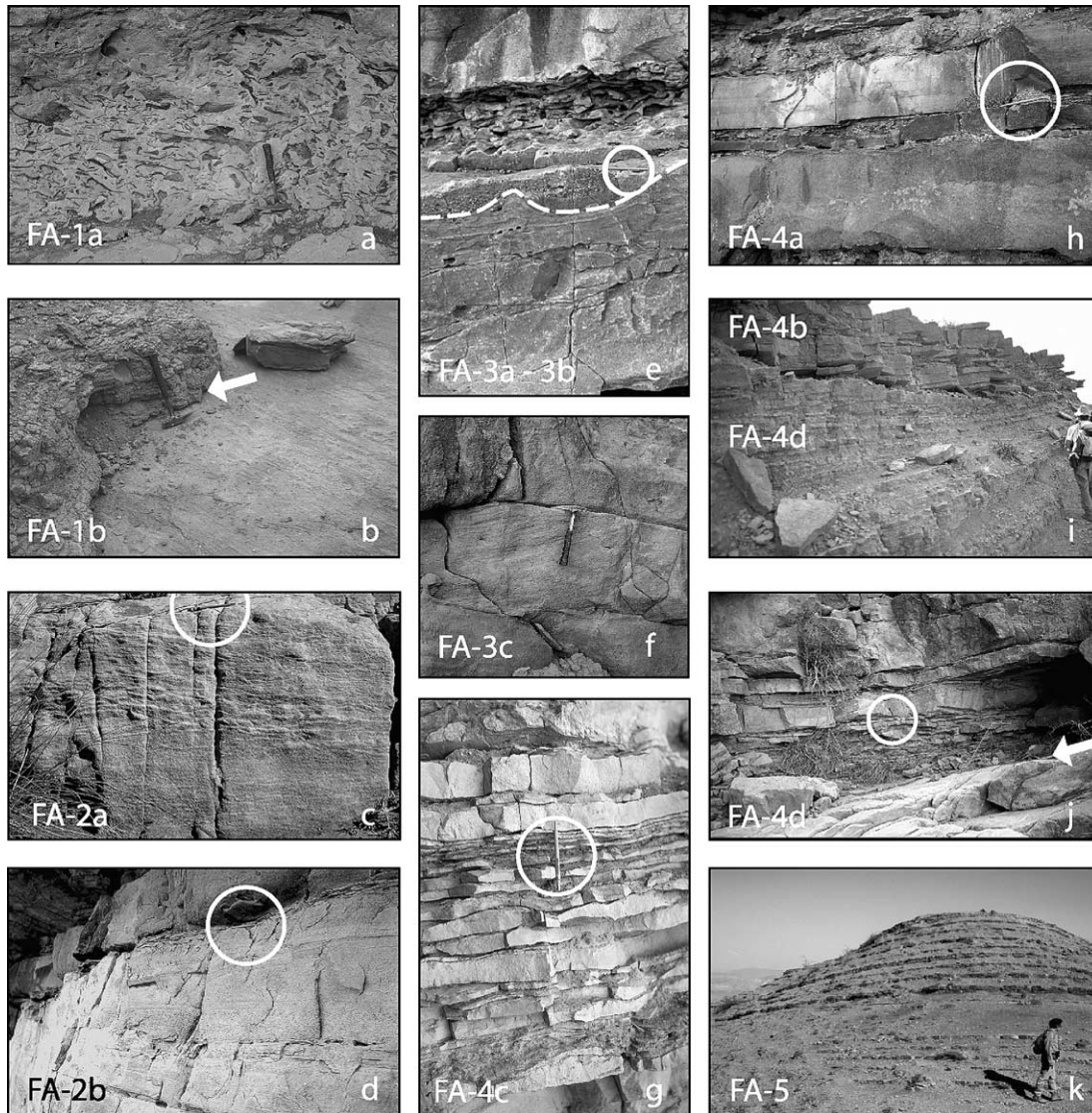


Fig. 7. Main facies associations of the channel complexes. (a) Matrix-supported monogenic conglomerate consisting of mudclasts in a sandy matrix, related to levee collapse (FA-1a). (b) Matrix-supported polygenic conglomerate (FA-1b) deposited by a cohesive debris-flow; its base (arrow) corresponds to a sharp erosional surface with tool marks and parting lineation. (c) Massive, gravelly sandstones with water-escape structures deposited by high-density turbidity currents (FA-2a) forming most of the channel-fill; pen for scale. (d) Massive, normally-graded gravelly sandstones passing upwards to medium-grained laminated sandstones deposited by high-density turbidity currents (FA-2b); pen for scale. (e) Gravel lag (FA-3a) filling erosional gutters, and an overlying mud clast lag (FA-3b), both related to by-pass. The dotted line corresponds to the basal erosional surface of an individual channel (f) Megaripples in coarse-grained sandstone (FA-3c), also related to by-pass. (g) Fine to medium-grained thin-bedded rippled sandstones (FA-4c) in sandy proximal levees. (h) Medium to coarse-grained tabular Tb-c turbidite sandstones with plane-parallel lamination and current ripple bedding (FA-4a), vertically stacked in a spill-over lobe. (i) Fine-grained sandstones and argillaceous siltstones with ripples (FA-4d) interpreted as distal levees, below a thickening-up set of medium to coarse-grained sandstone beds with plane-parallel lamination, interpreted as a crevasse lobe (FA-4b). (j) Thin-bedded sandstones and siltstones (FA-4c, 4d) deposited on an erosional surface at the base of a channel (arrow) by the tails of turbidites, while the coarse fraction of the material by-passes through the channel (k) thin-bedded carbonated hemipelagites alternating with marls (FA-5).

5. General organisation of the Lower Pab turbiditic system

At a regional scale, the Lower Pab turbiditic system consists of three sandstone units (LP1, LP2, LP3) (Fig. 8a) with a high net-to-gross ratio separated by hemipelagic drapes of regional extension. Each of these units corresponds to a 'stage' of the evolution of the Lower Pab turbiditic system in the lowstand systems tract of a third-order

sequence (Mutti, 1992). The top of each sandstone unit is a major abandonment surface, with a well-developed hard-ground. The hemipelagic intervals record periods of time during which the fan was abandoned. These abandonment periods can be related either to major avulsion of the main feeder channels or to fourth-order allocyclicity.

LP1 consists of sand-rich massive lobes deposited on the basin floor. The lobes are made up of stacked tabular beds of coarse-grained sandstone with normal grading and

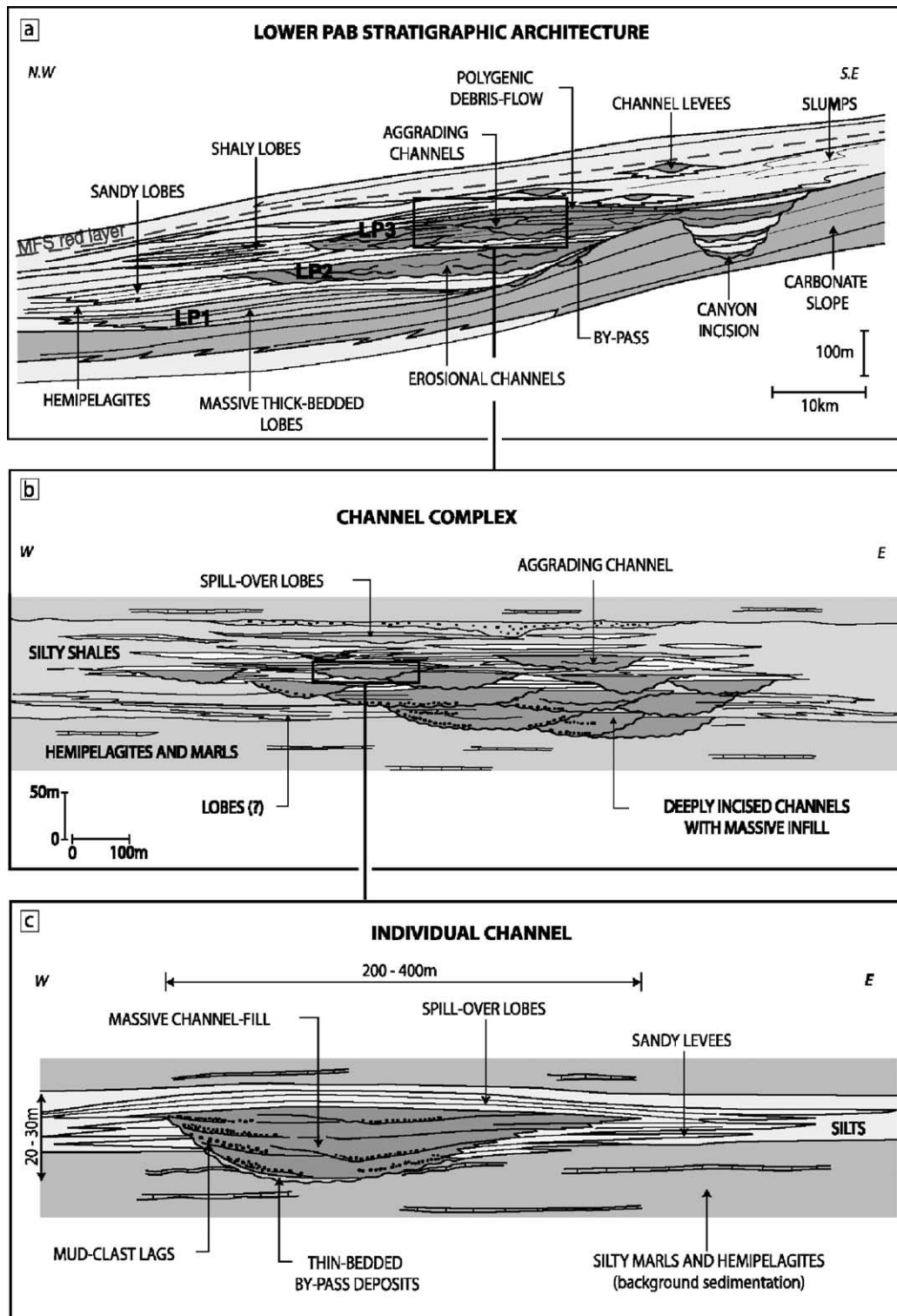


Fig. 8. Schematic models of the stratigraphic architecture of the Lower Pab turbiditic system. (a) At a regional scale, the Lower Pab turbiditic system consists of three sandstone units (LP1, LP2, LP3) separated by hemipelagic drapes of regional extension, recording periodic abandonment of the fan. The channel complexes distally end in sand-rich lobes. The evolution of the turbiditic systems from LP1 to LP3 indicates an overall backstep of the basin floor fan as sediment supply decreased through time. (b) Across-current section of the LP3 channel complex. It consists of dozens of amalgamated individual turbiditic channels. Erosive processes are dominant in the basal part of the channel complex, while aggradation and construction prevail in the upper part. (c) An individual turbiditic channel. It has a basal erosional surface and convex-up geometry, due to construction of a spill-over lobe, and often shows an asymmetrical cross-section. The gentlest of the channel margins shows interfingering between channel-fill and sandy levees, while levee development is minimal on the steeper margin. The basal erosional surface often shows evidence of by-pass processes.

occasional plane-parallel laminations. Bedsets do not show any basal incision. The maximum cumulative thickness of these lobes is 50 m at Shah Noorani. Their distal pinch-out has not been studied. The deposition of these lobes was the time-equivalent of a major period of by-pass in the slope setting, possibly in relation with the incision of the canyon into the Parh slope carbonates.

LP2 represents a massive channel complex passing downcurrent to sand-rich lobes which are less well-developed than the LP1 lobes. It is separated from LP1 by a laterally continuous hemipelagic interval 5 m thick. In the proximal part of the LP2 turbiditic stage, sediment accumulated in massive channel complexes. Their distal equivalent corresponds to well-developed lobes. The channel complex is 30 m thick at Shah Noorani. It consists of coarse-grained to pebbly sandstones infilling deeply incised turbiditic channels.

LP3 consists of an aggrading channel complex with significant overflow deposits and levees passing downcurrent to poorly-developed lobes. The channel belt is around 40 m thick and laps onto the margin southward. It consists of dozens of amalgamated turbiditic channels. Overflow deposits are very well-developed laterally to the channel axes and towards the top of the channel sequences. This suggests that channels were mostly aggrading and constructive, storing most of the sediment in the mid-fan setting. As a result, lobes are poorly developed in the distal part of the fan.

The evolution of the turbiditic systems from LP1 to LP3 indicates an overall backstep of the basin floor fan as sediment supply decreased through time. By-pass features are common in the proximal part of the turbiditic system during the deposition of the massive lobes (LP1). Then, the amount of sediment accumulated in the lobes progressively decreased in LP2, and in LP3, sediment accumulated principally in the channel complex. The thick hemipelagites above LP3 mark the abandonment of the basin floor fan.

6. Architecture of a channel complex from canyon to mid-fan setting

6.1. General architecture of the LP3 channel complex

In the following sections, we will focus on the architecture of the LP3 channel complex, which crops out continuously over a distance of 50 km. LP3 is around 40 m thick and 3–4 km wide, and mapping of the channel complex suggests that it is of low sinuosity. It laps onto the basin margin southwards and distally passes to lobes of limited extension basinwards. Laterally to the channel complex, levees progressively developed downstream in the middle fan.

The channel complex consists of dozens of amalgamated individual turbiditic channels, (Fig. 8c). Individual channels are around 10–15 m thick and 300–400 m wide. They have

an erosional basal surface and convex-up geometry. They are often asymmetrical, and the less steep of the channel margins is characterised by interfingering between the channel-fill (FA-2) and sandy levees (FA-4c). The steeper channel margin is an erosional surface, which cuts into the surrounding pelagic deposits. Levee development is limited on this side. This asymmetry is attributed to moderate to high sinuosity. The basal erosional surface often shows evidence of by-pass processes. The by-pass deposits consist either of gravel and mud-clast lags (FA-3a,b) or of tabular cross-bedded, very coarse-grained sandstones (FA-3c). Thin-bedded turbidites draping the basal erosional surface also correspond to 'left behind' by-pass facies (Beaubouef et al., 1999; Gardner & Borer, 2000; Gardner, Borer, Melick, Mavilla, & Wagerle, 2003) of the FA-4c and FA-4d facies associations. These fine-grained sediments were deposited by the tails of the turbiditic flows. Channel-fill deposits consist of massive or graded, coarse-grained sandstones deposited by high-density turbidity currents (FA-2a and FA-2b facies associations). Individual beds have an erosional base and lap onto the channel erosional surface. The infill stage ends with a spill phase, leading to the construction of a 'spill-over lobe' consisting of facies FA-4a.

The channel complex presents a multi-storey architecture due to multiple phases of incision, fill and spill similar to the examples described by Gardner and Borer (2000). Phases of erosion, infill and construction alternate with periods of abandonment of the channel complex. Carbonate-rich hemipelagic sediments were deposited during the abandonment phases, and are preserved laterally to the main channel axis within the levees. The basal surface of the channel complex presents a characteristic 'step and flat' geometry (Fig. 16) which is the result of multiple erosion and infill phases. Each phase of incision is characterised by a very flat erosional surface with steep sides.

At the scale of the channel complex, the degree of amalgamation of individual channels decreases upwards. Erosive processes are dominant in the basal part of the channel complex, while aggradation and construction prevail in the upper part. Channels located in the basal part of the complex show deep incisions, poorly developed levees and little aggradation towards the top of the channel sequence. Individual channels in the upper half of the complex are more constructive than erosive. Basal erosional surfaces are less pronounced, sandy overflow deposits are well-developed and spill-over lobes aggrade at the top of the channels (Fig. 8b). This vertical facies evolution at the scale of a channel complex reflects a general backstep through time, indicating a decrease of the current energy and sediment supply. Hemipelagites then draped the whole system during periods of shut-off of clastic supply. This evolution of a channel complex mirrors the higher-order overall backstepping arrangement of the whole Lower Pab unit, from channel complexes LP1–LP2–LP3 in the basin floor fan to channel–levee systems in a mud-rich slope fan.

6.2. Channel complex architecture in the canyon

The infill of the canyon incised into the slope carbonates of the Parh Formation first consists of fine-grained sediments which lap onto the basal erosional surface. At the base of the canyon-fill, thin beds of packstones to grainstones showing flute marks and ripples are interpreted as calci-turbidites, consisting of material reworked from the underlying Parh slope carbonates during the incision of the canyon. Above, thin-bedded turbidites (FA-4c,d) alternate with hemipelagites (FA-5) and carbonate debris-flows. These fine-grained sediments fill the lower half of the canyon morphology and their origin is still uncertain. The thin-bedded turbidites (FA-4c,d) could correspond either to by-pass facies, or to the lateral equivalent of the LP2 channel complex. Channel complex LP3 ends the infill phase of the canyon, and laterally laps onto the canyon wall. This onlap can be observed and mapped over several kilometres. In such a proximal setting, the LP3 channel complex is less than 1 km wide and 40 m thick. It is deeply incised into the underlying fine-grained canyon fill. The basal erosional surface is sharp, with giant flute marks and shows the typical ‘flat and step’ geometry previously described. The channel complex infill consists of amalgamated sand-rich individual channels. Each individual channel shows a deep basal cut, with evidence of by-pass processes (gravel lags FA-3a, mud clast breccias FA-3b). The erosional surface is then onlapped by massive, very coarse-grained turbidites of the FA-2b facies association.

Levees and overflow deposits (FA-4) are poorly developed. They are absent at the base of the channel complex and their volume progressively increases upwards. However, the lateral extension of the levees is limited (less than 500 m, Fig. 9).

The canyon morphology induced lateral confinement and funnelling of high-density gravity flows. By-pass facies are abundant, since most of the clastic material transited the channel complex to be deposited downstream. The high current density in the canyon favoured traction, bed-load and grain-to-grain interactions over

turbulence and suspension fall-out processes. As a result, levee development is limited. They only formed when the canyon morphology was almost filled, and are of limited lateral extension.

6.3. Channel complex architecture at the canyon mouth

Mapping of the canyon shows that the depth of its incision progressively decreases northwards (Fig. 6). In Drabber Dhora, the incision is relatively limited, and this location is thought to represent the transition between the canyon and the basin-plain (Fig. 4).

The LP3 channel complex in the Drabber Dhora outcrops is deep and narrow (60 m deep, 1 km wide). The channel complex widens upwards, and its basal incision typically shows the ‘step and flat’ morphology previously described in the canyon setting. It is made up of at least four main channel storeys (Figs. 3 and 10). The sand/shale ratio of the channel complex is high (Figs. 10–12). Multiple erosional surfaces showing gutter casts and deep scours are evidence of a very high degree of amalgamation of individual channels. By-pass facies FA-3 are associated with these erosional surfaces. Gravel lags (FA-3a) associated with mud-clast layers (FA-3b) are extremely abundant above the erosional surfaces. Tabular cross-bedding (FA-3c) is also very frequent in the basal gravel conglomerates and very coarse-grained sandstones of the lowest channel storey. Paleocurrents are unidirectional and oriented northwards, similar to the flow directions observed in the high-density turbidites, which constitute the major part of the individual channel-fill.

Levees and overflow deposits are more common and better developed than in the canyon setting, but their volume and lateral extension are still limited. Spill-over lobes and crevasse splays (FA-4a,b) mostly develop in the two upper channel storeys. They are sand-rich close to the channel margin, then rapidly thin and shale-out laterally. A large spill-over lobe 5 m thick marks the end of the channel complex fill. It consists of stacked tabular sandstone beds with plane-parallel lamination (FA-4a)

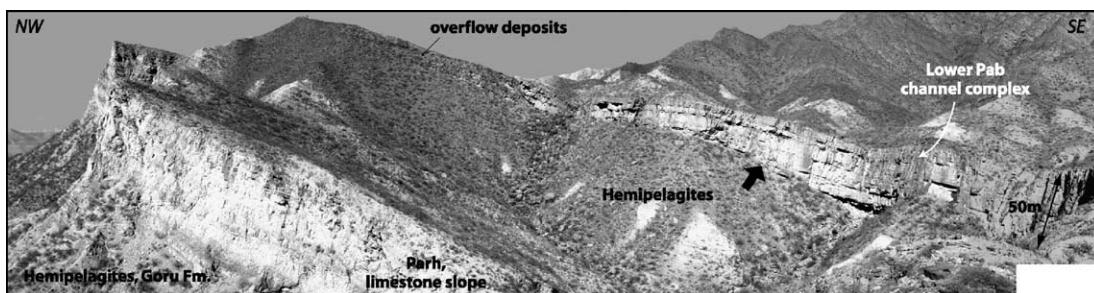


Fig. 9. Channel complex geometry in the proximal setting (Annera Dhora section, see Fig. 1 for location). The channel complex has a high sand/shale ratio. It consists of massive high-density turbidites onlapping a steep channel base (arrow). The channel complex laterally pinches out, and overflow deposits can be seen laterally to the channel. Overflow deposits are only developed in the uppermost part of the channel complex. Their lateral extension is relatively limited, and they laterally thin out on the left-hand-side of the panorama. The main channel body is around 50 m thick.

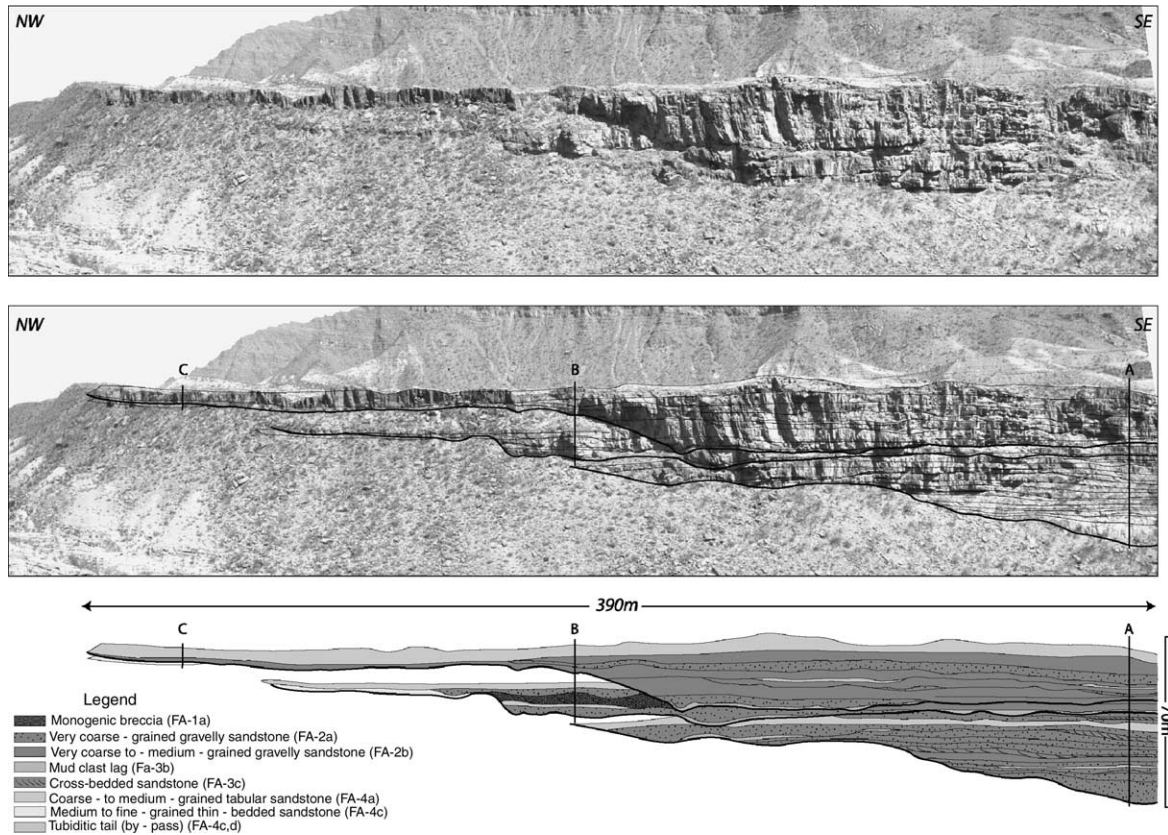


Fig. 10. Lateral pinch-out of the LP3 channel complex in the canyon mouth setting (Drabber Dhora, North face, see Fig. 1 for location). At least four superposed channel 'stories' can be identified. The channel-fill overlies the basal erosional surfaces of each channel storey, which are deeply incised into the underlying deposits. The channel complex widens upwards, each channel storey being wider than the underlying one. Levee deposits are probably present, but are of limited lateral extension and are covered by scree in this outcrop. Paleocurrents are oriented N, into the page. Stratigraphic Sections A, B and C constrain the facies interpretation (see Fig. 11)

and extends far beyond the channel complex basal erosional surface. A polygenic debris-flow of regional extension cuts into the spill-over lobe (Fig. 4).

The funnelling effect induced by the canyon morphology, leading to flow concentration, is still active but rapidly decreases downstream. The slope gradient also decreases from the canyon to the basin-plain. This slope change leads to a rapid decrease of flow-energy, and favours hydraulic jump phenomena. The canyon also opens onto a wide basin-plain, and the flows are no longer laterally confined. The combination of these factors explains the particular characteristics of a channel complex, which develops at the canyon mouth setting. Erosive processes are very active at this location because of the combined effects of the hydraulic jump and of the funnelling of flows exiting the canyon. Erosive phenomena are responsible for the deep and narrow morphology of the channel complex and of the individual channels. By-pass facies (mud clast and gravel lags, megadunes) are related to the hydraulic jump phenomenon (Mutti, 1992). Flow turbulence suddenly increases, allowing the suspension of the finer-grained fraction of the sediment. These turbulent processes favour levee construction. Levees can also spread out laterally from

the channel axis on the basin floor as the confinement due to the canyon ceases.

6.4. Channel complex architecture in the mid-fan setting

In the mid-fan setting, the LP3 channel complex width increases to around 3 km, with a mean thickness of 50 m (Fig. 6). In comparison with the canyon mouth, the overall sand/shale ratio decreases. Channel infill is more heterolithic and less massive than what is observed upstream. The channel complex in the mid-fan setting clearly results from the amalgamation and stacking of several individual turbiditic channels, and the degree of preservation of the individual channels globally increases upward (Figs. 13 and 14)

The typical architecture of an individual channel has already been described in Section 6.3 (Fig. 8c). The basal erosional surfaces have much less relief than those described at the canyon mouth location, and only envelop the lower half of the channel; the upper half shows progressive interfingering between channel-fill and over-flow deposits.

The basal erosional surface of the individual channels is often overlain by tractive megadunes and mud-clasts of

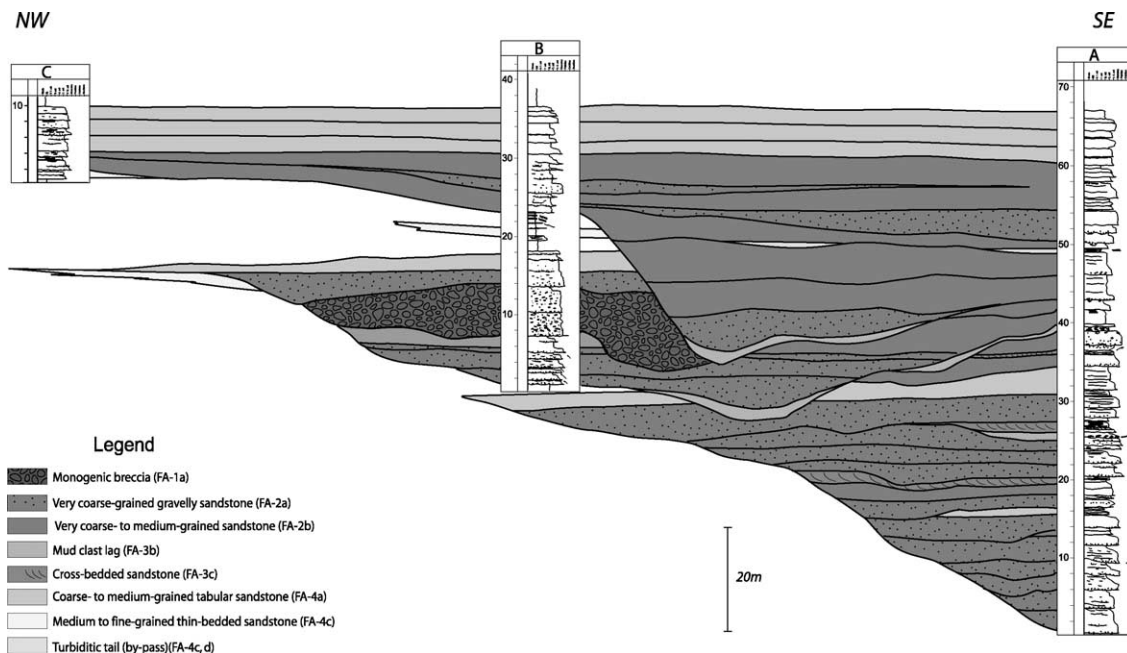


Fig. 11. Detail of the facies interpretation between stratigraphic sections A, B and C at Drabber Dhora. (see Fig. 1 and 10). By- > pass deposits of the FA->3 facies association are well->developed at the base of each storey. The fill consists of massive, thick-> bedded sandstones of the FA->2 facies association, which onlap the channel complex margin. The final stage of fill is a spill->over lobe, which is especially well->developed above the topmost storey. A large bed of matrix->supported mudclast conglomerates (FA->1a) can be seen at the margin of the second stage, and probably results from the collapse of the channel margin. Paleocurrents are oriented N, into the page.

the FA-3 by-pass facies association. These are less abundant than in the more proximal positions. The channel base is also draped by thin-bedded turbidites deposited by the low-density waning turbidity current tails (Beaubouef et al., 1999). The channel-fill mostly consists of FA-2b deposits, which lap onto the basal erosional surface in the lower half of the channel. The upper half of the channel-fill is also made up of FA-2b turbidites, but the erosion at the base of individual beds is less pronounced, resulting in a more tabular geometry. The beds extend beyond the basal erosional surface, and laterally interfinger with deposits of

the FA-4a spill-over and FA-4c sand-rich levee facies association (Fig. 13).

The spill-over lobes consist of fine to medium-grained sandstone in beds 0.5–1 m thick. The beds are massive or show plane-parallel laminations. The spill-over lobes correspond to a construction phase at the end of the channel-fill, spilling over the levees, and are found in the topmost part of the channel complex. They interfinger with pelagic sediments laterally to the channel axis. The convex-up geometry formed by these lobes was subsequently reinforced by differential compaction.

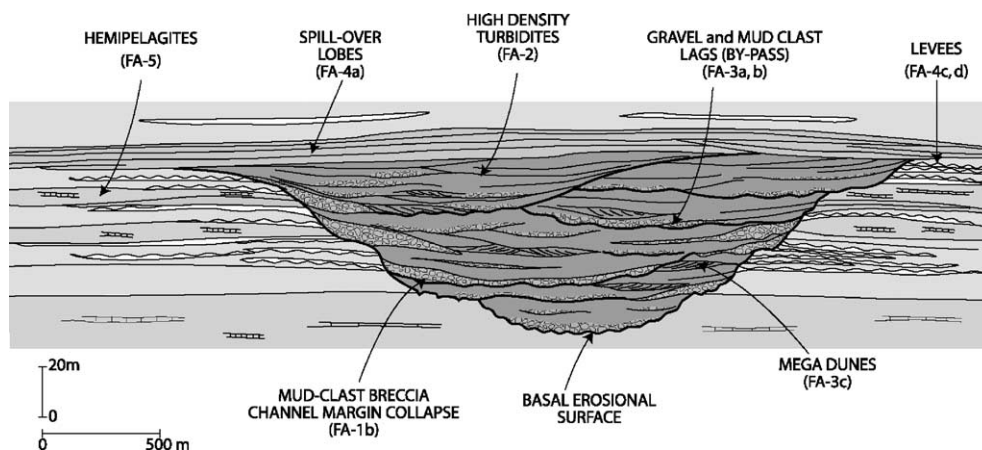


Fig. 12. Schematic model of channel complex architecture in the canyon mouth setting. See text for comments.

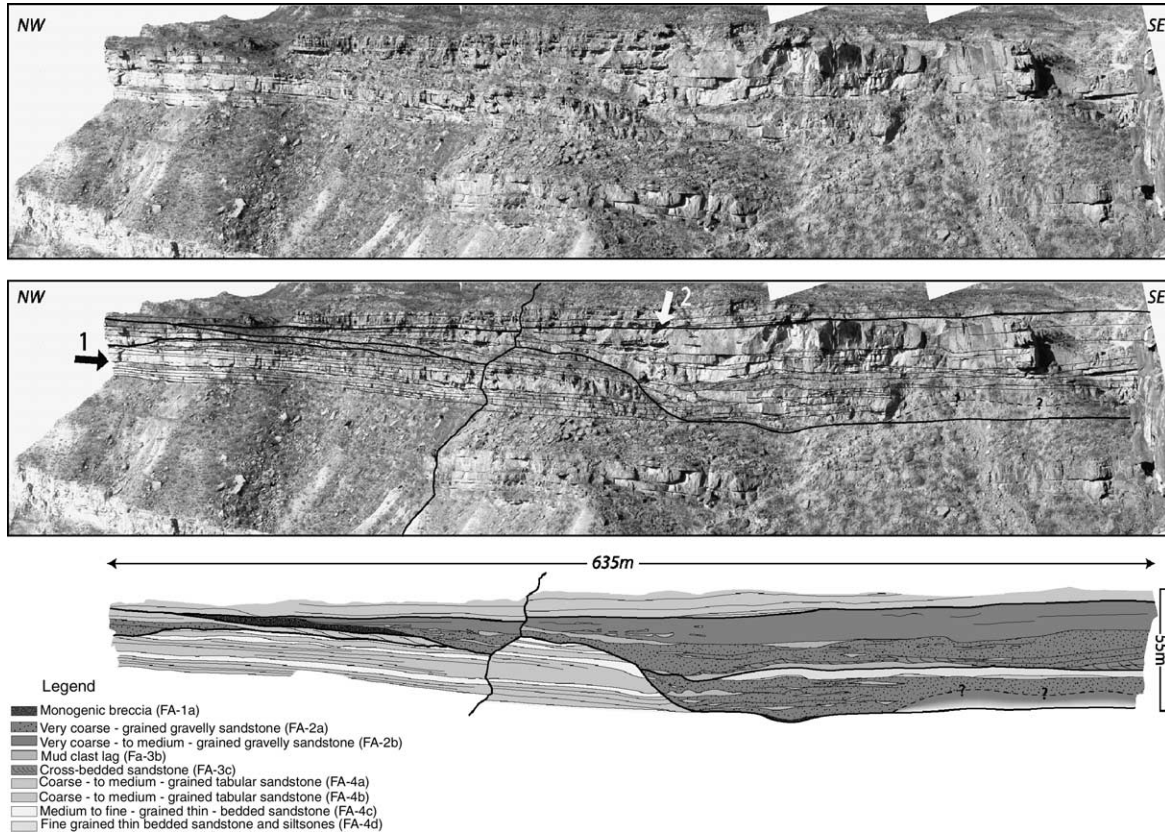


Fig. 13. Stacked channels of the LP3 channel complex in the mid-fan setting (Baddho Dhora North face, see Fig. 1 for location). Here, the channel complex shows a basal erosional surface with moderate incision. Paleocurrents are oriented NNW, into the page. The tabular deposits at the base of the channel complex are interpreted as crevasse lobes (FA-4b) (arrow 1). The channel complex fill is more heterolithic than in the canyon mouth setting, and thin-bedded sandstones of the FA-4 facies association are interpreted as being ‘confined’ levee and overflow deposits preserved between the individual channels. Construction and spill processes increase in importance upwards in the channel complex, as erosion and by-pass processes decrease. The channel complex shows a convex-up geometry due to the aggradation of a spill-over lobe (FA-4a) (arrow 2) in the final stage of its infill. This lobe pinches out to the NW.

Large-scale oblique erosional surfaces dipping at 10–15° have also been observed at the base of the LP3 channel complex in several places, and especially in the Khangani Dhora outcrops (see Fig. 1 for location and Fig. 15). Thick mud-clast lags are typically present above these surfaces. The general geometry suggests that these oblique surfaces are associated with the lateral migration of the channel axis, in a westward direction. The migration of the channel axis

occurs in several stages, each of which laps onto an inclined basal erosional surface. Overflow deposits are deposited laterally to the main channel axis, and their preservation suggests significant aggradation during the lateral migration of the channel.

Within the channel complex fill, well-developed sandy overflow deposits are preserved between the individual channels. They consist of tabular beds, whose thickness

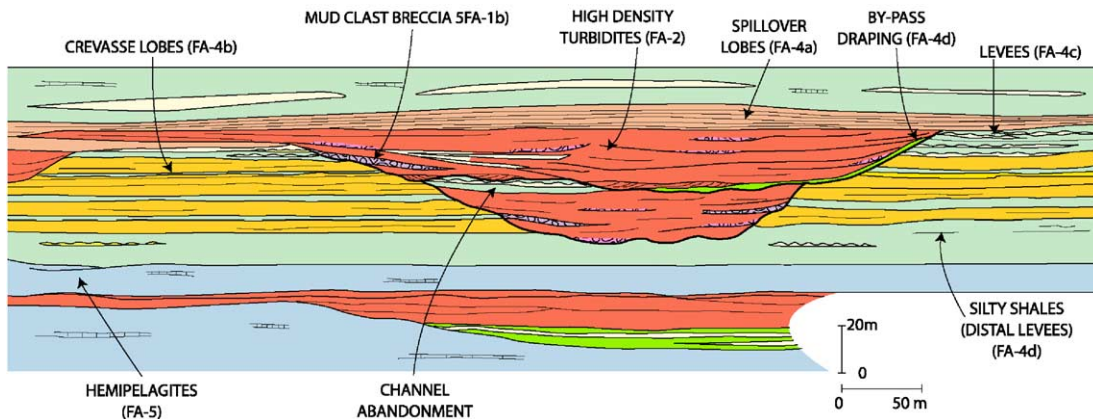


Fig. 14. Schematic model of channel complex architecture in the mid-fan setting. See text for comments.



Fig. 15. Evidence of channel lateral migration (Khaghani Dhora, see Fig. 1 for location). The large-scale inclined surfaces (arrowed) correspond to erosional surfaces draped by mud-clasts. The channels laterally migrate westwards, while aggrading vertically.

ranges from 10 cm to 1 m. They were deposited by low-density turbidites (FA-4 facies association). They are interpreted as being 'confined' sandy levees, crevasse splays or spill-over lobes. The volume of confined levee deposits increases upwards in the channel complex, as a result of both a better preservation of the fine-grained sediments and of an increasing abundance of overflow deposits with respect to channel-fill deposits. In the middle part of the complex, only the lower half of an individual channel is confined by an erosional surface. In the upper part of the channel complex, individual channels are smaller, and most of the sediment is deposited in the form of lobes, crevasses and levees.

Unconfined levees occur at the fringe of the channel complex. They are often intercalated with sand-rich crevasse-splay deposits. The levees show a progressive lateral facies change, with FA-4c (Bouma Tb-c) deposits distally passing to FA-4d deposits (rippled siltstones), then to dark siltstones. The unconfined levees are of great lateral extent, beyond the outcrop scale.

On the basin floor, channels are unconfined, and have space to spread out and to migrate laterally. Therefore, the width of the channel complex progressively increases. The turbulence of the flow is also greater downstream of the canyon mouth, favouring suspension of the finer fraction of the sediment, and hence the development of confined and unconfined levees.

The channel complex architecture again results from multiple phases of incision and infill, similar to those described by Kolla et al. (2001), Mayall and Stewart (2000) in the deep offshore of Angola. The sinuosity of the individual channels, which have been mapped along the cliff face, also increases upward. The evolution probably corresponds to an overall backstep of the channel complex, probably related to a reduction of sediment supply or of the energy of individual flows through time.

7. Discussion

7.1. Single or multiple incision?

A major question concerns the timing of incision at the base of the channel complexes. It is tempting, when working with seismic data, to consider that a channel complex results from a single incision phase, which is then filled by multiple events. In practise, the basal erosional surface seen on seismic data is more likely to be defined by the onlap configuration of the infill than by a continuous seismic horizon (see, for example, figures from Kolla et al. (2001) or Abreu, Sullivan, Pirmez, and Mohrig (2003)).

The Pab outcrops clearly show that channel complexes result from multiple phases of erosion, infill and abandonment. The 'flat and step' geometry of the basal erosional surface is the main argument in favour of this interpretation. The observed geometry corresponds to a multi-storey unit, the channel complexes aggrading and widening through time. A second argument is provided by the preservation of carbonate-rich hemipelagites within the levees. The hemipelagites mark periods of low sedimentation rate and a periodic shut-off of the clastic sedimentation. The channel complex was, therefore, episodically abandoned for significant periods between successive incision phases.

7.2. Stages of formation of a channel complex

The formation of a channel complex at the canyon mouth setting is summarised in Fig. 15. First, sediment by-passes through the channel incision, while at the same time levees aggrade laterally to the channel axis (Fig. 16a). Gravel conglomerates and mud-clasts (FA-3a,b) form lag deposits on the erosional surface. During the by-pass phase in the channel, the sediment is ultimately deposited more distally, forming sand-rich lobes (Mutti, 1992). Levee aggradation

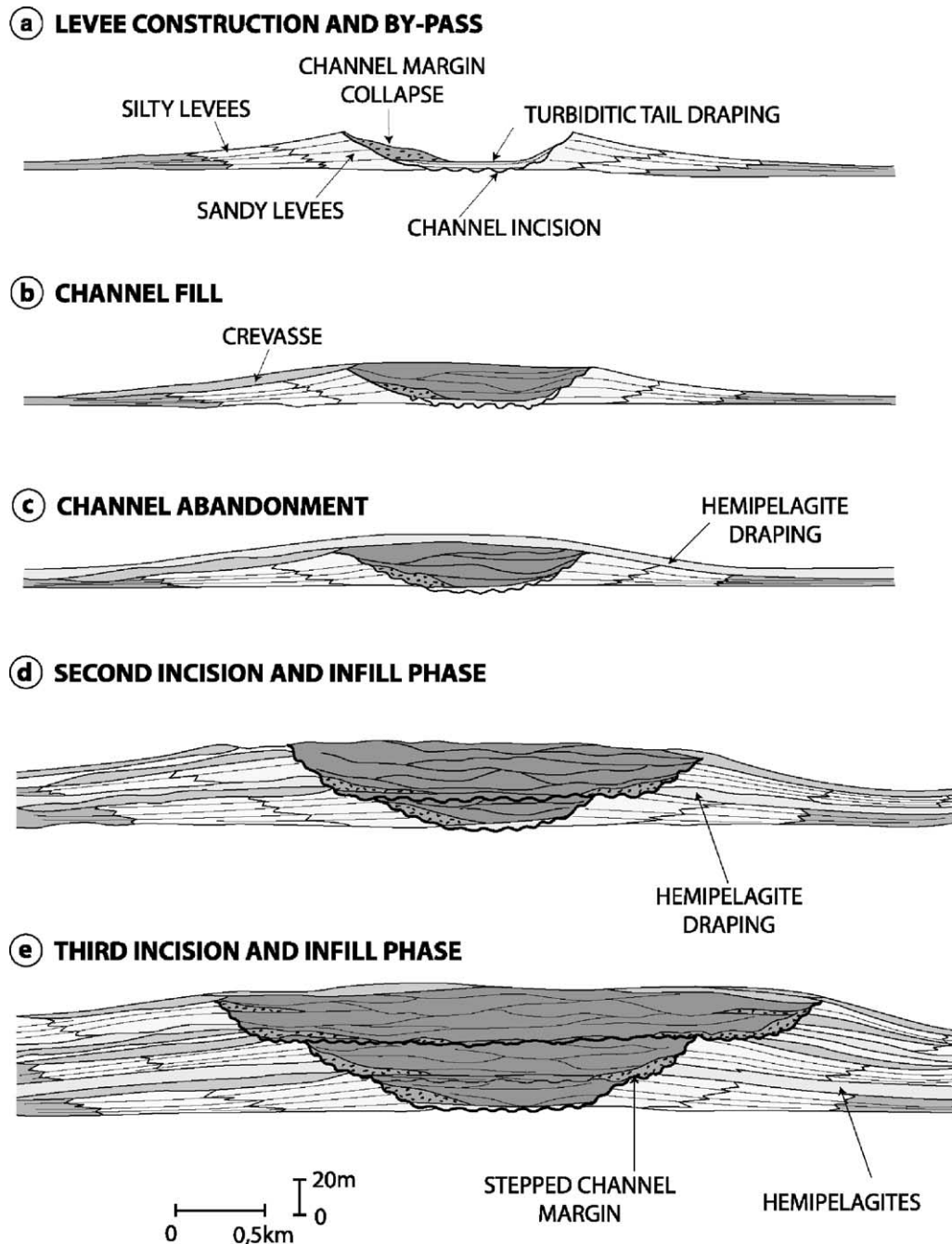


Fig. 16. Genetic model for channel complex formation in the proximal fan setting. The channel complex is made up of superposed channel stories resulting from three phases of incision, fill and spill phases. Hemipelagites interbedded in the levees correspond to periodic of abandonment of the channel complex.

and construction only occur if the flow is turbulent enough to maintain fine-grained material in suspension. In the proximal fan setting, or within a canyon, levees will be poorly developed because the flows are highly concentrated and turbulence is limited (Mulder & Alexander, 2001). Erosive processes are dominant and levees cannot aggrade, as observed in the channel complexes confined in the canyon in the Lower Pab sandstone. Levees preferentially develop downstream of the hydraulic jump, where a substantial amount of the finer portion of the sediment enters into suspension. When relief on the levee walls is

sufficient, they tend to collapse into the channel, which explains the abundance of mud clast breccias near to the channel margins.

The channels start to fill when gravity flow velocity decreases (Fig. 16b). Massive sandstones, deposited by high-density turbidites, lap onto the channel erosional surface. This onlap configuration, frequently observed in the Pab sandstone channel complexes (Fig. 9), is the main evidence for diachronism between the levee construction and the channel-fill. The channel-fill backsteps and laps onto the basal surface upstream. The spill-over lobes are

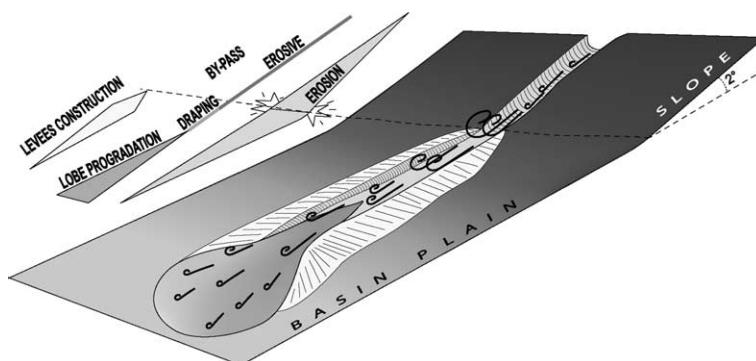


Fig. 17. Summary of depositional processes in the Pab turbiditic channel complex. See comments in the text.

the last phase of the backstepping channel construction. Then, the channel complex is abandoned (Fig. 16c), and pelagic sediments drape the whole system. After this phase of quiescence, channel activity resumes, and a new erosional surface is formed. Three or four phases of channel incision and fill followed by abandonment are usually observed (Fig. 16d,e), forming multiple channel 'stories', before the final abandonment of the channel complex.

7.3. Importance of by-pass processes

By-pass processes occur when the flow velocity is too high to allow sediment deposition. At the scale of an individual channel, lag deposits and 'left behind' sediments are deposited in the channel axis (Beaubouef et al., 1999; Gardner & Borer, 2000; Mutti, 1992). Lag deposits (pebbles and gravels, mud-clasts) consist of the fraction of the sediment, which is too heavy to remain in suspension, and is transported by a bed-load mechanism at the base of the gravity flow. In contrast, the 'left behind' deposits are fine-grained sediments deposited by traction and fall-out mechanisms, in the waning stage of the turbidity flow. They drape the basal erosional surface of the channel. The association of the lag deposits with fine-grained 'left behind' sediments is diagnostic of by-pass processes in the channels.

At a larger scale, by-pass processes are well-developed at the base of the slope, which corresponds, in the Pab system, to the canyon mouth (Fig. 17). The change of slope angle induces hydraulic jump phenomena. As a result, erosive processes are increased, and the finer portion of the material enters into suspension. Levees can then be constructed downstream of this point. Megaripples (FA-3c) are by-pass deposits, which are preferentially associated with the hydraulic jump, and are very frequent in the basal part of the channel complexes at this location. The hydraulic mechanism at the origin of these facies is still conjectural (see discussion of the F6 facies tract in Mutti (1992)).

7.4. Channel lateral migration

Meandering turbiditic channels are frequently observed in seismic time-slices (Abreu et al., 2003, this volume;

Kolla et al., 2001). They are apparently better preserved at the top of the channel complex sequences. Several different interpretations have been proposed to explain such features, which resemble meandering fluvial channels in plan-view. Abreu et al. (2003, this volume) consider that these features are similar to fluvial point bars, although the underlying mechanisms are still not clear for gravity flow deposits. In the Tabernas basin (Kleverlaan, 1989; Pickering, Hodgson, Platzman, Clark, & Stephens, 2001), in the Ouachita mountains (Coleman, 2000) or in the Ross Formation in Ireland (Martinsen, Lien, & Walker, 2003; Martinsen, Walker, & Lien., 2000), large oblique surfaces downlapping onto the channel bases are tentatively interpreted as lateral accretion surfaces. In the Lower Pab Fm., the large-scale oblique surfaces, which have been observed (Fig. 15), present a different configuration to the one observed in fluvial point bars. The oblique surfaces correspond to the erosional basal surface of channels migrating westwards, in a context of overall aggradation. The oblique surfaces observed are erosional surfaces draped with mudclasts, which do not downlap onto a unique basal surface as is observed in point bars. The presence of overflow deposits laterally to the channel axes indicates that the channels were aggrading while migrating laterally. A similar configuration is proposed by Kolla et al. (2001) from seismic data in turbiditic channels of offshore Angola.

8. Conclusions

The Lower Pab turbiditic system in the Pab Range provides a new outcrop model for a high-transport efficiency basin floor fan deposited along a passive margin. The geometry of the fan can be studied both at a regional scale, along a 120 km long transect, and at a smaller scale in 3D outcrops.

At a regional scale, segmentation of the margin probably controlled the location and the extension of the Lower Pab basin floor fan. Half-graben or large tilted blocks affecting the distal margin also probably contributed

to guide the main flow pathways of the gravity flows. Sub-surface data and the study of the outcrops north of the Pab Range will lead in the future to a more precise reconstruction of the Upper Cretaceous margin.

The Lower Pab basin floor fan is mainly characterised by a backstepping evolution occurring both at the scale of the whole turbiditic system and of the channel complexes. The relative volumes of lobes and channels changed with time. At first, by-pass processes were dominant and favoured the transport of sediments over long distances, leading to construction of the massive lobes of the LP1 unit. Then, sediments mostly accumulated in the channels, lobes being progressively starved in sediments in the LP2 unit. Finally, sediments were mostly stored within channels with extensive overflows in the LP3 unit. This overall backstep is related to a decrease in the general sediment supply in the basin, inducing the progressive abandonment of the basin floor fan. A mud-rich slope fan then developed above the basin floor fan, while most of the sediment was trapped on the shelf.

The decrease of the sediment supply also led to a backstepping evolution at the scale of a channel complex. Erosive processes were more important at the base of the channel complex. Constructive processes and vertical aggradation of channels then predominated in its upper part. The abandonment was marked by the development of 'spill-over' lobes, ending the infill of the channel. The downstream evolution of turbidite channel complexes can be assessed from study of the Lower Pab Fm. turbiditic system. The channel complexes are first confined in a canyon incised in a carbonate slope. In this proximal setting, the complexes are deep and narrow, and present a high sand/shale ratio. Levees are poorly developed. At the canyon mouth, the channel complexes widen, and levees start to develop. By-pass deposits represent a significant proportion of the channel-fill. In the mid-fan, the channel complexes have the space to migrate laterally. Confined and unconfined levees and overflow deposits are well-developed. These changes in the architecture of the channel complex along the depositional profile have important consequences on the potential reservoir quality. The quantification of the distribution of heterogeneity in the channel complexes in outcrop in the Pab range will provide predictive models useful in optimising reservoir development in similar sedimentary settings.

The turbiditic lobes, which were deposited downstream of the channel complexes, crop out extensively in the northern Pab Range. They extend over tens of kilometres downstream, and their basal pinch-out has not yet been identified. The lobes are apparently connected to the channels, without an intermediate zone of by-pass. Channels apparently erode the topmost part of the lobes, which suggests progradation during the construction of the lobe systems, followed by an overall backstep leading to the infill of the channel complexes. Channel-fill, therefore, marks the abandonment of the main lobe systems.

Acknowledgements

These results are a part of a joint industry project sponsored by BP, Eni-Lasmo, Petrobras, Premier-Pakistan, Totalfinaelf and Shell. M.C. Cacas, J.M. Daniel and J. Letouzey (IFP) carried out the structural interpretation of the area. G. Desaubliaux, F. Gaumet, D. Granjeon, J.L. Rudkiewicz, and C. Ravenne (IFP) also contributed to the field data acquisition. C. Müller (IFP) dated the nannofossils. Special thanks goes to professor Haneef (Peshawar University) and N. Haq (Eni-Lasmo) for helping us in the field logistics. N. Doizelet and Y. Calot-Martin draughted the figures. The authors benefited from detailed, helpful and thought-provoking reviews by M. Roveri and O. Martinsen.

References

- Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C., & Mohrig, D. (2003). Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine and Petroleum Geology*, this issue. doi:10.1016/S0264-8172(03)00134-X.
- Allemann, F. (1979). Time of emplacement of the Zhob valley ophiolites and Bela ophiolites, Baluchistan (preliminary report). In A. Farah, & K. A. DeJong (Eds.), *Geodynamics of Pakistan* (pp. 243–250). Quetta: Geological survey of Pakistan.
- Beaubouef, R. T., Rossen, C., Zelt, M. D., Sullivan, D. C., Morhig, D. C., & Jennette, D. C. (1999). *Deep-water sandstones, Brushy Canyon Formation, West Texas. Field guide for AAPG Hedberg research conference, April 15–20, 1999, Tulsa, Oklahoma: AAPG*, pp. 99.
- Besse, J., & Courtillot, V. (1988). Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the early Jurassic. *Journal Geophysics Research*, 93, 11791–11808.
- Beswetherick, S., & Bokhari, S. W. (2000). *The subsurface appraisal of the Bhit Gas Field: A case study. In: Proceedings of the SPE-PAPG annual technical conference 2000, Islamabad, Pakistan*, pp. 239–257.
- Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier, pp. 168.
- Coleman, J. L., Jr (2000). Carboniferous submarine basin development of the Ouachita Mountains of Arkansas and Oklahoma. In A. Bouma, & C. Stone (Eds.), *Fine-grained turbidite systems. AAPG Memoir, 72/SEPM Special Publication*, 68 (pp. 21–32).
- Dolan, P. (1990). Pakistan: a history of petroleum exploration and future potential. In J. Brooks (Ed.), *Classic petroleum provinces. Geological Society Special Publication*, 50 (pp. 503–524).
- Eschard, R., Albouy, E., Gaumet, F., & Ayub, A. (2002). Comparing basin floor fan versus slope fan depositional architecture in the Pab sandstone, Maastrichtian, Pakistan. In S.A. Lomas & P. Joseph (Eds.) *Confined Turbidite Systems*. London: Geological Society, Special Publications 222.
- Gardner, M. H., & Borer, J. M. (2000). Submarine channel architecture along a slope-to-basin profile, brushy canyon formation, West Texas. In A. Bouma, & C. Stone (Eds.), *Fine-grained turbidite systems. AAPG Memoir, 72/SEPM Special Publication*, 68 (pp. 195–214).
- Gardner, M. H., Borer, J. M., Melick, J. J., Mavilla, N., & Wagerle, R. N. (2003). An evolving stratigraphic process-response model for submarine channels from outcrop studies of the Permian brushy canyon formation, West Texas. *Marine and Petroleum Geology*, this issue. doi: 10.1016/S0264-8172(03)00126-0.
- Gaumet, F., Eschard, R., Albouy, E., Desaubliaux, G., & Euzen, T. (2003). *Importance of gravity flow deposits within a pure pelagic carbonated ramp (Cenomanian–Campanian, North-Western Indian*

- Margin). In: *Proceedings of the AAPG annual convention, March 10–13 2002, Houston, Texas*, in press.
- Gnos, E., Immenhauser, A., & Peters, T. J. (1997). Late Cretaceous/Early Tertiary convergence between the Indians and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments. *Tectonophysics*, 271, 1–19.
- Hedley, R., Warburton, J., & Smewing, J. (2001). *Sequence stratigraphy and tectonics in the Kirthar Foldbelt, Pakistan*. In: *Proceedings of the SPE-PAPG annual technical conference, Islamabad, 2001*, pp. 61–72.
- Hunting Photographic Survey Corporation Limited (1958). *Geological maps no. 6 and no. 11. Reconnaissance geology of part of West Pakistan*, Canada: Government of Canada.
- Joseph, P., Babonneau, N., Bourgeois, A., Cotteret, G., Eschard, R., Garin, B., Gomes De Souza, O., Granjeon, D., Guillocheau, F., Lerat, O., Quemener, J. M., & Ravenne, C. (2000). The Annot Sandstone outcrops (French Alps): architecture description as input for quantification and 3D reservoir modeling. In P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rosen, H. Nelson, A. H. Bouma, M. J. Sty Zen, & D. T. Lawrence (Eds.), *Deep-water reservoirs of the world. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation 20th annual research conference, Houston Texas* (pp. 422–449).
- Kadri, I. B. (1995). *Petroleum geology of Pakistan*. Karachi: Pakistan Petroleum Limited, pp. 273.
- Kleverlaan, K. (1989). Three distinctive feeder-lobe systems within one time-slice of the Tortonian Tabernas fan, SE Spain. *Sedimentology*, 36(1), 25–45.
- Kolla, V., Bourges, Ph., Urruty, J. M., & Safa, P. (2001). Evolution of deep-water tertiary sinuous channel offshore Angola (West Africa) and implications for reservoir architecture. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85, 1371–1405.
- Lowe, D. R. (1979). Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM Special Publication*, 27, 75–82.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279–297.
- Martinsen, O. J., Lien, T., & Walker, R. W. (2003). Facies and sequential organisation of a mudstone-dominated slope and basin floor succession: The Gull Island Formation, Shannon Basin, Western Island. *Marine and Petroleum Geology*, this issue. doi:10.1016/S0264-8172(03)00131-4.
- Martinsen, O. J., Walker, R. W., & Lien, T. (2000). Upper Carboniferous slope to basin floor sediments, Western Ireland: Outcrop analogues for passive margin turbidite plays. In P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rosen, H. Nelson, A. H. Bouma, M. J. Sty Zen, & D. T. Lawrence (Eds.), *Deep-water reservoirs of the world. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation 20th annual research conference, Houston Texas* (pp. 533–555).
- Mayall, M., & Stewart, I. (2000). The architecture of turbidite slope channels. In P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rosen, H. Nelson, A. H. Bouma, M. J. Sty Zen, & D. T. Lawrence (Eds.), *Deep-water reservoirs of the world. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation 20th annual research conference, Houston Texas* (pp. 578–586).
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269–299.
- Mutti, E. (1977). Distinctive thinbedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, 107–131.
- Mutti, E. (1992). In Istituto di Geologia, Università di Parma (Ed.), *Turbidite sandstones* (p. 275) San Donato Milanese: AGIP.
- Mutti, E., & Normark, W. R. (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. In J. K. Legget, & G. G. Zuffa (Eds.), *Marine clastic sedimentology: Concepts and case studies* (pp. 1–38). London: Graham & Trotman.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., & Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, this issue. doi:10.1016/S0264-8172(03)00122-3.
- Pickering, K. T., Hodgson, D. M., Platzman, E., Clark, J. D., & Stephens, C. (2001). A new type of bedform produced by backfilling processes in a submarine channel, Late Miocene, Tabernas-Sorbas basin, SE Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5), 692–704.
- Pickering, K. T., Stow, D. A. V., Watson, M. P., & Hiscott, R. N. (1986). Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, 23, 75–174.
- Powell, C. McA. (1979). A speculative tectonic history of Pakistan and surroundings: some constraints from the Indian Ocean. In A. Farah, & K. A. De Jong (Eds.), *Geodynamics of Pakistan* (pp. 5–24). Quetta: Geological Survey of Pakistan.
- Ravenne, C., Joseph, P., & Gomes de Souza, O. (1995). *Classic Annot sandstones: seismic scale exposures of Eocene basinal turbidites in the French external Alps (field trip)*. In: *AAPG international conference and exhibition, Nice, Sept 10–13*, p. 120.
- Remacha, E., & Fernández, L. P. (2003). High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology*, this issue. doi: 10.1016/S0264-8172(03)00137-5.
- Ricci Lucchi, F. (1986). The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines. In P. A. Allen, & P. Homewood (Eds.), *Foreland basins. IAS Special Publication*, 8 (pp. 105–139). Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Scotese, C. R., Cahagan, L. M., & Larson, R. L. (1988). Plate Tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic basins. *Tectonophysics*, 155, 27–48.
- Sultan, M., & Gipson, M., Jr (1995). Reservoir potential of the Maastrichtian Pab sandstone in the Eastern Sulaiman Fold-belt, Pakistan. *Journal of Petroleum Geology*, 18(3), 309–328.
- Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F., & Cassaigneau, C. (1981). Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 355–371.
- Walker, R. G. (1978). Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 932–966.

2.7 Architecture d'un complexe de chenaux dans le fan médian du complexe turbiditique du Pab (Maastrichtien, Pakistan)

L'objectif de cette partie est de reconstruire l'architecture stratigraphique des réservoirs turbiditiques des complexes de chenaux qui constituent le « Basin Floor Fan » du Pab Inférieur. La publication présentée dans cette section, « Reservoir architecture of a turbidite channel complex in the Pab Formation, Pakistan », par Euzen et al. (2007), propose une description détaillée de l'architecture stratigraphique d'un des trois complexes de chenaux turbiditiques observés dans le « Basin Floor Fan », dans la partie médiane du système. Ce travail se base sur l'interprétation et la restauration en 3D des affleurements à partir de panneaux photos des différentes falaises où a été observé le complexe de chenaux terminal du « Basin Floor Fan ». La restauration géométrique permet de mettre en évidence l'architecture et l'empilement des différents chenaux élémentaires constituant le complexe de chenaux, de proposer un modèle conceptuel d'évolution temporelle du complexe de chenaux, et de décrire les hétérogénéités de réservoirs qui sont présentes dans ce genre de système.

Les principaux résultats de l'étude détaillée et de la restauration géométrique du complexe de chenaux turbiditiques sont les suivants :

- Le complexe de chenaux est composé d'une douzaine de chenaux uniques amalgamés, empilés verticalement et migrant latéralement. Ces chenaux mesurent entre 800 et 1 500m de largeur et de 30 à 70m d'épaisseur. Ces chenaux sont partiellement érodés par les chenaux suivants. Le schéma d'empilement des chenaux montre des migrations latérales avec une composante aggradante. L'épaisseur du complexe de chenaux peut atteindre jusqu'à 150m dans l'axe. La proportion de dépôts de débordement augmente vers la marge du complexe. La largeur totale du complexe de chenaux dans la partie médiane du système est d'environ 3 à 4 km.
- La mise en place des chenaux unitaires comprend quatre étapes principales :
 - Au cours de la phase d'érosion, la majeure partie des sédiments sont en by-pass et un lag recouvre localement la surface d'érosion basale ;
 - Les dépôts de débordement sont déposés latéralement à l'axe du chenal ;
 - Le remplissage du chenal unitaire se fait en rétrogradation, avec plusieurs phases de ré- incisions, dont résulte une géométrie en gradins de surface d'érosion basale. La fin du remplissage correspond à de vastes lobes terminaux, coiffés par des turbidites boueuses drapant les lobes pendant la phase d'abandon du chenal.
- Les hétérogénéités de réservoir décrites dans les complexes de chenaux sont:
 - Les dépôts de by-pass et d'effondrement de marge recouvrant les surfaces d'érosion ;
 - Les dépôts d'abandon drapant les dépôts de débordements terminaux du remplissage ;
 - les dépôts hétérolithiques latéraux à l'axe du chenal (levées et lobes de débordement).
- Le complexe de chenaux turbiditiques du Pab Inférieur fournit un modèle haute résolution et 3D de l'architecture stratigraphique et des hétérogénéités internes. La taille des hétérogénéités observées est inférieure à la résolution sismique et peut avoir un impact majeur sur le comportement des fluides pendant la production de réservoirs équivalents en subsurface. Des simulations d'écoulement de fluide sur des modèles numériques basés sur de telles interprétations peuvent permettre de mieux prédire l'effet de ces hétérogénéités sur le comportement des écoulements lors de la production de réservoirs similaires.



Euzen, T., R. Eschard, E. Albouy, and R. Deschamps: Reservoir Architecture of a Turbidite Channel Complex in the Pab Formation, Pakistan, *in* T. H. Nilsen, R. D. Shew, G. S. Steffens, and J. R. J. Studlick, eds., *Atlas of Deep-Water Outcrops: AAPG Studies in Geology* 56.

Reservoir Architecture of a Turbidite Channel Complex in the Pab Formation, Pakistan

T. Euzen

IFP, Rueil-Malmaison Cedex, France

E. Albouy

IFP, Rueil-Malmaison Cedex, France

R. Eschard

IFP, Rueil-Malmaison Cedex, France

R. Deschamps

IFP, Rueil-Malmaison Cedex, France

ABSTRACT

The Pab turbidite system was deposited along the Indo-Pakistani passive margin during the late Maastrichtian. The turbidite system (Lower Pab Formation) is the lowland system tract of a third-order sequence while an unconformity was developed on the shelf. The basin-floor fan was composed of at least three stacked channel complexes separated by extensive hemipelagite units. The fan was fed by a canyon incised into slope deposits. The reservoir geometry of the uppermost of these channel complexes has been studied along exceptional exposures in a 6-km- (3.6-mi)-long continuous cliff, in a mid-fan setting. The cliff is roughly oriented in the dip direction of turbidite transport, and several side gullies that locally cut the main cliff provide nearly strike-oriented sections of the channel complex. The reservoir architecture was reconstructed in three dimensions using detailed interpretations of the outcrop photo-panels, logs of 11 sedimentological sections, and the physical correlation of the main surfaces in outcrops and line drawings on photo mosaics.

The channel complex consisted of several amalgamated single turbidite channels. Single channels were 800–1500 m (2624–4920 ft) wide and 20–70 m (65–230 ft) thick. Each base corresponded to a simple basal erosion surface which was then draped by various bypass deposits. During the erosional stage of the single channel, levees and crevasses lobes were deposited laterally to the main channel axis. The single channel was then filled by massive to laminated sandstone beds during the fill stage and spill-over lobes capped the channel during the spill stage. Finally, the channel was abandoned and draped with muddy turbidites interbedded with hemipelagites. This spatial organization suggests erosion and then backstepping dynamics for single channel growth.

Single channels were amalgamated into channel complexes, with each of the channels partially eroding the underlying ones. They also laterally migrated with a significant aggradation component. The 3-D reconstruction of the channel complex in the mid-fan setting shows that the total width of the channel complex probably exceeded 4 km (2.4 mi), with an axial sand-rich zone 3 km (1.8 mi) wide. Along its axis, the channel complex was around 150 m (490 ft) thick and consisted of massive amalgamated sandstones. Towards its margin, the channel complex get thinned, and the proportion of overflow deposits increased.

The internal heterogeneity of the channel complex mainly consists of (1) mud-clast lags and thin-bedded bypass deposits draping erosional surfaces, (2) mud-clast breccias resulting from channel margin collapses, (3) abandonment deposits, made of thin-bedded and low-density turbidites preserved from erosion, and (4) internal levees and crevasse lobes developed laterally to the channel axis.

Most of these heterogeneities are below seismic resolution but may have a major impact on fluid behavior during the production of similar reservoirs in the subsurface.

INTRODUCTION

Turbidite channel complexes generally constitute composite multi-storey reservoir bodies with internal heterogeneities at various scales (Abreu et al., 2003; Deptuck et al., 2003; Eschard et al., 2003; Beaubouef, 2004). The reservoir characterization of such reservoirs in the subsurface remains a challenge, because small-scale heterogeneities are below seismic resolution. These are important as they may have a major impact on the fluid behavior during production, because of the high permeability contrast between reservoir units and nonreservoir heterogeneity. The Pab outcrop in Pakistan provides an exceptionally well-exposed turbidite system, which is an analogue of such deep-water reservoirs. The depositional architecture

of the whole system has been documented by Eschard et al (2004) at the regional scale. The downstream evolution of the Lower Pab turbidite channel complex's architecture, from the canyon to the distal-fan settings, was also studied by Eschard et al. (2003). The facies associations of the Lower Pab basin-floor fan are briefly presented in the hardcopy portion of this Atlas and were described in more detail in Eschard et al. (2003). The facies nomenclature used in the following sections refers to those works.

This paper focuses on the detailed stratigraphic architecture of the uppermost and best-exposed channel complex of the Lower Pab basin-floor fan, in the mid-fan setting. Using the interpretation and 3-D restoration of outcrop photo-panels, the architecture and stacking patterns of the single channels forming the channel complex have

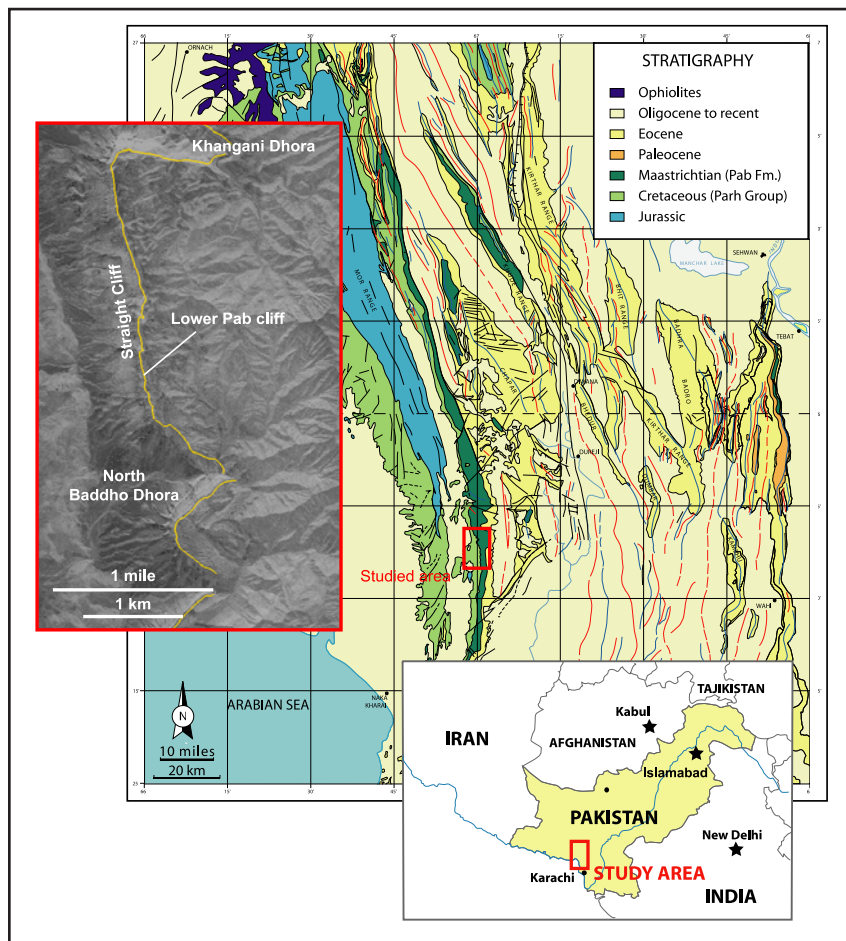


Figure 1. Geological map of the southwest Kirthar fold belt in Pakistan with the location of the study area. Base map from the Hunting Geological Survey (1958). The trajectory of the Lower Pab outcrop cliff (yellow line) is drawn on a satellite image.

been reconstructed. A depositional model describing the temporal evolution of the channel complex is proposed. Finally, the main reservoir heterogeneity encountered in this type of channel complex will be described.

GEOLOGICAL SETTING

Geodynamic Setting and Sequential Organization of the Pab System

The Pab turbidite system was deposited on the north-western margin of the Indo-Pakistani plate during the late Maastrichtian (Figure 1). This paleomargin was inherited from Early to Middle Jurassic rifting between the Indo-Pakistan-Madagascar and the African plates (Allemann, 1979; Powell, 1979; Tapponier et al., 1981; Besse and Courtillot, 1988; Scotese et al., 1988; Gnos et al., 1997, and Stampfli and Borel, 2002). From this time onward, the passive margin setting was maintained until the obduction of the Bela ophiolites during the Paleocene and then the Himalayan collision, which started during Eocene time. During the Early Cretaceous, pelagic sedimentation of the Sembar and Goru formations prevailed on the margin. During the Santonian, the break-up between India-Seychelles and Madagascar resulted in a rapid northward drifting of the Indian plate. By the late Campanian to early Maastrichtian, a carbonate ramp attributed to the Parh Formation prograded into the basin (Eschard et al., 2004). During its northward journey, the Indian plate passed above a hot spot, resulting in thermal doming and volcanic activity (Hedley et al., 2001) which lead to the Deccan-trap magmatic event on the Indian plate. The massive clastic arrival feeding the Pab turbidite system in the late Maastrichtian is attributed to the thermal doming and erosion during this mantle plume episode.

The Pab Formation was deposited during a third-order sequence lasting about 3 million years (Eschard et al., 2004). The lowstand system tract (LST) corresponds to the Lower Pab basin-floor fan, time equivalent of an unconformity on the shelf. It consists of at least three sand-rich channel complexes separated by extensive hemipelagic intervals. A mud-rich slope fan was deposited during the transgression (transgressive system tract, TST). The highstand system tract (HST) corresponds to a sand-rich slope fan, time-equivalent to a delta prograding on the shelf. A time- and facies-equivalent deltaic system in the Pab Formation was described by Sultan and Gipson (1995) in the outcrops of the Suleiman belt. The turbidite system was then abandoned, and the Korara Formation (shale) was deposited during the following transgression.

Large Scale Organization of the Lower Pab Basin Floor Fan

The Pab turbidite system is exposed in the Kirthar fold belt (southwest of Pakistan), along the Pab Range, which is a north-south-trending structure more than 160 km (98 mi) long (Figure 1). In the studied area, the Pab Range consists of a gently east-dipping monocline. Transverse east-west side canyons cutting the Pab Range every 5 to 10 kilometers (3–6 mi) provide detailed 3-D information. In the outcrop transect, the geometry of the Campanian-Maastrichtian passive margin can be reconstructed along a depositional profile from the upper slope to the basin floor. Paleocurrent measurements of the Pab turbidite system indicate that the principal direction of transport is northward to north-westward (Eschard et al., 2003) and the outcrop transect therefore obliquely cuts the Pab turbidite systems. From south to north, the downstream evolution of the channel turbidite systems can then be studied from the canyon feeder to the lobes. The channel complexes lap onto slope carbonates of the Parh Formation in the south of the Pab Range where they pinch out southward. They reach a maximum thickness of 1000 m (3280 ft) in the middle of the transect, and progressively pass to sand-rich lobes that shale out northward of the Pab Range.

