



HAL
open science

Morphologie haute résolution et processus sédimentaires actuels à la terminaison du chenal actuel du Congo (exploitation de la campagne Congolobe)

Céline Jacq

► **To cite this version:**

Céline Jacq. Morphologie haute résolution et processus sédimentaires actuels à la terminaison du chenal actuel du Congo (exploitation de la campagne Congolobe). Sciences de la Terre. 2013. dumas-00854507

HAL Id: dumas-00854507

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00854507>

Submitted on 27 Aug 2013

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

**U
B
O**

université
de bretagne
occidentale



MASTER SML

SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

MENTION

Géosciences Brest

JACQ Céline

**Morphologie haute résolution
et processus sédimentaires actuels
à la terminaison du chenal actuel du Congo
(exploitation de la campagne Congolobe)**

Mémoire de stage de Master 2
Année Universitaire : **2012-2013**

Structures d'accueil : **Laboratoire Domaines Océaniques
& Laboratoire Environnements Sédimentaires**

Tuteurs universitaires : **Laurence Droz (IUEM, LDO)
Nathalie Babonneau (IUEM, LDO)
Bernard Dennielou (IFREMER, LES)**



**U
B
O**
université de bretagne
occidentale

ueb
UNIVERSITÉ
EUROPÉENNE
DE BRETAGNE



Ifremer

Résumé

Les éventails turbiditiques sous-marins sont constitués par l'empilement de corps sédimentaires construits par les écoulements gravitaires. Ces écoulements qui se mettent en place au débouché des grands fleuves contribuent à l'édification de systèmes chenaux-levées au pied de la pente continentale. A l'extrémité des chenaux, des zones d'épandage se mettent en place sous la forme de lobes terminaux.

Les lobes, qui constituent la partie distale des systèmes turbiditiques, ne sont étudiés que depuis une dizaine d'années et leur fonctionnement est assez mal connu. L'objectif de ce travail était donc d'étudier la morphologie et les processus sédimentaires affectant les lobes terminaux actuels du système turbiditique actuel du Congo, situés à plus de 1000 km de l'embouchure du fleuve.

Cette étude s'est basée sur des données bathymétriques très haute-résolution, des carottages et des vidéos de plongées acquises lors d'une récente campagne (CONGOLOBE, décembre 2011-janvier 2012). Elle a permis de caractériser la morphologie de surface du dernier système de lobes entre la transition système chenal-levées/lobe à la terminaison du lobe. Deux volets ont été étudiés :

- 1) les processus gravitaires affectant les levées et les chenaux, et conduisant à la dislocation des levées en blocs, soit par déstabilisation soit par érosion ;
- 2) les dépôts de surface associés aux échappements de fluides froids riches en sulfures et méthane.

Morphologie haute résolution et processus sédimentaires actuels à la terminaison du chenal actuel du Congo (exploitation de la campagne CongoLobe)

Table des matières

I. Introduction	5
II. Contexte géologique	6
1. Travaux antérieurs	6
2. Alimentation du système turbiditique du Congo.....	6
3. Architecture générale du système turbiditique du Congo.....	7
4. Evolution du système turbiditique du Congo au cours du temps.....	8
5. Le dernier complexe de lobes distaux du système turbiditique du Congo	9
6. Processus de dépôts.....	10
a. Les écoulements gravitaires.....	10
b. Les écoulements turbulents.....	11
III. Données et méthodes d'analyse.....	12
1. Données et outils d'acquisition de la campagne CongoLobe.....	13
a. Les acquisitions du ROV.....	13
b. Les carottages.....	14
2. Méthodes d'analyse.....	15
a. Analyse bathymétrique.....	15
b. Dépouillement des vidéos de plongées	16
c. Carottages.....	15
IV. Résultats.....	17
1. Localisation des zones d'étude.	17
2. Analyse de la structure superficielle.	17
Site A.....	17
Site F.....	25
Site C.....	28
3. Analyse des vidéos de plongées.....	32
Les faciès.....	32
Plongées 483 et 484 (site A).....	34
Plongée 486 (site F).....	34
Plongées 489 et 491 (site C).....	35
4. Caractéristiques lithologiques et sédimentologiques.....	38
1. Les faciès.....	38
2. Sédiments prélevés à l'entrée d'un ancien lobe (site A).....	41
3. Sédiments prélevés à l'entrée du dernier lobe (site F).....	41
4. Sédiments prélevés dans le corps du dernier lobe (site C).....	42
5. Sédiments prélevés à l'entrée du lobe ancien n° 1 (site B).....	43
V. Synthèse et discussion.....	44
Dislocation des levées et origine des blocs.....	44
Dépôts associés au suintement de fluides froids.....	46
VI. Conclusion.....	47
Bibliographie.....	48
Annexes.....	50

Table des figures

Figure 1 : Carte de localisation du système sédimentaire du Congo, d'après Babonneau et al. (2002).

Figure 2 : (A) Carte des 80 paléochenaux identifiés à la surface de l'éventail turbiditique, numérotés du plus ancien (N1) au plus jeune (A38), regroupés dans les 3 édifices : Nord (N1-N23), Sud (S1-S19) et Axial (A1-A38); (B) Chronologie relative des 3 édifices (Droz et al., 2003).

Figure 3 : Interprétation de la carte d'imagerie sonar EM12 et localisation des 3 sites étudiés par rapport au dernier complexe de lobes, modifiée d'après Babonneau, 2002. Les lobes sont numérotés du plus ancien (1) au plus récent (5). Leur position par rapport à l'ensemble du système est indiquée par un encadré rouge sur la Fig.2. La carte d'imagerie sonar EM12 non interprétée est présente en annexe (Fig.A).

Figure 4 : Séquences de dépôts décrites dans les séries turbiditiques, d'après Shanmugam (2000)

Figure 5 : Mise à l'eau du robot télé-opéré Victor 6000 (Source : IFREMER)

Figure 6 : Mise à l'eau du carottier Calypso (Source : Centre de Carottage et de Forage National)

Figure 7 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site A

Figure 8 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site A

Figure 9 : Profil bathymétrique (A) et profil de pente (B) perpendiculaires aux chenaux. (1) levée intacte ; (2) levée déformée ; (3) terrasses du chenal Nord ; (4) chenal Nord ; (5) terrasses du chenal Nord ; (6) levées intactes ; (7) chenal Sud ; (8) levées intactes. Profils localisés sur la figure 7.

Figure 10 : Carte bathymétrique de la « vesicobay ». AS : escarpement en arc de cercle.

Figure 11 : Erosion en queue de comète autour des blocs (pointillés rouges). Pointillés bleus : crête des rides.

Figure 12 : Approfondissement du chenal (EPC : escarpement perpendiculaire au chenal ; AS : escarpement arqué)

Figure 13 : Profil bathymétrique longitudinal d'un scour (flanc aval plus raide que le flanc amont)

Figure 14 : Déségrégation de la levée en blocs

Figure 15 : Profil bathymétrique perpendiculaire aux chenaux. (1) levée à blocs ; (2) terrasse ; (3) paléo-chenal ; (4) relief axial ; (5) chenal actuel ; (6) terrasses ; (7) levée à blocs.

Figure 16 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site F

Figure 17 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site F

Figure 18 : Dépôts en forme de croissant

Figure 19 : Morphologie des blocs de la levée Est (1) et de la levée Ouest (4)

Figure 20 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site C

Figure 21 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site C

Figure 22 : Morphologie de la levée dans les zones à blocs

Figure 23 : Profil bathymétrique transversal des rides de courant

Figure 24 : Ondulation des rides de courant autour d'un bloc

Figure 25 : Exemples des différents faciès observés sur l'ensemble des vidéos de plongées. (a) dunes (faciès 1) ; (b) escarpement lité (faciès 2) ; (c) blocs (faciès 2) ; (d) structures inconnues (faciès 3) ; (e) argiles grises hémipélagiques (dans l'encadré) dans un éboulis (faciès 4) ; (f) tapis noirs (faciès 5); (g) tapis blanc (faciès 5); (h) encroûtement massif brun (faciès 5). Les références sous chaque photographie : site, numéro de la plongée, date de la prise de vue. Ces photographies sont localisées sur la carte de répartition des faciès (Fig.29). En l'absence de repère, les échelles proposées pour les photographies, basées sur mon appréciation, sont approximatives.

Figure 26 : Site F (24-12-11, 07:43:51)

Figure 27 : Site F (24-12-11, 13:58:10)

Figure 28 : Dépression mettant à l'affleurement des sables grossiers

Figure 29 : Cartes de répartition des faciès identifiés au cours des plongées 486 (Fig.a, site F), 483 et 484 (Fig.b, site A), 489 (Fig.c, site C), et 491 (Fig.d, site C).

Figure 30 : Photographies des différents faciès observés dans les carottes.

(a) Argiles homogènes ; (b) Lamines argilo-silteuses non déformées ; (c) Argiles grises ; (d) Lamines argilo-silteuses inclinées ; (e) Lamines argilo-silteuses enroulées ; (f) Sables massifs. La portion de log qui correspond à la photographie est encadrée.

Figure 31 : Logs lithologiques synthétiques des carottes prélevées dans les lobes au cours de la campagne CongoLobe

Figure 32 : Processus de débordement du chenal

Table des tableaux

Tableau 1 : Liste des carottes acquises durant la campagne Congolobe. La longueur est celle mesurée avant l'ouverture des carottes. En bleu, les carottes que j'ai étudiées. La carotte CoL-C-CS 06, prélevée au même endroit que CoL-C-CS 05 n'a pas été décrite. La carotte CoL-B-CS 07 a été décrite pour la comparer à CoL-A-CS 01, mais je ne disposais pas d'autres données sur le site B (bathymétrie, plongées).

Tableau 2 : Caractéristiques des *sediment waves* de part et d'autre du chenal actuel

Table des annexes

Fig. A : Carte de réflectivité non interprétée de la zone d'étude : le dernier complexe de lobes, d'après Babonneau, 2002.

Fig. B : Détail de la carte de réflectivité du lobe 3 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites A et B

Fig. C : Détail de la carte de réflectivité du lobe 5 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites F et C

I. Introduction

L'étude du système turbiditique du Congo fournit une opportunité unique pour caractériser les dépôts de haut niveau marin. Il s'agit d'un système turbiditique géant dont les apports riches en matière organique sont transportés en domaine profond (5000 m) jusqu'à 1000 km de l'embouchure du fleuve.

En 2010-2011, la **campagne CongoLobe** a été réalisée dans le golfe de Guinée afin d'étudier les écosystèmes présents dans la zone la plus profonde du système turbiditique du Congo : les lobes terminaux actuels. Cette partie du système turbiditique actif est alimentée presque continuellement en sédiments riches en matériel organique d'origine majoritairement continentale. La diagenèse de cette matière organique, dans les premiers mètres de sédiments, est associée au suintement de fluides froids, réduits, riches en sulfures et en méthane. Cet environnement, a priori hostile au développement des organismes, favorise le développement de faunes chimio-autotrophes et de tapis bactériens. L'objectif de cette campagne multidisciplinaire était donc de comprendre le développement des écosystèmes chimio-synthétiques dans des environnements détritiques et profonds observés sur les lobes, ainsi que leurs liens avec le milieu géologique et géochimique dans lequel ils se mettent en place.

Au cours de ce stage, je me suis concentrée sur la **caractérisation de l'environnement géologique** de 3 sites d'étude de la mission CongoLobe. L'objectif de ce travail de recherche était d'identifier les différentes morphologies observées sur le fond dans le complexe de lobes, d'étudier leur distribution et de proposer les processus sédimentaires à l'origine de leur dépôt. Ces résultats permettront d'apporter des contraintes pour l'étude de la géochimie et la biologie des lobes distaux.

Les données mises à ma disposition sont essentiellement des données de très haute résolution acquises lors de plongées du ROV et des carottages. Elles ont permis une étude détaillée de la morphologie et de la lithologie des lobes distaux.

Les objectifs de ce stage étaient :

- 1) de caractériser les différents objets morphologiques et sédimentaires (blocs, falaises, fonds plats...)
- 2) de déterminer des zones en érosion et en dépôt, et leur géométrie (chenal, levées, flanc de chenal, lobes...)

- 3) de proposer une interprétation en termes de processus à l'origine des différentes structures et des objets sédimentaires (processus gravitaires affectant les levées, blocs transportés ou formés in situ...)
- 4) d'estimer la chronologie des dépôts et distinguer les morphologies associées à la mise en place du chenal actuel des morphologies fossiles

II. Contexte géologique

1. Travaux antérieurs

Le système turbiditique du Congo est l'objet de travaux depuis 20 ans et les campagnes d'étude qui se sont succédées ont permis de bien caractériser son architecture sédimentaire générale.

L'étude de la partie amont du système par levés bathymétriques au cours de la campagne Guinness (1992) a permis la reconnaissance du canyon et de l'éventail supérieur. Le projet ZaïAngo (1998-2003) a fourni de nouveaux éléments sur la stabilité des pentes, les circulations de fluides, la structure profonde de la marge et l'architecture et les processus sédimentaires de l'éventail turbiditique. C'est dans le cadre de ce projet que la campagne ZaïAngo-Rov avait mis en évidence l'existence d'écosystèmes profonds dans la zone des lobes du chenal actuel. Ces écosystèmes associés aux sources de fluides froids étaient l'objet d'étude de la campagne WACS (2011). La campagne CongoLobe s'inscrit donc naturellement dans sa continuité.

2. Alimentation du système turbiditique du Congo

Le système turbiditique du Congo est situé dans le Sud du Golfe de Guinée, sur les marges du Congo et de l'Angola (*Fig. 1*). C'est l'un des plus grands éventails turbiditiques de type argileux, qui s'étend sur plus de 800 km de long et 400 km de large (Babonneau et al., 2002). Ce système, qui se développe d'Est en Ouest, permet le transfert des sédiments du continent africain vers le domaine profond (jusqu'à 5100 m de profondeur).

La connexion entre l'embouchure du fleuve Congo et le canyon sous-marin situé dans sa continuité a été maintenue tout au long du Quaternaire récent. L'activité turbiditique actuelle, c'est-à-dire même en période de haut niveau marin, a notamment été détectée par des ruptures régulières de câbles télégraphiques au début du XXème

siècle (Heezen et al., 1964), ainsi que plus récemment par des mesures sur le fond sur des mouillages (Khripounoff et al., 2003). Son canyon s'étend jusqu'à 30 km dans l'estuaire du Congo. Cette caractéristique a permis au système turbiditique du Congo de bénéficier d'un approvisionnement presque continu en sédiments détritiques en provenance du bassin versant, notamment au moment des périodes de crues du fleuve (Heezen et al., 1964).

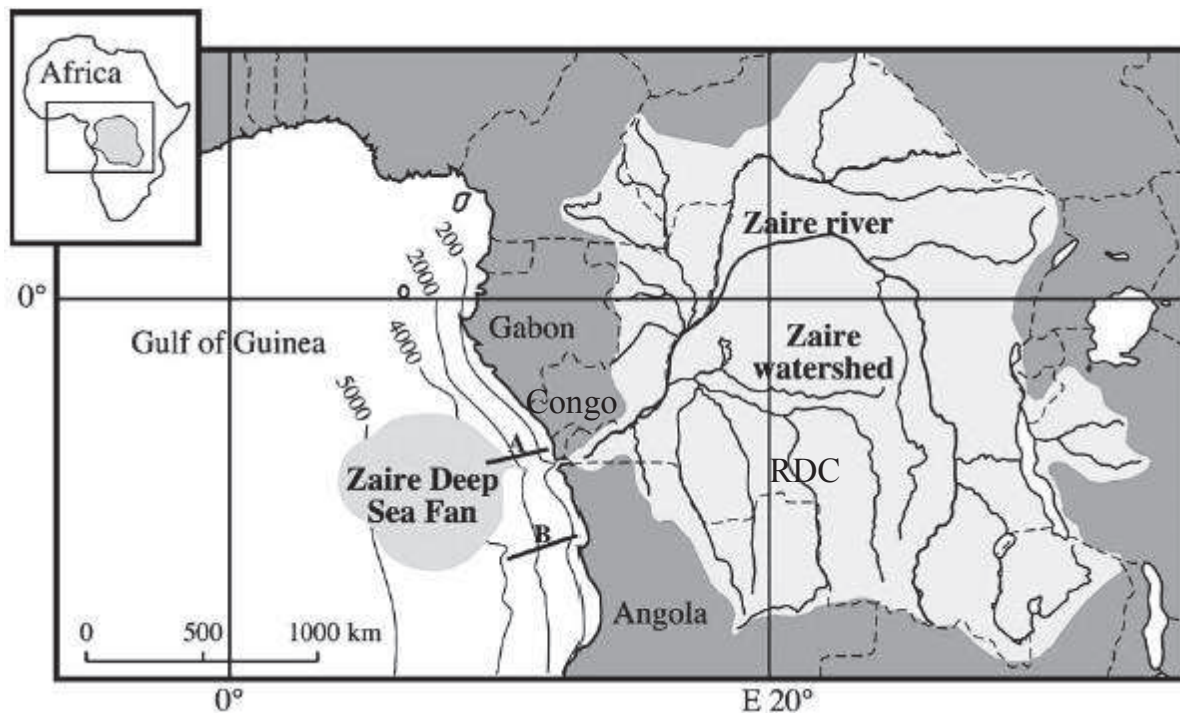


Figure 1 : Carte de localisation du système sédimentaire du Congo, d'après Babonneau et al. (2002)

3. Architecture générale du système turbiditique du Congo

On distingue généralement trois principaux éléments architecturaux de l'amont à l'aval des systèmes turbiditiques : le canyon, le complexe chenal-levées et les lobes distaux.

Le **canyon** est la voie de transit des sédiments vers le domaine profond. C'est une zone dominée par les processus d'érosion. Sa morphologie se caractérise par une vallée en V, aux flancs abrupts, incisant le plateau continental (Shepard, 1981). Les canyons se forment lors de la chute du niveau marin et la période de bas niveau marin relatif. Le canyon du Congo, rectiligne, incise profondément la plate-forme continentale et le talus continental (jusqu'à une profondeur de 1200 m).

Les **systèmes chenaux-levées** se forment dans la continuité des canyons, à la fois par des processus d'érosion et de dépôt. Le chenal actuel du Congo est méandrique et

son fond est très surcreusé (Migeon, 2000 ; Babonneau et al., 2002). De part et d'autre du chenal, les levées, formées par débordements successifs de la partie supérieure des courants de turbidité passant dans le chenal, s'étendent latéralement sur 10 à 50 km (Savoye et al., 2009). Des champs de dunes géantes, les « sediment waves », sont parfois observés à la surface des levées externes. Ils présentent une orientation oblique au chenal lorsque celui-ci est rectiligne ou sub-parallèles quand le chenal est incurvé (Migeon, 2000 ; Wynn et Stow, 2002).

L'appauvrissement des écoulements en particules fines, via le débordement, entraîne une concentration progressive du sable à l'axe des chenaux (Alexander et Morris, 1994). Au débouché du chenal, les écoulements ne sont plus chenalisés et l'énergie du courant se dissipe rapidement. Les sédiments sont transportés par des coulées gravitaires non turbulentes qui déposent alors de fortes épaisseurs de sables non triés et dont la partie sommitale contient fréquemment des clastes argileux (Bonnell, 2005). Des accumulations sableuses de forme lobée à chenalisations frustes, appelés lobes distaux, se mettent ainsi en place à la terminaison des chenaux. Ces épais dépôts sableux sont caractérisés par une large continuité latérale et une pente presque nulle (< 1m/km) (Mutti et Normark, 1991). Ils sont assimilés à la zone d'épandage des sédiments. La région s'étendant entre les chenaux bien définis et les *lobes* bien définis est désignée sous le terme de CLTZ (« channel-lobe transition zone » : zone de transition chenal-lobe) (Mutti et Normark, 1987 ; Wynn et al., 2002). Les lobes actuels du système turbiditique du Congo se différencient de ce schéma théorique par leur nature essentiellement argilo-silteuse, les sables ne se rencontrant qu'à l'axe de petits chenaux d'alimentation des lobes (Babonneau, 2002 ; Bonnell, 2005).

4. Evolution du système turbiditique du Congo au cours du temps

Bien qu'un seul chenal soit actuellement actif, une multitude de systèmes « chenaux-levées » fossiles (systèmes inactifs mais dont la morphologie est bien exprimée sur le fond) sont visibles à la surface de l'édifice turbiditique et sur les profils sismiques. Les courants peuvent en effet créer une rupture des levées. Cette brèche entraîne la bifurcation des écoulements en dehors du chenal et la construction d'un nouveau système chenal-levées ; l'abandon de chenal en amont de la brèche est appelé avulsion (Flood et al., 1991). Les systèmes fossiles appartiennent donc à d'anciens édifices, alimentés par le même canyon que le chenal actuel. Les migrations successives du chenal ont conduit à la mise en place de trois édifices au cours du Quaternaire

(Savoie et al., 2000 ; Droz et al., 2003) (Fig.2). L'édifice Nord (WNW-ESE), dont la surface est marquée par la présence de 23 systèmes chenaux-levées est le premier à s'être formé. L'édifice Sud (NNE-SSW) s'est ensuite mis en place dans le creux situé à l'avant du bourrelet compressif de la déformation salifère affectant la marge angolaise. Enfin, le système le plus jeune, l'édifice Axial, d'orientation E-W, s'est formé dans le creux topographique entre les deux édifices précédents.

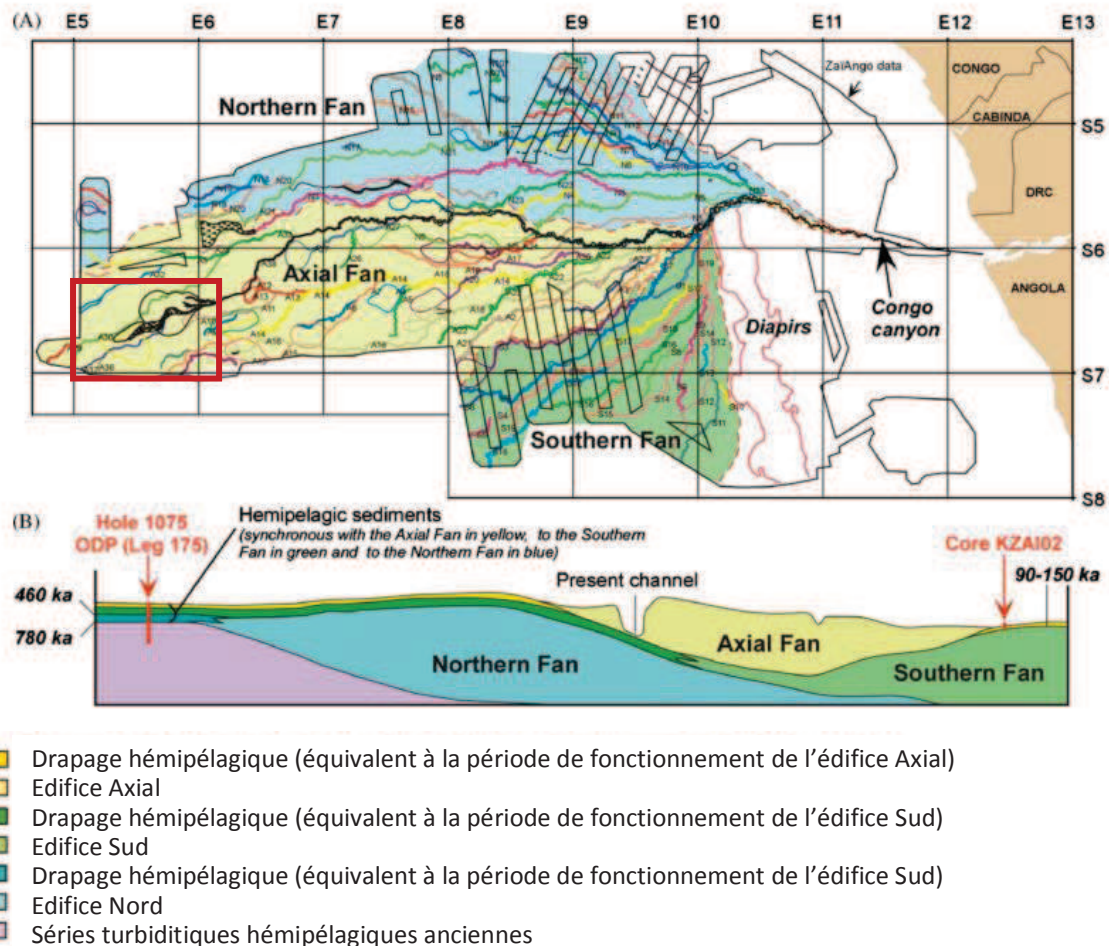


Figure 2 : (A) Carte des 80 paléochenaux identifiés à la surface de l'éventail turbiditique, numérotés du plus ancien (N1) au plus jeune (A38), regroupés dans les 3 édifices : Nord (N1-N23), Sud (S1-S19) et Axial (A1-A38); (B) Chronologie relative des 3 édifices (Droz et al., 2003).

5. Le dernier complexe de lobes distaux du système turbiditique du Congo

Le dernier complexe de lobes distaux est situé vers 5000 m de profondeur et s'étend sur une cinquantaine de km, sur un fond relativement plat. Il est actif depuis moins de 7000 ans (Denniellou et al., 2002). Les données de réflectivité ont permis d'identifier cinq unités lobées (Fig.3), alimentées par des chenaux peu profonds dont la position change rapidement (Babonneau, 2002 ; Bonnel, 2005). Ces chenaux distributaires, caractérisés par une faible réflectivité (image acoustique claire), sont

constitués de dépôts sableux grossiers. La construction des lobes distaux au cours du temps se fait par progradation vers l'aval (Savoye et al., 2000) ; ceux qui se connectent le plus en amont au chenal principal sont donc les plus anciens, tandis que les plus récents se situent dans la partie distale du système. A l'exception du lobe 5 (le plus récent), localisé au débouché du chenal actuel (A38), ils se sont développés le long du flanc nord de ce chenal.

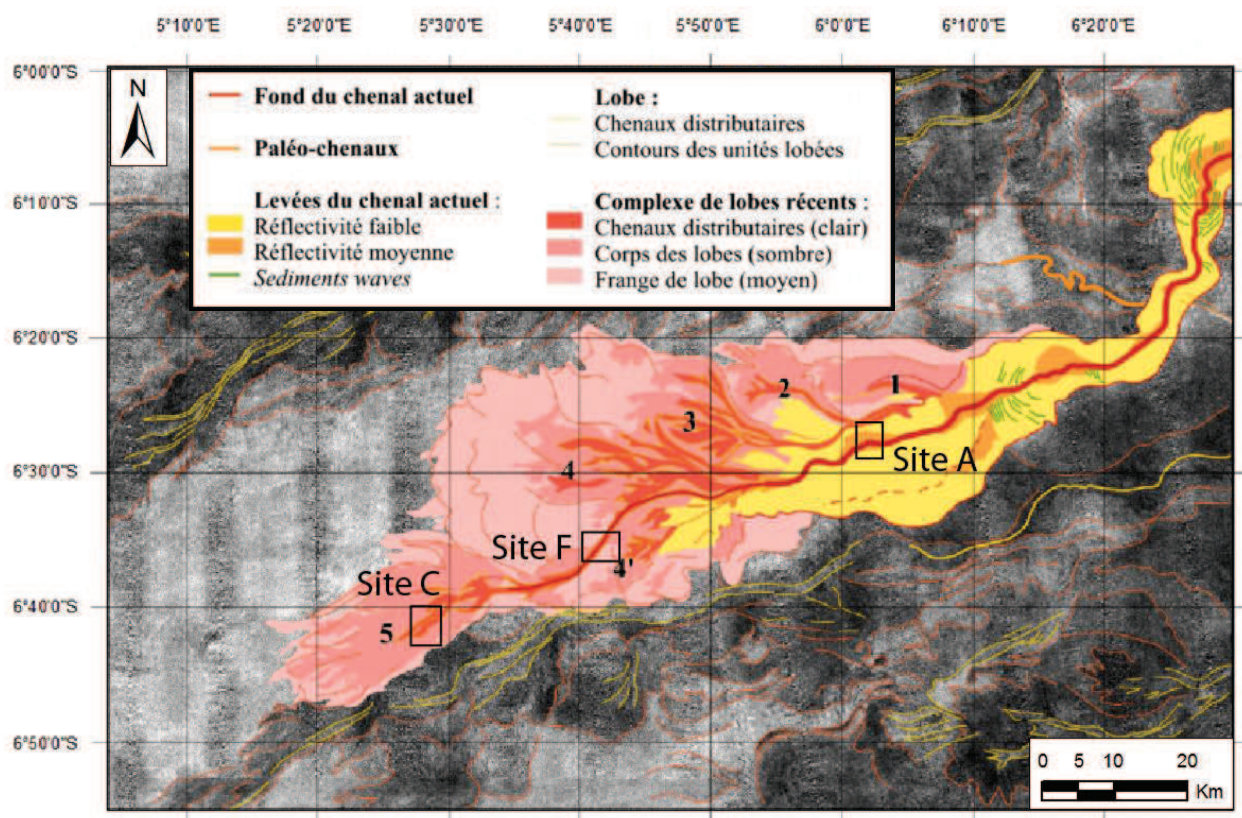


Figure 3 : Interprétation de la carte d'imagerie sonar EM12 et localisation des 3 sites étudiés par rapport au dernier complexe de lobes, modifiée d'après Babonneau, 2002. Les lobes sont numérotés du plus ancien (1) au plus récent (5). Leur position par rapport à l'ensemble du système est indiquée par un encadré rouge sur la Fig.2. La carte d'imagerie sonar EM12 non interprétée est présente en annexe (Fig. A).

6. Processus de dépôts

a. Les écoulements gravitaires

Le transport des sédiments vers le domaine marin profond s'effectue essentiellement sous l'action de la gravité sur la pente (Middleton et Hampton, 1973). On distingue trois types d'écoulement gravitaire en fonction de l'état de cohésion des sédiments transportés (Brown et al., 1989 ; Shanmugam, 2000; Mulder and Alexander, 2001) : les glissements en masse, les écoulements laminaires et les écoulements turbulents.

Au cours d'un *glissement en masse*, des particules homogènes sont transportées par gravité le long d'une surface de cisaillement plane. Le dépôt conserve alors la structure d'origine des sédiments, mais il est affecté par des déformations (par exemple, les slumps). Les *écoulements laminaires* permettent le transport de particules hétérogènes (galets mous d'argiles, sable, galets, blocs rocheux) dans une matrice cohésive argilo-silteuse de forte viscosité (par exemple, les coulées de débris). Dans un *écoulement turbulent*, les particules transportées sont maintenues en suspension par des phénomènes turbulents. Les courants de turbidité sont des écoulements gravitaires turbulents issus d'une instabilité gravitaire initiale. Dans certains contextes où l'embouchure des fleuves aboutit directement sur une pente sous-marine (via un canyon sous-marin), ces courants turbulents peuvent bénéficier d'une alimentation continue et prolongée en sédiments lors des crues de fleuve. On parle alors de courants hyperpycnaux.

b. Les écoulements turbulents

Les sédiments sous-marins déposés par un seul et même courant de turbidité sont appelés « turbidites ».

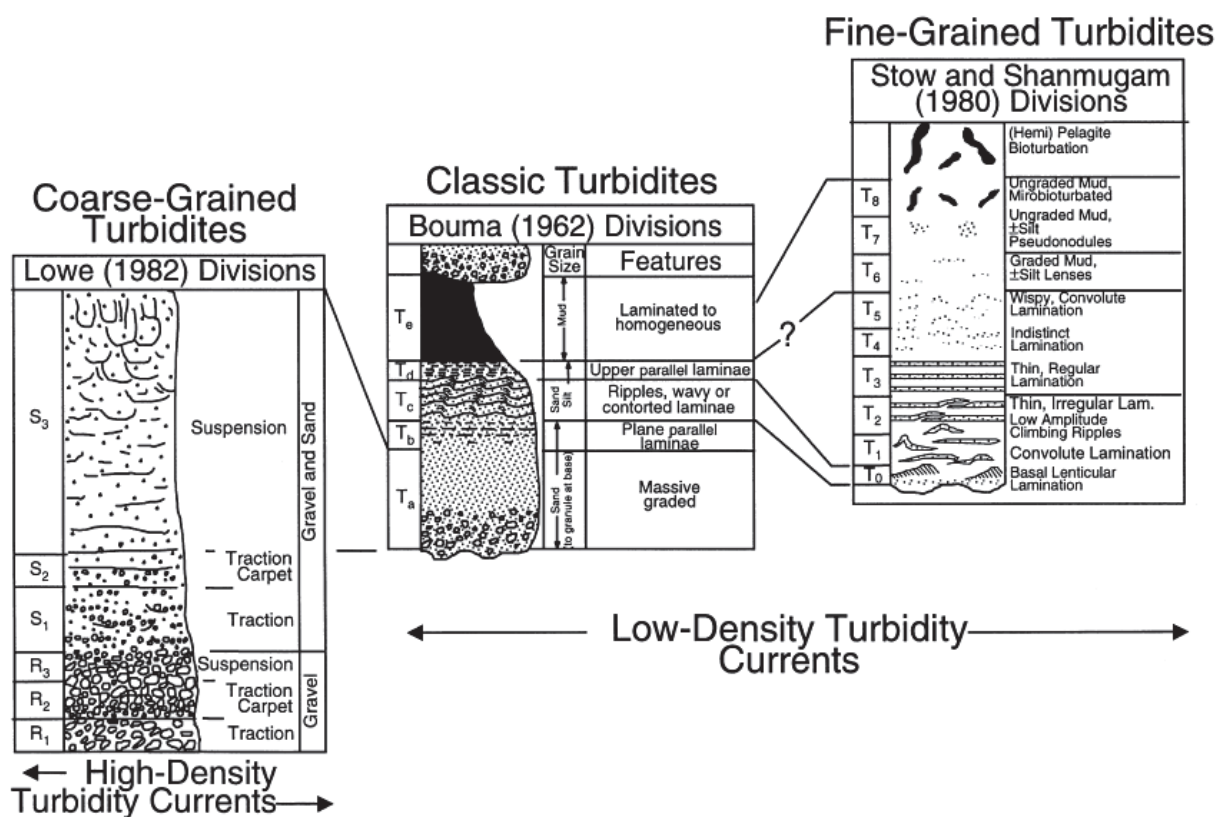


Figure 4 : Séquences de dépôts décrites dans les séries turbiditiques, d'après Shanmugam (2000)

Lors du passage des courants de turbidité, les particules les plus grossières sont tractées sur le fond tandis que les particules fines sont transportées en suspension et se

déposent par décantation. Ces dépôts, organisés en séquences, se caractérisent par une base de séquence, ou de terme (T), nette ou érosive et un granoclassement normal. La séquence verticale de faciès, décrite par Bouma (1962), comprend de la base vers le sommet : (Ta) des sédiments grossiers sans structure interne ; (Tb) des sables fins et laminés ; (Tc) des sables très fins ou silts, à stratifications obliques ou entrecroisées, ou à convolutes ; (Td) une alternance de lamines silteuses et argileuses ; (Te) des argiles très finement laminées ou sans structures (*Fig.4*). La description des séquences de dépôts a été ensuite affinée pour les turbidites à grain fin (argileuses et silteuses) qui constituent les levées (Stow et Shanmugam, 1980) et les turbidites à grain grossier (sableuses et graveleuses) de fond de chenal (Lowe, 1982).

III. Données et méthodes d'analyse

1. Données et outils d'acquisition de la campagne CongoLobe

Les données mises à ma disposition au cours de ce stage étaient des données bathymétriques, des carottages et des vidéos de plongées de 3 sites situés le long du chenal actuel du Zaïre, dans les complexes de lobes distaux. Les données bathymétriques avaient déjà été traitées. J'ai créé un projet SIG sous ArcGIS dans lequel j'ai importé les grilles bathymétriques géoréférencées. J'ai localisé où s'étaient déroulés les prélèvements par carottages et les enregistrements des vidéos de plongées acquises au cours de la campagne CongoLobe sur les cartes. Ces données m'ont permis d'élaborer les cartes structurales et les profils bathymétriques des zones d'étude sous ArcGIS. J'ai également importé des données de bathymétrie et d'imagerie sonar de campagnes antérieures qui m'ont permis d'avoir un point de vue global sur la zone des lobes et de comprendre la transition entre mes zones d'étude. Ces données n'ont cependant pas été traitées au cours du stage. En ce qui concerne les carottages, j'ai participé à l'ouverture et la description de 5 carottes au Laboratoire Environnements Sédimentaires de l'IFREMER, deux des carottes ayant déjà été ouvertes et décrites antérieurement. J'ai réalisé les logs des 7 carottes prélevées pendant la campagne sous Adobe Illustrator. Enfin, j'ai réalisé le dépouillement des vidéos de plongées acquises par le ROV.

a. Les acquisitions du ROV

L'acquisition des données bathymétriques de haute-résolution et des vidéos a été réalisée par le ROV (Remotely-Operated Vehicle). Le ROV Victor 6000 (Fig.5) est un véhicule sous-marin téléopéré dédié à la recherche scientifique. Sa partie inférieure est constituée d'un module scientifique qui peut être interchangé selon la nature de la mission. Deux modules ont été utilisés pour l'acquisition des données exploitées au cours du stage : le module de mesure en route et le module de base.



Figure 5 : Mise à l'eau du robot télé-opéré Victor 6000 (Source : IFREMER)

1) Le **module mesure en route** (MMR, acquisitions géophysiques et caméra haute résolution OTUS) est utilisé à 60 m du fond pour la cartographie haute résolution des fonds avec le sondeur multi-faisceaux (SMF) (cf. ci-dessous), et à 8 m du fond pour la cartographie très haute résolution, permettant également l'acquisition de films et photographies à la verticale du fond.