At a regional scale, the Lower Pab basin-floor fan consists of three sandstone units with a high net-to-gross ratio separated by intervals of hemipelagites of regional extension (Mughal Kot hemipelagites, Hedley et al., 2001). Each of these units corresponds to a given stage of the evolution of a turbidite fan in the overall backstep of the LST (Eschard et al., 2004). The top of the channel complexes is a major abandonment surface, with a well-developed hard-ground. The hemipelagite sedimentation records periods of time during which the fan was temporally abandoned. These periods can either be related to a major lateral avulsion of the main channel feeders or to a fourth-order cyclicity with a reduction of the sediment supply during fourth-order transgression on the platform setting.

In the southern part of the studied area, in the proximal fan setting, the channel complexes are confined in a canyon incising the slope (Figure 2). Farther downstream, as the confinement was progressively less pronounced, the width/thickness ratio (W/T) of the channel complexes progressively increased. The channels pass northward to sand-rich lobes, which in turn gradually interfinger with hemipelagites farther downstream. The backstepping of the LST is marked by a general fining-upward trend from a basal very coarse-grained, massive channel complex to an upper finer-grained complex in which overflow deposits were well preserved (Eschard et al., 2003).

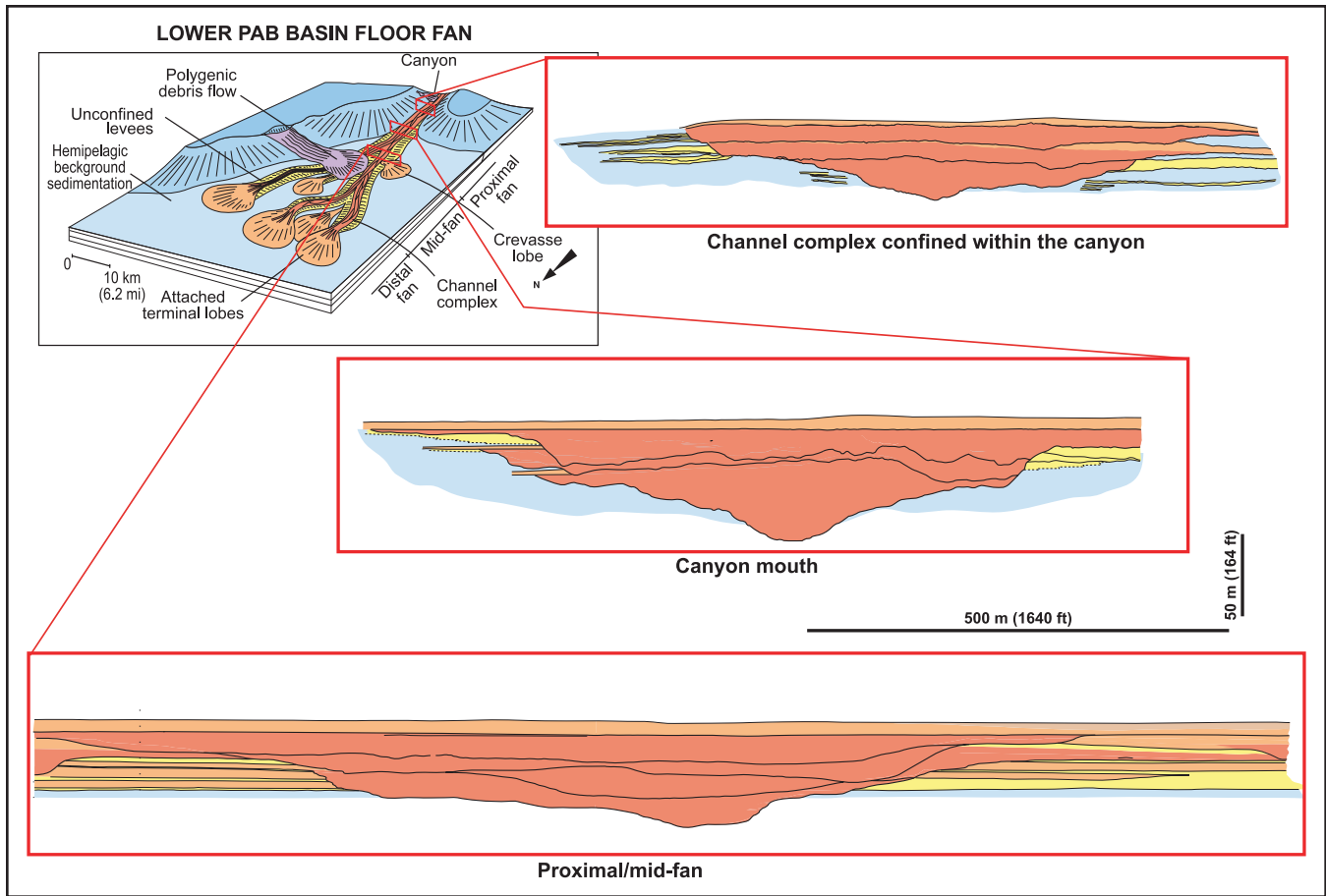


Figure 2. Large scale organization of the Lower Pab basin-floor fan and downstream evolution of the channel-complex morphology from the canyon to the mid-fan setting. The basin-floor fan was fed by a canyon incising the shelf and the slope. In the southern part of the studied area, the channel complex was confined in the canyon and mainly consisted of vertically amalgamated channels, with poorly developed overflow deposits. At the canyon mouth, the channel complex widened, but the volume and lateral extension of the overflow deposits remained limited. In the mid-fan setting, the system was less confined, the channel complex widened and overflow deposits were well-developed, as single channels laterally migrated.

METHODOLOGY FOR THE 3-D MODEL CONSTRUCTION

The quantification of facies architecture and reservoir heterogeneity from outcrop interpretation is often difficult in three dimensions because of the limited continuity of exposures and because cliffs and outcrops are essentially two-dimensional surfaces. Thanks to the exceptional continuity of the Lower Pab outcrops, a 3-D reconstruction of the uppermost channel complex (LP3) of the Lower Pab basin-floor fan was possible at reservoir scale by restoring the different cliff faces in a 3-D display. The trajectory of the cliff rim was first mapped between north Baddho Dhora and Khangani Dhora, along a 6-km (3.6-mi)-long continuous cliff section using a 2 m (6.6 ft) high-resolution satellite image. A vertical plane following the cliff rim was constructed with a 3-D modeler, which provided a 3-D trajectory of

the cliff faces along the main cliff and the side canyons. Photo mosaics of the cliff faces were restored to minimize the effects of perspective. Restored photos were then projected on each segment, draping this complex vertical plane (Figure 3). The true rock thickness measured on the sedimentological outcrop sections was used to calibrate the restoration and restore the true thickness of the channels. This restoration finally made possible a full 3-D reconstruction of the channel architecture, integrating the complex cliff geometry and the side canyons.

The base of the each of the single channels within the upper channel complex was interpreted in the continuous photo panorama and correlated along this continuous cliff section (Figure 4). The surfaces were identified in the cliff faces and visually correlated to the 11 sedimentological vertical sections measured in the area. The sedimentological sections measured along the north Baddho Dhora

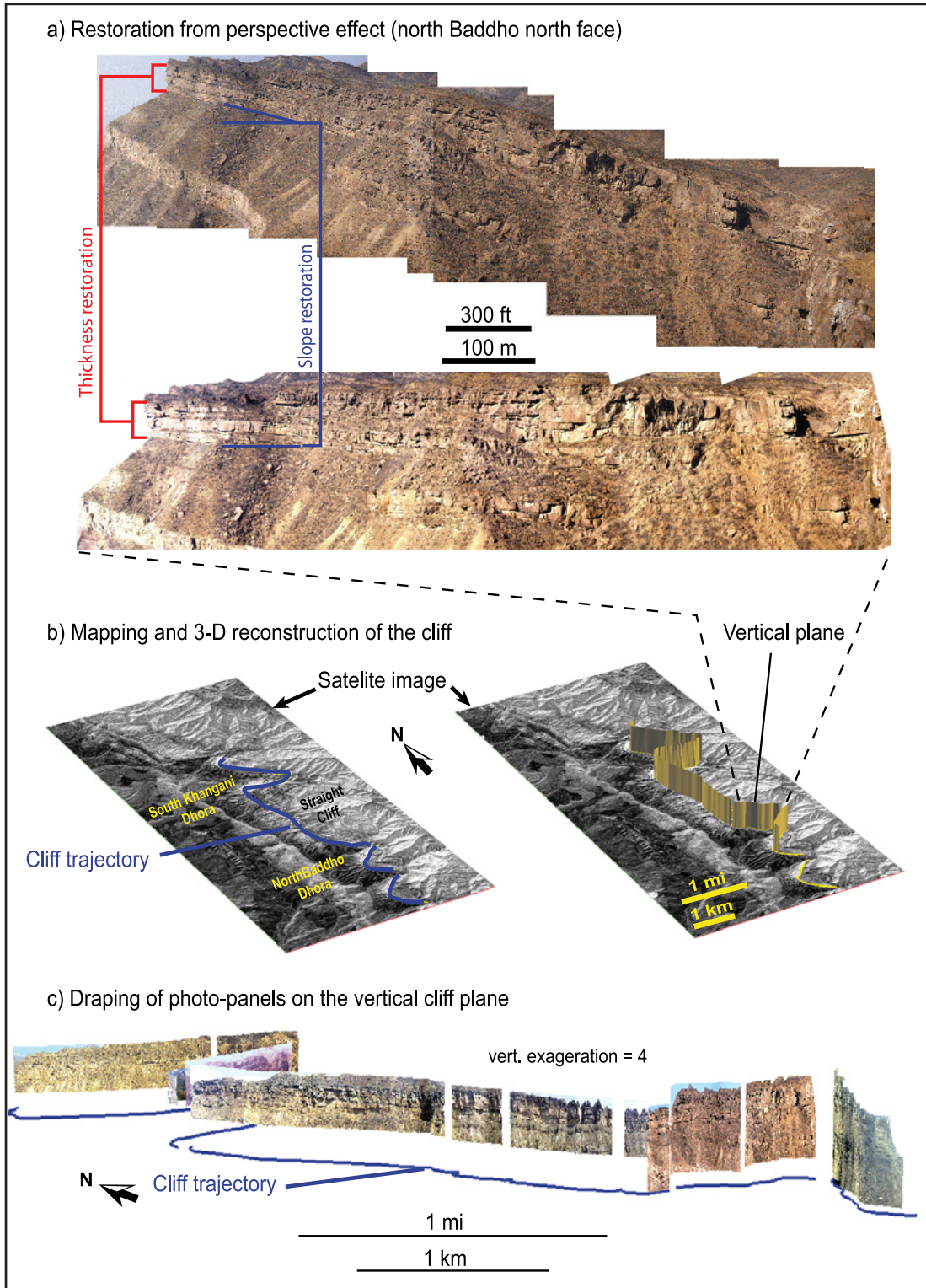


Figure 3. 3-D restoration of the outcrop photo-panels. The 3-D restoration of the cliff consisted of the following steps : (a) The correction of the distortions resulting from perspective effect, with thicknesses calibrated on field measurements, (b) The mapping of the cliff trajectory using a high-resolution satellite image, and (c) the draping of the corrected photo-panels on a vertical plane following the cliff trajectory.

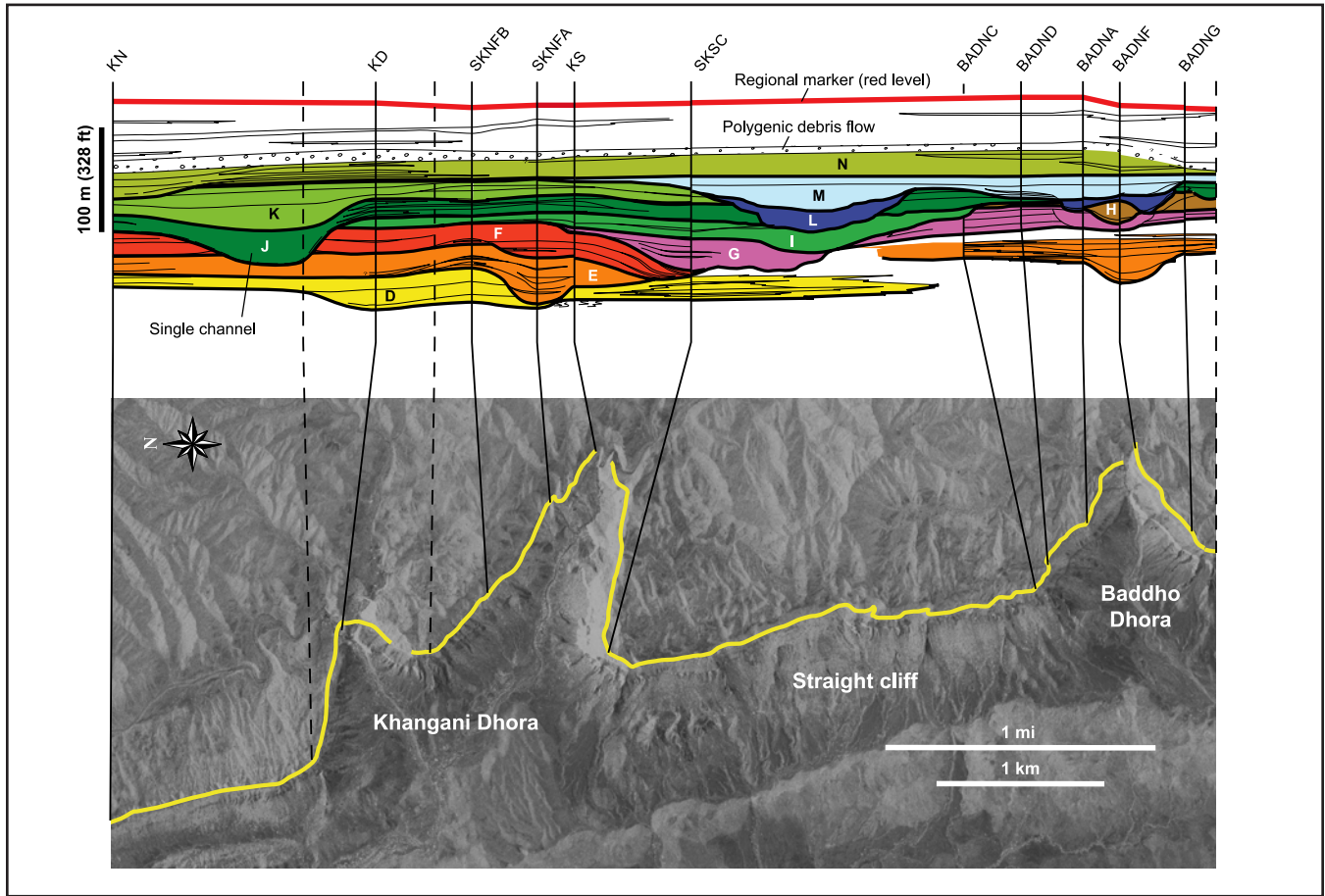


Figure 4. Correlation panel between north Baddho Dhora and Khangani Dhora (see location in Figure 1). A line drawing of the basal surfaces of eleven single channels of the LP3 channel complex was performed on photo-panels. The thicknesses were cross-checked with eleven sedimentological sections (vertical black lines) which were also used to interpret the facies distribution. The trace of these sections is shown on the satellite image along the cliff trajectory (yellow line). The dashed lines correspond to cliff bends. Single channels are named with letters from D to N.

outcrops are shown in the hard copy part of this Atlas. The base of the successive channels was then digitized in 3-D from the restored photo panel interpretation (Figure 5a). The digitized 3-D line drawing, corresponding to the intersection between the cliff face and the basal surfaces of the channels, was used to construct the skeleton of the channel volumes (Figure 5b). Finally, the basal surfaces of the channels were triangulated (Figure 5c). This channel skeleton is well-constrained where the channel base is preserved from subsequent erosion and also depends on the location and orientation of each channel axis with regards to the trajectory of the cliff. Laterally to the cliff or where eroded, surfaces were extrapolated to define realistic channel geometries.

The initial photo panel interpretations were modified where 3-D inconsistencies were highlighted. The correlation panels were therefore improved iteratively during the 3-D reconstruction of the single channels basal surfaces.

ARCHITECTURE OF SINGLE CHANNELS

Outcrop Control

Eleven single channels labeled channels D to N were identified and correlated along the correlation panel (see Figure 4) in the upper channel complex LP3. In the north Baddho Dhora gully in which strike sections of the channels are exposed on both sides of the gully, the width of the channel exceeded the dimension of the side canyon cliff face and only one margin of the channels can be observed. Only the western margin of most of the channels were observed, except for channel I, where the eastern margin is exposed. A detailed description of this outcrop is available in the hard copy part of this Atlas. Farther south, the north-south cliff face (called Straight Cliff) between north Baddho Dhora and south Khangani Dhora (Fig-

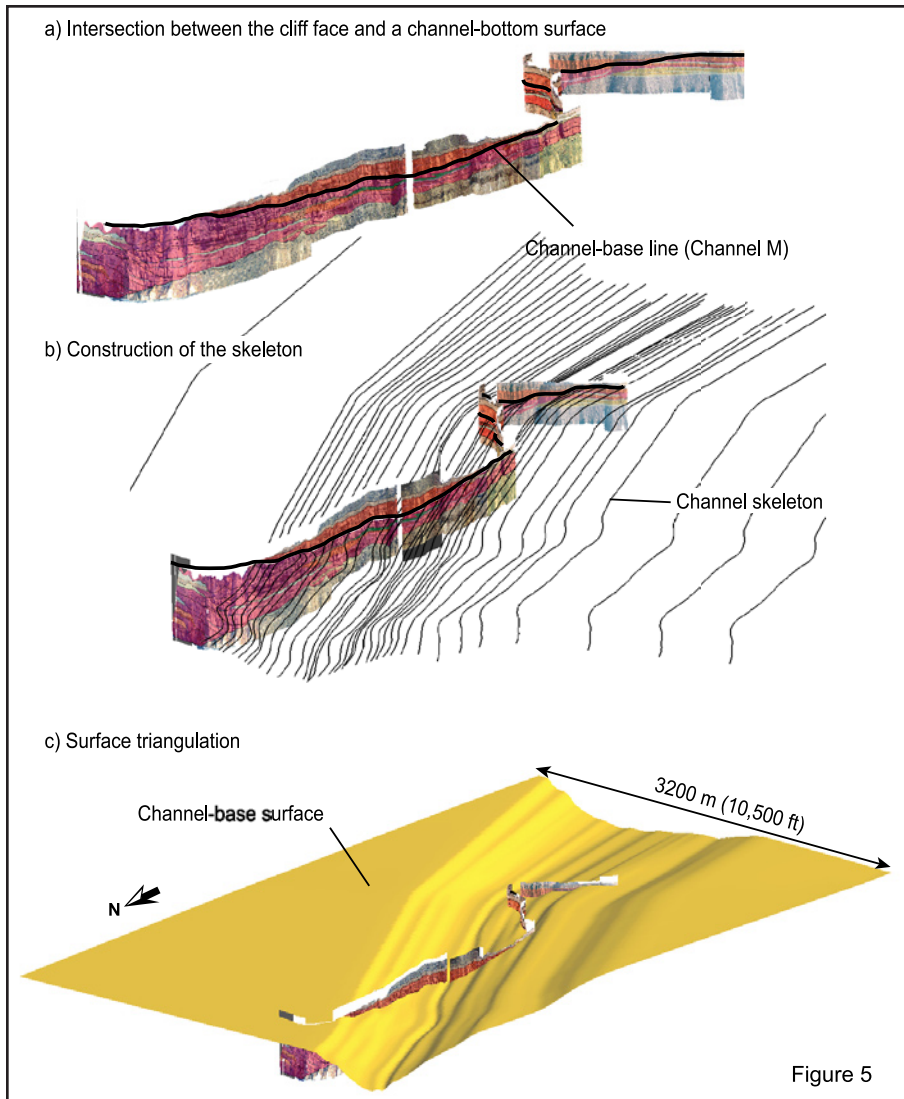


Figure 5. Reconstruction of the channel basal surfaces from the interpretation and 3-D restoration of the outcrop photo panels. The methods consists of three steps: (a) digitization of the basal line of the single channels on the 3-D restored photo-panels; (b) construction of channel skeletons constrained by the basal line and current direction where available. (c) triangulation of the basal surfaces.

ure 4) provides a unique exposure of the channel complex in a dip section more or less parallel to the main-channel-axis orientation (the flow direction ranging between 300° – 340°). The full geometry of the two single channels (L and M) are visible as they turn slightly westwards crossing obliquely the north–south cliff face. In the Khangani Dhora gully in the northern end of the Straight Cliff section, the eastern margins of single channels are exposed.

The two gullies and the Straight Cliff section then constitute a 3-D block in which the reconstruction of the internal reservoir geometry of the channel complex is possible.

Single Channel Morphology

Single channels are well-defined sedimentary bodies and are the smallest objects that can be mapped with a relatively high degree of confidence at the scale of the studied outcrops. The basal surfaces of the channels were reconstructed in three dimensions between north Baddho Dhora

and south Khangani Dhora. These surfaces that define the channel volume in 3-D provide us with unique information about the shape, depth, width, and sinuosity of single channels, and their vertical and lateral stacking patterns.

A single channel's basal surface consists of an axial zone (channel axis) corresponding to the main erosional conduit and lateral channel wings (Figure 6) composed of overflow deposits (levees and crevasse lobes). The channel axial zone can also cut through pre-existing overflow or terminal lobe deposits. The topmost part of the channel fill consists of sandy spill-over lobes where the channel is overfilled or of fine-grained sediments deposited in the channel trough where the channel was abandoned. Table 1 summarizes the channel dimensions computed from the 3-D model. For each single channel, width and depth ranges, average width/depth ratio, and the constraining data have been reported. The depth and width of the channels respectively range from 20 to 70 m (65 to 230

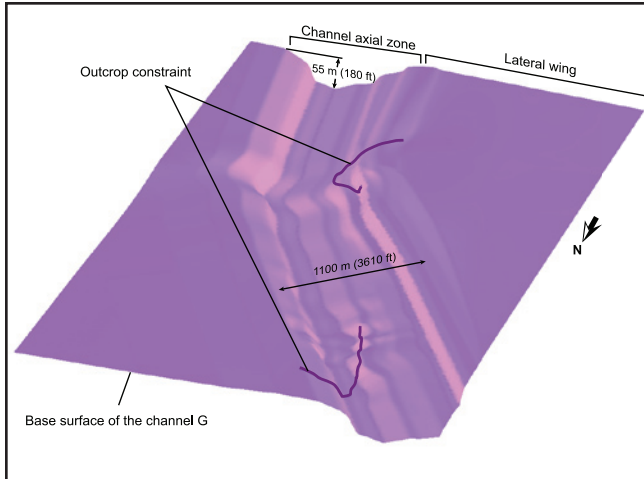


Figure 6. The reconstructed basal surface of the channel G. The single channel consists of an incised axial conduit zone and of lateral channel wings consisting of levees and crevasse lobes. In this example, the western margin of the channel was exposed in the north Baddho Dhora section (purple line, see location map in Figure 1) and the eastern margin of the same channel was exposed in the south Khangani Dhora gully (purple line).

ft) and from 500 to 1600 m (1640 to 5250 ft). The total width of the channel zone including the lateral overflow deposits is beyond the size of the outcrops, but most probably exceeded 1.5–2 km (0.9–1.2 mi). The width/depth ratio ranges from 21 to 30 and there is a distinct positive correlation between depth and width. The basal surface of the channel axis might have had a complex morphology. Terraces have been observed in this basal surface, which at the end presented a stepped geometry. At a kilometer (0.6 mi)-scale, the channels exhibit relatively low sinuosity, although minor channel meanders probably existed at a smaller scale (Figure 6).

Internal Architecture of Single Channels

The single channels have a simple basal erosional surface, draped by various bypass deposits (FA-3) and overlapped by beds of coarse-grained, massive sandstone (FA-2a and 2b) (Figure 7). Individual turbidite beds may themselves result from the amalgamation of several turbidite flows, as testified by internal erosional surfaces associ-

Table 1. Dimensions of single channels, extrapolated from the 3-D reconstruction of their basal surface.

Channel	Constraint	Width		Depth		W/D
		min	max	min	max	
E1	+	500 m (1640 ft)	600 m (1968 ft)	20 m (65 ft)	30 m (98 ft)	22
E2	–	700 m (2296 ft)	750 m (2460 ft)	25 m (82 ft)	30 m (98 ft)	26
E3	+	700 m (2296 ft)	800 m (2624 ft)	30 m (98 ft)	40 m (131 ft)	21
F	+	1000 m (3280 ft)	1150 m (3772 ft)	45 m (147 ft)	55 m (180 ft)	22
G	+	1000 m (3280 ft)	1150 m (3772 ft)	50 m (164 ft)	60 m (196 ft)	20
H	+	900 m (2952 ft)	900 m (2952 ft)	30 m (98 ft)	30 m (98 ft)	30
I	–	1000 m (3280 ft)	1200 m (3937 ft)	45 m (147 ft)	60 m (196 ft)	21
J	++	800 m (2624 ft)	900 m (2952 ft)	25 m (82 ft)	40 m (131 ft)	26
K	–	900 m (2952 ft)	1000 m (3280 ft)	30 m (98 ft)	30 m (98 ft)	32
L	++	1500 m (4921 ft)	1550 m (5085 ft)	60 m (196 ft)	70 m (229 ft)	23
M	++	1550 m (5085 ft)	1600 m (5249 ft)	60 m (196 ft)	70 m (229 ft)	24
W/D Width/Depth ratio						
++ The two margins of the channel were visible on the outcrop.						
+ Only one margin of the channel was visible.						
– One margin was partially observed on the outcrop.						

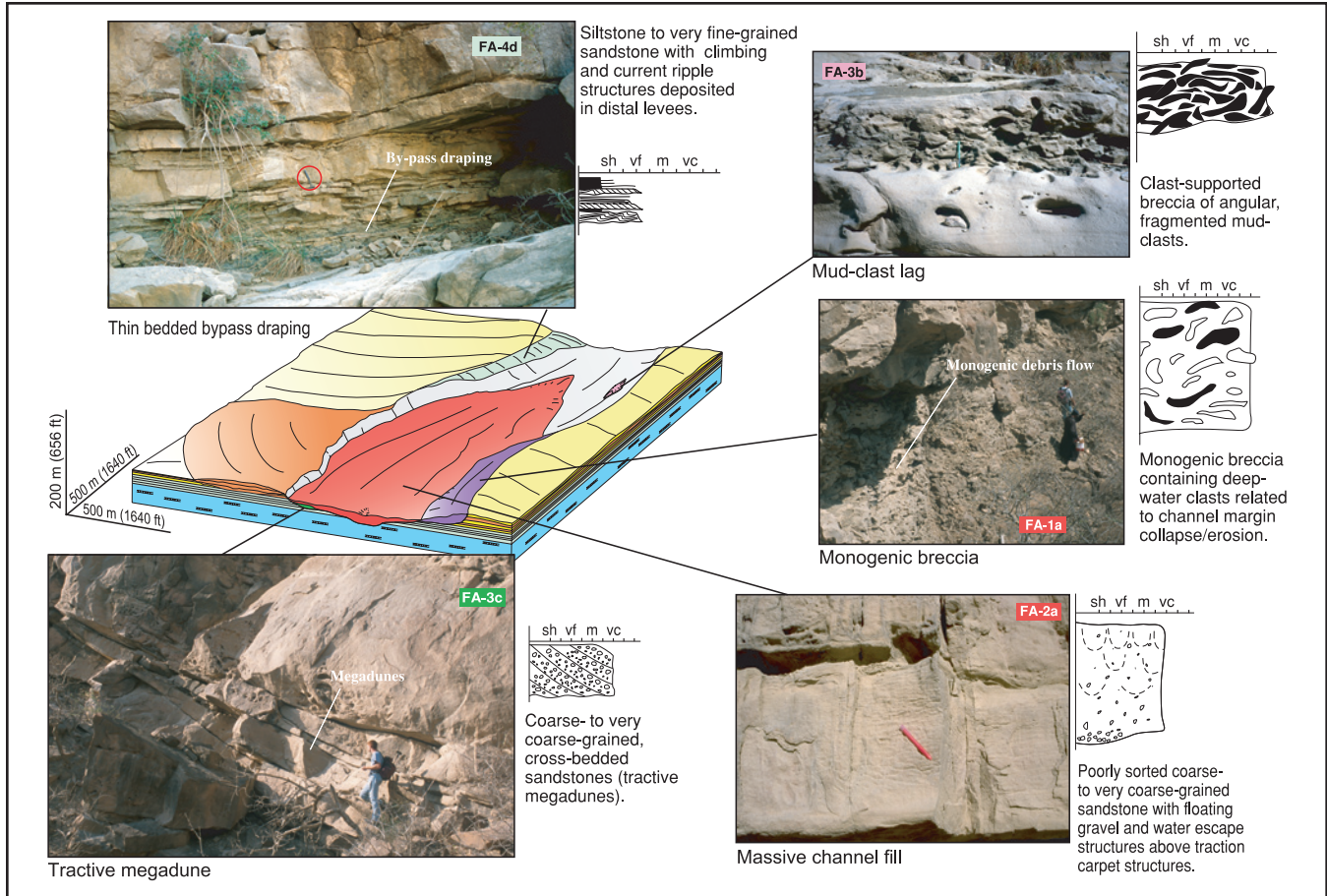


Figure 7. Internal architecture of a single channel. Single channel fills largely consist of massive to laminated, very coarse- to medium-grained sandstones. However, various types of bypass deposits such as mud-clast lags, tractive megadunes, and left-behind thin-bedded turbidites formed disconnected baffles draping the erosional surfaces. Monogenic mud-clast breccias interpreted as channel-wall collapses are also frequently observed along the channel margin.

ated with vertical grain-size variations within a bed. The beds onlap the basal erosional surface in the lower two-thirds of the channel and in this case, the channel infill clearly postdated the initial basal channel incision. However, the stepped geometry of the basal surface suggests the occasional reactivation of erosional processes during the infilling of the channel. Single channels are therefore, at this scale, composite elements with more than one phase of erosion and infill. Channels also widened as they were filled. The upper third of the channel-fill consists of stacked beds which overlie the initial incision surface. In this upper unit, individual turbidite beds had a basal erosional surface whose incision was more pronounced toward the axis of the channel than on its margins, maintaining the channel funneling. In this upper unit, aggradation dominated and overflow deposits were more or less contemporaneous with the channel infill. This synchronicity may account for the presence of lateral transitions between massive and bedded channel-fill to levee

facies (FA-2a to FA-2b/FA-4c) without an intermediate erosional surface (Figure 8). The fine-grained deposits of successive flows were probably better preserved laterally, whereas those deposits in the channel axis were eroded, where coarser grained deposits were amalgamated. The nonuniformity of steady sustained flows, as proposed by Kneller and Branney (1995), can also account for other lateral gradation from thick massive sands to more stratified deposits.

Levees

The levees, which are described hereafter, formed within the channel complex and will be called internal levees, in contrast to the external levees, which extended away from the channel complex itself. During the initial stage of the channel formation, the geometry of the levees and their facies organization depended on the type, composition, and concentration of the flows transiting through the erosional surface. Concentrated high-density,

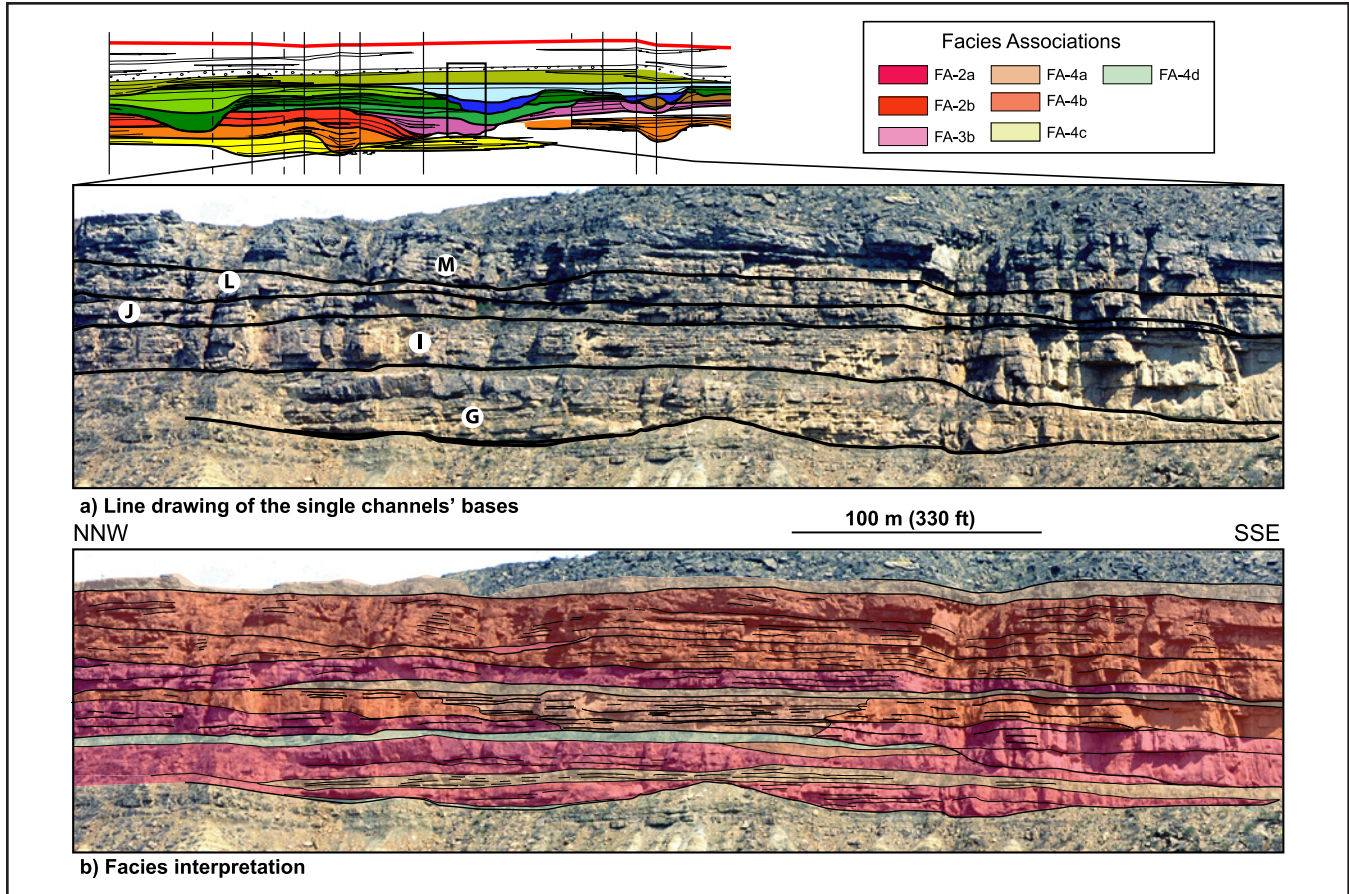


Figure 8. Photo panel interpretation of the southern part of Straight Cliff (location Figure 1). In this portion of the outcrop, the cliff plane is almost parallel to the channel axis, and channel incisions are less pronounced. The successive troughs of the basal line of the channel G are probably because of the sinuous geometry of a channel, with meanders cross-cutting the cliff face several times. Note also the lateral facies variations within the single channel I (see text for explanation).

sand-rich, gravity currents generally have a limited turbulent component and will not induce a large volume of overflow deposits. Low-density, muddy turbidity currents transiting through the channel conduits have associated, large, turbulent eddies that construct levees and produce overflow deposits. The Pab turbidite systems refer to the first category, and the volume of overflow deposits is relatively limited. Levee facies consist of stacked, fine- to very fine-grained sandstones and siltstones in beds that are a few centimeters (1.0 in.) thick, alternating with argillaceous siltstones. Sandstone beds are characterized by current ripples and climbing ripples (Tc-e members of the Bouma sequence). Levees of the channel complex are confined in the canyon setting where flow funnelling is also at a maximum. Overflow deposits were then more developed downstream where confinement decreased in the basin plain beyond the canyon mouth. The extension of the sandy and silty facies in the mid-fan setting is at least 500 m (1640 ft) lateral to the channel axis, but the finest part of the overflow facies may extend much farther.

The proximal-levee facies association (FA-4c) corresponds to medium- to fine-grained, thin-bedded turbidites, typically showing the Tb-c or Tc-e Bouma sequences. Bed thicknesses range from 5 to 50 cm (2 to 20 in.). Paleocurrents, deduced from ripples, show an oblique flow direction away from the main channel axis. These deposits were well-developed close to the basal erosion surface of the channel and are interpreted as sandy proximal levees. They progressively and laterally graded to the distal-levee facies association (FA-4d). This facies association consists of fine- to very fine-grained sandstones and siltstones showing current- and climbing-ripple bedding. Horizontal burrows and crawling traces attributed to the *Zoophycos* ichnofacies (*Cancellophycus*, *Nereites*, *Parahelminthopsis*) are common on the upper surfaces of the beds. FA-4d is generally interpreted as being deposited in distal levees by low-density turbidity currents.

Crevasse Lobes

Crevasse lobe deposits (Figure 9) are interbedded with the levees and consist of coarsening- and thickening-upward bed sets of medium- to coarse-grained sandstone beds with plane parallel lamination, current ripples, and climbing ripples. The beds are 0.2 to 1 m (0.7–3.3 ft) thick and have an erosional base. Their tops are very sharp where located close to the channel feeder, suggesting the occurrence of high-energy bypass processes. Beds laterally grade to classic Ta-c Bouma sequences. The bed sets form crevasse lobes of limited lateral extent (around 500 m [1640 ft] to a maximum of 1 km [0.6 mi]), although the outcrop control is relatively limited. Crevasse lobes are also commonly eroded by the neighboring channels and their initial depositional geometry is rarely preserved. The crevasse lobes seen in the Lower Pab at Baddho Dhora have a relatively limited lateral extension (around 500 m [1640 ft]), and a crevasse lobe complex can reach a thickness of up to 7 m (23 ft).

Terminal or Spill-over Lobes

As previously shown, the single channel fills were generally capped by a sand-rich, convex-upward sand-sheet

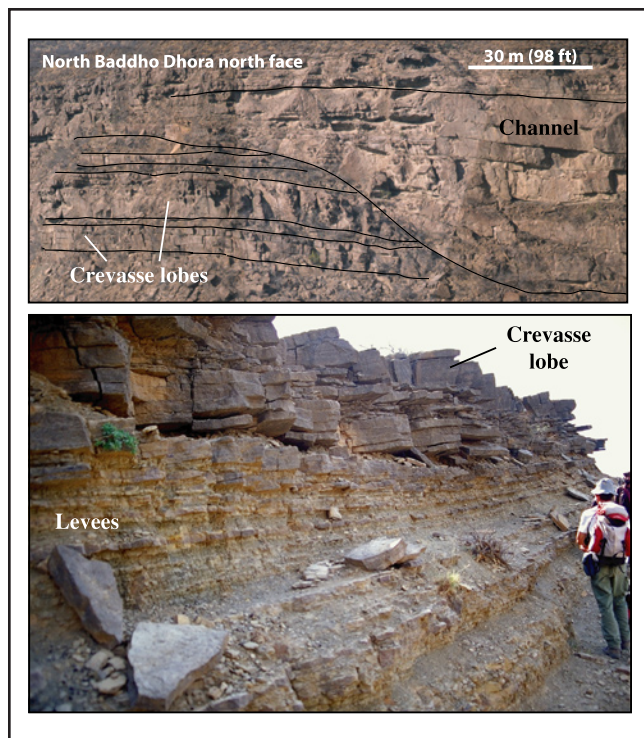


Figure 9. Illustrations of overflow deposits on the north face of the north Baddho Dhora gully (location in Figure 1). Crevasse lobes form tabular thickening-upward bed sets, interbedded in levee deposits (see the hard copy part of this Atlas for a detailed description of this outcrop).

with a lobate geometry. These units consist of amalgamated, very well-sorted, medium-grained sandstone beds, which typically present plane-parallel horizontal laminations (FA-4a facies association). Bed thickness ranges from 0.2 m (8 in.) to 1 m (3.3 ft); beds can be amalgamated, forming tabular units up to 5 m (16 ft) thick (Figure 10). The Tc member of the turbidites were rarely preserved on bed tops, except in the upper beds, which were deposited during the final stage of the lobe construction. Their width is estimated to be more than 1 km (0.6 mi), and the thickness of a lobe complex can be up to 10 m (33 ft). FA-4a is equivalent to the F7-F8 facies tracts of Mutti (1992). These lobes can either be interpreted as spill-over lobes ending the channel-infill phase, or terminal lobes back-stepping over the channel fill during the abandonment stage of the channel.

CHANNELS STACKING AND MIGRATION

The upper channel complex LP-3 consists of at least eleven amalgamated, single turbidite channels (Figure 11). From regional mapping of channel complexes in outcrop and seismic interpretation in the subsurface east of the Pab Range, the channel complex is around 3 to 4 km (1.8–2.4 mi) wide in the mid-fan setting (including the external levees) for a maximum thickness of 150 m (490 ft) (see SKNFA section in Figure 4). This location corresponds to the axis of the channel complex where the stacked and amalgamated channels formed a sand-rich unit. In Baddho Dhora, the channel complexes developed in a more marginal setting and their mean thickness is around 70 m (230 ft) (see BADNC and BADND sections). The sand/shale ratio was not as high as in the channel axis, because of the preservation of a significant volume of overflow deposits.

Within the channel complex, single channels were rarely entirely preserved because they were eroded by later channels. Successive channels laterally migrated both eastward and westward of the main north–south axis of the channel complex (Figure 12). The stacking architecture of the channels (vertically stacked, multilateral, or shingled, according to the definition of Mayall and Stewart [2000]) depends on several factors, including flow funneling/focusing, substrate topography and substrate resistance to erosion. At the corner between Straight Cliff and Khanghani Dhora (Figure 4), a channel showing evidence of lateral migration can be observed at the base of the main cliff (Figure 13). Oblique surfaces dipping at 10–15° west indicate a lateral migration of the channel axis. The oblique surfaces are erosional features draped by mud clasts corresponding to the inner-bend margin of a migrating sinuous channel. The successive channels were also vertically stacked during the migration; overflow deposits were de-

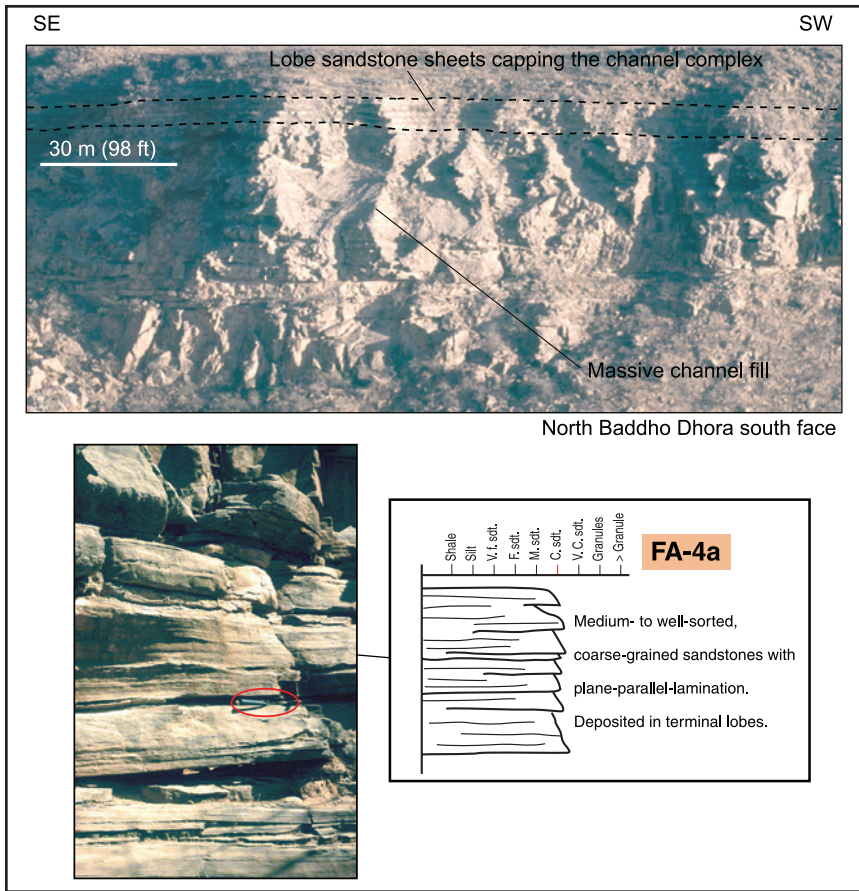


Figure 10. Illustration of terminal lobe deposits on the south face of the north Baddho Dhora gully. Terminal lobes form extensive tabular and thin-bedded sand sheets with very high sand/shale ratios.

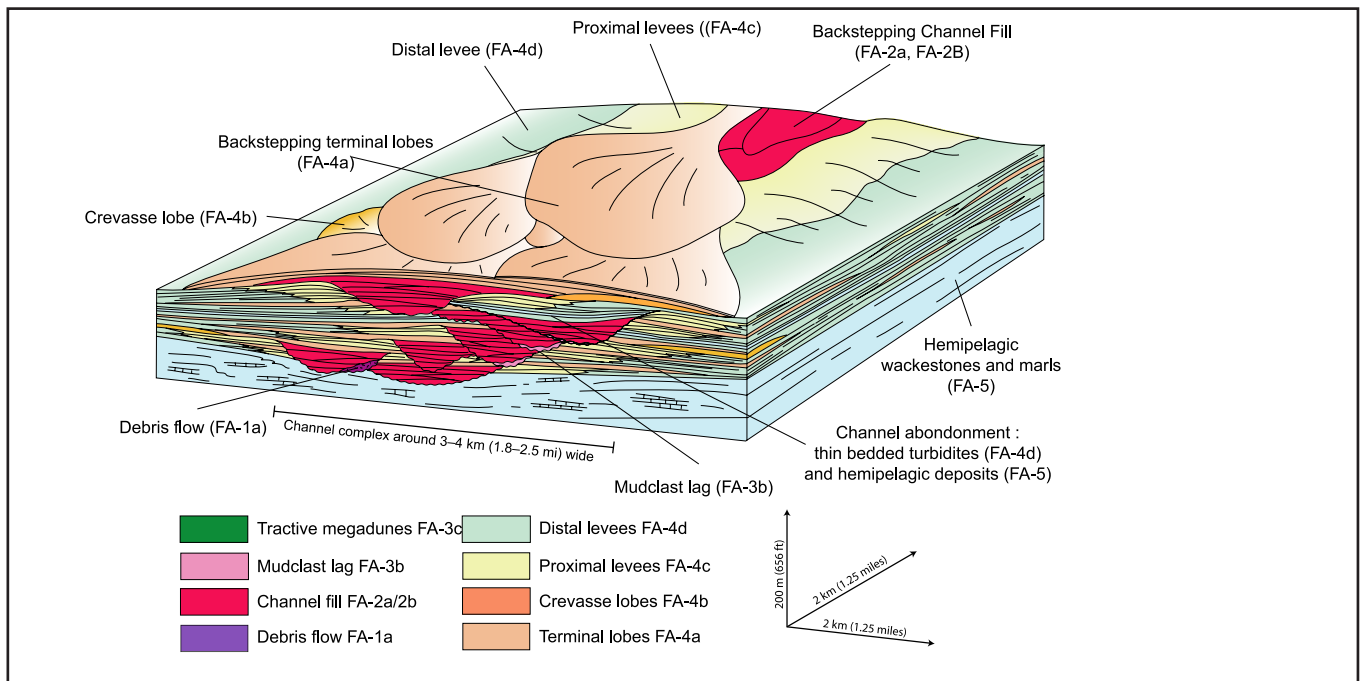


Figure 11. Schematic diagram illustrating the channel-complex architecture. Single channels were vertically stacked or laterally migrated with an aggradation component. Successive channels cut underlying sediments, eroding older channel fills or overflow deposits. Basal erosion surfaces were draped with bypass deposits. Overflow deposits (levees and crevasse lobes) were laterally preserved between channel conduits (internal levees) and along the margin of the whole channel complex (external levees). Terminal or spill-over lobes and abandonment intervals capping the channels are more developed towards the top of the channel complex.

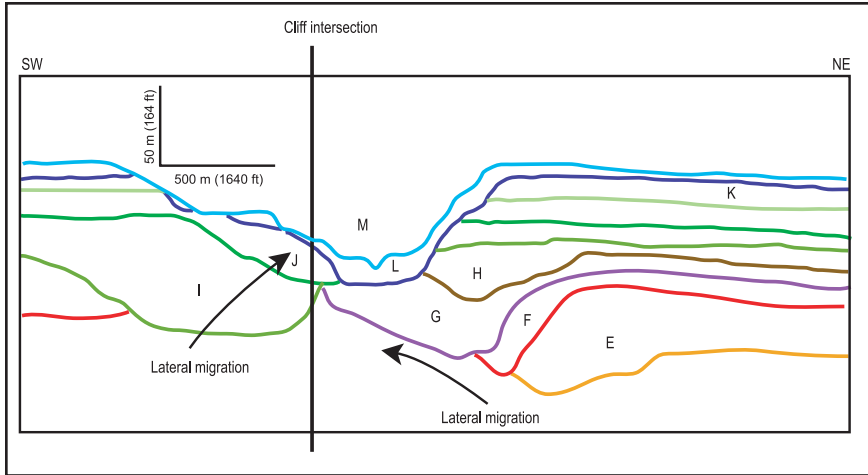


Figure 12. Strike section across the reconstructed channel complex, illustrating the architecture of the channel-stacking pattern in a section perpendicular to the channel complex. This section was extracted from the 3-D surface model of the channel complex.

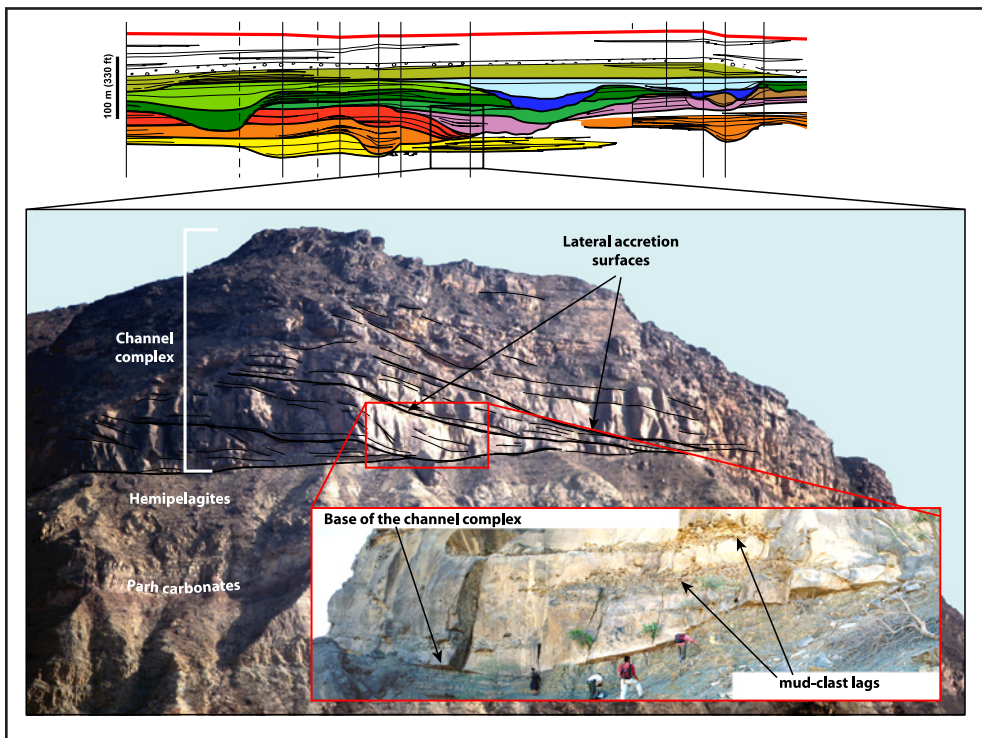


Figure 13. Illustration of the lateral migration of single channels at South Khangani Dhora (location in Figure 1). Inclined surfaces underlined by bold black lines correspond to erosional bases of westward-migrating single channels, draped by thick mud-clast lags up to 3 m (9.8 ft) thick.

posited and preserved lateral to the main channel axis at each step of the lateral migration. These observations suggest that significant aggradation occurred during the lateral migration of the channel (Figure 14). The oblique erosional surfaces probably correspond to the successive basal channel surfaces during the lateral migration. This geometry then differs from the shingled channel geometry described by Abreu et al. (2003) and Mayall and Stewart (2000) and from the point-bar-type deposits described by Kolla et al. (2001) in meandering turbidite channels.

The channel stacking pattern observed in the Baddho Dhora cliff also shows that a compensation effect probably controlled the single-channel lateral shifting (Figures 4, 12, 14). Alternatively, the channels constructed positive

depositional relief during the aggradation of previously deposited channels (Figure 12).

DEPOSITIONAL MODEL

The spatial organization of the architectural elements, aside from the erosive phase, suggests a backstepping depositional model for the growth of both single channels and channel complexes (Figure 15) (Eschard et al., 2004). Three main stages have been identified in the development of single channels to explain the observed stratal architecture.

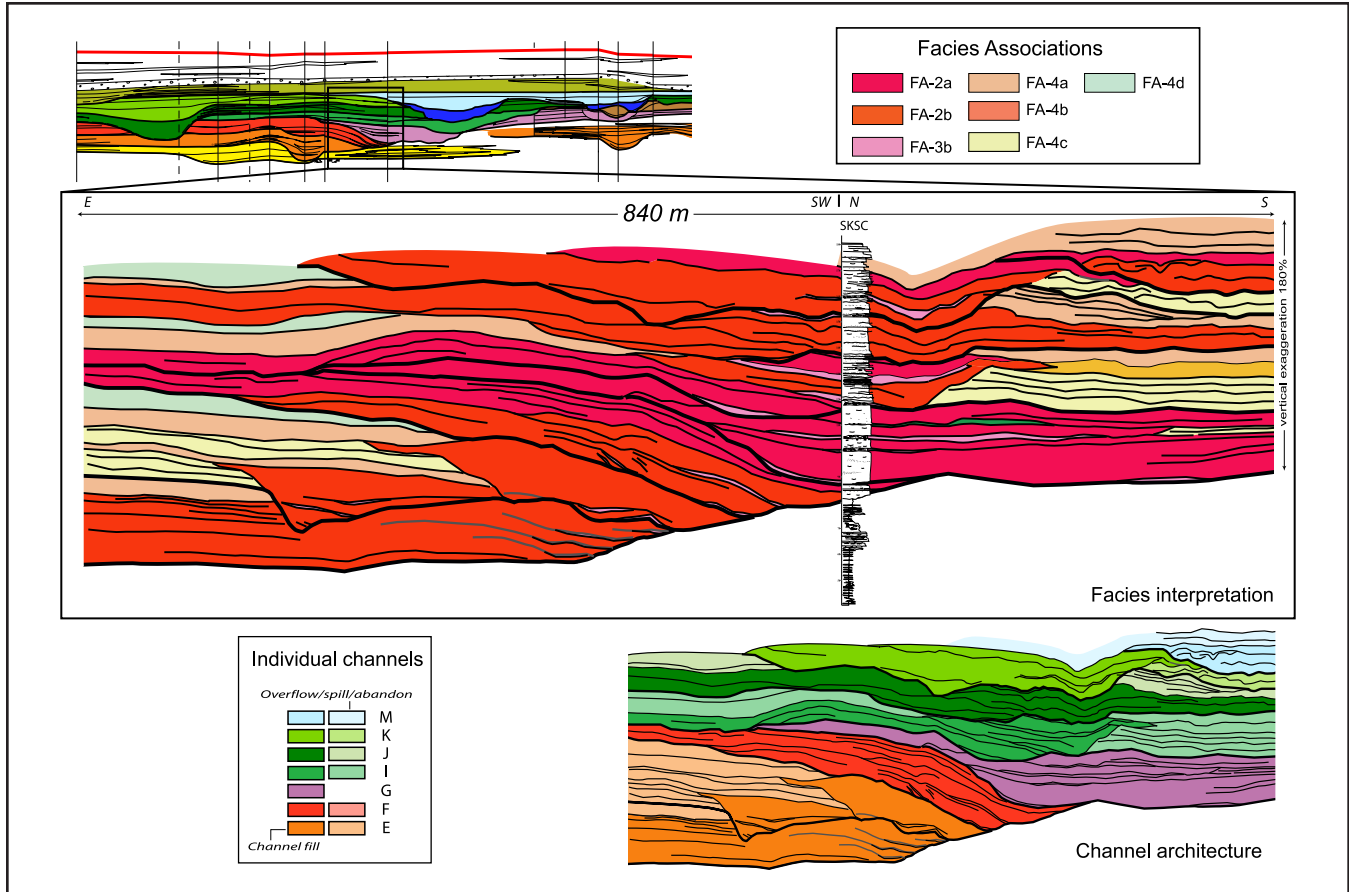


Figure 14. Facies and geometrical interpretation of South Khangani Dhora (location in Figure 1). Note the aggradation component emphasized by the overflow deposits preserved lateral to the channel axis where channels migrated laterally.

Erosional Stage

Initially, a basal erosional surface was progressively carved out in the hemipelagites by high-density currents (Figure 15a). These currents bypassed through the channel to construct the terminal depositional lobes basinward. At that time, only bypass deposits were deposited in the channel. Bypass deposits consist first of the coarser fraction of the material in the traction carpet of the high-density currents. Gravel lags and mud-clast lags (FA3a, 3b) are of limited extent and were probably trapped in small topographic irregularities of the basal channel surface. Tractive structures such as gravel megadunes (FA-3c) were also locally preserved and were especially well-developed where the topography was irregular. They were commonly preserved at the canyon mouth, where the topographic slope change caused flow expansion and settling of the coarser fraction of the current load (the F6 facies and the hydraulic jump of Mutti, 1992). Monogenic mud-clast breccia (FA-1b) are also found along the margins of the channels. They were probably formed by the local collapse of the overhanging levees when the channel was empty. Finally, another type of bypass deposit corresponds to

thin-bedded Bouma turbidites (FA-4d) which are locally found directly draping the basal erosional surfaces. The finer part of the transiting turbidity-current material was only deposited as turbulence decreased during the waning stage surface and fall-out of the flow (Beaubouef et al., 1999; Gardner and Borer, 2000; Gardner et al, 2003). The draping was locally preserved from erosion on the channel flanks, but was generally eroded by later high-density turbidity currents along the channel axis.

During this stage, overbank sediments were deposited laterally to the channel axis. Levees consisting of thin-bedded and current-laminated sandstone are interpreted as resulting from the lateral spreading of the upper and more diluted part of successive flows, beyond the margins of the channel (Mutti and Normark, 1987). These thin-bedded turbidites are deposited by traction-plus-fallout processes from waning, low-density turbidity currents (Mutti, 1992). Levees created relief along the channel margins, enhancing the channel confinement, and promoting the collapse of the margins. In places, turbidity currents broke the levee walls and deposited coarsening- and thickening-upward bundles of medium- to coarse-grained sandstone

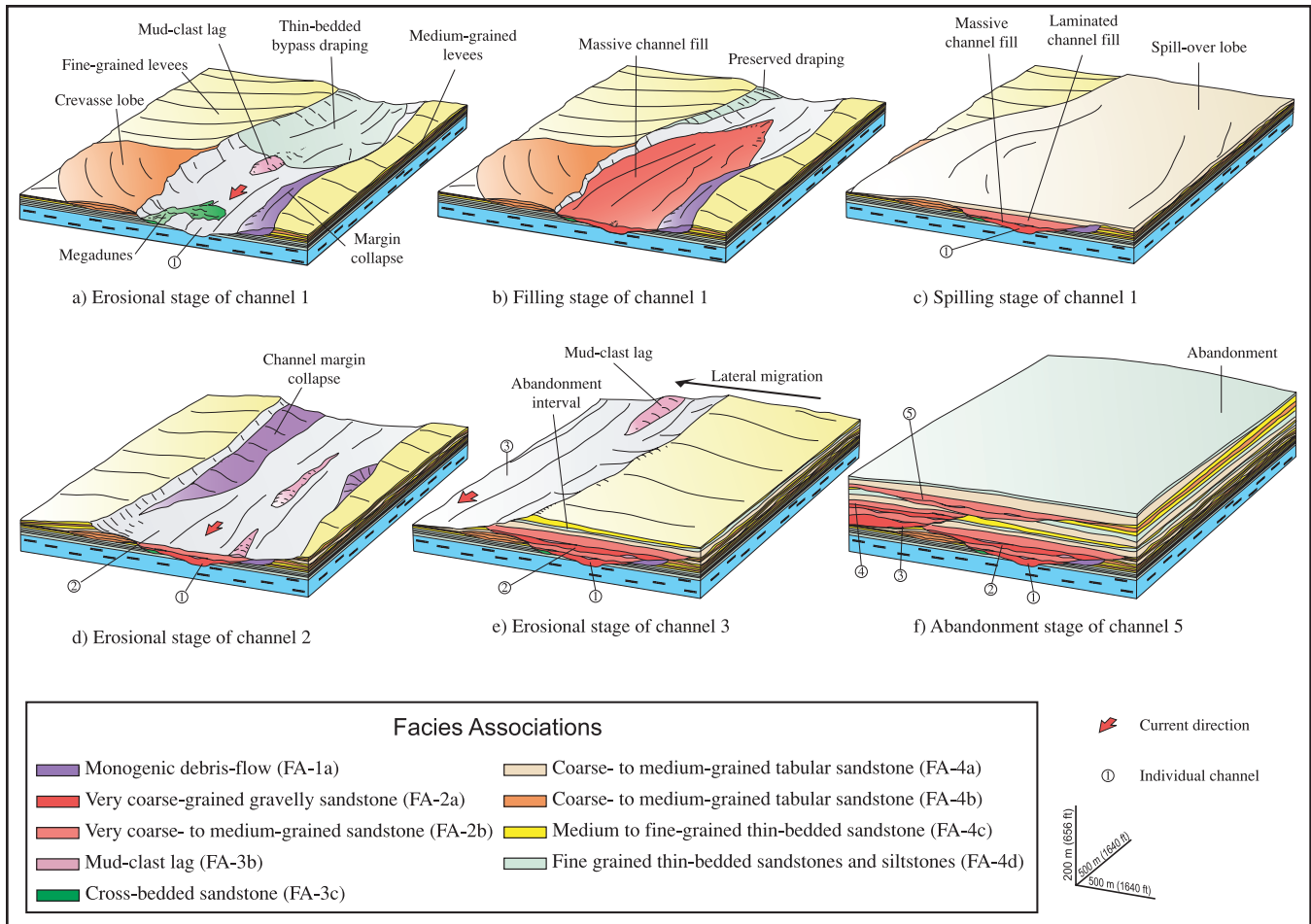


Figure 15. Depositional model of the channel complex in the mid-fan setting. See text for explanation.

beds with tractive features, forming crevasse lobes of relatively limited lateral extent.

Filling Stage

After the initial phase of erosion/levee-building (see the section on levees below), the channel was filled by backstepping massive to laminated sandstone beds of the FA-2a and 2b facies associations (Figure 15b). Each of these beds represent the deposition of a high-concentration density flow. The fining-upward trend observed in the channel fill was related to a decrease in the volume of the density flows transiting through the channel. Intuitively, large-volume density flows have more kinetic energy and will therefore have a longer run-out distance than smaller flows, as suggested by Mutti (1992) in his discussion on the efficiency of turbidite systems. A second possibility is a diminution in the quantity of fine-grained material incorporated into the initial flow. Even small amounts of mud in a sandy density flow can have a dramatic effect on increasing flow run-out distances (Gladstone et al. 2002). At the scale of the entire Lower Pab, the system evolves

from high efficiency in the LP1 lobes to low efficiency in the LP3 channels, and at the scale of each channel.

Spilling Stage and Abandonment

The final phase of channel fill depends on how the channel was abandoned. For example, if an avulsion occurred upstream in the turbidite system, channel abandonment was brutal and the unfilled channel would finally be filled by a muddy material forming channel plugs. Such plugs of thin-bedded material were almost absent in the study area. However, if sediment supply progressively decreased, the channel was completely filled by the sandy material and the terminal depositional lobes progressively backstepped over the main channel fill (Figure 15c). In most cases, single channels were overfilled, a spill-over lobe developing at their top and forming a positive relief favoring the compensation effect. The spilling lobes were mostly preserved in the uppermost channels of a channel story, suggesting that the system as a whole reached an equilibrium profile with respect to source and depositional areas (Pirmez et al., 2000).

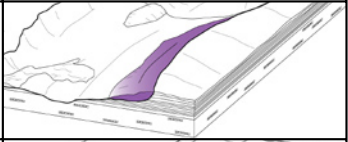



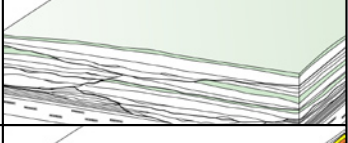
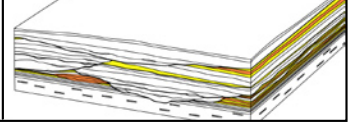
Heterogeneity	Facies Associations	Length upstream/downstream	Width across current	Thickness	Icon
Oligomict debris flow (channel margin collapse)	FA-1a	up to 1000 m (3280 ft)	100–300 m (330–980 ft)	3–6 m (10–20 ft)	
Gravel lags	FA-3a	100–300 m (330–980 ft)	50–100 m (165–330 ft)	up to 2 m (6.5 ft)	
Mud-clast lags	FA-3b	200–800 m (660–2620 ft)	50–300 m (165–980 ft)	up to 3 m (10 ft)	
Bypass draping	FA-4c	300–600 m (980–1950 ft)	100–300 m (330–980 ft)	up to 4 m (13 ft)	
Channel abandonment	FA-1a, FA-4d, FA-5	500–1500 m (1650–4920 ft)	300–1000 m (980–3280 ft)	up to 5 m (16 ft)	
Overflow deposits (levees, crevasses)	FA-4b, FA-4c	>1000 m (>3280 ft)	500–1000 m (1650–3280 ft)	up to 20m (65 ft)	

Figure 16. Dimension ranges of the main reservoir heterogeneities found in the LP3 channel complex.

Single channels are almost never preserved as a whole in the channel complexes, because the amalgamation rate is high, and channels are incised by the basal surface of subsequent ones (Figure 15d). As discussed above, lateral channel-shifting is probably related to lateral compensation and avulsion effects (Figure 15e). Finally, channels were abandoned, and hemipelagites and thin-bedded turbidites draped the whole system (Figure 15f).

The depositional model proposed here for the single channels of the Lower Pab channel complex is similar to the channel development and infill model of Pickering et al. (1995). As stressed by these authors, the different stages of growth may be repeated when channel reactivation occurred.

IMPLICATIONS FOR RESERVOIR CHARACTERIZATION

Potentially, the best reservoir bodies of the LP3 channel complex are the channel fills, because of their high net-to-gross ratio, and because they mainly consist of massive, coarse-grained sandstone with (probably) high vertical permeability. Spill-over lobes are also good res-

ervoirs because they form extensive sheets of well-sorted, medium-grained sandstones, with relatively high net-to-gross. Proximal levees may also have good reservoir properties, but would probably have low vertical permeabilities because of interbedded silty or muddy beds, and their porosity and net-to-gross would abruptly decrease away from the channel axis. The connectivity of these potential reservoir bodies depends on the internal architecture of the channel complex, which controls the distribution of the reservoir heterogeneity.

The main reservoir heterogeneities found in the mid-fan setting within the LP-3 Lower Pab channel complex are (1) bypass deposits draping erosional surfaces at the base of single channels, (2) abandonment intervals draping channel fills or spill-over lobes and heterolithics, and (3) thin-bedded units formed by the overflow deposits laterally to the single channels.

Bypass Drapings

The bypass deposits drape the erosional base of the single channels and minor reactivation surfaces within the channel fills. Monogenic breccia lenses (FA-1a), resulting

from channel-margin collapse, form elongated bodies 3 to 8 m (9.8–26 ft) thick that can be traced more than a kilometer (0.6 mi) along the channel margin in a longitudinal section. The debris-flow deposits are mostly preserved on the side of the channel fill and typically extend more than 100 to 300 m (330–980 ft) in a perpendicular section. These are partly eroded in the channel axis and reworked by the subsequent, bypassing density flows.

Gravel lags and mud-clast lags (FA-3a and 3b) are both found in topographic lows in the irregular basal erosional surface of the channels, where they were left behind by flows transiting through the channel conduits. Mud-clast lags are 1 to 3 m (3.3 to 9.8 ft) thick, extending more than 200–800 m (650–2625 ft) downcurrent and 50–300 m (115–980 ft) across current. The oblique surfaces, related to the lateral migrations of the channels and overlain by thick mud-clast lags, probably act as oblique permeability baffles. Gravel lags are not commonly found in the mid-fan setting, downstream of the canyon mouth area, because almost all of the coarsest deposits settled out of the density flows when they underwent flow expansion (the hydraulic jump) at the break in slope.

Bypass channel-draping deposits (FA-4d) consisting of left-behind, fine-grained sands and silts occur where the finer fraction of a dense, bypassing density flow settled from suspension. The left-behind sediments are locally preserved along the channel margin but were partly or totally remobilized by subsequent currents in the channel axis. The preserved parts of these drapes are typically 300–600 m (980–1970 ft) long downcurrent and 100–300 m (330–980 ft) wide across current. Their thickness ranges from 0.5 to 3 m (1.6 to 9.8 ft).

Heterogeneity related to bypass processes (mud-clast lags, oligomict debris flows as well as thin-bedded bypass drapings) will therefore form disconnected permeability baffles. They will not induce pressure compartmentalization in the reservoir but may significantly affect sweep efficiency.

Abandonment Intervals

At a slightly larger scale, channel-abandonment deposits will consist of a mixture of fine-grained deposits settling from a) density flows traveling in different conduits, b) debris-flow deposits resulting from the final collapse of the channel walls, and c) hemipelagic deposits corresponding to the background sedimentation when sedimentation was drastically reduced after the channel abandonment. These levels may form extensive horizontal permeability barriers up to 5 m (16 ft) thick, from 500 to 1500 m (1650–4920 ft) long downcurrent and from 300 to 1000 m (980–3280 ft) wide across current. However, erosional surfaces cutting down in the abandonment in-

tervals generally ensured the vertical connectivity between single channels.

Overflow Deposits

In a channel complex, the inner overflow deposits produce significant heterogeneity between the channel conduits. Proximal-levee and crevasse-lobe packages will have low vertical permeability, because they are generally interbedded with silty to muddy, thin but extensive intervals. However, as the lateral migration distances generally do not exceed the lateral extension of these overflow deposits, they can ensure the lateral connectivity between the single channels.

The spill-over lobes made of stacked sand-rich beds with a relatively high sand/shale ratio will also connect the main channel conduits laterally. Oil-sweep will, however, be much less efficient in this strike direction than along the channel axis. The vertical connectivity within the lobes will also be affected by the preservation of thin, continuous shale breaks separating the individual lobes.

Most of these heterogeneous beds, with the exception of major channel abandonment and overflow deposits, are less than 6 m (20 ft) thick and therefore much below conventional seismic resolution. In turbidite reservoirs, these small-scale internal heterogeneities may have a major impact on fluid behavior during production because of the contrast between very permeable unconsolidated sandstones and nonpermeable baffles. However, these heterogeneities are disconnected and will not induce a reservoir pressure compartmentalization.

CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

The exceptional exposures of the Lower Pab channel complex in the Pab Range provide an opportunity to study the stratigraphic architecture and internal heterogeneity of a channeled turbidite reservoir in detail. The interpretation of outcrop photo panels covering a continuous 6-kilometer-long (3.6-mi) cliff and the correlation of eleven sedimentary sections made possible the reconstruction of the reservoir geometry and the quantification of the heterogeneity distribution within a channel complex in the mid-fan setting. The channel complex consists of a dozen amalgamated single channels, vertically stacked and laterally migrating. Single channels were 800 to 1500 m (2625 to 4920 ft) wide and 30 to 70 m (100–230 ft) deep. The single channels were not fully preserved, as they were partially eroded by the subsequent channels. Stacking patterns of the single channels clearly show lateral migrations with an aggrading component. The whole channel complex is up to 150 m (490 ft) thick toward its axis, where it consists almost exclusively of amalgamated channel-fill

sediments. The proportion of overflow deposits increases toward the channel-complex margin, leading to a more heterogeneous and layered reservoir body. The total width of the channel complex in the mid-fan setting is about 3 to 4 km (1.8–2.4 mi).

The growth of single channels consists of four main stages. During the erosional stage, most of the sediment transited through the channel and bypass lag locally draped the erosional surface; overflow sediments were deposited laterally to the channel axis. Backstepping induced the filling of the channel, during which massive to laminated coarse-grained sandstone were deposited in the channel axis, overlapping its margin. However, fluctuations of the flow energy led to several minor phases of re-incision, which gave a stepped-terrace geometry to the basal erosional surface. As backstepping continued, extensive terminal lobes capped the channels. Finally, muddy turbidites were draped above the lobes during the channel-abandonment phase.

The potential reservoir heterogeneity described in the turbidite channel complexes are: (1) bypass and margin-collapse deposits draping the basal erosional surfaces of single channels, (2) abandonment deposits of thin-bedded, fine-grained sediments capping the channel-fill and spill deposits, and (3) heterolithic deposits lateral to the channel axis (levees and splays). The vertical stacking, lateral migrations, and erosions of successive single channels controlled the preservation and spatial distribution of the reservoir heterogeneity in the channel complex.

The Lower Pab turbidite channel complex exposed in the Pab Range provides a high-resolution and three-dimensional model of the stratigraphic architecture and internal heterogeneity of sand-rich and channeled deep-water reservoirs. Most of the reservoir heterogeneity encountered in the Lower Pab channel complex are below seismic resolution and may have a major impact on fluid behavior during production in equivalent subsurface reservoirs. Seismic modeling and fluid flow simulations on geocellular models derived from such 3-D outcrop interpretations will be the next step of the outcrop study. This reference 3-D-block will then be a powerful tool to better predict the effect of these heterogeneities on flow behavior during production of similar reservoirs in the subsurface.