La **cartographie à haute résolution** des lobes a été réalisée à partir du **sondeur multi-faisceaux (SMF)** du ROV, le SMF Seabat 7125. Le sondeur fournit des données bathymétriques pour l'étude de la morphologie des fonds et des données d'imagerie acoustique pour l'étude de la réflectivité, dont les variations sont interprétées comme des changements de la nature des sédiments et/ou de la morphologie.

Durant la campagne CongoLobe, les paramètres d'acquisition SMF étaient : a) une altitude de 60 m ; b) une largeur de fauchée de 200 m ; c) un espacement entre les transects de 180 m, avec 20 m de recouvrement ; d) une vitesse de 0.4 m/s ; e) une fréquence de 400 kHz ; f) un angle d'ouverture de 120° dans la direction perpendiculaire au ROV et 0,5° parallèlement au ROV. Au total, 3 sites (correspondant à 4 plongées) ont été cartographiés par le SMF du ROV (sites A, F et C analysés pendant ce stage).

Des photographies et **vidéos de plongées** ont été réalisées par une caméra OTUS très haute définition. Au cours des plongées à 8 m, le ROV pouvait descendre à 3 m afin de faire des observations ponctuelles autour d'objets remarquables. L'acquisition des données cartographiques était alors interrompue. Les vidéos ont été enregistrées simultanément sur deux caméras avec des angles de vue différents ; en vue plongeante vers l'avant et en vue verticale, au-dessus du fond.

2) Le *module de base* (MDB, module d'échantillonnage et de mesures in situ) est utilisé pour les observations (films et photographies), les prélèvements d'échantillons (sédiments, eau, organismes...), les mesures in situ...

b. Les carottages

Le but d'un carottage est de récupérer une colonne de sédiments en conservant la position et la structure de ses couches. Cela permet d'obtenir une information verticale sur les variations de la nature des sédiments en profondeur. Les carottiers permettent de remonter des carottes de quelques dizaines de mètres au maximum. Le sédiment de surface, souvent très fluide, est généralement mal préservé dans les carottes prélevées au moyen des carottiers à piston (type Calypso ; Fig.6).

Durant la campagne CongoLobe, sept carottages ont été réalisés sur les différents sites par un carottier Calypso. Ils ont permis de recueillir au total environ 57 m de sédiments, dont environ 40 m ont été ouverts au cours de ce stage (Tableau 1).



Figure 6 : Mise à l'eau du carottier Calypso (Source : Centre de Carottage et de Forage National)

Nom de la carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Longueur (m)	Localisation	Contexte
CoL-A-CS 01	-6° 27,755'	6° 1,960'	4755	11,24	ENTREE DU LOBE	Levée droite (nord) du chenal actuel
CoL-A-CS 02	-6° 28,312'	6° 2,145'	4764	2,72	ENTREE DU LOBE	Flanc gauche (sud) du chenal actuel
CoL-F-CS 03	-6° 34,927'	5° 41,621'	4866	10,90	ENTREE DU DERNIER LOBE	Levée droite (nord) du chenal
CoL-C-CS 04	-6° 39,622'	5° 28,169'	4949	9,68	DERNIER LOBE	Bord (levée ?) droit (nord) de la cuvette
CoL-C-CS 05	-6° 41,950'	5° 29,330'	4950	2,66	DERNIER LOBE	Chenal ("cuvette")
CoL-C-CS 06	-6° 41,949'	5° 29,331'	4954	9,35	DERNIER LOBE	Chenal ("cuvette"). Même position que CS 05
CoL-B-CS 07	-6° 25,612'	5° 49,576'	4822	9,29	LOBE ANCIEN	Levée sud du chenal

Tableau 1 : Liste des carottes acquises durant la campagne Congolobe. La longueur est celle mesurée avant l'ouverture des carottes. En bleu, les carottes que j'ai étudiées. La carotte CoL-C-CS 06, prélevée au même endroit que CoL-C-CS 05 n'a pas été décrite. La carotte CoL-B-CS 07 a été décrite pour la comparer à CoL-A-CS 01, mais je ne disposais pas d'autres données sur le site B (bathymétrie, plongées).

Les carottes, conditionnées en tronçons de 1 m, avaient fait l'objet d'échantillonnages à bord (avant l'ouverture), en vue d'analyses chimiques et microbiologiques (mesures de pH, de température, d'eau interstitielle, échantillonnages pour les analyses microbiologiques, caractérisation des acides gras et des éléments traces). Les propriétés physiques des sédiments ont été mesurées au banc MSCL (Multi-Sensor Core Logger, banc Geotek) de l'Ifremer avant l'ouverture.

2. Méthodes d'analyse

a. Analyse bathymétrique

Les données bathymétriques ont été traitées avec le logiciel CARAIBES (CARtographie Appliquée à l'Imagerie et la BathymétriE de Sonars et sondeurs multifaisceaux) par J. Saout (Ifremer) et m'ont été fournies au format ArcGIS. J'ai réalisé une étude de détail de la morphologie des 3 zones situées le long de l'axe principal du chenal actuellement actif (sites A, F et C) à partir des cartes bathymétriques acquises par le ROV (campagne CongoLobe) et de données plus anciennes sur la réflectivité des fonds.

Pour cela, j'ai créé un SIG sous ArcGIS en important pour chaque site : la carte bathymétrique, la position des carottes, la navigation des plongées. La superposition de la carte des pentes sur les cartes bathymétriques a permis de mettre en évidence les différents objets sédimentaires. Ces informations m'ont servi :

1) à caractériser la morphologie (forme, dimensions, orientations) des objets sédimentaires remarquables observés à la surface des lobes et à distinguer les zones de dépôts intacts (dunes géantes, rides de courant...) ou déformées (en blocs) des zones en érosion (chenaux, sillons d'érosion, *scours*, escarpements, blocs...), afin de déterminer leurs processus de mise en place ;

2) à réaliser des cartes morpho-sédimentaires ;

3) à localiser les observations des plongées.

Des données de mission antérieures ont également été importées, afin de situer les zones d'étude dans le contexte de l'ensemble du système : la carte bathymétrique et la carte de réflectivité du fond (issues de compilations de données des campagnes ZaiAngo, Repezai et Wacs).

b. Dépouillement des vidéos de plongées

Au cours de ce stage, j'ai analysé les vidéos des plongées du site A (plongées 482, 483 et 484), du site C (plongées 487, 489, 490 et 491) et du site F (plongées 485, 486 et 488). Le dépouillement des vidéos de plongées MDB enregistrées par le ROV a été réalisé grâce à la suite de logiciels de post-traitement des données des engins sous-marins « ADELIE » ("Aide au DÉpouillement Interactif des données des Engins sous-marins"), développée par l'Ifremer. Dans ce but, j'ai suivi un stage de formation à l'utilisation d'ADELIE (O. Soubigou, NSE¹, Ifremer).

Les logiciels de la suite ADELIE qui ont été utilisés sont :

- 1) **ADELIE VIDEO**, qui permet de visualiser et manipuler les données de navigation, les images et les vidéos enregistrées par le ROV. Chaque donnée possède une référence temporelle (date et heure de l'acquisition) et spatiale (latitude, longitude et profondeur). La synchronisation des vidéos avec les données de navigation permet ainsi de connaître en temps réel la position des données et de regarder en simultané les vidéos de plusieurs caméras pour avoir différents angles de vue sur un même objet.
- 2) **ADELIE OBS** (pour OBServations) à partir duquel j'ai fait des captures d'images des objets géologiques identifiés. Cet outil nécessite de créer au préalable une liste de thématiques (sous forme de tableau, de liste ou d'arbre) comportant les différents types de morphologies observées sur les vidéos étudiées en détail (plongées MDB CoL-483-3, 484-4, 486-6 489-9, 490-10, 491-11). On peut ainsi sélectionner la morphologie associée à chaque image.
- 3) Au fur et à mesure des captures d'images, les références spatio-temporelles, les thématiques et commentaires sont enregistrées dans un fichier de données. Une fois exportées dans un Système d'Information Géographiques (SIG) compatible comme ArcGIS avec **ADELIE SIG**, ces données d'observation sont ainsi directement géolocalisées et visualisées sur les cartes.

c. Carottages

L'analyse des carottes a eu lieu au Laboratoire Environnements Sédimentaires de l'IFREMER ; cinq carottes ont été ouvertes, photographiées et décrites pendant ce stage. Après l'ouverture longitudinale en 2 demi-carottes sur le banc de découpe, une partie de la carotte est archivée et l'autre est photographiée avant d'être utilisée pour la description visuelle des faciès et séquences sédimentaires. Le dessin d'un log précisant

¹ NSE : Navires et Systèmes Embarqués

la lithologie des sédiments (granulométrie, texture, présence de débris d'organismes ou de fossiles), les structures visibles à l'œil nu (couleur, figures et structures sédimentaires, bioturbation, déformations) et leurs commentaires est réalisé. Cette description est complétée par des prélèvements ponctuels de frottis sur lame mince, observés à la loupe binoculaire, qui permettent d'apporter des précisions sur la microfaune et les minéraux présents. J'ai participé à chacune de ces phases d'étude.

IV. Résultats

1. Localisation des zones d'étude

L'acquisition des données au cours de la campagne CongoLobe s'est effectuée dans le dernier complexe de lobes distaux (*Fig.3*). Les trois sites étudiés se situent le long du chenal actuel : à l'entrée du dernier complexe de lobes (site A), à l'entrée du dernier lobe (site F) et dans la zone d'épandage distale du dernier lobe (site C).

2. Analyse de la structure superficielle

Site A

Le site A se situe à une profondeur moyenne de -4761 m. Il est traversé d'Est en Ouest par deux sillons profonds aux flancs abrupts (*Fig.7*). Un profil perpendiculaire à ces axes permet de bien caractériser leur morphologie. Ces zones localement plus profondes présentant des bordures aux pentes fortes (supérieures à 40°) sont des chenaux (*Fig.9: 4, 7*). Des zones de dépôts des débordements sont présentes de part et d'autre du chenal axial. Ces deux chenaux ont des aspects très différents l'un de l'autre.

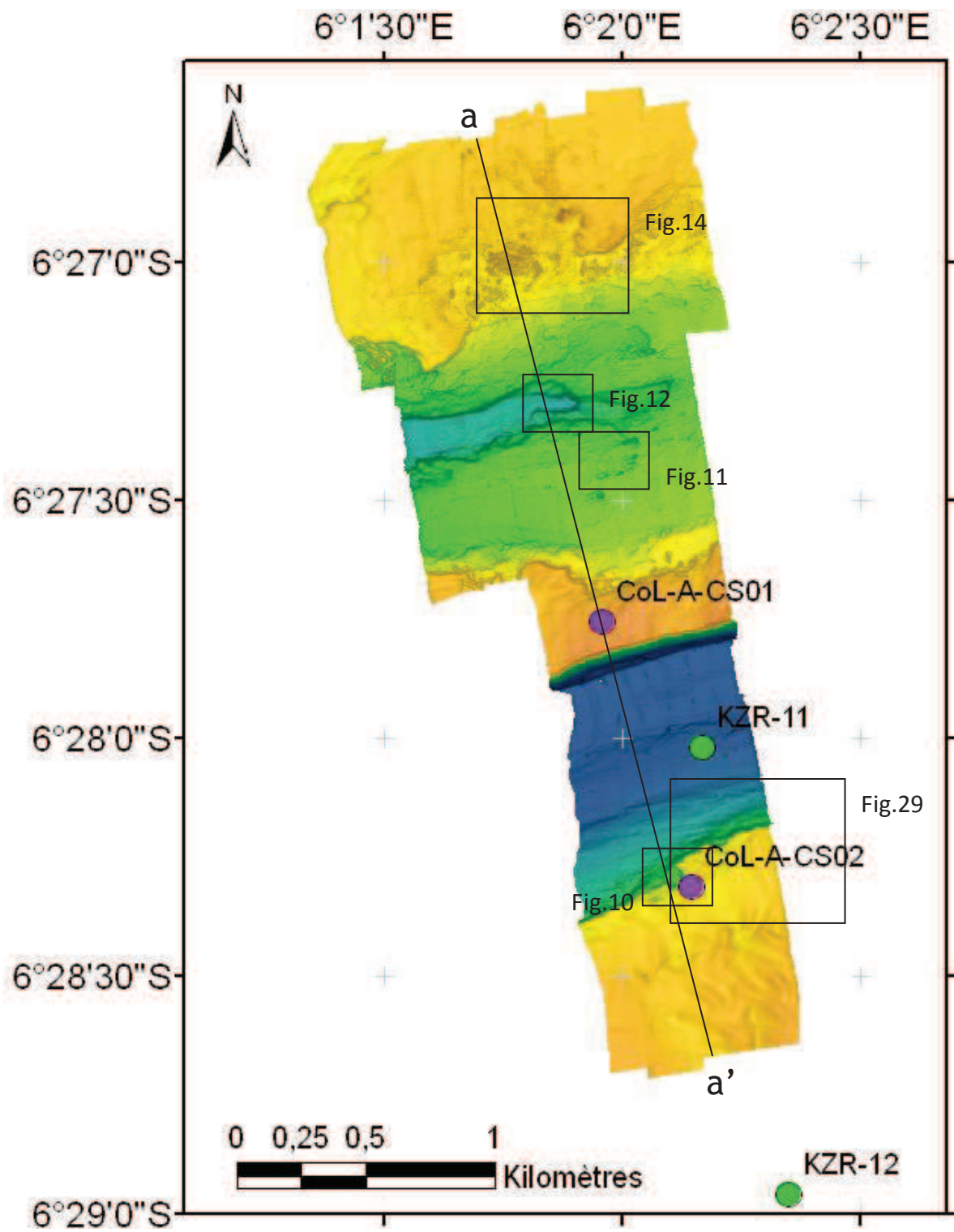


Figure 7 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site A

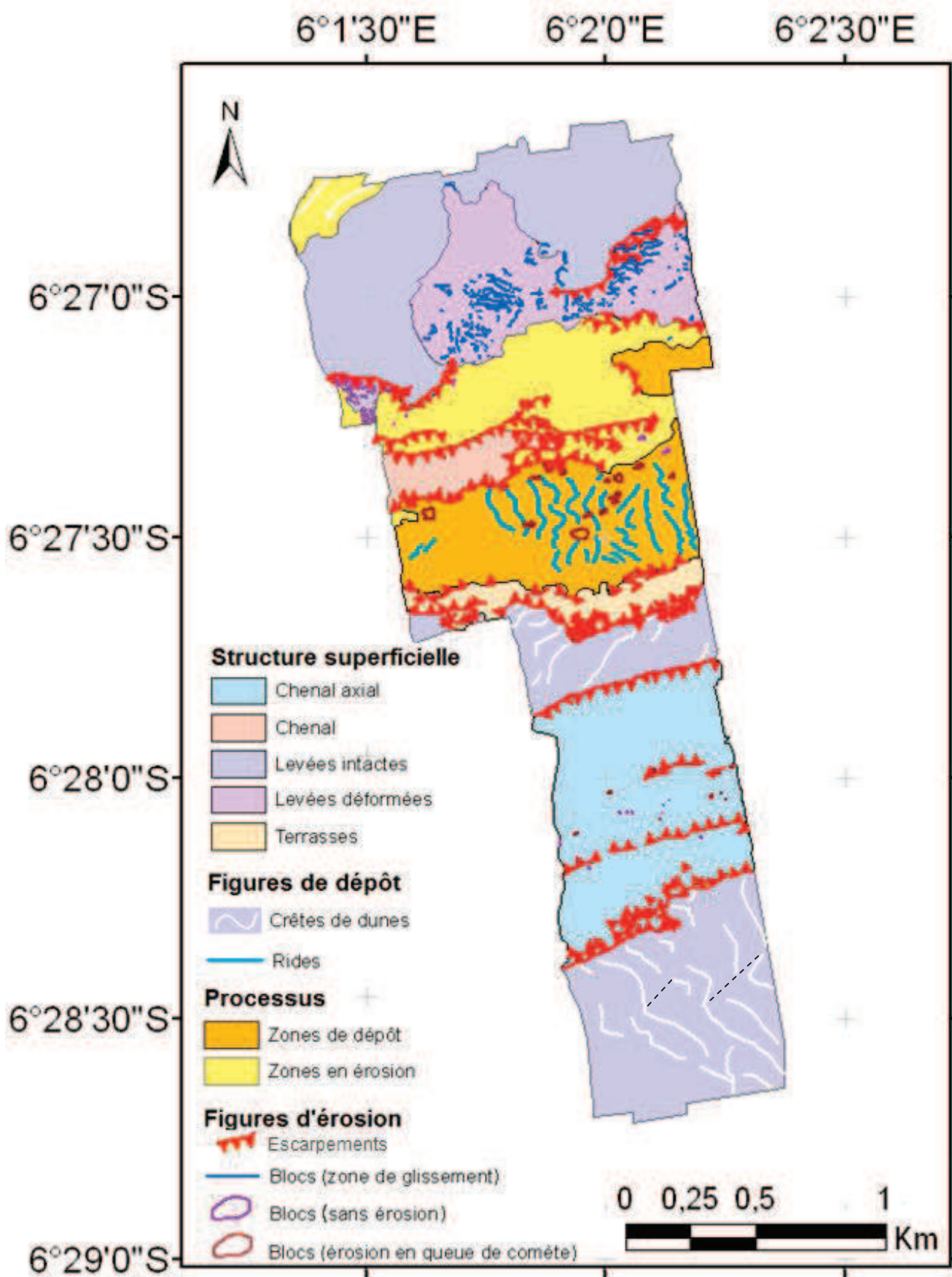


Figure 8 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site A

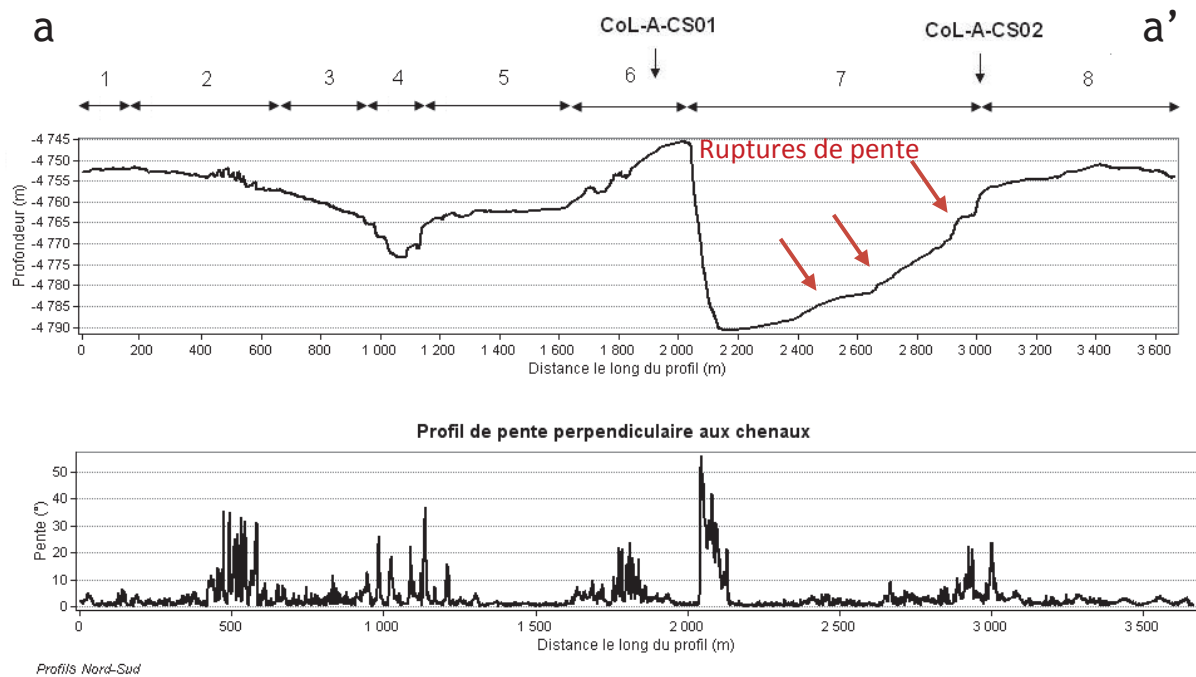


Figure 9 : Profil bathymétrique (A) et profil de pente (B) perpendiculaires aux chenaux. (1) levée intacte ; (2) levée déformée ; (3) terrasses du chenal Nord ; (4) chenal Nord ; (5) terrasses du chenal Nord ; (6) levées intactes ; (7) chenal Sud ; (8) levées intactes. Profils localisés sur la figure 7.