REFERENCES CITED

- Abreu, V., M. Sullivan, V. Cornaglia, D. Mohrig, D. Ying, C. Rossen, B. Dixon, D. O'Grady, C. Pirmez, and H. S. Das, 2003, Architectural analysis of sinuous channels: the underappreciated deepwater channel type: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 631–648.
- Allemann, F., 1979, Time of emplacement of the Zhob valley ophiolites and Bela ophiolites, Baluchistan (Preliminary Report), in A. Farah and K. A. DeJong, eds., *Geodynamics of Pakistan*, Geological Survey of Pakistan, p. 243–250.
- Beaubouef, R. T., 2004, Deep-water leveed-channel complexes of the Cerro Toro Formation, Upper Cretaceous, southern Chile: *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 11, p. 1471–1500.
- Beaubouef, R. T., C. Rossen, M. D. Zelt, Sullivan, D. C. Morhig, and D. C. Jennette, 1999, Deep-water sandstones, Brushy Canyon Formation, west Texas: Field Guide for AAPG Hedberg Research Conference, pp. 99.
- Besse, J., and V. Courtillot, 1988, Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the early Jurassic: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 11791–11808.
- Deptuck, M. E., G. S. Steffens, M. Barton, and C. Pirmez, 2003, Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 649–676.
- Eschard, R., E. Albouy, R. Deschamps, T. Euzen, and A. Ayub, 2003, Downstream evolution of turbidic channel complexes in the Pab Range outcrops (Maastrichtian, Pakistan): *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 691–710.
- Eschard, R., E. Albouy, F. Gaumet, and A. Ayub, 2004, Comparing the depositional architecture of basin floor fans and slope fans in the Pab Sandstone, Maastrichtian, Pakistan, in P. Joseph and S.-A. Lomas, eds., *Confined turbidite systems: Geological Society of London Special Publication 222*, 159–185.
- Euzen, T. R. Eschard, O. Lerat, R. Deschamps, and E. Albouy, 2004a, Three-dimensional modelling of a turbidite channel complex from outcrop restoration (Pab Formation, Pakistan), (abs.): *AAPG Annual Meeting Program*, v. 13.
- Euzen, T., S. Rohais, A. Bourgeois, P. Nivlet, O. Lerat, R. Deschamps, E. Albouy, and R. Eschard, 2004b, Static and seismic modelling of a turbidite complex (Pab Formation, Pakistan), (abs.): *66th EAGE Conference & Exhibition, 7–10 June, 2004, Paris, France*.
- Euzen, T., A. Bourgeois, K. Labat, V. Langlais, R. Eschard, and T. Tonellot, 2005, Using a 4-D synthetic model derived from outcrop interpretation to optimize reservoir characterization: an integrated approach, (abs.): *AAPG International Conference and Exhibition, September 11–14, 2005, Paris, France*.
- Gardner, M. H., and J. M. Borer, 2000, Submarine channel architecture along a slope-to-basin profile, Brushy Canyon Formation, West Texas, in A. Bouma and C. Stone, eds., *Fine-grained turbidite systems: AAPG Memoir 72 / SEPM Special Publication p. 68*, p. 195–214.
- Gardner, M. H., J. M. Borer, J. J. Melick, N. Mavilla and R. N. Wagerle, 2002, An evolving stratigraphic

- process-response model for submarine channels from outcrop studies of the Permian Brushy Canyon Formation, West Texas: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 775–787.
- Gnos, E., A. Immenhauser, and T. J. Peters, 1997, Late Cretaceous/Early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments: *Tectonophysics*, v. 271, 1–19.
- Hedley, R., J. Warburton, and J. Smewing, 2001, Sequence stratigraphy and tectonics in the Kirthar foldbelt, Pakistan, *in* Proceedings of the Society of Petroleum Engineers-Pakistan Association of Petroleum Geoscientists Annual Technical Conference, Islamabad, p. 61–72.
- Hunting Photographic Survey Corporation Limited, 1958, Geological maps no. 6 & no. 11. Reconnaissance Geology of part of West Pakistan. Toronto: Government of Canada.
- Kneller, B. C., and M. J. Branney, 1995, Sustained high-density currents and the deposition of thick massive sands: *Sedimentology*, v. 42, p. 607–616.
- Kolla, V., Ph. Bourges, J. M. Urruty, and P. Safa, 2001, Evolution of deep-water tertiary sinuous channel offshore Angola (west Africa) and implications for reservoir architecture: *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 1371–1405.
- Mayall, M., and I. Stewart, 2000, The architecture of turbidite slope channels, *in* P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rosen, H. Nelson, A. H. Bouma, M. J. Styzen, and D. T. Lawrence, eds., *Deep-water reservoirs of the world: Gulf Coast Section SEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, Houston Texas, p. 578–586.
- Mutti, E., 1992, *Turbidite sandstones: Parma*, Istituto di Geologia, Università di Parma, co-published with AGIP, 275 p.
- Mutti, E., and W. R. Normark, 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, *in* J. K. Legget, and G. G. Zuffa, eds., *Marine clastic sedimentology: concepts and case studies*: London, Graham and Trotman, p. 1–38.
- Pickering, K. T., J. D. Clark, R. D. A. Smith, R. N. Hiscott, F. Ricci Lucchi, and N. H. Kenyon, 1995, Architectural element analysis of turbidite systems, and selected topical problems for sand-prone deep-water systems, *in* K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi, and R. D. A. Smith, eds., *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite system*: London, Chapman and Hall, p. 1–10.
- Pirmez, C., R. T. Beaubouef, S. J. Friedman, and D. C. Mohrig, 2000, Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: Examples from late Pleistocene systems and implications for the architecture of deep-water reservoirs, *in* P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rosen, H. Nelson, A. H. Bouma, M. J. Styzen, and D. T. Lawrence, eds., *Deep-water reservoirs of the world: Gulf Coast Section, SEPM 20th Annual Research Conference*, CD-ROM, p. 782–805.
- Powell, C. McA, 1979, A speculative tectonic history of Pakistan and surroundings: some constraints from the Indian Ocean, *in* A. Farah, and K. A. De Jong, eds., *Geodynamics of Pakistan*, Geological Survey of Pakistan, p. 5–24.
- Scotese, C.R., L. M. Cahagan, and R. L. Larson, 1988, Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic basins: *Tectonophysics*, v. 155, p. 27–48.
- Stampfli, G. M., and G. D. Borel, 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196; no. 1-2, p. 17–33.
- Sultan, M., and M. Gipson Jr., 1995, Reservoir potential of the Maastrichtian Pab Sandstone in the eastern Sulaiman fold-belt, Pakistan: *Journal of Petroleum Geology*, v. 18, no. 3, p. 309–328.
- Tapponnier, P., M. Mattauer, F. Proust, and C. Casaigneau, 1981, Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 52, p. 355–371.

PARTIE 2

De l’affleurement au modèle réservoir

Table des matières

PARTIE 2 De l’affleurement au modèle réservoir	205
Introduction	209
Notion d’analogues de réservoirs.....	209
Modélisation stochastique des réservoirs	209
Modélisation dynamique des réservoirs	212
Chapitre 3 : Modélisation statique et dynamique d’un analogue de réservoir fluviatile méandriforme à huile lourde (formation de Scalby, Bathonien, Angleterre)	213
3.1 Complexité des réservoirs méandriformes.....	213
3.2 Synthèse.....	214
Chapitre 4 : Estimation de la connectivité entre un chenal turbiditique et ses dépôts de débordement par modélisation statique et dynamique	237
4.1 Méthodologie multidisciplinaire intégrée	237
4.1.1 Architecture de l’affleurement	237
4.1.2 Construction du modèle statique	238
4.1.3 Modélisation sismique	238
4.1.4 Modélisation dynamique	238
4.2 Synthèse des résultats	239

Introduction

Cette partie est consacrée à la modélisation des réservoirs fluviaux et turbiditiques. Elle est divisée en 2 chapitres, l'un étant consacré à la modélisation statique et dynamique d'un réservoir de type méandre, analogue aux réservoirs à huiles lourdes produits dans l'Athabasca (Canada) par procédé d'injection de vapeur, l'autre étant consacré à la modélisation statique et dynamique d'un analogue de réservoir turbiditique en exploitation dans les champs offshore d'Afrique de l'Ouest.

Ces deux chapitres se présentent sous forme de deux publications à comité de lecture. La première, « Analysis of Oil recovery by thermal EOR in a meander belt: from geological to reservoir modeling », par Deschamps et al. (2013) correspond au chapitre 3 de ce manuscrit, et la seconde, « Connectivity estimation between turbiditic channels and overbank deposits from the modelling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan) » par Eschard et al. (2013), au chapitre 4.

Notion d'analogues de réservoirs

Les méthodes de caractérisation de réservoirs se développent en raison de la nécessité de mieux contraindre les modèles numériques géologiques, généralement basés sur des données de subsurface (données de puits essentiellement). Ces données de subsurface sont généralement 1D selon la trajectoire du puits, peu nombreuses par rapport au volume à caractériser, et ne permettent pas de comprendre et de prédire la distribution des faciès sédimentaires et des hétérogénéités à l'échelle d'un réservoir, ni d'interpoler ces données en 3D entre les puits de manière réaliste.

De nombreux travaux portant sur la compréhension et la quantification des paramètres géologiques ont été menés depuis plusieurs décennies dans le but de rendre plus réalistes et plus exploitables les modèles numériques, dont la finalité est de réduire les incertitudes lors de la mise en exploitation des réservoirs, de quantifier le potentiel des réservoirs, simuler des scénarios d'exploitation, aider à l'implantation de nouveaux puits, et de maximiser les réserves exploitables d'hydrocarbures. La prise en compte des hétérogénéités de réservoirs à différentes échelles est un enjeu majeur dans la réalisation de modèles réservoirs, car quelle que soit leur échelle (de l'échelle du pore à l'échelle du corps sédimentaire), les hétérogénéités ont un impact majeur sur l'écoulement des fluides dans le réservoir.

Les données de subsurface ne permettent pas de décrire finement l'architecture des réservoirs, ni la distribution spatiale des hétérogénéités. Il est donc nécessaire de s'appuyer sur des études d'affleurements, qui permettent de caractériser la distribution des différentes hétérogénéités aux différentes échelles afin de mieux contraindre les paramètres d'entrée (statistique et taille moyenne des corps sédimentaires, cartographie des environnements de dépôt...) des modèles numériques. L'étude des affleurements permet en effet de décrire en continu la distribution des faciès et des hétérogénéités, quel que soit l'environnement de dépôt. Il est ainsi possible d'enrichir des bases de données synthétisant la nature, la taille, et la distribution des hétérogénéités à partir d'affleurements types dans différents systèmes de dépôt, servant de référence pour des modélisations de réservoir dans des contextes sédimentaires similaires à ceux du réservoir étudié.

Modélisation stochastique des réservoirs

La caractérisation des réservoirs est une étape essentielle dans l'industrie pétrolière, pour la compréhension d'une part, et pour minimiser les incertitudes des modèles numériques des réservoirs hétérogènes, difficiles à exploiter. La modélisation des réservoirs vise à fournir un ou

plusieurs modèles numériques alternatifs afin de représenter l'aspect géométrique, et l'architecture interne des réservoirs. Un des objectifs majeurs dans le développement d'un réservoir à hydrocarbures est de construire un modèle de fournir des prévisions de production fiables suivant divers scénarios de développement. Après quelques forages d'évaluation, ou après quelques années de production, le géologue de réservoir fournit un modèle de corrélation entre puits qui décrit l'architecture du réservoir, mise à jours au fur et à mesure que les données de productions sont disponibles. Le besoin de modéliser les réservoirs hétérogènes a stimulé le développement de modèles stochastiques, basés soit sur l'utilisation de fonctions aléatoires, soit sur la génération d'objets aléatoires dans un espace 3D. Ces approches permettent de distribuer les propriétés (faciès, propriétés pétrophysiques...) au sein d'un espace 3D représentant le réservoir, mais ne prennent pas en compte les processus sédimentaires. D'autres générations de modèles, à la fois processus et stochastique, sont capables de fournir des modèles satisfaisants en reproduisant les processus de dépôt (Cojan et al., 2004).

Les modélisations dynamiques (ou simulations d'écoulement) s'appuient sur des modèles statiques de réservoirs, établis de façon déterministes ou stochastiques. Le développement de méthodes géostatistiques a permis de construire des modèles probabilistes, conditionnés aux données d'affleurement et de subsurface, et cohérents avec la connaissance géologique générale du réservoir. Mais si les multiples réalisations obtenues grâce à ces modèles honorent les données d'entrée, les modèles manquent souvent de cohérence face à la réalité géologique, en partie du fait de l'absence de la prise en compte des processus sédimentaires. Les modèles géostatistiques, ou probabilistes, se divisent en trois catégories : les modèles objets, les modèles pixels, et les approches multipoints.

Méthode objet

Les modèles « objets » (ou modèles « booléens ») permettent de simuler chaque corps géologique en tant qu'objet géométrique paramétré (forme et dimensions de leur enveloppe externe, orientation spatiale, Figure 45). Cette approche consiste à peupler l'espace 3D de ces formes déterminées en imposant une distribution des géométries dans l'espace. Cette méthode est bien adaptée pour la simulation de réservoirs dont la géométrie est bien définie, telle que les chenaux ou les lobes. Ces modèles importent des formes géologiquement réalistes (chenaux par exemple), et des associations de faciès directement dans le modèle de réservoir en considérant ces formes comme des objets dont on paramètre formes et dimensions en fonction du cas. Ces objets sont ensuite déplacés et localement transformés pour caler aux données de réservoir (puits et sismique). Les méthodes basées sur des objets fournissent des formes réalistes mais sont plus difficile à contraindre aux données de réservoir locales, lorsque la densité de données de puits est importante, ou lorsque les données de sismique est de grande qualité. Par conséquent, les méthodes basées sur des objets sont généralement appliquées avec peu de puits et de la sismique basse résolution.

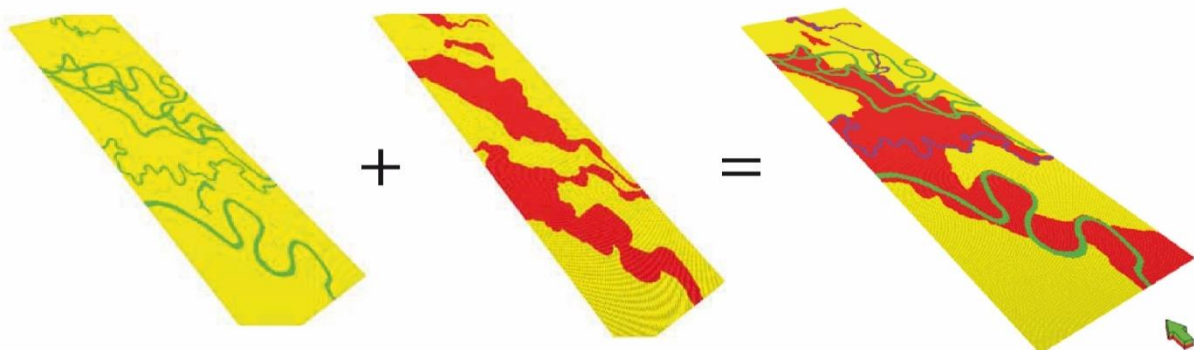


Figure 45: Illustration d'une simulation avec la méthode booléenne d'un système fluvial méandrique et de sa plaine d'inondation (modifié d'après Bronlund, 2010).

Méthode pixels

Les méthodes stochastiques fournissent un ensemble de modèles de faciès (différentes réalisations) avec des distributions de faciès équiprobables. Dans chaque modèle, toute l'hétérogénéité sédimentaire est représentée visant à reproduire l'ensemble de la structure spatiale ainsi que la variabilité de la distribution des faciès, même si la distribution exacte des hétérogénéités des faciès ne peut être totalement identifiée avec les données fournies. La représentation des hétérogénéités est possible grâce à l'utilisation d'algorithmes incorporant des fonctions aléatoires, qui sont échantillonnés à partir de fonctions de distributions de probabilités

Les modèles « pixels » distribuent les faciès sédimentaires sous forme de pixels dans un réservoir discrétisé sur une grille régulière. La méthode consiste à affecter à chaque maille de la grille réservoir une propriété continue (propriétés pétrophysiques) ou catégorielle (faciès sédimentaire), en utilisant des algorithmes qui permettent de reproduire l'agencement séquentiel des faciès sédimentaires dans l'espace. Ces méthodes (krigeage, gaussiennes seuillées, plurigaussiennes...) consistent à faire dépendre la valeur d'une variable en un point à un ensemble de variables autour de ce point. Cette dépendance est caractérisée à l'aide d'outil tel que le variogramme. Ces méthodes sont très flexibles et permettent d'intégrer des données d'origine diverses (puits, sismique, données de production...).

Des méthodes plus récentes (méthodes des gaussiennes tronquées, méthodes plurigaussiennes et bi-plurigaussiennes, méthode emboîtée ; Matheron et al., 1987 ; Galli & Beucher, 1997) permettent de simuler des environnements géologiques de façon plus réaliste, en attribuant une fonction gaussienne pour chaque ensemble de faciès présentant une organisation, ou architecture particulière par rapports aux autres faciès présents dans l'environnement (par exemple, des chenaux fluviaux de forme longilignes au sein d'argiles de plaine d'inondation avec dépôts de débordement, comme le montre la Figure 46).

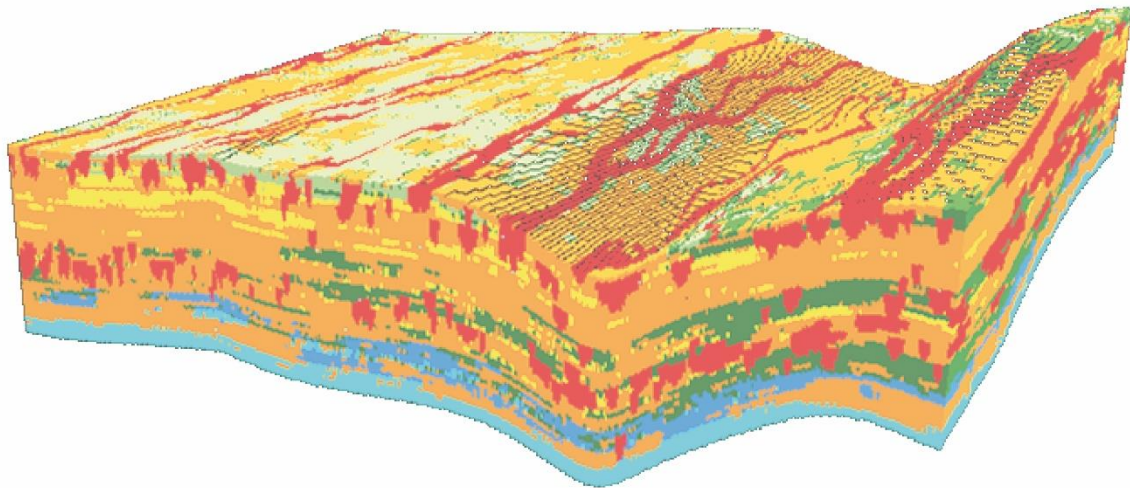


Figure 46: Résultat de simulation d'un système fluvial en utilisant la méthode emboîtée (Doligez et al., 2008, communication personnelle).

Méthode multipoints

La méthode multipoints est basée sur des algorithmes permettant d'analyser la distribution spatiale des propriétés en utilisant des images d'apprentissage. Ces images proviennent d'affleurements interprétés (architecture, distribution des faciès...) ou d'images satellitaires (environnements de dépôts actuels) représentant des motifs dont on cherche à reproduire la variabilité spatiale (Figure 47). L'algorithme analyse la structure de l'image et restitue les motifs analysés dans des réalisations qui sont calées au puits (Caers, 2005). Cette méthode produit des

simulations géologiquement très réalistes, car directement calculées à partir de données géologiques.

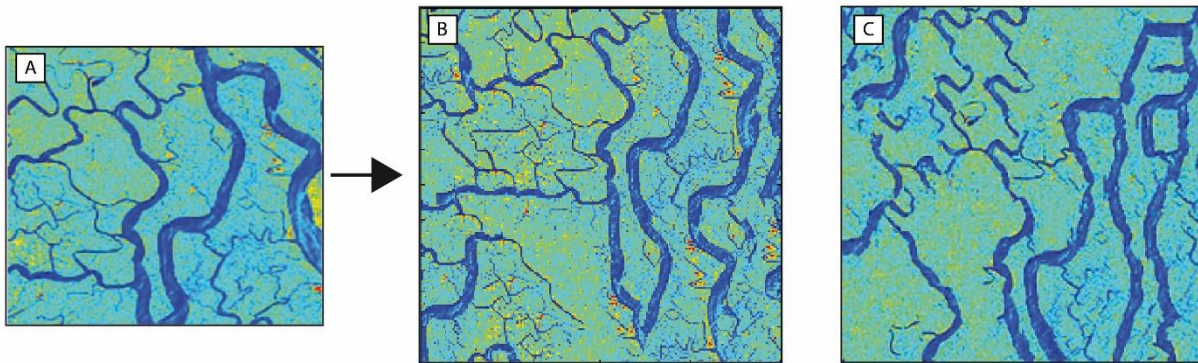


Figure 47: A : Image d'entraînement représentant une photo satellite du delta du Gange ; B : Image simulée en réalisation mono-échelle ; C : Image simulée en réalisation multi-échelle. Modifié d'après Gardet, 2014.

Modélisation dynamique des réservoirs

La modélisation dynamique de réservoir a pour objectif de simuler le comportement des fluides à l'intérieur du réservoir lorsqu'il est mis en production. Cela permet de tester différents scénarios d'implantation du dispositif de mise en production, et de tester différents procédés de production, en fonction de la nature du ou des fluides présents, et des caractéristiques du réservoir. Ces modèles se veulent prédictifs, et se basent sur des modèles statiques de réservoir décrivant son architecture et la distribution des hétérogénéités.

Le modèle dynamique de réservoir s'appuie sur le modèle stochastique qui décrit la structure et la distribution des propriétés pétrophysiques du réservoir dans le volume, et sur la connaissance de la nature et des propriétés des fluides présents dans le réservoir (température, viscosité, conditions PVT...). Il existe plusieurs modèles physiques qui permettent de rendre compte de la complexité du milieu poreux, du type d'écoulement (nombre de phases) et des différents procédés d'exploitation des réservoirs (déplétion, injection de fluides). Parmi ces modèles, on peut distinguer :

- Le modèle monophasique, où un seul fluide est présent dans le réservoir ;
- Le modèle « Dead oil », qui considère un écoulement diphasique huile-eau sans gaz dissout ;
- Le modèle « Black oil », qui permet d'intégrer les gaz dissouts à l'écoulement diphasique huile-eau, est le plus utilisé dans l'industrie ;
- Le modèle compositionnel, lui, n'est pas limité en nombre de phases (mais le nombre de phases n'excède jamais, ou rarement 3), et permet de prendre en compte les composants chimiques présents dans chaque phase.

Pour des raisons de temps de calculs importants, il est nécessaire de « dégrader » la grille de simulation dynamique en grossissant le maillage du modèle statique. Cette étape d'homogénéisation (ou d'upscaling) est cruciale, car le modèle homogénéisé doit d'une part respecter les hétérogénéités qui compartimentalisent le réservoir, et d'autre part moyenniser de façon adéquate les propriétés de petite échelle ramenées à un maillage grossier.

Les méthodes d'homogénéisation dépendent du type de réservoir, de sa géométrie, du type d'hétérogénéités, du type de fluides, et de la façon dont on cherche à le produire. Cet aspect est discuté dans le chapitre 3 de cette partie.

Chapitre 3 : Modélisation statique et dynamique d'un analogue de réservoir fluviatile méandriforme à huile lourde (formation de Scalby, Bathonien, Angleterre)

Les réservoirs fluviatiles de type barres de méandres sont parmi les réservoirs les plus hétérogènes, d'une part à cause de leur architecture interne très complexe, et d'autre part à cause des processus de dépôts qui sont à leur origine, avec une charge en suspension de particules argileuses très importante, qui conduit au dépôt d'hétérogénéités argileuses à différentes échelles lors de la construction des barres de méandre.

Ces dépôts constituent toutefois d'importants réservoirs à hydrocarbures par leur volume, notamment au Canada et au Venezuela, où ils abritent de considérables réserves d'huile lourde. Ces ressources sont produites selon un procédé particulier, le SAGD (Steam Assisted Gravity Drainage) qui consiste à injecter de la vapeur d'eau par un drain horizontal afin de diminuer la viscosité de l'huile pour pouvoir la récupérer par gravité grâce à un drain disposé sous le drain d'injection, en parallèle à celui-ci. Ce procédé est très coûteux en terme de mise en place et de mise en opération, il est donc crucial d'effectuer une caractérisation quantitative des réservoirs méandriformes afin d'évaluer l'impact potentiel des hétérogénéités aux différentes échelles, et réduire les risques et les incertitudes lors du placement des drains, et mieux prédire les performances de production des puits.

Le travail dont fait état la publication « Analysis of heavy oil by thermal EOR : from geological to reservoir modeling » par Deschamps et al. (2013) présenté ci-dessous, a pour objectif d'évaluer l'impact des hétérogénéités dans un réservoir de type « point bar » sur la récupération d'huile lourde par le procédé SAGD, en s'appuyant sur un analogue d'affleurement de la formation de Scalby (Bathonien du groupe Ravenscar, Yorkshire, Angleterre) comparable aux réservoirs Canadiens et Vénézuéliens. Pour cela, un modèle statique haute résolution a été construit, puis homogénéisé (upscaling) afin de pouvoir simuler l'injection de vapeur, avec un double objectif :

- Évaluer l'impact des différentes échelles d'hétérogénéités sur l'évolution de la chambre de vapeur dans le réservoir ;
- Évaluer l'impact de l'homogénéisation (upscaling) sur la distribution des différentes échelles d'hétérogénéités, afin de d'optimiser le degré d'upscaling pour ne pas sous-évaluer leur effet sur le comportement dynamique du réservoir.

3.1 Complexité des réservoirs méandriformes

L'architecture stratigraphique grande échelle et les stratifications hétérolithiques internes à plus petite échelle retrouvées très fréquemment dans les systèmes méandriformes sont difficiles à caractériser en utilisant les données de subsurface, en raison de la grande variabilité de ces dépôts, et de la taille des hétérogénéités, qui est le plus souvent inférieure à l'espacement des puits, et sous la résolution de la sismique.

Ces hétérogénéités constituent des barrières importantes à l'écoulement des fluides, et de plus, l'organisation latérale et verticale des barres de méandres, avec des variations de faciès très importantes, induisent des variations des propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) très importantes au sein du réservoir.

- A l'échelle d'un méandre, des études sur des analogues actuels montrent que la taille des particules sédimentaires a tendance à diminuer vers l'aval de la boucle du méandre, induisant un partitionnement des faciès sédimentaires le long du méandre. Ce partitionnement des faciès est expliqué par les variations de l'intensité du courant le long de la boucle, les dépôts les plus grossiers (présentant potentiellement les meilleures propriétés pétrophysiques) étant déposés en amont là où la vitesse du courant est la plus élevée, et les particules les plus fines (argiles et silts) en aval lorsque la vitesse du courant est la plus faible.
- A l'échelle de la barre de méandre (point bar), les hétérogénéités sont très diverses. Au premier ordre, les sédiments les plus grossiers se déposent dans la partie la plus interne du point bar, et au fur et à mesure de la migration latérale, les sédiments déposés sont de plus en plus fins, et la proportion de particules fines augmente. On observe donc une grano-décroissance horizontale le long du point bar, dans la direction d'accrétion du système. De plus, on observe une grano-décroissance verticale typique du remplissage de chenal, avec une proportion d'argile très importante vers le sommet du remplissage jusqu'à l'abandon du chenal.
- A plus petite échelle, l'architecture interne du point bar montre des stratifications obliques hétérolithiques (IHS – Inclined Heterolithic Stratifications) qui se forment parallèlement à la boucle du méandre lors de phases de crues et de décrues. Ces stratifications obliques montrent également une structure interne complexe, avec des faciès plus grossiers déposés à la base et le long de la surface d'accrétion, qui s'affinent verticalement jusqu'au dépôt de sédiments argileux venant draper l'ensemble de la structure.

Ces réservoirs ont donc une architecture 3D complexe avec différentes échelles et différentes natures d'hétérogénéités, dont la distribution reflète les différentes phases de construction. La modélisation statique de tels réservoirs est un défi, car la distribution des hétérogénéités en 3D est difficile à reproduire avec les outils de simulation géostatistiques.

3.2 Synthèse

Basée sur la description d'affleurement de barres de méandres analogues aux champs d'huiles lourdes canadiens, ce travail inclut:

- La construction d'un modèle réservoir statique de référence basé sur une description très fine des affleurements du point de vue de l'architecture des dépôts et des hétérogénéités de réservoir;
- l'upscaling de la grille à différentes degrés afin d'évaluer l'impact de l'upscaling sur la distribution des hétérogénéités dans le réservoir
- les simulations SAGD en utilisant un doublet horizontal (puits injecteur de vapeur et puits producteur) à travers la barre de méandre, pour évaluer l'impact de l'upscaling et des hétérogénéités de réservoir sur la production d'huiles lourdes.

L'impact des hétérogénéités de réservoir sur les résultats de simulation sont évalués pour plusieurs degrés d'upscaling. Les résultats montrent que la distribution des hétérogénéités de

réservoir a un impact sur l'écoulement de l'huile à différents stades de production. Sur le modèle fin de référence, les hétérogénéités de petite taille ont un impact sur le développement de la chambre de vapeur et sur l'écoulement dans le voisinage des puits au début du processus d'injection de vapeur, alors que les hétérogénéités de grande échelle influencent fortement la récupération d'huile tout au long de la production, réduisant l'efficacité du drainage dans le réservoir. Sur les grilles plus grossières, l'effet des hétérogénéités de petite taille peut être affaibli, selon le degré d'upscaling. L'effet géomécanique n'est pas pris en compte dans ce travail, le but étant d'évaluer l'impact des hétérogénéités de réservoir sur la récupération d'huile lourde.

La performance du SAGD est clairement liée au développement de la chambre de vapeur, qui dépend du degré d'hétérogénéités dans le réservoir. Les étapes de simulations et l'étude de sensibilité sur le degré d'upscaling utilisé contribuent à mieux restituer la distribution des hétérogénéités de réservoir. L'impact négatif de ces hétérogénéités pendant la récupération d'huile lourde doit ainsi être quantifié pour contrôler la récupération aux périodes cruciales de production.

Les principaux résultats de ces travaux sont les suivants :

- Les hétérogénéités à petite échelle correspondant aux argiles drapant les stratifications inclinées (IHS) ont un impact sur l'écoulement des fluides aux premiers stades de l'injection de vapeur. Ces hétérogénéités ont une incidence sur l'injection de vapeur et la récupération de l'huile très tôt dans le processus de production. Cependant, les hétérogénéités peuvent être contournées au cours du temps.
- Les hétérogénéités à grande échelle (plugs argileux d'abandon de chenaux), constituent de véritables barrières à l'écoulement des fluides (vapeur et huile). Ces barrières imperméables peuvent être continues à l'échelle du réservoir et peuvent empêcher un drainage efficace du réservoir, tout au long du processus de production.
- L'effet de l'upscaling sur les courbes d'injection et de production est globalement faible.
- Même si la récupération obtenue avec différents facteurs d'upscaling est proche des résultats du modèle de référence, l'utilisation d'une description fine des hétérogénéités du réservoir est cruciale à prendre en compte dans les premiers stades de la production.
- Seul le modèle de référence et les modèles faiblement « upscalés » préservent les hétérogénéités à petite échelle et fournissent une bonne description de l'évolution de la forme de la chambre de vapeur.

Analysis of Heavy Oil Recovery by Thermal EOR in a Meander Belt: From Geological to Reservoir Modeling

R. Deschamps*, N. Guy, C. Preux and O. Lerat

1 IFP Energies nouvelles, 1-4 avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison - France

e-mail: remy.deschamps@ifpen.fr - nicolas.guy@ifpen.fr - christophe.preux@ifpen.fr - olivier.lerat@ifpen.fr

* Corresponding author

Résumé — Analyse de la récupération d'huile lourde par procédé thermique dans une barre de méandre : du modèle géologique à la modélisation de réservoir — Ce travail vise à évaluer l'impact des hétérogénéités d'un réservoir pétrolier sur la récupération d'huiles lourdes par le processus de *Steam Assisted Gravity Drainage* (SAGD) en utilisant des modèles numériques appliqués à un modèle réservoir analogue d'un réservoir type barre de méandre. Ces modèles sont obtenus par un *upscaling* plus ou moins important du modèle géologique.

Les barres de méandre sont constituées de dépôts de point bars, caractérisés par une architecture intérieure complexe en 3-D, avec différentes échelles d'hétérogénéités, dont la taille et la distribution dépend du processus de dépôt.

Basé sur la description d'affleurement de barres de méandre analogues aux champs d'huiles lourdes canadiens, ce travail inclus : 1) la construction d'un modèle réservoir statique de référence basé sur une description très fine des affleurements du point de vue de l'architecture des dépôts et des hétérogénéités de réservoir, 2) l'*upscaling* de la grille à différents degrés afin d'évaluer l'impact de l'*upscaling* sur la distribution des hétérogénéités dans le réservoir, 3) les simulations SAGD en utilisant un doublet horizontal (puits injecteur de vapeur et puits producteur) à travers la barre de méandre, pour évaluer l'impact de l'*upscaling* et des hétérogénéités de réservoir sur la production d'huiles lourdes.

L'impact des hétérogénéités de réservoir sur les résultats de simulation est évalué pour plusieurs degrés d'*upscaling*. Les résultats montrent que la distribution des hétérogénéités de réservoir a un impact sur l'écoulement de l'huile à différents stades de production. Sur le modèle fin de référence, les hétérogénéités de petite taille ont un impact sur le développement de la chambre de vapeur et sur l'écoulement dans le voisinage des puits au début du processus d'injection de vapeur, alors que les hétérogénéités de grande échelle influencent fortement la récupération d'huile tout au long de la production, réduisant l'efficacité du drainage dans le réservoir. Sur les grilles plus grossières, l'effet des hétérogénéités de petite taille peut être affaibli, selon le degré d'*upscaling*. L'effet géomécanique n'est pas pris en compte dans ce travail, le but étant d'évaluer l'impact des hétérogénéités de réservoir sur la récupération d'huile lourde.

La performance du SAGD est clairement liée au développement de la chambre de vapeur, qui dépend du degré d'hétérogénéités dans le réservoir. Les étapes de simulations et l'étude de sensibilité sur le degré d'*upscaling* utilisé contribuent à mieux restituer la distribution des hétérogénéités de réservoir. L'impact négatif de ces hétérogénéités pendant la récupération d'huile lourde doit ainsi être quantifié pour contrôler la récupération aux périodes cruciales de production.

Abstract — Analysis of Heavy Oil Recovery by Thermal EOR in a Meander Belt: from Geological to Reservoir Modeling — The objectives of this work is to assess the impact of reservoir heterogeneities on heavy oil recovery of a reservoir analogue of meander belt through the Steam Assisted Gravity Drainage (SAGD) process by using numerical models. These models are obtained with different scales of upscaling of the geological model.

Meander belts consist of point bar deposits, characterized by a 3D complex internal architecture, with different scales of heterogeneities, which distribution is associated with the depositional processes.

Based on a 3D outcrop description of a meander belt analogue to the Canadian heavy-oil fields, the approach includes three steps: 1) the construction of a reference static reservoir model based on a very fine description of the outcrops in terms of architecture and geological heterogeneities, 2) upscaling of the grid at different scales using different upscaling factors in order to evaluate their impact on the heterogeneity distribution in the reservoir, 3) reservoir SAGD simulations using horizontal well doublet (steam injector and producer) across the meander belt, so as to assess the impact of upscaling of heterogeneities on heavy oil production.

The impact of heterogeneities on simulation results are evaluated for several upscaling stages. Results show that heterogeneity distribution has an impact on fluid flow at different stages of production. On the fine gridded model, small scale heterogeneities impact the steam chamber development and fluid flow in the wellbore vicinity at the beginning of the steam injection, whereas large scale heterogeneities strongly influence oil recovery during the whole recovery process and lower the efficiency of the reservoir drainage. On coarser grids, the effect of small-scale heterogeneities can be diminished, depending on the upscaling stage. The geomechanical effect is not taken into account in this work, the objective being to assess the impact of heterogeneities on oil recovery.

The performance of SAGD is clearly linked to the steam chamber development, which depends on the degree of heterogeneities present in the reservoir. The simulation workflow and the sensitivity study on the upscaling method contribute to a better restoration of the heterogeneity distribution in the reservoir.

The negative effect of these heterogeneities during the oil recovery must thus be quantified in order to monitor the thermal production at crucial periods of the production process.

INTRODUCTION

SAGD will become increasingly important for heavy oil recovery because of the large resources/reserves accessible using this recovery process. Quantitative reservoir characterization of fluvial meandering reservoirs and petrophysical properties are required for uncertainty assessment, well placement and production performance prediction. One of the most famous heavy oil provinces is located in Alberta (Canada), where SAGD processes are widely used to recover heavy oil from meandering fluvial reservoirs (e.g. Mc Murray Formation, Mannville Group, Aptian, Lower Cretaceous).

Characterization and modeling of fluvial reservoirs are straight forward because of the various scales of heterogeneity that exist between and within fluvial deposits (Jackson, 1977; Miall, 1988; Willis, 1989; Sharp *et al.*, 2003). The large-scale stratigraphic architecture and small-scale internal heterolithic stratifications of meandering reservoirs are difficult to characterize using subsurface data. Because of the high variability of these deposits, the size of the heterogeneities are commonly smaller than the typical well spacing in developed fields. These depositional units and associated shale drapes can influence reservoir behavior (Swanson, 1993) because they are potential baffles and barriers to fluid flow (Richardson *et al.*, 1978; Hartkamp-Bakker and Donselaar, 1993). In addition, internal facies variations, such as the vertical

change from trough cross-bedded to ripple-laminated sandstone and silty shales, produce a fining-upward trend in grain-size and a corresponding decrease in porosity and permeability.

To focus on meandering fluvial reservoirs, a very fine gridded reservoir model of a meander belt was built from 3-D outcrop observations of the Scalby Formation (Middle Jurassic Ravenscar Group, U.K.) located in Yorkshire. It had strong similarities with the Mc Murray Fm. heavy oil reservoirs in terms of architecture and facies distribution. This work represents the complex geometries of meandering system reservoirs and accurately describes the heterogeneity distribution within a meander belt. Several scales of heterogeneities are represented in the fine geological model which has an influence on fluid flow. This fine gridded geological model is taken as a reference model, to be compared with the upscaled models.

The description of thermal fluid flow during the SAGD process in complex reservoirs, such as meander belts, can lead to very very high computation time. Therefore, to describe the steam chamber growth in a reservoir that contains both small and large-scale heterogeneities, the construction of a very fine geological model is required. Upscaling is commonly used to reduce the grid size but it can lead to an over simplified description of the steam chamber growth.

In this paper, simulations describing heavy oil production using SAGD process were carried out on upscaled models

that are based on a very fine geological model of a meander belt. The geological model was upscaled along the well pair direction taking into consideration several upscaling factors. No geomechanical simulations were performed as we only looked at the effect of upscaling on the development of the steam chamber. The upscaling was performed using CobraFlow™ while the SAGD reservoir simulations were performed using PumaFlow™. The results were analysed to see if the upscaling factor influences the description of the heterogeneities, a central issue in SAGD production (Birell and Putnam, 2000; Robinson *et al.*, 2005, Zhang *et al.*, 2005; Chen *et al.*, 2007; Lerat *et al.*, 2010).

1 HETEROGENEITY DISTRIBUTION IN THE MEANDER BELTS

Meandering systems are made up of high sinuosity rivers that migrate through time. The meanders resulting from the lateral migration of the system are formed by erosion of sediments on the outer bank of the river and deposition of these sediments on the inner part of the meander loop. Banks are steep on the outside of the bend, where erosion generally takes place and are gently sloping on the inside where deposition normally occurs. Reservoir sand bodies originating in high-sinuosity channels result from lateral accretion that accompanies progressive development of increasingly sinuous meandering loops. The gradual, lateral accretion of successive units within a single loop results in the development of a point bar (*Fig. 1*). Subsequent meander-loop cutoff results in isolation of fully developed point bar sands within overbank

muds. Internal mud drapes, common within point bar sands, are the result of low flow regime deposition between each flooding events.

1.1 Meander Belt

In terms of reservoir properties, meander belts present a high degree of complexity in terms of the heterogeneity distribution. Different sizes of heterogeneities can be observed in a meandering system, depending on what we are looking at: the meander or the point bar deposits.

At the scale of a meander, studies on present day analogues and exhumed ancient point bar deposits have shown an overall decrease in the sediment grain size downstream in the meander loop. Satellite image analysis on the present day Senegal River meanders (Joseph *et al.*, 1995) shows the facies partitioning along the meander loops (*Fig. 2a*). Other present day point bar deposits on the modern Peace River (Canada) have been studied and compared to the Mc Murray Fm. regarding the facies distribution (Smith *et al.*, 2009). This study also reports the high variability of the grain size distribution along the meanders. These observations have been illustrated by Willis and Tang (2010) through 3-D process-based numerical models. In this study, we also made a fine description of the meander belt deposits of the Scalby Formation (Middle Jurassic) outcropping in the Yorkshire coast (North-East England).

Changes in shape, position and grain size distribution of the channel beds during river floods, preservation of low-flow

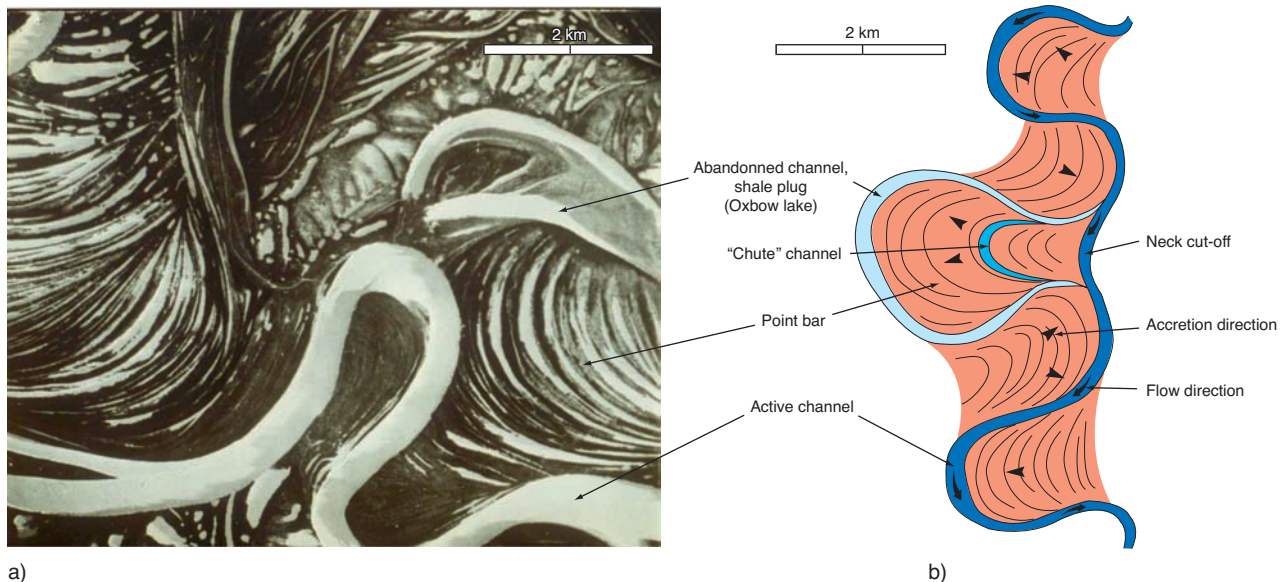


Figure 1

a) Aerial view of a meander belt (Alaska, USA); b) sketch of a meander belt with architectural elements.

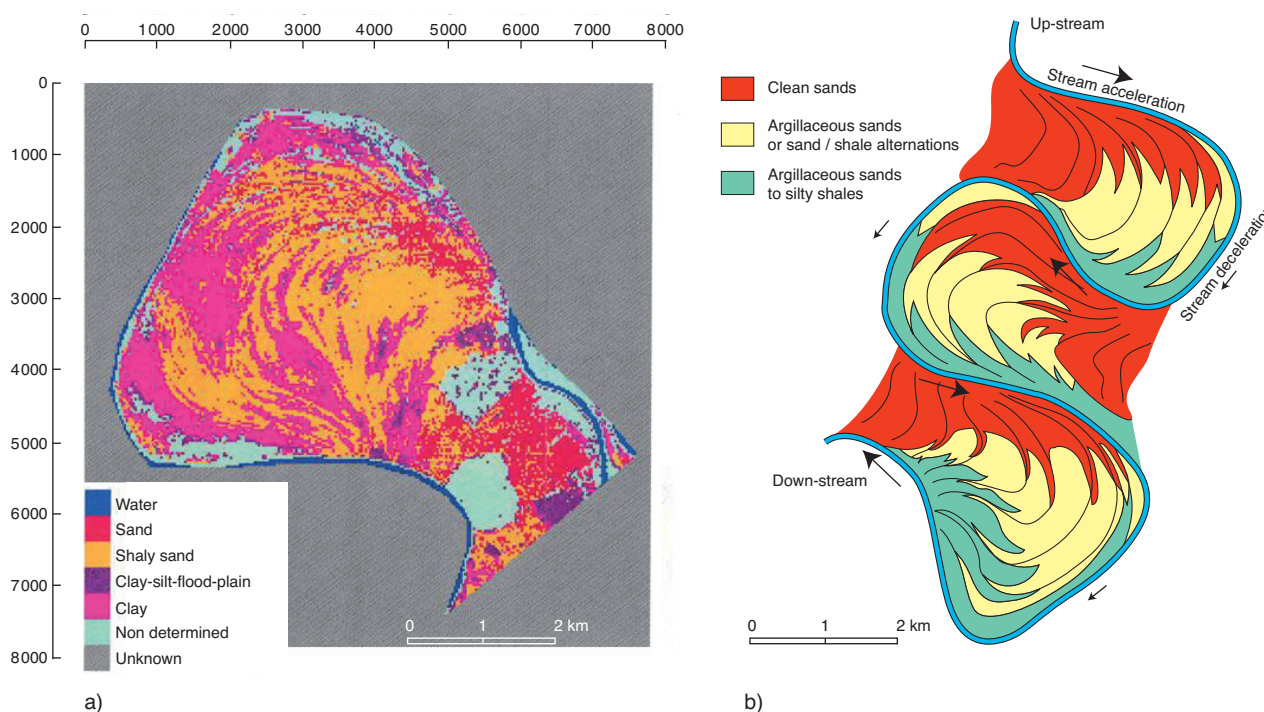


Figure 2

Facies distribution along a meander belt with a) satellite picture analysis of a meander of the Senegal River (Joseph *et al.*, 1995); b) schematic interpretation of the facies distribution in a meander belt.

drapes and abandonment of the channel segments influence the distribution of heterogeneities and consequently the fluid flow patterns through the meander belt sandstones.

This facies partitioning is explained by variations of the fluvial stream velocity along the loop. The coarser material (medium grained sandstones) with the best reservoir properties is thus deposited upstream in the meandering loop, where the current velocity reaches its maximum, whereas the finer grains (fine-grained argillaceous sandstones to silty material) are deposited downstream when the current velocity decreases downstream in the outside of the loop (Fig. 2b).

1.2 Point Bar

Point bar deposits are made up of lateral accretion sets dipping towards the channel axis, which were deposited during the channel migration and channel plugs filled with shales and silts during the channel abandonment (Fig. 3).

Firstly, the thickest and coarsest-grained sediment accumulations are deposited near a channel bend apex. There is a higher accumulation of fine-grained sediments downstream from the channel bar, with an overall shaliness increase vertically and in the direction of the accretion (Fig. 3). In addition, internal facies variations, such as the vertical changes from

trough cross-bedded to ripple-laminated sandstone, produce a fining-upward trend in grain size and a corresponding decrease in porosity and permeability.

Shale plugs deposited during the channel abandonment form large heterogeneity all along the meander and can reach several meters in thickness. They may form big permeability barriers at the scale of a meander.

Chute channel plugs also form shaly to silty heterogeneities, which correspond to the decantation of the finer sediments in suspension, filling the low reliefs of the scroll bars during flooding. They may reach up to a meter in thickness and may be found all along the meander.

At smaller scale, shale drapes deposited on individual beds during low flows are preserved mostly on downstream-dipping surfaces in finer-grained bar-top deposits. Shale drapes thickness can reach few tens of centimeters and separate the sandy accretion bars forming reservoir bodies. Extensive finer-grained deposits also accumulate in concave-bank areas in the lee of point bars when meanders migrate downstream. The coarsest deposits occur as elongate bodies parallel to the channel belt axis when channel bends migrate. These depositional units and associated shale drapes can influence reservoir behavior (Swanson, 1993) because they are potential baffles and barriers to fluid flow (Richardson *et al.*, 1978; Hartkamp-Bakker and Donselaar, 1993).

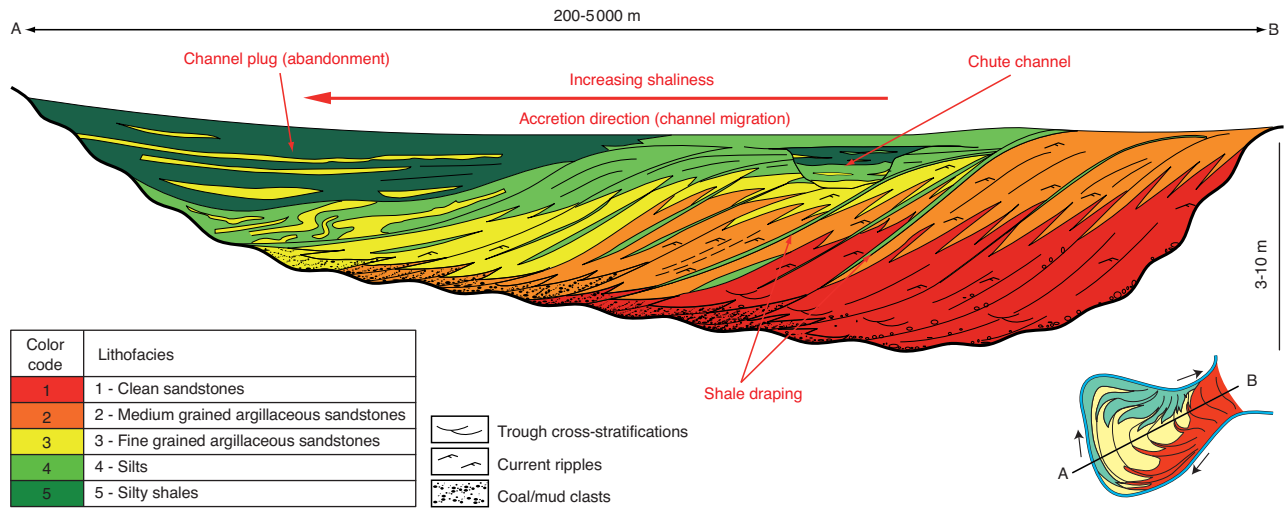


Figure 3
Schematic cross-section in a point bar, with facies spatial organisation and evolution.

The main heterogeneity characteristics commonly described within meandering river deposits observed in the Scalby Formation meander belt (*e.g.* point bar deposits) are summarized in Table 1.

Point bar reservoirs have complex internal architecture and properties (Barton, 1994), with different scales of heterogeneities (channel plugs, shale draping on accretion surfaces) and different directions of heterogeneities (horizontally with increasing shallness towards the external part of the meander, vertically with the fining upward channel fill succession and obliquely with the shale draping the lateral accretion surfaces

along the meander loop). Shale commonly affects flow behavior significantly (Willis and White, 2000), altering vertical permeability (Begg and King, 1985), sweep efficiency and breakthrough time (Jackson and Muggeridge, 2000) and upscaled multiphase flow properties. In the subsurface, the spatial distribution of shale is difficult to infer because the spacing of wells (hundreds to thousands of meters) is typically greater than shale dimensions. Fine outcrop description of meanders is thus crucial to assess reservoir geometry and heterogeneity distribution in 3-D and can be used as an input for geological modeling.

TABLE 1
Reservoir heterogeneity characteristics within the Scalby Formation meander belt

Heterogeneity type	Lithology/depositionnal process	Scale	Heterogeneity dimensions		Extent/continuity	Dominant lithofacies
			Width	Thickness		
Oxbow lake (channel plug)	Shales and silts; vertical accretion processes, suspension, shale decantation in the paleo-river bed when the river cuts its own banks and isolate the meander	Large scale (meander belt to point bar scale)	30-50 m, active paleo-channel width	1-5 m	Hundreds of meters all along the meander bend	Lithofacies 5
Chute channel	Shales and silts; vertical accretion processes suspension, shale decantation in the scroll bar low reliefs after floods	Intermediate to small scale (point bar scale)	1-5 m	0.5-2 m	Hundreds of meters all along the meander bend	Lithofacies 4 and 5
Shale draping	Shales and siltstones; vertical accretion processes, suspension of fine particles during low flow periods (between floods)	Small scale (point bar to laminate sale)	Few meters, thinning towards the toe of the accretion sets	Few mm to 70 cm	Tens to hundred meters in the paleoflow direction. Few meters downward, tend to pinch at the toe of the accretion sets	Lithofacies 4 and 5

2 CONSTRUCTION OF THE GEOLOGICAL MODEL

Outcrop analogues are commonly used to obtain dimensional statistics of fluvial sandstone and shale bodies for 3-D modeling of similar petroleum reservoirs. In most of the cases, outcrops provide 2-D data to assess the reservoir architecture. In this study, plan view dimensions and morphology of the point bar sand bodies are described from outcrops located on the Yorkshire coast in U.K. close to the town of Scarborough (Scalby Formation, Ravenscar Group, Middle Jurassic). These series have been deposited in the Cleveland basin, which was limited northeastward by the Pennine High and southward by the Market Weighton Block. In this area, the Cleveland basin formed a slowly subsiding trough, which trapped siliciclastics sediments. A deltaic system prograded gradually from the North to the Southeast and it is supposed that a connection with the open marine environments existed in the East (Eschard *et al.*, 1991).

At this location, meander belts crop out on a strand plain in plane view, with an equivalent cropping out on a cliff few kilometers South. Both the outcrop analogue (Scalby Formation) and subsurface reservoir (Mc Murray Formation) are interpreted to have some marine and/or tidal influence (*e.g.* Pemberton *et al.*, 1982; Smith, 1988; Eschard *et al.*, 1991; Alexander, 1992), at least locally. This may make more heterogeneous than conventional meandering fluvial deposits. This analogy is discussed below in Section 2.1.

High resolution geologic modeling of outcrops is useful to identify the types and scales of lithologic and petrophysical heterogeneities that affect fluid flow behavior. Many studies have already explored geological modeling of various scales of heterogeneities within fluvial reservoirs (process based, deterministic and stochastic). Many of these studies investigate stratigraphic architecture (sand and shale body dimensions and distribution) and reservoir connectivity and heterogeneity assessment at the reservoir scale (Richardson *et al.*, 1978). Other studies focused on the potential effect on fluid flow of internal sand bodies and shale heterogeneities (Hartkamp-Bakker and Donselaar, 1993; Lerat *et al.*, 2010).

Using stochastic methods, 2-D and 3-D modeling of point bar deposits in the Middle Jurassic Scalby Formation (Yorkshire, UK) were carried out to evaluate small-scale heterogeneities within the point bar deposits. Sedimentological description collected from outcrops were used to build the fine reference model and served as constraints for geological modeling.

2.1 Analogy with Subsurface Mc Murray Formation

The Mc Murray formation, the main bitumen-bearing zone in the Athabasca deposit (Eastern Alberta, Canada), is a member of the Mannville group (Lower Cretaceous). The Mc Murray Formation is characterized by highly heterogeneous strata that have been attributed to fluvial, estuarine and/or deltaic

depositional settings (Flach and Mossop, 1985; Crerar and Arnott, 2007). The Mc Murray Formation (Fm.) is a heterogeneous amalgamation of a variety of sedimentological elements such as point bars that evolved through lateral channel migration, point bars developed through downstream translation, counter point bars, sandstone-filled channels and abandoned channels or oxbows. Point bar of fluvio-estuarine channels are made up of fine-grained sandstones with ripple bedding alternating with argillaceous sandstone and mud drapes. Bioturbations are abundant at the core scale. The bedding is oblique, forming large bedforms several meters thick with a similar dip. The facies is classically called Inclined Heterolithic Stratification (IHS). The facies association is extremely heterolithic, the sand/shale ratio usually being relatively low.

The Scalby Formation is also interpreted as a fluvio-deltaic series (Eschard *et al.*, 1991), which can be divided into two main members. It is interpreted as a incised valley-fill complex created during the Lowstand System Tracts (LST), and filled by a deltaic aggradational series during the subsequent Transgressive System Tracts (TST). The meander belt deposits corresponding to the valley fill consists of fine to medium-grained clean to argillaceous sandstones. The meander belt is made up of stacked point bars and clay plugs, deposited in a fluvial – dominated environment. However, abundant clay drapes on the accretion surfaces, bioturbation and reverse ripples indicate a tidal influence.

Point bar deposits of both Scalby Fm. and Mc Murray Fm. correspond to tidally-influenced fluvial deposits, which makes the heterogeneity pattern comparable for these two systems (*e.g.* mud accumulation during channel abandonment, mud drapes along accretion surfaces that are interfingered into cleaner sands, floodplain deposits on top of the point bar; reactivation surfaces typically associated with mud-clast deposits; and mud-clast breccias accumulated at the base of the channel).

However, there are some limitations in the similarities between the Scalby Fm. and the Mc Murray Fm. The dimensions of the Mc Murray point bars are larger than the Scalby Fm. point bars. Musial *et al.* (2011) describe a meander loop width ranging between 4 and 8 km, with a point bar thickness of 30 m. The point bars of the Scalby Fm. are much smaller: their width is estimated between 500 m and 1 km and their thicknesses are less than 10 m. Consequently, the size of the heterogeneities is overall greater in the Mc Murray point bar deposits than in the Scalby Fm. The size of the “small-scale” heterogeneities is a critical factor for both geological modeling and thermal modeling. A high resolution geological model based on the Scalby Fm. outcrops was built to take these “small-scale” heterogeneities into account.

2.2 Outcrop Description and Interpretation

The point bar deposits used for the geological model crop out in South Bay cliffs, in the southern part of Scarborough

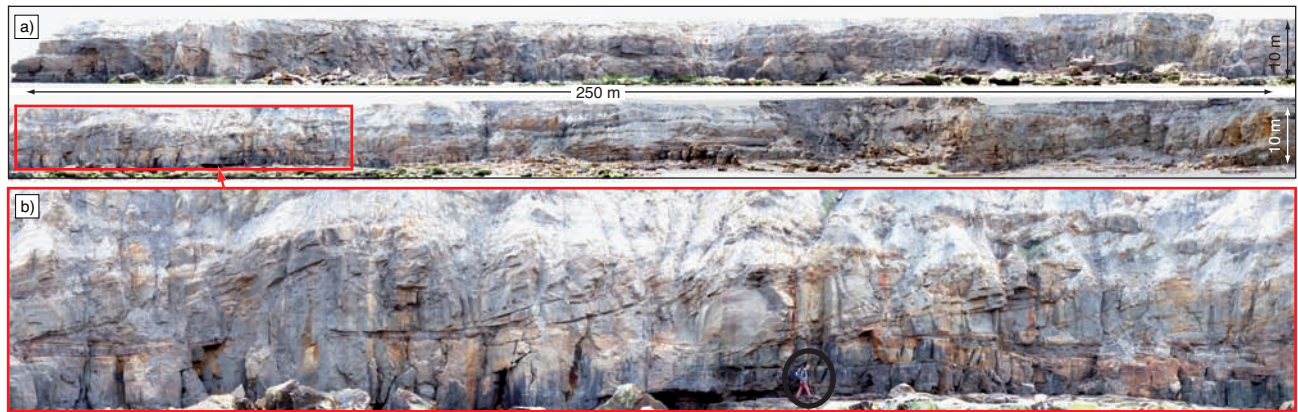


Figure 4

a) Photopanel of the South Bay cliff meander belt outcrop; b) detail picture of a point bar in South Bay cliff outcrop.

(Yorkshire, U.K.). The South Bay cliff displays a meander belt filling an incised valley and the same unit can be observed in plane view on the seashore 5 km to the north.

In South Bay, the meander belts directly overlie shaly marine sediments, with an irregular erosional surface at the base corresponding to the base of the incised valley. The incised valley fill forms a very heterogeneous sand sheet, 15 m thick, made up of fine to medium-grained argillaceous sandstones and shales (*Fig. 4a, b*). It consists of two stacked meander belts separated by an erosional surface. The width of the meander-belt cannot be estimated because it encompasses the outcrop size. The southern and northern limits of the meander belt can be seen on the South Bay site and the width of the meander-belt is around 1 km.

The meander belt deposits consist of point bars, chute channels and channel plugs (“oxbow” plugs) and the system is sealed by shaly coastal plain deposits:

- the point bars are made up of medium-grained trough cross stratifications (*Fig. 5a*) and fine-grained ripple-laminated sandstones (*Fig. 5b*), organized in a fining upward sequence, with a shaliness increasing in the uppermost part. Scour surfaces with mud clasts and coal clasts are commonly found at the base of the meander belts. The large-scale oblique stratifications are observed (equivalent of Inclined Heterolithic Stratifications, IHS), forming sets of 2 to 3 m in thickness (*Fig. 5c*). Each oblique set is tens of centimeters thick and the dip of those sets ranges from 10 to 20°. These inclined stratifications are forming the lateral accretion sets of the point bars, with shale drapping centimeter to decimeter thick on top, developing towards the top of the accretion surface. Slump scars can also affect the lateral accretion sets. They correspond to the channel bank collapse towards the channel axis. Each meander belt observed on the South Bay cliff is respectively 3 m and

8 m thick. The lowermost meander belt is erosionally truncated by the uppermost one;

- chute channels are frequently observed incising the top of the point bars. Chute channels are formed during floodings as the channels start to cut the meander. They are filled by silty shales (*Fig. 1, 2*);
- the “oxbow” plugs are 40 m wide and made up of silty shales and argillaceous sandstones, locally deformed by slumping. Coal layers are also locally present (*Fig. 5d*). The channel plugs correspond to the filling in of abandoned channel loops when the stream cuts its own meander. Mud and organic material is then accumulated in the abandoned meander loop;
- the coastal plain deposits consist of shales and silty shales with local sandy crevasse splay deposits. This shaly interval caps the meander belts and acts as a seal to the reservoir.

The meander belt outcropping on the South Bay cliff also crops out in the strand plain along the shoreline 5 km northward. This meander belt is made up of several nested point bars eroding each other, associated with shale plugs. The meander belt geometry can thus be described and interpreted in 3-D. The radius of point bars can reach more than 400 m, with an asymmetrical radius of curvature and their thickness can reach 8 m.

The outcrops are interpreted in terms of lithofacies, which were directly used for geostatistical simulations (*Fig. 6*).

2.3 Definition of Lithofacies

The lithofacies are defined as being based on both grain size and shale content. Five lithofacies were interpreted from outcrop observations:

- lithofacies 1: clean medium to coarse-grained, massive to trough cross-bedded sandstone facies, mostly present at

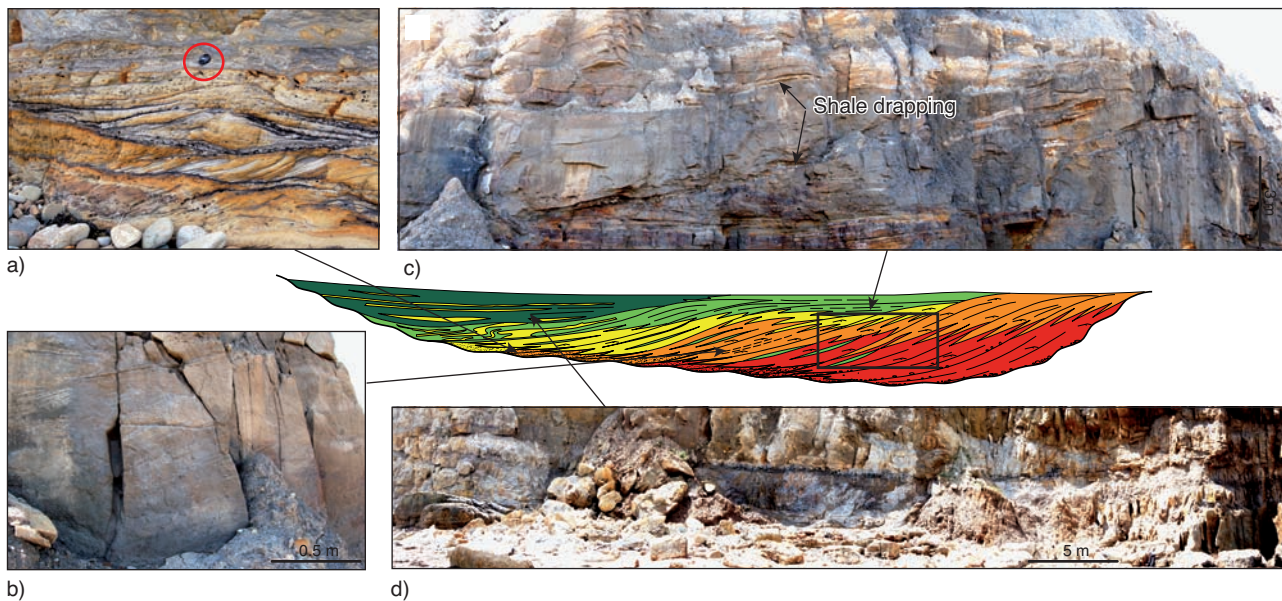


Figure 5

Main facies associations of a point bar. a) Coarse grained sandstones with trough cross-stratifications at the base of the meandering channel; b) medium grained sandstones with rippled inclined stratifications; c) lateral accretion sets of a point bar with shale draping on top of the sets; d) channel plug filled with silty shales and coal deposits.

the base of the lateral accretion sets and in the most internal parts of the meander loops;

- lithofacies 2: medium-grained slightly argillaceous sandstone with ripple lamination facies. This lithofacies is mostly associated with the middle part of the lateral accretion sets;
- lithofacies 3: fine-grained shaly sandstone with fine shaly laminations and current ripples. It occurs mostly in the uppermost part of the lateral accretion sets as well as at the bottom of the chute channels and channel plugs;
- lithofacies 4: silty shales facies. This lithofacies is associated with the main heterolithic facies associations of the reservoir, represented by the shale drapping on the lateral accretion bars and the chute channel and channel plug infills;
- lithofacies 5: shaly facies related to channel abandonment mud plugs, floodplain or coastal plain shales.

2.4 Litho-Units Definition

The litho-unit definition is a crucial factor in reservoir modeling. It corresponds to the reservoir units having geological characteristics that need to be simulated with proper geostatistical parameters (point bar deposits, floodplain interval, channel plugs...). Litho-units are delimited by two surfaces. The lithostratigraphic units correspond to intervals characterized by their depositional environment and related reservoir architecture. These units are simulated

independantly with appropriated simulation parameters defined according to their geometry and depositional process.

Ten lithostratigraphic units are identified in the South Bay meander belts interval (*Fig. 7a*):

- units 1, 2 and 6: these units correspond to medium to fine-grained sandstones and sand/shale alternations interpreted as point bar deposits with lateral accretion sets. Despite the complex heterogeneity pattern, these units are the main reservoir units of the meander belt system. The main lithofacies present in these units are Lithofacies 1, 2, 3 for the reservoir bodies and lithofacies 4 that corresponds to shale drapping the accretion sets;
- units 3, 4 and 7: they are made up of shales and fine grained shaly sandstones and they correspond to channel plugs. The associated lithofacies are Lithofacies 4 and 5;
- units 5, 8 and 9: these units are made up of medium to fine grained shaly sandstones with abundant shale drapes and heterolithics. They correspond to chute channels infills, bounded by erosional surfaces at the bottom cutting into the point bar deposits. They are characterized by Lithofacies 2, 3 and 4;
- unit 10: this uppermost unit corresponds to a discontinuous shale interval, deposited above the meander belts. It is interpreted as a coastal plain environment. This unit is not a reservoir. The main lithofacies present in these units are Lithofacies 4 and 5.

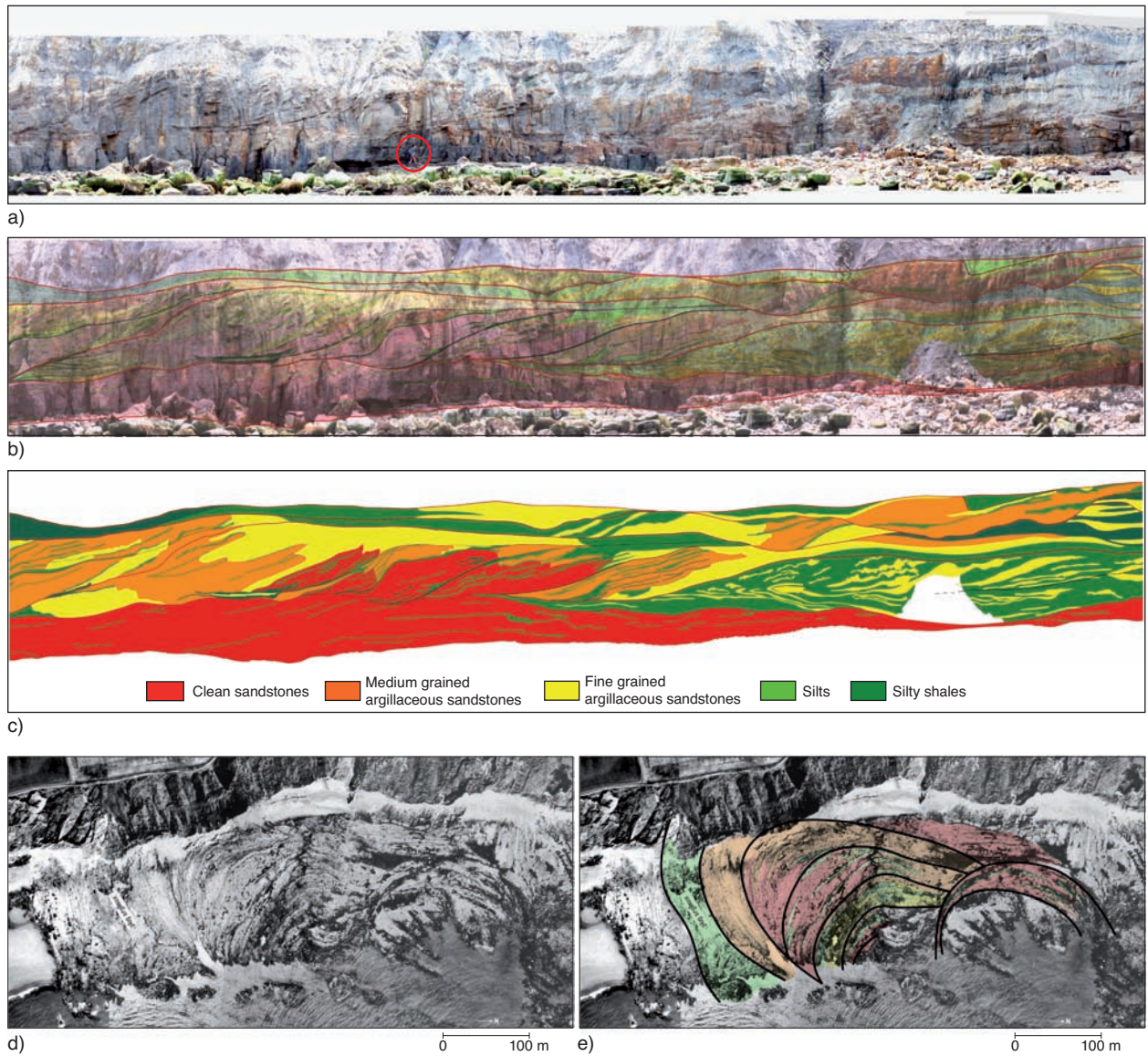


Figure 6

- a) Outcrop picture of the meander belt (South Bay cliff);
- b) linedrawing and facies interpretation of the outcrop picture;
- c) lithofacies interpretation used as simulation constrains;
- d) aerial picture of the meander belt outcropping in the strand plain;
- e) interpretation of the meander belt aerial picture.

2.5 Geostatistical Modeling

The geological grid built for the reservoir zone contains about 3×10^6 cells, using a Cartesian grid with a definition of $2 \text{ m} \times 2 \text{ m} \times 0.25 \text{ m}$. The ten lithostratigraphic units are modeled independently using a stochastic approach, based on the truncated Gaussian method (Galli *et al.*, 1994, Le Loch and Galli, 1996, Doligez *et al.*, 1999, Eschard *et al.*, 2002, Galli *et al.*, 2006). The main geostatistical parameters which are used in the truncated Gaussian method are the vertical

proportion curves, the matrix of proportions and the variograms, which are all computed from the maps and outcrop descriptions. In the present study, the South bay cliff interpretation and two maps of the meander belts interpreted in terms of lithofacies are used to build the stochastic model (Doligez *et al.*, 1999).

2.5.1 Geological Constraints

The constraints used for the geostatistical model directly come from the outcrop interpretations. Using the outcrop

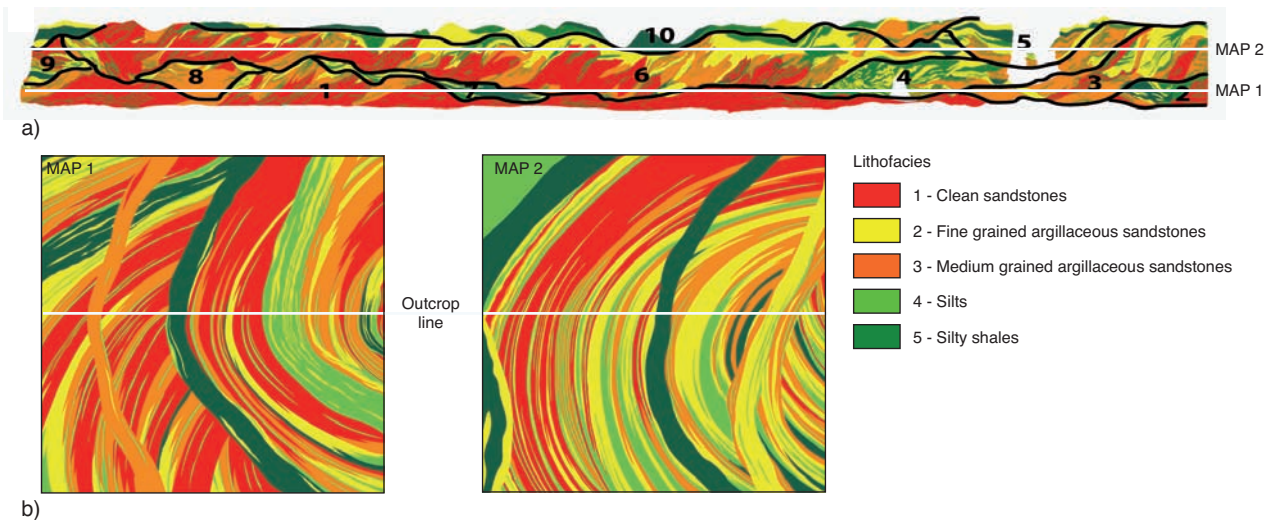


Figure 7

a) Meander belt outcrop interpretation and litho-units definition; b) maps of the meander belt derived from the strand plain outcrops.

interpretation, two maps representing the meander geometry and lithofacies distribution along the meander loops were built to restore the meander belt architecture in 3-D. These maps are interpretations from the 2-D view of the outcrop as shown in Figure 7 and extended laterally to cover the whole model. The distribution of the facies and geometries on these maps are constrained by the strand plain outcrop interpretation. These maps fit the outcrop interpretation and they were drawn with respect to the meander size and curvature observed in the strand plain outcrop. The litho-facies distribution was also extrapolated from the strand plain outcrop observations (horizontal grain size and shaliness evolution along the meander loops) to fit a realistic meander belt facies and architecture. The first map represents the lower meander belt described on the outcrop, the second one the upper meander belt (Fig.7b).

Both maps and the outcrop description were directly used as constraints (hard data, properties painted on the grid) for the geological model.

2.5.2 Geostatistical Parameters

The truncated gaussian method was the geostatistical method used to simulate the ten litho-units, using 3-D variograms dipping towards the direction of accretion for the point bars, and ordinary kriging for channel plugs and coastal plain deposits on top of the meander belts.

The truncated Gaussian method was relevant to simulate most of the reservoir heterogeneities which are homogeneously distributed within the volume of simulation (e.g. shale drapping the lateral accretion sets, chute channels filled

by shales...). In the truncated Gaussian method, the facies distribution is obtained by truncation of a Gaussian (normal) Random Function. Truncation thresholds depend on the proportions of facies in each litho-unit and on the relationship between the different lithotypes (contacts and transitions). The Gaussian Random Function is stationary but the proportions (hence the thresholds) can vary in space (Beucher *et al.*, 1993; Galli *et al.*, 1994; Le Loch and Galli, 1996; Doligez *et al.*, 2007). This method was applied to litho-units corresponding to point bar deposits (litho-units 1, 2 and 6), and to chute channels heterogeneously filled by sands and shales (litho-units 5, 8 and 9).

Ordinary Kriging method was applied to the litho-units that correspond to shaly channel plugs (litho-units 4 and 7) and to the coastal plain deposits sealing the meander belts (litho-unit 10).

Point bar modeling with a Cartesian grid is quite challenging because of its complex internal architecture. The different directions of sedimentary structures (inclined stratifications in the direction of channel migration) and the curvature of the meander are difficult to model by using “simple” geostatistical parameters.

Variograms are the main parameters used to fill in the grid. The variograms are distance dependent mathematical functions, which characterize the spatial correlation of a given property, or function. These functions are half-average values of the square difference between the observed values at two points separated by a distance h and are calculated along the vertical and two horizontal directions. The experimental variograms are computed for different groups of lithotypes. It is necessary to define the anisotropy direction and the three ranges.

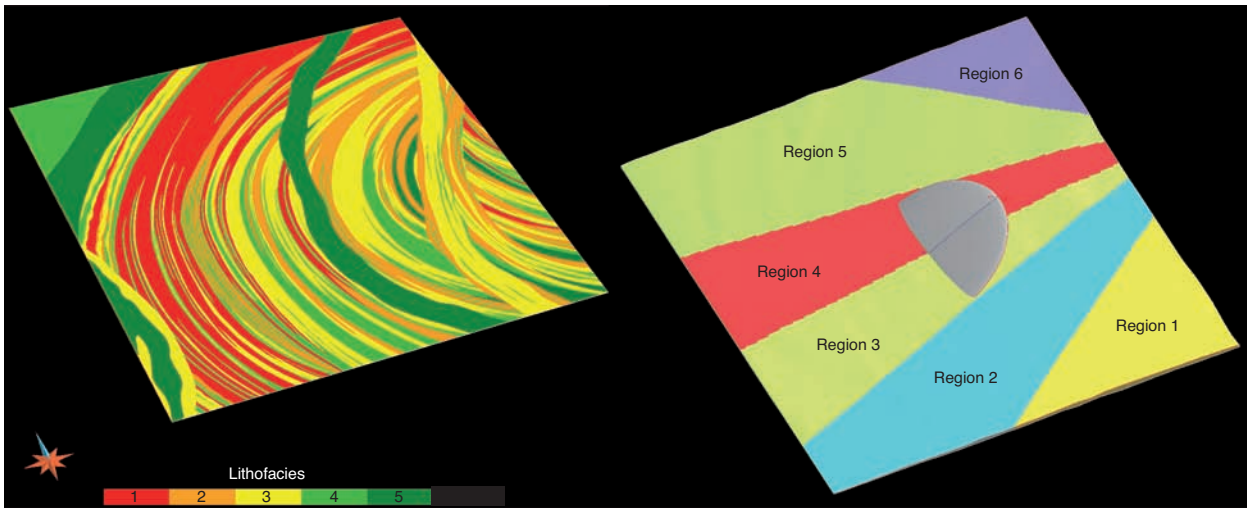


Figure 8
Simulation region definition according to the azimuth of the meandering channel migration (direction of accretion).

The variograms are computed taking into consideration the facies proportions in each litho-unit, computed from both maps and outcrop interpretation that are discretized and assigned as properties within the grid. Within the IHS litho-units, the variograms are computed along the individual beds to better represent the “small scale” heterogeneities draping the bed sets whose dimensions reach the vertical grid resolution (0.25 m).

The exponential variogram model best fits the experimental variograms. To respect the geometry of the inclined stratifications, 3-D variograms were defined, with a dip of 10 to 20° in the direction of point bar accretion.

The main difficulty was to reproduce the point bar infill along the meander loop, as the direction of point bar accretion changes along a curve corresponding to the loop. To overcome the fact that no direct tools are available to define several variograms along a curve, we defined several regions in each litho-unit according to the azimuth of the accretion direction (Fig. 8) and we assigned a variogram to each region with the appropriate azimuth.

2.5.3 Petrophysical Properties

For each litho-facies, single constant value of porosity, horizontal and vertical permeabilities have been attributed. The petrophysical properties used in this model were derived from measurements on core plugs of Hanginestone heavy oil field in Athabasca (Alberta, Canada), in which SAGD processes are used to produce heavy oil in the Mc Murray Formation. The petrophysical properties of each litho-facies are shown in Table 2.

TABLE 2
Reservoir rock properties

	Lithofacies				
	1	2	3	4	5
Porosity (%)	0.35	0.25	0.20	0.05	0.01
Horizontal absolute permeability (mD)	3000	2500	2000	0.5	0.1
Vertical absolute permeability (mD)	2000	1300	1000	0.4	0.01

2.5.4 Simulation Results

The simulation results are displayed for one realization in Figure 9. The high-resolution geological model resulting from the application of the previously described methodology well fit to the conceptual geological model established using the outcrop observations. The large-scale architecture of the meander belt is satisfactorily represented regarding the heterogeneity distribution and the point bars geometries. The meander curvature as well as the heterogeneity distribution along the meander loop is very close to the expected architecture and litho-facies distribution.

The fine-gridded model also allowed the reproduction of the small-scale heterogeneities (*e.g.* shale drapes on the lateral accretion sets) within the point bar deposits, when their thicknesses exceed the grid resolution.

Very fine outcrop descriptions were used to constrain the model. Regions of simulation were defined according to the azimuth of the accretion direction and simulated using 3-D variograms to account for the dip of the sedimentary structures.

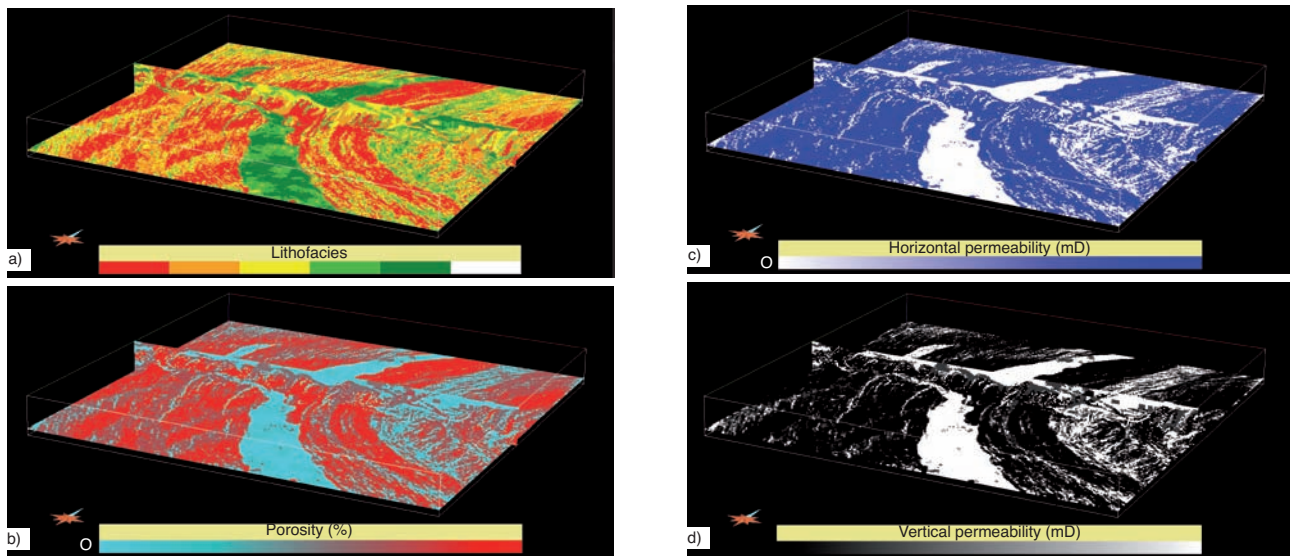


Figure 9

3-D view of the simulation results of the meander belt.

a) Litho-facies; b) porosity; c) horizontal permeability; d) vertical permeability.

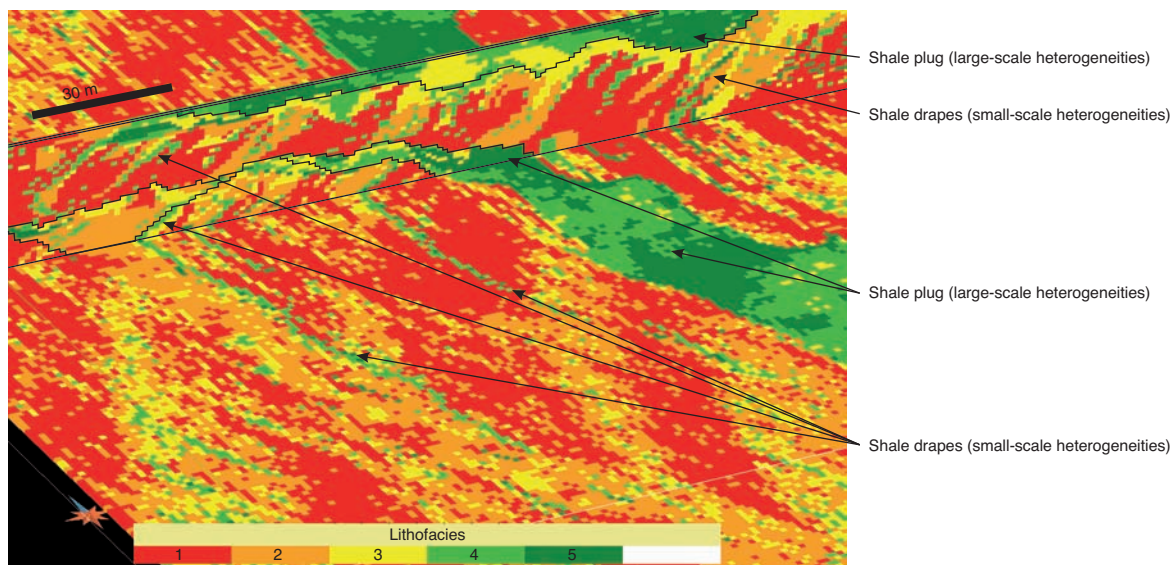


Figure 10

Detailed view of the simulation results showing the different degrees of heterogeneities.

This approach allowed the simulation of the 3-D complex architecture of the meander belts, with a good representation of the different heterogeneity scales (*Tab. 1*).

The “small-scale” heterogeneities (*e.g.* shale drapes) are realistically represented when their thicknesses are above the vertical grid resolution (25 cm), which is not the case for all the clay drapes described on outcrop. For a drape thickness below the vertical grid resolution (< 25 cm), they are under-

represented in the model and not continuous (“speckled” heterogeneity distribution). Even a high-resolution Cartesian grid may struggle to incorporate dipping shale barriers and similar features – these tend to be represented in a “stair-step” fashion which can artificially reduce their continuity (*Fig. 10*). However, shale drapes more than 25 cm thick are continuously represented in the model along the meander scroll bar and laterally disappear, as shown in Figure 10.

3 UPSCALING OF THE GRID

Upscaling is a procedure that transforms a detailed geological model into a coarse-grid simulation model so that the flow behaviour in the two systems is similar. Upscaling is commonly required because in most of the cases, fine scale flow simulation of high-resolution model induces high computation times. Any upscaling procedure involves two steps:

- gridding to capture the geologic features;
- averaging or estimation of properties, to preserve the local geological details.

Different authors (Renard and De Marsily, 1997; Durlofsky, 2003) have stated the advantages and the limits of different upscaling procedures and despite the numerous upscaling methods reported in the literature, efficient and accurate estimation of effective rock properties of coarse scale from geological data at fine scale remains an active research area. The upscaling procedure to apply will depend on the depositional setting (e.g. heterogeneity distribution) and on the type of fluid flow modeling. Over the past decades, the role of reservoir heterogeneities has been investigated both numerically and experimentally.

Many authors who conducted both numerical and experimental work (Joshi and Threlkeld, 1985; Farouq-Ali, 1997; Yang and Butler, 1992) pointed out that the reservoir heterogeneities may strongly influence the steam chamber growth and subsequently the oil recovery. For example, the steam chamber growth has been observed using 4D and crosswell seismic images at the Christina Lake SAGD project (Zhang *et al.*, 2007). This study clearly showed that the steam chamber growth was not regular. The authors have associated the irregularities of the steam chamber growth with *in situ* heterogeneities and demonstrated that reservoir heterogeneities is a key issue in SAGD performance evaluation.

In the case of meander belt deposits, we demonstrate the strong anisotropy concerning the heterogeneities distribution. The choice of the upscaling method is thus crucial to keep the maximum of reservoir heterogeneities in the model. In this study, we choosed to place the well in the same direction as the point bar accretion direction. The point bars are oriented perpendicularly to the direction X . By upgridding in the direction X we better preserve the heterogeneities that are laterally extended. The main flow direction is in the Y direction, and the reservoir is strongly heterogeneous in the direction Z . Upscaling the grid in directions Y and/or Z would suppress most of the heterogeneities in the coarse grid. In this study, the grid is upscaled only in the well direction (X direction). This choice is also supported by the fact that the steam chamber grows lateraly to the well (directions Y and Z) and a good description of the steam chamber growth evolution requires a fine grid resolution in those directions.

The Lemouzy method (Lemouzy *et al.*, 1993) is built from the Cardwell and Parson bound, was used in this case (Cardwell and Parsons, 1945). The Cardwell and Parsons

bound is based on a variational method for the upscaling of permeability. To compute the lower bound in the direction X , if we note μ_a^i the arithmetic mean in i direction, μ_h^j the harmonic mean in j direction and k_x the permeability in X direction of the fine cell, according to Cardwell and Parson, the lower bound is written:

$$K_x^{\min} = \mu_a^z(\mu_a^y(\mu_h^x(k_x)))$$

To compute the upper bound, we have:

$$K_x^{\max} = \mu_h^x(\mu_a^z(\mu_a^y(k_x)))$$

Lemouzy *et al.* (1993) adapted the Cardwell and Parsons mean for a 3-D computation. They applied the same method in all directions to obtain:

$$K_x^{\text{Lemouzy}} = \sqrt[6]{(K_x^{\min})^2 (K_x^{\max})^2 K_x^3 K_x^4}$$

with:

$$K_x^3 = \mu_a^y(\mu_h^x(\mu_a^z(k_x)))$$

and:

$$K_x^4 = \mu_a^z(\mu_h^x(\mu_a^y(k_x)))$$

In our test case, the geological model is a cartesian grid with 3×10^6 cells. For both upscaling tests and SAGD simulations, we extracted a portion of the original geological model, which includes $210 \times 75 \times 45$ cells, to reduce the computation time. We tested different upgridding in the direction X (along the well direction). Different upscaling factors (Preux, 2011) were choosen in the well direction (aggregation of 2, 3, 5, 6, 10, 15, 21 cells). Preux (2011) defines the upscaling factor by:

$$UF = \frac{N_c}{N_f}$$

where N_f and N_c are the number of cells in the stratigraphic/reservoir grid.

The upscaling extended parameter was computed (Preux, 2011; Qi and Hesketh, 2004). This parameter is defined by the following formula:

$$UE = 1 - \frac{\ln(N_c)}{\ln(N_f)}$$

The results are reported in Table 3.

4 SAGD DYNAMIC MODELING

In the SAGD process, two parallel horizontal oil wells are drilled in the formation, one about 4 to 6 metres above the other (*Fig. 11a*). The upper well injects steam and the lower one collects the heated crude oil or bitumen that flows out of the formation, along with any water from the condensation of injected steam. The basis of the process is that the injected steam forms a “steam chamber” that increases vertically and horizontally in the formation (*Fig. 11b*). The heat from the

TABLE 3
Upscaling factor

Nx	Ny	Nz	Total nb. of cells	Upscaling factor
105	75	45	354 375	0.5 (upscaling ×2)
70	75	45	236 250	0.33 (upscaling ×3)
42	75	45	141 750	0.2 (upscaling ×5)
35	75	45	118 121	0.167 (upscaling ×6)
21	75	45	70 875	0.1 (upscaling ×10)
14	75	45	47 250	0.0667 (upscaling ×15)
10	75	45	33 750	0.04761 (upscaling ×21)

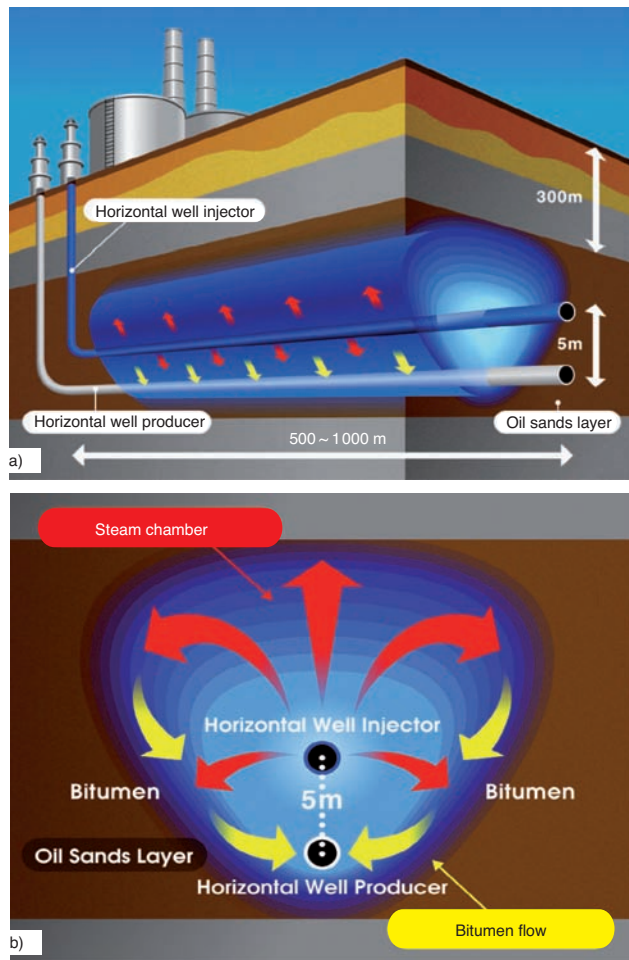


Figure 11

a) Well devices (injector and producer) used in a SAGD process; b) sketch showing the steam chamber during steam injection. Images courtesy of Jacos.

steam reduces the viscosity of the heavy crude oil or bitumen allowing it to flow down into the lower wellbore.

For all the studied cases, the numerical modeling aims at describing heavy oil recovery by a SAGD process. The simulations were performed using the finite volume based

reservoir simulator. In the present case, a dead-oil behaviour is considered. This simplification is performed because it is commonly assumed that the dissolved gas fraction can be neglected in Canadian heavy oil fields.

In this section, the framework of the simulation is described by adding parameters and by describing, the boundary conditions and the way injectors and producers are controlled. The simulations only concern a small part of the geological model and we focused on the beginning of the injection period, before the steam chamber reaches the reservoir limits. The reservoir-simulated domain is rectangular with its dimensions in the X , Y and Z directions respectively equal to 420 m, 150 m and 18 m. The well pair is located along the X -axis and in the middle of the model along the Y -axis. For all the studied cases, the distance between the two wells is 6 m. The producer (located under the injector) is 3 m above the base of the reservoir. Both the injector and the producer lengths are equal to the reservoir length in the direction X .

4.1 Other Parameters

The reservoir parameters used for SAGD simulation come from the Hangingstone heavy oil field (Canada). The initial conditions are realistic and consistent with the depth of the top of the reservoir, which is 250 m. The initial pressure and temperature are equal to 24 bar at the top of the reservoir and 10°C respectively. The initial oil saturation is equal to 0.85. The oil properties are summarized in Table 4.

The irreducible water saturation is 0.15; the residual oil saturation to waterflood is 0.20 and the residual oil saturation to steamflood is 0.10.

In order to simplify the analysis and for all the considered cases, the geomechanical coupling was not performed. However, the rock compressibility is considered in the reservoir simulator. For all the litho-facies, the rock compressibility is set at 10^{-3} bar^{-1} . The thermal properties of the rocks are also homogeneous in the reservoir. The rock thermal conductivity is 2.0 W/(m.°C) and the heat capacity is 1.7 J/(cm³.°C). It is however well known that the geomechanical effects of temperature and pressure can alter the behaviour of reservoir materials. In this study, we focused on upscaling.

TABLE 4
Oil properties

Oil properties	Values
Oil density (g.cm ⁻³)	1.008
Oil viscosity at reservoir conditions (cP)	1.8×10^6
Oil viscosity at 264°C (cP)	2.74
Oil compressibility (bar ⁻¹)	2.17×10^{-4}
Oil thermal expansion coefficient (°C ⁻¹)	8.5×10^{-4}

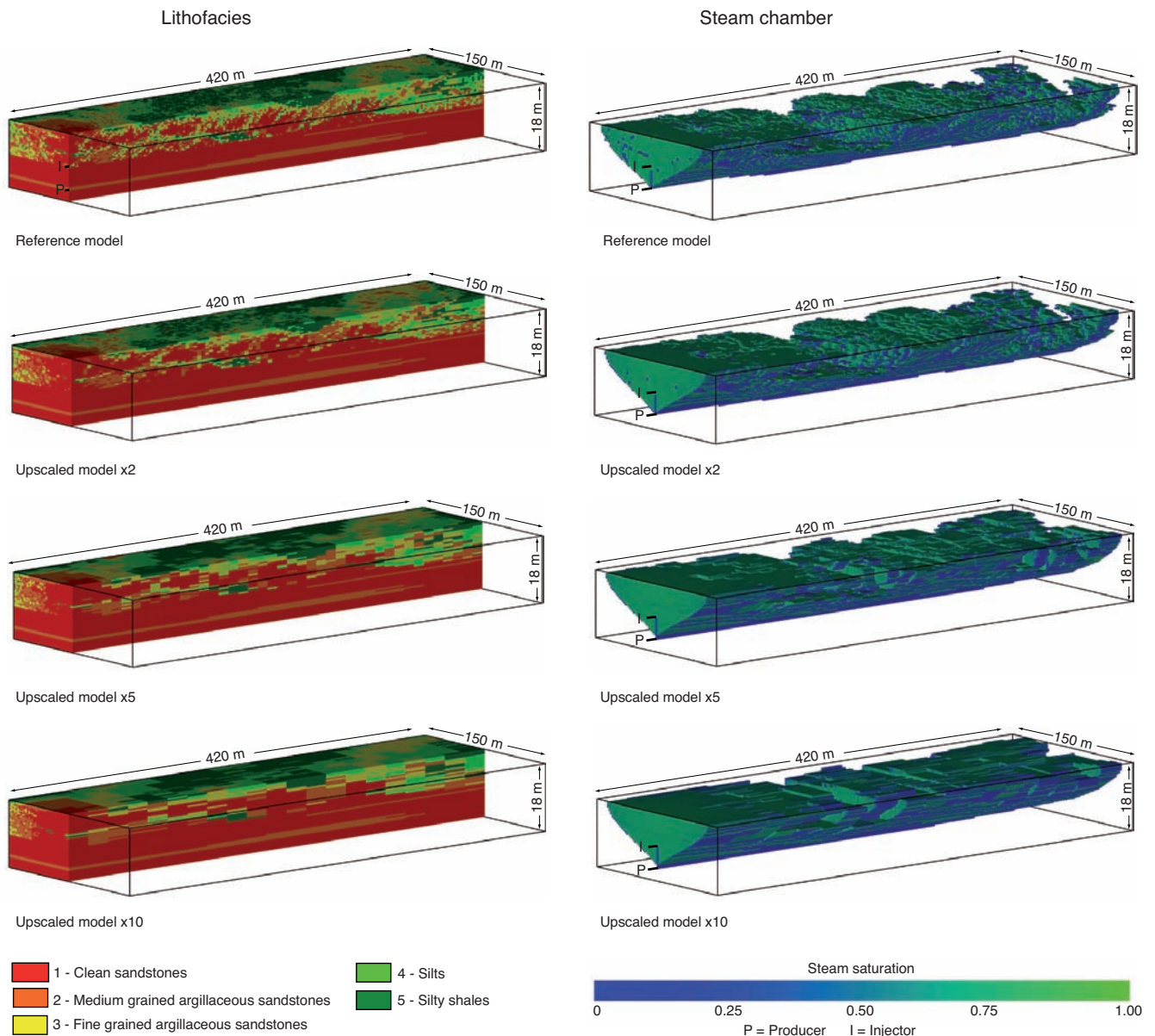


Figure 12

Lithofacies distribution and steam chamber development after 2000 days in the different upscaled models, compared to the reference model.

4.2 Boundary Conditions and Wells

For all the studied cases, sideburden rocks are not modeled. This assumption corresponds to the fact that in a SAGD process, it is common to use several pairs of wells that are parallel and equidistant to optimize production rates. In the model associated with the reservoir simulator, fluids or heat cannot flow through the lateral boundaries. Fluids cannot flow through the upper and lower boundaries. Nevertheless,

heat losses by conduction through upper and lower boundaries were taken into account by using one-dimensional modeling of the overburden and underburden oriented in the vertical direction. The overburden and the underburden models are not represented in the figures and they have a width of respectively 50 m and 30 m. These burdens are homogeneous; they are considered as being made up of rocks that have a thermal conductivity of 2.3 W/(m.°C) and a heat capacity of 2.0 J/(cm³.°C).

The simulations were performed over 2 000 days. The first 120 days were spent in pre-heating. The steam injection started at the end of the pre-heating phase with a maximal pressure set to 50 bar and the steam injection temperature is about 260°C. The production-well minimal pressure was set to 5 bar and the production rate was automated in order to keep the production well temperature between 20°C and 35°C lower than the injection-well temperature. When the difference between the temperature of the producer and the temperature of the injector was less than 20°C, the producer rate was decreased; when the difference is above 35°C, the producer rate is increased; otherwise, the producer rate was kept constant.

5 RESULTS AND DISCUSSION

The simulations on the different upscaled grids allowed:

- to assess the impact of heterogeneities on the steam chamber development, and on the oil production;

- to evaluate the impact of upscaling on the heterogeneity distribution.

5.1 Impact of Upscaling on Heterogeneity Distribution and Steam Chamber Growth

An important issue in upscaling, besides the choice of an appropriate technique, is the optimal level of coarsening. In the present case, the grids were upscaled in the only well direction only (X direction), to allow a better description of the steam chamber development around the injection well and a better heterogeneity distribution description in the coarser models. The optimum level of upscaling is then determined using both visual and quantitative analysis.

A comparison of the litho-facies distribution and the steam chamber growth after 2 000 days of production for different upscaling factors is shown in Figure 12.

For an upscaling factor of 0.5 (upsampling $\times 2$), the chamber is very similar to the fine reference model. If the upscaling factor is greater ($UF = 0.2$ or 0.1), the results are very different

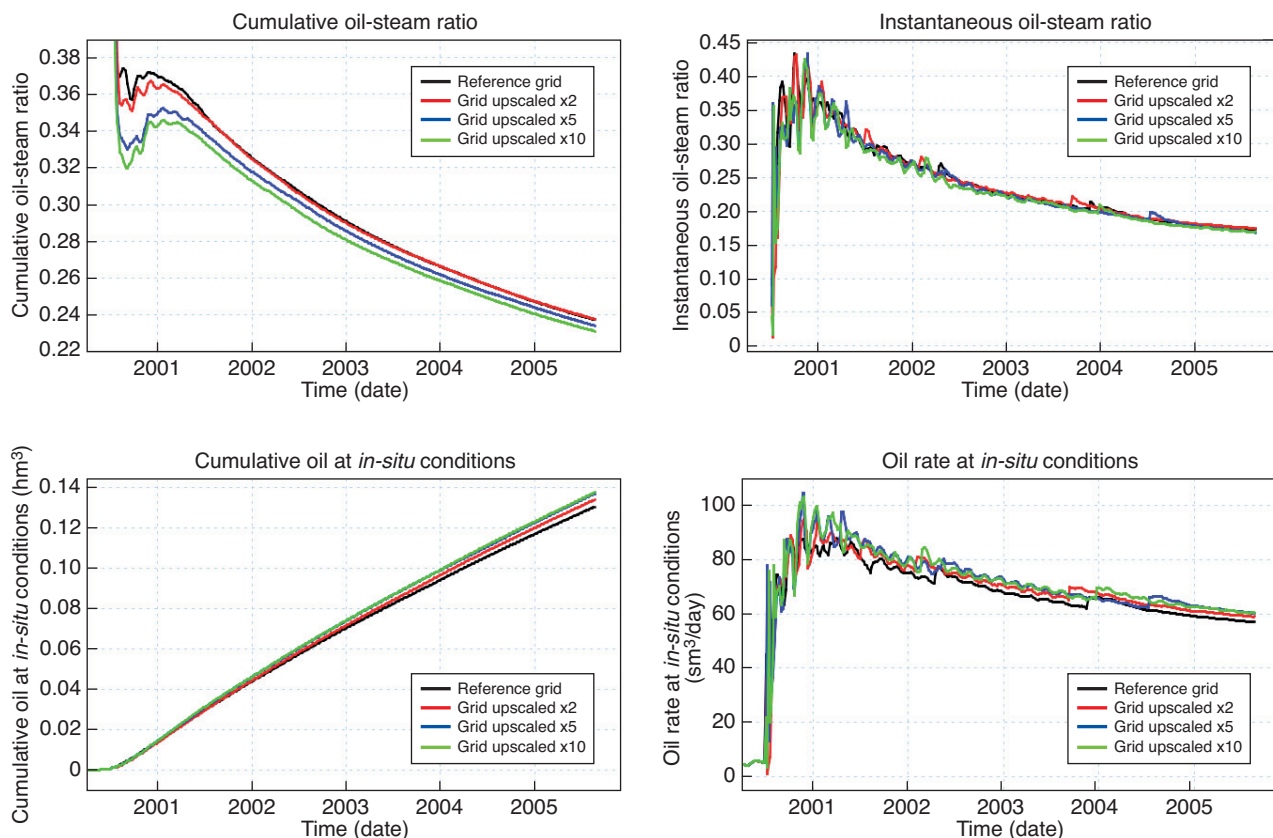


Figure 13

Cumulative and instantaneous oil-steam ratio, cumulative oil production and oil rate curves through time for the different upscaled models; for the reference model.

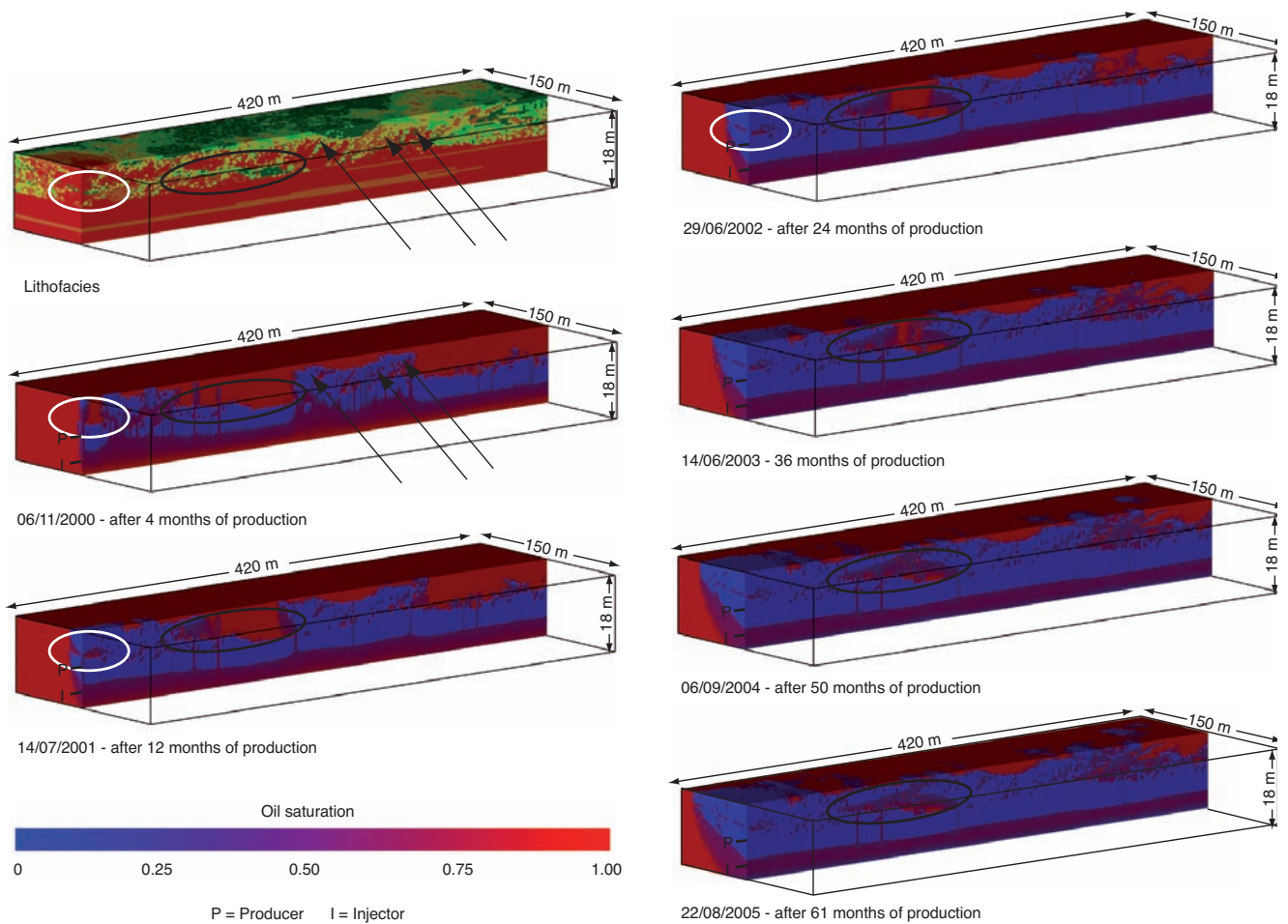


Figure 14
Oil saturation evolution in the reference model during production.

from the reference results: the heterogeneities are degraded. For an upscaling factor of 0.2, we can still observe the “large-scale” of heterogeneities but for $UF = 0.1$, even the “large-scale” heterogeneities (*e.g.* channel plugs) are significantly smoothed.

Even if the upscaling process smoothes the heterogeneities and influences the steam chamber growth, the field and the well results, oil-steam ratio and oil rate are quite similar, for every upscaling factor. As shown in Figure 13, the cumulative oil-steam ratio decreases over time for each considered upscaling factor and each curve tends to a similar value. Nevertheless, the cumulative oil-steam ratio is under-estimated in the early stage of production and for high upscaling factors. According to the curve displayed in Figure 13, the cumulative oil at the well is over-evaluated as the upscaling factor increases.

For an upscaling factor of 0.1, we notice that the results in term of cumulative oil-steam ratio and cumulative oil are

slightly closer to the reference than for $UF = 0.2$. This behaviour can be explained by an analysis of the upscaling process. The upscaling process combines two steps; the homogenisation of the properties and a coarsening of the mesh. These two steps induce two types of error: an error due to homogenization and an error due to the coarsening. The total error induced by an upscaling process is a non-intuitive combinaison of both of the effects (Sablok and Aziz, 2005) and the variation of the results depending on the upscaling extend is not monotonic. As shown in Figure 13, the instantaneous oil-steam ratio and oil rate seem to be irregular. This behaviour comes from the the combined effect of the high level of reservoir heterogeneity and the automated well behaviour. The steam chamber development is disturbed by the reservoir heterogeneities and that leads to a continuous modification of the well rates.

5.2 Effect of Heterogeneities

The fine grid (cell dimensions $2 \times 2 \times 0.25$ m) is used as the reference model for the heterogeneity effect assessment on the steam chamber development and oil production. This fine grid resolution allows us to describe accurately the facies distribution and the steam chamber growth. Looking at the thermal simulation results, we can clearly see that the different heterogeneity types present in the meander belt have several degrees of impact on steam chamber development.

The large-scale heterogeneities (*e.g.* channel plug deposits) have a strong influence on the steam chamber development and therefore on fluid flow, all along the production process. Smaller scale heterogeneities (*e.g.* shale draping on the inclined stratification) also influence steam flow in the reservoir but their effect is local and time-limited.

Figure 14 represents the oil saturation evolution in the reservoir during production. From these SAGD simulation results, the effect of heterogeneities on fluid flow is observable:

- the “small-scale” heterogeneities (*e.g.* shale draping) have an effect very early at the beginning of the steam injection (see *Fig. 14*, white circle) and in the production phase. Their influence is even stronger in the wellbore vicinity. After 12 months of production, the effect of these heterogeneities is attenuated, because steam and oil make their way around the shale drapes after the first months of injection. Nevertheless, it is difficult to observe the effect of the shale drapes with a thickness close to the limit of the resolution model on the simulation display (arrows in *Fig. 14*). However, at an early stage of the production (24 months, circle in *Fig. 14*), the cumulative oil-steam ratio curves for upscaled models are below the reference curve: the lower the upscaling factor, the lower the oil-steam ratio. The cumulative oil-steam ratio is under-estimated in the early stages of production and for high upscaling factors. This may be due to the fact that as we increased the upscaling, the “small scale” heterogeneities disappeared and the oil-steam ratio is lower than for models with small scale heterogeneities present. Later on in the production process, the oil-steam ratio curves tend to the same values whatever the upscaling factor. The impact of “small-scale” heterogeneities decreases through out the production process, as they are by-passed;
- the large-scale heterogeneities (*e.g.* channel plugs) strongly affect steam flow and oil production, during the whole production process. The channel plugs form large permeability barriers that prevent a good drainage efficiency of the reservoir. The channel plugs that we observe in Figure 14 (see black circle) act as continuous barriers that compartmentalize the reservoir. In this example, the channel plugs are by-passed after three years of production.

CONCLUSIONS

The main objective of this study was to describe the impact of the point bar heterogeneities (small and large-scale heterogeneities) on the thermal recovery in heavy oil/bitumen production, for different upscaled models. As shown by the simulation results, the different scales of heterogeneities have a different impact on thermal recovery:

- small-scale heterogeneities corresponding to the shale draping in the inclined stratifications (IHS) have an impact on fluid flow at early stages (around 16 months) of steam injection. We observe that the temperature field and the steam saturation are not homogeneous in the reservoir corresponding to point bar deposits (red and orange lithofacies). At the same stage of injection, the oil was almost completely swept and produced in the reservoir part in the production well vicinity, as the oil saturation reaches almost zero in the point bar deposits. Small-scale heterogeneities impact steam injection and oil recovery very early in the production process. However, heterogeneities can be by-passed through time *via* 3-D paths in the reservoir;
- the large-scale heterogeneities, corresponding to channel plugs filled by silty shales and oxbow lake deposits, constitute real barriers for fluid flow (steam and oil). These impermeable barriers may be continuous at the reservoir scale and may prevent an efficient drainage of the reservoir, through out the production process;
- these results do not integrate the geomechanical effects during production, as no coupling was set between fluid-flow and mechanical modeling softwares;
- the upscaling effect on the well and field results is, on the whole, small;
- we must notice that the model has just one fractionnal flow curve and that a single porosity and permeability value have been deterministically attributed for each facies. A perspective would be to consider a more realistic statistical distribution of petrophysical properties, which would modify the results of upscaling;
- even if the well production obtained with the considered upscaling factors is close to the reference model results, the use of a fine description of reservoir heterogeneities is crucial and has to be taken into account during the early stage of production;
- only the reference model and upscaled models with small Upscaling Factors ($UF = 0.5$) preserve the small-scale heterogeneities and provide a good description of the steam chamber shape.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank Brigitte Doligez, Gérard Renard and Rémi Eschard from IFP Energies nouvelles for the valuable discussions and sharing their knowledge. The authors would like to also thank Eric Delamaide and Guy

Desaubliaux who reviewed this paper, providing helpful comments to improve the manuscript.

REFERENCES

- Alexander J. (1992) Nature and origin of a laterally extensive alluvial sandstone body in the Middle Jurassic Scalby Formation, *J. Geol. Soc. London* **149**, 431-441.
- Barton M.D. (1994) Outcrop characterization of architecture and permeability structure in fluvial-deltaic sandstones, Cretaceous Ferron sandstone, Utah, *PhD Dissertation*, University of Texas, Austin, Texas, 260 p.
- Begg S.H., King P.R. (1985) Modeling the effect of shales on reservoir performance: Calculation of effective vertical permeability, *SPE Paper* 13529, 15 p.
- Beucher H., Galli A., Le Loc'h G., Ravenne C., Heresim Group. (1993) Including a regional trend in reservoir modelling using the truncated Gaussian method, in *Geostatistics Tróia '92, Vol. 1*, Soares A. (ed.), Kluwer, Dordrecht, pp. 555-566.
- Birrell G.E., Putnam P.E. (2000) A study of the influence of reservoir architecture on SAGD steam chamber development at the underground test facility, northeaster Alberta, Canada, using a graphical analysis of temperature profiles, *SPE Paper* 2000-104, *Canadian International Petroleum Conference (CIPC)*, Calgary, Canada, 8 June.
- Cardwell W.T., Parsons R.L. (1945) Average permeabilities of heterogeneous oil sands, *Trans. AIME* **160**, 34-42.
- Chen Q., Gerristen M.G., Kovscek A.R. (2007) Effect of reservoir heterogeneities on the steam-assisted gravity drainage process, *SPE ATCE 2007*, Anaheim, CA, USA, 11-14 November.
- Crerar E.E., Arnott R.W.C. (2007) Facies Distribution and Stratigraphic Architecture of the Lower Cretaceous McMurray Formation, Lewis Property, Northeastern Alberta, *Bull. Can. Pet. Geol.* **55**, 99-124.
- Doligez B., Beucher H., Geffroy F., Eschard R. (1999) Integrated reservoir characterization: improvement in heterogeneous stochastic modeling by integration of additional external constraints, in *Reservoir Characterization Recent Advances*, Schatzinger R., Jordan J. (eds), *AAPG Memoir* **71**, 333-342.
- Doligez B., Beucher H., Lerat O., Souza O. (2007) Use of a seismic derived constraint: Different steps and joined uncertainties in the construction of a realistic geological model, *Oil Gas Sci. Technol.* **62**, 2, 237-248.
- Durlfolsky L.J. (2003) Upscaling of Geocellular Models for Reservoir Flow Simulation: A Review of Recent Progress, Paper presented at *7th International Forum on Reservoir Simulation*, Bühl/Baden-Baden, Germany, 23-27 June.
- Eschard R., Houel P., Knox R., Ravenne C., Group HERESIM (1991) Three dimensional reservoir architecture of a valley-fill sequence and a deltaic aggradational sequence: influence of minor relative sea-level variations (Scalby Formation, England), *SEPM Concept in Sedimentology and Paleontology* **3**, 133-147.
- Eschard R., Doligez B., Beucher H. (2002) Using quantitative outcrop databases as a guide for geological reservoir modelling, in *Geostatistics Rio 2000*, Armstrong M. et al. (eds), Ed. Kluwer Academic Publishers, pp. 7-17.
- Farouq-Ali S.M. (1997) Is there life after SAGD? *J. Can. Pet. Technol.* **36**, 6, 20-23.
- Flach P., Mossop G.D. (1985) Depositional Environments of Lower Cretaceous McMurray Formation, Athabasca Oil Sands, Alberta, *AAPG Bull.* **69**, 1195-1207.
- Galli A., Beucher H., LeLoc'h G., Doligez B. (1994) The pros and cons of the truncated Gaussian method, in *Geostatistical Simulations*, Armstrong M., Dowd P.A. (eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 217-233.
- Galli A., Le Loc'h G., Geffroy F., Eschard R. (2006) An application of the truncated pluri-gaussian method for modeling geology, in *Stochastic modeling and geostatistics: principles, methods and case studies*, *AAPG Computer Applications in Geology* **5**, 2, 109-122.
- Hartkamp-Bakker C.A., Donselaar M.E. (1993) Permeability patterns in point bar deposits: Tertiary Loranca Basin, central Spain, in *The geological modelling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogs*, Flint S.S., Bryant I.D. (eds), *Int. Association of Sedimentologists Special Publication*, *IAS SP15*, 157-168.
- Jackson R.G. (1977) Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams, in *Fluvial sedimentology*, Miall A.D. (ed.), *Can. Soc. Pet. Geol. Memoir* **5**, 543-576.
- Jackson M.D., Muggeridge A.H. (2000) The effects of discontinuous shales on reservoir performance during horizontal waterflooding, *SPE J.* **5**, 446-455.
- Joseph P., Rabineau M., Eschard R., Benard F. (1995) Quantification from satellite imaging of the sedimentary body geometry and facies distribution in the Senegal valley, *17th Regional Meeting Sedimentology (IAS) / 5^e Congrès Français de Sédimentologie (ASF)*, Aix-les-Bains, 24-26 avril, Publication ASF n° **22**, p. 83.
- Joshi S.D., Threlkeld C.B. (1985) Laboratory studies of thermally aided gravity drainage using horizontal wells, *AOSTRA J. Res.* **2**, 1, 11-19.
- Le Loch G., Galli A. (1996) Truncated plurigaussian method: theoretical and practical point of view, in *Geostatistics Wollongong'96, Vol. 1*, Baafi E.Y., Schofield N.A. (eds), Kluwer Academic Publisher, pp. 211-222.
- Lemouzy P.M., Romeu R.K., Morelon I.F. (1993) A New Scaling-Up Method to Compute Relative Permeability and Capillary Pressure for Simulation of Heterogeneous Reservoirs, *SPE Paper* 26660, presented at the *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, Houston, 3-6 October.
- Lerat O., Adjemian F., Baroni A., Etienne G., Renard G., Bathellier E., Forgues E., Aubin F., Euzen T. (2010) Modelling of 4D Seismic Data for the Monitoring of the Steam Chamber Growth During SAGD Process, *J. Can. Pet. Technol.* **49**, 6, 21-30. SPE-138401-PA.
- Miall A.D. (1988) Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: Lessons from outcrop studies, *AAPG Bull.* **72**, 6, 682- 697.
- Musial G., Reynaud J.Y., Gingras M.K., Féliès H., Labourdette R., Parize O. (2011) Subsurface and outcrop characterisation of large tidally influenced point bars of the Cretaceous Mc Murray Formation, Alberta, Canada, Accepted in *Sedimentary Geology*, April 2011.
- Pemberton S.G., Flach P.D., Mossop G.D. (1982) Trace fossils from the Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada, *Science* **217**, 825-827.
- Preux C. (2011) Study of evaluation criteria for reservoir upscaling, Paper presented at the *73rd EAGE Conference & Exhibition Incorporating SPE EUROPEC 2011*, Vienna, Austria, 23-26 May.
- Qi D., Hesketh T. (2004) Quantitative Evaluation of Information Loss in Reservoir Upscaling, *Pet. Sci. Technol.* **22**, 11, 1625-1640.
- Renard P., de Marsily G. (1997) Calculating equivalent permeability: a review, *Adv. Water Resour.* **20**, 5-6, 253-278.
- Richardson J.G., Harris D.G., Rossen R.H., Van Hee G. (1978) The effect of small, discontinuous shales on oil recovery, *J. Pet. Technol.* **20**, 1531-1537.
- Robinson B., Kenny J., Hernandez-Hdez I.L., Bernal A., Chelak R. (2005) Geostatistical modeling integral to effective design and evaluation of SAGD processes of an Athabasca oilsands reservoir, a case study, *SPE/PS-CIM/CHOA International Thermal Operations and Heavy Oil Symposium*, Calgary, Alberta, Canada, 1-3 November, *SPE Paper* 97743.

- Sablok R., Aziz K. (2005) Upscaling and discretization errors in reservoir simulation, *SPE Reservoir Simulation Symposium*, Houston, Texas, USA, 31 January-2 February, *SPE Paper* 93372.
- Sharp J.M., Mingjuan Shi, Galloway W.E. (2003) Heterogeneity of fluvial systems – control on density-driven flow and transport, *Environ. Eng. Geosci.* **9**, 1, 5-17.
- Smith D.G. (1988) Tidal bundles and mud couplets in the McMurray Formation, northeastern Alberta, Canada, *Bull. Can. Pet. Geol.* **36**, 216-219.
- Smith D.G., Hubbard S.M., Leckie D.A., Fustic M. (2009) Counter point bar deposits: lithofacies and reservoir significance in the meandering modern Peace River and ancient McMurray Formation, Alberta, Canada, *Sedimentology* **56**, 1655-1669.
- Swanson D.C. (1993) The importance of fluvial processes and related reservoir deposits, *J. Pet. Technol.* **45**, 368-377.
- Willis B.J. (1989) Palaeochannel reconstructions from point bar deposits: A three-dimensional perspective, *Sedimentology* **36**, 757-766.
- Willis B.J., White C.D. (2000) Quantitative outcrop data for flow simulation, *J. Sediment. Res.* **70**, 4, 788-802.
- Willis B.J., Tang, H. (2010) Three-dimensional connectivity of point-bar deposits, *J. Sediment. Res.* **80**, 440-454.
- Yang G., Butler R.M. (1992) Effects of reservoir heterogeneities on heavy oil recovery by steam assisted gravity drainage, *J. Can. Pet. Technol.* **31**, 8, 37-43.
- Zhang W., Youn S., Doan Q. (2005) Understanding reservoir architectures and steam chamber growth at Christina Lake, Alberta, by using 4D seismic and Crosswell seismic imaging, *SPE 97808*, November.
- Zhang W., Youn S., Doan Q. (2007) Understanding reservoir architectures and steam-chamber growth at Christina Lake, Alberta, by using 4D seismic and crosswell seismic imaging, *SPE Reservoir Eval. Eng.* **10**, 5, 446-452. SPE-97808-PA.

Final manuscript received in May 2012

Published online in January 2013

Copyright © 2013 IFP Energies nouvelles

Permission to make digital or hard copies of part or all of this work for personal or classroom use is granted without fee provided that copies are not made or distributed for profit or commercial advantage and that copies bear this notice and the full citation on the first page. Copyrights for components of this work owned by others than IFP Energies nouvelles must be honored. Abstracting with credit is permitted. To copy otherwise, to republish, to post on servers, or to redistribute to lists, requires prior specific permission and/or a fee: Request permission from Information Mission, IFP Energies nouvelles, fax. +33 1 47 52 70 96, or revueogst@ifpen.fr.

Chapitre 4 : Estimation de la connectivité entre un chenal turbiditique et ses dépôts de débordement par modélisation statique et dynamique

Les réservoirs dans les chenaux turbiditiques sont très hétérogènes en raison de la diversité des processus hydrodynamiques qui interagissent au moment du dépôt. La description des hétérogénéités de réservoir et de leur distribution, de la même façon que pour les réservoirs fluviaux méandriques, est une étape cruciale pour le développement de ces réservoirs. Les données de subsurface permettent de décrire l'architecture globale de ces réservoirs, mais dans la majorité des cas, les hétérogénéités qui ont un impact important sur le comportement dynamique des réservoirs sont trop petites pour être « vue » par la sismique.

Si de nombreuses études se sont attachées à décrire de façon précise l'architecture interne des chenaux, qui constituent à priori l'essentiel des réservoirs turbiditiques, l'architecture des dépôts de débordement, et leur importance en terme de volume, et leur potentiels connexion aux chenaux reste en revanche moins bien connue.

Les chenaux turbiditiques étudiés dans la chaîne du Pab, au Pakistan, permettent de conduire une étude détaillée de la relation entre les chenaux et les dépôts de débordement, caractérisés par des levées et des lobes de crevasse. L'affleurement étudié se situe dans le fan médian du système, là où le système turbiditique est déconfiné, et où les dépôts de débordement se développent de façon significative, représentant une part importante en terme de volume, des sédiments déposés.

4.1 Méthodologie multidisciplinaire intégrée

Pour estimer d'un point de vue dynamique les relations entre chenaux et dépôts de débordement, une approche multidisciplinaire a été mise en place intégrant la caractérisation de l'architecture des réservoirs, la modélisation statique, la modélisation sismique, et enfin la modélisation d'écoulement de fluide.

4.1.1 Architecture de l'affleurement

L'affleurement sélectionné se situe à 10 km de l'embouchure du canyon nourricier. Cet affleurement a été choisi pour la construction d'un modèle de référence, car il présente la plupart des hétérogénéités internes décrites dans le complexe de chenaux du Pab (Voir Partie 1, chapitre 2). A cet endroit, le complexe de chenaux est composé de cinq chenaux élémentaires empilés verticalement, ayant chacun une base érosive incisant dans les hémipélagites de la base, ou dans les dépôts de débordement des chenaux précédents. Les surfaces d'érosion sont localement recouvertes par des hétérogénéités de petite échelle, constituées par des turbidites fines de basse densité argileuses, ou par des coulées de débris boueuses provenant de l'effondrement des marges du chenal. Ces hétérogénéités constituent des barrières de perméabilité locales.

Le remplissage des chenaux est constitué de grès grossiers à moyens, et se termine par des dépôts argileux marquant l'abandon du système. Ces intervalles argileux sont localement érodés par les chenaux suivants. Enfin, l'ensemble du complexe est coiffé par des lobes dits « terminaux », qui marquent la fin du remplissage en rétrogradation. Ces lobes sont constitués par des grès moyens à grossiers tabulaires d'une dizaine de mètres d'épaisseur, recouvrant les complexes de chenaux.

4.1.2 Construction du modèle statique

La construction du modèle statique de réservoir se déroule en 3 étapes :

- Restauration en 3D des panneaux-photos interprétés ;
- Construction déterministe des surfaces majeures délimitant les différentes unités (base des chenaux, surfaces d'abandon, lobes de débordement) ;
- Simulation géostatistique des faciès réservoirs et des hétérogénéités.

Les photo-panneaux d'affleurement ont été restaurés en 3D grâce à une cartographie détaillée de la trajectoire de la falaise sur une image satellite haute résolution. Les principales surfaces interprétées ont été corrélées d'un côté à l'autre de l'affleurement, et un squelette a été construit pour chacune de ces surfaces, en tenant compte la mesure de la direction des paléocourants. Le bloc de simulation couvre une superficie de 1080 x 740 m et est de 110 m d'épaisseur, avec des cellules de 10x10x0.5 m.

La distribution des faciès sédimentaires a été simulée géostatistiquement et contrainte par des pseudo-puits numérisés tous les 30 m le long de la falaise. Les méthodes pixel et booléenne ont été utilisées pour représenter les différents types d'hétérogénéité présent dans les différentes unités. Afin de réaliser une modélisation sismique et dynamique, le modèle de réservoir a été rempli avec propriétés pétrophysiques et élastiques dérivées d'une base de données d'un champ turbiditique offshore profond. Les distributions de la vitesse sismique, de la densité et de la porosité pour chaque lithotype du modèle (ensemble de faciès présentant les mêmes propriétés) ont été calculées en utilisant une analyse statistique des données de subsurface issues de la base de données.

4.1.3 Modélisation sismique

Une méthode de convolution d'ondes planes 1D a été appliquée au modèle de réservoir statique. C'est une méthode de modélisation efficace et peu coûteuse qui est encore couramment utilisée. Il fournit une idée de la résolution sismique verticale mais n'intègre pas l'effet du voisinage. La première étape consiste à convertir le bloc de paramètres élastiques V_p , V_s , ρ de profondeur en temps, avec une loi de vitesse dérivée du modèle V_p . Ensuite, chaque donnée V_p , V_s est convertie en réflectivité. La grille est ensuite filtrée à haute fréquence et les cubes 3D résultants pourraient être convolués en utilisant différentes ondelettes plus proches des conditions d'acquisition (60 Hz par exemple).

Les blocs sismiques synthétiques obtenus ont ensuite été comparés avec le modèle de référence statique. Les signatures sismiques de l'architecture et des hétérogénéités internes à petite échelle ont été analysées à différentes fréquences sismiques. Ces résultats montrent que le fort contraste d'impédance entre les dépôts de drapage, de by-pass et des grès produit des réflecteurs discontinus de grande amplitude, visibles même à la fréquence la plus basse (60 Hz). Cependant, à cette fréquence, l'interprétation des réflecteurs internes du réservoir peut conduire à une interprétation erronée de la base du chenal et de la transition entre le remplissage du chenal et les dépôts de débordement.

4.1.4 Modélisation dynamique

4.1.4.1 Tests de puits

L'objectif de cette partie est d'évaluer l'impact des hétérogénéités de réservoir sur la réponse des tests de puits, afin de fournir des guides pour l'interprétation de résultats de tests de puits dans ces environnements de dépôt. Les tests de puits synthétiques ont été simulés et interprétés en mettant un accent particulier sur:

- L'estimation de l'étendue du réservoir et des propriétés du réservoir telles que la perméabilité moyenne autour du puits et la distance aux limites du réservoir à différents endroits dans le modèle;
- L'effet des hétérogénéités sur l'écoulement des fluides par rapport aux contrastes de perméabilité contraste généré sur la grille.

Ces tests de puits synthétiques ont montré que lorsqu'il n'y a pas d'hétérogénéités argileuse drapant la marge des chenaux turbiditique, et permettant une connexion hydraulique avec les dépôts de débordement, le réservoir se comporte comme un réservoir « infini » et homogène dans toutes les directions, grâce à la contribution des dépôts de débordement sableux (levées et lobes de crevasse) latéralement au chenal.

4.1.4.2 Modélisation d'écoulement

L'objectif de la simulation d'écoulement est d'avoir une compréhension rapide du comportement de l'écoulement d'eau injectée dans le complexe de chenaux, en utilisant des configurations injecteurs-producteurs spécifiques. Les principaux objectifs sont d'évaluer la contribution des dépôts de débordement quant au drainage du réservoir, et d'évaluer l'impact des hétérogénéités de drapage au cours du temps. Plusieurs tests de sensibilités ont été effectués en prenant ou non en considération la présence de drapage argileux sur les marges du chenal pour évaluer l'impact de ces hétérogénéités sur l'écoulement et sur l'efficacité du drainage du réservoir lors de la mise en production.

4.2 Synthèse des résultats

Les résultats nous ont permis de visualiser l'évolution 3D du front d'eau entre les injecteurs et le producteur. La forme de ce front était fortement influencée par l'hétérogénéité interne du réservoir. L'arrivée du front de l'eau peut être retardée et certaines parties du réservoir ne sont que partiellement drainées. Dans les nombreux sites étudiés, il existe un contact direct entre le remplissage gréseux des chenaux, et les dépôts de débordement (levées et lobes de crevasse). Cependant, diverses hétérogénéités peuvent être présentes et faire écran pour une connexion hydrodynamique entre chenal et dépôts de débordement :

- Les dépôts de turbidites fines argileuses peuvent draper les surfaces d'érosions des chenaux. Ces dépôts sont souvent préservés le long de la marge de la surface d'érosion, et souvent érodés le long de l'axe du chenal. Ils peuvent s'étendre latéralement sur des centaines de mètres, constituant une barrière importante. Cependant, les simulations d'écoulement montrent qu'une telle couche peut retarder l'arrivée du fluide au puits producteur, sans pour autant constituer une barrière imperméable pérenne.
- Les coulées de débris à matrice argileuse sont également observées à la base des chenaux. Ces lentilles constituent une hétérogénéité significative, dont l'extension latérale est limitée. Dans le cas étudié, l'écoulement contourne l'hétérogénéité après un certain temps. Lors de la modélisation de la réponse sismique, le contraste d'impédance entre les grès poreux et les hémipélagites induisent un réflecteur fort. Cependant, les lobes de crevasse latéraux aux chenaux peuvent également induire un réflecteur sismique difficile à différencier de la base des chenaux. Le volume du réservoir pourrait alors être surestimé lorsque les lobes de crevasse sont interprétés comme étant la base du chenal. Les argiles drapant la base des chenaux peuvent également induire un réflecteur entre les crevasses et le chenal. Une telle signature sismique doit être soigneusement cartographiée pour la définition de l'emplacement d'un puits d'injection, car ils réduisent la zone de drainage.

- Les tests de sensibilité réalisés avec différentes configurations (présence ou non de lobes terminaux connectant les complexes de chenaux) montrent que même si la pression est homogénéisée à la fin des simulations, l'hétérogénéité associée aux dépôts de débordement influence de façon importante le drainage. Quand un lobe terminal est présent, l'eau injectée s'écoule préférentiellement à travers cette unité. En l'absence de ces lobes, le flux est ralenti vers le bas dans les dépôts de débordement connectant les chenaux, mais la présence de lobes de crevasse épais et continus entre les chenaux permet de drainer le réservoir.

Connectivity estimation between turbiditic channels and overbank deposits from the modelling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan)

R. ESCHARD^{1,2*}, R. DESCHAMPS¹, B. DOLIGEZ¹, O. LERAT¹,
V. LANGLAIS^{1,3} & T. EUZEN⁴

¹*IFP Energies nouvelles, 1 & 4 avenue Bois Préau, 92852, Rueil-Malmaison Cedex, France*

²*Present address: TOTAL, Exploration & Production, 2 place Jean Millier – La Défense, France*

³*Present address: AREVA, AREVA-NC, Exploration Dpt., Geosciences Technologies,
Tour Areva, 92084 Paris-La Défense, France*

⁴*IFP Technologies Inc., 810, 744 – 4th Avenue S.W., Calgary, Alberta,
Canada T2P 3T4*

**Corresponding author (e-mail: remi.eschard@total.com)*

Abstract: The facies associations of the overflow deposits associated with turbidite channels were studied in the outcrops of the Maastrichtian Pab Sandstone, in SW Pakistan. In this area, a basin-floor fan was preserved from the platform to the deep basin setting. In the mid-fan setting, a channel complex crops out in three dimensions, and consists of a dozen channels and their overflow deposits, including levees, crevasse lobes and spill-over lobes. The overbank deposits can be directly in contact with the channel-fill, but, in many cases, matrix-supported debris-flow deposits made lenses close to the channel base. Heterolithic drapes of thin-bedded turbidite deposits were also preserved along the channel margins. A three-dimensional (3D) static model describing the heterogeneity distribution within the turbiditic channel complex was compiled using both stochastic and deterministic approaches in a site where two channels were laterally connected by overbank deposits. Petro-acoustic properties derived from a subsurface database were then assigned to the facies to perform seismic simulations. The synthetic seismic simulations showed that the channel base can easily be misinterpreted compared to the geological model. Dynamic modelling, such as well test and streamline simulations, was also performed using the model to assess the transition between the channel and overbank deposits from a dynamic point of view. As a result of the streamline simulations, the overbank deposits connecting the channel homogenized the pressure regime in the reservoir. However, the sweeping efficiency of water injection can be affected by the heterogeneity distribution along the channel margins. A significant volume of oil could also be by-passed because of the occurrence of early water breakthrough through the spill-over lobes, or because the flow slowed down when it reached the heterogeneity along the channel margin.

Reservoirs in turbiditic channels are generally very heterogeneous because of the diversity of the hydrodynamic processes that interacted during their deposition. The development of hydrocarbon fields in turbidite reservoirs then requires reservoir models finely describing the distribution of the heterogeneity, which may influence the dynamic behaviour of the reservoir during production. During the last 20 years, outcrop studies provided conceptual models showing the sedimentary architecture of the turbidite depositional systems and their evolution through time (Lowe 1979, 1982; Mutti 1977; Nilsen *et al.* 2007; Labourdette *et al.* 2008). High-resolution seismic data in the subsurface also helped in understanding the distribution of architectural elements within channel and lobes (Beauouef *et al.* 1999; Mayall & Stewart 2000; Abreu

et al. 2003; Ba Bonneau *et al.* 2004; Labourdette *et al.* 2006; Deptuck *et al.* 2007; McHargue *et al.* 2011).

Outcrop models first focused on the heterogeneity distribution within the channel conduits, emphasizing the diversity of the channel architecture with regard to the complexity of the depositional processes. The facies architecture of turbiditic overbank deposits lateral to the channels are even less understood than those within the channels (Pirmez *et al.* 1997; Kane *et al.* 2007; Hodgson *et al.* 2011; Kane & Hodgson 2011). Although the general geometry of levees is easily recognized on seismic profiles, their facies, and the sand: shale ratio close to the channel border, are less well known as they are rarely drilled in to in the subsurface. Crevasse lobes are generally

below seismic resolution, and are rarely drilled or cored, and these elements are difficult to integrate into reservoir models in the absence of conceptual models and parameters defining their architecture (Navarro *et al.* 2007).

The questions on which we would like to focus in this paper are the followings: (1) What kind of facies model should we use to describe the overflow deposits that occur lateral to the channel conduits? (2) Do these facies constitute reservoir bodies with a significant volume? (3) Is there any heterogeneity that forms barriers between the channel conduits and the levees which may reduce their connectivity? (4) Can overbank deposits, such as crevasses or spill-over lobes, ensure connectivity between two channel conduits and homogenize the pressure regime during the reservoir production?

A few years ago, we had the opportunity to study the geometry of turbiditic channel complexes in the Pab mountain range, in SW Pakistan. An interpretation of the depositional model of the Pab turbiditic fans was first proposed at a regional scale (Eschard *et al.* 2004; Umar *et al.* 2011). The facies architecture of the Pab turbiditic channel complexes were then studied (Eschard *et al.* 2003; Euzen *et al.* 2007a). In this paper, we propose to characterize the relationships between the channel conduits and their overbank deposits from a sedimentological, seismic and dynamic point of view.

Outcrop presentation and regional setting

Outcrop presentation

The Pab mountain range is located in Balouchistan, in SW Pakistan. The outcrop corresponds to a 200 km-long east-dipping monocline (Fig. 1a), with little structural deformation. The Maastrichtian palaeomargin morphology was preserved in these outcrops, and the downstream evolution of a turbiditic system can then be observed almost continuously from the turbiditic canyon area to the lobes (Eschard *et al.* 2004) over more than 200 km. Along the monocline, side gullies also provided three-dimensional (3D) views of the channel complex internal architecture (Fig. 1b). The reservoir architecture of the channels was then described in several localities, and 3D geocellular blocks were reconstructed in order to provide reservoir static models that can be used to test different simulation workflows. The cliff-face photomosaic was restored, stratigraphic surfaces were interpreted and digitized, and the facies distribution was simulated using geostatistical approaches (Euzen *et al.* 2007a, b).

Regional setting of the Lower Pab Sandstone turbiditic channel complexes

The Cretaceous succession, which is visible today in the Pab range, was part of the NW margin of the Indo-Pakistan continent. The margin was passively transported during the northwards motion of the Indian Plate (Scotese *et al.* 1988; Gnos *et al.* 1997). In the Pab range area, the Middle and Upper Cretaceous sedimentation mostly consisted of pelagic and deep-slope carbonates and marls. During the Maastrichtian stage, an uplift of the margin, probably associated with the thermal doming preceding the Deccan trap volcanism, induced a massive clastic sediment input to the margin (Powell 1979; Hedley *et al.* 2001). A major basin-floor fan was then deposited along the margin.

A chronostratigraphical and sequence stratigraphical interpretation of the margin has already been published by Eschard *et al.* (2003, 2004). The geometry of the margin was also restored at a regional scale (Eschard *et al.* 2003; Fig. 2). During a major relative sea-level drop, a subaerial unconformity was formed in the platform setting, while, in the basin, a canyon incising slope sediments fed sand-rich channel complexes. These channel complexes in turn passed northwards to turbiditic lobes. According to the margin restoration, the turbiditic channel complexes were deposited below more than 1000 m of water. Figure 1 proposes a regional reconstruction of the depositional systems. The Lower Pab system (also known as the Mughal Kot turbidites: Hedley *et al.* 2001) extended obliquely to the margin, with gravity currents flowing from south to north (Fig. 1a). In the Lower Pab Sandstone, three main channel complexes backstepped through time, and the sand-rich turbiditic systems were abandoned and passed upwards to a mud-rich deep-sea fans during a major transgression in the platform setting. During the Upper Pab Sandstone deposition, a major delta prograded on to the platform and reached the margin edge feeding a sand-rich slope apron. Finally, the whole deltaic and turbiditic systems were then abandoned during the Oligocene transgression of the Korara Shale.

The Lower Pab Sandstone consists of three superposed channel-lobe complexes (LP-1, LP-2 and LP-3) separated by hemipelagites (Eschard *et al.* 2004) (Fig. 2). The Lower Pab Sandstone channel complexes lap southwards on to the talus, whereas they pass northwards to sand-rich lobes. In this paper, we will focus on the architecture of the youngest channel complex, LP-3, in the mid-fan setting, in the Baddho Dhora area. In this area, the LP-3 complex was channelled in, but was not confined in, basin-floor topography. The channel complex itself was formed of at least five channels

CONNECTIVITY BETWEEN CHANNELS AND LEVEES

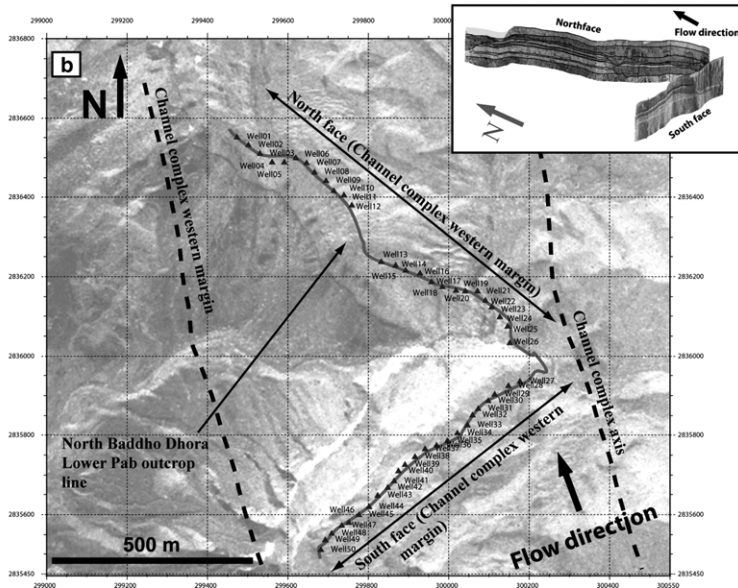
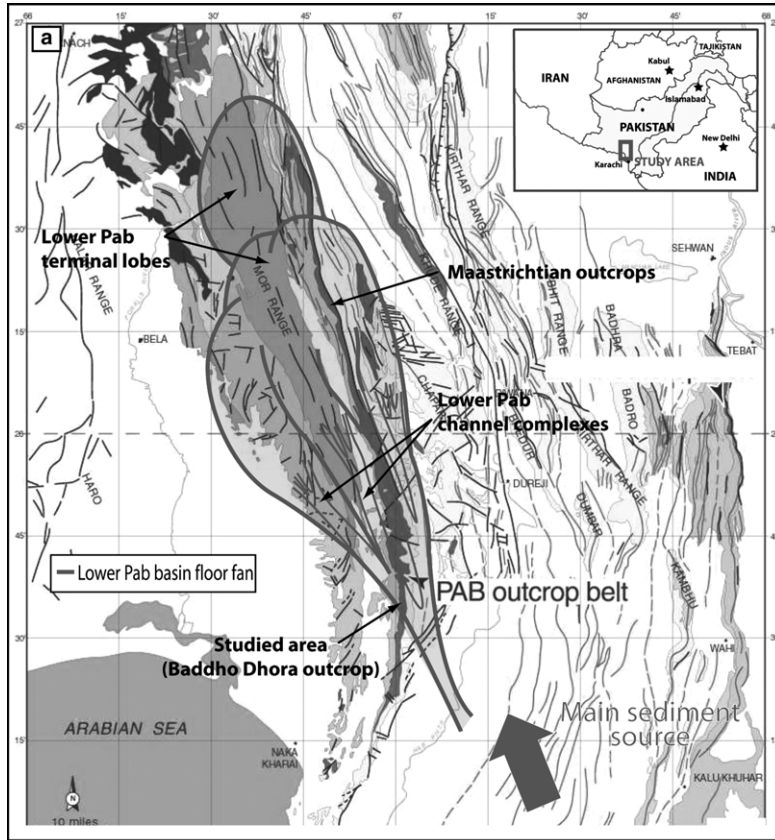


Fig. 1. Location map of the studied area. (a) Location map of the Pab range with mapping of the Lower Pab basin-floor fan. (b) Location map of the North Baddho Dhora outcrop with the pseudo-wells locations, showing the western margin of a northwards-flowing turbiditic channel complex.

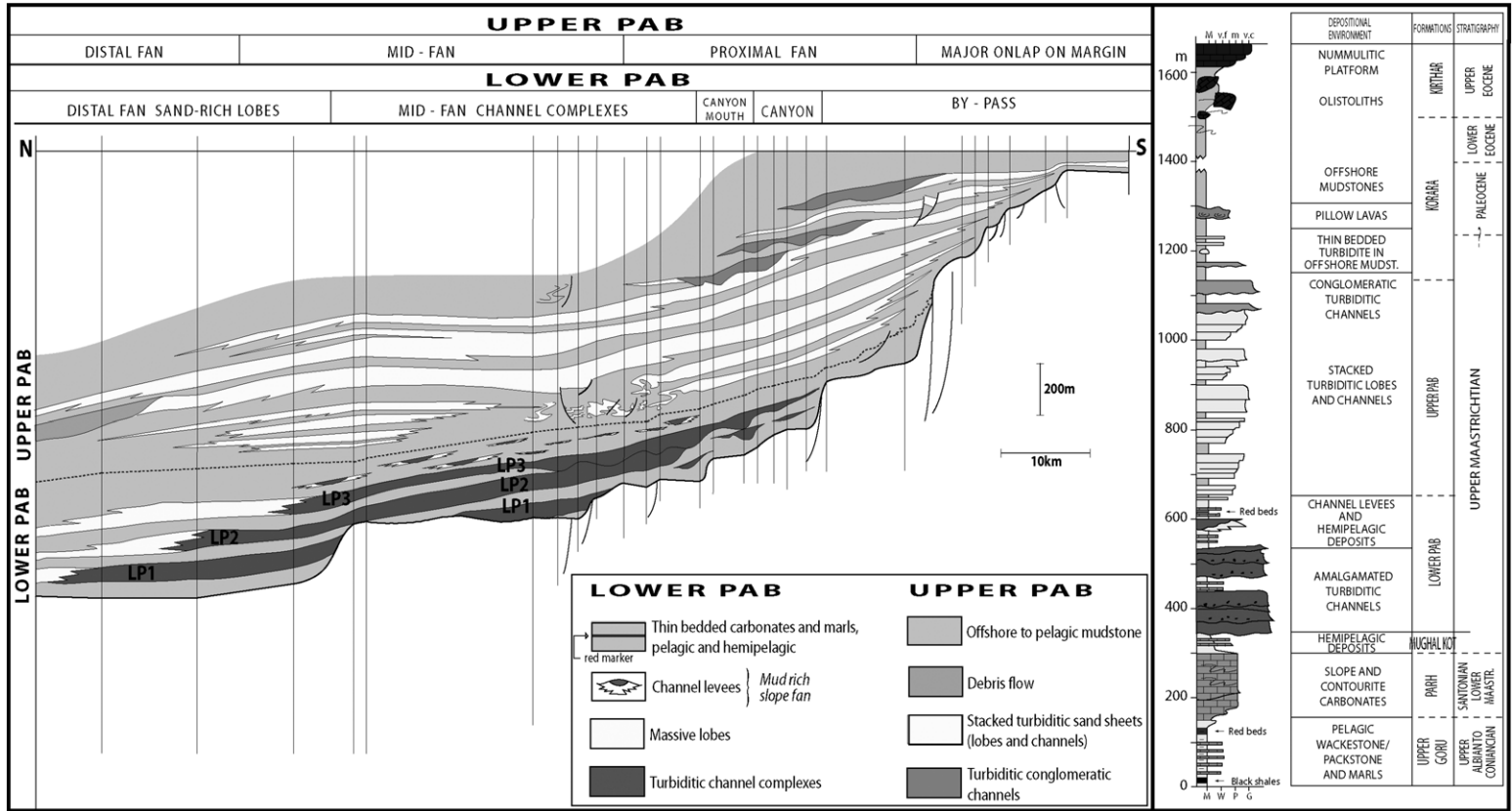


Fig. 2. Simplified east–west correlation transect showing the stratigraphic architecture of the margin, and the synthetic stratigraphic column of the Upper Cretaceous and Paleocene succession in the Pab Range.

interfingering with internal or external levees. A matrix-supported debris flow, containing shelf, slope and pelagic clasts in a shaly matrix, occurs just above the LP-3 channel complex before the abandonment of the systems.