Le chenal sud est très profond et son profil transversal montre une très forte asymétrie (Fig.9: 7). La largeur moyenne du chenal est de 830 m, avec un élargissement jusqu'à 935 m à l'ouest à la faveur d'un changement de direction vers le sud-ouest.

Le *flanc nord du chenal* est très raide : la hauteur maximale entre la bordure et le fond du chenal est de 45 m et la pente atteint au maximum 60° (au niveau de la rupture de pente). Sur le mur du chenal, on constate une légère rupture de pente 2-5 m au-dessus du pied de l'escarpement (Fig.9: 7). La morphologie des pieds de pente laisse penser qu'il s'agit de blocs de sédiments envasés. On devine de légères variations latérales du haut de pente ; elles sont dues à la présence de gullies incisant le mur du chenal.

Le *flanc sud du chenal* a une pente plus faible. La transition entre le chenal et ses bordures est marquée par un escarpement de 10 m (à 45°), mais on observe une pente moyenne plus faible (<5°) en fond de chenal.

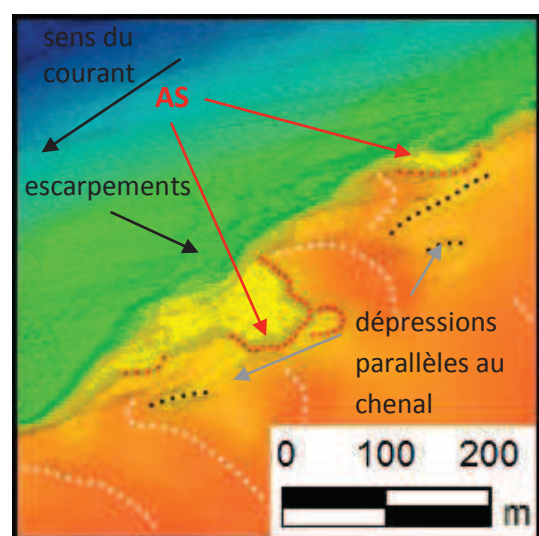
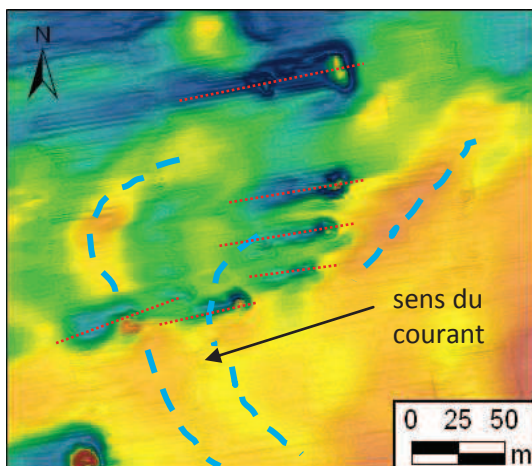


Figure 10 : Carte bathymétrique de la « vesicobay ». AS : escarpement en arc de cercle.

Cette pente est interrompue par deux escarpements de 10° , à respectivement environs 360 et 610 m du rebord nord du chenal (Fig.9: 7). Une grande quantité de sédiments s'accumule en effet au pied de l'escarpement. Deux phénomènes peuvent expliquer cette accumulation : 1) la déstabilisation du flanc sud du chenal ; 2) le dépôt de particules dans le flanc interne du méandre.

Une dépression à fond plat de 4 m de profondeur de 70 m de large (désignée sous le terme de « vesicobay » au cours de la mission) affecte la bordure du chenal (Fig.10). Ses bordures forment un escarpement arqué (AS : arcuate-shaped scarp). La surface de la « vesicobay » est rugueuse du fait du dépôt de blocs de quelques dizaines de cm de haut, issus de la déstabilisation des flancs de la dépression. Un autre escarpement arqué commence à se former sur la levée dans le prolongement de la « vesicobay » et on constate qu'il s'est initié entre deux crêtes de dunes (Fig.10, pointillés blancs). Ces dépressions constituent donc des zones de faiblesse favorisant l'érosion des flancs de la levée. La forme de la « vesicobay » nous donne aussi une indication sur la direction du courant (Fig.10, flèche noire). Son flanc Est est protégé de l'érosion, tandis que sa bordure Ouest se parallélise au chenal, formant une petite terrasse dont la largeur diminue progressivement vers l'Ouest (50 à 20 m de large). Cette morphologie confirme que le courant s'écoule d'Est en Ouest.

Au pied de la rupture de pente, la surface du **fond du chenal** est rugueuse (Fig.10, escarpements). On observe de multiples variations de la pente. Ces variations sont dues soit à des ruptures de pente, soit à la présence de blocs, qui se détachent de la bordure du chenal. On peut distinguer deux types de « blocs » : 1) des blocs de 1 à 3 m de haut et dont les flancs ont une pente de 5 à 12° , allongés parallèlement aux escarpements et accolés aux flancs du chenal ; 2) des blocs plus ou moins circulaires. Ces blocs de sédiments se sont probablement formés in situ, en se détachant des



escarpements du mur du chenal.

En contrebas, dans la zone où le chenal s'approfondit, des blocs épars de 3 à 11 m de diamètre, sont présents sur le fond. Ces blocs présentent de fortes pentes (5 à 30°). Les plus grands blocs (40 cm à 1,5 m de haut) montrent des traces de surcreusement en forme de queues de comète vers l'aval (Fig.11). On constate alors

Figure 11 : Erosion en queue de comète autour des blocs (pointillés rouges). Pointillés bleus : crête des rides.

une dépression de faible largeur suivant les contours du bloc en amont. En aval du bloc, deux dépressions légèrement allongées indiquent le sens du courant en aval (*Fig.11, flèche noire*).

Le chenal, orienté vers l'Ouest change légèrement d'orientation et prend une direction Ouest-Sud-Ouest. La bordure nord du chenal, semble correspondre au flanc externe d'un méandre. Ce flanc de pente très raide, exposé à l'érosion des courants, est probablement assez instable. Par conséquent, on devrait observer des blocs de sédiments en pied de pente. Cependant, peu de blocs sont visibles au pied de ce flanc de chenal. L'énergie du courant est probablement forte le long du flanc externe du méandre. Les blocs déstabilisés sont probablement transportés ou déstructurés par les courants, ce qui explique l'absence de structures de fond. Au contraire, la bordure sud du chenal constitue la partie interne du méandre, abritée des courants. Le transport ou la désagrégation des blocs y est donc moins efficace. L'asymétrie du chenal est directement liée à la morphologie de méandre de cette portion de chenal et est une conséquence de la migration latérale du thalweg.

Ce chenal est bordé par des zones de débordement hautes, situées entre 4745 et 4760 m de profondeur. Un profil bathymétrique perpendiculaire au chenal sud montre que ces **bordures** sont asymétriques (*Fig.9: 6 et 8*). La hauteur des dunes atteint 4745,5 m (soit 45,5 m au-dessus du thalweg) sur le flanc externe (nord) et 4754 m (37 m) sur le flanc sud interne (en bordure du chenal). D'autre part, alors qu'au nord, la hauteur de la levée diminue en s'éloignant du rebord du chenal, on observe le contraire au sud ; la hauteur de la levée augmente latéralement sur 500 m, avant de diminuer. Cette morphologie peut être mise en relation avec la morphologie en méandre de cette portion de chenal. La hauteur des levées diminue avec l'augmentation de la distance à l'axe du chenal. La différence de hauteur entre les 2 levées s'explique donc par le fait qu'on se trouve sur la bordure sud à une plus grande distance de la zone la plus profonde du chenal où se concentre l'écoulement.

Des **champs de dunes (sediment waves)** sont visibles à la surface des levées du chenal. Les crêtes des dunes (*Fig.10, pointillés blancs*) ont une orientation globalement oblique par rapport au chenal axial. Mais sur le flanc nord, on constate qu'elles ont tendance à se paralléliser en s'éloignant de l'axe (à 200 m du chenal), ce qui confirme que le chenal est incurvé. De plus, on remarque que sur les deux flancs l'amplitude des dunes diminue en s'éloignant du chenal (*Tableau 2*).

	Amplitude (m)	Longueur d'onde (m)	Extension latérale (m)
Levée Sud	0,5 - 3,5	70	> 1500
Levée Nord	0,5 - 2,5	70	200 - 400

Tableau 2 : Caractéristiques des *sediment waves* de part et d'autre du chenal actuel

Des **dépressions allongées** longues de 50 à plus de 100 m et profondes de 0,5 à 1,5 m se forment parallèlement à la bordure de la levée, à quelques dizaines de mètres de la rupture de pente (*Fig.10, pointillés noirs*). Elles s'initient dans le creux formé entre deux crêtes des dunes successives, sur le flanc interne. On retrouve des dépressions similaires à 300 m du chenal (*Fig.8, pointillés noirs*). Leur présence fait varier localement l'orientation des crêtes de dunes, qui reprennent ensuite leur position initiale.

Le **chenal nord** (*Fig.9: 4*) est un chenal peu profond (6 à 8 m). Sa position est surélevée par rapport au chenal actuel : son niveau moyen se situe 20 m au-dessus du thalweg du chenal actuel (à 4773 m). Sur le profil transversal, les **flancs du chenal** présentent un net escarpement dans la partie ouest du site (pentes des flancs du chenal respectivement au nord et au sud de 20 et 25°), délimitant une dépression en U de 140 m de large. Ses limites sont moins marquées à l'est. Le **fond du chenal** est lisse au pied du flanc nord, tandis

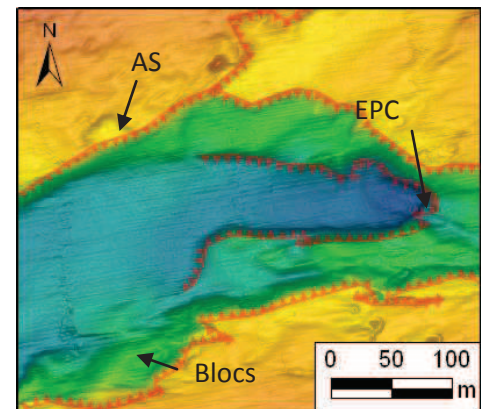


Figure 12 : Approfondissement du chenal (EPC : escarpement perpendiculaire au chenal ; AS : escarpement arqué)

que le flanc sud s'approfondit en pente douce au pied d'un escarpement initial raide de 4 m de haut. Au pied cet escarpement, la surface est plus rugueuse, probablement sous l'effet de la déstabilisation et de dépôts de blocs en pied de pente. La coupe longitudinale du chenal montre que celui-ci s'approfondit brutalement de 4 m au niveau d'un escarpement proéminent en arc de cercle concave, perpendiculaire à la longueur du chenal (*Fig.12*). D'autre part, en aval de cette rupture de pente, la zone lisse en fond de chenal n'est pas plate, mais s'épaissit de 2 m sur une distance de 300 m avant de s'approfondir à nouveau. Cela suggère que le fond de ce chenal est en remplissage.

Le chenal nord et ses terrasses asymétriques s'étendent sur 900 m de large. Sur la **bordure sud du chenal** (*Fig.9: 5*), on constate la présence d'une large terrasse (300 à 400 m) à surface globalement plate (pente moyenne <2°) située 8 m au-dessus du fond

du chenal. Des rides perpendiculaires à la direction du courant s'y sont formées (*Fig. 11, pointillés bleus*). Ces rides sont caractérisées par une amplitude diminuant vers l'aval de 1 m à 50 cm et une longueur d'onde diminuant de la même manière de 100 à 50 m. De nombreux petits blocs circulaires de 0,5 à 3 m de haut sont dispersés entre les crêtes des rides près du flanc sud du chenal. Des figures d'érosion en queue de comète sont visibles autour de chaque bloc (*Fig. 11*). Des dépressions allongées dans la même direction que les queues de comètes sont présentes en aval des blocs. Hormis l'absence de bloc dans la partie centrale, ces figures d'érosion présentent des profils longitudinaux similaires, typiques des scours.

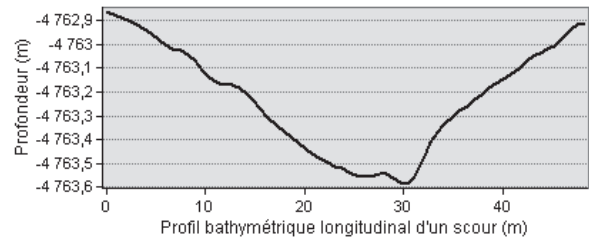


Figure 13 : Profil bathymétrique longitudinal d'un scour (flanc aval plus raide que le flanc amont)

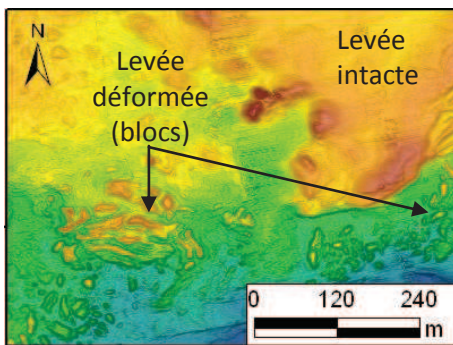


Figure 14 : Déségrégation de la levée en blocs

La **bordure nord**, adjacente à la levée est en érosion (*Fig. 8; Fig. 9:3*). Des escarpements nets limitent la levée intacte des zones en érosion. Cette zone en érosion associée au chenal nord, est caractérisée par une surface légèrement rugueuse. A l'arrière de cette zone, la partie centrale la levée est complètement déformée (*Fig. 9: 2 ; Fig. 14*) : sa surface se disloque en blocs (allongés ou circulaires) caractérisés par une hauteur de 2 m et des flancs raides (jusqu'à 35°). Cette zone de la levée affectée par une intense déformation s'étend latéralement jusqu'à 700 m et sa surface est de 0,39842 km². Des monticules circulaires ou allongés parallèlement aux escarpements, de 1 à 3 m de haut, bordent la limite Est entre les levées intactes et déformées.

A l'extrémité nord-ouest du site A, la surface de la levée est marquée de légers sillons nord-est/sud-ouest de 2 m de profondeur. Cette zone plus profonde en érosion (*Fig. 8*) semble être associée à un autre chenal situé plus au nord.

Le chenal nord est un paléochenal perché dont les terrasses montrent une activité des courants : rides de courant, figures d'érosion en queue de comète autour des blocs. Bien que partiellement rempli par des dépôts, le chenal montre un escarpement perpendiculaire à la direction d'écoulement très net et un fond lisse (absence de structures dans le fond du chenal, bien qu'on soit proche de la levée déformée), ce qui

suggère que des courants sont actifs. La transition entre la levée nord du chenal sud (Fig.9: 6) et la zone de rides de courant est marquée soit par un flanc raide de 12 m de haut, soit par une succession d'escarpements parallèles. Ces escarpements arqués (AS : arcuate-shaped scarp) similaires à ceux observés sur le flanc sud du chenal actuel, semblent s'initier dans la zone de faiblesse située entre les crêtes des dunes. Une petite terrasse de 50 à 100 m de large se situe au pied de ces escarpements, 5 m au-dessus de la zone où se sont formées les rides.

Site F

Le site F se situe à une profondeur moyenne de 4875 m. Il est traversé par deux chenaux parallèles à fond lisse (Fig.15) qui s'élargissent vers l'aval. Les chenaux, orientés NNE-SSW, sont séparés par un relief d'une dizaine de mètres de haut. Une coupe transversale (au nord du site) (Fig. 17) montre que le chenal axial (chenal Est) est plus profond d'une dizaine de mètres.

Le **chenal actuel**, profond de 15 m, présente un profil transversal en U, avec deux flancs raides (à 45°). Au pied du flanc ouest, le fond est recouvert par 5 m de dépôt. Des escarpements en arc de cercle (AS) sont visibles sur chacun des flancs. Des blocs se sont déposés sur le fond du chenal au pied de ces escarpements. La partie aval de ce chenal présente une morphologie différente : le chenal s'est élargi (de 350 à 650 m), mais sa partie plus profonde et lisse est réduite à moins de 100 m de large. Le flanc ouest du chenal est parcouru de rides longitudinales de 1 à 5 m de haut. Ces rides, adjacentes au relief axial, sont légèrement obliques par rapport au flanc du chenal.

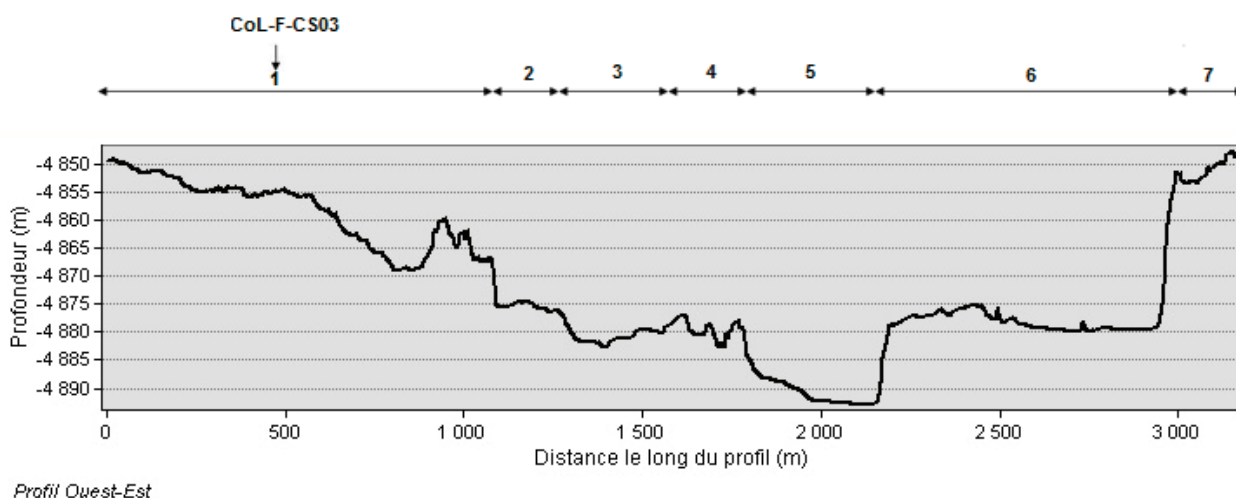


Figure 15 : Profil bathymétrique perpendiculaire aux chenaux. (1) levée à blocs ; (2) terrasse ; (3) paléo-chenal ; (4) relief axial ; (5) chenal actuel ; (6) terrasses ; (7) levée à blocs.