Geometrical relationship between channel and levees in outcrops

We describe in this paper a reservoir model that was compiled in the Baddho Dhora gully, where a channel complex margin can be observed. Of particular interest is the stratigraphical relationship between the channel and the overbank deposits, including levees, crevasses and spill-over lobes, which are particularly well exposed in these outcrops (Fig. 3). In plan view, the side gully has a V-shape, the cliff faces on each sides being around 800 m long and 200 m high (Fig. 1b). The southern gully faces cut the channel complex almost orthogonally to the main flow direction, whereas the northern gully face is oblique to the flow direction. Outside of the gully, the outcrop then continues on the main cliff faces over tens of kilometres. The main facies architecture of the Pab channel complex in the Baddho Dhora outcrop has already been presented by Euzen *et al.* (2007a, b). In this section, we briefly summarize the main architectural

elements of the channel complex, focusing on the geometrical relationship between the channel conduits and the overbank deposits.

Facies model of the Pab Sandstone channel complexes

In the Lower Pab Sandstone outcrops, five facies associations (FA-1–FA-5) were determined (see Eschard *et al.*, 2003 for a detailed description). Their main characteristics are summarized in Table 1.

FA-1 corresponds to a matrix-supported conglomerate and is the product of cohesive debris flows. It comprises matrix-supported monogenic breccias (FA-1a) in which clasts consist only of deep-water sediments eroded by the gravity flows during transport, or collapsed from the channel margin. Facies association FA-1b corresponds to matrix-supported, polygenic conglomerates and breccias reworking shelf, slope and pelagic deposits probably resulting from the collapse of the shelf margin.

FA-2 consists of massive, thick-bedded, coarse- to medium-grained sandstones. These sandstones are interpreted as being the product of high-density gravity flows. They constitute the major part of the turbiditic channel-fill (Fig. 4a). FA-2a deposits consist of very-coarse-grained quartzarenite

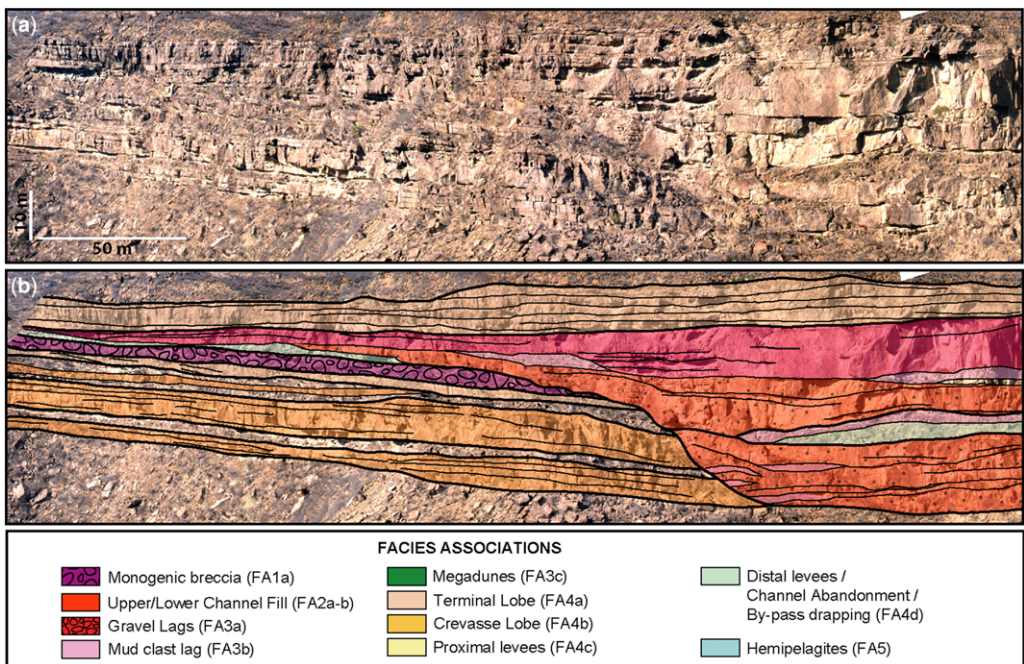


Fig. 3. Geometry of a channel complex margin (Baddho Dhora outcrop). (a) Photo-panorama. (b) Interpretation.

Table 1. Relationship between facies associations and lithofacies

	Facies	Code	Facies association	Lithofacies name	Lithofacies code
1	Monogenic breccia	FA-1a	Oligomict debris flow	Monogenic breccia	2
2	Polygenic debris flow	FA-1b	Polygenic debris flow	nd	nd
3	Massive, coarse- to very-coarse-grained sandstone	FA-2a	Individual channel	Lower channel-fill	3
4	Laminated medium- to coarse-grained sandstone	FA-2b	Upper channel-fill	Upper channel-fill	4
5	Clast-supported gravel beds	FA-3a	Gravel lags	Gravel lags	11
6	Clast-supported mud-clast breccia	FA-3b	Mud-clast lag	Mud-clast lag	5
7	Coarse- to very-coarse-grained cross-bedded sandstone	FA-3c	Tractive megadunes	Megadunes	6
8	Plane-parallel laminated medium- to coarse-grained sandstone	FA-4a	Terminal lobe	Spill-over lobe	7
9	Thickening-upwards, plane-parallel laminated medium- to coarse-grained sandstone	FA-4b	Crevasse lobe	Medium-grained overflow deposits	8
10	Fine- to medium-grained thin-bedded sandstone (Tb-e)	FA-4c	Proximal levees		
11	Siltstone to very-fine-grained sandstone	FA-4d	Distal levees	Fine-grained overflow deposits	9
			Channel abandonment	Abandonment	12
			By-pass draping	Turbiditic tail	10
12	Alternations of pelagic wackestone, packstone and marl	FA-5	Hemipelagites	Hemipelagites	1

nd, not determined.

sandstones with floating gravel and pebbles. The material is poorly sorted, and beds are ungraded or crudely graded (Fig. 4b). The FA-2b facies association consists of very-coarse- to medium-grained sandstones, moderately to well sorted, with plane-parallel lamination towards the top of the beds. FA-2b deposits frequently overlie FA-2a, forming a thinning- and fining-upwards sequence at the scale of the channel. The relative proportion of FA-2a v. FA-2b deposits in the channel-fill decreases downstream along the depositional profile.

FA-3 corresponds to mud-clast lags (FA-3a), gravel beds (FA-3b) and cross-bedded sandstones (FA-3c), and regroups a variety of different sedimentary facies that are found closely associated, and which are believed to be related to by-pass processes (Mutti 1977; Mutti & Normark 1987).

FA-4 regroups a variety of thin-bedded deposits, believed to be the product of turbidity currents. FA-4a consists of coarse- to medium-grained sandstones, with plane-parallel lamination. It is interpreted as being lobes that were deposited during

the final, backstepping stage of the channel complex fill. FA-4b is found interbedded with levee deposits and is interpreted as being crevasse lobes. FA-4c corresponds to medium- to fine-grained, thin-bedded Tb-c or Tc-e Bouma sequences, interpreted as sandy proximal levees (Fig. 4c, d). FA-4d deposits consist of fine- to very-fine-grained sandstones and siltstones, showing current ripple bedding and horizontal burrows, and were deposited in distal levees by low-density turbidity currents (Fig. 4e, f).

FA-5 consists of thin-bedded, white wackestones alternating with greyish marls. The abundance of pelagic fauna and the *Zoophycos* ichnofacies indicate a deep-water setting. They are interpreted as being hemipelagites.

Channel complex architecture

As discussed earlier, the LP-3 channel complex consists of five channels, and their associated levees and crevasse lobe deposits. The western side of

the channel complex is only exposed in outcrops, and the actual channel complex width is unknown. However, 2–3 km-wide channel complexes can be seen in the seismic data, which were acquired in the mountain belts eastwards of the Pab range, and such a width is probably of the same order of magnitude as those exposed in outcrops. Individual channel conduits are typically 20 m deep for a width of 300–800 m. The basal erosional surface cuts into underlying sediments by up to 20 m, and the channel-fill itself consists of massive sands of the FA-2a and FA-2b facies associations. The basal erosion surface typically displays a ‘step and flat’ geometry. A flat and almost horizontal erosion surface first extends over 100–200 m, then abruptly rises up, forming a very steep step, which in turn continues to another flat. Flute marks are common all along the surface, testifying that the erosion was induced by turbulent flows. The filling of the channel consisted of high-density turbidite deposits forming beds 1–3 m thick, passively lapping on to the erosion surface, as seen in Figure 5. The high-density turbidite deposits must then post-date the erosion. The channel-stacking pattern is quite random, and we do not observe any privileged channel-migration direction, as observed in other case studies (Labourdet & Bez 2010; McHargue *et al.* 2011).

Levees stretch laterally to the channel conduits. They can be observed between the different channel conduits within the channel complex, forming internal levees. The external levees, which should bound the entire channel complex, are difficult to see in the Pab outcrops as the main cliff faces are almost parallel to the main flow direction. In the slope setting, the LP-3 channel complex was confined to a canyon (Fig. 5) and the internal levee geometry could be seen on one flank of the channel complex. In these outcrops, the levees are laterally wedging out over 400 m from the channel margin, and the distal facies of the levees lap on to the canyon erosion surface. Such slope channel complexes, thus, present a similar architecture to those described for other slope settings (Ba Bonneau *et al.* 2004 and McHargue *et al.* 2011 in the canyon of the Zaïre deep-sea fan; Deptuck *et al.* 2007 in the Niger Delta slope channels).

Levees facies architectures is very different than the one of the terminal lobes, which outcrops in the northern part of the Pab range (Fig. 1a). The terminal lobes which are exposed in this area are made of medium- to coarse-grained sandstones, with a high sand/shale ratio, and a wide lateral extension.

When close to the channel, the proximal levees consists of FA-4c facies association, made of medium- to fine-grained, thin-bedded turbidite deposits (Fig. 6a), typically showing Tb–e or Tc–e Bouma

sequences. Bed thicknesses range from 5 to 50 cm, and the base of the bed is often an erosion surface. The palaeocurrent directions deduced from the ripple foreset orientation and the flute marks are oblique to the main channel axes, with a relatively high dispersion. They pass laterally to the facies association FA-4d, which consists of fine- to very-fine-grained sandstone beds that are a few centimetres thick, with climbing ripples and plane-parallel laminations. The thin sandstone beds are interbedded with siltstones and mudstones showing the *Zoophycos* ichnofacies. FA-4d was interpreted as being deposited in distal levees by low-density turbidity current (Fig. 6a). According to Kane & Hogdson (2011), the erosive bed base and the dispersion of the palaeocurrent, amongst other criteria, are diagnostic of confined internal levees. The flow confinement in an existing topography favoured the reflection and deflection of the flow.

Crevasse lobes consist of coarse- to fine-grained sandstones (FA-4b). Plane-parallel laminations are frequent in the medium-grained sandstones, and are often associated with ripple lamination in the finer-grained facies. Beds are 50 cm–1 m thick, with an erosive base, and are stacked in units up to 7 m thick. These lobes laterally extend to the channel margin, and their horizontal dimension rarely exceeds 500 m. Crevasse lobes are interbedded within the levees, and may laterally connect different channel conduits (Fig. 6b).

The spill-over lobe or backstepping lobe deposits (FA-4a) are made of well-sorted coarse- to medium-grained sandstones, with plane-parallel laminations. Beds are 50 cm–1 m thick and vertically stacked to form a unit up to 5 m thick, which caps the underlying channels. The stacked beds form a lobe that extends laterally over more than 1 km. Such lobes can be interpreted as the terminal stage of the channel-fill, when channels were overfilled with sands and the turbidity flow spilled over the levee (Gardner & Borer 2000; Gardner *et al.* 2002). A 10 m-thick lobe is also present at the top of the LP-3 channel complex, and extends for more than 10 km in the dip direction. This unit was interpreted as frontal lobes backstepping above the channels before the complete abandonment of the channel system (Eschard *et al.* 2003).

Channel and overbank deposits connectivity in outcrops

The geometrical relationships between channels and levees can be observed in different locations in the Pab range. They show different configurations:

- A direct contact between the channels and the levees – the channel basal erosion surface cut

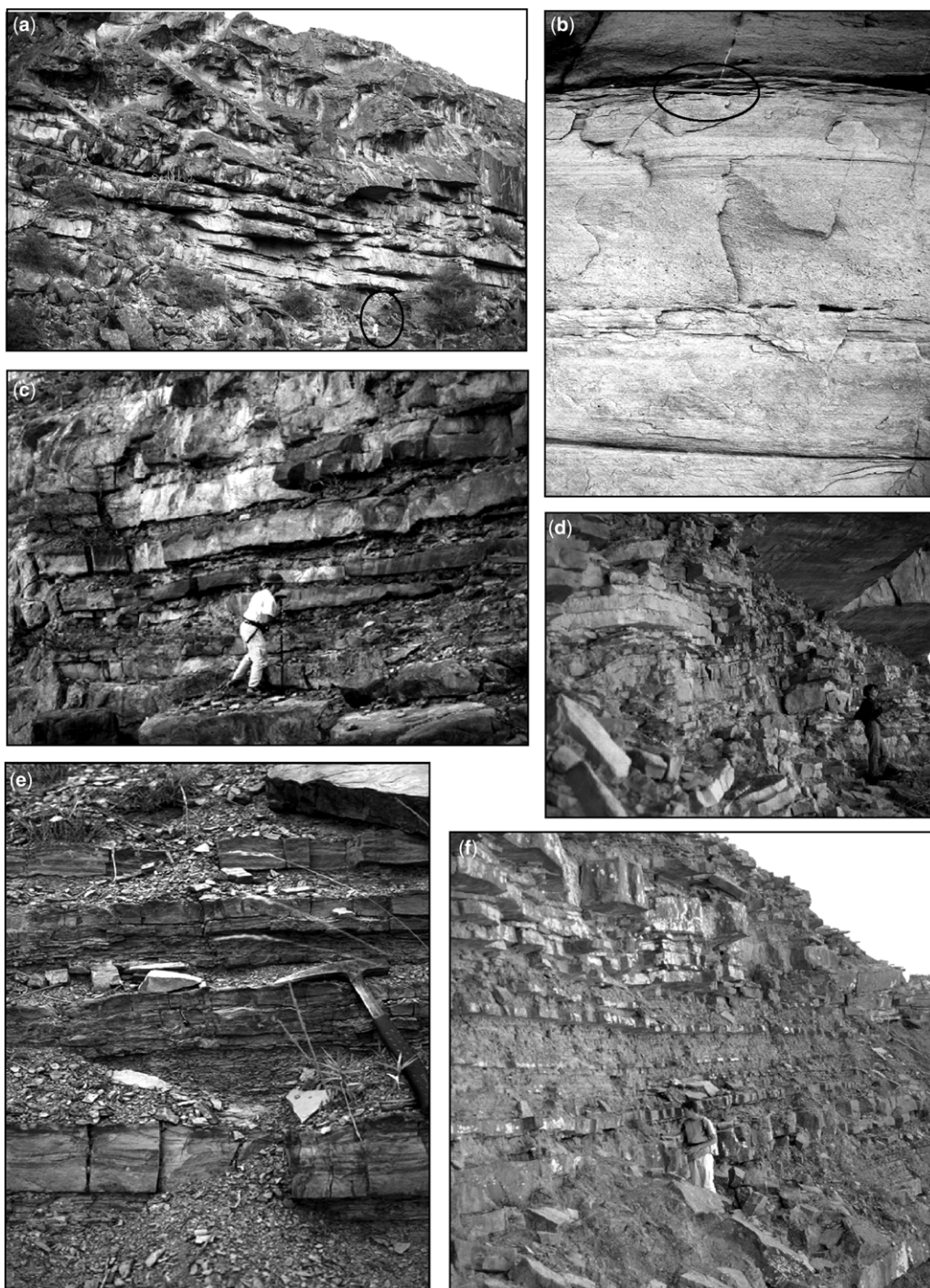


Fig. 4. Facies illustration. (a) Channel-fill high-density turbidite deposits (the people are for scale). (b) Massive, normally-graded gravelly sandstones passing upwards to medium-grained laminated sandstones deposited by high-density turbidity currents (FA-2b) (the pen is for scale). (c) Medium- to coarse-grained tabular Tb-c turbidite sandstone beds with plane-parallel lamination and current ripple bedding (FA-4a) vertically stacked in a crevasse lobe.

CONNECTIVITY BETWEEN CHANNELS AND LEVEES

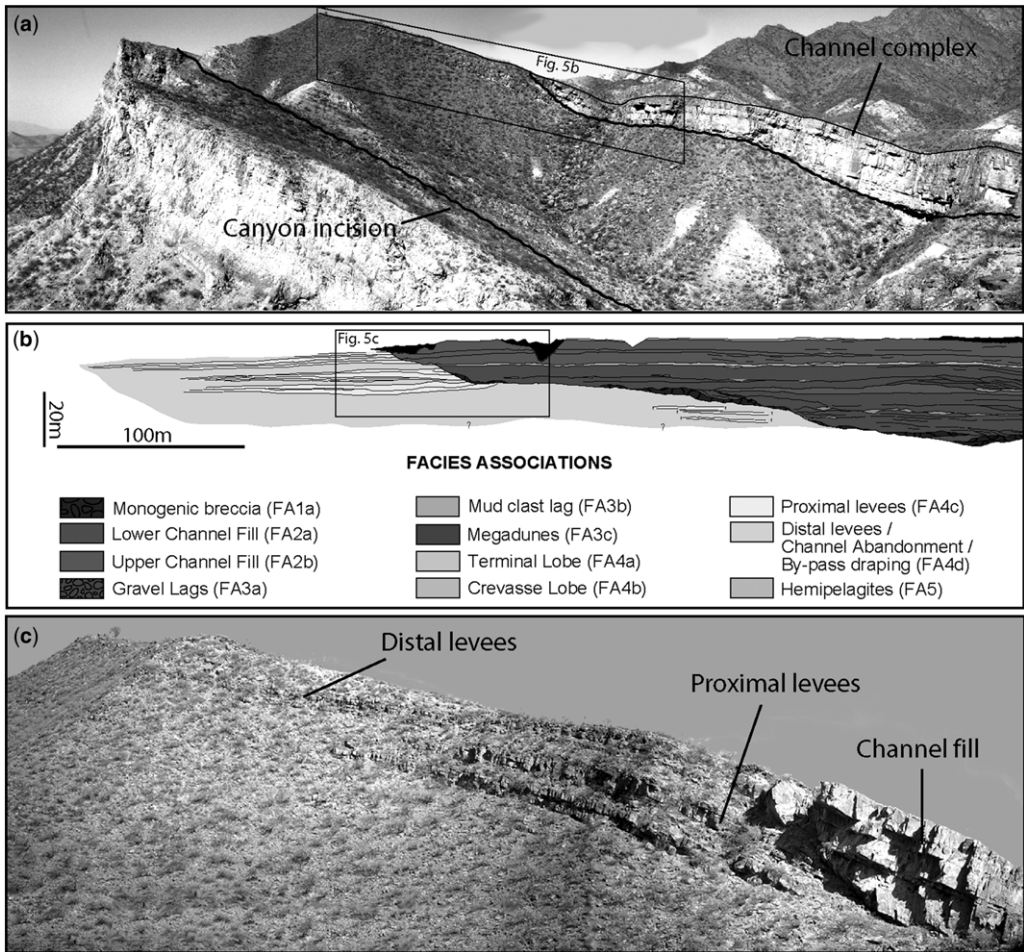


Fig. 5. (a) General view of the Annera Dhora outcrop, showing the turbiditic channel complex confined in the canyon. (b) Channel complex and its levees; interpretation of the restored Annera Dhora outcrop in terms of facies association. (c) Details on the channel–levee relationship in the Annera Dhora outcrop. Note the channel-fill sediments onlapping the channel erosional surface, and the direct contact between the channel-fill and the overflow deposits.

the levees and was then onlapped by the high-density turbidite deposits of the channel-fill (Fig. 6a, b). In this case, a direct connection is observed between the channel-fill sandstones and the sandstone beds of the overbank deposits.

- Debris-flow deposits forming lenses above the channel basal surface, between the channel-fill and the levees – channel bases often show

lenses of matrix-supported debris-flow deposits (FA-1a) that were deposited along the channel margin. The facies association FA-1a consists of matrix-supported monogenic breccias (Fig. 7a), made up of mudstone clasts embedded in a shaly or silty matrix. The clasts consist only of mudstones eroded either from the hemipelagites or from the levees. They were eroded either by the gravity flows during transportation or

Fig. 4. (Continued) (d) Fine- to medium-grained thin-bedded rippled sandstones (FA-4c) in sandy proximal levees. (e) Fine-grained thin-bedded rippled sandstones (FA-4d) in sandy distal levees. (f) Fine-grained sandstones and argillaceous siltstones with ripples (FA-4d) interpreted as distal levees.

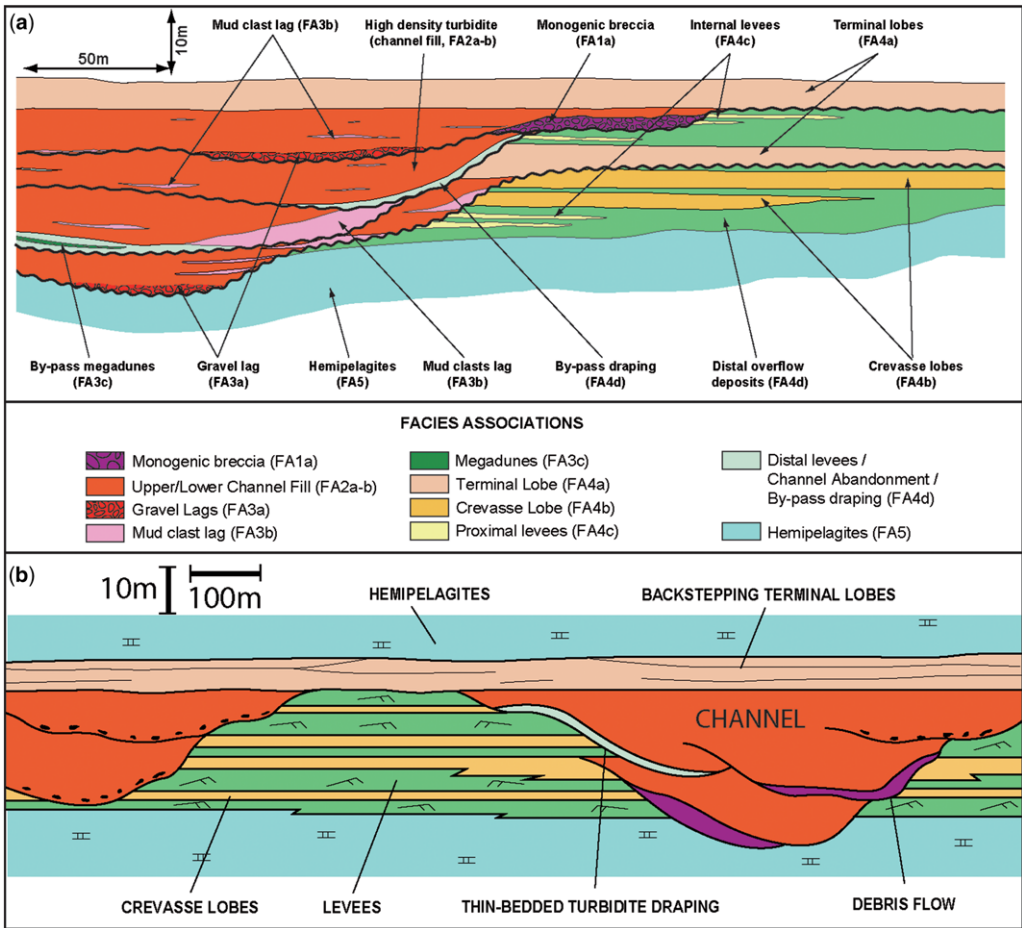


Fig. 6. (a) Schematic representation of the channel complex architecture, with the facies association and architectural elements. (b) Sketch showing the relationship between two turbiditic channels and overflow deposits, within a channel complex: (1) direct connection between the channel-fill and the overflow (left channel); (2) muddy debris-flow units on the channel side (right channel); (3) a layer of bedded turbidites draping the channel margin (right channel); and (4) backstepping terminal lobes connecting the two channels from the top.

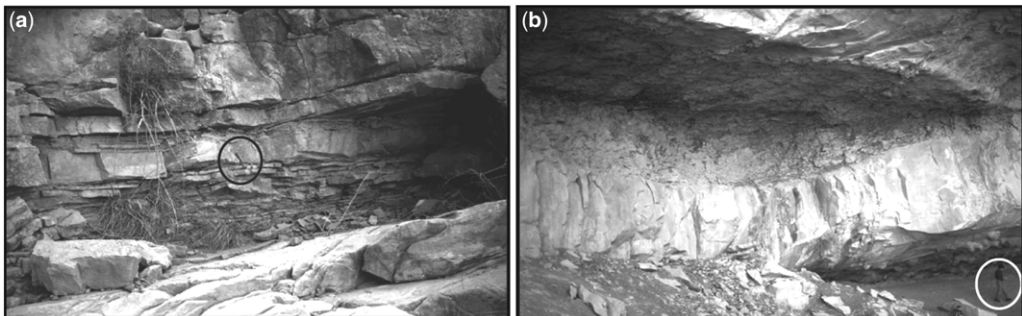


Fig. 7. Heterogeneity associated to the channel margin. (a) Siltstones to very-fine-grained sandstones with current ripple structures draping the channel basal erosion surface (FA-4d). (b) Clast-supported breccia of angular fragmented mud clasts, interpreted as muddy debris flow (FA-3b).

collapsed from the channel margin. As discussed earlier, lenses of this material were mainly preserved close to the channel margin (Fig. 6b). The lenses are up to 10 m thick, and laterally extend over tens to a few hundreds of metres. Such units then form a significant heterogeneity between the channel-fill and the levees (Mayall *et al.* 2006).

- Thin-bedded turbidite deposits draping the channel erosion surface – thin-bedded Tb–e Bouma turbidite deposits alternating with mudstone layers can be observed just above the erosion surface of some channels. The thickness of such heterolithic units can reach up to 1.5 m, and they generally drape the channel margin erosion surface, whereas the units pinch-out towards the channel axis where they were eroded (Fig. 7b). They also thin out upwards on the channel margin. We interpreted these sediments as having been deposited by traction and decantation processes behind the main turbulent flows that induced the channel erosion. Such facies are probably equivalent to the ‘left-behind’ deposits described by Gardner & Borer (2000) or Gardner *et al.* (2002). High-energy turbulent gravity flows induced the erosion of the channel. The coarse-grained sediment bypassed the conduits to accumulate basinwards in the lobes, while the finer-grained sediments accumulated in the levees. When the flow energy decreased, the fine-grained sediments settled within the channels, draping the erosion surface with the thin-bedded turbidites and the mudstones. Such drapings were occasionally preserved above the erosion surface, but were also often eroded by the following turbidity currents along the channel axis. The ‘left-behind’ deposits then formed significant heterogeneity between the channel-fill and the levees (Fig. 6b).

Geological static modelling of the outcrop

The workflows used to compute geocellular models from turbidite outcrops are continuously improving with the development of new acquisition techniques in the outcrops and new geostatistical algorithms designed to realistically reproduce the complexity of the geology. A first approach is to quantify the size of the reservoir’s architectural elements and their internal heterogeneity. Reservoir databases were compiled in outcrop to better constrain static reservoir simulation in the subsurface. In that field, a major contribution was provided by Nilsen *et al.* (2007) who compiled in an atlas the reservoir data of the best-exposed deep-sea fan outcrops around the world. Workflows

for building geocellular models have been already applied to turbidite channel outcrops (Falivene *et al.* 2006; Joseph *et al.* 2007). Geographic Information Systems (GIS) and digital outcrop model acquisition techniques (such as LiDAR (Light Detection And Ranging)) are now used to capture the distribution of the reservoir heterogeneity with a very high resolution in three dimensions (Hodgetts *et al.* 2005; Zanchi *et al.* 2009; Pringle *et al.* 2010).

In the Baddho Dhora outcrops, the cliff trajectory was restored in three dimensions, and photomosaics were overlain on the restored topography. The photomosaic sedimentary facies interpretation was calibrated to six detailed sedimentological sections and many local outcrop observations controlled the interpretation. The cliff trajectory of the Baddho Dhora gullies forms a dihedron (740 × 1080 m) cutting across the western side of the LP-3 channel complex (Fig. 1b). The two main elements of the database are the surfaces bounding the reservoir units (litho-units) and the spatial distribution of facies within the litho-units.

The static reservoir model was performed with the geomodeller GocadTM to construct the surfaces bounding litho-units and with the HeresimTM software to simulate the facies distribution. In the Heresim methodology, the litho-units define individual volumes in which the reservoir heterogeneities are simulated independently (with specific geostatistical parameters and grid layering).

The methodology for the construction of the static model includes:

- A deterministic approach for the construction of the surfaces bounding the individual channels and the large-scale lithofacies heterogeneity (draping, levees, crevasse lobes and terminal lobes).
- A stochastic approach to simulate smaller-scale heterogeneity inside the lithofacies volumes. This approach can also be used to simulate porosity and permeability distribution for a given lithofacies.

The static model covers an area of 5 × 3 km² and is 230 m thick, with a grid cell of 20 × 20 × 1 m³ (8 625 000 cells). These dimensions were chosen in order to take into account both large- and small-scale heterogeneity, and to reduce the boundary effects of the well test, and the seismic and fluid-flow simulation.

In the Baddho Dhora site, two channel conduits and their related overbank deposits can be seen within the channel complex (Fig. 3). The channel conduits have a general north–south orientation, are slightly sinuous and can be interpolated between the two cliff faces, even if the outcrop is not really in three dimensions. A draping of thin-bedded

turbidites was preserved above the erosion surface of the eastern channel. Between the two channels, overbank deposits consist of a crevasse lobe complex, 7 m thick, interbedded within the levees. The two channel conduits were capped by stacked backstepping lobes forming a continuous reservoir unit connecting the two channels. The site was, therefore, of particular interest in evaluating: (1) the dynamic connection of the two channels through the crevasse lobes; (2) the influence of the channel margin shale draping over the flow behaviour; and (3) the role of the crevasse and terminal lobes on the channel interconnection.

Surface modelling

The bounding surfaces of the main reservoir units (litho-units) were constructed from the line drawing of the restored outcrop photomosaic (Fig. 8a, b). In the case of the Baddho static model, 11 surfaces were constructed. These surfaces correspond to the base of the channels and the bounding surface of key units, such as the by-pass drapings, the monogenic debris-flow units and the spill-over lobes.

These heterogeneities may act as significant permeability barriers, and their repartition and connectivity were deterministically imposed in the model to test their influence on the flow behaviour. The surfaces bounding the reservoir litho-units are not single erosion surfaces. As stated above, the basal surfaces of individual channels are compound surfaces resulting from multiple erosion events. The reservoir block is then composed of 10 litho-units, as shown in Figure 8c.

Pseudo-wells and lithofacies definition

With the aid of six detailed sedimentological sections and detailed photo-panel interpretations, the facies heterogeneity was described at a very detailed scale in North Baddho Dhora (Fig. 8b). In order to constrain the heterogeneity distribution in the reservoir modelling, 25 'pseudo-wells' were placed every 20 m along the cliff face to digitize the interpretation of the photographs. Pseudo-wells set controls on the vertical and horizontal proportion of facies along the cliff faces. The lithofacies proportions were then statistically extrapolated between the two cliff faces, using the depositional model as constraint.

The lithofacies to be simulated are based on sedimentary facies or on regrouped different sedimentary facies that have comparable properties and impact on fluid-flow behaviour. The relationships between facies and lithofacies are summarized in the Table 1.

Litho-unit simulation

The Baddho Dora static model includes 10 litho-units, which were independently simulated, parallel to a reference level. The top of the backstepping lobe units (on top of the simulation) was considered as horizontal and was taken as a reference for the unit simulation. Two different simulation approaches were used to represent the facies distribution in a realistic manner. The simulation parameters used for each litho-unit are summarized in Table 2. The final stage of channel-fills (e.g. litho-unit 7, facies Fa4a and terminal lobes), which consists of a tabular unit at the top of the turbiditic channels made of a unique facies, were reproduced by assigning a unique lithofacies (lithofacies 7) in the litho-unit (litho-unit 7). A stochastic approach was used to simulate the channel-fill facies distribution, combining both pixel-based (truncated Gaussian) and object-based (Boolean) methods. The variogram models were also fitted as the lithofacies simulations were constrained by pseudo-wells digitized every 30 m along the North Baddho cliff. A pseudo-well is a vertical pass along which every facies change has been indexed by a lithofacies code and an altitude.

In the litho-unit simulated with a pixel-based method, the facies distribution was controlled by the proportion matrix (Doligez *et al.* 1999, 2007), which defines the spatial variation of the litho-facies proportions, and by the variograms that define the spatial correlation of each facies. The matrices of proportion were computed from horizontal and vertical proportion curves, which were calculated from the facies interpretation made on the outcrop. The vertical proportion curve (VPC) computed from the whole outcrop interpretation represents the evolution through time of the facies proportion related to the channel growth history (Fig. 9a). From this VPC, the proportion or volume of overbank deposits estimated in the model is about 23% of the total volume (Fig. 9b). The truncated Gaussian method was utilized to simulate most of the reservoir heterogeneities, which are homogeneously distributed within the volume of simulation (e.g. crevasse lobes and levee deposits within hemipelagites in litho-unit 1, and monogenic breccias and mud-clast lags within the sandy channel-fill in litho-units 2 or 62; Fig. 8c). In the truncated Gaussian method, the facies distribution is obtained by truncation of a Gaussian (normal) Random Function. Truncation thresholds depend on the proportions of facies in each litho-unit. The Gaussian Random Function is stationary, but the proportions (hence, the thresholds) can vary in space (Beucher *et al.* 1993; Galli *et al.* 1994; Le Loc'h & Galli 1997). The VPC computed from well data (Fig. 9a) can be used to compute the vertical

succession of the different thresholds with a stationary hypothesis. In our case, the resulting proportions have been used to compute 3D local values of the truncation of the Gaussian random function.

An object-based method was used to simulate the distribution of mud-clast lags within the uppermost channel storey fill (litho-unit 62: Table 2). The ‘mud-clast lags’ formed lenses that were considered as objects defined as ellipsoids with their long axis parallel to the channel. The size of the object was derived from the outcrop observations, with the subsequent discrepancy accounting for the variability observed along the outcrop. An intensity function was computed from well data and represents the probability of occurrence for the object in this litho-unit. The distribution of the objects in the unit was driven by the intensity curve and the well data. The simulation honours the fact that most of the objects are distributed in the channel axis, whereas the upper part of litho-unit 62 is almost devoid of mud-clast lags.

Finally, the Baddho Dhora reservoir static model was achieved by merging the 10 litho-units, in which lithofacies simulation was independently performed (Fig. 10). The model was defined on a Cartesian grid that comprises about 1.8 million cells, with a cell size of $10 \times 10 \times 0.5$ m. Each cell is filled with a lithofacies code (Table 3).

Integrated 3D petro-elastic model

Seismic simulations of turbidite channels are used to help in the interpretation of real seismic data in the subsurface (Joseph *et al.* 2007; Schwab *et al.* 2007; Bakke *et al.* 2008). The assignment of petro-elastic parameters to the sedimentary facies can be solved by performing acoustic measurements directly on outcrop samples, but the petro-elastic properties would be a function of the specific outcrop diagenesis. However, comparison of the seismic simulation with real subsurface case studies would then be difficult as their diagenesis history may be different. In this study, an integrated workflow was then defined to build a 3D detailed petro-elastic integrated model of the Pab reservoir where all components (facies, petrophysical and elastic data) are consistent. The assignment of petrophysical and petro-elastic properties to the lithotype were derived from a subsurface database in which the turbiditic systems present a facies architecture similar to the one observed in the outcrops. Elastic properties are constrained by the lithology and petrophysical data through rock physics models. In fact, density and velocity depend on the type of rock mineral, on porosity and also on fluid saturation. With a

workflow using a subsurface database to assign these properties, the results of the simulations of the Pab Sandstone model can then be easily used to better understand the seismic response and the dynamic behaviour of such a reservoir in the subsurface.

Two different models have been created, the first one corresponding to an oil-saturated reservoir, and the second one including an oil–water contact (WOC) inside the grid.

Elastic properties

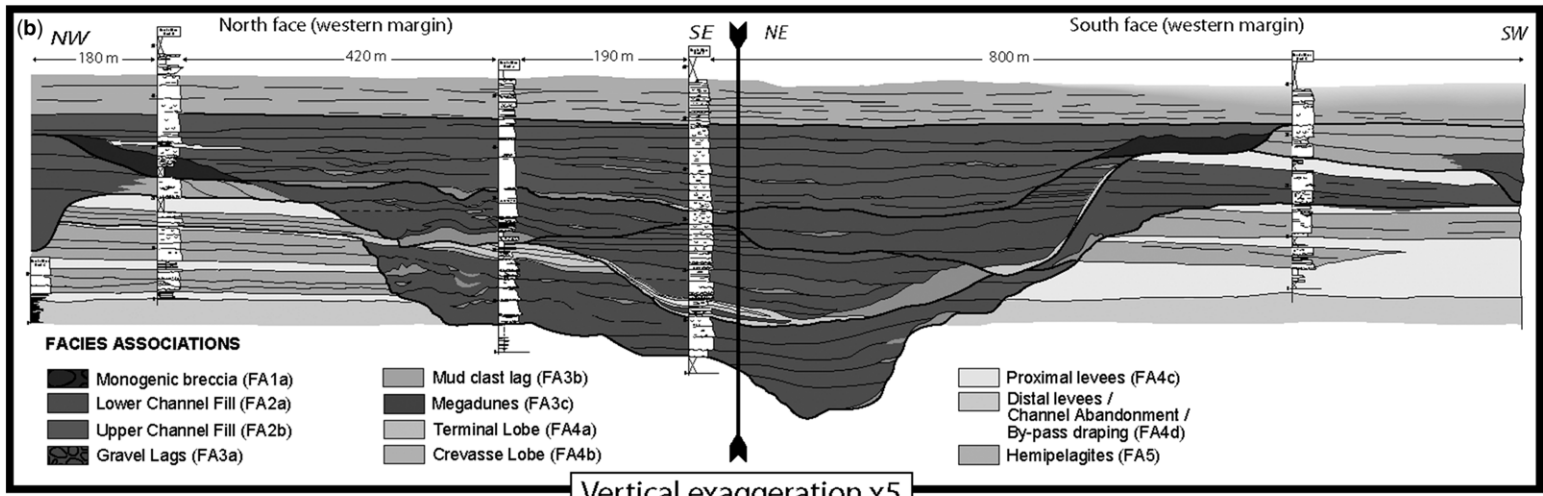
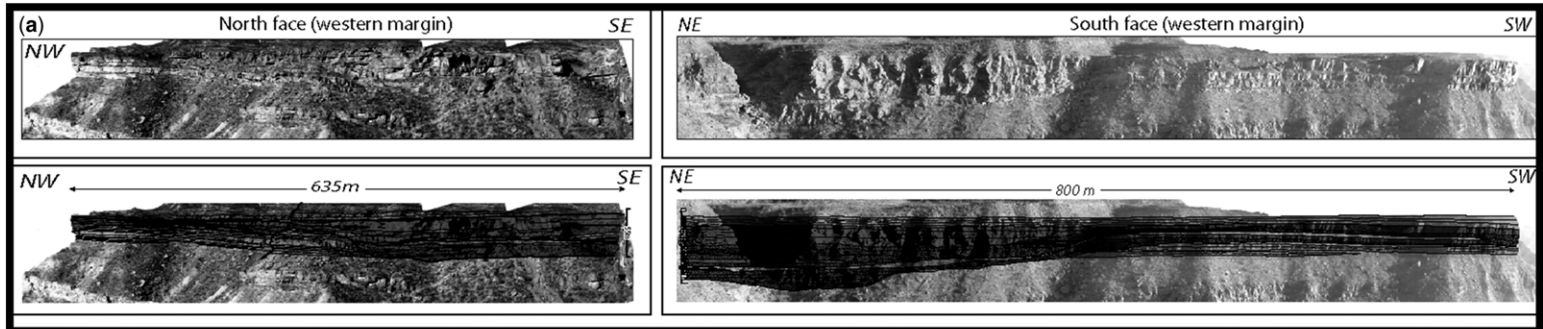
In order to perform seismic simulation, each cell of the grid has to be populated with elastic properties. The required parameters are the compressional velocity (V_p), the shear velocity (V_s), the density (ρ) and the porosity (ϕ). In this study, we chose to define a range of parameter values rather than a single value per lithofacies in order to obtain a more realistic seismic response.

The Pab Sandstone lithofacies used in the reservoir static model were defined on the basis of their lithology, grain-size distribution, bedding and depositional processes. However, for practical issues, the lithofacies presenting similar petrophysical properties were grouped into six lithotypes, as detailed in Table 3. Distribution laws for each parameter per lithotype have been computed, using an extraction of the subsurface database, in which elastic and petrophysical parameter probability density functions (PDF) have been computed using the Epanechnikov kernel method (Epanechnikov 1969) to fit the data available from the wells in an optimal and realistic manner.

A random drawing from the 4D PDF of quadruplet parameters (V_p , V_s , ρ and ϕ) has been performed in order to populate the grid and to realistically represent the internal heterogeneity for each lithotype. The reliability of the 3D elastic model was validated by comparing the distribution of the training database with the distribution of the drawn parameters. Table 4 summarizes the final parameters and distributions used to obtain this ‘statistical model’. Another ‘constant model’ was built at the same time, with the attribute of having constant parameters per lithotype (the mean values computed on the training database).

Introduction of the water–oil contact

The training database that has been used to build each probability density function was representative of an oil-saturated reservoir. Thus, at this stage, the 3D cube defined in quadruplets (V_p , V_s , ρ and ϕ) fits in a realistic manner the data available in the oil-saturated database. The oil has been chosen to be at 20° API (gravity scale, developed by the



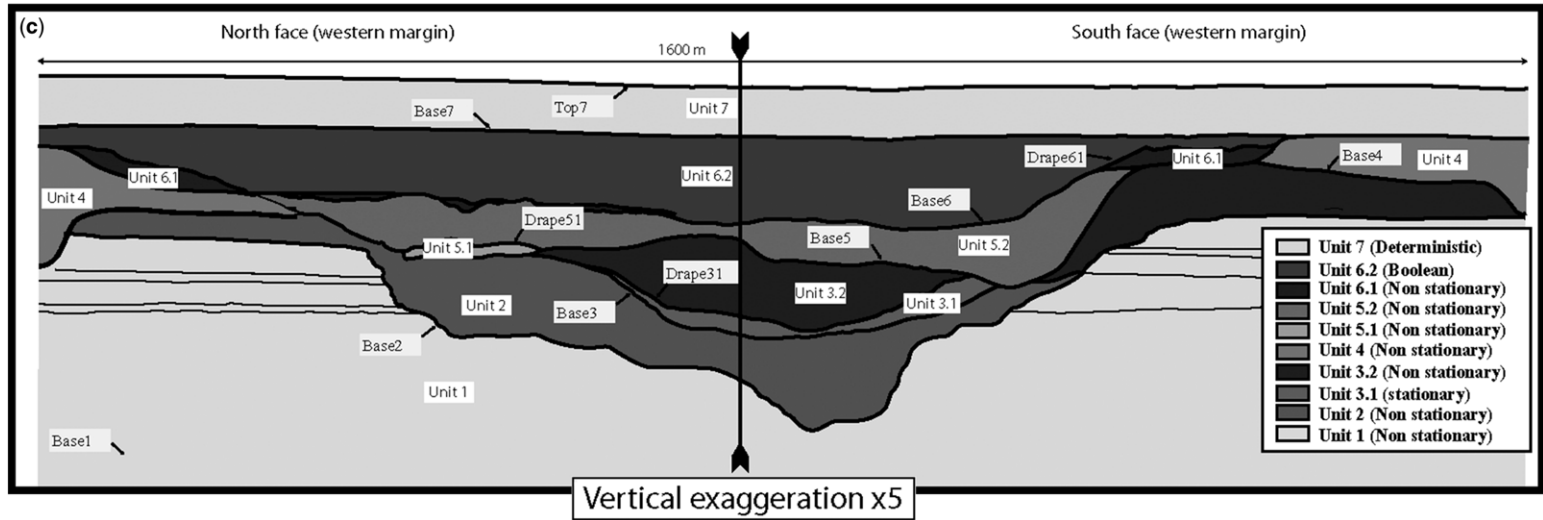


Fig. 8. Geometry of the North Baddho Dhora outcrop with: (a) outcrop photo panel and interpretation – the north and south cliff faces are almost perpendicular (see location map in Fig. 1b); (b) facies distribution; (c) litho-unit definition.

Table 2. Geostatistical parameters used for the litho-units simulations

Litho-units	Surfaces					Simulation approach	Matrix	All variograms : Gaussian model			
	Bottom	Top	Reference	Lithofacies				X range	Y range	Z range	Azimuth
Unit 1	Base 1	Base 2	Lobe	1; 8; 9		Non-stationary	From CPV	1000	1000	1	N110°
Unit 2	Base 2	Base 3	Lobe	3; 5; 8; 9; 12		Non-stationary	From wells	1000	1000	1	N110°
Unit 31	Base 2	Drape 31	Drape 31	10 + 5 + 3; 6		Stationary	na	300	300	1	N110°
Unit 32	Drape 31	Base 4	Base 7	3; 4; 9		Non-stationary	From wells	600	1000	1	N110°
Unit 4	Base 4	Base 5	Base 7	3; 4; 7		Non-stationary	From wells	500	800	1	N110°
Unit 51	Base 5	Drape 51	Drape 51	5; 10		Non-stationary	From wells	240	360	1	N110°
Unit 52	Drape 51	Base 6	Base 7	3; 4; 5; 6		Non-stationary	From wells	800	1000	1	N110°
Unit 61	Base 6	Drape 61	Drape 61	4 + 2; 5		Non-stationary	From wells	700	1000	1	N110°
Unit 62	Drape 61	Base 7	Base 1	4 + 7; 5		Boolean	50 objects (ellipsoids)				
Unit 7	Base 7	Top 7	Base 7	7		Deterministic	only one lithofacies				

na, not applicable.

CONNECTIVITY BETWEEN CHANNELS AND LEVEES

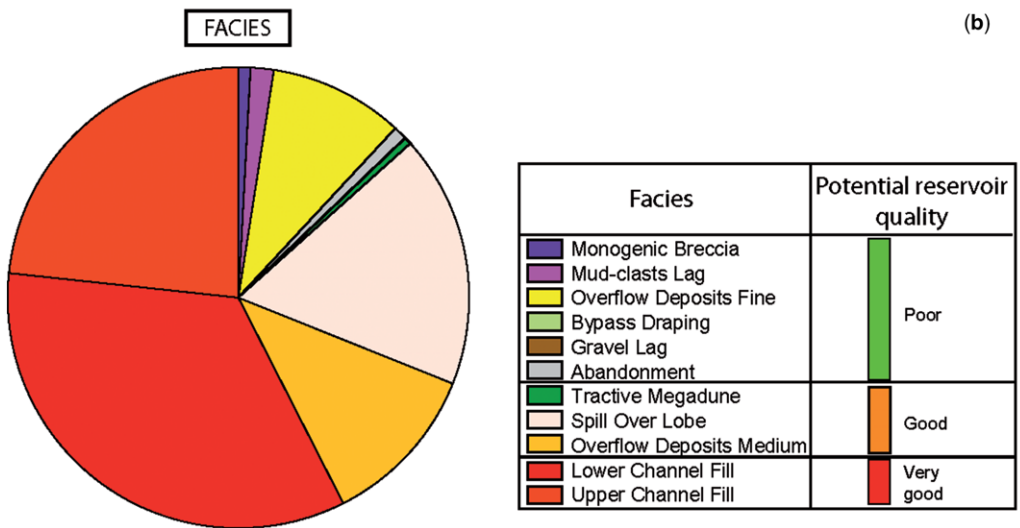
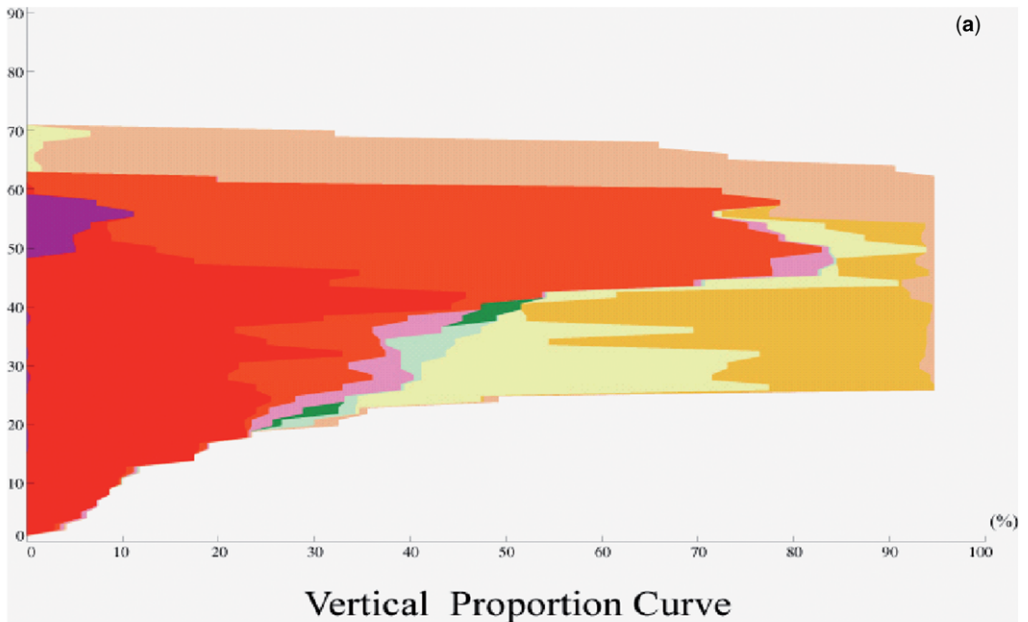


Fig. 9. (a) Vertical proportion curve computed from the outcrop interpretation. (b) Facies proportion in the Baddho Dhora outcrop model.

American Petroleum Institute, measuring the relative density of various petroleum liquids), a value similar to the fluids found in the analogue fields in offshore Brazil.

A second 'WOC model' with 100% oil saturation above a contact defined at 1540 m, with a transition zone of 4 m, and 100% water saturation under the transition zone has also been defined.

Starting with the oil-saturated parameters, the water-saturated parameters and the transition zone were computed using Gassmann's formula, which gives the impact of a change in the saturating fluid on seismic velocity. Gassmann's formula links the dry ('drained') bulk modulus (K_{dry}) and the fluid-saturated ('undrained') bulk modulus (K) through parameters specific to the porous material: porosity

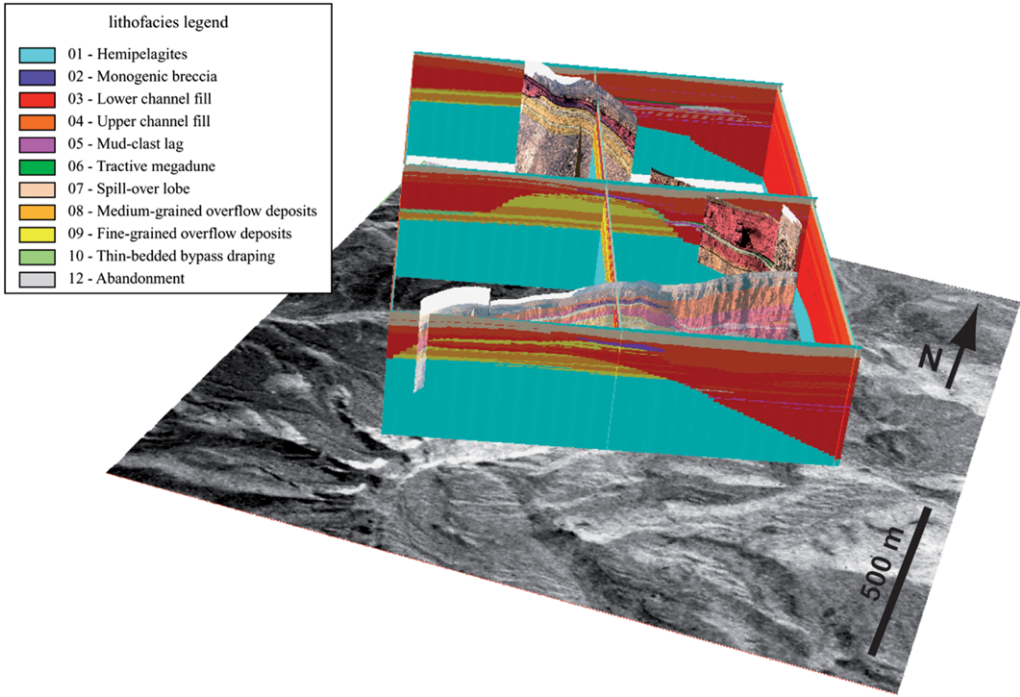


Fig. 10. Simulation result of the Baddho Dhora outcrop static reservoir model. See location of the cliff faces in Figure 1b.

and the modulus of the mineral constituting the grains (K_{Gr}) and bulk modulus (K_{Fl}) of the saturating fluid (Mavko *et al.* 1998). Estimation of K_{Gr} implies a knowledge of the mean mineral composition of each lithotype. These proportions of sand, shale and carbonate, and the values of K_{Gr} , are listed in Table 4.

The workflow then consists of using Gassmann’s equation to estimate the dry rock properties (K_{dry} and ϕ) from available velocities and densities in oil-saturated rocks (V_p , V_s and ρ) with K_{Gr} as a function of the mineral composition and $K_{Fl} = K_{oil}$ (Gassmann 1951). In a second step, K_{Fl} has been computed for different fluid mixtures (change in

Table 3. Relationship between the lithofacies and lithotypes

Lithofacies (geological model)		Lithotypes (seismic and dynamic models)	
Not defined		Not defined	
Gravel lags	11	Not defined	
Lower channel-fill	3	Channel-fill	1
Upper channel-fill	4		
Spill-over lobe	7	Spill-over lobe	3
Megadunes	6	Medium-grained sandstone	2
Medium-grained overflow deposits	8		
Fine-grained overflow deposits	9	Heterolithic	4
Abandonment	12		
Turbiditic tail	10		
Hemipelagites	1	Hemipelagites	5
Monogenic breccia	2	Matrix supported	6
Mud-clast lag	6		

Table 4. Relationship between the lithotypes and their elastic and petrophysical parameters (average, minimum and maximum values, oil saturated), and bulk modulus of the grains for each lithotype

Lithotypes (seismic and dynamic models)		Porosity (%)	Density, ρ (g cm ⁻³)	Velocity, V_p (m s ⁻¹)	Velocity, V_s (m s ⁻¹)	Sand (%)	Shale (%)	Carbonate (%)	Bulk modulus, K_{Gr} (GPa)	$K_x = K_y$ (mD)	K_z/K_x
Channel-fill	1	27.5 (23.9–29.2)	2.061 (1.893–2.182)	2383 (1965–2595)	1220 (877–1461)	100	0	0	37	3500 (2000–5000)	0.1
Spill-over lobe	3	24.3 (19.1–27.1)	2.113 (1.964–2.329)	2601 (2331–2934)	1361 (1161–1631)	95	5	0	32.6	1250 (500–2000)	0.1
Medium-grained sandstone	2	16.7 (9.9–20.4)	2.101 (1.777–2.286)	2614 (2240–3156)	1119 (772–1306)	90	10	0	34.1	450 (100–800)	0.1
Heterolithic	4	9.8 (5.2–15)	2.256 (2.095–2.487)	2906 (2537–3373)	1534 (1218–2022)	70	30	0	29.48	125 (50–200)	0.001
Hemipelagites	5	0.1 (0–0.5)	2.41 (2.150–2.580)	2956 (2643–4015)	1291 (1038–1530)	0	0	100	70	0	0.001
Matrix supported	6	1 (0–4.9)	2.49 (2.329–2.608)	3295 (2944–3833)	1536 (1371–1823)	30	20	50	39.6	12.5 (5–20)	0.001

water saturation S_w), and new P-velocities and densities.

Definition of the reservoir model

In order to perform dynamic modelling, the static reservoir model has also to be filled with permeability values. Mean porosity values were applied to the six lithotypes of the reservoir (Table 3) using data from the analogue reservoir in the subsurface database. For each lithotype, a porosity–permeability relationship has been derived from the average values of the subsurface database by linear regression between porosity and log of permeability (Table 4). An additional lithotype (lithotype 7) has also been defined to better describe the draping heterogeneity.

The fluid characteristics, and thermodynamic and dynamic parameters, of the test are summarized in Table 5.

Seismic modelling

Seismic modelling was performed on the Baddho Dhora static reservoir model. The aim of the seismic modelling was to analyse the effect of internal stratigraphical architecture and small-scale reservoir heterogeneity on the seismic response. Plane-wave 1D convolution modelling was performed on a supposed oil-saturated static model and then applied after the introduction of a WOC in the static model.

1D Plane-wave convolution

The 1D plane-wave convolution is a 1D reflectivity method that provides a notion of the vertical seismic resolution but without integrating the effect of the lateral vicinity. The first step consists of converting the block of elastic parameters (V_p , V_s and ρ) from a depth to a time domain, with the velocity law derived from the V_p model at each position (X , Y). As a consequence, the horizontal WOC that was fixed at a depth of 1540 m depth can be found at 1140 ms on the time sections. Next, each of the V_p , V_s and ρ columns are converted to reflectivity R_{pp} values, using the Aki–Richards equation, which is an approximation of a plane-wave propagation with an incidence angle of θ . Then, the target grid is filtered into the high-frequency seismic bandwidth using an anti-aliasing operator (8–350 Hz). This anti-aliasing operator gives the highest frequency result obtainable with a sampling rate of 2 ms. Finally, the resulting 3D cubes can then be convolved using different wavelets closer to the acquisition conditions (e.g. 60 Hz). These wavelets are all pseudo-dirac signals, with a low-frequency slope of 2–8 Hz, and a spectrum modulus equal to

1 in a large-frequency bandwidth (8–40, 8–60, 8–90 and 8–175 Hz). As expected, the higher the frequency of the content, the better the resolution of the image. Figure 11 compares the resulting synthetic traces for the ‘constant model’ and ‘statistical model’ at normal incidence, with the lithotype model for various frequency ranges. The resulting seismic images for various incidence angles are very similar.

Analysis of the seismic response of the static model

Comparison of the facies interpretations along the cliff face, the lithofacies static model and the seismic amplitudes of the oil-saturated synthetic seismic profiles at different frequencies is presented in Figure 12. At 350 Hz, the detailed architecture described on the cliff is visible on the seismic. At 60 Hz, the small-scale heterogeneities and internal architecture of the channel complex are near the resolution limit of the seismic. The seismic signature of a reservoir mainly depends on the impedance contrasts in the reservoir, which are related to lithology, porosity and fluid content, the signal frequency with respect to the bed thickness, and the level of seismic noise. The strong impedance contrast between the by-pass draping deposits and the surrounding sands produces high-amplitude discontinuous reflectors, visible even at the lower frequency of 60 Hz. However, at this frequency, the interpretation of the internal reflectors of the reservoir may lead to an erroneous interpretation of the channel base and of the transition between the channel-fill and the overbank deposits. Tuning and interference artefacts were also highlighted on the 60 Hz synthetic seismic, in particular by comparing the seismic response with the reference model. This effect can be related to the constructive interference between two close reflectors and was observed where the reservoir thickness is lower than about 50 m on the 60 Hz seismic.

Concerning the effect of fluids on the seismic response, the introduction of a WOC in the synthetic seismic produces a pull-up of the lower, water-saturated part of the reservoir. The interferences between the facies heterogeneity and the WOC also produce ‘composite reflectors’ owing to the lateral transition from fluid-related to facies-related impedance contrasts.

Dynamic modelling

Well-test modelling

Synthetic well tests were simulated and interpreted with a special emphasis on the possible estimation

Table 5. *Fluids, thermodynamic and dynamic parameters*

<i>Fluids</i>	
Model	Single phase, liquid
Water saturation	20%
<i>Thermodynamical data</i>	
Volume factor	1.485 vol/vol
Viscosity	0.4 cP
Surface liquid density	1 g cm ⁻³
Oil compressibility	10 ⁻⁴ bar ⁻¹
Water compressibility	3 × 10 ⁻⁵ bar ⁻¹
Total compressibility	1.86 × 10 ⁻⁴ bar ⁻¹
<i>Dynamic parameters</i>	
Boundary conditions	no flow
Initial pressure	200 bar
Drawdown pressure	variable 10 min–50 h
Build-up period	variable 10 min–100 h
Flow rate	100 m ³ /day, 1000 m ³ /day

of the reservoir extent and of the reservoir properties, such as the mean permeability around the well and the distance to reservoir limits for different locations in the model. The effects of heterogeneity on the fluid flow with regard to the permeability contrast that it generates on the grid were also studied. Moreover, the impact of the channel pinch-out and transition to lateral overbank deposits, and of the presence of a non-reservoir draping facies at the channel margin, have been specially tested.

Two well sets have been created in the northern and the southern channel margin areas. All wells are vertical producers. They are located at various distances from the channel border, inside or outside the channel. The completion depth and height were chosen in order to avoid superimposed effects associated with the eastern channel present in the model.

Well tests are simulated using the Welgem IFP software. The general purpose of Welgem is the integration of well tests (or, more generally, of pressure transients) in the reservoir characterization process. Welgem allows the inversion of these tests with the aim of determining the reservoir and well properties that best fit these tests. Pressure curves simulated in Welgem are then loaded for interpretation into Saphir, a pressure transient analysis software package.

It has been used here as a single-phase fluid-flow simulator to generate pressure data as a function of time for different well locations and for given parameters, such as duration of the drawdown period, duration of the build-up period, initial pressure, flow rate, fluid properties and rock properties. Simulated pressure-curve interpretations have been carried out using a pressure transient analysis software package.

Well-test simulation and interpretation

The transition between the channel-fill and the overbank deposits was clearly identified on the synthetic well tests.

All tests of the northern area (channel margin without draping facies) have been matched with a linear composite model, which assumes that the producing well is in a homogeneous reservoir, infinite in all directions except one where the reservoir or fluid characteristics change across a linear front. On the far side of the interface, the reservoir is homogeneous and infinite but with a different potential and/or storability.

Sensitivity tests have been performed in the southern channel margin area, which has been chosen to evaluate the impact of a draping layer deposited at the base of the channel. The draping facies permeability was first set at 125 mD, corresponding to the permeability of fine-grained overbank deposits. At this permeability value, the well test can be matched with a linear composite model without any other noticeable effect on the pressure curves (Fig. 13).

For lower values of permeability, the linear composite model can no longer be used to match the pressure data. The best fit is obtained with a leaky fault model, in which the reservoir extent is limited in one direction by a linear semi-permeable boundary. In these conditions, the heterogeneity does not act as a permeable barrier but as a restriction for the fluid flow. However, a Cartesian grid was used for the modelling of the draping facies, which does not reproduce well these thin oblique draping facies. Such gridding problems may also explain the dynamic behaviour of the draping units.

Streamline modelling

The main objectives of this test were to investigate the crevasse splays, levees and spill-over lobe contribution to the water sweeping and oil production, and to assess the impact of the draping of a low-permeability facies on breakthrough time. The streamline modelling has been performed using Streamsim's 3DSL package for simplicity and for calculation cost-efficiency.

In order to take into account the effect of the overbank deposits on the flow behaviour, the producers (P-1 and P-2) were set in the main channel axis to the eastern side of the model, whereas the injectors were placed outside this main channel, either in another channel axis on the west side (I-1 or I-2) or in the overbank deposits in the middle of the model (I-1' or I-2') where a low-permeability barrier is draping the eastern channel. In the south, however, this barrier is absent (I-1, I-1') (Fig. 14).

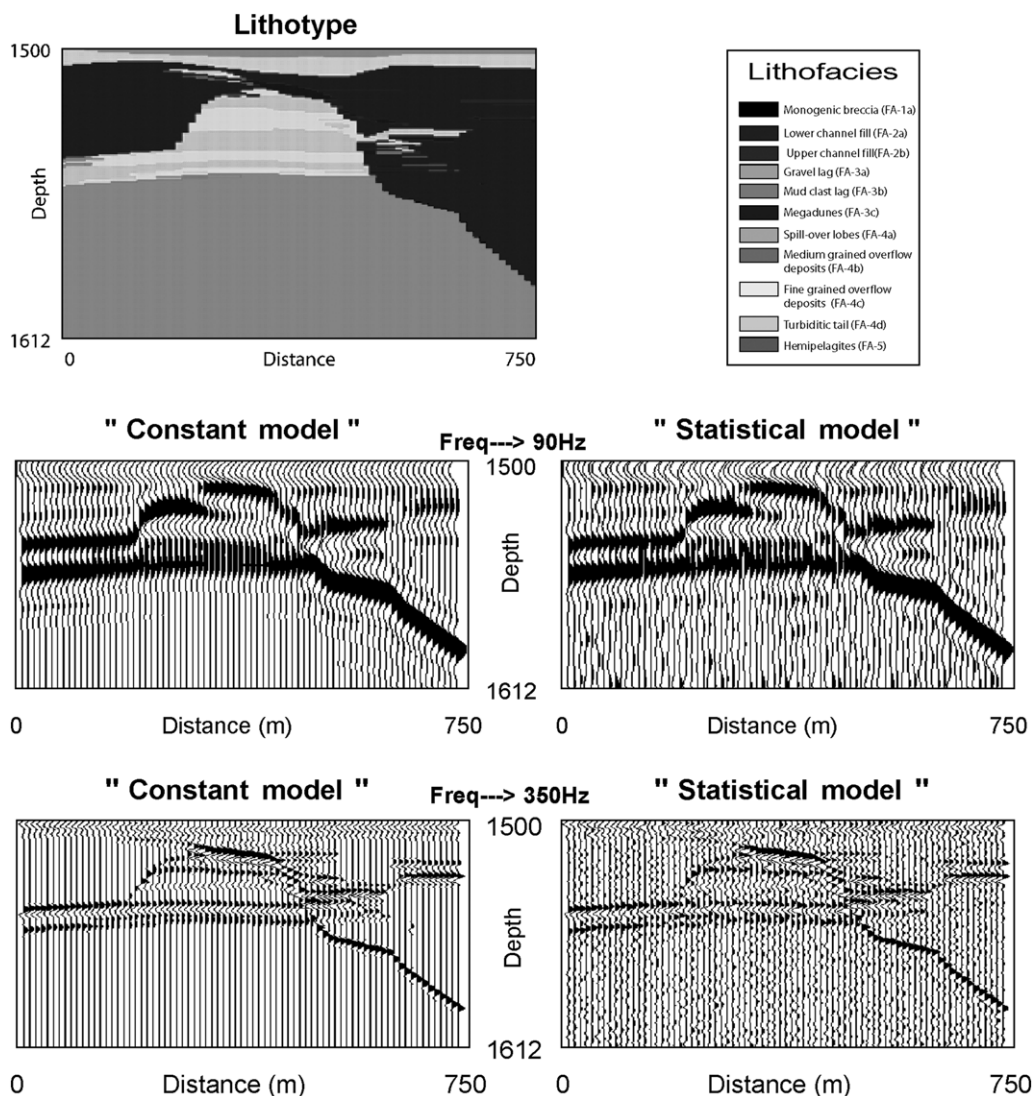


Fig. 11. Seismic modelling with constant and statistical parameters for various frequency ranges.

The injectors have a constant rate of $750 \text{ m}^3/\text{day}$, and no pressure limit constrain has been set. Well tests have indicated typical pressure build-up between 20 and 50 bars. In the initial geological model, the injectors and producers can communicate via the spill-over lobes capping and connecting the channels (Fig. 14). We then performed a different sensitivity analysis. In a scenario, we suppressed the effect of the spill-over lobes by degrading their petrophysical properties in order to prevent favourable communication from the top. The effect of the draping channel margin on the flow behaviour was also tested. In

the first case, the draping facies was set to 0 mD permeability, to achieve an impermeable barrier. In the second case, a 3500 mD permeability, similar to that of the channel-fill, was assigned to the draping in order to suppress the barrier effect. The injectors were perforated in their lower part and the producers in their upper part. The stream-line simulation was carried out using the tracer option, suitable under the assumption that the flow path is highly dependent on the heterogeneities and that there is no change in the boundary conditions. It should be borne in mind that, with this option, the physics is simplified, and that the

CONNECTIVITY BETWEEN CHANNELS AND LEVEES

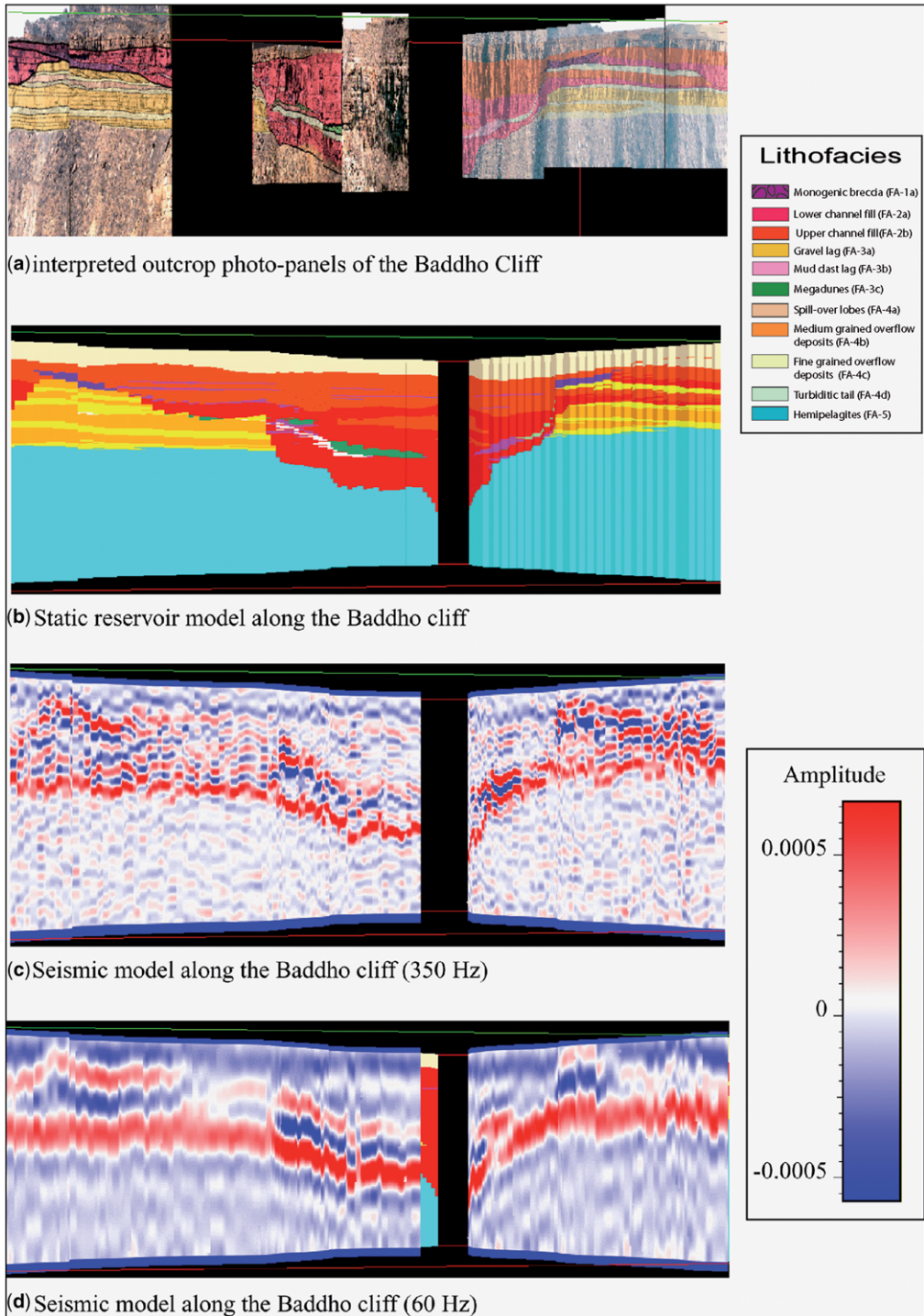


Fig. 12. Comparison of the facies interpretation, the static model and the synthetic seismic along the cliff faces (western channel complex margin) of the Baddho Dhora outcrop. The cliff faces are almost perpendicular (see location map in Fig. 1b).

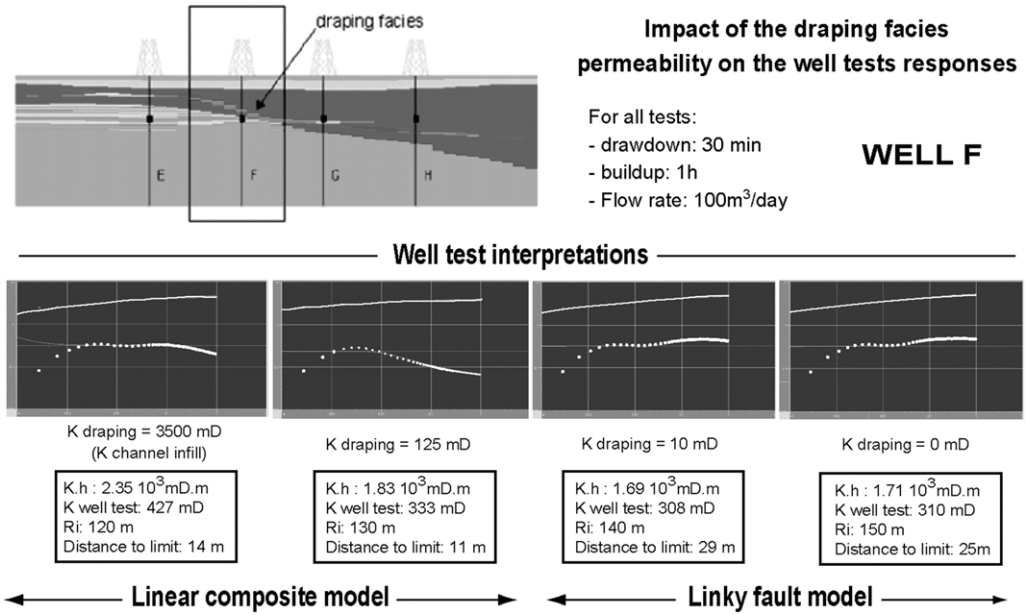


Fig. 13. Impact of the draping facies on the well-test response.

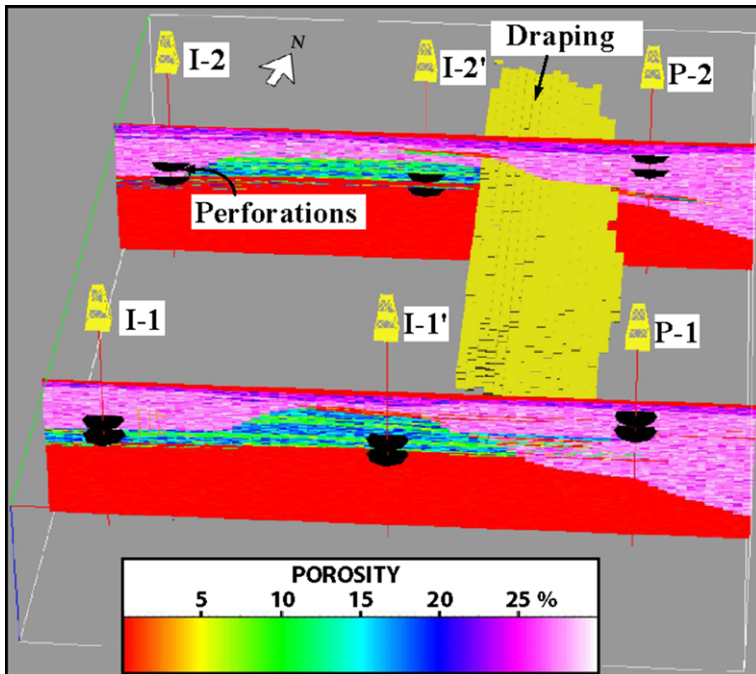


Fig. 14. View of the 3D dynamic model with the location of injector and producer wells. The extension of the main reservoir heterogeneity (e.g. shale draping) acting as a barrier between the channel and the overflow deposits is represented in yellow.

viscosity differences and gravity are not taken into account.

As shown in Figure 14, the tracer is moving fastest in the channel-fill with high permeability values, connecting the west and east channels. In the overbank deposits, the concentration in tracer is related to the facies, with the tracer moving faster in the medium-grained sandstone crevasse lobes than in the heterolithic levee facies. This may cause the heterolithics to be partially drained, as water will move faster to the wells through the sandstone.

The petrophysical properties of the spill-over lobes were locally altered in order to prevent communication from the top of the reservoir and, thus, test the influence of the draping on the sweeping efficiency. Three cases have been considered for the permeability of the draping: the original one (c. 125 mD along the X-direction); a tight draping with a permeability equal to 0 mD; and, finally, the absence of draping.

The results enabled the 3D evolution of the water-front between injectors and producer to be visualized. The shape of this front is strongly influenced by the internal heterogeneity of the channel complex. The water-cut curves as a function of time show that the effect of the thin-bedded draping is negligible at 125 mD, as observed in the well tests. Setting this permeability at 0 mD clearly delayed the water breakthrough as shown in Figure 15, where the evolution of the water saturation through time is compared with the evolution of saturation in the original reservoir (sections between I-1/P-1 and I-2/P-2). The delay in water cut between P-1 and P-2 is also due to the location of P-1 in the wider part of the west channel, with thicker overbank deposits compared to P-2. Changing the permeability value of the draping from its original value to 0 mD delays significantly the breakthrough time for P-2, while, on the opposite, the suppression of the draping causes an earlier breakthrough in P-2 than in P-1. The draping then slows down the propagation of the front, but does not act as an impermeable permeability barrier between the channel and the overbank.

Conclusions and perspectives

Facies model expected in the overbank deposits lateral to the turbidite channels

In the Pab Sandstone channel complexes, overbank deposits consisted of levees, crevasse lobes and spill-over lobes. The levees are made of heterolithic sandstone and siltstone thin beds alternating with mudstone beds. When close to the channel margin, the sand:shale ratio can reach 50%, but the fine-grained sandstone beds were interbedded

with mudstone thin layers or laminations that significantly reduce their permeability. Levees then do not constitute a significant reservoir facies but may homogenize the pressure regime between two channels.

Crevasse lobes were made of coarse- to medium-grained turbidite beds, which can be stacked in units up to 7 m thick. The crevasse lobes laterally extended away from the channels over several hundreds of metres. Within a channel complex, crevasse lobes laterally connected the channels. The lobes play a crucial role, connecting two channels within a channel complex. They could be swept by water and could also contribute to the oil production. According to lithofacies proportion curves, the overbank deposits constitute around 20% of the whole lithofacies reservoir volume.

Backstepping terminal lobes capped the channel complexes. The lobes consisted of homogeneous medium- to coarse-grained sandstone beds, stacked into units up to 10 m thick that laterally extend over several kilometres. The terminal lobe unit makes a homogeneous reservoir unit with a significant volume, which connects every channel from the top.

Heterogeneity between the channel conduits and the overbanks deposits

In many studied sites, we observed a direct contact between the channel-fill sandstones, which overlapped the basal channel erosion surface, and the sandy overbank deposits. However, units of thin-bedded turbidite deposits can be often found draping the channel basal erosion surface. These units, which can be up to 1.5 m thick, were often preserved along the channel margin, whereas they were eroded along the channel axis. They can extend laterally over hundreds of metres, making a significant heterogeneity between the channel-fill and the overbank deposits. However, the streamline simulations show that such a layer delayed the arrival of the flow to the producer, but did not finally constitute an impermeable barrier between the channel and the overbank deposits.

Lenses of matrix-supported debris-flow deposits were also observed towards the base of the channels. Some lenses can reach 10 m in thickness and constitute significant heterogeneity towards the channel base. However, the lateral extension of these lenses is limited, and, in the studied case, the flow by-passed the heterogeneity after a while.

When modelling the seismic response of the channel and of the overbank deposits, the impedance contrast between the porous sandstones and the shaly hemipelagites induced a strong reflector. Then, the base of the channel-fill can be seen on

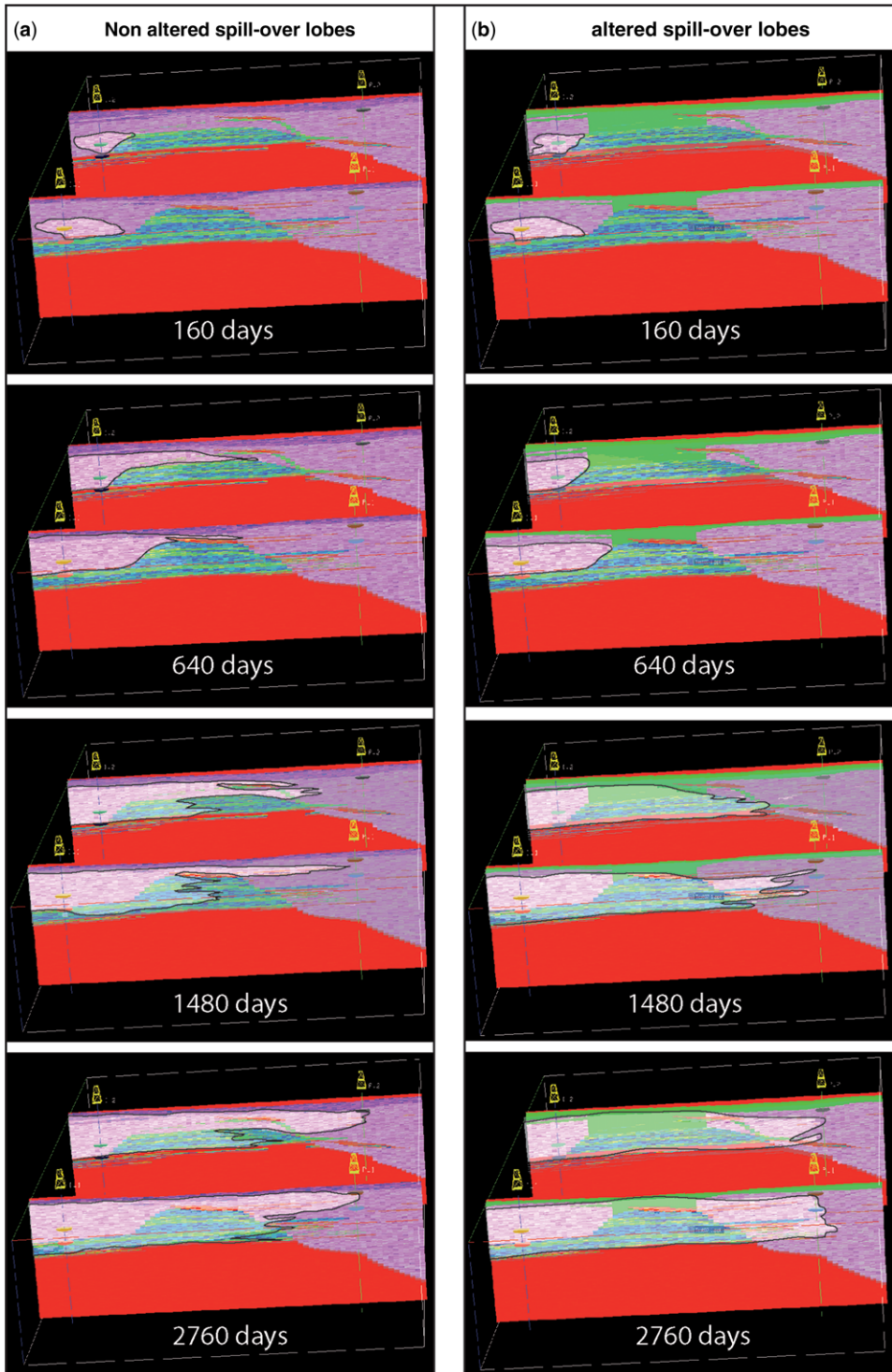


Fig. 15. Evolution of the water-front between injectors and producers for: (a) a test with the spill-over lobes capping the channels; and (b) a test in which the spill-over lobes were replaced by a non-reservoir lithofacies.

the seismic simulation. However, the stacking of the crevasse lobes laterally to the channels may also induce a seismic reflector that can be difficult to differentiate from the channel base itself. The volume of the reservoir could then be overestimated when crevasses are misinterpreted as being the channel base. The shale drapes on the channel margins may also induce a reflector between the crevasses and the channel-fill. Such a seismic signature should be carefully mapped for the location of the injection wells, as they reduce the sweeping efficiency.

Can overbank deposits ensure connectivity between two channel conduits and homogenize the pressure regime during reservoir production?

The well-test modelling and streamline simulations were performed in order to provide information about the dynamic connectivity between the channels and the overbank deposits. Sensitivity tests were performed with different well configurations, simulating the injection of water to sweep the oil across the overbank between two channels. The result shows that even if the pressure is homogenized at the end of the simulations, the heterogeneity associated with the overbank deposits significantly affected the water sweeping efficiency. When a terminal lobe is present on the top of a channel complex, the injected water will preferentially flow through this reservoir unit. As a result, an early water breakthrough may occur in the producer well, and a significant volume of oil can be by-passed towards the base of the channels. In the absence of spill-over lobes, at the channel top, the crevasse lobes may connect the channels from a hydraulic point of view. The flow was slowed down in the overbank deposits between the channels, but the presence of thick and continuous crevasse lobes between the channels made the oil sweeping possible.

The occurrence of heterolithic drapes on the channel margins also produces a significant heterogeneity to the flow. Although the tests performed show that the water finally flowed across the heterogeneity, the flow arriving at the producer was, however, significantly delayed. As the water can skirt around the heterogeneity in three dimensions, a significant volume of oil can be by-passed behind the heterogeneity.

This work was part of a Joint Industry Project which was sponsored by BP, Eni, Petrobras, Petronas, Premier oil, Shell and Total in 2000–2004. We particularly thank S. Bestwetherick (Eni) and A. Ayub (formerly Premier oil) for organizing with us the logistics of the field

surveys in Balouchistan. Our colleagues from IFPEN E. Albouy, M. C. Cacas, J. M. Daniel, G. Desaubliaux, F. Gaumet, J. Letouzey, C. Ravenne and J. L. Rudkiewicz were also involved in the field data acquisition. We thank two anonymous reviewers for providing helpful comments to improve the manuscript. The paper is dedicated to the memory of Aline Bourgeois, who designed the workflow of the seismic modelling at IFPEN.

References

- ABREU, V., SULLIVAN, M. *ET AL.* 2003. Architectural analysis of sinuous channels: the underappreciated deepwater channel type. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 809–821.
- BA BONNEAU, N., SAVOYE, B., CREMER, M. & BEZ, M. 2004. Multiple terraces within the deep incised Zaire canyon: are they confined levees? *In*: LOMAS, S. A. & JOSEPH, P. (eds) *Confined Turbidite Systems*. Geological Society, London, Special Publications, **222**, 91–114.
- BAKKE, K., GJELBERG, J. & PETERSEN, S. A. 2008. Compound seismic modelling of the Ainsa II turbidite system, Spain: application to deep-water channel systems offshore Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **25**, 1058–1073.
- BEAUBOUËF, R. T., ROSSEN, C., ZELT, M. D., SULLIVAN, D. C., MORHIG, D. C. & JENNETTE, D. C. 1999. *Field Guide for AAPG Hedberg Field Research Conference: Deep-water Sandstones, Brushy Canyon Formation, West Texas, April 15–20, 1999*. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes, **40**.
- BEUCHER, H., GALLI, A., LE LOC'H, G., RAVENNE, C. 1993. Including a regional trend in reservoir modelling using the truncated Gaussian method. *In*: Soares (ed.) *Geostat Troia '92*, Volume 1. Kluwer, Dordrecht, 555–566.
- DEPTUCK, M. E., SYLVESTER, Z., PIRMEZ, C. & O'BYRNE, C. 2007. Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, **24**, 406–433.
- DOLIGEZ, B., BEUCHER, H., GEFFROY, F. & ESCHARD, R. 1999. Integrated reservoir characterization: improvement in heterogeneous stochastic modeling by integration of additional external constraints. *In*: SCHATZINGER, R. & JORDAN, J. (eds) *Reservoir Characterization – Recent Advances*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **71**, 333–342.
- DOLIGEZ, B., BEUCHER, H., LERAT, O. & SOUZA, O. 2007. Use of a seismic derived constraint: different steps and joined uncertainties in the construction of a realistic geological model. *Oil & Gas Science and Technology – Revue d'IFP*, **62**, 237–248.
- EPANECHNIKOV, V. A. 1969. Non-parametric estimation of a multivariate probability density. *Theory of Probability and its Applications* **14**, 153–158, <http://dx.doi.org/10.1137/1114019>
- ESCHARD, R., ALBOUY, E., DESCHAMPS, R., EUZEN, T. & AYUB, A. 2003. Downstream evolution of turbidic channel complexes in the Pab Range outcrops

- (Maastrichtian, Pakistan). *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 691–710.
- ESCHARD, R., ALBOUY, E., GAUMET, F. & AYUB, A. 2004. Comparing the depositional architecture of basin floor fans and slope fans in the Pab Sandstone, Maastrichtian, Pakistan. In: JOSEPH, P. & LOMAS, S.-A. (eds) *Confined Turbidite Systems*. Geological Society, London, Special Publications, **222**, 159–185.
- EUZEN, T., ESCHARD, R. & ALBOUY, E. 2007a. Stratigraphic architecture of a channel complex in the midfan setting of the lower pab basin floor fan, North Baddho Dora, Pakistan. In: NILSEN, T. H., SHEW, R. D., STEFFENS, G. S. & STUDLICK, J. R. J. (eds) *Atlas of Deep-Water Outcrops*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, **56**, 290–294.
- EUZEN, T., ESCHARD, R., ALBOUY, E. & DESCHAMPS, R. 2007b. Reservoir architecture of a turbidite channel complex in the pab formation, Pakistan. In: NILSEN, T. H., SHEW, R. D., STEFFENS, G. S. & STUDLICK, J. R. J. (eds) *Atlas of Deep-Water Outcrops*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, **56**, CD-ROM, 20pp.
- FALIVENE, O., ARBUÉS, P., HOWELL, J., MUÑOZ, F. & MARZO, M. 2006. Hierarchical geocellular facies modelling of a turbidite reservoir analogue from the Eocene of the Ainsa basin, NE Spain. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 679–701.
- GALLI, A., BEUCHER, H., LE LOC'H, G., DOLIGEZ, B. & HERESIM GROUP, 1994. The pros and cons of the truncated Gaussian method. In: ARMSTRONG, M. & DOWD, P. A. (eds) *Geostatistical Simulations*. Kluwer Academic, Netherlands, 217–233.
- GARDNER, M. H. & BORER, J. M. 2000. Submarine channel architecture along a Slope-to-Basin Profile, Brushy Canyon Formation. In: BOUMA, A. & STONE, C. (eds) *Fine-Grained Turbidite Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, **72**, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, **68**, 195–214.
- GARDNER, M. H., BORER, J. M., MELICK, J. J., MAVILLA, N. & WAGERLE, R. N. 2002. An evolving stratigraphic process-response model for submarine channels from outcrop studies of the Permian Brushy Canyon Formation, West Texas. *Marine & Petroleum Geology*, **20**, 757–787.
- GASSMANN, F. 1951. Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, **16**, 673–685.
- GNOS, E., IMMENHAUSER, A. & PETERS, T. J. 1997. Late Cretaceous/Early Tertiary Convergence between the Indian and Arabian plates recorded in Ophiolites and related sediments. *Tectonophysics*, **271**, 1–19.
- HEDLEY, R., WARBURTON, J. & SMEWING, J. 2001. Sequence stratigraphy and tectonics in the kirthar fold-belt, Pakistan. In: *Proceedings of the SPE-PAPG Annual Technical Conference, Islamabad, Pakistan, 7–8 November, 2001*. Pakistan Association of Petroleum Geoscientists, Islamabad, 61–72.
- HODGETTS, D., DRINKWATER, N. J., HODGSON, D. M., KAVANAGH, J., FLINT, S. & KEOGH, K. J. 2005. Three-dimensional geological models from outcrop data using digital data collection techniques: an example from the Tanqua Karoo depocentre, South Africa. In: CURTIS, A. & WOOD, R. (eds) *Geological Prior Information: Informing Science and Engineering*. Geological Society, London, Special Publications, **239**, 57–75.
- HODGSON, D. M., DI CELMA, C., BRUNT, R. & FLINT, S. S. 2011. Submarine Slope Degradation and Aggradation and the Stratigraphic Evolution of Channel-Levee Systems. *Journal of the Geological Society, London*, **168**, 625–628, <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492010-177>.
- JOSEPH, P., BABONNEAU, N. N., BOURGEOIS, A., GUILLOCHEAU, F. & SEGUIN, J. 2007. Stratigraphic architecture, seismic and dynamic signature of sand-rich turbidite ramp (Grès d'Annot Formation, south east France). In: NILSEN, T. H., SHEW, R. D., STEFFENS, G. S. & STUDLICK, J. R. J. (eds) *Atlas of Deep-Water Outcrops*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, **56**, 174–180.
- KANE, I. & HODGSON, D. M. 2011. Submarine channel levees: nomenclature and criteria to differentiate sub-environments. Exhumed examples from the Rosario Fm. (Upper Cretaceous) of Baja California, Mexico, and the Laingsburg Fm. (Permian), Karoo Basin, S.Africa. *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 807–823.
- KANE, I. A., KNELLER, B. C., DYKSTRA, M., KASSEM, A. & MCCAFFREY, W. D. 2007. Anatomy of a submarine channel–levee: an example from upper cretaceous slope sediments, Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, **24**, 540–563.
- LABOURDETTE, R. & BEZ, M. 2010. Element migration in turbidite systems: random or systematic depositional processes? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **94**, 345–368.
- LABOURDETTE, R., PONCET, J., SEGUIN, J., TEMPLE, F., HEGRE, J. A. & IRVING, A. 2006. Three-dimensional modelling of stacked turbidite channels in West Africa: impact on dynamic reservoir simulations. *Petroleum Geoscience*, **12**, 335–345.
- LABOURDETTE, R., CRUMEYROLLE, P. & REMACHA, E. 2008. Characterisation of dynamic flow patterns in turbidite reservoirs using 3D outcrop analogues: example of the Eocene Morillo turbidite system (south-central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology*, **25**, 255–270.
- LE LOC'H, G. & GALLI, A. 1997. Truncated plurigaussian method: theoretical points of view. In: BAAFI, E. Y. & SCHOFIELD, N. A. (eds) *Geostatistics Wollongong '96, Volume 1: Quantitative Geology & Geostatistics*. Kluwer, Dordrecht, 211–222.
- LOWE, D. R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. (eds) *Geology of Continental Slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, **27**, 75–82.
- LOWE, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 279–297.
- McHARGUE, T., PYRCZ, M. J. ET AL. 2011. Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: patterns and predictions. *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 728–743.

CONNECTIVITY BETWEEN CHANNELS AND LEVEES

- MAVKO, G., MUKERJI, T. & DVORKIN, J. 1998. *The Rock Physics Handbook, Tools for Seismic Analysis in Porous Media*. Cambridge University Press, Cambridge.
- MAYALL, M. & STEWART, I. 2000. The architecture of turbidite slope channels. In: WEIMER, P., SLATT, R. M. ET AL. (eds) *Deep-Water Reservoirs of the World*. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM) Foundation, Houston, TX, 578–586.
- MAYALL, M., JONES, E. & CASEY, M. 2006. Turbidite channel reservoirs—Key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 821–841.
- MUTTI, E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, **24**, 107–131.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: LEGGET, J. K. & ZUFFA, G. G. (eds) *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*. Graham & Trotman, London, 1–38.
- NAVARRO, U. L., KHAN, Z. & ARNOTT, R. W. C. 2007. Depositional architecture and evolution of a deep-marine channel-levee complex: Isaac formation (Windermere Supergroup), Southern Canadian Cordillera. In: NILSEN, T. H., SHEW, R. D., STEFFENS, G. S. & STUDLICK, J. R. J. (eds) *Atlas of Deep-Water Outcrops*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, **56**, chapter 127.
- NILSEN, T., SHEW, R., STEFFENS, G. & STUDLICK, J. 2007. *Atlas of Deep-Water Outcrops*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, **56**.
- PIRMEZ, C., HISCOTT, R. N. & KRONEN, J. D. JR. 1997. Sandy turbidite successions at the base of channel-levee systems of the Amazon fan revealed by Fms logs and cores: unraveling the facies architecture of large submarine fans. In: FLOOD, R. D., PIPER, D. J. W., KLAUS, A. & PETERSON, L. C. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **155**, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 7–33.
- POWELL, C. MCA. 1979. A speculative tectonic history of Pakistan and surroundings: some constraints from the Indian Ocean. In: FARAH, A. & DE JONG, K. A. (eds) *Geodynamics of Pakistan*. Geological Survey of Pakistan, Quetta, 5–24.
- PRINGLE, J. K., BRUNT, R. L., HODGSON, D. M. & FLINT, S. S. 2010. Capturing stratigraphic and sedimentological complexity from submarine channel complexes outcrops to 3D digital models, Karoo Basin, South Africa. *Petroleum Geoscience*, **16**, 307–330, <http://dx.doi.org/10.1144/1354-079309-028>
- SCHWAB, A. M., CRONIN, B. T. & FERREIRA, H. 2007. Seismic expression of channel outcrops: offset stacked v. amalgamated channel systems. *Marine and Petroleum Geology*, **24**, 504–514.
- SCOTSESE, C. R., CAHAGAN, L. M. & LARSON, R. L. 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic basins. *Tectonophysics*, **155**, 27–48.
- UMAR, M., SALAM, K. A., KELLING, G. & AKHTAR, K. A. M. 2011. Depositional environments of Campanian–Maastrichtian successions in the Kirthar Fold Belt, southwest Pakistan: tectonic influences on late Cretaceous sedimentation across the Indian passive margin. *Sedimentary Geology* **237**, 30–45.
- ZANCHI, A., FRANCESCA, S., STEFANO, Z., SIMEONE, S. & GRAZIANO, G. 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: examples from the Alps. *Computers & Geosciences*, **35**, 49–69.

PARTIE 3

Systemes fluviatiles et turbiditiques : caractéristiques, similarités et différences

Table des matières

PARTIE 3 Systèmes fluviaux et turbiditiques : caractéristiques, similarités et différences.....	271
Introduction	275
Chapitre 5 : Morphologies et architectures des systèmes fluviaux et marins profonds, quels points communs ? Quelles différences ?.....	277
5.1 Vallées incisées fluviales vs. Canyons turbiditiques.....	277
5.1.1 Du point de vue de la morphogénèse.....	277
5.1.2 Architectures des remplissages	281
5.2 Chenaux sinueux.....	286
5.2.1 Morphogénèse.....	286
5.2.2 Architectures de remplissage des chenaux sinueux.....	288
5.2.3 Facteurs de contrôle sur la morphogénèse et sur l'architecture.....	291
5.2.4 Comparaison - caractéristiques et processus.....	294
Chapitre 6: Facteurs de contrôle sur les architectures stratigraphiques le long d'un profil de dépôt. Que préserve-t-on, quand, et où ?	296
6.1 En cortège de bas niveau	298
6.2 En cortège transgressif.....	300
6.3 En cortège de haut niveau.....	302
6.4 Synthèse.....	304

Introduction

Les similitudes morphologiques entre système fluvial et système turbiditique sont notables à plusieurs égards. L'abondance de données issues de la sismique pétrolière et les relevés topographiques sous-marins acquis lors de nombreuses campagnes océanographiques sur les principaux systèmes sédimentaires en eau profonde ont permis d'imager et de caractériser de façon précise les systèmes profonds difficilement accessibles. Ces données ont également permis de mettre en évidence des similarités entre les systèmes profonds, et les systèmes continentaux, bien qu'étant soumis à des processus très différents.

Cette partie est consacrée à la comparaison de certains aspects qui caractérisent les systèmes fluviaux et les systèmes turbiditiques, et à la description des facteurs qui contrôlent l'organisation spatio-temporelle de ces deux systèmes, qui représentent les deux systèmes terminaux (amont et aval) d'un profil de dépôt.

Le chapitre 5 porte sur la description et la comparaison des morphologies et des architectures de deux segments caractéristiques de ces deux systèmes :

- Les incisions (vallées incisées fluviales et canyons turbiditiques), qui malgré des processus de formation différents, peuvent présenter des caractéristiques similaires en terme de morphologies (Figure 48), de géométries et d'architecture internes ;

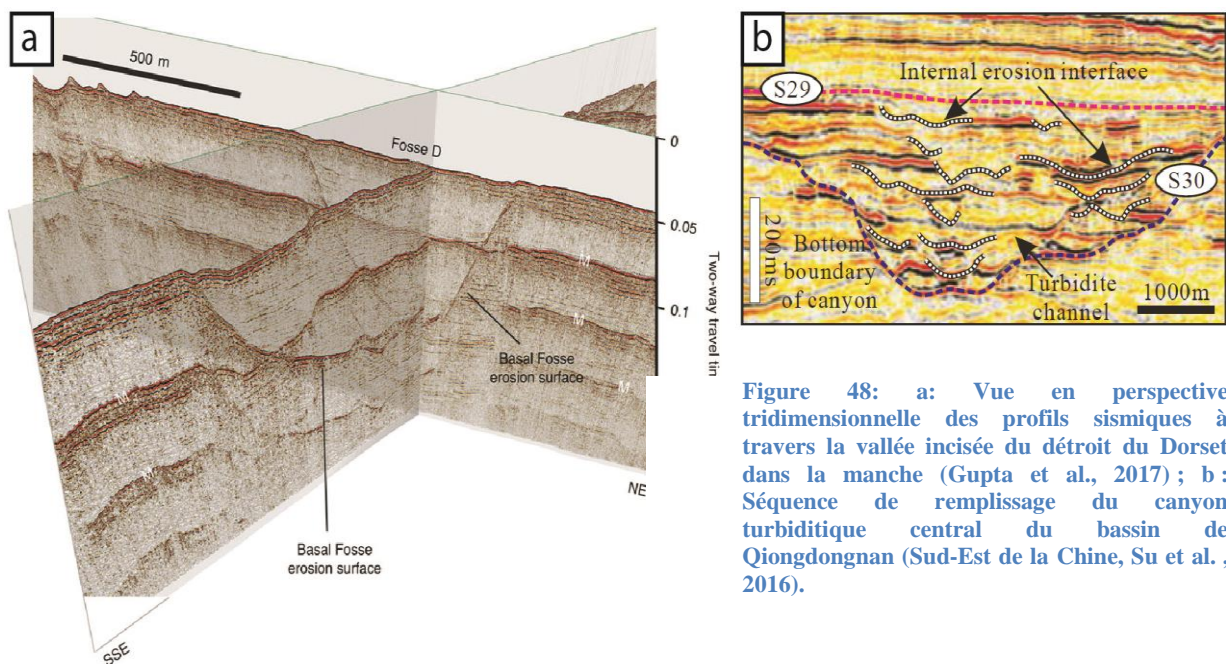


Figure 48: a: Vue en perspective tridimensionnelle des profils sismiques à travers la vallée incisée du détroit du Dorset dans la manche (Gupta et al., 2017) ; b: Séquence de remplissage du canyon turbiditique central du bassin de Qiongdongnan (Sud-Est de la Chine, Su et al., 2016).

- Les chenaux sinueux (chenaux turbiditiques sinueux et chenaux fluviaux méandriformes), qui présentent des similitudes morphologiques et des architectures comportant des points communs malgré des mécanismes de formation et des processus de dépôts très différents (Figure 49).

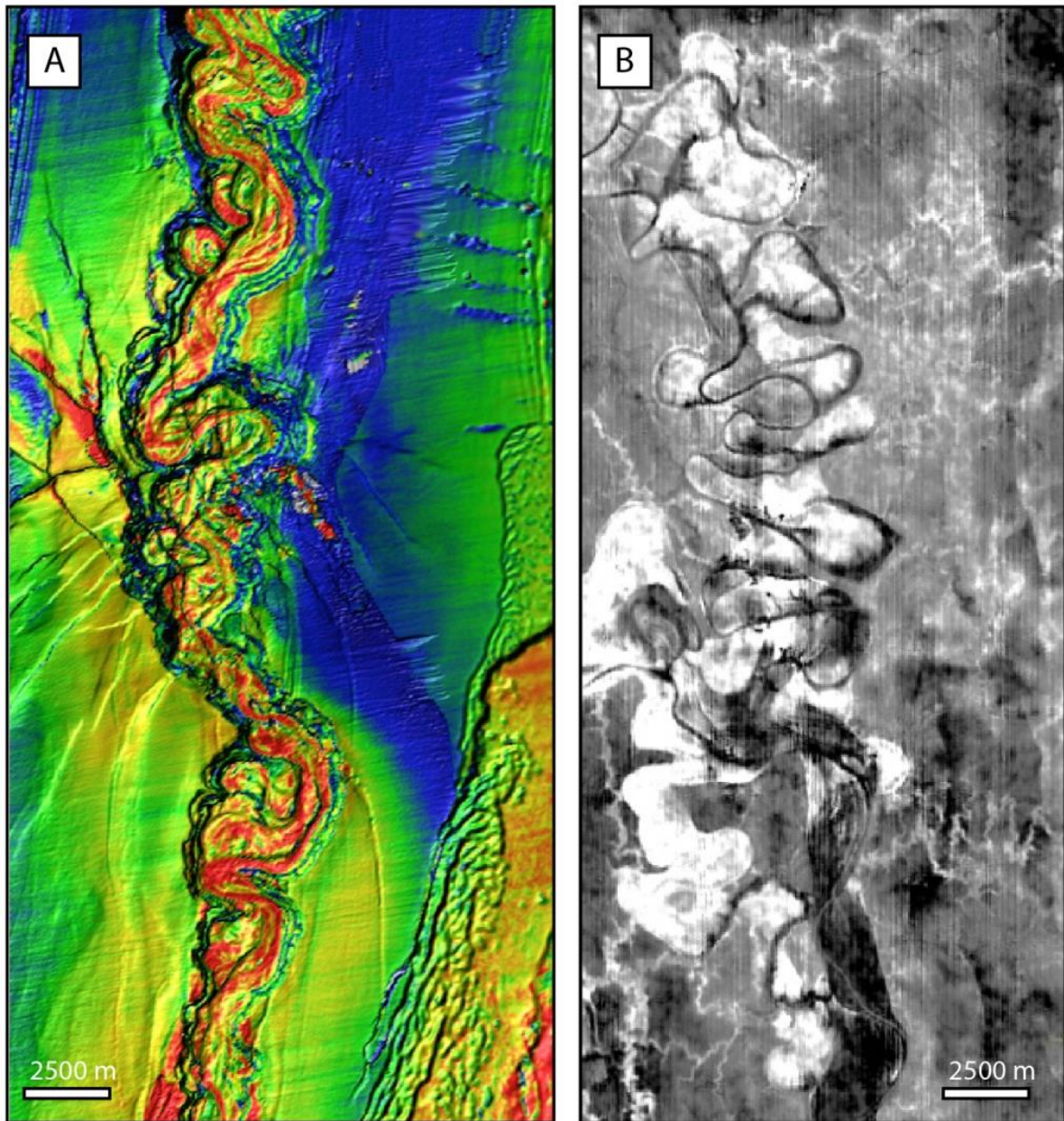


Figure 49: Chenaux sinueux et méandriformes, A : chenaux turbiditiques méandriformes montrant des barres d'accrétion latérales (horizon sismique fourni par CGG Veritas issu de la bibliothèque d'image « Virtual Seismic Atlas » compilée par l'université de Leeds) ; et B : Horizon sismique d'un système fluvial méandriforme du Pléistocène du golfe de Thaïlande (Hathaiporn, 2006).

Le chapitre 6 est une synthèse sur l'évolution des processus et des facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique du système dans son ensemble, avec une approche « source to sink », et évaluant la réponse sédimentaire aux variations des interactions entre les différents facteurs de contrôle sur la sédimentation, dans le cas d'un cortège de bas niveau, d'un cortège transgressif, et d'un cortège de haut niveau, pour une séquence de dépôt (*sensu* Mitchum et al., 1977 ; Vail, 1987).

Chapitre 5 : Morphologies et architectures des systèmes fluviaux et marins profonds, quels points communs ? Quelles différences ?

Dans ce chapitre, nous nous attacherons à comparer certains éléments ayant des similitudes entre les systèmes fluviaux et les systèmes turbiditiques, en analysant les processus et les facteurs de contrôles impliqués dans chacun des systèmes. Parmi ces éléments, les vallées incisées et canyons turbiditiques, ainsi que les chenaux méandriques et chenaux sinueux turbiditiques, présentent des caractéristiques morphologiques, géométriques, et une évolution temporelle similaire, malgré l'implication de processus très divers dans des contextes différents.

5.1 Vallées incisées fluviales vs. Canyons turbiditiques

5.1.1 Du point de vue de la morphogénèse...

5.1.1.1 Comparaison morphologique

Les canyons turbiditiques et les vallées incisées fluviales présentent des similitudes d'un point de vue morphologique, ainsi que dans leur genèse et les processus impliqués.

La géomorphologie des vallées incisées et des canyons turbiditiques peut être comparée, car leur organisation est transposable (Figure 50). Chacun de ces appareils est constitué par les éléments suivants :

- La tête, qui est caractérisée dans les deux cas par une pente élevée, avec un réseau de drainage qui converge vers l'axe principal ;
- L'axe principal, caractérisé par la vallée incisée comme pour le canyon, d'une diminution de la pente du profil, avec des marges plus ou moins abruptes. La sinuosité des vallées et canyons est variable en fonction du contrôle structural, des apports sédimentaires et de la pente générale des systèmes.
- Une embouchure, qui correspond à une forte décroissance de la pente ou l'érosion du système se fait moindre, impliquant un déconfinement, vers le domaine marin côtier dans le cas des vallées incisées fluviales, sur le replat abyssal dans le cas de canyons turbiditiques.

Toutefois, même si des similitudes morphologiques macroscopiques sont notables, et peuvent conduire en l'absence d'autres critères (contexte général, aval et amont du système...) à une interprétation erronée du système de dépôt, des différences importantes existent.

- La tête des canyons turbiditiques est souvent marquée par des loupes d'arrachement dues à la déstabilisation des sédiments meubles là où la pente est la plus importante. Ces loupes d'arrachement coalescent, initiant le confinement dans la vallée par érosion régressive ;
- Dans l'axe de ces systèmes principalement, la pente moyenne des marges est le plus souvent plus importante dans les canyons turbiditiques (30 à 40° dans la plupart des cas). Les figures d'érosion sont également très fréquentes sur les marges des canyons. La forme des vallées peut aussi être un critère différenciant : les vallées incisées fluviales présentent le plus généralement un profil en « U », alors que les canyons turbiditiques ont le plus souvent un profil en « V » d'après Jobe et al. (2011). La taille des vallées diffère aussi d'un système à l'autre. La taille des vallées incisées fluviales formées dans un contexte de variation glacio-eustatique (excluant les vallées incisées créées dans des

contextes de surrection) ont généralement une largeur qui n'excède pas quelques kilomètres 2 à 5 km (Zaitlin et al., 1994 ; Deschamps et al., 2008), avec une érosion maximale de quelques dizaines de mètres de profondeur (30 à 40 m) au maximum d'incision. Les canyons turbiditiques peuvent atteindre facilement plus d'une dizaine de kilomètres de largeur (15 km pour le canyon du Zaïre ; Babonneau et al., 2002), et atteindre plus de 1000 m d'incision au maximum (1300 m dans le cas du Zaïre ou des canyons de Guinée Equatoriale ; Babonneau et al., 2002 ; Jobe et al., 2011).

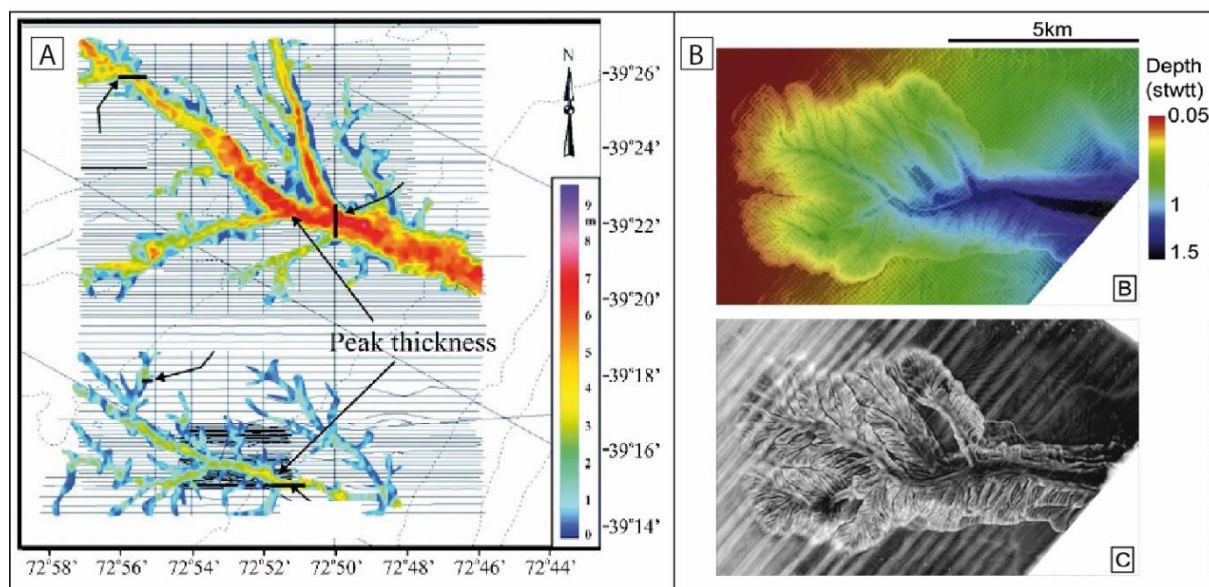


Figure 50: Comparaison morphologique entre A : vallées incisées pléistocènes de la marge du New Jersey (carte isopaque, d'après Nordfjord et al., 2006; et B-C : Canyons sous-marins actuels de la marge de l'Ebre (données bathymétriques et carte d'amplitude ; Mauffrey et al., 2017) .

5.1.1.2 Facteurs de contrôle sur la morphologie

Que l'on considère les systèmes fluviaux ou les systèmes turbiditiques, les apports sédimentaires, la pente ou la topographie des fonds marins et la tectonique sont des facteurs de contrôle déterminants sur la localisation et la morphologie des vallées incisées ou des canyons turbiditiques.

Dans les deux cas, le contrôle tectonique ou morphologique influe au 1^{er} ordre sur l'emplacement des vallées incisées et des canyons turbiditiques.

- Les vallées incisées fluviales se mettent souvent en place à l'emplacement d'anciens fleuves ou d'anciennes rivières, forment un talweg canalisant les écoulements, initiant l'érosion fluviale (Schumm & Ethridge, 1994). Dans certains cas, le contrôle de la structure est prédominant, les cours d'eau étant contrôlés par une topographie héritée.
- La mise en place des canyons turbiditiques dépend au 1^{er} ordre du type de marge et de sa configuration (Harris & Whiteway, 2011). Les marges actives sont généralement plus pentées que les marges passives, induisant un espacement plus réduit entre les canyons, ainsi que des canyons plus courts et de pente plus importante que ceux observés de façon générale sur les marges passives.
- La largeur du plateau continental joue un rôle très important sur la localisation et la morphologie des canyons turbiditiques. En effet, lorsque le plateau continental est étroit (inférieur à quelques kilomètres), les systèmes fluviaux sont le plus souvent associés directement aux systèmes turbiditiques, avec une quasi connexion entre l'embouchure du système fluvial et le canyon qui incise directement le plateau continental (Harris &

Whiteway, 2011). Lorsque systèmes fluviaux et canyon turbiditiques ne sont pas connectés, les canyons turbiditiques peuvent se former sur la pente.

Il convient de préciser que la connexion entre les embouchures de fleuves et la tête des canyons est variable au cours du temps. Il arrive qu'une déconnexion entre les deux systèmes apparaisse lorsque l'embouchure de la rivière se déplace latéralement (souvent à cause des sédiments accumulés à l'embouchure, déviant les cours d'eau sous l'effet conjugué du fleuve, de la houle et des marées selon les configurations) cessant d'alimenter le canyon, ou lorsque le niveau marin augmente, faisant reculer l'embouchure des fleuves loin de la tête des canyons.

5.1.1.3 Evolution des systèmes incisés

L'évolution des vallées incisées et des canyons turbiditiques dans le temps dépend de l'évolution des facteurs qui contrôlent les processus responsables du modelé de ces incisions. Les processus présents dans les systèmes fluviaux et les systèmes turbiditiques sont bien sûr très différents, mais ils engendrent des morphologies similaires. Cependant, l'évolution spatiale et temporelle de ces deux systèmes incisés est tout à fait différente.

Vallées incisées fluviales

Pour comprendre l'érosion et l'incision fluviale, il est nécessaire de prendre en compte les multiples échelles d'espace et de temps (Knighton, 1984 ; Bravard, 1994 ; Vandenberghe, 1995) :

- Echelle plurikilométrique et de plusieurs millions d'années pour la constitution du bassin hydrographique et la configuration de son réseau de drainage (cycle tectono-eustatique);
- Echelle hectométrique à kilométrique et de la centaine de milliers d'années pour l'évolution de la morphologie des vallées (cycle glaciaire-interglaciaire) ;
- Echelle plurimétrique et pluriannuelle pour l'activité propre du cours d'eau (changements climatiques de faible ampleur).

La prise en compte de la grande échelle (échelle géologique, e.g., plusieurs millions d'années) accorde une part prépondérante aux facteurs structuraux contrôlant le développement des vallées. Concernant les processus, le creusement des vallées est possible lorsque la capacité de transport des sédiments du cours d'eau excède la charge moyenne, et dans ce cas, l'excès d'énergie du cours d'eau conduit à l'érosion de son substrat. Cela se produit lorsque la pente fluviale augmente (pendant les périodes de régressions forcées dues à une chute du niveau marin ou à une surrection), ou lorsque le rapport débit/charge sédimentaire augmente (en raison de changement climatique, de changement d'aire de drainage...).

A grande échelle (échelle géologique), il est largement considéré que les vallées incisées se forment pendant les périodes de chutes du niveau marin relatif, en cortèges de bas niveau (Zaitlin, 1994 ; Posamentier, 2001). L'incision est dans ce cas-là due au changement de la pente fluviale, et à la migration du point d'équilibre entre érosion et sédimentation (« knickpoint », voir section 1.5 de ce manuscrit) vers l'amont, sans que n'interviennent nécessairement des variations de la charge sédimentaire et du débit. La durée de la chute du niveau marin relatif et le régime de subsidence peuvent avoir un effet important sur la longueur des vallées incisées. Les vallées observées dans le Crétacé Inférieur du bassin Ouest Canadien ont une longueur de plusieurs centaines de kilomètres (Wadsworth et al., 2002 ; Deschamps et al., 2017), et se développent dans un bassin d'avant pays « stable », de faible subsidence et de faible accommodation, avec un profil fluvial de faible pente qui varie très lentement, et ont une origine eustatique (Cant, 1996 ; Deschamps et al., 2008). Dans le cas d'un système à pente élevée, et à variations tectono-eustatiques importantes, Plink-Björklund & Steel (2006) décrivent dans

l'archipel du Svalbard des vallées incisées (d'âge Eocene) courtes et de longueur pluri-kilométrique.

A l'échelle des cycles climatiques de type glaciaire-interglaciaire (dizaine à centaine de milliers d'années), il y a dépendance des systèmes fluviaux et de leur évolution vis-à-vis du climat. L'incision se produit alors lors des transitions climatiques des périodes froides vers les périodes chaudes, et ces incisions sont de courte durée (Vandenberghe et al., 1994). Ces variations climatiques impactent de façon importante et rapide l'efficacité du réseau de drainage, sur la charge sédimentaire, sur la couverture végétale et de fait sur le ruissellement et l'érodabilité du substratum (Parrish, 1998 ; Blum & Törnqvist, 2000). Ces changements climatiques sont très marqués dans les zones tempérées, et sont répétés de façon régulière dans le temps. L'effet de ces variations climatiques est le plus souvent marqué dans l'enregistrement sédimentaire au sein même des vallées incisées créées par la chute du niveau de base à l'ordre supérieur. Cela se traduit par l'architecture en terrasses alluviales étagées des grandes vallées incisées, qui se forment à la suite d'incisions répétées du cours d'eau au sein de ses propres nappes alluviales. Ces incisions sont dues à une diminution plus rapide de la charge que celle du débit, ce qui se produit de façon préférentielle au passage entre une période glaciaire à une période interglaciaire (Blum & Törnqvist, 2000).

Canyons turbiditiques

L'initiation des canyons turbiditiques et des processus impliqués est toujours un sujet débattu et faisant l'objet d'une recherche active, du fait de la complexité et de la diversité des phénomènes impliqués. Il est aussi plus difficile d'enregistrer des données dynamiques sur site permettant de mieux comprendre et de mieux contraindre les interactions entre les différents processus. Parmi les différentes hypothèses de formation des canyons sous-marins, deux modèles expliquant leur origine sont proposés : celui de Pratson et al. (1994), qui propose une érosion progressive du canyon depuis la rupture du plateau continental vers le bas de la pente ; et celui de Twichell & Roberts (1982), qui envisage un développement du canyon vers le haut de la pente.

Le premier modèle (Pratson et al., 1994) implique le développement de courants de turbidité de haute densité (hyperpycnaux) accompagné de loupes d'arrachement à l'embouchure du système fluvial, lorsque l'embouchure se situe à proximité du bord du plateau continental. L'accumulation rapide de sédiments à l'embouchure favorise l'effondrement successif de la surcharge sédimentaire, qui évolue en écoulements gravitaires vers le bas de la pente.

Le second modèle développé par Twichell & Roberts (1982) suggère que le développement des canyons est dû à des déstabilisations et des arrachements successifs sur la pente continentale, qui progressent vers le haut de la pente (érosion rétrogressive). Ces effondrements peuvent se succéder jusqu'à la connexion entre le canyon et le système fluvial, s'il existe en amont. La notion de « maturité » des canyons est alors liée au degré d'incision sur le plateau continental (Farre, 1983).

Un consensus à mi-chemin entre ces deux modèles, modelé autour des idées de Shepard (1981) et plus récemment repris par Migeon et al. (2012), défend le fait que l'initiation et l'évolution des canyons sous-marins sont le résultat d'interactions entre plusieurs processus, qui coexistent ou se succèdent :

- Erosion fluviale à la tête du canyon, lorsque le plateau continental est étroit, avec des processus gravitaires soutenus et entretenus, impliquant des courants hyperpycnaux à la sortie des fleuves ;
- Erosion par des courants turbiditiques le long de la pente continentale ;
- Erosion par déstabilisation et loupes d'arrachement successives ;

- Erosion et re-dépôt par des courants de contour ;

De la même façon que pour les systèmes fluviaux, les échelles de temps sont importantes lors de la mise en place et l'évolution des incisions sous-marines. On distingue également les contrôles autocycliques et les contrôles allocycliques, qui ont des effets plus ou moins importants selon l'échelle de temps considérée.

Parmi les facteurs de contrôle allocycliques, les variations eustatiques et la subsidence sont les facteurs les plus importants ayant un impact sur la mise en place des incisions en domaine marin. Les variations eustatiques et la tectonique conditionnent la morphologie du système, et notamment celle du plateau continental, qui est le lieu de transit des sédiments depuis le système fluvial vers le système turbiditique, et là où les canyons sous-marins s'initient. Les périodes de bas niveau marin sont propices au développement de l'érosion du bassin versant continental, et favorise aussi l'érosion fluviale du plateau continental exondé, en créant des vallées incisées qui deviennent des canyons turbiditiques lorsque le niveau marin remonte et inonde le plateau continental. C'est le cas des canyons « messiniens » observés en Méditerranée (Mauffrey et al., 2017). En période de bas niveau, le flux sédimentaire est plus important, et il peut être considéré que les courants hyperpycnaux sont dominants parmi les processus impliqués. Ce facteur, conjugué à la proximité de l'embouchure des fleuves, peut également jouer un rôle important dans l'incision des canyons.

A plus petite échelle temporelle, les facteurs de contrôle autocycliques, tels que les crues, et les marées dans une moindre mesure, ont une influence importante « immédiate » sur la décharge sédimentaire. Pendant les crues, le débit des fleuves est décuplé, et la charge solide en suspension peut devenir très importante pendant des périodes de temps très courtes (plusieurs jours ou semaines). Cela peut générer des courants de type hyperpycnaux (Mulder et al., 1997), qui peuvent être à l'origine de courants de turbidité. Ces courants peuvent aussi avoir un fort pouvoir érosif en fonction de la concentration en particules sédimentaires, et déposer les particules lorsque le transport n'est plus assez efficace, en pied de pente ou dans les complexes chenaux/levées et lobes dans le bassin.

Les séismes sont également un facteur de contrôle sur le déclenchement d'instabilités qui ont lieu le plus souvent sur le haut de pente, ou sur les marges de forte pente et donc instables des marges des canyons, et qui génèrent des écoulements turbulents de type coulées de débris, ayant aussi un pouvoir érosif important. Les séismes n'ont pas été considérés ici comme des facteurs de contrôle allocycliques car ils sont externes au système, ne sont pas « cycliques », et ont un effet local.

5.1.2 Architectures des remplissages

5.1.2.1 Vallées incisées fluviales

Les vallées incisées fluviales et leur remplissage constituent des réservoirs à hydrocarbures importants, en termes de volume et d'efficacité des pièges (fermetures stratigraphiques liées aux bordures des vallées). Ces réservoirs sont connus au Canada et au Venezuela pour renfermer des réserves d'huile lourde très importantes. De ce fait, la compréhension de l'architecture du remplissage de ces vallées incisées est cruciale pour pouvoir prédire la distribution des hétérogénéités de réservoir.

Remplissage sédimentaire

Les vallées incisées sont caractérisées par une surface d'érosion basale que tapissent des niveaux lenticulaires de graviers et de clastes de charbon provenant de l'érosion des couches sous-jacentes (Deschamps et al. 2012). La base du remplissage est constituée de l'emboîtement

de chenaux fluviaux amalgamés, de type en tresses, remplis par des grès grossiers à très grossiers à mégarides 3D, présentant une grano-décroissance. Plusieurs ensembles de chenaux en tresses amalgamés se succèdent verticalement, avec une tendance à la grano-décroissance et à la désamalgamation (Figure 51).

Les dépôts grossiers constituant les chenaux en tresses passent progressivement à des dépôts métriques granodécroissants de grès moyens à fin, présentant des structures sédimentaires de type mégarides 2D et 3D à la base, évoluant vers des structures de plus faible énergie de type rides de courants. Des structures obliques hétérolithiques (alternance de grès et d'argiles) sont fréquentes dans ces niveaux, interprétés comme des chenaux sinueux à méandriformes (point bars).

La fin du remplissage est constituée par des dépôts de grès à rides de courant alternant avec des argiles silteuses bioturbées, présentant parfois des coquilles de bivalves, caractérisant un milieu influencé par la mer, de type baie ou lagon. Les grès présents dans cet intervalle, d'une épaisseur pouvant atteindre 50 cm, présentent parfois une organisation granodécroissante, dont la base silteuse est fortement bioturbée, sont interprétés comme des lobes de crevasse ou des petites barres d'embouchure dans un environnement marin restreint (baie ou lagon), alimentés par un réseau fluvial de faible énergie.

Le remplissage des vallées incisées est donc caractérisé par une granodécroissance globale, une désamalgamation générale des chenaux vers le haut du remplissage, un passage progressif de chenaux fluviaux en tresses à la base évoluant progressivement vers chenaux sinueux à méandriformes, puis à des chenaux estuariens et à des environnements marins restreints. Cela marque un remplissage transgressif enregistrant une décroissance globale du gradient énergétique du système.

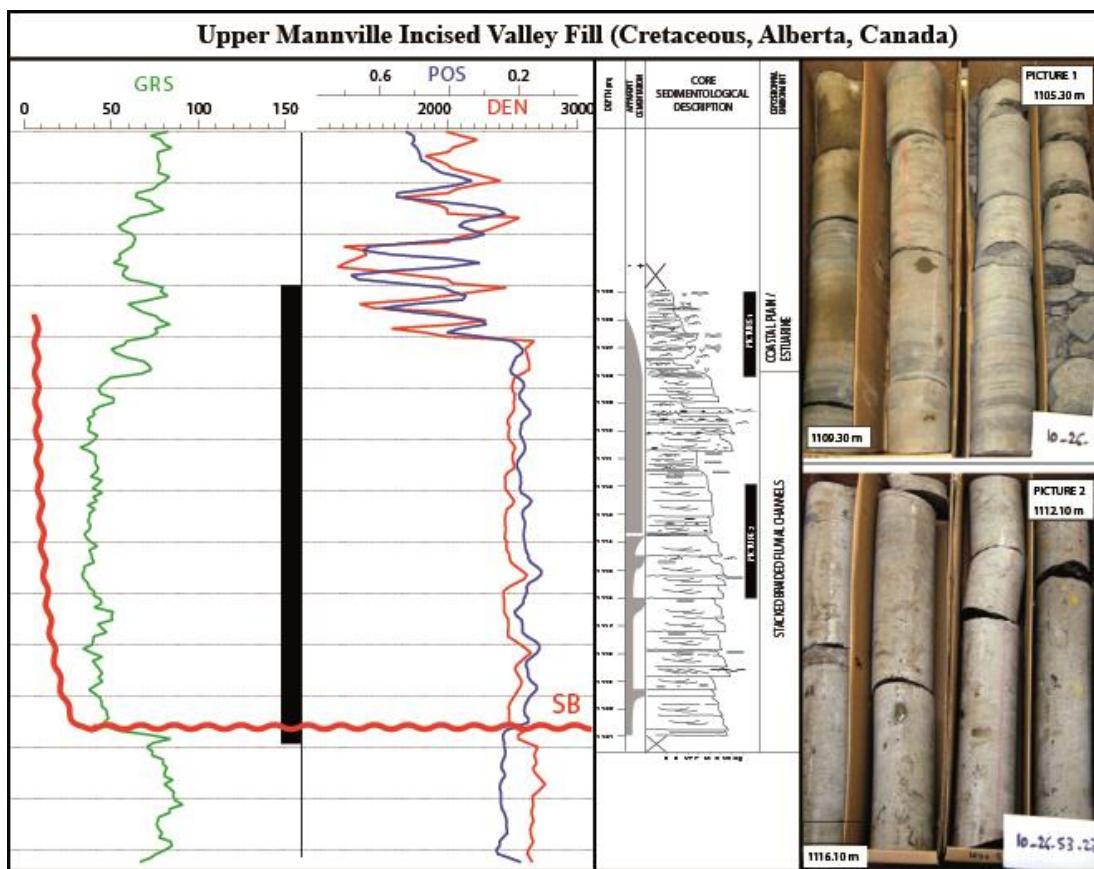


Figure 51: Exemple de remplissage de vallée incisée fluviale vue par les diagraphies de puits, avec log sédimentaire issu de la description sédimentologique de carotte (modifié de Deschamps et al., 2012).

Formation des vallées incisées et évolution du remplissage

Les vallées incisées sont formées pendant les périodes de chute du niveau de base, lorsque les cours d'eau incisent avec une forte érosion, marquée par une surface basale abrupte, pouvant atteindre 30 à 40 m de profondeur dans les vallées incisées du Canada et du Venezuela (Eschard & Huc, 2008). Elles se remplissent pendant les phases de remontée du niveau de base.

Lorsque le niveau de base recommence à augmenter, un système de haute énergie se met en place, avec le dépôt de systèmes de chenaux en tresses, remplissant la base de la vallée avec des sédiments grossiers (Figure 52). A mesure que le niveau de base augmente, le système perd en énergie, et les systèmes en tresses passent progressivement à des systèmes sinueux à méandriformes (Figure 52), caractérisés par des sédiments hétérogènes plus fins. La mer envahit progressivement la vallée, et dans le cas des vallées incisées du Crétacé du Canada, l'effet des marées devient un processus dominant, induisant le dépôt de sables et d'argiles hétérolithiques dans des environnements estuariens, dominés par des chenaux recoupant des replats de marée argileux (mud flats) (Figure 52). Des sédiments marins de domaine plus ouvert peuvent être déposés si le niveau de base remonte suffisamment pour permettre à la mer d'envahir l'ensemble de la vallée incisée. Lorsque l'élévation du niveau de base ralentit, une progradation globale de la plaine deltaïque peut être observée, finissant de combler la vallée incisée, avant que les sédiments marins recouvrent la vallée remplie ainsi que les interfluves, marquant le maximum d'inondation du système (Figure 52). A la fin du cycle, le niveau de base chute de nouveau, et s'accompagne d'une nouvelle phase d'incision, suivie d'une nouvelle phase de remplissage lorsque le niveau de base remonte.

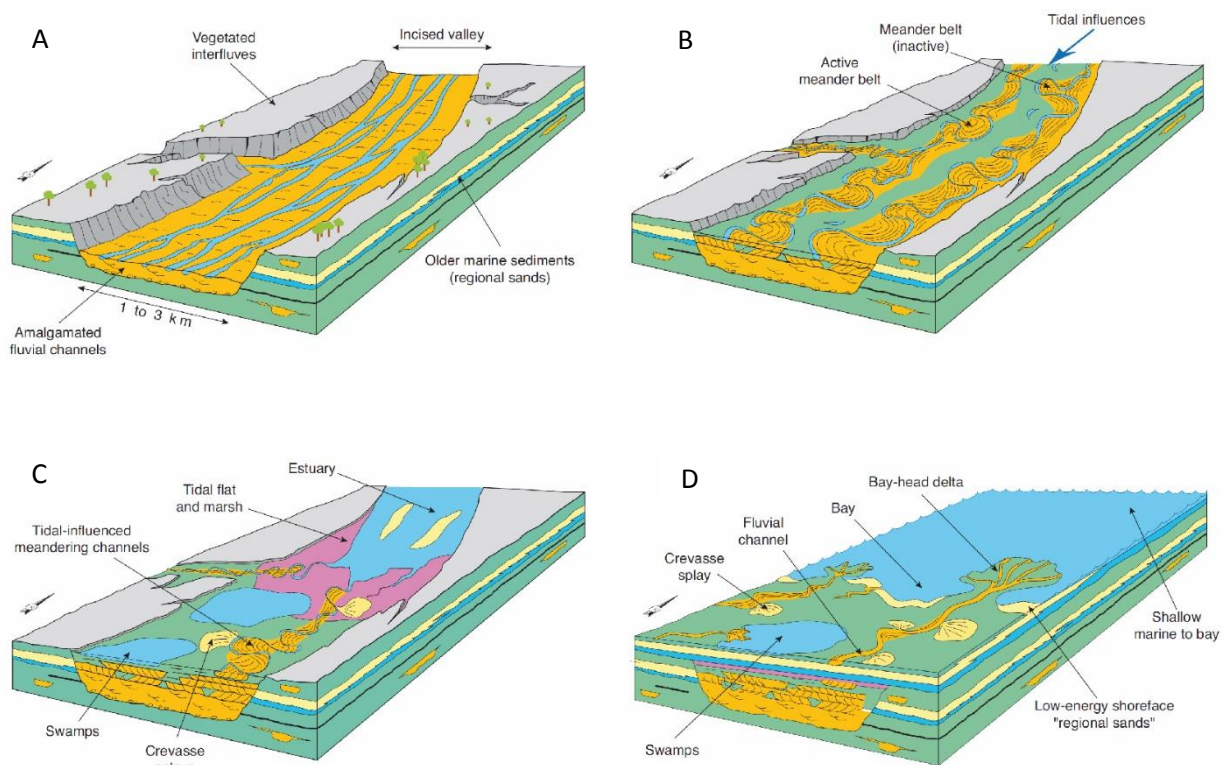


Figure 52: Evolution du remplissage d'une vallée incisée pendant un cycle de hausse du niveau de base. A : Incision de la vallée et premier stade de remplissage avec des dépôts fluviaux en tresses ; B : Ceinture de chenaux méandriformes ; C : Système estuarien ; D : Dépôts marins ouverts avec progradation deltaïque pendant la phase régressive du cycle (Eschard & Huc, 2008).

De tels cycles sont généralement observés dans les successions du Crétacé de l'Alberta et de la Saskatchewan (Canada) (Deschamps, et al., 2008 ; Deschamps et al., 2012), ou dans la succession

Miocène de l'Orénoque (Venezuela) (Eschard & Huc, 2008). Chaque unité correspondant au remplissage de vallées incisées forme des réservoirs dont l'organisation est spécifique, et dont la distribution des hétérogénéités augmente vers le sommet. La partie basale est riche en sable et relativement homogène, alors que les barres de méandres puis les chenaux de marées sont moins continus et très hétérogènes à plus petite échelle, ce qui rend la production de d'huile lourde (huile biodégradée à forte viscosité) beaucoup plus difficile dans les unités supérieures.

5.1.2.2 Canyons turbiditiques

Le remplissage des canyons turbiditiques est le plus souvent multiphasé, et dépend entièrement de la configuration de la marge, du système nourricier en amont. La plupart des canyons ou des systèmes incisés sont « vus » par la sismique, ce qui permet d'étudier les géométries et l'architecture du remplissage, mais ne permet pas de caractériser la distribution des faciès sédimentaires, et plus particulièrement des hétérogénéités de réservoir. Il est donc nécessaire de s'appuyer sur des analogues d'affleurement afin de combler le manque d'information faciologique des données sismiques.

Géométrie du remplissage des canyons turbiditiques

De nombreuses données sismiques publiées sur les marges les plus explorées (marges atlantique africaine et brésilienne, Indonésie, bassin Malais...) permettent d'accéder aux géométries de remplissage, et d'interpréter les faciès sur la base des amplitudes des réflecteurs sismiques. La figure 53A montre le détail d'un profil sismique situé dans le fan de l'Indus (Sylvester et al., 2011), haute fréquence, qui permet d'imager de façon détaillée le remplissage d'un chenal turbiditique incisé. Le chenal est marqué par une surface d'érosion majeure caractérisée par un fond relativement plat, et des marges abruptes. La base du remplissage est aussi marquée par la présence de faciès sismique chaotique, qui peut être interprété comme des coulées en masse tapissant la surface d'érosion basale, provenant de l'effondrement des marges de la vallée. Le remplissage est multiphasé, et plusieurs « cut and fill » peuvent être observés, marquant la migration des divers chenaux au sein de la vallée, avec une succession de terrasses qui témoignent des différentes phases d'érosion et de dépôt, suivant le modèle « AIGR » développé par Gardner & Borer (2000) et Gardner et al. (2003) (voir section 2.4). La présence de réflecteurs sismiques de plus forte amplitude et continus latéraux aux surfaces d'érosion internes est identifiable, et est interprétée comme des levées internes. La partie haute du remplissage est marquée par des réflecteurs continus, qui pourraient être interprétés comme des lobes de débordement finaux, localement ré-incisés par un dernier chenal.

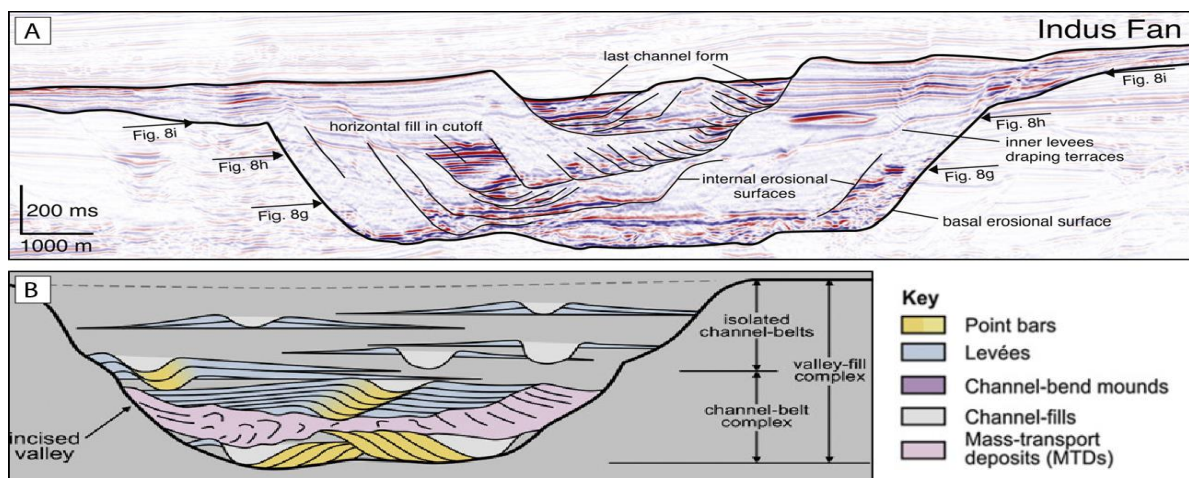
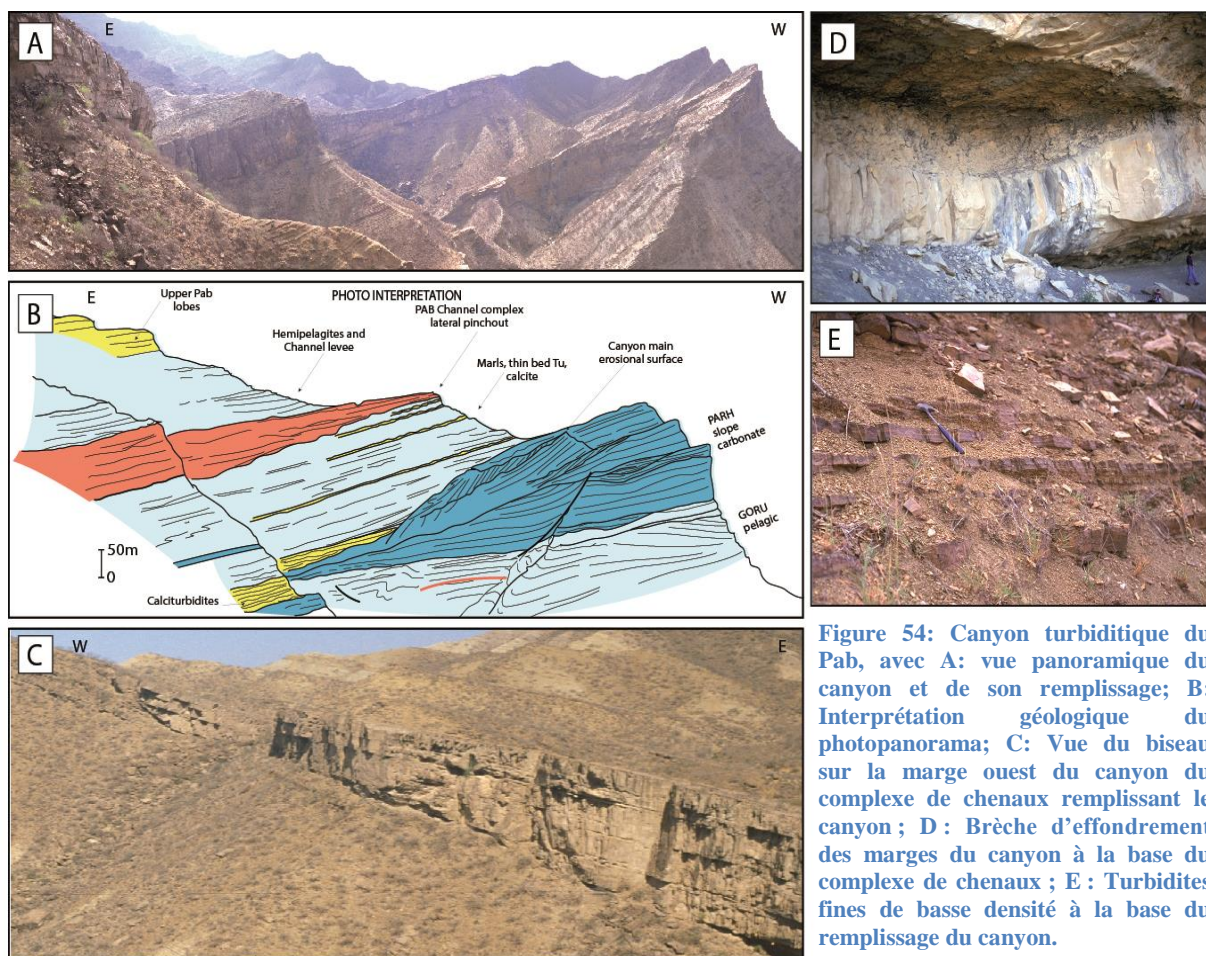


Figure 53: A: Section sismique d'un chenal turbiditique typique du système chenal-levées de l'Indus (Sylvester et al., 2011) ; B- Diagramme schématisé de remplissage d'une vallée incisée turbiditique (d'après Janocko et al., 2013).

L'évolution du remplissage, tel qu'il est interprété en figure 53B, suggère une granodécroissance globale des sédiments témoignant de la diminution globale de l'énergie de dépôt dans le canyon.

Dans la partie supérieure du canyon, lorsque le canyon incise fortement la pente continentale, le système est généralement en « by-pass ». L'évolution schématisée présentée en Figure 52B reflète l'architecture de remplissage typique de canyons turbiditiques dans la partie médiane du système canyon, constitué de complexes chenalisés avec une évolution en « backstep », suggérant un recul des ceintures de faciès et des éléments architecturaux depuis des ceintures de chenaux sinueux montrant des structures d'accrétion latérales (LAP pour « Lateral Accretion Packages » ; Janocko et al., 2013), parfois entrecoupés par des brèches d'effondrement des marges du canyon (MTD pour « Mass Transport Deposits »). Les chenaux sont moins sinueux, moins profonds dans la partie supérieure, avec des levées de plus en plus développées.

Ce modèle de remplissage a été décrit par de nombreux auteurs (Abreu et al., 2003 ; Deptuck et al., 2003 ; Cronin et al., 2005 ; Euzen et al., 2007 ; Wynn et al., 2007 ; Mauffrey et al., 2017), sur différentes marges et dans différents contextes. Toutefois, l'architecture du remplissage des canyons turbiditiques varie selon différents paramètres, dont les plus importants sont la connexion à un système fluviatile, et la dynamique de celui-ci. Dans le cas de la formation Pab, le canyon qui nourrit le système turbiditique atteint une profondeur de 200m, avec une surface d'érosion qui incise les carbonates de pente de la formation Pahr (Figure 54A et B). La surface d'érosion basale est surmontée par des sédiments carbonatés de la formation Pahr remaniés, déformés et glissés le long des marges du canyon. Des calci-turbidites finement litées occupent la base du remplissage au fond du canyon, et on-lappent les marges du canyon. Elles correspondent à l'érosion et au remaniement des carbonates du Pahr lors de la phase de formation du canyon.



Le premier stade de remplissage du canyon correspond à des turbidites fines gréseuses (de type séquences de Bouma Tb-c, Figure 54E) finement litées alternant avec des marnes hémipélagites, qui occupent les deux premiers tiers du remplissage du canyon. Les hémipélagites se sont déposés pendant les phases « d'affamement » en sédiment du bassin. Au-dessus, des faciès gréseux grossiers constituant un complexe de chenaux, d'une épaisseur de 70m dans l'axe du canyon, représentent la fin du remplissage du canyon (Eschard et al., 2003, voir chapitre 4). Ce complexe de chenaux correspond au dernier des trois complexes de chenaux observés dans la formation Pab Inférieur. Ce complexe de chenaux est constitué de chenaux turbiditiques amalgamés déposés par des courants turbides de haute densité. La base du complexe est constituée de grès très grossiers à lentilles de clastes argileux, avec d'abondantes brèches d'effondrement des marges du canyon (Figure 53D). Le complexe de chenaux se biseau vers les marges du canyon (Figure 54C), avec le développement de levées externes gréseuses, de faible extension (Figure 54C).

La première étape du remplissage constituée de calci-turbidites résultant de l'effondrement des marges du canyon apparaît immédiatement après la phase d'incision. Les calciturbidites se produisent occasionnellement parallèlement à la sédimentation clastique lorsque le canyon se remplit. Le fait que les deux tiers du remplissage du canyon soit composé de sédiments à grains fins indique probablement des processus de by-pass actifs au cours de cette période, ou une déconnexion entre le système turbiditique et le système fluvial. Les turbidites à grains fins présentes dans la partie inférieure du canyon représentent certainement les queues des dépôts de courant de turbidité, remplissant et drapant passivement l'incision du canyon. Les dépôts d'hémipélagite sont caractéristiques des périodes de fermeture de l'alimentation en sédiments durant lesquelles le système a été abandonné. Finalement, le complexe de chenaux a rempli la dépression restante du canyon pendant le « backstep » général du système.

5.2 Chenaux sinueux

Les chenaux sinueux sont reconnus à la fois dans les systèmes fluviaux et dans les systèmes turbiditiques. Que ce soit dans les systèmes fluviaux ou les systèmes turbiditiques, les chenaux sinueux se forment dans des environnements de faible énergie, riches en particules fines (silts et argiles). De nombreuses études ont montré certaines caractéristiques morphologiques communes aux deux systèmes, comme le degré de sinuosité, la relation entre la sinuosité et le gradient de pente, les ratios entre la longueur d'onde des méandres, la largeur des chenaux, et le rayon de courbure des méandres, les phénomènes d'avulsion et d'érosion des chenaux ... (Flood & Darmuth, 1987 ; Pirmez & Flood, 1995 ; Kolla et al., 2007).