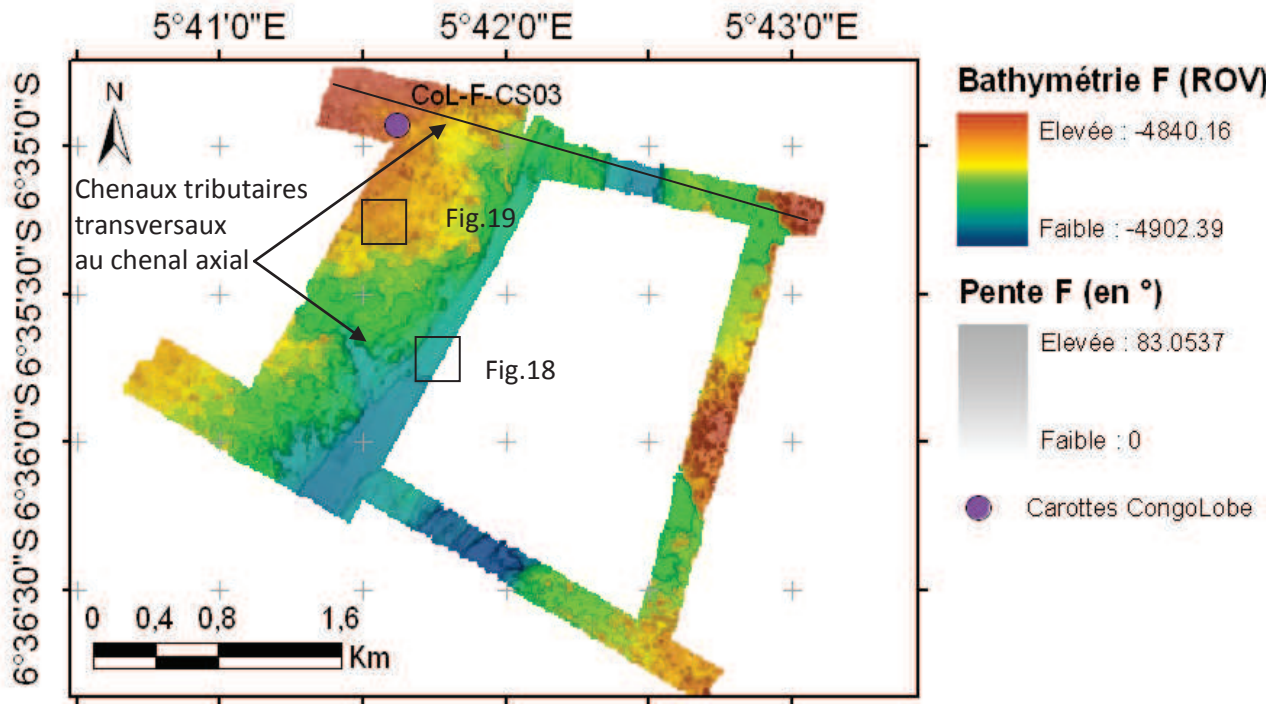


Figure 16 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site F

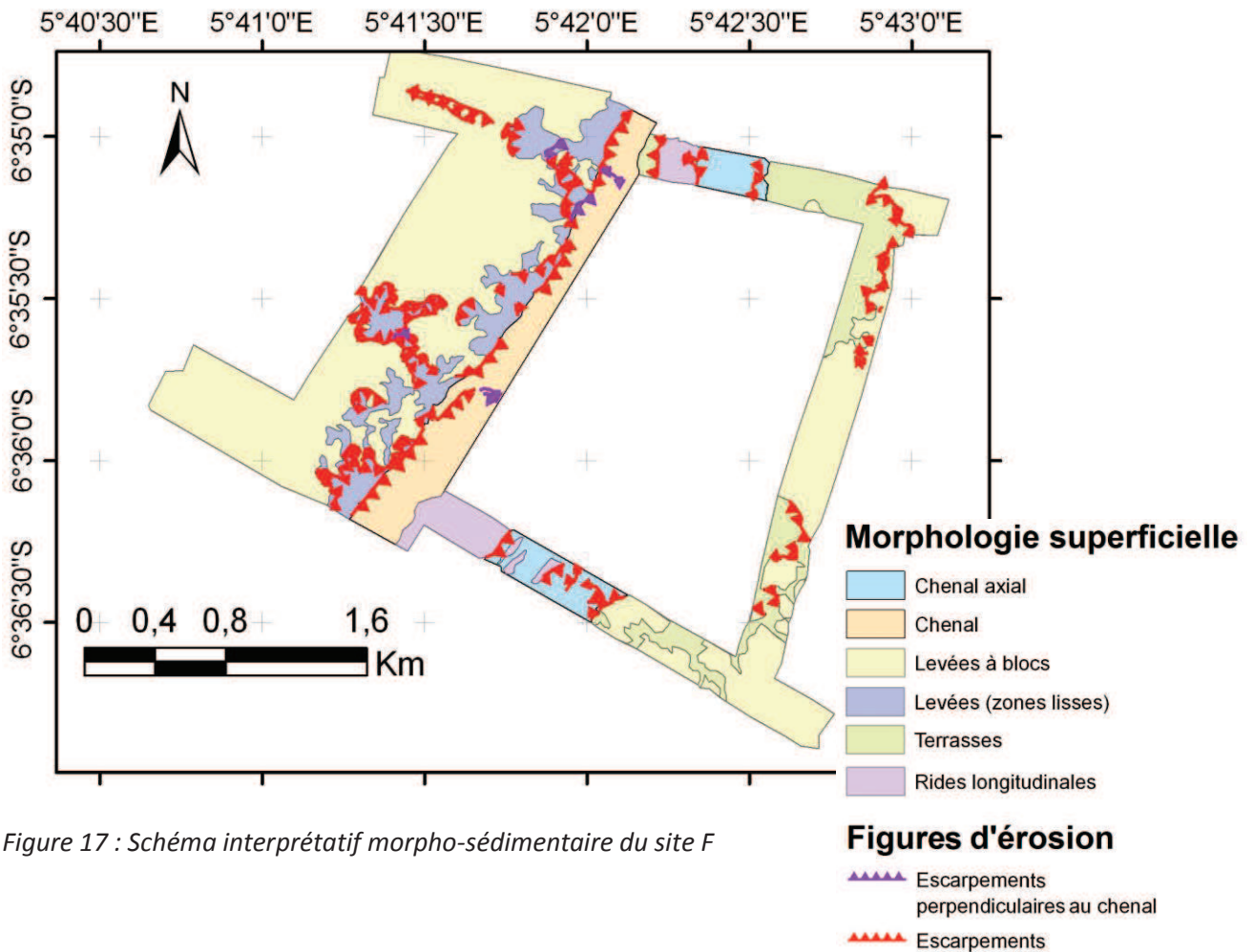


Figure 17 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site F

Elles ont probablement commencé à se former par érosion du relief axial, avant que le chenal ne change de direction. Ce chenal est bordé à l'est par des zones à surface plane, les terrasses, sur lesquelles on observe des blocs épars.

Le **chenal ouest** est caractérisé en amont par des flancs peu marqués, bordés à l'ouest par des terrasses surélevées de 6 m et à l'est par le relief séparant les chenaux (Fig. 17). Quelques blocs de 2 à 4 m, aux pentes raides sont présents sur le fond (lisse). Le profil longitudinal du chenal est marqué par deux escarpements perpendiculaires à l'écoulement (respectivement 4 m et 2 m de haut) permettant son approfondissement du NNE vers le SSW (Fig. 16). La surface des zones lisses est ponctuellement recouverte de petits dépôts en forme de croissant, orientés de manière concave par rapport à la direction du courant (Fig. 18). Ces dépôts sont observés au pied et en aval d'escarpements arqués à fond lisse (sur la levée).

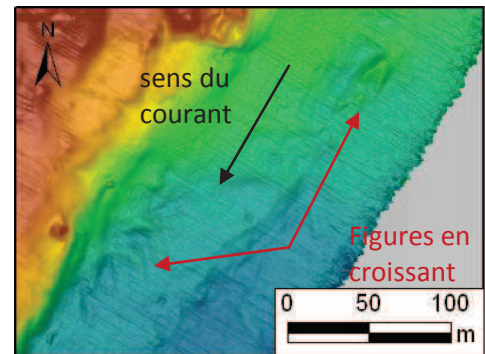


Figure 18 : Dépôts en forme de croissant

Des **levées** surplombant le talweg de 35 m, sont présentes de part et d'autres du chenal axial (Fig. 17). Ces levées sont déformées et leur surface chaotique est marquée par la présence de multiples blocs plurimétriques aux flancs raides (jusqu'à 60°). Les zones de blocs présentent des aspects différents :

- 1) A la surface de la levée Est, les blocs forment des monticules de 1 à 10 m de haut, au sommet aplati ou de faible pente. Les plus gros ont une base circulaire et de 20 m diamètre. Il n'est pas possible d'individualiser tous les blocs, certains monticules étant constitués de blocs emboîtés à surface rugueuse. Entre les monticules, la levée est recouverte de blocs à faible expression morphologique (pente <math><10^\circ</math>).

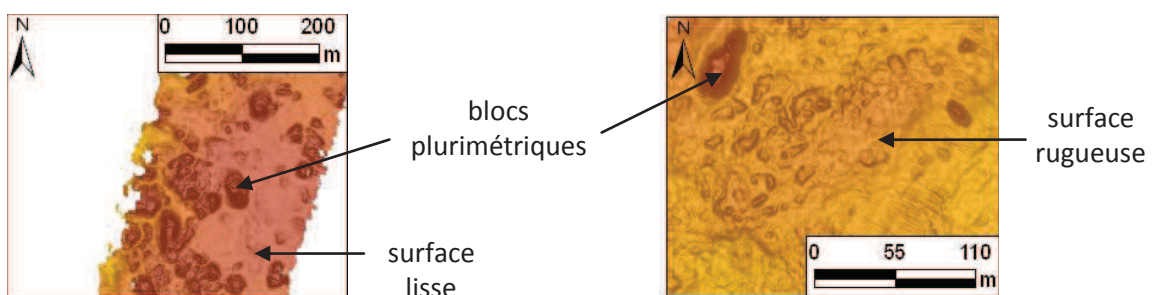


Figure 19 : Morphologie des blocs de la levée Est (1) et de la levée Ouest (4)

- 2) Sur la terrasse, au pied de la levée Est, les blocs ont des dimensions similaires (20 m de diamètre). Mais leur forme est allongée et leur profil transversal montre un sommet pointu.
- 3) Les blocs déposés dans le fond du chenal Ouest présentent des caractéristiques similaires à ceux des terrasses, à la différence qu'ils ne s'évasent pas à la base.
- 4) Sur la levée Ouest, les blocs sont moins bien individualisés car même ceux de dimensions réduites présentent de forte pente. La surface est donc très rugueuse.

Sur le flanc ouest, les bordures externes des levées sont incisées par des **chenaux tributaires** peu profonds (100 m de large et 6 m de profondeur) (*Fig.15*). Leurs flancs (chenal B, *Fig.16*) sont alors soulignés par des escarpements nets (30°). En amont de ce chenal en U, on observe une large zone à fond lisse. Les bordures de cette zone sont constituées d'une succession d'escarpements en arc de cercle. Un autre chenal tributaire est observé au nord du site (chenal A, *Fig.15*). Son expression morphologique est plus faible, son profil transversal en V et des blocs commencent à individualiser sur sa surface qui devient rugueuse. Cela semble indiquer que ce chenal est soumis à des glissements, initiés par la déstabilisation des pentes. Il est probablement plus ancien et n'est plus actif actuellement.

Cette zone à la terminaison du chenal actif est donc dominée par l'érosion. Cela se traduit par la désagrégation en blocs des levées. Sur le flanc est du chenal, la transition entre les levées et le chenal est très progressive. Un profil transversal au chenal révèle (de la levée vers le chenal) :

- 1) des levées déformées dont la surface se disloque en blocs ;
- 2) des terrasses à surface rugueuse ;
- 3) des terrasses à surface lisse, avec quelques blocs épars).

Site C

Au niveau du site C (4944 m de profondeur), l'écoulement est moins chenalisé. On distingue une zone plane et lisse de plus de 4 km de large (*Fig.20*) orientée vers le SW. Située dans le prolongement du chenal actuel, cette zone est bordée par des zones de dépôts.

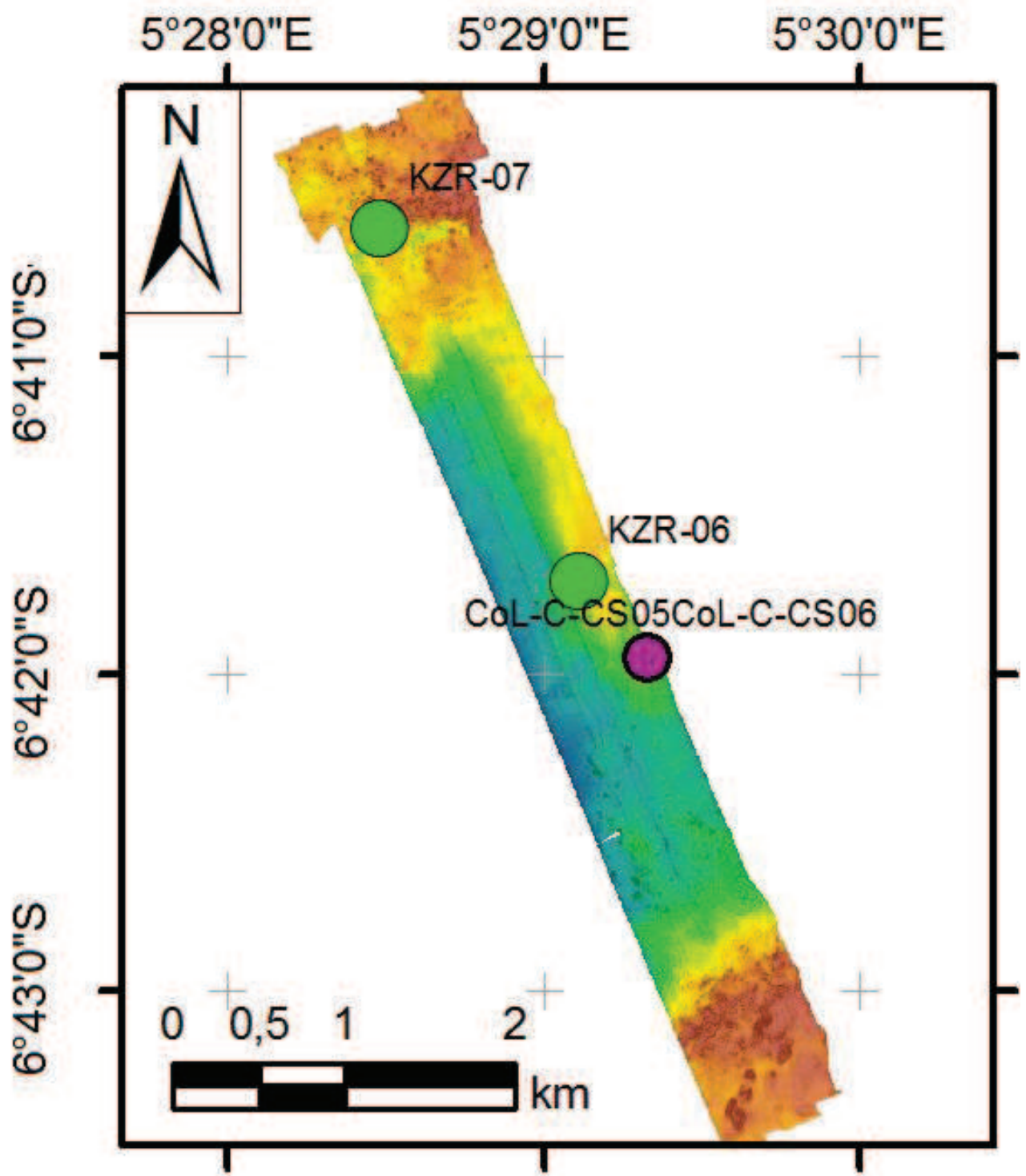


Figure 20 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site C

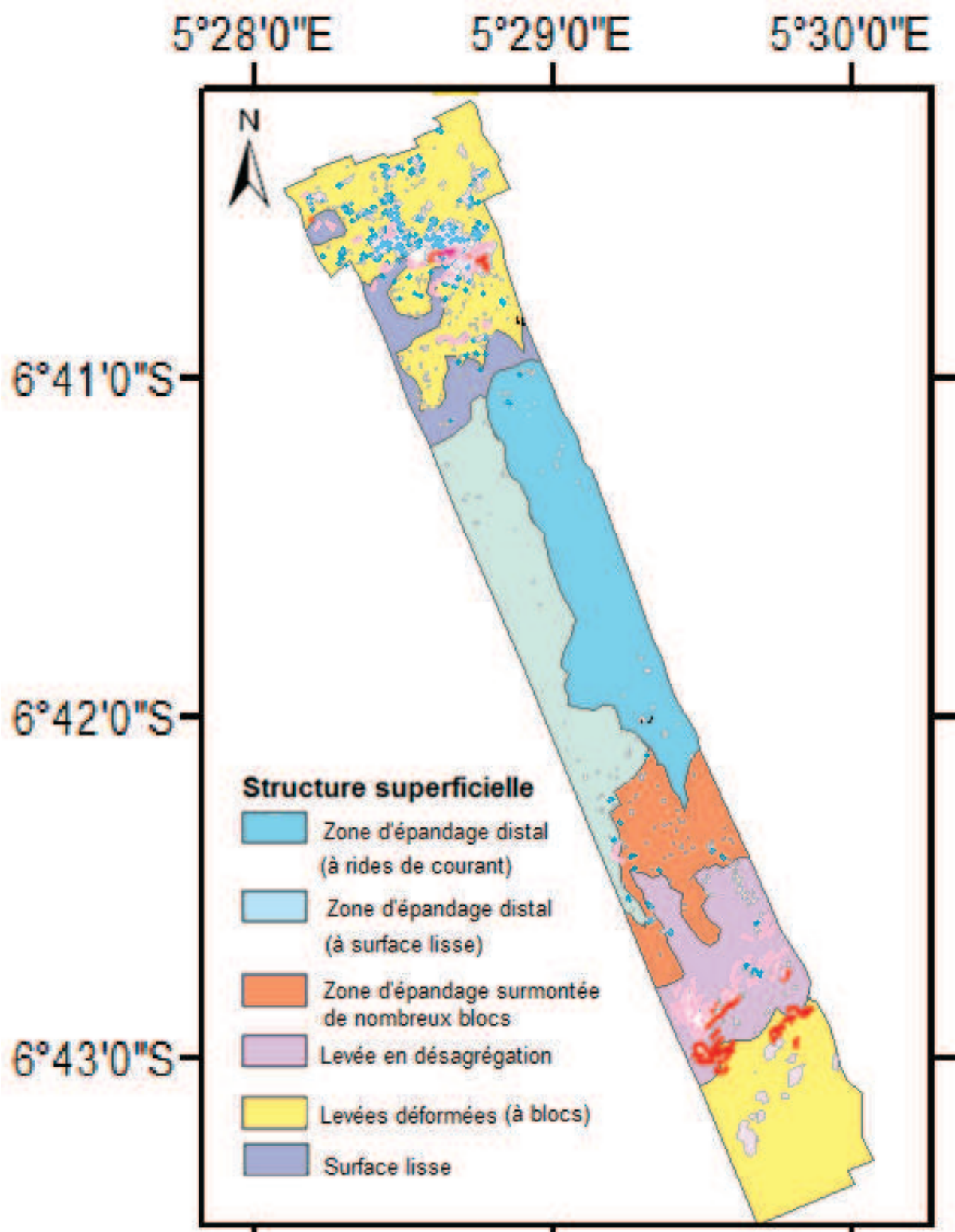


Figure 21 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site C

Le **chenal** (largeur > 4000 m) présente de faibles variations de pente. Un relief d'une hauteur infra-métrique, s'étend perpendiculairement à la direction d'écoulement, dans sa partie nord. Des données bathymétriques de très haute-résolution (centimétriques) ont été acquises autour d'un monticule (1 m de haut) adjacent au relief (Fig.24). Le monticule est contourné par une succession de rides de courant, caractérisées par une amplitude de 1 à 5 cm et une longueur d'onde de 5 m (Fig.23). Si on observe la continuité latérale le long du relief perpendiculaire au chenal, on constate que ces rides entaillent sa surface, en suivant les