Cependant, de nombreuses différences sont notables dans ces deux types de systèmes chenalés. L'évolution des chenaux le long du profil de dépôt diffère d'un système à l'autre, lorsque l'on considère la largeur et la profondeur des chenaux, le mode de remplissage et l'architecture qui en résulte.

5.2.1 Morphogénèse

Si les mécanismes de formation de ces chenaux sont différents d'un système à l'autre du fait de l'implication de processus très différents, la ressemblance morphologique peut être troublante. En effet, en l'absence de contexte, sur la base de carte d'attributs sismiques, il est très difficile de connaître l'origine des chenaux, car leur morphologie ainsi que leurs éléments architecturaux sont comparables voire semblables (Figure 55).

Dans les deux cas, la sinuosité et la migration latérale des chenaux est observable, avec de nombreuses érosions et abandon des chenaux (« cut offs »), avec une même tendance générale à la migration vers l'aval de ces systèmes. Une similitude dans l'organisation des méandres est

également notable, avec le développement de point bars, caractérisés par la migration progressive par érosion de la partie externe de la boucle du chenal, et le dépôts de sédiments dans la partie interne, comme en témoignent les différentes barres d'accrétions latérales (scroll bars) visibles sur la figure 56A et B).

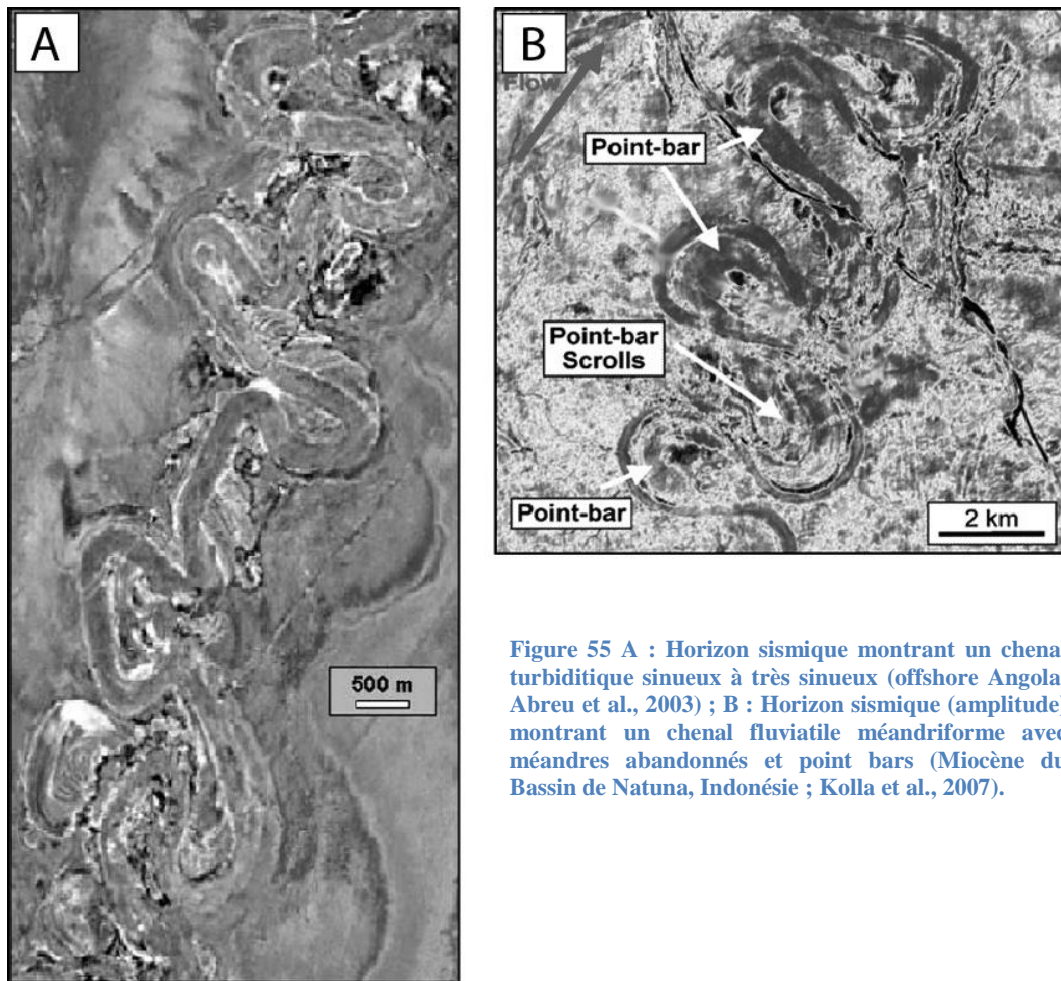


Figure 55 A : Horizon sismique montrant un chenal turbiditique sinueux à très sinueux (offshore Angola, Abreu et al., 2003) ; B : Horizon sismique (amplitude) montrant un chenal fluvial méandrique avec méandres abandonnés et point bars (Miocène du Bassin de Natuna, Indonésie ; Kolla et al., 2007).

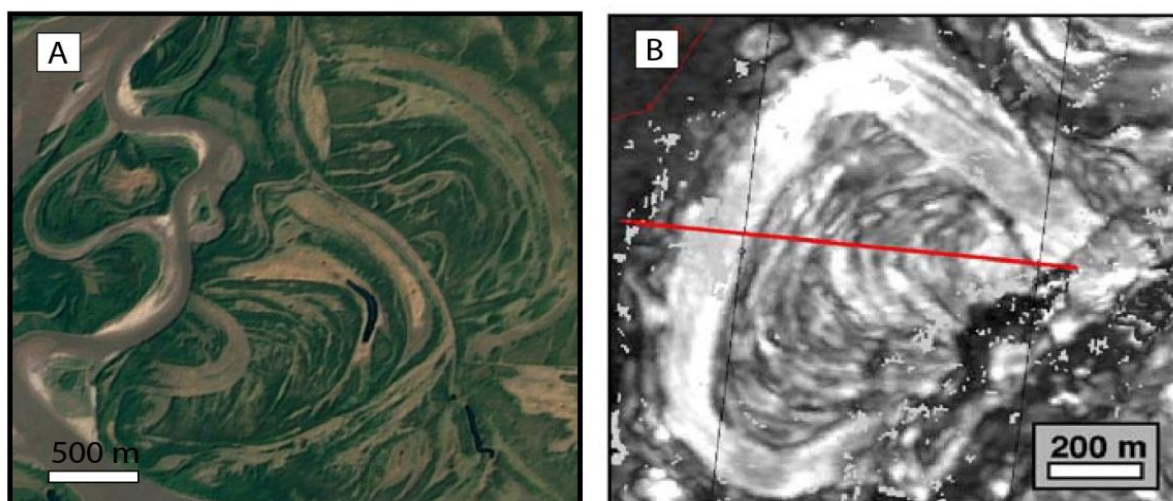


Figure 56: A : Barres de méandre (point bar) montrant les différents stades d'accrétion latérale (Photo Google Earth™ du fleuve Léna, Sibérie) ; B : Détail d'un horizon sismique montrant un point bar dans un système turbiditique sinueux offshore Angola (modifié d'après Abreu et al., 2003).

5.2.2 Architectures de remplissage des chenaux sinueux

La compréhension de l'architecture de remplissage des chenaux sinueux turbiditiques est dépendante de la qualité des données sismiques pétrolières, car il existe peu d'analogues d'affleurements connus permettant de calibrer la distribution des faciès au sein des géométries complexes que l'on peut observer sur les données sismiques de haute fréquence.

Il est toutefois possible de comparer les réponses sismiques des chenaux sinueux fluviatiles et turbiditiques grâce aux données de sismique pétrolière de haute résolution (Figure 57 A et B).

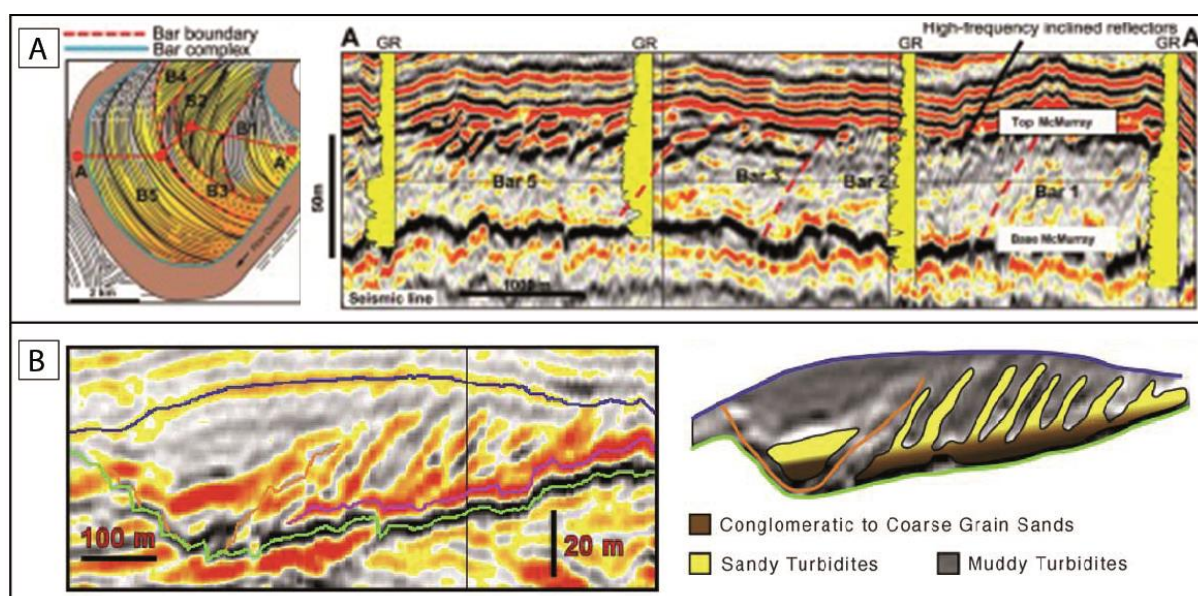


Figure 57: Architecture des chenaux sinueux à partir de données sismiques, avec A : section de haute résolution dans un point bar fluviatile montrant les stratifications inclinées (réflecteurs haute fréquence), modifié de Moreton & Carter, 2015 ; B : Section sismique haute résolution à travers un chenal turbiditique sinueux du champ de Girassol (offshore Angola), montrant les stratifications inclinées marquées par des réflecteurs inclinés de haute fréquence (modifié d'après Abreu et al., 2003).

Les portions de sections sismiques de la Figure 56 montrent une similitude dans les géométries de remplissages de chenaux sinueux, et une organisation similaire avec :

- Une surface irrégulière à la base correspondant à la surface d'érosion basale des chenaux ;
- Un remplissage dominé à la base par des faciès sismiques de forte impédance et sans structure, interprétés comme des conglomérats ou sables grossiers (d'après les logs de Gamma Ray montrés en Figure 57A, et l'interprétation en faciès présentée en Figure 57B) ;
- Un passage progressif vers le sommet à des faciès sismiques plus contrastés montrant des réflecteurs inclinés interprétés comme des barres d'accrétion latérale soulignées par des stratifications hétérolithiques inclinées (IHS), avec des faciès plus fins qu'à la base ;
- Des réflecteurs tabulaires bien marqués caractérisant la fin du remplissage des chenaux, caractérisés par des faciès très fins à argileux.

La calibration des données de subsurface par des données d'analogues d'affleurement est une étape indispensable pour pouvoir interpréter de la façon la plus précise possible la distribution des faciès, et plus particulièrement des hétérogénéités de réservoir au sein des chenaux. Certains analogues sont connus et très étudiés pour la compréhension et la modélisation de ces réservoirs complexes. Deux des affleurements de chenaux sinueux les plus étudiés sont illustrés

en Figure 58, montrant l'architecture du remplissage et la distribution des faciès dans un point bar fluvial (Figure 58A), et dans un chenal turbiditique sinueux (Figure 58B).

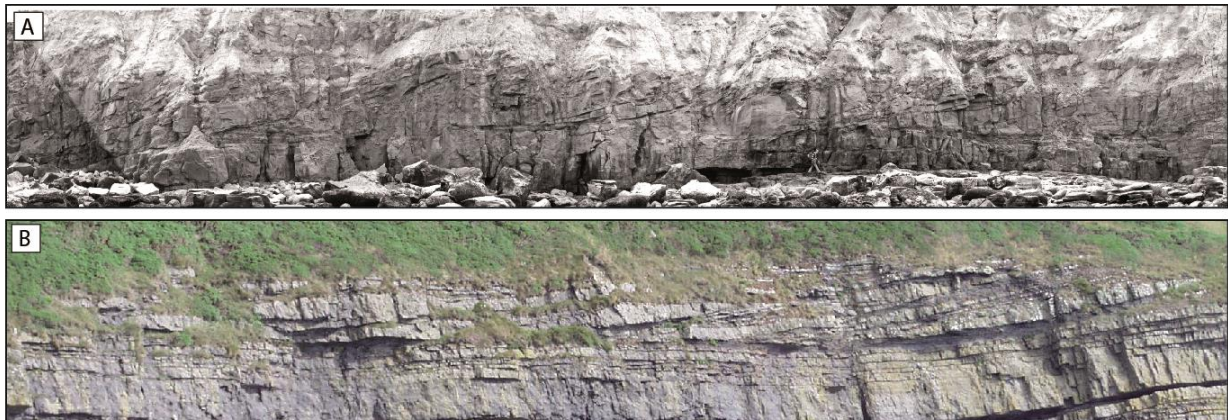


Figure 58: Comparaison entre des analogues d'affleurements A : point bar fluvial du complexe chenalisé de la Formation de Scalby, Bathonien, Yorkshire, Angleterre (Deschamps et al. 2012) ; B : Surfaces d'accrétion latérale dans un chenal turbiditique, formation de Ross, Namurien, Irlande (Wynn et al., 2007).

Point bar turbiditique

Le chenal sinueux présenté en Figure 58B montre des structures inclinées hétérolithiques, qui résultent de la migration latérale d'un chenal turbiditique présent dans la Formation de Ross (Namurien, Irlande, sur une centaine de mètres, pour une épaisseur de remplissage de 7,5m (Wynn et al., 2007). Le remplissage est assimilé à un point bar (Elliott, et al. 2000), et les faciès observés correspondent à une alternance de grès moyens à fins organisés en lentilles inclinées d'environ 1,5 m au plus épais, et de silts argileux drapant les lentilles gréseuses.

- Les lentilles gréseuses s'affinent et sont tangentes à la surface de base du chenal, présentent une base érosive, surmontée d'un niveau résiduel à clastes argileux le long de la surface, évoluant très rapidement vers des grès moyens à fins, présentant des séquences de Bouma tronquées Tab, riches en débris de végétaux supérieurs (*Lepidodendron*). Vers le sommet du chenal, les intervalles gréseux s'affinent et passent progressivement à des silts argileux.
- Les niveaux les plus fins intercalés entre les niveaux gréseux présentent des argiles silteuses avec de rares niveaux de grès fins parfois glissés.

Ce chenal, interprété comme sinueux, présente un remplissage globalement granodécroissant, marquant une décroissance des apports en particules grossières, jusqu'à l'abandon final du système avec le dépôt d'argiles en décantation. La nature hétérogène du remplissage témoigne du caractère épisodique de la migration et de la sédimentation avec une composante aggradante, avec alternance d'érosion, de by-pass et de dépôt. La présence de plantes et la cyclicité de ces alternances suggèrent une connexion avec un système fluvial, et une dynamique comparable à une dynamique de crue du système fluvial nourricier.

Point bar fluvial

L'architecture du point bar de la Formation de Scalby montré en Figure 58A a été étudiée en détail par Deschamps et al. (2012), et les résultats sont montrés dans le chapitre 3 de la partie 2 de ce manuscrit, sous la forme d'une publication « Analysis of oil recovery by thermal EOR in a meander belt : from geological to reservoir modeling ».

Le détail du remplissage du chenal est schématisé en Figure 59, et montre les différents degrés d'hétérogénéités, qui augmentent verticalement dans le remplissage du chenal, latéralement le

long du point bar, à l'échelle des barres d'accrétion, et à l'échelle du méandre (Figure 58 ; Deschamps et al., 2012 ; voir chapitre 3 de la partie 2 de ce manuscrit).

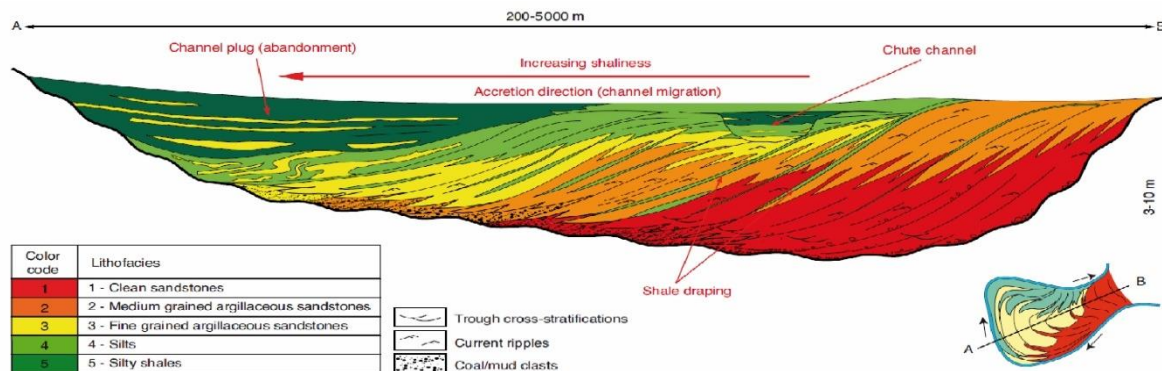


Figure 59: Section schématique le long d'un point bar fluviale (Deschamps et al., 2012).

Une organisation comparable à certains points de vue a pu être décrite par Joseph et al. (2011) dans des chenaux sinueux de la formation du Sobrarbe (Lutétien, bassin d'Ainsa, Pyrénées espagnoles). L'architecture détaillée d'une ceinture de chenaux sinueux qui se développent au pied d'un delta dominé par les processus fluviaux a été reconstruite de façon détaillée. Ce système est caractérisé par la progradation du delta à l'origine de courants hyperpycnaux relatifs aux différents épisodes de crues identifiés dans la partie continentale, qui évoluent vers l'aval du système en courants turbides, et alimentent en particules sableuses et argileuses des chenaux de pente. La reconstruction détaillée a permis de quantifier les caractéristiques géométriques de la ceinture de chenaux, et de mettre en évidence le caractère sinueux de ce système avec le développement systématique de surfaces d'accrétions latérales, avec de fortes pentes, et un degré d'hétérogénéité élevé (Figure 60).

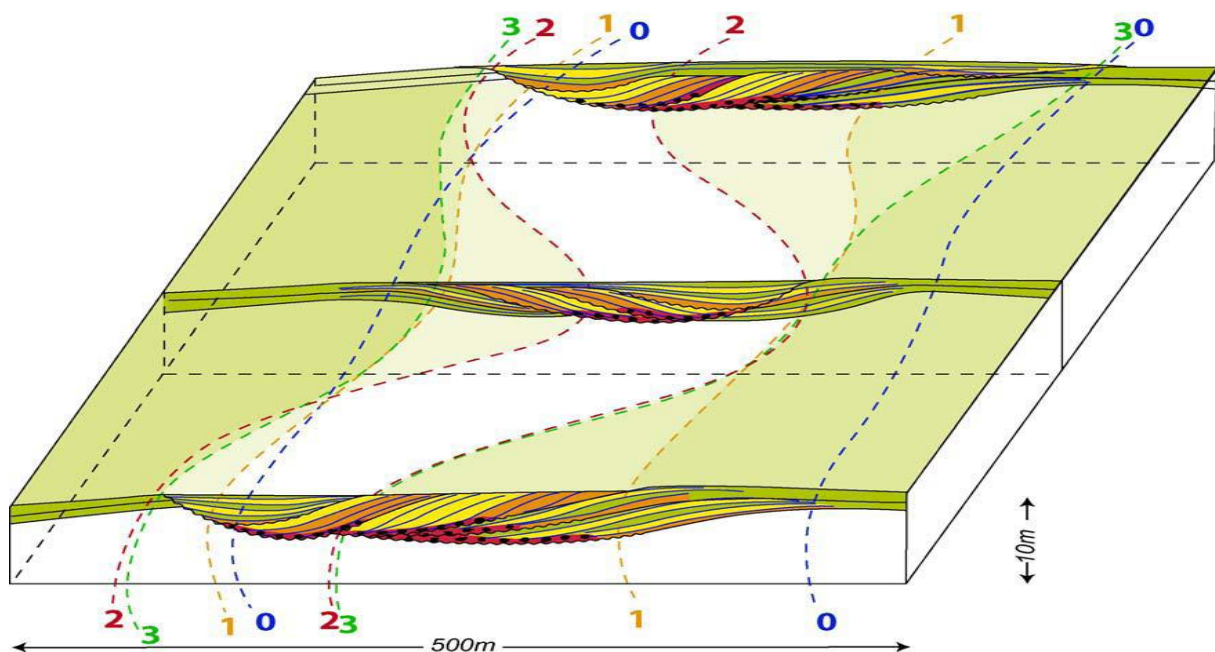


Figure 60: Phases successives de l'activité d'un chenal turbiditique sinueux et architecture 3D associée (Joseph et al., 2011 ; avec en vert : hétérolithiques, jaune : grès moyens, orange : grès grossiers ; rouge : faciès de by-pass très grossiers).

Le développement de ces chenaux turbiditiques sinueux se déroule suivant trois phases :

- Une phase d'initiation avec le développement de barres d'accrétion latérale constituées de grès moyens drapés par des niveaux argilo-silteux, avec une composante aggradante ;
- Une phase d'activité caractérisée par l'accrétion de sables moyens à grossiers homolithiques, sans composante aggradante ;
- Une phase finale de dépôts de matériel fins et argileux comblant les dépôts précédents et les dépressions laissées par le chenal (plug).

L'architecture résultante montre différents degrés d'hétérogénéités, qui augmentent vers le sommet, et dans la direction d'accrétion du système, et à l'échelle des barres d'accrétion, de la même manière que dans les systèmes fluviaux.

5.2.3 Facteurs de contrôle sur la morphogenèse et sur l'architecture

Les facteurs de contrôle qui jouent un rôle sur l'évolution des chenaux sinueux, qu'ils soient turbiditiques ou fluviaux, sont :

- Le gradient de pente (de la plaine alluviale, ou abyssale) ;
- Les types d'écoulement impliqués (courants focalisés ou mon, densité des courants...) ;
- Courants permanents vs. Courants catastrophiques (crues) ;
- Concentration en particules et vitesse d'écoulement ;
- Taille des particules ;
- Effet de la courbure du chenal sur les forces centrifuges
- Effet de la force de Coriolis sur les écoulements sous-marins ;
- Rapport largeur/profondeur des chenaux
- Pente des marges des chenaux ;
- Variations du niveau de base et du niveau marin.

L'ensemble de ces éléments listés ont une grande influence sur l'évolution des systèmes sinueux (Schumm, 1977 ; Schumm, 1981 ; Miall, 1996 ; Shanmugam, 2000 ; Kolla et al., 2001 ; Kolla, 2007). Les similitudes observées dans les morphologies, et les architectures internes de remplissage des chenaux sinueux, qu'il s'agisse de chenaux fluviaux ou des chenaux turbiditiques, implique que, dans les deux cas, la sinuosité résulte de l'interaction de processus impliquant les écoulements, la charge sédimentaire, la nature du substrat (plaine d'inondation ou fond marin) sur des périodes de temps permettant l'ajustement des profils d'équilibre. De faibles gradients de pente, un rapport largeur/profondeur élevé des chenaux ou ceintures de chenaux, des sédiments fins (avec une fraction argilo-silteuse importante) sont des points communs aux deux systèmes. Les différences notables en terme de processus entre ces deux systèmes concernent principalement le contraste entre les densités des écoulements et des fluides environnants (eau et air pour les cours d'eau, courants de densité et eau de mer pour les chenaux sous-marins), les effets des forces centrifuges et de Coriolis sur les écoulements, la fréquence, le volume et la durée des écoulements permanents par rapport aux écoulements catastrophiques, les différents modes de transport des sédiments et les variations du niveau marin. Ces différents paramètres sont la cause des différences observables dans l'évolution des chenaux sinueux fluviaux et turbiditiques, et des différences dans leurs architectures.

5.2.3.1 Systèmes fluviaux

La sinuosité et l'architecture de remplissage dans les systèmes fluviaux méandriformes résulte de l'interaction entre l'écoulement, la nature des sédiments de la plaine alluviale, du gradient de pente de la plaine alluviale, et de la charge sédimentaire dans le cours d'eau. La variation de ces paramètres entraîne une modification et un ajustement du profil d'équilibre, qui peut favoriser la sinuosité du système.

La migration des chenaux est directement liée à l'érosion de leurs marges externes, lorsque les écoulements sont très énergétiques (pendant les crues), et la charge sédimentaire accrue (toute taille de particule confondue). L'érosion de la partie externe des chenaux lors des crues est accompagnée et suivie par le dépôt des particules les plus grossières dans la partie interne des chenaux sinueux, jusqu'au retour du régime stationnaire (à l'équilibre) qui ne permet ni érosion, ni dépôt. Le développement de la barre de méandre témoignant de la migration du chenal, se fait par épisodes successifs de montée en puissance de l'écoulement, de la charge sédimentaire et de la hauteur de l'écoulement, puis de retour à l'état stationnaire.

L'érosion et le dépôt se font pendant les périodes de haute énergie de l'écoulement, avec une migration latérale sans composante aggradante, le niveau de base étant limité au niveau du cours d'eau, quel que soit le régime du système, limitant fortement la possibilité au chenal de se remplir en aggradant.

Le caractère hélicoïdal du courant et l'asymétrie de l'écoulement sont deux facteurs essentiels responsables de la migration et du remplissage des chenaux fluviaux méandriformes, permettant l'érosion de la partie externe et le dépôt dans la partie interne des boucles de méandre. La méandrisation a tout d'abord été attribuée aux forces de Coriolis par Einstein (1926), provoquant des courants hélicoïdaux initiés par ces forces, ainsi que par des irrégularités du lit des rivières, et des turbulences dans l'écoulement engendrées par ces irrégularités. Ces courants hélicoïdaux ont pour conséquences de transporter les particules vers la partie interne des méandres, avec une ségrégation des particules. Les particules les plus grossières se déposent dans le fond du lit de la rivière, et les particules les plus fines se déposent progressivement vers le haut de la marge interne du méandre, engendrant une granodécroissance globale des dépôts du bas vers le haut de la marge interne du chenal (Dey, 2014). L'architecture du remplissage est d'abord contrôlée par les paramètres de l'écoulement dans le chenal, mais l'épaisseur du remplissage et le rapport largeur/profondeur des chenaux est contrôlé par le niveau de base, influencé par les variations du niveau marin, et par la subsidence (Posamentier & Vail, 1988).

5.2.3.2 *Systèmes profonds*

Dans les systèmes profonds, des variations dans les paramètres d'écoulement (densité, durée, taille des particules) peut influencer son pouvoir érosif, de by-pass, ou de dépôt, en fonction des conditions d'équilibre du système, et ainsi entraîner un accroissement de la sinuosité à travers différentes phases de migrations latérales et d'aggradation des chenaux.

Les courants hélicoïdaux présents dans les systèmes sinueux turbiditiques, lorsqu'ils existent, ne présentant pas nécessairement les mêmes caractéristiques que dans les chenaux fluviaux. Ils peuvent dans certains cas présenter un mode de circulation inverse, comme le supposent les travaux de Jonocko et al. (2011, 2012), basés sur l'étude du remplissage de chenaux turbiditiques sinueux à partir de données sismiques, puis modélisés à partir de d'expériences analogiques. Si ces résultats n'ont pas permis de mettre en évidence le caractère inverse du mode de circulation inverse des courants hélicoïdaux dans les chenaux sinueux turbiditiques, des modélisations numériques ont pu mettre en évidence la possibilité de double orientation des courants hélicoïdaux dans les chenaux sous-marins (Corney et al., 2006).

L'orientation inverse de ces courants peut être due au profil de concentration de l'écoulement, à la répartition verticale de la vitesse de l'écoulement, et à la hauteur de l'écoulement. Ces résultats ont pu être confirmés grâce à des mesures de courants effectuées dans le canyon du Congo (Azpiroz et al., 2017), montrant la présence de courants secondaires à circulations inverses qui se mettent en place lorsqu'il y a une stratification de l'écoulement au sein du chenal.

Les différents paramètres qui contrôlent le mode d'écoulement des courants hélicoïdaux, que ce soit dans un chenal fluvial ou un chenal turbiditique, sont schématiquement résumés en figure 69 (Azpiroz et al., 2017).

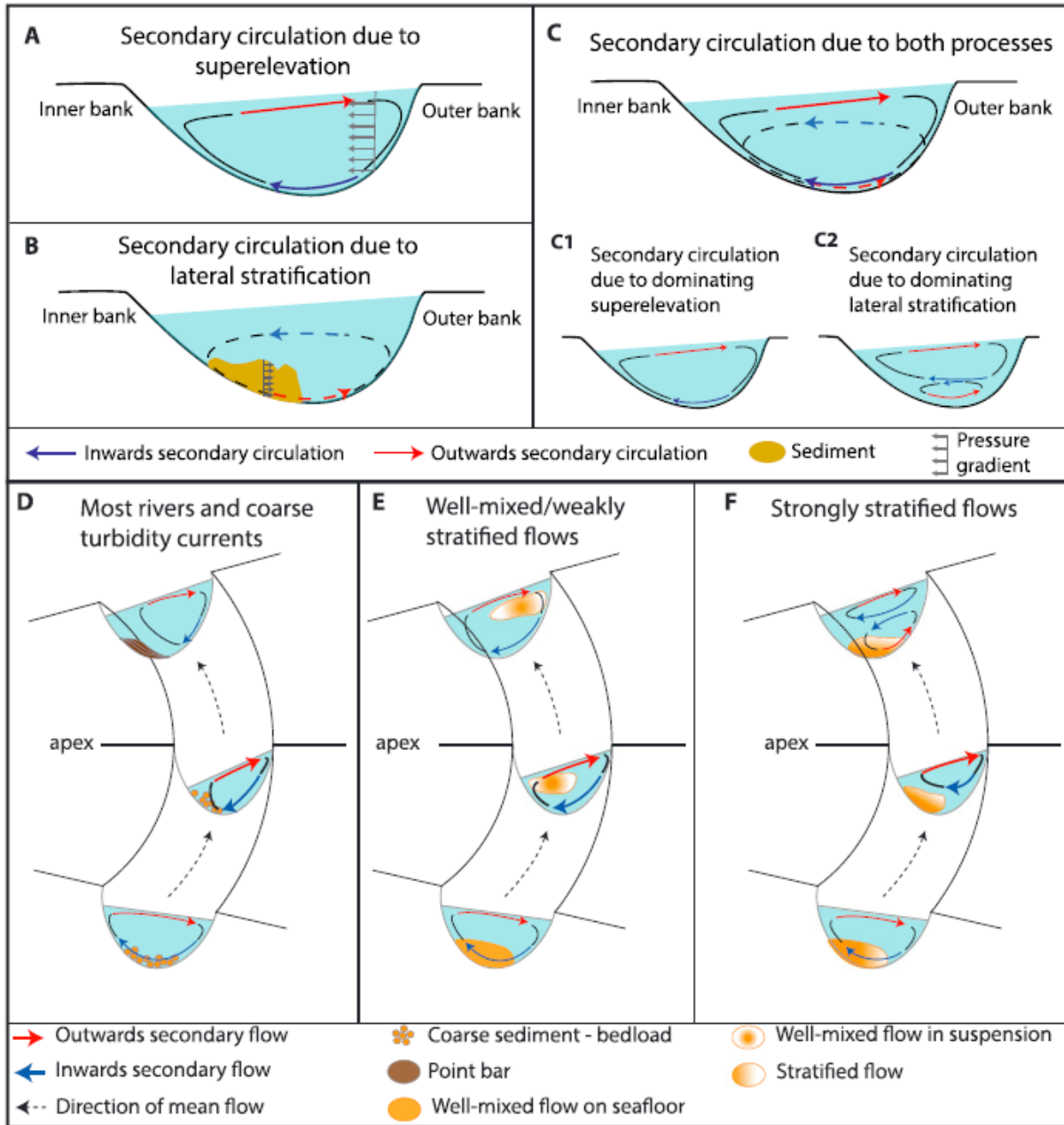


Figure 61: Schémas de circulation secondaires le long d'un méandre. Les schémas de circulation secondaires résultent de la concurrence entre deux principaux gradients de pression présents dans les écoulements dans une boucle. A : Gradient de pression dû au dévers de la surface de l'eau par rapport à la courbure externe établie par centrifugation ; B : gradient de pression dû aux gradients de stratification dans un écoulement stratifié en densité ; C : Combinaison de cellules de circulation secondaires due à la surélévation et à la stratification des gradients de pression ; D : Modèle d'écoulement pour la plupart des rivières et courants de turbidité grossiers ; E : modèle pour les écoulements bien mélangés ; F : modèle pour flux stratifiés.

Il est également observé dans des exemples actuels de chenaux sinueux en domaine marin profond, que les écoulements responsables de la sinuosité des chenaux sont « sous-ajustés » au regard des écoulements responsables de la formation des vallées dans lesquelles migrent les chenaux, ou les canyons dans les parties les plus proximales. Ce sous-ajustement est lié très probablement à une baisse du niveau d'énergie dépendant de la concentration en sédiments en

suspension, de la hauteur de l'écoulement, et du gradient de pente du système (Kneller, 2003). Une réduction globale de l'énergie d'écoulement, de la taille moyenne des particules et de la concentration en particules décroît le pouvoir érosif de l'écoulement, et accroît la possibilité de migration latérale des chenaux.

- Pour une taille de particule donnée, la décroissance de l'énergie de l'écoulement turbiditique favorise le dépôt continu des particules sédimentaires dans les chenaux, et le système aggrade. Le rôle des écoulements catastrophiques de haute énergie (principalement liés aux crues) sur des périodes de temps très courtes (quelques jours à quelques semaines) se traduit par l'érosion de la partie externe des chenaux sinueux, suivi du dépôt de particules lorsque l'énergie de l'écoulement décroît (Plink-Björklund & Steel, 2004).
- Pour un niveau d'énergie donné, les écoulements avec des particules grossières ont un pouvoir érosif moindre qu'un écoulement avec des particules plus fines (Kneller, 2003), en gardant toutefois une composante aggradante importante quel que soit la taille des particules.
- Le niveau de base dans les systèmes profonds est contrôlé par les paramètres de l'écoulement, la taille des particules, et les variations du gradient de pente dans les chenaux. Le niveau de base est une variable dynamique, et qui ne peut avoir une influence sur le degré d'aggradation du système, comme c'est le cas dans les systèmes fluviaux, où le niveau de base limite l'aggradation du système.

5.2.4 Comparaison - caractéristiques et processus

Les caractéristiques des chenaux sinueux turbiditiques et fluviaux et les processus associés à chacun de ces systèmes sont listés dans le tableau suivant. L'objectif est ici de comparer directement les similitudes et la particularité de chaque système, en se focalisant sur les aspects morphologiques, et sur les processus responsables de la mise en place et de l'évolution des systèmes chenalés sinueux, en domaine fluvial et en domaine marin profond.

	Chenaux sinueux fluviaux	Chenaux sinueux turbiditiques
Caractéristiques et processus	- Présence de point bars et de barres d'accrétion latérales (scroll bars)	- Présence ou non de point bars et de barres d'accrétion latérales (scroll bars)
	- Présences de chenaux de chutes (cut offs)	- Présences de chenaux de chutes (cut offs)
	- Chenaux méandriformes peu confinés migrant sur la plaine alluviale	- Chenaux sinueux le plus souvent confinés dans des vallées
	- Migration latérale avec une composante de migration vers l'aval du système	- Migration latérale avec composante aggradante, pas nécessairement de composante de migration vers l'aval
	- Migration comme conséquence de l'érosion de la partie concave des boucles de méandre	- Migration comme conséquence de l'érosion de la partie concave des boucles de méandre
	- Erosion et migration accrue pendant les crues	- Erosion continue avec dépôts plus ou moins continus dans la partie interne des boucles ; migration latérale par épisodes successifs de "cut and fill" (Kolla et al., 2017)
	- Processus de transport mixte avec une charge de fond et une charge en suspension	- Processus de transport mixte avec une charge en suspension beaucoup plus importante que la charge de fond, et une charge de fond inférieure à la charge de fond observée dans les rivières

- Taille des particules sédimentaires n'excède pas les grès moyens (mélange d'argiles, de silts et de particules inférieures à 1 mm)	- Taille des particules très variable (d'argiles à sables grossiers)
- Pente fluviale faible et degré d'incision faible (avulsion et migration des chenaux aisée)	- Pente faible et degré d'incision important (confinement dans un chenal)
- Courant hélicoïdal favorisant l'érosion de la marge externe du chenal, et le dépôt sur la marge interne	- Courant hélicoïdal possible dans deux sens opposés, fonction de la hauteur, de la concentration et de la turbulence de l'écoulement
- Courants "catastrophiques" pendant les crues responsables du modelé du système	- Courants catastrophiques influençant le modelé et l'évolution des chenaux, mais les courants permanents (ou stationnaires) jouent aussi un rôle important dans l'évolution du système
- Différence de densité entre l'air et l'eau des cours d'eau négligeable	- Différence de densité entre le courant turbiditique et le milieu aquatique ambiant faible, mais incorporation d'eau importante qui entretient le courant de turbidité
- Effet très important des forces centrifuges dans les courbes des rivières sinueuses	- Effet très important des forces centrifuges dans les courbes des chenaux sinueux
- Effet de la force de Coriolis négligeable	- Effet très important des forces de Coriolis sur l'écoulement

Tableau 1: Comparaison des caractéristiques et des processus des chenaux sinueux fluviaux et turbiditiques

Chapitre 6: Facteurs de contrôle sur les architectures stratigraphiques le long d'un profil de dépôt. Que préserve-t-on, quand, et où ?

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser les relations entre les processus, les éléments architecturaux des dépôts le long d'un profil de dépôts amont (Système continental) – aval (Système marin profond), et les différents facteurs de contrôle sur la nature et l'évolution des dépôts dans le temps (notion de système « source to sink »).

La notion de système « source to sink » est liée à l'ensemble des environnements continentaux et marins impliqués dans la production, le transport et le dépôt des sédiments. Cela correspond au chemin suivi par les particules sédimentaires depuis les processus d'érosion dont elles sont issues, jusqu'au domaine marin profond où elles se déposent (Allen, 1997). Pendant leur parcours, ces particules sont soumises à de nombreux processus de transport, de dépôt temporaire, de remaniement, avant de pouvoir se déposer dans le domaine marin profond (Somme et al., 2009). Les systèmes « source to sink » comportent différents segments génétiquement liés (bassins versants, fleuves, les deltas, plateaux continentaux, canyons sous-marins, systèmes chenaux-levées et lobes, Somme et al., 2009), où différents processus interagissent. Chacun de ces segments est soumis à un certain nombre de forçages ayant un impact important sur les morphologies et sur la sédimentation des différents systèmes impliqués.

- L'évolution des bassins versants et les flux sédimentaires sont influencés par les forçages climatiques (régime de précipitations) et tectoniques (nature des reliefs) ;
- Le plateau continental joue le rôle de zone tampon entre les décharges sédimentaires venant des fleuves et le transit des sédiments vers les systèmes turbiditiques. La taille du plateau continental est déterminante sur l'efficacité du système à exporter le matériel sédimentaire de l'embouchure des fleuves au système turbiditique. Lorsque les embouchures des fleuves sont déconnectées des canyons, la majeure partie des particules sédimentaires est stockée sur le plateau continental sous forme de deltas. La largeur du plateau continental est contrôlée par l'eustatisme, par la subsidence et par les apports sédimentaires.
- Les canyons sous-marins vont être influencés par des forçages climatiques et tectoniques. Les apports sédimentaires, avec un fort taux de sédimentation, vont favoriser les déstabilisations gravitaires, et les courants hyperpycniaux vont favoriser l'érosion du canyon, et le transit des sédiments ; l'activité sismique peut également provoquer des déstabilisations et créer des failles qui peuvent jouer de façon épisodique.
- L'enregistrement sédimentaire dans le système turbiditique profond est le témoin des différents forçages qui affectent l'ensemble du système sédimentaire. Certains auteurs considèrent que la sédimentation en domaine marin profond n'est pas directement affectée par certains forçages, mais résultent des forçages qui agissent dans les différents segments en amont, qui jouent un rôle prépondérant dans le transfert des sédiments vers le domaine profond.

La reconstruction de l'histoire sédimentaire d'un bassin dépend toutefois de son enregistrement sédimentaire, qui n'est pas équivoque partout, tant les facteurs de contrôle sur la sédimentation sont différents le long d'un profil de dépôt, et varient dans le temps au sein d'une même séquence de dépôt. L'enregistrement sédimentaire est discontinu sur le continent, en fonction des différents processus autocycliques (érosions des bassins versants, avulsion des cours d'eau...) et des facteurs allocycliques (climat et tectonique). Les plateaux continentaux sont soumis à des processus hydrodynamiques intenses (tempêtes) et continus (action de la houle,

des marées) favorisant le remaniement des sédiments et ne permettant pas l'archivage continu de l'histoire sédimentaire. La pente continentale est un lieu de transit où peu de sédiments sont stockés de façon pérenne avant d'être réacheminés vers le domaine profond. Le bassin profond correspond à la partie terminale du système, où l'enregistrement sédimentaire est le plus continu à une échelle de temps importante (à l'échelle des séquences de dépôts, dépôt *sensu* Mitchum et al., 1977).

Une synthèse des processus dominants et des architectures de dépôts résultantes est proposée le long d'un profil de dépôt complet « source to sink » dans les sections suivantes. Cette synthèse est établie sur l'exemple d'une séquence de pour une marge passive, composée de différents cortèges sédimentaires qui sont définis en fonction de la vitesse des apports sédimentaires et des variations du niveau de base, qui peut aussi se traduire par le rapport entre la vitesse d'accommodation (création ou destruction d'espace) et la vitesse des apports sédimentaires. Dans une séquence de dépôt, trois cortèges sédimentaires sont définis : le cortège de bas niveau (LST), le cortège transgressif (TST) et le cortège de haut niveau (HST), (Figure 62).

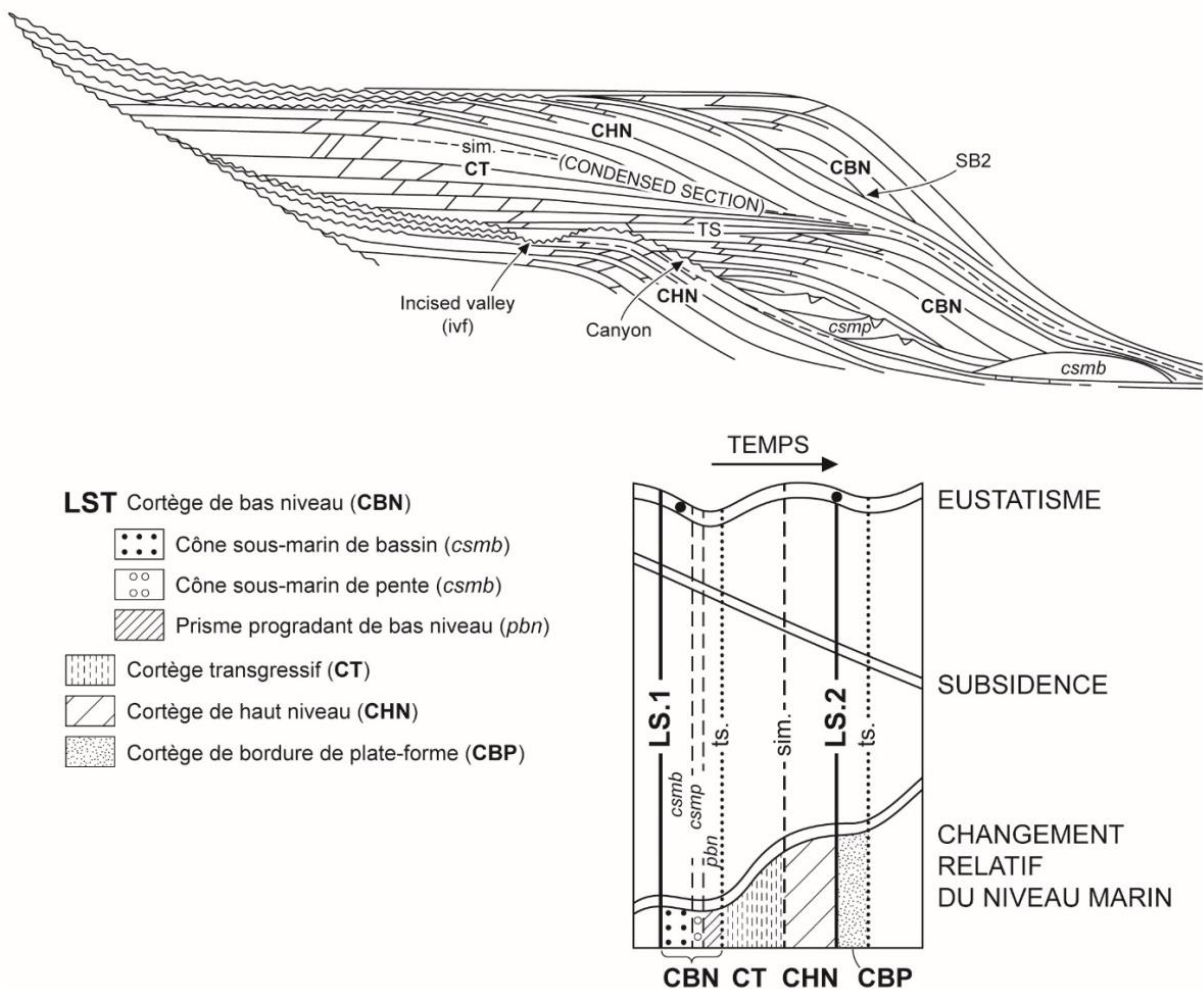


Figure 62: Modèle de séquences de Vail (1987), d'après Merzeraud, 2009.

6.1 En cortège de bas niveau

D'après le modèle de Vail (1987), le cortège de bas niveau débute au-dessus de la limite de séquence de base (SB) et se développe jusqu'à la surface de transgression (TS). Le LST est régressif (migration de tout le système sédimentaire vers le bassin), et est constitué à la base d'un prisme progradant qui se développe sur le bord de la plateforme, et de dépôts turbiditiques (cône sous-marin de bassin pour « Basin floor fan » puis cône sous-marin de pente pour « slope fan »). Le cortège de bas niveau est caractérisé par une chute du niveau de base, qui se traduit par la destruction d'accommodation sur le plateau continental (domaine continental émergé et domaine marin néritique), induisant une première phase d'érosion (SB de base) et de by-pass des sédiments à travers le système, qui sont déposés dans le domaine abyssal, avec le développement d'un appareil turbiditique important (Figure 63).

Le cortège de bas niveau correspond à une phase où la superficie des surfaces émergées (et donc érodables) est la plus importante, avec une érosion intense des bassins versants qui fournit un stock important de particules grossières au système sédimentaire. Les sédiments les plus grossiers sont piégés en amont dans les cônes alluviaux qui se développent à la sortie des reliefs les plus importants, et le reste des particules transite par les réseaux fluviaux sur une plaine alluviale de pente forte, vers l'aval. L'érosion et la création de vallées incisées, lorsqu'elle a lieu (voir section 1.5.2 du chapitre 1 de ce manuscrit), permet de canaliser les flux d'eau et de sédiments à travers la plaine alluviale. Du fait des fortes pentes fluviales, et de la disponibilité d'un stock important de particules sédimentaires, le processus qui domine dans les cours d'eau et le transport par charge de fond dans systèmes fluviaux en tresses.

Une des particularités du cortège de bas niveau est la connexion potentielle entre le système fluvial et le système turbiditique, avec un plateau continental très étroit. Le canyon, dans le prolongement du système fluvial, sert de conduit pour les sédiments qui transitent vers le bassin, par le biais de courants permanents et/ou épisodiques (liés aux crues), de haute densité, alimentant un cône sous-marin de bassin très sableux.

L'étude des affleurements de la formation Pab a permis de décrire de façon détaillée l'architecture du cône sous-marin profond (Eschard et al., 2003, chapitre 2 de ce manuscrit). Le cône sous-marin de bassin est composé de complexes de chenaux amalgamés, très érosifs dans la partie amont du cône (« inner fan ») montrant de nombreuses évidences de « by-pass » des sédiments (présence de niveaux à clastes argileux en fond de chenal par exemple), avec des levées sableuses qui se développent proportionnellement au déconfinement vers l'aval du système de complexes de chenaux (« mid-fan »). La préservation des chenaux est plus importante dans la partie médiane du cône, marquée par l'avulsion fréquente des chenaux, et le dépôt et la préservation de lobes terminaux coiffant les complexes de chenaux, marquant l'aggradation du système. La partie distale du cône (« outer fan ») est caractérisée par le dépôt de lobes terminaux sableux et d'extension importante (plusieurs dizaines de kilomètres dans le cas de la formation Pab ; Eschard et al., 2003).

Le cône sous-marin de bassin profond est organisé en « backstep » avec une rétrogradation globale des ensembles de complexes de chenaux, jusqu'à l'abandon complet du système par arrêt des apports sédimentaires dans le bassin, marqué par un intervalle riche en argiles et hémipélagites, et par le début l'ennoiement du système continental.

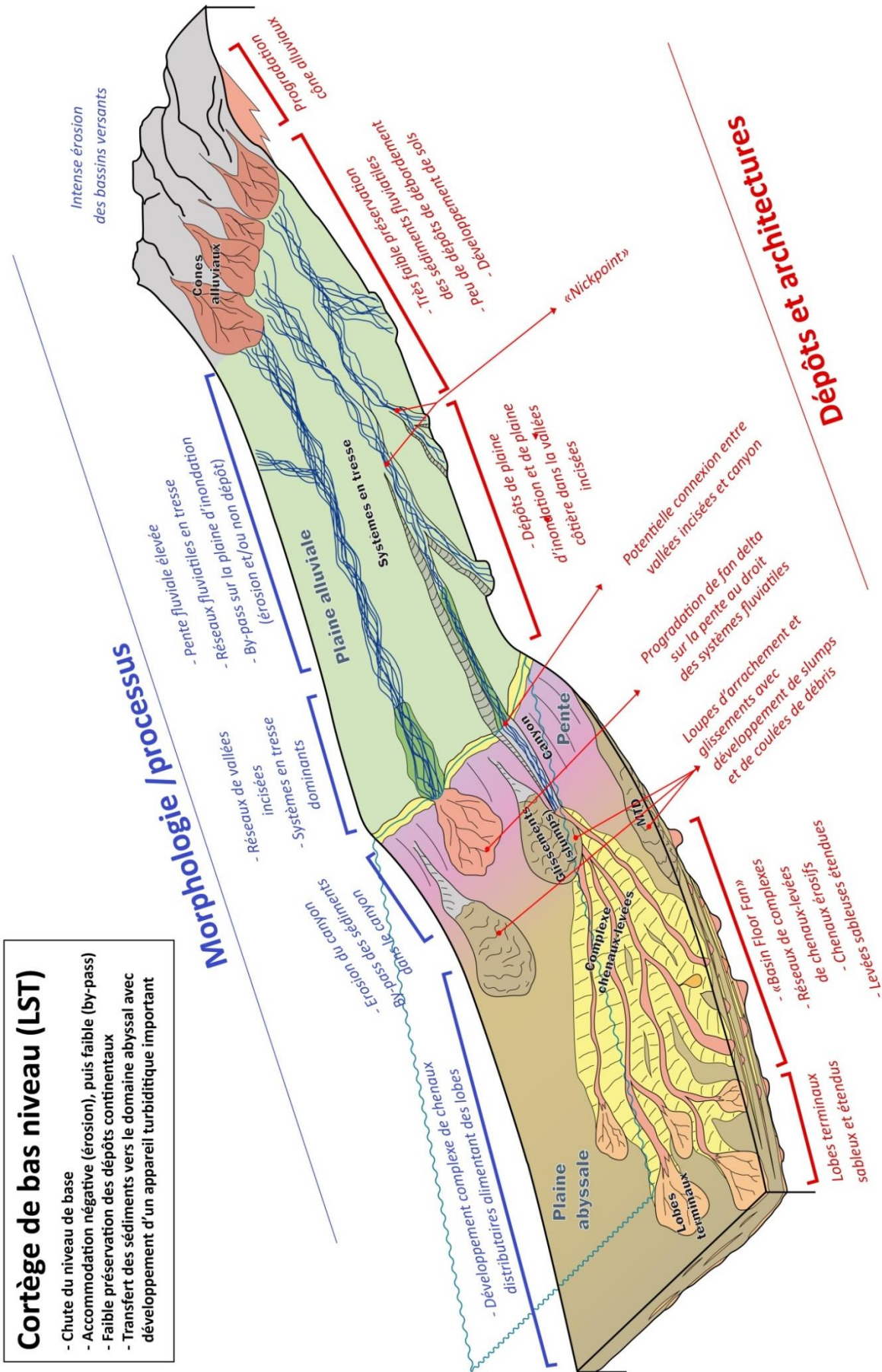


Figure 63: Profil de dépôt théorique d'un cortège de bas niveau montrant les différentes morphologies, processus de dépôts dominants, et architectures résultants, du bassin versant aux dépôts marins profonds.

6.2 En cortège transgressif

Le cortège transgressif (TST) commence au-dessus de la surface de transgression (TS), se termine à la surface d'inondation maximale (MFS), et se traduit par une avancée de la ligne de rivage sur le continent, formant un biseau rétrogradant. Le cortège transgressif est caractérisé par une remontée du niveau de base qui se traduit par la création d'accommodation sur le plateau continental, et la préservation des sédiments dans le domaine continental. La superficie des terres émergées est réduite, et par conséquent, l'érosion des bassins versants est moindre, induisant une diminution globale des apports sédimentaires.

Le TST est aussi caractérisé par une pente moyenne faible, favorisant la mise en place de réseaux fluviaux de plus faible énergie, dominés par des chenaux sinueux à méandriques qui alimentent une plaine côtière étendue dominée par des systèmes estuariens et des lagons. L'essentiel de la sédimentation correspond à des dépôts de sédiments fins riches en argiles, et potentiellement riches en matière organique terrestre (dépôt de charbons abondants dans la plaine côtière). La transition entre le système continental et le système turbiditique est moins directe que pendant le LST, le plateau continental étant, en raison de la remontée du niveau marin, plus étendu, déconnectant de fait l'embouchure des fleuves et les canyons turbiditiques.

Le système turbiditique associé au TST correspond généralement à un système très argileux déposé sur le cône sous-marin de bassin, et qui est rétrogradant. Dans le cas de la formation Pab, le TST est marqué par le développement d'un cône de pente (slope fan), organisé en « backstep » (rétrogradation du système turbiditique sur la pente). On peut supposer que le cône de pente est alimenté par des courants de type hyperpycnaux épisodiques (formés pendant les crues majeures) responsables du dépôt de complexes de chenaux-levées isolés au sein de sédiments pélagiques à hémipélagiques, constituant l'essentiel de la sédimentation en domaine profond.

Si l'on considère le cas de la formation Pab, les chenaux-levées sont composés de grès moyens à fins, présentant une base légèrement érosive, d'une épaisseur variante entre 2m et 10m, et d'une extension n'excédant pas 200m (Eschard et al., 2004). Ces chenaux sont sinueux, et leur sommet est souvent recouvert par des grès fins organisés en lobes formant un relief positif, correspondant à la phase terminale du remplissage des chenaux. Latéralement aux chenaux, des grès fins finement lités à rides de courant (turbidites de Bouma de type Tbc) alternants avec des argiles silteuses s'étendent sur une centaine de mètres de part et d'autre des chenaux. Ces chenaux alimentent des lobes terminaux de faible extension, constitués de turbidites fines de basse densité (Tcd), intensément bioturbées.

Les dépôts de bassin sont fréquemment recoupés par des coulées de débris composé de clastes de sédiments provenant du plateau continental ou du haut de pente riches en fossiles benthiques. Ces fréquentes coulées de débris sont généralement provoquées par la déstabilisation des sédiments accumulés rapidement en haut de la pente, et par surpression due à la charge sédimentaire, à la présence de failles de croissance, à une activité sismique, ou à la présence d'hydrates de gaz selon les contextes. Cet intervalle dominé par des dépôts de sédiments fins marque une réduction drastique des apports sédimentaires, et l'abandon du cône sous-marin de bassin. Les sédiments s'accumulent principalement sur le domaine continental, avec l'aggradation de la plaine d'inondation et de la plaine côtière. Les dépôts associés au cortège transgressif sont essentiellement fins, traduisant, en contexte de marge passive comme l'illustre la Figure 64, des systèmes sédimentaires de faible énergie.

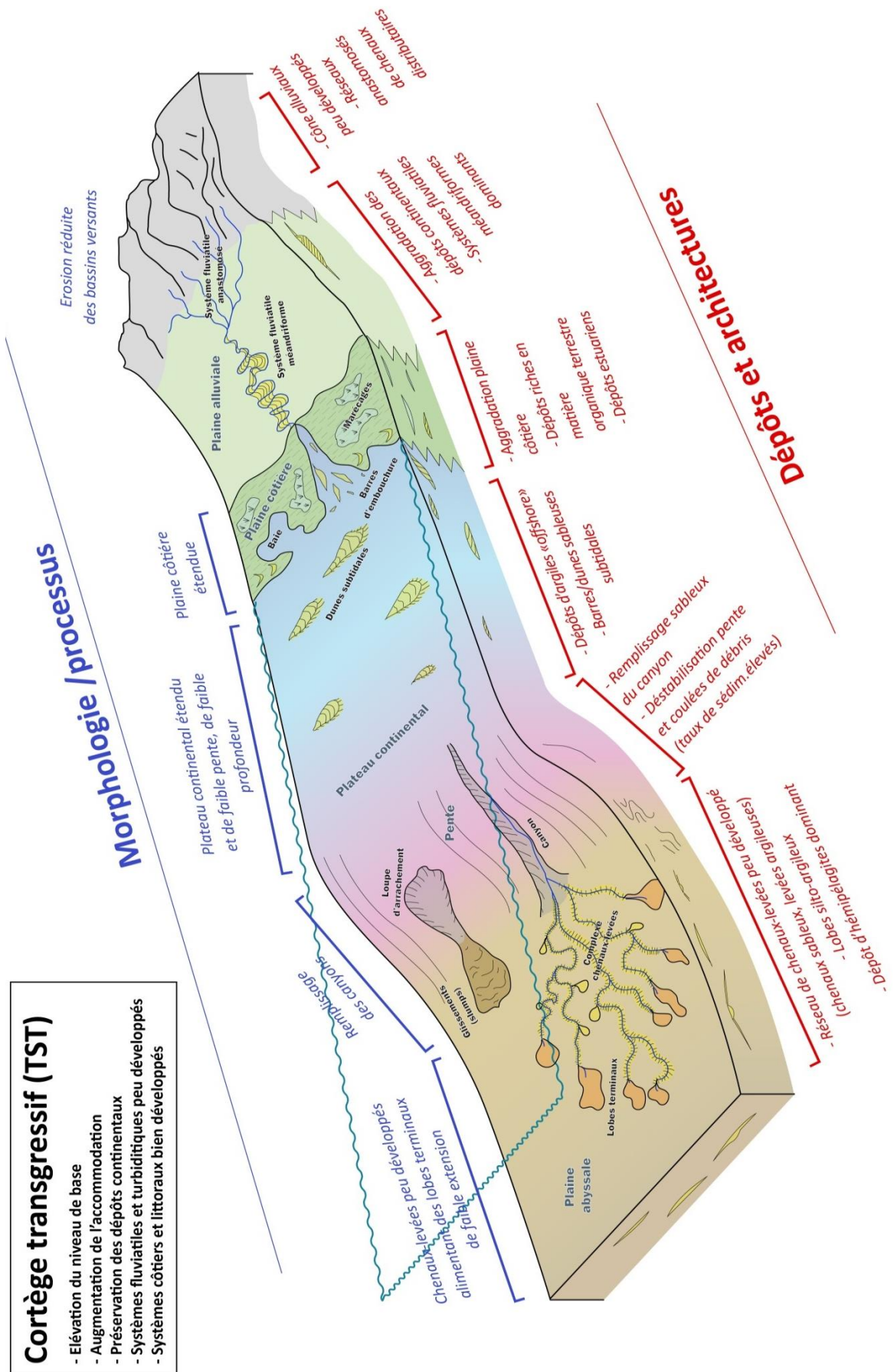


Figure 64: Profil de dépôt théorique d'un cortège transgressif montrant les différentes morphologies, processus de dépôts dominants, et architectures résultants, du bassin versant aux dépôts marins profonds.

6.3 En cortège de haut niveau

Le cortège de haut niveau (HST) est compris entre la surface d'inondation maximale (MFS) et la limite de séquence basale du cycle suivant. Le HST correspond à une période d'aggradation et de progradation de la plateforme, se traduisant par une stabilité de la ligne de rivage, qui migre progressivement vers le bassin. Le HST correspond à une période de montée très lente puis à une stagnation globale du niveau de base, avec des apports sédimentaires suffisamment importants pour combler l'espace disponible, ce qui se traduit par la progradation du système sédimentaire (Figure 65).

Dans la partie la plus proximale du profil de dépôt, le HST est caractérisé par la réactivation des systèmes fluviaux avec la mise en place de systèmes en tresses qui évoluent vers l'aval en systèmes sinueux à méandriiformes sur une plaine alluviale de faible pente. Les cours d'eau ne sont plus, ou très rarement canalisés par l'héritage des vallées incisées mises en place pendant le LST, et remplies pendant le TST. L'espace d'accommodation créé par montée du niveau de base est comblé par les apports sédimentaires, et la préservation des systèmes continentaux (systèmes fluviaux et plaine d'inondation) sont préservés, avec une amalgamation des chenaux de plus en plus importante vers le sommet de la séquence, due à une réduction globale de l'espace disponible, et des processus de by-pass de plus en plus importants. La plaine côtière est très développée, avec des systèmes deltaïques très étendus composés de chenaux distributaires (méandriiformes, et surtout anastomosés sur la plaine deltaïque), latéralement auxquels se développent des zones d'accumulation de matière organique terrestre (lagunes et marécages), et des domaines marins restreints (baies et lagons) protégés du domaine marin ouvert par des cordons littoraux sableux. Une grande partie du matériel sédimentaire qui transite par le réseau fluvial est piégé dans le domaine littoral par les systèmes deltaïques qui progradent sur le plateau continental.

Une partie non négligeable du matériel est cependant transférée dans le domaine abyssal et piégée dans le système turbiditique. Il a longtemps été considéré que les systèmes turbiditiques sableux se formaient pendant les périodes de LST, cependant, certains travaux ont mis en évidence que les systèmes qui se mettent en place pendant les HST pouvaient aussi être très riches en sables, et très développés (Weber et al., 1997 ; Piper & Normark, 2001 ; Carvajal & Steel, 2006). Ces systèmes turbiditiques de HST sont potentiellement connectés aux systèmes deltaïques qui progradent et « traversent » le plateau continental, réduisant la largeur de celui-ci, et permettant au matériel de passer du front de delta directement au canyon, ou aux chenaux nourriciers du système turbiditique qui se développe dans la plaine abyssale. Le transfert s'opère principalement pendant les crues, ou les courants hyperpycnaux générés au débouché du fleuve sont transférés dans la plaine abyssale.

Dans le cas de la formation Pab, le système qui se met en place pendant le HST est un « slope fan » sableux, où chenaux et lobes sont associés dans l'espace. La partie proximale du système est formée de chenaux conglomératiques très incisés qui évoluent progressivement vers des chenaux aggradants plus étroits avec des dépôts de débordements plus développés, puis vers des lobes distaux interdigités avec les argiles et hémipélagites distales. Le cône de pente déposé s'enrichit en éléments grossiers vers le sommet, en lien avec la progradation du delta du Pab. Le delta a probablement progradé jusqu'à la rupture de pente, permettant le transfert des sédiments grossiers directement du fleuve au bassin profond, avec le développement d'un système turbiditique riche en sable.

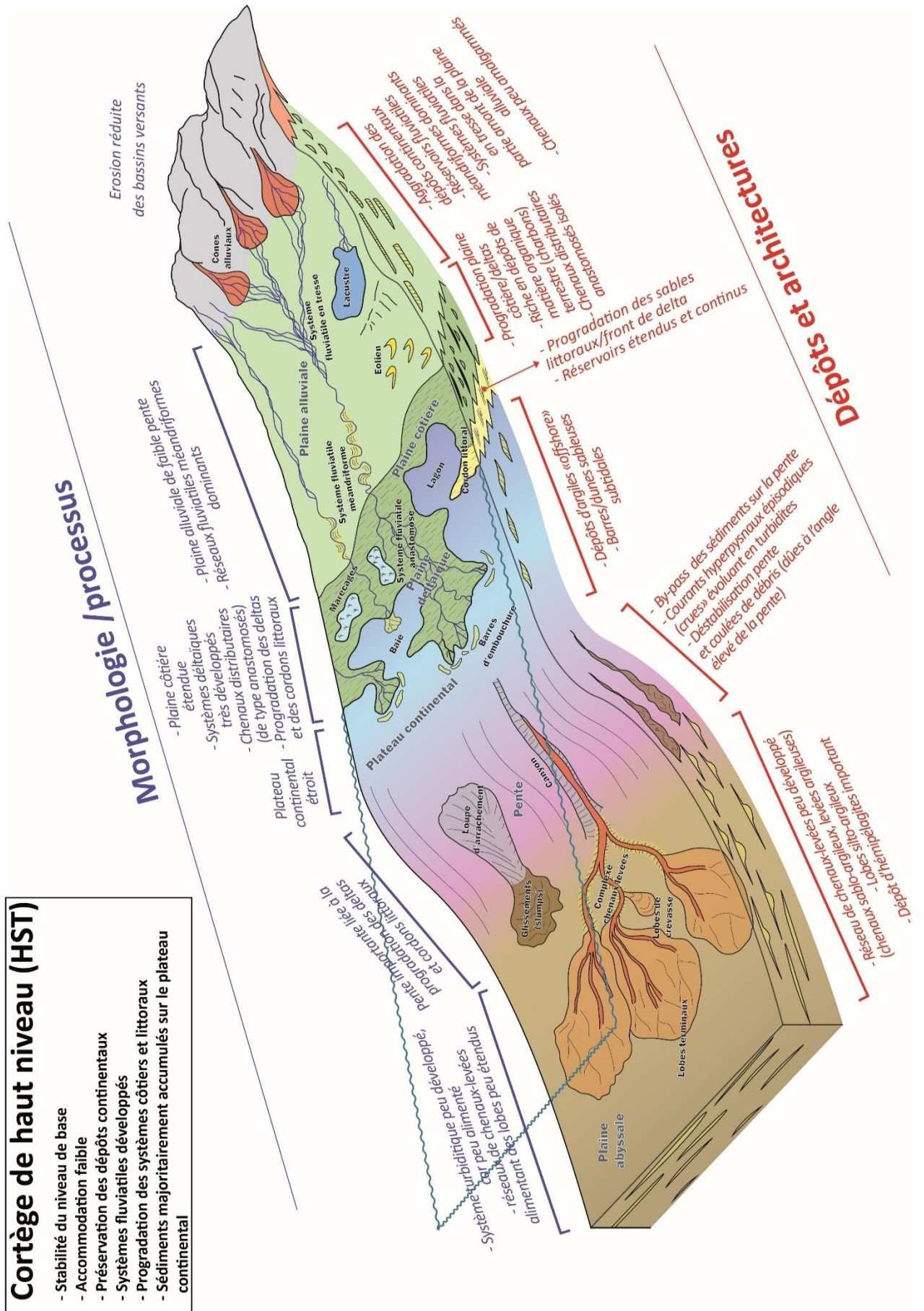


Figure 65: Profil de dépôt théorique d'un cortège de haut niveau montrant les différentes morphologies, processus de dépôts dominants, et architectures résultants, du bassin versant aux dépôts marins profonds.

6.4 Synthèse

L'ensemble des forçages ayant un impact sur les dépôts des bassins versants, du plateau continental, de la pente continentale et du système turbiditique profond sont synthétisés dans le tableau 3.2. Les éléments décrits ont été définis pour un profil de dépôt correspondant classiquement à une marge passive. Il existe des marges dont le profil est différent, et évolue de façon différente que celles décrites par Vail (1987), notamment les marges actives (rifts, marges compressives...) dont les éléments, ont une configuration qui diffère en fonction des différents forçages, et dont l'enregistrement sédimentaire diffère en fonction de la prédominance de l'un ou de plusieurs des différents facteurs de contrôle sur le transport et le dépôt des sédiments.

		Bassin versant	Plateau continental	Pente continentale (canyons sous-marins)	Système turbiditique profond
Facteurs de contrôle allocycliques	Tectonique	> Surrection/subsidence > Séismes	> Subsidence > Séismes	> Séismes	> Séismes > Tectonique salifère
	Climatique	> Variations des précipitations > Présence de glaciers > Présence ou non de végétation > Evolution du type de végétation	> Variations des amplitudes moyennes des marées > Variations du rapport entre amplitude moyenne des marées et force moyenne de la houle > Effet des courants de dérive	> Récurrence des crues > Récurrence des tempêtes > Variations de l'amplitude moyenne des marées	> Variations de la décharge sédimentaire (récurrence et amplitude des crues)
	Eustatique	> Migration de la ligne de rivage > Variations de la superficie du bassin versant	> Migration de la ligne de rivage > Variations de la superficie du plateau continental	> Distance entre embouchure des fleuves et têtes des canyons	> Variations de la décharge sédimentaire (amplitude des crues)
Facteurs de contrôle autocycliques		> Erosion > Avulsion des cours d'eau > Tressage des cours d'eau > Méandrisation des cours d'eau	> Amplitudes de marées > Effet de la houle > Effet des courants de dérive	> Erosion > Déstabilisations sur la pente, déstabilisation des marges du canyon	> Erosion > Aggradation des chenaux-levées > Avulsion des chenaux > Sinuosité des chenaux
Éléments morphologiques dominants	LST	> Erosion intense des bassins versants > Cônes alluviaux très développés > Systèmes fluviatiles en tresses dominants (haute efficacité de transport) > Développement de vallées incisées fluviatiles	> Très peu développé	> Erosion du canyon > Connexion possible avec les réseaux fluviatiles et les vallées incisées > Déstabilisations de pente et loupes d'arrachement	> Développement d'un large système turbiditique avec réseaux de chenaux-levées au débouché du canyon > Lobes terminaux très étendus
	TST	> Faible érosion > Systèmes fluviatiles de faible énergie dominants (méandriques et anastomosés) > Diminution de la superficie du bassin versant	> Superficie importante due au recul de la ligne de rivage > Développement d'estuaires et de systèmes marins restreints	> Canyon en remplissage > Déstabilisation de pente et loupes d'arrachement	> Système turbiditique peu actif et peu développé > Système de chenaux étroits et levées peu étendues > Lobes terminaux de faible extension
	HST	> Superficie du bassin versant importante (recul de la ligne de rivage) > Plaine alluviale dominée par systèmes fluviatiles en tresses et méandriques > Plaine côtière/deltaïque très développée (systèmes de chenaux distributaires anastomosés)	> Progradation de deltas pouvant recouvrir la majeure partie du plateau continental > Développement et progradation de cordons littoraux sableux	> Pente d'angle important dû à la progradation des systèmes deltaïques > Canyon en remplissage > Destabilisation de pente et loupes d'arrachement	> Développement de réseaux de chenaux-levées au débouché du canyon et de lobes terminaux

Processus dominants	LST	<ul style="list-style-type: none"> > Transport gravitaire et charge de fond dans les cônes alluviaux > Transport dominé par charge de fond dans les systèmes fluviatiles en tresses > By-pass très important sur la plaine d'inondation > Transfert des sédiments vers le système marin profond 	> By-pass	<ul style="list-style-type: none"> > By-pass > Courants hyperpycnaux dans le canyon > Processus de transport gravitaire (slumps et coulées de débris) sur la pente et dans le canyon 	<ul style="list-style-type: none"> > Courants de turbidité de haute densité dans les chenaux et les lobes > Courants de turbidité de basse densité dans les dépôts de débordement et dans la partie distale des lobes
	TST	<ul style="list-style-type: none"> > Mode de transport mixte par charge de fond et suspension dans les systèmes méandriques > Transport de charge en suspension dans les systèmes anastomosés 	<ul style="list-style-type: none"> > Courants de marées > Houle > courants de dérive 	<ul style="list-style-type: none"> > By-pass > Courants hyperpycnaux dans le canyon > Processus de transport gravitaires (slumps et coulées de débris) 	<ul style="list-style-type: none"> > Courants de turbidité de basse densité dans les chenaux-levées et dans les lobes > Courants hyperpycnaux épisodiques (crues)
	HST	<ul style="list-style-type: none"> > Mode de transport gravitaire et charge de fond dans les cônes alluviaux > Mode de transport dominé par charge de fond dans les systèmes fluviatiles en tresses > Mode de transport mixte par charge de fond et suspension dans les systèmes méandriques > Transport de charge en suspension dans les chenaux distributaires anastomosés > Débordements importants dans les plaines d'inondation et côtières (développement de marécages) 	<ul style="list-style-type: none"> > Houle (remaniement des fronts de delta et des cordons littoraux) > Courants de marées > courants de dérive 	<ul style="list-style-type: none"> > By-pass > Courants hyperpycnaux dans le canyon > Processus de transport gravitaires (slumps et coulées de débris) sur la pente et dans le canyon 	<ul style="list-style-type: none"> > Courants de turbidité de haute densité dans les chenaux et les lobes > Courants de turbidité de basse densité dans les dépôts de débordement et dans les lobes
Architectures des dépôts	LST	<ul style="list-style-type: none"> > Progradation des cônes alluviaux > Peu ou pas de préservation des dépôts fluviatiles 	> Cordons littoraux peu développés, et peu préservés	> Slumps et coulées de débris sur le bas de la pente continentale	<ul style="list-style-type: none"> > Développement d'un large système turbiditique sableux (cône sous-marin de bassin) > Complexes de chenaux-levées plus ou moins amalgamés > Aggradation des levées > Lobes sableux plus ou moins amalgamés
	TST	<ul style="list-style-type: none"> > Aggradation de la plaine d'inondation > Aggradation des systèmes fluviatile, peu amalgamés > Dépôts estuariens de barres d'embouchures en rétrogradation 	<ul style="list-style-type: none"> > Dépôts d'argiles offshore > Dépôts de tempêtes 	> Remplissage partiel du canyon (dépôts d'hémipélagites dominant)	<ul style="list-style-type: none"> > Dépôts d'argiles et d'hémipélagites dominant > Chenaux sableux étroits et peu profonds désamalgamés > Dépôt de lobes argilo-sableux désamalgamés
	HST	<ul style="list-style-type: none"> > Aggradation/progradation de la plaine d'inondation > Aggradation des systèmes fluviatile, plus ou moins amalgamés > Progradation/aggradation plaine côtière et plaine deltaïque 	<ul style="list-style-type: none"> > Progradation et préservation des fronts de deltas et des cordons littoraux 	<ul style="list-style-type: none"> > Slumps et coulées de débris sur le bas de la pente continentale > Peu de dépôts dans le canyon (chenaux sableux et hémipélagites) 	<ul style="list-style-type: none"> > Développement d'un système turbiditique sablo-argileux plus ou moins étendu > Complexes de chenaux-levées plus ou moins amalgamés alimentant des "slopes fans" > Aggradation des levées > Lobes sableux plus ou moins amalgamés
Impact sur l'ensemble du système	Impact sur les flux sédimentaires transférés vers le domaine marin	Impact sur les flux sédimentaires vers les canyons sous-marins	Impact sur les flux sédimentaires vers les systèmes turbiditiques profonds		

Tableau 2: Synthèse des facteurs de contrôle, des morphologies, des processus et de l'architecture des dépôts le long d'un profil de dépôt continent-bassin, pour une séquence de dépôt.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Quelle(s) modélisation(s) pour quel système, et à quelle échelle ?

Table des matières

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	307
Conclusions.....	311
Modélisation à l'échelle bassin	313
Les méthodes de modélisation à l'échelle des réservoirs.....	314
Perspectives	319
Apport des analogues de terrain.....	319
Intégration des différents types d'hétérogénéités à différentes échelles	319
Facteurs de contrôle.....	320
Références.....	321

Conclusions

La diversité des processus physiques, des facteurs de contrôle, et des échelles rendent difficiles la caractérisation et la modélisation de ces dépôts au cours du temps. La caractérisation des systèmes sédimentaires se base d'abord sur des données réelles, qu'elles soient issues de la subsurface ou d'analogues de terrain, et intègrent toutes les aspects physiques (processus sédimentaires) et géométriques (distribution des éléments architecturaux, des faciès sédimentaires...), afin de pouvoir prédire au mieux leur évolution spatiale et temporelle. Les jeux de données disponibles sont inévitablement parcellaires, et la compréhension des différents systèmes requière l'intervention de modèles numériques afin d'éclairer les différentes zones d'ombre.

Malgré de flagrantes similitudes dans certaines de leurs caractéristiques morphologiques, les systèmes fluviaux et les systèmes turbiditiques diffèrent par beaucoup d'aspects :

- Les processus physiques impliqués dans ces deux systèmes (écoulements dominés par charge de fond et/ou charge en suspension dans les systèmes fluviaux ; écoulements gravitaires turbulents ou laminaires plus ou moins denses avec dilution progressive ou reconcentration le long du profil dans les systèmes turbiditiques) ;
- Les architectures de dépôt qui résultent de l'interaction entre différents processus dans chacun de ces deux systèmes diffèrent surtout par la distribution des hétérogénéités argileuses. Les architectures sont contrôlées d'une part par les processus physiques et le type d'écoulement ; et d'autre part par les différents forçages (tectoniques, eustatiques et climatiques) qui agissent à des échelles de temps supérieures ;
- Les développements de ces deux systèmes sont intimement liés, mais réagissent de façon différente aux différents forçages. Les bassins versants sont fortement influencés par les forçages tectoniques et climatiques, alors que les systèmes turbiditiques résultent de forçages qui affectent l'ensemble du système en amont, contrôlant le transfert des sédiments d'amont en aval ;
- L'enregistrement sédimentaire, lié à l'évolution des différents facteurs de contrôle cités ci-dessus, se fait de façon diachrone le long d'un profil de dépôt. Le système marin profond est abondamment nourri pendant les périodes de bas niveau marin relatif alors que les bassins versants sont en « by-pass » ; alors qu'en période de transgression et de haut niveau marin relatif, la sédimentation est possible sur les bassins versants, stockant ainsi dans les systèmes continentaux et côtiers les sédiments les plus grossiers, alors que les systèmes marins profonds sont moins alimentés, et en sédiments plus fins.

La compréhension de l'ensemble d'un système sédimentaire amont-aval est complexe à cause du manque de données permettant de le décrire et de le caractériser en continu. Pour pallier ce manque, la modélisation numérique est un outil permettant de proposer des « réalisations » possibles sur la distribution des sédiments et des architectures.

Différents types de modèles permettant de décrire les différents systèmes sédimentaires ont été développés pour répondre à des problématiques variées, à des échelles différentes (échelle réservoir, échelle bassin).

Les modèles stochastiques présentés dans la partie 2 de ce manuscrit illustrent la difficulté de représenter finement l'architecture d'un réservoir, qu'il soit fluvial ou turbiditique, et l'importance d'une bonne caractérisation en amont des modèles lorsque l'on cherche à étudier le comportement dynamique de ces réservoirs. La complexité de certains réservoirs, tels que les

chenaux méandriiformes, nous imposent le développement de méthodes de calcul des paramètres géostatistiques en fonction du cas traité.

Le modèle de point bar de Long Nab (Yorkshire) présenté dans le chapitre 3 a été construit à l'aide de variogrammes que l'on peut faire varier dans l'espace (orientation et inclinaison) afin de représenter de façon réaliste la géométrie et les hétérogénéités de barres d'accrétion latérales. L'un des objectifs de ce travail est d'autre part de fournir des règles « d'upscaling » en se basant sur l'impact des hétérogénéités de réservoir sur le comportement dynamique lors d'injection de vapeur, et ainsi pouvoir discriminer l'échelle à laquelle les hétérogénéités n'ont plus d'effet sur l'écoulement. Ces travaux ont apporté des résultats importants transposables à d'autres cas (d'autres types de réservoirs, d'autres types de simulations dynamiques).

Le caractère novateur du modèle réservoir des turbidites du Pab présenté en chapitre 4 réside dans l'intégration de différents types de données (données géologiques, données dynamiques de tests de puits...) qui ont permis une meilleure compréhension du comportement dynamique des chenaux turbiditiques et de leurs dépôts de débordement. Pour cela, une description fine du réservoir et l'utilisation de méthodes de simulation mixtes déterministes (pour les éléments architecturaux homogènes et de grande échelle comme les lobes de crevasse ou les lobes terminaux) couplées à des méthodes stochastiques (pour simuler les hétérogénéités fines existant à l'intérieur du remplissage des chenaux), ont été utilisées afin de représenter de façon réaliste le réservoir décrit à l'affleurement.

Le point crucial concerne la première partie du « workflow » de modélisation qui est présenté à travers les cas d'études sur lesquels s'appuient ce travail. La modélisation n'est qu'un outil pour réaliser des scénarios de remplissage ou d'évolution de systèmes sédimentaire, selon l'échelle à laquelle on travaille. Ces outils sont développés pour être utilisés dans l'industrie, pour réaliser des modèles contraints par peu de données, le plus souvent pour des cas de subsurface. L'apport des analogues d'affleurement est donc majeur pour la compréhension des différents systèmes sédimentaires, du point de vue des processus et des architectures, et permettent de définir des règles de modélisation, avec la définition de contraintes qui sont transposables à d'autres cas.

L'étape de caractérisation est donc primordiale, et constitue l'étape de base du workflow qui conduit à la modélisation dynamique, et dans le monde de l'exploration en hydrocarbures, à la définition des réserves et volumes d'hydrocarbures en place, qui est à la base de toute décision quant à la mise en exploitation des gisements. Les méthodologies de caractérisation des réservoirs à l'affleurement ou en subsurface sont bien établis, grâce à des outils tels que la stratigraphie séquentielle (outil d'analyse incontournable qui permet à travers l'analyse de surfaces remarquables, d'établir des corrélations à l'échelle bassin, et de découper les réservoirs en unités hydrodynamiques à l'échelle d'un gisement). Dans un cadre séquentiel, l'analyse en 3D de l'architecture stratigraphique permet de reconstituer de façon précise les géométries des corps réservoirs et la distribution des faciès sédimentaires au sein de ces corps, et apporte des informations quantifiées utiles à la paramétrisation des modèles numériques.

D'autres méthodes de simulations que celles présentées dans ce travail existent, à l'échelle du réservoir, mais aussi à l'échelle du bassin, pour prédire à grande échelle le type et la localisation des réservoirs potentiels. La modélisation stratigraphique déterministe est utilisée à l'échelle du bassin. Les méthodes de simulations stochastiques sont utilisées généralement pour la modélisation de réservoir, et l'objectif est de représenter à l'aide d'outils géostatistiques les différentes propriétés des réservoirs, s'appuyant sur la distribution des hétérogénéités de réservoir. Ces méthodes sont utilisées quel que soit le système sédimentaire (fluvial, turbiditique, côtier...). Les méthodes de simulations basées sur les processus peuvent être utilisées à plusieurs échelles spatiales, mais sur des échelles de temps qui varient en fonction des lois physiques qui sont employées (équations de diffusion, automates cellulaires...).

Modélisation à l'échelle bassin

Les modèles géologiques conceptuels peuvent être testés au travers de modèles analogiques, et de modèles numériques, pour prédire l'impact des facteurs de contrôle (par exemple, déformation tectonique, subsidence vs. surrection, variations eustatiques, flux de sédiments) sur la sédimentation dans un bassin. Les principales idées et concepts décrits dans cette section sont principalement basés sur les travaux de Granjeon et al. (2008) et secondairement sur certaines thèses, qui ont appliqué la modélisation de *Dionisos* (Pinheiro-Machado, 2000 ; Rabineau, 2008 ; Gilbertao, 2010).

Le modèle *Dionisos* (Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation of Sedimentation) est un modèle stratigraphique 4D à l'échelle du bassin (Granjeon et Joseph, 1999; Granjeon et al., 2008) qui simule l'évolution de la sédimentation dans un bassin au cours du temps, en utilisant une équation de diffusion, utilisée pour le transport de sédiments à long terme et à grande échelle. Ce modèle stratigraphique a été développé afin d'aider les géologues pétroliers à mieux quantifier l'architecture sédimentaire d'un bassin, à la fois dans des environnements silicoclastiques et carbonatés, des milieux fluviatiles à profonds, à l'échelle d'exploration et d'évaluation des bassins sédimentaires. La modélisation stratigraphique permet de quantifier les paramètres responsables de la distribution des sédiments dans le bassin, dans une approche « source to sink », qui vise à caractériser les relations de transfert entre bassin versant et bassin sédimentaire au cours du temps.

Principes et résultats

Le principe de *Dionisos* est de simuler l'évolution de la géographie du bassin dans le temps, en utilisant des équations de transport de sédiments à long terme ($T = 100 \text{ ka}$ à 10 Ma) et à grande échelle ($L = >10$ à $>100 \text{ km}$). L'application du principe du bilan massique permet à *Dionisos* de définir la sédimentation ou le taux d'érosion en chaque point du bassin et à chaque pas de temps, et permet de simuler ainsi progressivement la déformation et le remplissage du bassin, et de quantifier en 3D l'architecture sédimentaire. Le modèle s'appuie sur trois principaux paramètres d'entrée : l'accommodation, les flux de sédiments et le transport des sédiments.

Deux principaux résultats sont obtenus à partir des simulations avec *Dionisos*. Le premier est un modèle 3D de géométrie et de faciès de bassin qui permet une quantification 3D détaillée de la géométrie des unités sédimentaires (localisation, épaisseur, extension, etc.) et des paramètres à l'intérieur de ces unités (faciès sableux, bathymétrie...). La deuxième est la quantification des paramètres physiques (subsidence et eustatisme, localisation et intensité des sources de sédiments, charge hydrique...) qui, grâce à des essais-erreurs, permet aux utilisateurs d'évaluer plusieurs hypothèses géologiques.

Question d'échelle

Dans les modèles stratigraphiques de type *Dionisos*, les processus sédimentaires ne sont pas décrits comme pour les logiciels *Flumy* (domaine fluviatile) et *CATS* (domaine turbiditique) sur la base de pas de temps courts qui prennent en compte les facteurs génétiques et allocycliques (avulsions, récurrence des crues...). L'échelle de temps prise en compte dans ces modèles stratigraphiques doit s'affranchir des facteurs de contrôle autocycliques, en les moyennant sur des échelles de temps plus grandes.

La Figure 66 montre un résultat de simulation *Dionisos* dans un bassin d'avant pays de petite taille, étroit, avec des apports sédimentaires venant de l'Est. La taille des mailles est de $5 \times 5 \text{ km}$, ce qui ne permet pas de décrire les systèmes sédimentaires à l'échelle des objets qui les composent (chenaux fluviatiles, chenaux et levées turbiditiques ...), mais permet de décrire chaque système de façon macroscopique (étendue du système fluviatile sableux, étendue de la

plaine d'inondation, de la plaine deltaïque, étendue du système turbiditique), et son évolution au cours du temps.

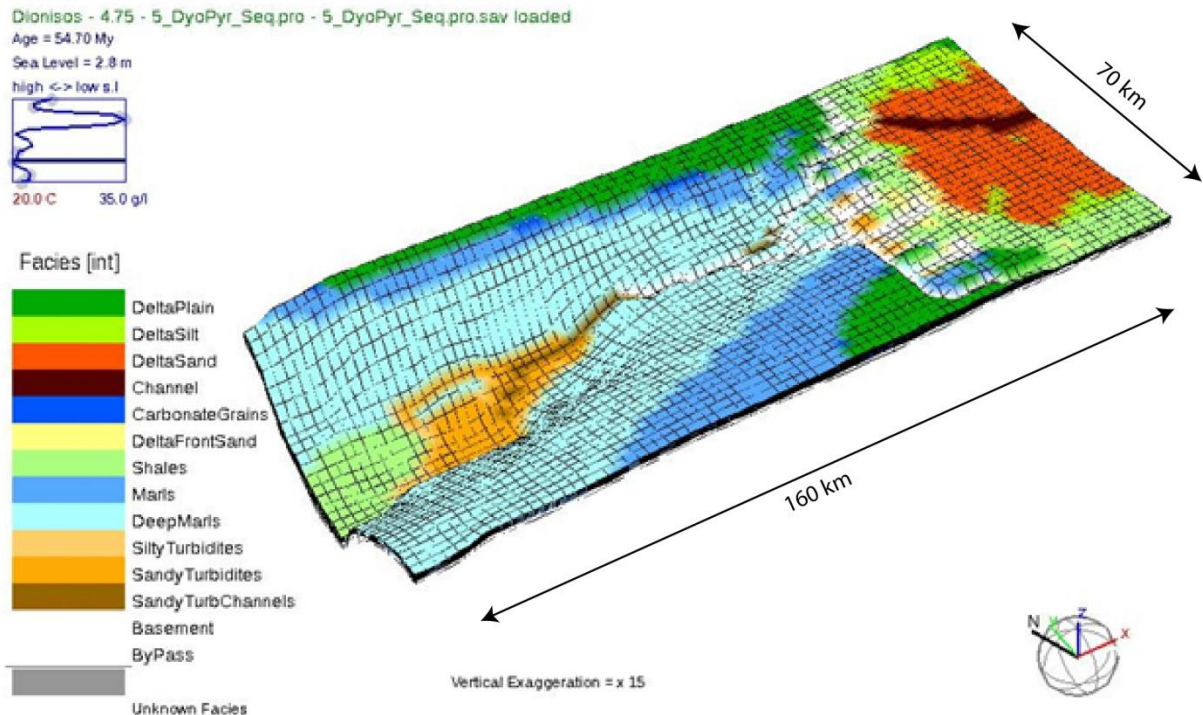


Figure 66: Résultat de simulation Dionisos représentant la sédimentation dans un bassin, avec la partie continentale (à droite du modèle), et la partie marine profonde (à gauche). Les différentes couleurs correspondent aux différents environnements de dépôts, définis par leurs proportions en différents classes granulométriques. D'après Deschamps, 2012, communication personnelle.

Les méthodes de modélisation à l'échelle des réservoirs

Le besoin de modéliser les réservoirs hétérogènes a stimulé le développement de modèles stochastiques, basés soit sur l'utilisation de fonctions aléatoires, soit sur la génération d'objets aléatoires dans un espace 3D. Ces approches permettent de distribuer les propriétés (faciès, propriétés pétrophysiques...) au sein d'un espace 3D représentant le réservoir, mais ne prennent pas en compte les processus sédimentaires. Les modèles et les méthodes stochastiques les plus utilisées en modélisation de réservoir (méthode « objet », méthode « pixel » et méthode « multipoints ») sont décrites dans la partie 2 de ce manuscrit, dans laquelle deux exemples de modélisation d'analogues de réservoirs fluvialite (barre de méandre) et turbiditique (complexe de chenaux-levées) sont présentés.

D'autres générations de modèles reproduisant les processus physiques, ou mixtes basés à la fois sur les processus couplés avec une approche stochastique, sont capables de produire des résultats satisfaisants en reproduisant l'architecture sédimentaire des réservoirs. Ces modèles peuvent être calés aux données et contraintes externes (puits, cartes...), et sont présentés dans les sections suivantes.

Modélisation stochastique des processus pour les systèmes fluvialites

De nouvelles méthodes de modélisations stochastiques basées sur les processus sont apparues récemment (Cojan et al., 2004). Ces modèles sont basés sur des lois de transport hydraulique pour simuler le transport des sédiments et leur dépôt dans un volume. La plupart de ces modèles sont basés sur des versions simplifiées des équations de Navier-Stokes décrivant

l'écoulement en trois dimensions pour un fluide newtonien (Labourdette, 2007). La principale difficulté réside dans la synchronisation entre les échelles de temps qui concernent le transport des particules, et les échelles de temps impliquées dans le dépôt de ces particules, et qui façonnent le modelé du système. Cette méthode permet une meilleure identification et compréhension des principaux paramètres physiques et permettent une meilleure prédiction de l'architecture du réservoir. Les modèles stochastiques basées sur les processus intègrent différentes sources d'information, concernant les processus physiques de transport et de dépôt, et les architectures observées qui peuvent aider à contraindre la modélisation. Les modèles les plus connus sont développés au sein de MinesParisTech-Armines, et s'appliquent aux systèmes fluviaux (logiciel *Flumy*).

Dans le logiciel *Flumy*, les modèles sont construits avec des méthodes de simulation stochastiques intégrant les résultats de la modélisation génétique des chenaux. La méthodologie s'appuie sur un couplage entre modèle stochastique et modèle génétique, et permet d'utiliser le modèle géologique numérique généré avec l'approche génétique comme modèle synthétique à partir duquel est calculée une grille 3D de proportions ou de probabilités de faciès (Doligez et al., 2007). Dans un premier temps, un modèle d'évolution de l'axe des chenaux est construit, intégrant la migration, l'avulsion, l'aggradation et les processus d'incision des chenaux. Ensuite, la sédimentation est simulée progressivement de part et d'autre de la ligne centrale représentant le chenal, représentant au final l'architecture du système. Bien que le modèle soit contrôlé par un nombre très restreint de paramètres, il peut reproduire diverses architectures.

Dans le cas de système fluvial, l'accommodation disponible pour l'accumulation de sédiments est contrôlée par l'élévation du chenal par rapport à la plaine d'inondation, la nature et l'intensité des débordements de crues. La formation de la plaine d'inondation est le produit de l'interaction entre l'accumulation des sédiments verticalement et le remaniement latéral. Comprendre la relation entre les deux processus est essentiel pour expliquer comment l'architecture des dépôts fluviaux peut changer en réponse aux variations de facteurs de contrôles allocycliques ou autocycliques (Lopez et al., 2002). Par exemple, la faible intensité et fréquence des crues permettent au chenal de migrer plus librement dans la plaine d'inondation, impliquant le dépôt de point bars et la mise en place d'un système méandrique (Figure 67).

Dans le cas contraire, des crues fréquentes et intenses conduisent à une aggradation de la plaine d'inondation, et au dépôt de matériel argileux dans la plaine d'inondation.

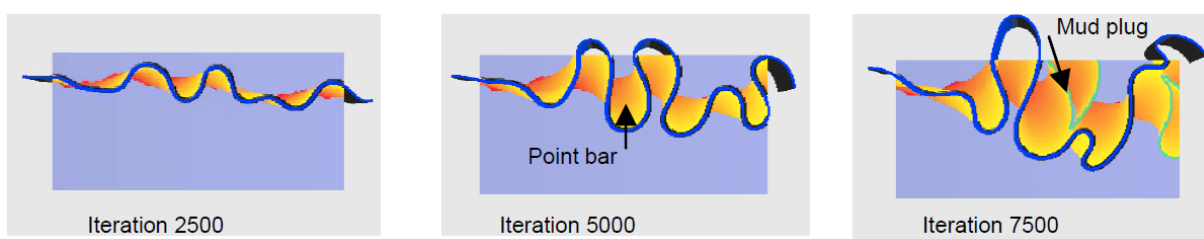


Figure 67:: Evolution d'un chenal méandrique au cours du temps modélisé à partir du logiciel *Flumy*, avec développement de points bars (orange), et de chenaux abandonnés remplis d'argiles (vert), d'après Rivoirard et al., 2008).

Cette approche permet de décrire les processus et leur évolution dans les systèmes fluviaux et les chenaux turbiditiques, et peut intégrer des données de subsurface pour contraindre la distribution des faciès dans le modèle. Elle a l'avantage de pouvoir prendre en compte l'évolution temporelle des différents facteurs de contrôle autocycliques et allocycliques pour décrire l'évolution des systèmes et l'architecture sédimentaire qui en résulte. Par contre, l'architecture détaillée n'est pas représentée de façon fine, et les hétérogénéités de réservoir, dont la distribution en 3D s'avère complexe notamment dans les systèmes méandriques, n'est

pas représentée avec suffisamment de résolution par rapport aux résultats de modèles pixel de haute résolution.

Modélisation des processus turbiditiques

Il n'est pas aisé de modéliser la complexité des processus physiques et leurs interactions dans les systèmes turbiditiques, et les différents types de dépôts et architectures qui en résultent. Les différents processus physiques et leurs interactions sont aujourd'hui encore source de débats, et la puissance informatique nécessaire est telle qu'il est impératif d'utiliser des approches simplifiées pour décrire processus et architectures en domaine marin profond. Une autre difficulté est qu'il est très délicat de contraindre ces modèles numériques avec des données réelles, qui sont rares, et dont les paramètres sont très variables au cours du temps.

Pour contourner ces difficultés, des modèles simplifiés mimant les écoulements en milieu profond avec suffisamment de réalisme pour reproduire de façon détaillée l'architecture des dépôts turbiditiques et les hétérogénéités associées ont été développés : l'utilisation d'automates cellulaires (Teles et al., 2016). Dans cette approche, l'espace est composé de cellules identiques, où chacune d'entre elles porte les propriétés physiques locales de l'écoulement et du substratum. Les processus modélisés sont mis en œuvre par des lois locales soit comme des interactions locales entre cellules voisines à travers des transferts de masse et d'énergie; ou comme des transformations internes des propriétés physiques et énergétiques dans chaque cellule, qui peuvent être réalisées de façon indépendante des cellules voisines.

Principes

Un modèle dédié aux courants turbiditiques de basse densité a été développé par IFPEN, *CATS* (Cellular Automata for Turbidite Systems), qui permet de modéliser les architectures des dépôts turbiditiques induites par des courants turbides où les particules sont essentiellement transportées en suspension dans le fluide ambiant, et où les interactions (friction et collision) entre particules peuvent être négligées. Dans le logiciel *CATS*, les écoulements sont définis par leur épaisseur, leur concentration en sédiment, leur classe de particules basée sur la taille des grains (qui définit les « lithologies »), et leur vitesse scalaire.

La distribution des écoulements est basée sur la minimisation de la hauteur de l'écoulement d'une cellule à l'autre, avec conservation d'énergie entre les cellules, prenant en compte les effets gravitationnels et cinétiques. Les deux paramètres critiques qui conditionnent l'écoulement sont la hauteur de l'écoulement et la hauteur de la cellule (hauteur « topographique »). Cela signifie que l'écoulement suit logiquement la topographie du substratum, avec la possibilité d'éroder et de déposer des sédiments pour chaque cellule (Figure 68).

Architecture des dépôts

Les modèles de type *CATS* permettent de simuler des événements turbiditiques avec plusieurs lithologies, en associant les processus d'érosion et de dépôt, contrôlés par la pente locale existante entre les cellules. Cette méthode permet de reproduire des architectures de dépôts réalistes respectant la nature des écoulements de basse densité dans les milieux marins profonds, avec une très haute résolution temporelle (échelle d'un événement turbiditique), et à une échelle spatiale qui peut varier entre quelques kilomètres et quelques centaines de kilomètres.

La Figure 69 montre des résultats de simulation dans la partie distale d'un système turbiditique illustrant des coupes transversales à travers des lobes turbiditiques, qui se sont construits après plusieurs événements turbiditiques, c'est-à-dire après une succession d'écoulements dans le bassin. Ces résultats montrent la distribution des sables (en proportion de la totalité des lithologies présentes) dans les lobes, et permettent de mettre en évidence la distribution des

différentes hétérogénéités de réservoirs qui peuvent exister dans un tel système, et la répartition des faciès les plus grossiers.

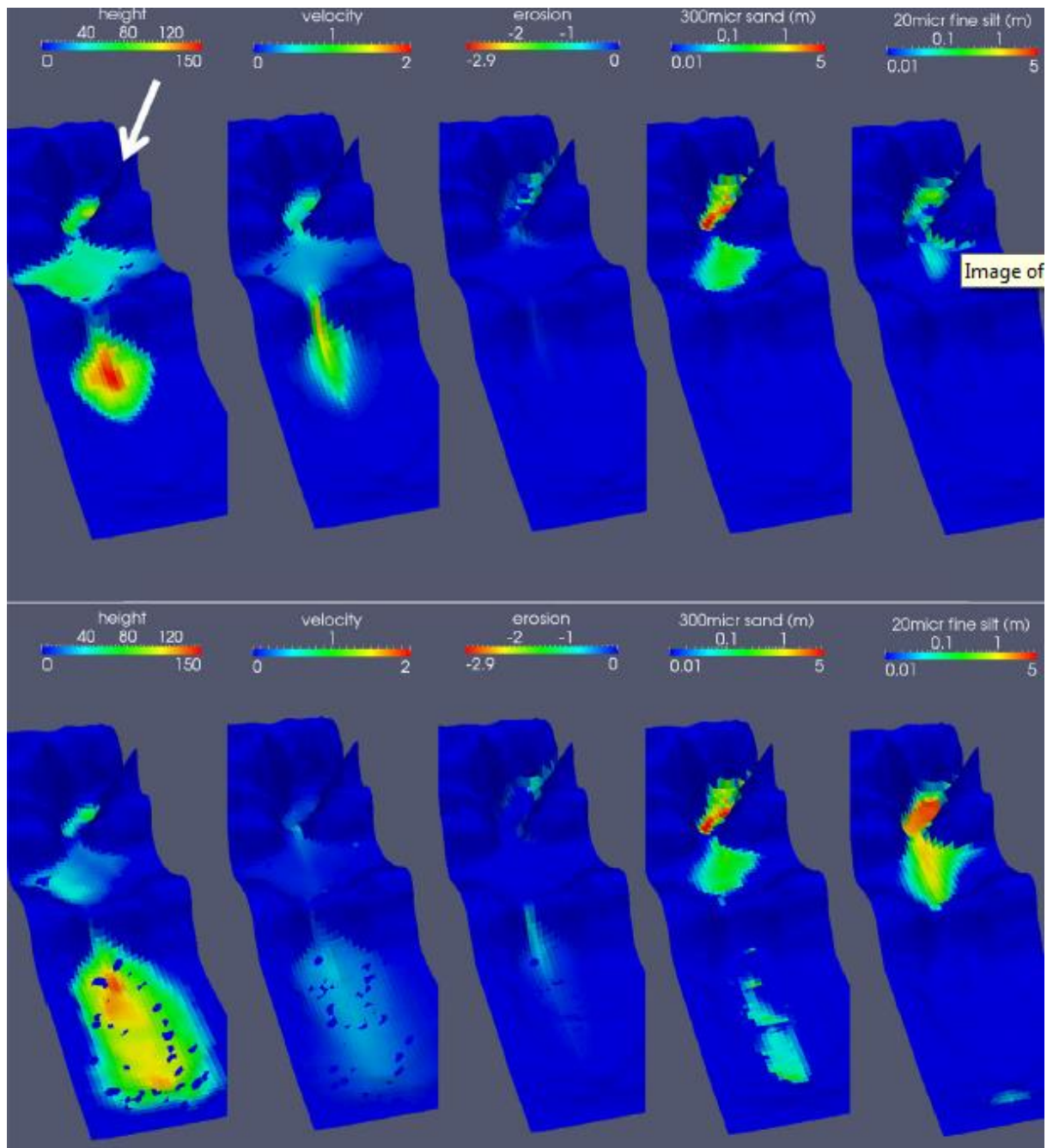


Figure 68: Résultats de simulation d'écoulements turbiditiques sur le prime du Makran, avec de gauche à droite : la hauteur de l'écoulement, la vitesse de l'écoulement, l'érosion du substratum, le dépôt des silts et des sables. Différentes étapes de simulation sont montrées, avec de haut en bas : le premier événement, lorsque le débit atteint un deuxième sous-bassin, la vitesse de l'écoulement augmente et produit de l'érosion, puis l'écoulement s'étale sur tout le domaine, et les sables sont déposés dans le bassin, et les sédiments se déposent dans la partie distale du bassin. Modifié d'après Teles et al., 2016.

L'inconvénient de cette méthode est que l'on ne peut pas considérer de grandes échelles de temps, car chaque évènement gravitaire (en lien avec une crue ou un séisme) est pris en compte. Il paraît donc irréaliste d'utiliser cette méthode sur des périodes de temps de plusieurs millions d'années, comme c'est le cas lorsqu'on considère l'évolution de la distribution des sédiments à l'échelle d'une séquence de dépôt.

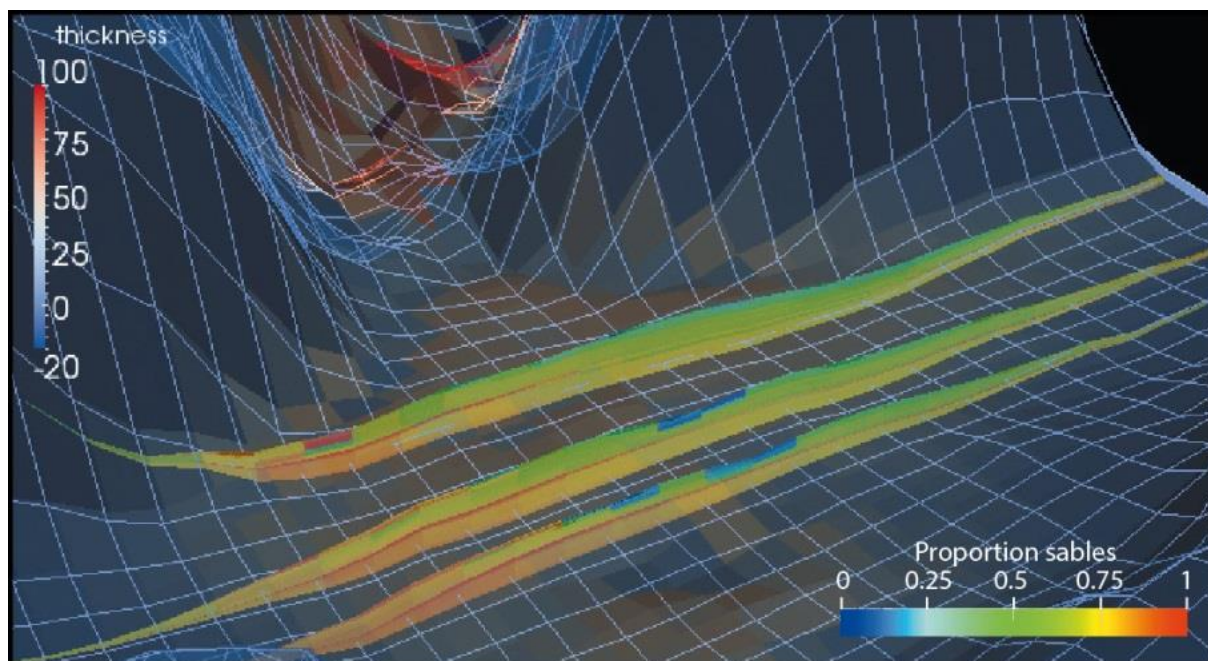


Figure 69: Sections à travers des résultats de simulations de lobes turbiditiques montrant la distribution des sables dans les lobes (Teles, 2016, communication personnelle).

Perspectives

Il n'existe pour l'instant pas de modèle qui permette de décrire les architectures de façon fine, à l'échelle du bassin sédimentaire, tout en prenant en compte les différents processus physiques et leur évolution à la fois dans le temps et dans l'espace, et qui pourrait satisfaire à la fois les géologues explorateurs et les géologues de réservoir. De trop nombreux verrous conceptuels et numériques imposent d'employer des solutions locales et spécifiques aux différentes problématiques (bassin et réservoir).

Apport des analogues de terrain

L'application des modèles numériques aux données de subsurface est très répandue dans l'industrie, et la difficulté est de calibrer correctement ces modèles avec des jeux de données très hétérogènes (données de forage, de sismique...). Il est important de pouvoir quantifier les différents paramètres tels que la géométrie des corps sédimentaires (dimensions des chenaux, leur degré d'amalgamation par exemple), la répartition des hétérogénéités et les proportions de faciès, afin de contraindre les modèles numériques.

L'étude des analogues d'affleurement est cruciale car elle permet de transposer ces informations sur des réservoir analogues, et de calculer des paramètres permettant de nourrir et de contraindre les modèles numériques, tels que des cartes de répartition des faciès, de courbes de proportion des propriétés, des matrices de proportion... Les données quantifiées à partir d'analogues d'affleurement peuvent nourrir des bases de données et servir de guide ou de support pour une meilleure description des réservoirs. Ces bases de données permettent de reconstruire des objets très complexes et représentatifs des corps sédimentaires fluviaux et turbiditiques, en ajoutant des contraintes telles que le contexte paléogéographique et l'intervalle stratigraphique qui permettent aussi de prédire le type de réservoir et le type d'hétérogénéités associées.

Les analogues d'affleurement sont aussi très intéressants pour comprendre les différents sauts d'échelle, entre un chenal et une ceinture de chenaux par exemple, et permettent de prédire l'organisation géométrique des corps sédimentaires, et de ce fait de comprendre la répartition des hétérogénéités et leur impact en terme de qualité de l'écoulement des fluides présents (par exemple, comprendre l'importance des niveaux argileux, comme un remplissage argileux d'abandon de chenal qui peut faire quelques mètres d'épaisseur, mais qui aura une extension limitée, par rapport à un niveau argileux transgressif, qui peut être de faible épaisseur et de très grande extension, et qui peut potentiellement compartimenter le réservoir.

Intégration des différents types d'hétérogénéités à différentes échelles

Il peut être envisagé de travailler sur le couplage entre différents modèles à différentes échelles pour pouvoir répondre d'une part aux problèmes de résolution spatiale liés à la taille des objectifs que l'on veut simuler, et d'éviter de développer une solution numérique unique intégrant les lois et les divers processus physiques qui existent dans le milieu naturel.

Le processus de couplage qui pourrait être envisagé serait de réaliser des modèles stratigraphiques dans un premier temps, puis d'extraire de ce modèle une partie restreinte dans une partie du système sédimentaire correspondant à l'objet d'étude, et de réaliser des simulations à l'échelle du réservoir en reprenant les paramètres de sortie du modèle stratigraphique pour le contraindre (proportions de faciès, flux sédimentaires...). L'enchaînement serait de simuler les hétérogénéités de premier ordre (à l'échelle de la ceinture de chenaux par exemple, comme l'amalgamation des chenaux, leur relation avec les dépôts de débordement...), puis de simuler les hétérogénéités d'ordre inférieur liées à l'organisation interne des différents faciès sédimentaires (drapage argileux sur les barres d'accrétion latérales

dans les chenaux sinueux par exemple). Cette méthodologie de co-simuler les systèmes sédimentaires à plusieurs échelles a été développée par Issautier et al. (2016), afin d'analyser l'impact des hétérogénéités dans des réservoirs fluviaux dans lesquels on souhaite injecter du CO₂ pour le stocker.

D'autres perspectives de modélisation seraient d'intégrer les processus diagénétiques, à l'échelle du réservoir comme à l'échelle du bassin, qui forment aussi des hétérogénéités sédimentaires très importantes dans la mise en production des réservoirs. L'intégration des hétérogénéités diagénétiques dans les modèles stochastiques de réservoir, avec l'utilisation des méthodes plurigaussiennes pour simuler parallèlement la distribution des faciès sédimentaires, et la distribution des différentes phases diagénétiques a été développée afin de prendre en compte le risque diagénétique dans les réservoirs (Hamon et al., 2016).

La modélisation des processus diagénétiques reste un domaine de recherche actif, et l'intégration des processus diagénétiques à la modélisation des processus sédimentaires de type *CATS* ou *Dionisos* reste un défi, car cela fait intervenir la minéralogie et la chimie des sédiments transportés, la chimie des fluides dans lesquels ils sont transportés, et toutes les cinétiques de transformations minérales, faisant intervenir les conditions de temps de résidence, de température, de salinité...

L'intérêt de la modélisation des processus, qu'ils soient sédimentaires ou diagénétiques, est qu'elle permet d'apporter une cohérence spatiale aux distributions des faciès, sédimentaires ou diagénétiques, et que celles-ci peuvent servir de contrainte pour des modélisations purement stochastiques. La synthèse des facteurs de contrôle, des morphologies, des processus et des architectures de dépôt présentée dans le tableau 2 peut servir de guide pour la modélisation des systèmes continentaux et marin profonds, que ce soit pour la modélisation des processus physiques ou pour la réalisation de modèles stochastiques, et ce aux différentes échelles. Cette synthèse permet de borner les paramètres de premier ordre qui permettront de contraindre les différents types de modèle pouvant être mis en œuvre (en fonction de la finalité de l'étude), et un raffinement des paramètres de simulation doit être envisagé afin de fournir une description fine des systèmes modélisés, à une échelle plus petite afin de pouvoir prendre en compte les différents types d'hétérogénéité.

Facteurs de contrôle

En sédimentologie des clastiques, les principaux facteurs de contrôle considérés, en caractérisation comme en modélisation, sont ceux définis par Posamentier et al. (1988) : la tectonique, l'eustatisme, et le flux sédimentaire. Le climat intervient de façon indirecte via le flux sédimentaire et l'eustatisme. Il est aujourd'hui indispensable de prendre en compte le climat et l'intégrer dans le workflow comme étant un paramètre majeur du système.

L'intégration du climat dans les modèles (conceptuels et numériques) peut permettre de raffiner les variations de flux sédimentaires, mais également permettre de prédire l'évolution des cortèges minéralogiques dans les bassins au cours du temps. L'évolution minéralogique et la répartition des cortèges de minéraux ont aussi un impact fort sur la diagenèse des dépôts clastiques qui se produit lors de l'enfouissement. La diagenèse peut constituer une hétérogénéité de réservoir supplémentaire qui n'est pas prise en compte dans les modèles clastiques, contrairement aux sédiments carbonatés, faisant depuis le début des années 2000 l'objet d'une activité de recherche importante.

Ces perspectives de recherche restent ouvertes, les verrous techniques restent nombreux, et certaines avancées dans la notion de couplage entre les différents modèles sont notables, mais cela implique une meilleure intégration des disciplines (sédimentologie, processus physiques, chimie, minéralogie, thermodynamique, modélisation numérique...), et donc des équipes concernées.

Références

- Abreu, V., Sullivan, M., Pirmaz, C., Mohrig, D., 2003. Lateral accretion packages (LAPs) : An important reservoir element in deep water sinuous channels. In : *Marine and Petroleum Geology* 20 (2003) 631–648.
- Albertao G. A., 2010. Control of the submarine palaeotopography on the turbidite system architecture : an approach combining structural restorations and sedimentary process-based numerical modeling, applied to a Brazilian offshore case study. *Thèse de Doctorat*, Université Bordeaux I, Bordeaux, 336 pp.
- Alesandrovskiy, A.L., 2007. Rates of soil-forming processes inb three main models of pedogenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 2, 2007, p. 283-29.
- Allen, J.L.R., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2: 93-114.
- Allen, J.R.L., 1965, A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, v. 5, p. 89–191.
- Allen, J.L.R., 1985. Marine to fresh water: the sedimentology of the interrupted environmental transition (Ludlow-Siegenian) in the Anglo-Welsh region. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 309, 85-104.
- Allen, P.A., 1997. Earth surface processes. *Blackwell Science*, Oxford, 404 pp.
- Ashmore, P.E., 1991. How do gravel bed rivers braid? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 326–41.
- Azpiroz, M., Cartigny, M., Sumner, E., Clare, M., Talling, P.J., Parsons, D.R., Cooper, C., 2017. A general model for helical structure of geophysical flows in channe bends: General model for helical flows in bend. *Geophysical research letters*, 10.31223/osf.io/pfb7u.
- Baas, J.H., Van Kesteren, W., Postma, G., 2004. Deposits of depletive high-density turbidity currents, a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology* 51, 1053-1088.
- Babonneau, N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandriftique : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. *Thèse de doctorat*, Université Bordeaux I, Bordeaux, 308 pp.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. and Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): 445-467.
- Bagnold, R.A., 1962, Auto-suspension of transported sediment : turbidity currents: In: *Proceedings of Royal Society of London*, A262, p. 315–319.
- Plink-Björklund, P., and Steel, R., 2006, Deltas on falling-stage and lowstand shelf margins, Eocene Central Basin of Spitsbergen, in Giosan, L., Bhattacharya, J., eds., *River Deltas: Concepts, models and examples: SEPM Special Publication*, 83, 179-206.
- Blum MD, Törnqvist TE (2000) Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47:2–48.
- Bonnel, C., 2005. Mise en place et fonctionnement des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels : Exemple de l'éventail du Var et du Zaïre. *Thèse de Doctorat*, Université Bordeaux I, Bordeaux, 292 pp.
- Broucke, O. 2003. Interactions Deformation - Sedimentation en Contexte de Sedimentation Gravitaire. Exemples Sismiques (Marge Angolaise) et de Terrain (Grès d'Annot). *Unpublished Ph.D. thesis*, Université de Rennes 1, 354 pp.

- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N., Hartemink, A.E., Brevik, E.C., 2014. Soil-forming factors and Soil Taxonomy. *Geoderma* 226–227, 231–237. Bogaart et al. (2003).
- Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- Bouma, A.H., 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 137-143.
- Bravard, J.P., Petit, F., 1997. Les cours d'eau : dynamique du système fluvial . Collection U, Armand Colin, Paris, 222 p. ill., 16 x 24 cm, 105 FF. ISBN 2-222-01780-4.
- Bridge JS (2003) Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record. *Blackwell Publications*, Oxford, 491 p.
- Brierley, G.J., Fryirs, K.A., 2005. Geomorphology and river management: Applications of the river style framework. *Blackwell Publications*, Oxford, UK. 398pp.
- Bronlund, S., 2010. Reservoir modelling of fluvial systems: An example from the Gulf of Thailand. *Thesis for master degree* in Petroleum Geology, University of Bergen, 130pp.
- Bull, W.B., 1991. Geomorphic Response to Climate Change. *Blackburn Press*, ISBN 1932846212, 326 pp.
- Caers, J., 2005. *Petroleum Geostatistics*, 88 pp., *Society of Petroleum Engineers*, Richardson.
- Cant, D.J., 1996. Sedimentological and sequence stratigraphic organization of a foreland clastic wedge, Mannville Group, Western Canada Basin. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66 (6), p. 1137-1147.
- Carvajal, C.R., Steel, R.J., 2006. Thick turbidite successions from supply-dominated shelves during sea-level highstand. *Geology*; August 2006; v. 34; no. 8; p. 665–668; doi: 10.1130/G22505.1.
- Carter, R.M., 1988. The nature and evolution of deep-sea channel systems. *Basin Research* I, 41-54.
- Charlton, R. 2008. Fundamentals of fluvial geomorphology. London: Routledge. 234 pp.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Catuneanu, O., 2007. Sequence stratigraphic context of microbial mat features. In: Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W. and Catuneanu, O. (Eds.) Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record. *Atlases in Geosciences*, 2, Elsevier (Amsterdam), p. 276-283.
- Christopherson N, Clair TA., Driscoll CT, Jeffries DS, Neal C, Semkin RG. Hydrochemical studies, In: Moldan B, Cerny K, editors. Scope No. 51. Biogeochemistry of Small Catchments: A Tool for Environmental Research. *John Wiley & Sons*, Chichester, UK; 1994. p. 285-97. Church, 1983
- Cojan, I. and Fouche, O and Lopez, S., Process-based Reservoir Modelling in the Example Meandering Channel , *Seventh International Geostatistics Congress*, Banff, 2004 September.
- Corney, R.K.T., Peakall, J., Parsons, D.R., Elliott, L., Amos, K., Best, J.L., Keevil, G.M., Ingham, D.B. (2006). The orientation of helical flow in curved channels. *Sedimentology*, 10.1111/j.1365-3091.2006.00771.x
- Cronin, B., D. Owen, A. Hartley and B. Kneller, 1998, Slumps, debris flows and sandy deep-water channel systems: implications for the application of sequence stratigraphy to deep water clastic sediments: *Jour. Geological Society*, v. 155, p. 429-432.
- Cronin, B.T., Çelik, H., Hurst, A., Türkmen, I., 2005. Mud prone entrenched deep-water slope channel complexes from the Eocene of eastern Turkey. In: Hodgson, D.M., Flint, S.S. (Eds.), Submarine Slope Systems: Processes and Products. *Geological Society of London Special Publication*, vol. 244, pp. 155e180.

- Cross, T., 1988. Controls on coal distribution in transgressive reservoirs cycles, Upper Cretaceous Western Interior, USA. In: Sea level changes – An integrated approach (ed. By C.K.Wigus, R.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). *Special publication, Society of Economics, Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa, 42, 371-380.
- Cross, T.A., 1991, *High-resolution stratigraphic correlation from perspectives of base-level cycles and sediment accommodation.: Unconformity Related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings* (J. Dolson Ed.), p. 13.
- Deptuck, M.E., Steffens, G.S., Barton, M., Pirmez, C., 2003. Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology* 20, 649-676.
- Deschamps, R., Euzen, T., Delamaide E., Feutchwanger T., Pruden D., 2008. The Upper Manville Incised Valleys of Central Alberta: An Example of Subtle Gas Traps. Extended abstract in *CSPG CSEG CWLS convention* May 12-15, 2008, Calgary, Alberta, Canada.
- Deschamps, R., Guy, N., Preux, N., Lerat, O., (2012): Analysis of heavy oil recovery by thermal EOR in a Meander Belt: from geological to reservoir modelling. *Oil & Gas Science and Technology*.
- Deschamps, R., Omodeo-Salé, S., Fierens, R., Euzen, T., 2017. Stratigraphic architecture of coal and non-marine strata of the Mannville Group in the Western Canadian Sedimentary Basin, South Central Alberta: Part.1. *International Journal of Coal Geology* 179 (2017) 113-129.
- Dey, S. (2014). Fluvial hydrodynamics. GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences, 0.1007/978-3-642-19062-9_9
- d'Heilly, P., Millot, C., Monaco, A., and Got, H., 1988. Hydrodynamic study of the furrow of the Petit-Rhône canyon. *Deep-Sea Res. Part A*, 35:465– 471
- Doligez B, Beucher H., Lerat O., Souza O., (2007): Use of a seismic derived constraint: Different steps and joined uncertainties in the construction of a realistic geological model. In: *Oil&Gas Science and Technology- Rev.IFP*, Vol.62 (2007), N°2, pp.237-248.
- Ducassou, E., 2006. Evolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent. *Thèse de Doctorat*, Université Bordeaux I, Bordeaux, 336 pp.
- Dury, G.H., 1977. Underfit streams: retrospect, perspect and prospect. In: K.J. Gregory (ed.), *River Channel Changes*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 281–93.
- Einsele, G., 1991, Submarine mass flow deposits and turbidites, in, G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher, eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Springer Verlag, New York, p 392-429.
- Einstein A (1926) The cause of the formation of meanders in the courses of rivers and of the so-called Baer's law. *Die Naturwissenschaften* 14:1–3
- Elliot, T. (2000). Depositional architecture of a sand-rich, channelized turbidite system: The upper carboniferous Ross Sandstone Formation, Western Ireland. In P. Weimer, R. M. Slatt, A. H. Bouma, & D. T. Lawrence (Eds.), *Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation 20th annual research conference: Deep-water reservoirs of the world* (pp. 342–373).
- Eschard, R., Albouy, E., Gaumet, F., & Ayub, A. (2002). Comparing basin floor fan versus slope fan depositional architecture in the Pab sandstone, Maastrichtian, Pakistan. In S.A. Lomas & P. Joseph (Eds.) *Confined Turbidite Systems*. London: *Geological Society*, Special Publications 222.
- Eschard, R., Albouy, E., Deschamps, R., Euzen, T. and Ayub, A., 2003, Downstream evolution of turbiditic channel complexes in the Pab Range outcrops (Maastrichtian, Pakistan) : *Marine and Petroleum Geology*, 20, p. 691–710.

- Eschard, R., Deschamps, R., B. Doligez, B., Langlais, V., Euzen, T.; (2011): Connectivity estimation between turbiditic channels and overflow deposits from the modelling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan); In: *Geol. Soc. of London*.
- Eschard, R. and Huc, A., 2008. Habitat of biodegraded heavy oils: industrial implications. In: *Oila & Gas Science and Technology – Rev IFP*, Vol 63 (2008), No. 5, pp. 587-607.
- Euzen, T., Eschard, R., Alboiyuy, E., Deschamps, R., 2007. Reservoir architecture of a turbidite channel complex in the Pab Formation, Pakistan. In: Nilsen, T., Shew, R., Steffens, G., Studlick, J. (Eds.), *Atlas of Deep-Water Outcrops. AAPG Studies in Geology*, vol. 56, p. 20. CD-ROM.
- Faugères, J.C., Imbert, P., Mezerai, M.L., Cremer, M., 1998. Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay), a comparison. *Sedimentary. Geology* 115, 81-110.
- Ferguson, R.I. (1993) Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. In: *Braided Rivers* (Eds J.L. Best and C.S. Bristow), pp. 73–87. Special Publication 75, *Geological Society Publishing House*, Bath.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., and Pirmez, C, 1991. Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. In Weimer, P., and Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Modern and Ancient Submarine Fans*. New York (Springer-Verlag), 415-33.
- Flood, R.D., and Damuth, J.E., 1987. Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon deep-sea fan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98:728-738.
- Flood, R. D., Manley, P. L., Kowsmann, R.O., Appi, C. J. and Pirmez, C., 1991, Seismic facies and sedimentary processes of Submarine Fans and Turbidite Systems : New-York, P. Weimer and M.L. Links, p. 443–51.
- Friedmann, S.J., Garfield, T.R., and Jennette, D.C., 1999. Morphology of channels, fans, and intraslope basins, Late Pleistocene of the west Niger Delta: implications for sedimentological processes and what drives them (abs.), *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Annual Meeting, April 11-14, 1999, San Antonio, Texas, p. A44.
- Friend, P.F. 1983: Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In Collinson, J.D. and Lewin, J., editors, *Modern and ancient fluvial system. International Association of Sedimentologists*, Special Publication 6, 345-54.
- Galli A., Beucher H. (1997) Stochastic models for reservoir characterization: a user-friendly review. SPE38999.
- Gangbazo, G., 2011. Guide pour l'élaboration d'un plan directeur de l'eau : un manuel pour assister les organismes de bassin versant du Québec dans la planification de la gestion intégrée des ressources en eau. Québec, Québec : ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. 329 pages.
- Garcia, M.H. & Parker, G., 1989. Experiment on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science* 245: 393-96.
- García, M., Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Jané, G., Mena, A., Alvé, T. and Juan, C., 2015. Deep-water turbidite systems: a review of their elements, sedimentary processes and depositional models. Their characteristics on the Iberian margins. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (2-3): 189-218 ISSN: 0366-0176.
- Gardet, C. 2014. Modélisation multi-échelles de réservoir et calage d'historique de production. *Thèse de doctorat*, Sciences de la terre, Université Pierre et Marie Curie, 2014, 102pp.

- Gardner, M. H., and J. M. Borer, 2000, Submarine Channel Architecture along a Slope to Basin Profil, Permian Brushy Canyon Formation, in, A. H. Bouma, and C. G Stone, eds., *Fine-Grained Turbidite Systems and Submarine Fans: AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication 68*, p. 195-213.
- Gardner, M. H., J. M. Borer, J. J. Melick, N. Mavilla, M. Dechesne, and R. M. Wagerle, 2003, Stratigraphic Process-Response Model for Submarine Channels and Related Features from Studies of Permian BrushyCanyon Outcrops, West Texas, in, E. Mutti, G. S. Steffens, C. Pirmez, M. Orlando, and D. Roberts, eds., *Turbidites: Models and Problems: Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6-8, p. 757-787.
- Girard, F., Ghienne, J.-F. & Rubino, J.-L. 2012. Occurrence of hyperpycnal flows and hybrid event beds related to glacial outburst events in a Late Ordovician proglacial delta (Murzuq Basin, SW Libya). *Journal of Sedimentary Research*, 82, 688–708.
- Granjeon, D., and F. Joseph, 1999, Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling: *SEPM Special Publication No. 62*, p. 197–210.
- Gupta, S., Collier, J.S., Garcia-Moreno, D., Oggioni, F., Trentesaux, A., Vanneste, K., De Batist, M., Camelbeeck, T., Potter, G., Van Vliet-Lanoë, B, Arthur J.C.R (2017). Two-stage opening of the Dover strait and the origin of island Britain. *Nature communications* 8, 10.1038/ncomms15101.
- Hamon, Y., Merzeraud, G. (2005). Nouvelles données sur le Trias de Sologne (Chemery, Sud-Ouest du Bassin de Paris) : Stratigraphie et environnements de dépôts. *Geologie de la France*, pp. 3-22.
- Hamon, Y., Deschamps, R., Joseph, P., Garcia, D., Chanvry, E. (2016). New insight of sedimentological and geochemical characterization of siliciclastic-carbonate deposits (Alveolina Limestone Formation, Graus-Tremp Basin, Spain). *Bulletin de la Societe Geologique de France*. 187. 10.2113/gssgfbull.187.3.133.
- Hampton, M.A., 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* 42, 775-793.
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69-86.
- Hathaiporn, S., 2006. Fluvial reservoir architecture from near-surface 3D seismic data, block B8/32, Gulf of Thailand. *Master of Science thesis*, Colorado School of Mines, 177pp.
- Heijst, M.W.I.M.v., and Postma, G., 2001, *Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach*. *Basin Research*, v. 13, p. 23
- Held, A.E., 2011. Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviaux méandriques fossiles : application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale. *Thèse de doctorat*, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2011. Français.
- Hjulström, F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 25: 221-527.
- Holbrook, J. and Schumm, S.A. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305: 287-306.
- Huisink, M., 2000. Changing river styles in response to Weichlesian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. In: *Sedimentary Geology* 133 (2000) 115-134.
- Issautier, B., Viseur, S., Audigane, P., Chiaberge, C., 2016. A new approach for evaluating the impact of fluvial type heterogeneity in CO₂ storage reservoir modeling. *C.R. Geosciences* 348 (2016) 531-539.

- Janocko, M., Cartigny, M.J.B., Nemeč, W., Hansen, E.W.M., 2013. Turbidity current hydraulics and sediment deposition in erodible sinuous channels: laboratory experiments and numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology* 41, 222e249.
- Janocko, M., Nemeč, W. (2011). The facies architecture and formation of deep-water point bars: an outcrop perspective. M. Janocko Ph.D. Thesis: Deep-Water sinuous channels. University of Bergen, 2011.,
- Janocko, M., Nemeč, W ; Henriksen, S., Warchol, M., 2013. The diversity of deep water sinuous channel belts and slope valley-fill complexes. In: *Marine and Petroleum Geology* 41 (2013) 7-34
- Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C. and Droz, L., 2008. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Marine Geology*, 252: 62-77.
- Jobe, Z.R., Lowe D.R., Uchytel S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. In: *Marine and Petroleum Geology* 28 (2011) 843-860.
- Joseph, P., Euzen, T., Salles, L., Lerat, O., Schmitz, J., Moraes, M.A.S. AND Almeida, T.C (2011) : "3D Architecture of sinuous slope turbidite channels (Sobrarbe Formation, Ainsa Basin, Spanish Pyrenees)". *Geological Society Conference "Internal architecture, bedforms and geometry of turbidite channels"*, London, June 20-21st 2011, Abstract p. 40.
- Kerr, D., Ye, L., Bahar, A., Kelkar, B.G., and Montgomery, S., 1999, *Glenn Pool field, Oklahoma: a case of improved prediction from a mature reservoir: AAPG Bulletin*, v. 83, p. 18.
- Kneller, B.C., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: A.J. Hartley and D.J. Prosser (Editors), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems. Geological Society Special Publications*, pp. 31-49.
- Kneller, B., 2003. The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 901-910.
- Knighton D (1998) *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Arnold, London, 383 p.
- Knighton, A. D., and G. C. Nanson (1993), Anastomosis and the continuum of channel pattern, *Earth Surf. Processes Landforms*, 18, 613 – 625.
- Knox, J.C., 1995. Fluvial systems since 20,000 years BP. In: Gregory, K.J., Starkel, L., Baker, V.R. (Eds.), *Global Continental Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 87 – 108.
- Kolla, V., Bourges, P., Urruty, J. M. and Safa, P., 2001, Evolution of deep-water Tertiary sinuous channels offshore Angola (west Africa) and implications for reservoir architecture : *AAPG Bulletin*, 85.8, p. 1373– 405.
- Kolla, V., Posamentier, H.W., Wood, L.J., 2007. Deep-water and fluvial sinuous channels: characteristics, similarities and dissimilarities, and modes of formation. *Marine and Petroleum Geology* 24, 388e405.
- Kolla, V., 2007. A review of sinuous channel avulsion patterns in some major deep-sea fans and factors controlling them. *Marine and Petroleum Geology*, 24(6-9): 450-469.
- Kuenen, Ph. H. and Migliorini, C., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Am. J. Geol.*, 58: 91-127.
- Labourdette, R., 2007. Integrated three-dimensional modeling approach of stacked turbidite channels. *AAPG Bull.* 91 (11), 1603–1618.
- Larue DK, Hovadik J (2008) Why is reservoir architecture an insignificant uncertainty in many appraisal and development studies of clastic channelized reservoirs? *J Petrol Geol* 31:337–366.

- Leeder, M.R., Stewart, M., 1996. Fluvial incision and sequence stratigraphy: alluvial response to relative base-level fall and their detection in the geological record. In: Sequence stratigraphy in British Geology (ed. S.P. Hesselbo & D.N. Parkinson). Pp. 47-61. London: *Geological Society of London*.
- Leeder, M.R., Harris, T., and Kirkby, M.J., 1998, *Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy: Basin Research*, v. 10, p. 11.
- Leopold LB, Wolman MG (1957) River channel patterns: braided, meandering and straight. Professional paper 282-B, *United States Geological Survey*, Washington, DC
- Leopold LB, Wolman MG, Miller JP (1964) Fluvial processes in geomorphology. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 522 p.
- Leopold, L.B. and Bull, W.B. 1979. Base level, aggradation, and grade. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 123: 168-202. Lewis, 1984.
- Lopez S. (2003), Modélisation de réservoirs chenalisés méandriques: approche génétique et stochastique. *Thèse de Docteur en Géostatistique*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Lowe, D.R., 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L.J., Pilkey, O.H. (Eds.), *Geology of continental slopes*. SEPM special publication 27, Tulsa, Oklahoma, pp. 75–82.
- Simon Lopez, Isabelle Cojan, Jacques Rivoirard, Alain Galli. Process-based stochastic modelling: meandering channelized reservoirs. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 2008, 40, pp.139-144.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- McCann, S.B., Howarth, P.J., Cogley, J.G., 1971. Fluvial processes in a periglacial environment. *Transactions of the Institute of British Geographers* 55, 69–82.
- Macklin, M.G., Jones, A.F., Lewin, J., 2010. River response to rapid Holocene environmental change: 602 evidence and explanation in British catchments. *Quaternary Science Reviews* 29, 1555-1576.
- Makaske B (2001) Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Sci Rev* 53:149–196.
- Maktouf, F., 2012. Modélisation géologique de systèmes turbiditiques chenalisés contrainte par une simulation des processus sédimentaires (Ph.D. Thesis, Thèse de doctorat en géologie marine). Université Bordeaux-1, Bordeaux, France.
- Matheron, G., Beucher, H., de Fouquet, C., Galli, A. et Ravenne, C., 1987, Simulation conditionnelle à trois faciès dans une falaise de la formation du Brent. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, 28, 213-249.
- Mauffrey, M.A., Urgeles, R., Berné, S., Canning, J., 2017. Development of submarine canyons after the Mid-Pleistocene Transition on the Ebro margin, NW Mediterranean: The role of fluvial connections. In: *Quaternary Science Reviews* 158 (2017) 77-93.
- Merzeraud, G., 2009. Stratigraphie séquentielle, Histoire, principes et applications. Vuibert edition, 168pp. ISBN : 978-2-7117-4068-0.
- Miall, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag Inc., Heidelberg, 582 pp.
- Miall, A.D., 2004. Empiricism and model building in stratigraphy: the historical roots of present-day practices. *Stratigraphy: American Museum of Natural History*, 1, pp. 3-25.

- Miall, A.D., 2000, *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Springer, 616 p.
- Migeon, S., 2000. Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approches morphologique, sismique et sédimentologique. Implications pour la reconnaissance des processus de transport et de dépôt des sédiments et pour la formation de corps sableux en domaine profond. *Thèse de Doctorat*, Université de Bordeaux I, 288 pp.
- Middleton, G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents, III. Deposition of sediment. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 475-505.
- Middleton, G.V., 1970. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: Lajoie, J. (Ed.), *Flysch Sedimentology in North America, Geological Association of Canada Special Paper*, vol. 7, pp. 253-272.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition, Turbidity and Deep Water Sedimentation (Eds G.V. Middleton and A.H. Bouma), *SEPM*, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, 1–38, 1973.
- Migeon, S., Mascle, J., Coste, M., Rouillar, P., 2012. Mediterranean submarine canyons and channels, morphological and geological backgrounds. In: Würtz, M. (Ed.), *Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance*. Gland, Switzerland and Malaga. IUCN (International Union for Conservation of Nature), Spain, pp. 27-42.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 6. Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences, Seismic Stratigraphy-applications to Hydrocarbon Exploration. *AAPG*.
- Moreton, D.J., Carter, B.J., 2015. Chapter 14 - Characterizing alluvial architecture of point bars within the McMurray Formation, Alberta, Canada, for improved bitumen resource prediction and recovery. In: *Fluvial-Tidal sedimentology* (ed; by Philip J. Ashworth, James L. Best, Daniel R. Parsons), *Developments in Sedimentology*, Vol. 68, pp. 529-559.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world oceans. *Journal of Geology* 103, 285 – 298
- Mulder, T. and Cochonat, P., Classification of offshore mass movements, *J. Sed. Res.*, 66, 43–57, 1996.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J. P. M., & Parize, O. (1997). Des courants de turbidité hyperpycniaux dans la tête du canyon du Var? Données hydrologiques et observations de terrain. *Oceanologica Acta*, 20, 607–626.
- Mulder, T. and Alexander, J., The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits, *Sedimentology*, 48, 269–299, 2001.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.C. and Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 861-882.
- Mutti, E. and M. Sonnino, 1981, Compensation cycles – A diagnostic feature of turbidite sandstone lobes: in, International Association Sedimentologists, Second European Regional Meeting, Bologna, Italy: Abstracts Volume, p. 120-123.
- Mutti, E. and Normark, W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: J.K. Leggett and G.G. Zuffa (Editors), *Marine Clastic Sedimentology*. Graham and Trotman, London, pp. 1-38.
- Mutti, E., 1992, AGIP Italy in E. Mutti, (ed.), *Turbidite sandstones*: 275 p.

- Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin, J.A., Gulick, S.P.S., 2006. Seismic facies of incised valley fills, New Jersey continental shelf: implications for erosion and preservation processes acting during latest Pleistocene–Holocene transgression. *Journal of Sedimentary Research* 76, 1284–1303.
- Normark, W. R., 1970, Growth patterns of deep sea fans : *AAPG Bulletin*, 54, p. 2170–2195.
- Normark, W. R. and Piper, D. J. W., 1991, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, in Osborne, R.H. ed., From Shoreline to Abyss : *SEPM Special Publication*, Special Publication 46, p. 207–230.
- Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, 62(6): 912-931.
- O'Connell, S., Normark, W.R., Ryan, W.B.F. and Kenyon, N.H., 1991. An entrenched thalweg channel on the Rhône fan : interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey, *SEPM Special Publication*, pp. 259-270.
- Parrish, J.T., 1998, Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record: New York, Columbia University Press, 338 p.
- Phillips, J.D., 2014. Thresholds, mode switching, and emergent equilibrium in geomorphic systems. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 71-79.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989, Deep Marine Environments : Clastic Sedimentation and Tectonics : London, Unwin Hyman, 416p.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California borderland. *Sedimentology* 30, 681-694.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2001. Sandy fans from Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG Bull.* 85 (8), 1407-1438.
- Pirmez, C., Beauboeuf, R.T., Friedmann, S.J. and Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: Examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. In: P. Weimer et al. (Editors), Deep water reservoirs of the world. *GCSSEPM Foundation*, Houston, pp. 782-805.
- Pirmez, C. and Flood, R.D., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of Ocean Drilling Program Initial reports*, pp. 23-45.
- Plink-Björklund, P., Steel, R.J., 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sediment. Geol.* 165, 29–52.
- Posamentier HW (2001) Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. *Am Assoc Petr Geol B* 85:1771–1793.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition II – Sequences and System Tract Models, Sea-level Changes: an Integrated Approach. Volume Special publication 42. USA, *Society of economic paleontologists and mineralogists*, Tulsa, Oklahoma, pp. 109-124.
- Posamentier, H.W., Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research* 73, 367-388.
- Postma, G., Nemec, W. and Kleinspehn, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58: 47-61.
- Pratson LF, Ryan WBF, Mountain GS, Twichell DC (1994) Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geol Soc Am Bull* 106:395-412.

- Press, F., and Siever, R. (1986). *Earth*. Fourth edition, W. H. Freeman and Company, p. 656.
- Ravenne, C. and Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'I.F.P.*, 38: 279-297.
- Reading, H.G. and Richards, M., 1994. Turbidites systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78(5): 792-822.
- Reijnenstein HM, Posamentier HW, Bhattacharya JP (2011) Seismic geomorphology and high resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of Thailand. *Am Assoc Petr Geol B* 95:1959–1990.
- Retallack, G.J., 1990. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. 2nd edn. Blackwell Science, Oxford, 404 p.
- Richards, M., Bowman, M., Reading, H.G., 1998. Submarine fan systems I, characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology* 17, 689-717.
- Rosgen, D.L. 1994. A classification of natural rivers. *Catena*, 22: 169-99.
- Ross, W. C., B. A. Halliwell, J. A. May, D. E. Watts, and J. P. M Syvitski, 1994, Slope readjustment: a new model for the development of submarine fans and aprons: *Geology*, v. 22, p. 511-514.
- Rust, B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed A.D. Miall), 5, 605-26. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memories*.
- Salles, T., 2006. Modélisation numérique du remplissage sédimentaire de canyons et chenaux sous-marins par approche génétique (Ph.D. thesis, *Thèse de doctorat en géologie marine*). Université de Bordeaux, Bordeaux, France (215 p.).
- Salles, L. 2010. Contrôles structuraux en 3 dimensions de la sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées: exemple des Grès d'Annot (Sud Est de la France). Thèse de doctorat, Nancy-Université – INPL, Nancy, France, 305 pp.
- Shanley, K.W., McCabe, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 544–568.
- Shanmugam, G., 1996. High-density turbidity currents, are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research* 66, 2-10.
- Shanmugam, G., 1997. The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews* 42, 201-229.
- Shanmugam, G., Lehtonen, L.R., Straume, T., Syversten, S.E., Hodgkinson, R.J., Skibeli, M., 1994. Slump and debris flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas (61_e67_N), implications for sand distribution. *AAPG Bulletin* 78, 910-937.
- Shanmugam, G., Bloch, R.B., Mitchell, S.M., Beamish, G.W.J., Hodgkinson, R.J., Damuth, J.E., Straume, T., Syvertsen, S.E., Shields, K.E., 1995. Basin-floor fans in the North Sea, sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. *AAPG Bulletin* 79, 477-512.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 285-342.
- Shanmugam, G., 2012. New Perspectives on Deepwater Sandstones, Origin, Recognition, Initiation, and Reservoir Quality, *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, vol. 9. Elsevier, Amsterdam (524 p.).

- Shanmugam, G. and Moiola, R.J., 1997. Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysh Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Reply. *AAPG Bulletin*, 81(3): 476-491.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*, 65: 1062-1077.
- Schlager, W., 1993. Accommodation and supply a dual control on stratigraphic sequences: *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 25.
- Schumm SA (1977) *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.
- Schumm SA (1981) Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: Ethridge FG, Flores RM (eds) *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*, vol. 31. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, pp 19-29.
- Schumm, S. A., 1993. River response to base-level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101, 279-294.
- Schumm, S.A., AND Ethridge, F.G., 1994, Origin, evolution and morphology of fluvial valleys, in Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., eds., *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: SEPM, Special Publication* 51, p. 10-27.
- Sloss LL (1962) Stratigraphic models in exploration. *Am Assoc Petr Geol B* 46:1050-1057.
- Somme, T.O., W. Helland-Hansen, and O.J. Martinsen, and J.B. Thurmond, 2009, Predicting morphological relationships and sediment partitioning in source-to-sink systems: *Basin Research*, v. 21, p. 361-387.
- Stow, D.A.V., 1985. Deep-sea clastics, where are we and where are we going? In: Brenchly, P.J., Williams, P.J. (Eds.), *Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects*. Published for the *Geological Society* by Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, pp. 67-94.
- Stow, D.A.V. and Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 125-135.
- Straub, K.M., Mohrig, D., 2009. Constructional canyons built by sheet-like turbidity currents: observations from offshore Brunei Darussalam. *Journal of Sedimentary Research* 79 (1), 24-39.
- Su, M., Xie, X, Wang, Z, Jiang, T., Zhang, C., He, Y (2016). Sedimentary evolution of the Central Canyon System in the Qiongdongnan Basin, northern South China Sea. *Petroleum Research* 1, 81-92
- Sylvester, Z., Pirmez, C., Cantelli, A., 2011. A model for submarine channel-levee evolution based on channel trajectories : Implications for stratigraphic architecture. In: *Marine and Petroleum Geology* 28 (2011) 716-727.
- Teles, V., Chauveau, B., Joseph, P., Weill, P., 2016. CATS – A process-based model for turbulent turbidite systems at the reservoir scale. *C. R. Geoscience* 348 (2016) 489-498
- Twichell DC, Roberts DG (1982) Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology*, 10, 408-12.
- Vail, P. R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, vol. 27. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, p. 1-10.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., Thompson, S., III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, 83-98.

- Vandenbergh, J. 1995. Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, 14: 631-638.
- Vandenbergh, J. 2002. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 91: 17-23.
- Vandenbergh, J. (2003). Climate forcing of fluvial system development: An evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*. 22. 2053-2060. 10.1016/S0277-3791(03)00213-0.
- Vandenbergh, J., Kasse, C., Bohnke, S., Kozarski, S., 1994. Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Nova* 6, 476–485.
- Wadsworth, J., Boyd, R., Diessel, C., Leckie, D. and Zaitlin, B.A., 2002. Stratigraphic style of coal and non-marine strata in a tectonically influenced intermediate accommodation setting: the Mannville Group of the Western Canadian Sedimentary Basin, south-central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 50, no. 4, p. 507-541.
- Walker, R.G., 1966. Shale grit and grindstone shales, transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 90-114.
- Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans, models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin* 62, 932-966.
- Weber, M.E., Wiedicke, M.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25, 315–318.
- Woo, M.K., 1986. Permafrost hydrology in North America. *Atmosphere-Ocean* 24, 201–234.
- Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V. and Weaver, P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bulletin*, 86(8): 1441-1462.
- Wynn, R.B., Cronon, B., Peakall, J., 2007. Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture. *Marine and Petroleum Geology* 24 (2007) 341–387
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., and Boyd, R., 1994, The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with sea level change, in Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A, eds, Incised valley systems: Origin and sedimentary Sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 51, p 45-60.

Résumé :

Les systèmes turbiditiques et fluviaux présentent des similitudes, notamment dans leur morphologie (incisions, chenaux), mais de nombreuses différences sont notables, en ce qui concerne l'architecture des dépôts, et l'évolution spatio-temporelle de ces deux systèmes, pourtant génétiquement liés. La comparaison de ces systèmes porte sur l'interaction des différents processus physiques impliqués dans la mise en place et dans le fonctionnement de ces systèmes, et sur les architectures des dépôts préservés.

Les systèmes continentaux et marins profonds sont caractérisés d'abord par les processus physiques conduisant à l'érosion, au transport puis au dépôt des particules sédimentaires. Ces processus sont contrôlés par divers forçages locaux ou globaux, façonnant ainsi leurs morphologies qui évolue dans l'espace (le long du profil amont-aval), et dans le temps. Ces systèmes sont génétiquement liés et l'approche « source-to-sink » comprends l'ensemble des processus continentaux et marins qui contribuent à la production, au transport et au dépôt des sédiments. La compréhension de ces facteurs de contrôles est essentielle pour comprendre et prédire la sédimentation enregistrée dans les bassins à différentes échelles.

L'ensemble de ces paramètres est responsable de l'organisation interne des réservoirs sableux, et la compréhension de ces différents paramètres vont permettre de contraindre les modèles numériques, dont l'objectif est, selon l'échelle considérée (bassin ou réservoir), de prédire la distribution des faciès sédimentaires (réservoirs, roches mères, couvertures), ou de minimiser les risques lors de l'exploitation d'un réservoir.

Mots clés : Système fluviale, système turbiditique, facteurs de contrôle, architectures, modélisation

Architectures and controlling factors of fluvial and turbiditic systems. From characterization to modelling

Abstract :

The turbiditic and fluvial systems have similarities, in particular in their morphology (incisions, channels), but many differences are notable, as regards the architecture of the deposits, and the spatio-temporal evolution of these two systems, yet genetically linked. The comparison of these systems concerns the interaction of the different physical processes involved in the origin and the behaviour of these systems, and on the architectures of the preserved deposits.

Continental and deep sea systems are characterized primarily by the physical processes leading to the erosion, transport and subsequent deposition of sedimentary particles. These processes are controlled by various local or global forcing, thus shaping their morphologies that evolves in space (along the upstream-downstream profile), and over time. These systems are genetically linked and the "source-to-sink" approach includes all the continental and marine processes that contribute to sediment production, transport and deposition. Understanding these controlling factors is crucial in the understanding and the prediction of sedimentation recorded in basins, at different scales.

The allocyclic and the autocyclic controlling factors are responsible for the internal organization of the sandy reservoirs, and the understanding of these different parameters will make it possible to constrain the numerical models, whose objective is, according to the scale considered (basin scale or reservoir scale), to predict the distribution of sedimentary facies (reservoirs, source rocks, seals), or to minimize the risks when producing a reservoir.

Keywords : Fluvial systems, turbiditic system, controlling factors, architectures, modelling