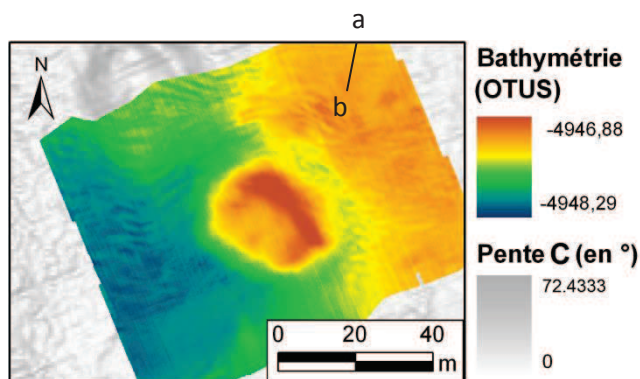


Figure 23 : Ondulation des rides de courant autour d'un bloc

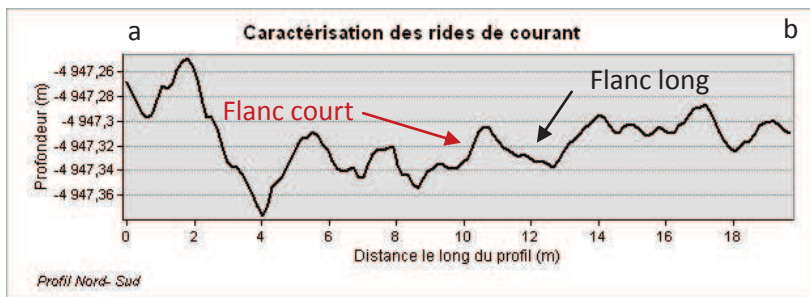


Figure 22 : Profil bathymétrique transversal des rides de courant

de l'eau. L'orientation des rides de courant asymétriques fournit donc une information sur la direction du courant ; celui-ci est perpendiculaire à leur crête et le flanc long (en pente douce) indique le côté d'où vient le courant. Les rides indiquent ici (de part et d'autre de la zone où l'écoulement est dévié) un courant provenant du Nord-Est. La présence de rides de courant traduit l'atténuation des courants de turbidité. Les **bordures du chenal** présentent une surface initialement lisse, ponctuellement couverte de nombreux blocs. Ces blocs sont dispersés de manière éparse jusqu'à une distance de 1 km des zones de dépôt.

Les **zones de dépôt** ne surplombent le chenal que de 4 m. Elles sont couvertes de nombreux blocs de dimensions variées, décimétriques à plurimétriques (2-3 m de haut), qui présentent généralement des flancs abrupts (jusqu'à 45°) (Fig.22). Cependant, les zones de dépôt nord et sud

courbes de niveau sur toute la largeur du chenal. Elles sont asymétriques, avec un flanc aval long et un flanc amont court. Les rides se forment sous l'action d'un courant sur le fond

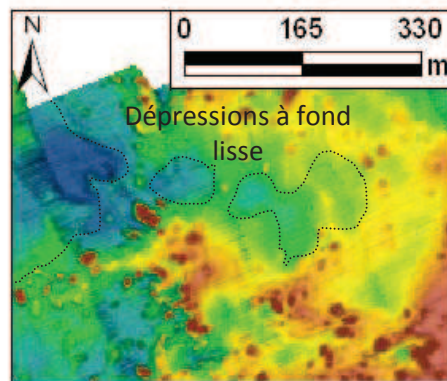


Figure 24 : Morphologie de la levée dans les zones à blocs

montrent une morphologie de surface assez différente. Les blocs sont bien individualisés sur la levée nord. Ils ne présentent pas d'alignement particulier. On remarque toutefois qu'ils se groupent suivant des axes orientés de manière radiale par rapport au sommet de la zone de dépôts. Entre ces axes, le fond est lisse et constitué d'une succession de dépressions circulaires à fond plat, séparés par des seuils. Au sud, les blocs forment des monticules emboîtés ; c'est-à-dire que la surface des blocs les plus hauts (3 à 7 m) est elle-même rugueuse (surmontée de blocs plus petits).

3. Analyse des vidéos de plongées

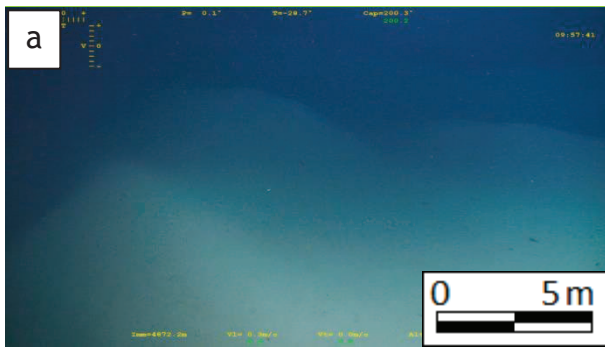
Les faciès

L'exploration de la surface des lobes au cours des plongées a permis l'élaboration de cartes localisant les différents faciès. Ceux-ci caractérisent la morphologie du fond (faciès 1, 2), la lithologie (faciès 4) ou les constructions d'origine biologique et/ou chimique associées aux échappements de fluides froids (faciès 3/7 et 5/6, en distinguant sur quel type de fond ils se sont mis en place) observés à la surface :

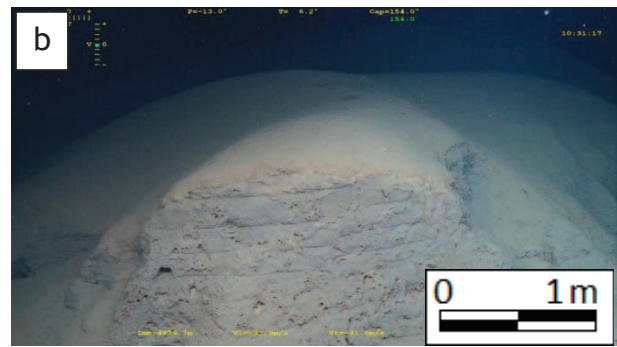
- les **dunes et reliefs mamelonnés** (faciès 1) sur les levées
- les **escarpements** au sommet des flancs du chenal et les zones d'éboulis constituées de **blocs anguleux** épars au pied des escarpements (faciès 2)
- les **sédiments indurés de nature inconnue**, présents sur les crêtes ou les flancs des dunes (3), mais observés occasionnellement sur des fonds plats (faciès 6)
- les **argiles grises hémipélagiques** (faciès 4)
- les **tapis microbiens et encroûtements massifs**, caractéristiques des environnements d'échappement de fluides froids, qui se forment généralement sur un fond plat (faciès 5), mais qu'on observe également sur les flancs des dunes (faciès 7).

Les objets visualisés sur la carte des faciès (*Fig.29*) ne sont donc pas tous des faciès morphologiques. Cependant, ils ont été choisis pour leur caractère remarquable et j'ai distingué sur quel type de fond ils se sont mis en place. Je souhaitais également fournir la granulométrie des objets sédimentaires observés, mais l'absence d'échelle sur les vidéos la rendait très difficile à estimer à une distance de 1 à 3 m.

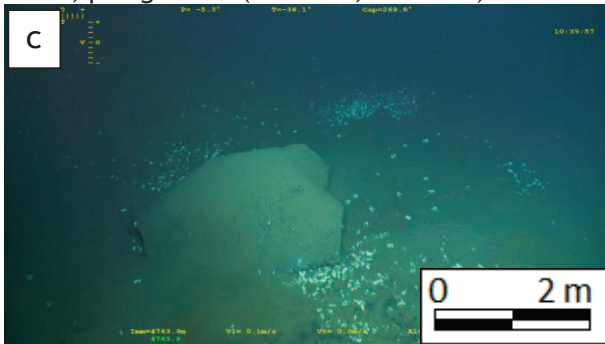
Le nombre de thématiques pouvant définir simultanément un même objet était limité. Les informations complémentaires sur la morphologie, comme l'estimation des dimensions des objets, ont donc été enregistrées en commentaires et ne sont donc pas représentés sur les cartes (*Fig.29*).



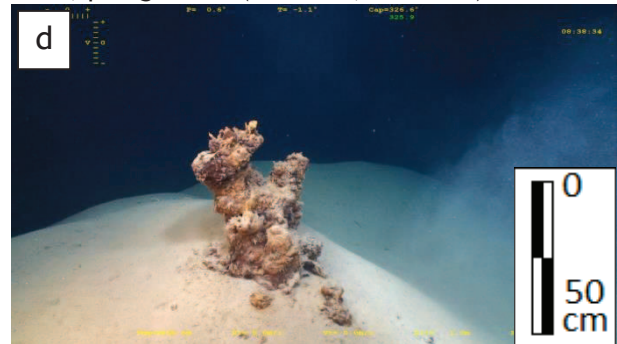
Site F, plongée 486 (24-12-11, 12:08:05)



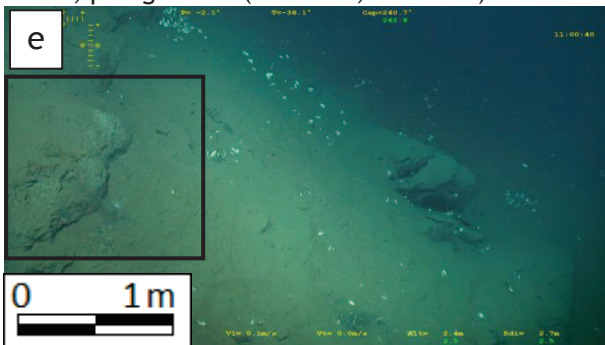
Site F, plongée 486 (24-12-11, 10:31:16)



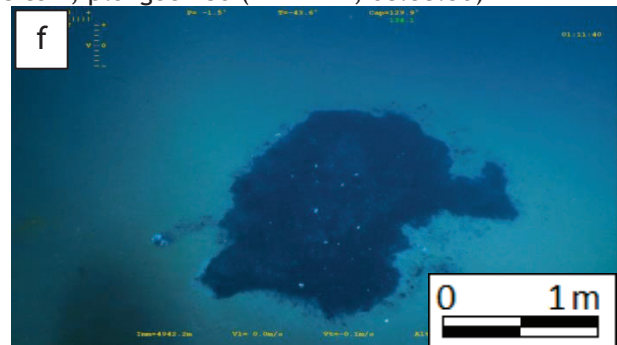
Site A, plongée 483 (19-12-11, 10:39:57)



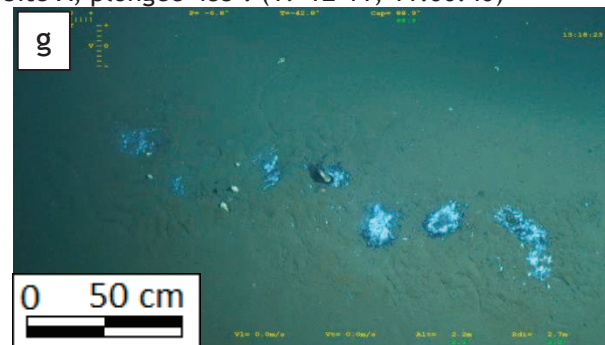
Site F, plongée 486 (24-12-11, 08:38:30)



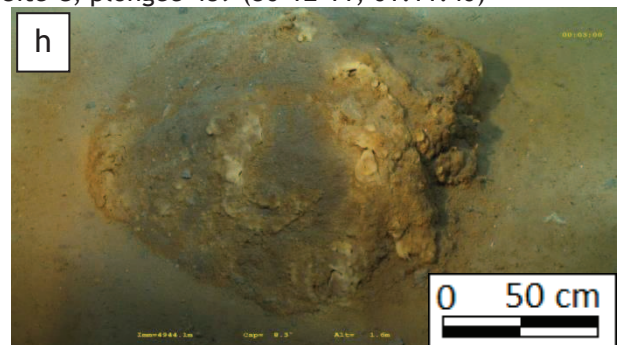
Site A, plongée 483 : (19-12-11, 11:00:40)



Site C, plongée 489 (30-12-11, 01:11:40)



Site F, plongée 486 (24-12-11, 13:18:21)



Site C, plongée 491 (03-01-12, 00:02:59)

Figure 25 : Exemples des différents faciès observés sur l'ensemble des vidéos de plongées. (a) dunes (faciès 1) ; (b) escarpement lité (faciès 2) ; (c) blocs (faciès 2) ; (d) structures inconnues (faciès 3) ; (e) argiles grises hémipélagiques (dans l'encadré) dans un éboulis (faciès 4) ; (f) tapis noirs (faciès 5) ; (g) tapis blanc (faciès 5) ; (h) encroûtement massif brun (faciès 5). Les références sous chaque photographie : site, numéro de la plongée, date de la prise de vue. Ces photographies sont localisées sur la carte de répartition des faciès (Fig.29). En l'absence de repère, les échelles proposées pour les photographies, basées sur mon appréciation, sont approximatives.

Plongées 483 et 484 (site A)

Les plongées 483 et 484 ont été réalisées le long du flanc sud du chenal axial sur le site A (Fig.29). **A la surface de la levée**, le fond est lisse et plat. Des tapis pluri-décimétriques de couleurs gris bleues à noires présentant en périphérie un sédiment brun-ocre (plus sombre que celui d'un fond « normal ») sont observés (Fig.25, f). Ils peuvent être localement recouverts par des tapis blancs décimétriques de formes circulaires (Fig.25, g). Ces tapis épars sont souvent partiellement - voire totalement - masqués par des amas de coquilles blanches (type *Vesicomysidae*). Le prélèvement par *push-core* (carottage avec des tubes de PVC de quelques dizaines de cm) dans et autour de ces tapis montre que sous la surface, le sédiment est noir (réduit). Les vésicomydés vivent partiellement enfouies dans le sol et remettent en surface ces sédiments réduits. Ces taches noires (tapis et sédiments) sont de plus en plus fréquentes vers l'Ouest (Fig.29) ; les coquilles de vésicomydés (vivantes ou mortes) associées à ces taches recouvrent la surface de la dépression appelée « **vesicobay** » (Fig.10). On suppose donc que cette zone est entièrement recouverte de tapis sombres, ce que les observations ponctuelles du ROV près du sol semblent confirmer.

Des stratifications horizontales parallèles sont visibles au niveau de **l'escarpement, en bordure de chenal**. Ces niveaux indurés sont souvent masqués par un couvert hémipélagique de 5-10 cm d'épaisseur (Fig.25, b). Sur la pente, au pied de l'escarpement initialement raide, on observe : (1) de nombreux blocs de sédiments anguleux envasés de tailles variées (décimétriques à métriques), détachés de l'escarpement et qui ont glissés sur une dizaine de mètres (Fig.25, c) ; (2) des sédiments réduits ; (3) des coquilles partiellement enterrées (Fig.25, e). Ces éléments révèlent que les flancs raides du chenal sont remaniés par des déstabilisations gravitaires. En pied de pente, on observe également des monticules à la surface très irrégulière (rugueuse). Ces environnements abritant une faune diversifiée (vésicomydés, tubes de vers...) sont des dépôts qui ont été remaniés.

Plongée 486 (site F)

La plongée 486 s'est déroulée sur la levée ouest du chenal axial, au niveau du site F (Fig.29). On observe des tapis noirs épars associés à des tapis blancs **dans le chenal et la partie basse de la levée**. Ils se forment aussi bien sur le fond plat du chenal que sur des escarpements ou le flanc de monticules, mais sont plus rares que sur le site A. En

revanche, on distingue de nombreuses « taches » de dimensions et de formes similaires aux tapis où le sédiment présente une teinte brunâtre, avec une légère auréole de sédiments noirs autour. Ces tâches pourraient être des reliques des tapis microbiens (noirs) après leur dégradation.

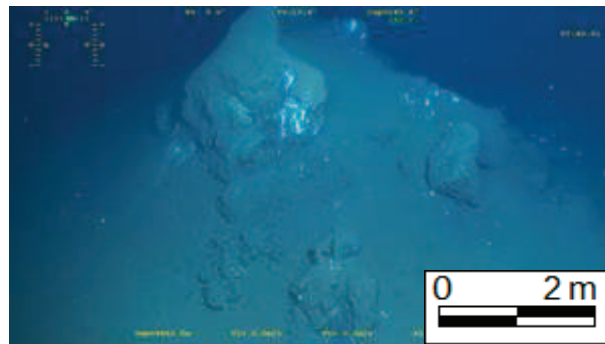


Figure 26 : Site F (24-12-11, 07:43:51)

Quelques assemblages de blocs de sédiments indurés et anguleux, de 2-3 m de haut, et d'éboulis sont présents en pied de pente (Fig.26). Ces structures sont recouvertes par des dépôts hémipélagiques et des tapis blancs, sous lesquels des argiles grises sont visibles.

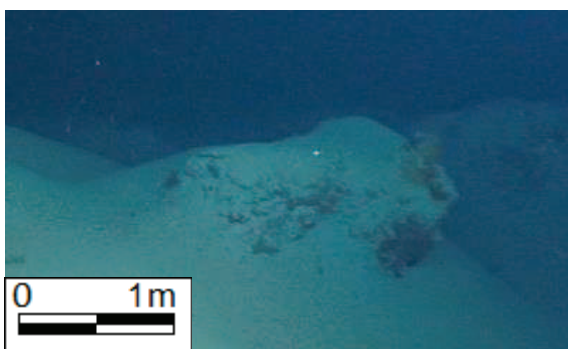


Figure 27 : Site F (24-12-11, 13:58:10)

La *partie haute de la levée* est constituée de reliefs mamelonnés très hauts et aux pentes raides (Fig.25, a). Des constructions sédimentaires en forme de troncs d'arbres noueux dépassent de la crête ou des flancs de ces reliefs (Fig.25, d). Des structures similaires sont également visibles

au pied des monticules, mais ces dernières semblent être des fragments qui se sont détachés et déposés en pied de pente. Ces amas, désignés sous le terme de « sapin de Noël » au cours de la mission, sont de couleur brun orangé à rouille en surface (oxydé), mais leurs « branches » fracturées se présentent sous la forme de sections circulaires jaunâtres. Le ROV a tenté d'échantillonner la structure photographiée sur la figure 25, d, mais la « branche » arrachée, extrêmement friable, s'est disloquée dès que la pince s'est refermée. On ne sait donc pas pour l'instant quelle est leur composition. Cependant, des constructions plus massives d'aspect similaire sont observées (Fig.27), ce qui suggère que la partie interne de certains des reliefs mamelonnés est constituée de ces amas. D'autres reliefs mamelonnés présentent des escarpements à stratification horizontale, très envasés (Fig.25, b).

Plongées 489 et 491 (site C)

La plongée 489 a été effectuée dans le *fond du chenal* au site C, près de la levée nord et la 491 dans sa partie sud, où il est légèrement plus profond (Fig.29). Cette zone présente un fond relativement plat ponctuellement couvert de tapis noirs et blancs.

Dans sa partie sud (plongée 491), la surface du chenal est dominée par la présence de croûtes légèrement bombées (20-30 cm), de 30-40 cm à plus de 1 m de diamètre (*Fig.25, h*). La bordure de ces croûtes circulaires, de couleur jaune à brun orangé, est parfois fracturée. Des fragments de croûte anguleux de la dimension de graviers sont alors visibles sur un sédiment brun jaunâtre, au pied de ces bordures. Outre ces croûtes de grandes dimensions, on observe aussi de petites taches orangées circulaires d'une dizaine de cm de diamètre. Ces taches pourraient être les reliques des croûtes qui se sont progressivement dégradées. De nombreux « tapis » altérés sont dispersés à proximité de ces croûtes. Leur aspect est différent de ceux observés précédemment : les sédiments sont bruns orangés à jaunes dans la partie centrale et gris à la lisière. Ils pourraient représenter un état encore plus avancé de dégradation. Lorsqu'on se dirige vers le sud, la répartition des tapis évolue. Des tapis altérés, recouverts de voiles bactériens blancs, sont progressivement remplacés par des tapis en bon état vers le sud de la plongée (*Fig.25, f*).

En général, ce sont des faciès altérés similaires qui sont présent au nord du chenal (plongée 489). Une dépression de 1 m de large est également localement observée (*Fig.13*). Un voile bactérien masque en partie le fond, mais on constate sur les bordures qu'elle est constituée de sédiments bruns grossiers (sables grossiers à graviers).

L'étude des vidéos de plongées à la surface du site C n'a permis de mettre en évidence que des tapis d'origine biologique et des encroûtements. La carte de répartition des faciès illustre donc la répartition des différents types de tapis (*Fig.25, c et d*).

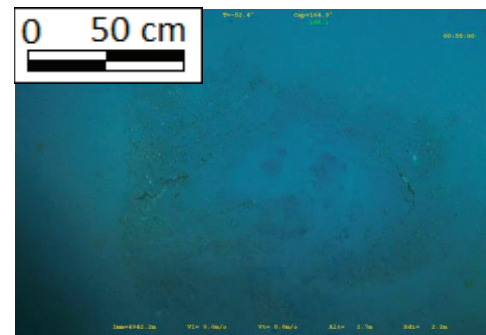
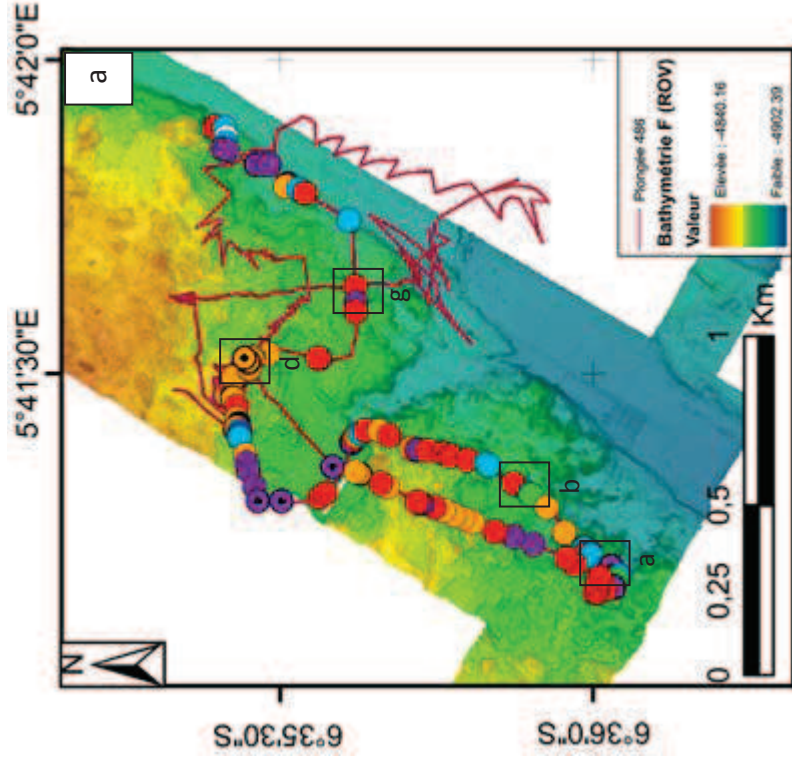


Figure 28 : Dépression mettant à l'affleurement des sables grossiers

Site F (plongée 486)



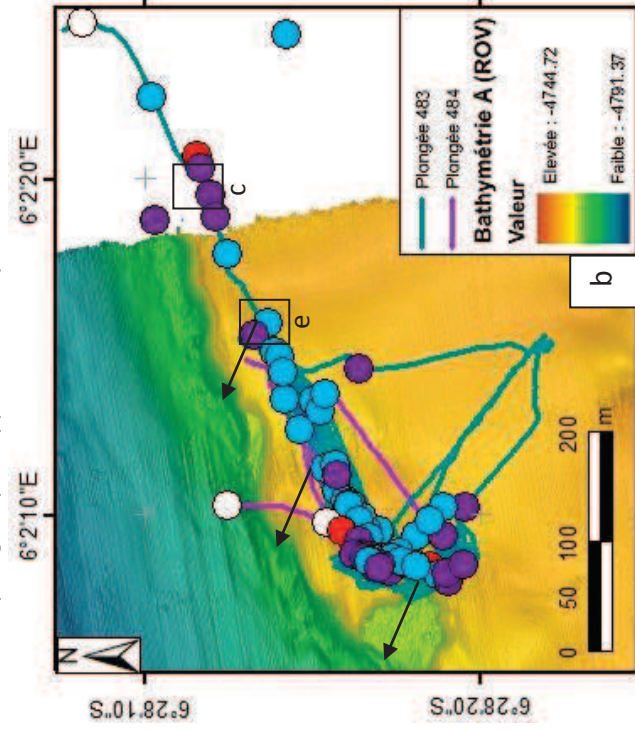
Localisation des photographies. La lettre près de l'encadré fait référence à la Fig.25.

Morphologie (sites A et F)

- (0) Fond plat
- (1) Dunes et reliefs mamelonnés
- (2) Escarpements et blocs
- (3) Amas indurés inconnus (sur dunes)
- (4) Argiles grises hémiplagiées
- (5) Tapis microbiens et/ou bactériens et croûtes (sur fond plat)
- (6) Amas indurés inconnus (sur fond plat)
- (7) Tapis microbiens et/ou bactériens et croûtes (sur dunes)

Site A (plongées 483 et 484)

Les données de plongées présentent un décalage vers le Sud-Est de 70 à 80 m par rapport à la bathymétrie du site A. Correction du décalage des navigations de plongées par rapport à la bathymétrie



Morphologie (site C)

- (5) Tapis indifférenciés
- (11) Tapis noirs
- (12) Tapis noirs et blancs
- (14) Reliques de tapis noirs
- (16) Reliques de croûtes oranges

Site C (plongées 489 et 491)

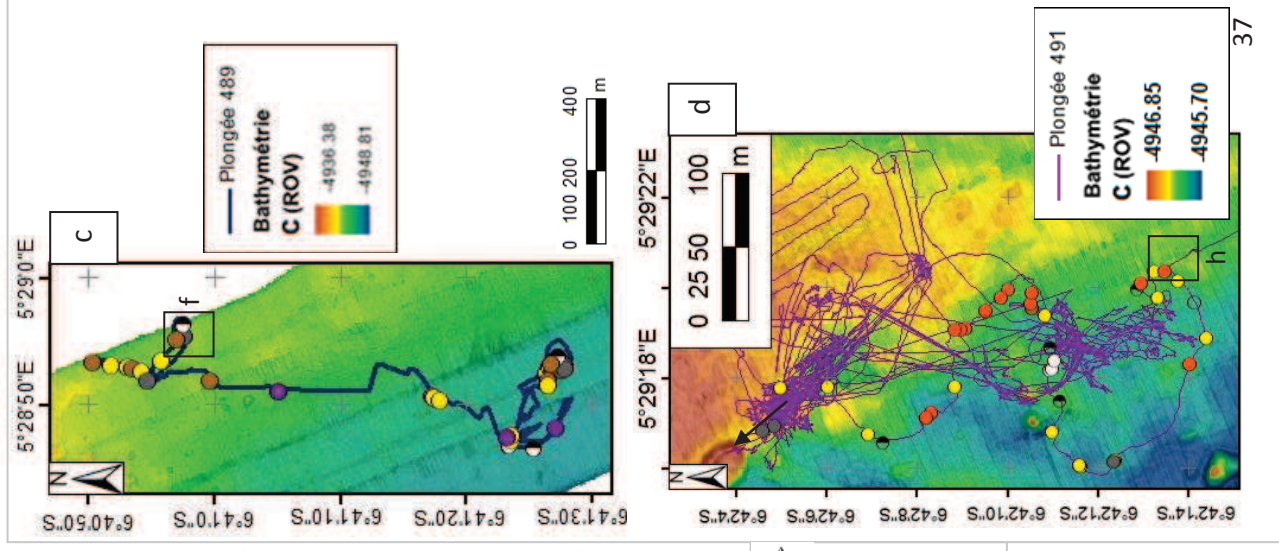


Fig.29 : Cartes de répartition des faciès identifiés au cours des plongées 486 (Fig.a, site F), 483 et 484 (Fig.b, site A), 489 (Fig.c, site C), et 491 (Fig.d, site C).

4. Caractéristiques lithologiques et sédimentologiques

1. Les faciès

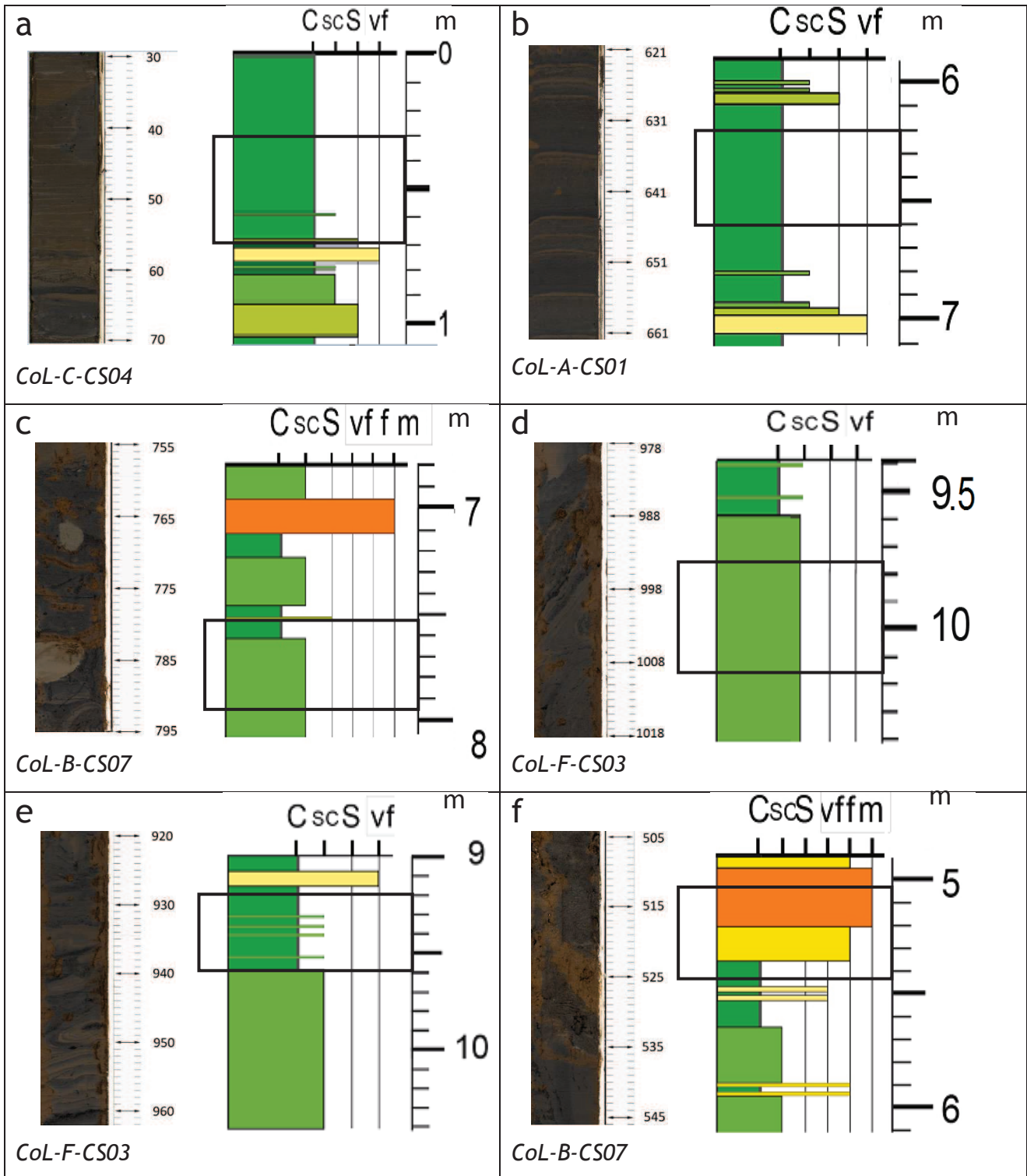


Fig.30 : Photographies des différents faciès observés dans les carottes.

(a) Argiles homogènes ; (b) Lamines argilo-silteuses non déformées ; (c) Argiles grises ; (d) Lamines argilo-silteuses inclinées ; (e) Lamines argilo-silteuses enroulées ; (f) Sables massifs. La portion de log qui correspond à la photographie est encadrée.

➤ **Niveaux d'argile homogène (Fig.30, a)**

L'interface supérieure des carottes étudiées est généralement constituée d'un niveau d'argile homogène de 10-20 cm. Ce dépôt majoritairement argileux est assez fluide (non compacté et saturé en eau). Il est interprété comme le dépôt du panache argileux associé au dernier événement turbiditique. Des lamines argilo-silteuses riches en débris végétaux marquent parfois la limite inférieure de ces intervalles fins.

➤ **Lamines argilo-silteuses non déformées (Fig.30, b)**

Une alternance de niveaux argileux avec des lamines millimétriques argilo-silteux à silteux sont généralement présents sous ces argiles homogènes. Ces faciès sont des séquences turbiditiques fines (argilo-silteuses) qui représentent l'enregistrement sédimentaire de la décantation de la queue du dernier événement turbiditique majeur dans le chenal.

➤ **Faciès de coulées de débris à galets mous d'argiles (Fig.30, c)**

Dans certains intervalles sédimentaires prélevés, les dépôts sont complètement déstructurés et la stratification n'est pas visible. On observe un ensemble de galets mous dans une matrice hétérogène à dominante sableuse. Ces galets mous sont assez hétérogènes en taille et en composition, avec des galets mous argileux (bruns), des galets mous argilo-silteux ou des galets mous d'argile grise indurée. Ces dépôts chaotiques correspondent au faciès de coulées de débris.

➤ **Faciès de glissement (slump) (Fig.30, d et e)**

Dans la plupart des carottes, les dépôts sont affectés de manière plus ou moins importante par une déformation des structures internes (Fig.30, d). Les lamines peuvent être **inclinées (d)**. Dans ce cas, la stratification des sédiments d'origine est préservée. Ces déformations, caractéristiques des faciès de glissement en masse (slump), peuvent entraîner une fracturation des lamines par des micro-failles. D'autres structures, comme la présence de **lamines discontinues ou enroulées (e)** (A 950 cm sur la fig.30, e) sont associées à des phénomènes de glissement.

➤ **Faciès sableux massifs (Fig.30, f)**

Les faciès de sables massifs sont fréquents dans l'axe des chenaux. Ce sont des niveaux de sables moyens à grossiers sans structure apparente, souvent riches en débris végétaux et en petits galets mous dispersés. L'absence de structure sédimentaire dans les niveaux de sable peut être due à la difficulté de carottage de ces faciès grossiers et à la déstructuration des niveaux sableux pendant le prélèvement.

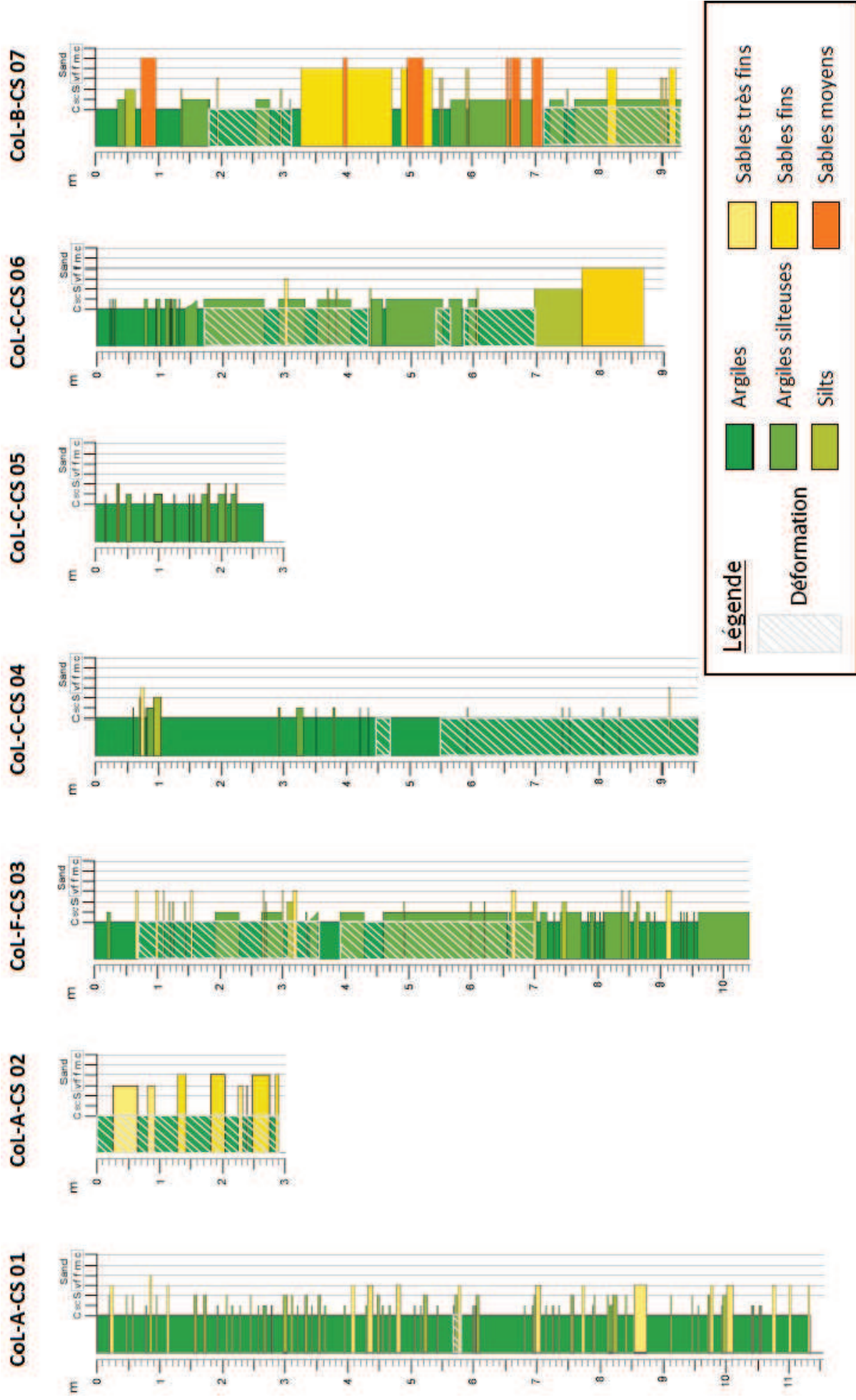


Fig.31 : Logs lithologiques synthétiques des carottes prélevées dans les lobes au cours de la campagne CongoLobe

2. Sédiments prélevés à l'entrée d'un ancien lobe (site A)

La carotte **CoL-A-CS 01** a été prélevée sur la levée nord non déformée située à proximité du chenal principal actuel, à 4755 m de profondeur. Elle est constituée d'une alternance de niveaux pluri-centimétriques argilo-silteuses à silteuses, très abondants. Des couches de sables fins peu épaisses (moins de 10 cm) s'intercalent dans cette alternance, avec une fréquence de 1 couche tous les 80 cm à 1 m. Située sur la levée adjacente au flanc externe d'un méandre, entre 2 crêtes de dunes dans une zone de *sediment waves*, elle présente des faciès typiques de levées avec une succession de turbidites fines (silto-argileuses).

On peut distinguer deux ensembles dans les dépôts de la carotte Col-A-CS 01 : 1) Entre 0 et 4 m, la sédimentation (argilo-silteuse) est relativement fine et les couches sableuses sont rares ; 2) Sous 4 mètres, on observe des dépôts de sables fins très fréquemment (11 couches en 7 m). Celles-ci sont également plus épaisses vers la base de la carotte. Cette différence dans la sédimentation semble indiquer une histoire en deux temps : les dépôts de levée entre 0 et 4 mètres correspondraient à l'activité du chenal actuel, tandis que la base de la carotte (4-11 m) serait constituée des dépôts d'un paléochenal. Le plus proche (à la fois en terme de distance et de période d'activité) toujours visible en surface est le chenal A35.

La carotte **CoL-A-CS 02** a quant à elle été prélevée sur la levée interne du flanc sud du chenal actuel, au fond de la large dépression appelée « Vesicobay ». Elle se compose d'une alternance de séquences sableuses (sables très fins à fins), plus épaisses (10-40 cm) et plus fréquentes (1 lit tous les 40 cm) que précédemment, intercalées dans des argiles grises présentant des traces de bioturbation. Les lamines silteuses ou argilo-silteuses sont totalement absentes. L'ensemble de la carotte présente une structure affectée par la déformation (injections sub-verticales de lits sableux).

3. Sédiments prélevés à l'entrée du dernier lobe (site F)

La carotte **CoL-F-CS 03** a été prélevée à 4822 m de profondeur sur la levée ouest, à l'entrée du dernier lobe (*Fig.3, lobe 5*). Il s'agit de la zone où le chenal principal commence à s'élargir. Cette carotte est constituée d'une alternance de lamines argileuses et argilo-silteuses, dans lesquelles s'intercalent quelques bancs de silts et de sables fins de faibles épaisseurs. Dans la partie inférieure de la carotte, les intervalles argilo-silteux (50 cm à 1 m d'épaisseur) sont dominants et ils deviennent plus fins vers le sommet. En revanche, les couches sableuses (d'épaisseur pluri-centimétrique) sont plus

fréquentes au sommet de la série. Les lamines fines, argileuses à argilo-silteuses, sont typiques des faciès de levées. La déformation intense observée sur toute la longueur de la carotte s'explique par le fait que celle-ci provienne d'une zone de désagrégation de la levée.

4. Sédiments prélevés dans le corps du dernier lobe (site C)

La carotte **CoL-C-CS 04** a été prélevée à 4954 m de profondeur sur la levée nord du corps du dernier lobe (*Fig.3, lobe 5*). Elle présente des faciès argileux dans lesquelles s'intercalent quelques rares lamines argilo-silteuses à sableuses (sables très fins). L'ensemble de la carotte est très déformée, l'orientation des lamines est très variable.

A la base de la série, on observe des lamines sub-verticales qui retrouvent une position sub-horizontale à la faveur d'un pli. Les dépôts sus-jacents bien horizontaux sont affectés par de la déformation cassante (micro-failles).

Dans la partie sommitale de la carotte, on observe cette même succession de la base vers le sommet, à savoir : 1) des lamines fortement inclinées à subverticales, 2) des lamines horizontales à légèrement inclinées, mais dans le sens inverse de celles observées précédemment, 3) des lamines légèrement inclinées affectées par des micro-failles ; avant d'observer des lamines sont horizontales non déformées au sommet de la carotte.

La quasi absence de turbidites fines (lamines silteuses) s'expliquent par la position de la carotte et donc le peu de dépôts de débordement dans cette partie distale du système.

Les carottes **CoL-C-CS 05** et **CoL-C-CS 06** ont été prélevées au même endroit, dans le fond du chenal, à 4949 m de profondeur. Le carottage de **CoL-C-CS 05** a en partie échoué et présente des faciès équivalents à ceux présents au sommet de la carotte **CoL-C-CS 06**. La description suivante se focalisera donc sur la caractérisation lithologique et sédimentologique de cette dernière. La partie inférieure de la carotte est constituée de sables fins avec quelques poches silteuses contenant des galets mous d'argiles indurés et des débris végétaux épars. Ces dépôts sont surmontés par une alternance de lamines argileuses brun vert et noires inclinées à 45°, constituant un dépôt homogène et compact. La partie médiane de la carotte est formée d'une alternance de dépôts argileux à argilo-silteux, avec quelques lamines silteuses. Vers la base de cette succession, les intervalles argilo-silteux sont riches en galets mous

argileux, tandis que vers son sommet ils forment des niveaux de très fortes concentrations en débris végétaux. Les lamines argileuses sont localement déformées voire plissées autour des galets mous. Dans les deux derniers mètres de dépôts, on retrouve des argiles avec des niveaux argilo-silteux moins épais non déformées.

Ces deux carottes ont été prélevées dans le fond du chenal, mais présentent des faciès très fins, qui s'expliquent par leur position distale dans le système turbiditique.

5. Sédiments prélevés à l'entrée du lobe ancien n°1 (site B)

La carotte **CoL-B-CS 07** est extraite de la levée sud d'un petit chenal d'alimentation d'un ancien lobe (Fig.3, lobe n°1). Ce paléo-chenal est le même que le chenal ancien observé au nord du site A. La carotte a été prélevée à 4822 m de profondeur, 24 km en aval de l'entrée du lobe (site A). On peut y distinguer trois faciès distincts.

1) A sa base, la carotte est constituée d'une matrice argilo-silteuse dans laquelle s'intercalent des lamines ou des lentilles sableuses (sables fins à moyens). Des foraminifères benthiques ont été observés dans certains de ces niveaux grossiers. Dans les niveaux argilo-silteux, on constate une alternance de lamines sub-horizontales et déformées. Ces lamines déformées sont plissées autour de galets mous de couleur plus claire que leur encaissant, observés dans les niveaux argileux.

2) Dans sa partie centrale, la carotte est constituée d'un épais niveau de sables à granoclassement normal. Ces sables, riches en débris végétaux, contiennent également quelques galets mous anguleux et des fragments de coquilles.

3) A son sommet, on observe quelques niveaux silteux dans une matrice argileuse. Le sommet de la carotte est très déformé ; les lamines argileuses sont déstructurées (lamines inclinées, plissées, blocs basculés) par des injections de sables sous un niveau de sables moyens, bien triés.

Bien que la carotte **CoL-B-CS 07** provienne de la levée, elle présente dans sa partie centrale des faciès grossiers. Des lamines grossières sont également intercalées dans les dépôts argilo-silteux à sa base et à son sommet. Cela suggère que la zone échantillonnée est proche de l'entrée du lobe.

V. Synthèse et discussion

- **Dislocation des levées et origine des blocs**

Dans les zones de levée déformée, des monticules aux flancs très raides dont la hauteur peut atteindre plusieurs mètres de haut sont présents. Ils ont été observés localement dans une zone de glissement affectant les flancs externes de la levée au nord du site A (Fig.14). En aval (sites F et C), leur présence est généralisée sur les 2 « levées ». Un modèle de mise en place des blocs sur les levées a été proposé par Peakall et al. (2000). Suivant la hauteur de l'écoulement, les dépôts de levée peuvent se mettre en place à la faveur de débordements locaux lorsque l'écoulement est peu épais et reste en grande partie confiné dans le chenal (processus de *flow stripping*, associé à de brusques changements de direction du chenal comme les méandres, Piper et Normark, 1983). Lorsque l'écoulement est plus épais que la hauteur des levées, les débordements sont généralisés, continus sur de grandes distances (processus d'*overspilling*, Hiscott et al., 1997) (Fig.32).

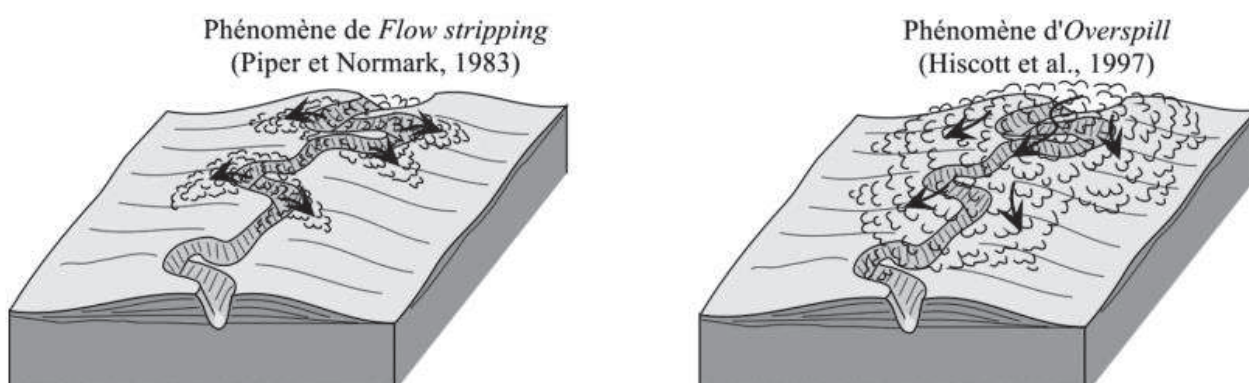


Figure 32 : Processus de débordement du chenal

Le processus d'*overspilling* entraîne la formation de blocs. En revanche, la décélération de l'écoulement (à l'intérieur du chenal) associé au *flow stripping* ne permet pas le transport et le dépôt de blocs sur les levées en temps normal. Cependant, les levées sont déséquilibrées par le passage des écoulements turbidiques, qui érodent le flanc externe des méandres. Elles subissent alors des déstabilisations gravitaires, qui se traduisent par la formation de cicatrices de glissement se présentant sous forme d'escarpements arqués. Les dépôts de particules fines de la zone érodée sont entraînés vers le fond du chenal. Au fil des écoulements successifs, les particules grossières et des

blocs de sédiments plus cohésifs (argile plus indurée) restent sur les flancs de la levée sous la forme de monticules localisés. Ce mécanisme pourrait être à l'origine des blocs aux flancs raides. La décélération du courant sur et autour des monticules entraîne également le dépôt de particules plus grossières à la base de l'écoulement et serait à l'origine des blocs évasés à la base (forme conique tronquée au sommet).

D'autre part, les dépressions à surface relativement lisses entre les monticules sont probablement dues à la présence de zones localement moins grossières (argilo-silteuses). Les glissements affectant la levée sont caractérisés dans les carottes par des faciès de slump (*Fig.30, d et e*).

Les blocs se développent souvent quand les 3 conditions suivantes sont réunies : 1) une pente raide, 2) une contrainte cisailante élevée, 3) une érosion de large bancs. Lorsque les blocs se mettent en place par érosion des méandres, ils sont désignés sous le terme de « nested mount » (monticules emboîtés). Les « stacked mount » (monticules empilés) se forment par slumpings successifs des flancs des levées (Peakall et al., 2000).

Des blocs sont également présents dans le fond du chenal, au pied des escarpements. La partie profonde du chenal axial présente en revanche un fond lisse. Deux hypothèses peuvent expliquer l'absence de blocs au pied d'un flanc aussi raide : 1) le courant étant plus fort sur le flanc externe, les éventuels blocs qui se déposent sur le fond sont érodés et la surface du chenal aplanie ; 2) la force du courant permet de transporter ces blocs vers l'aval.

Des amas de sédiments (« sapins de Noël ») dont la nature n'a pas pu être déterminée sont observés au sommet des monticules du site F. Deux hypothèses peuvent être avancées sur leur mise en place :

1) Ils pourraient se former in situ, à l'intérieur des monticules. Leur remise à l'affleurement résulterait dans ce cas soit d'une croissance verticale jusqu'à ce qu'ils atteignent leur surface (sur la crête ou les flancs), soit de l'érosion des monticules qui aurait fini par dégager ces structures ;

2) Ils pourraient se former en surface. Les sédiments apportés par les écoulements turbiditiques s'amoncelleraient autour, ce qui formerait les monticules.

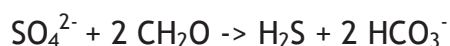
Cette seconde hypothèse, qui est en accord avec les processus décrits par Peakall, me paraît la plus probable. En effet, ces structures sont fréquemment observées sur le site F (*Fig.25, d*). Celles qui paraissent en place sont systématiquement localisées sur des crêtes de dunes ou sur des flancs abrupts.

Parmi les plongées que j'ai dépouillées, celle du site F était la seule à avoir été acquises au-dessus d'une levée déformée. Cependant, des zones présentant des morphologies similaires associées aux débordements sont observées au nord du site A et au niveau des dépôts de débordement du site C. Il n'est donc pas à exclure que des structures similaires puissent s'y être formées. Pour pouvoir le confirmer, de nouvelles connaissances sur les conditions qui contraignent leur mise en place et de nouvelles vidéos des zones de dislocation des levées seraient nécessaires.

- **Dépôts associés au suintement de fluides froids**

L'analyse des vidéos de plongée du ROV montre que la surface des lobes distaux est ponctuellement recouverte de tapis blancs ou bruns à noirs, alors que les sédiments oxydés marins ont une teinte jaune à brun pâle. L'une des questions que l'on se posait était de savoir en quoi la géologie du milieu pouvait apporter une contrainte sur la répartition de ces amas.

La diagénese de la matière organique (CH₂O) transportée par les courants de turbidité libère du méthane et des sulfures d'hydrogène. La surface des sédiments est alors affectée par une réaction microbienne entre des organismes méthanotrophes (CH₄ : méthane) et des bactéries sulfato-réductrices (SO₄²⁻ : ion sulfate), favorisée par une faible quantité d'oxygène dans le milieu (Boetius et al., 2000 ; Sato et al., 2012). Cette réaction d'oxydo-réduction entre l'eau et les sédiments est la suivante :



Dans le même temps, les zones d'échappement de fluides libèrent du méthane, qui réagit avec ces organismes. La réaction d'oxydation anaérobie du méthane (AOM), conduit à la formation de sulfure d'hydrogène (HS⁻) à l'interface eau/sédiment :



Les bactéries chimiosynthétiques utilisent ce sulfure d'hydrogène pour vivre à la transition entre les sédiments appauvris en oxygène et les courants de fond enrichis en oxygène. Elles se présentent sous forme de tapis blancs, observés au cours du dépouillement des plongées. Sous ces tapis bactériens, les sédiments affectés par ces réactions sont réduits et prennent une teinte sombre.

La répartition des tapis est donc directement liée à la position des événements d'où suintent les sulfures ou le méthane qui permettent aux organismes chimiosynthétiques

de vivre dans ces environnements. Ces écoulements de fluides peuvent varier de manière brutale, ce qui explique la répartition des lits de coquilles de vésicomydés en patchs plus ou moins denses. La forme que prennent ces tapis est influencée par les courants : les courants ondulatoires favorisent la mise en place de tapis circulaires tandis que des courants vers l'aval mettent en place des tapis de forme allongée. D'autre part, une circulation convective au-dessus de la surface favorise l'injection des sulfates dans l'eau de mer et donc leur mise en contact avec le méthane, nécessaires à ces réactions.

Au cours du dépouillement des plongées, j'ai remarqué que des panaches de gaz pouvaient localement s'échapper depuis les flancs de reliefs informes (site F). Cette zone était d'ailleurs associée à une faune chimiosynthétique intense, mis en place sur ces monticules. Il s'agit probablement de volcans de boue sous-marins qui expulsent du méthane.

VI. Conclusion

Les données micro-bathymétriques haute résolution, les carottages et les vidéos de plongées acquis au cours de la campagne CongoLobe ont permis préciser les connaissances sur la morphologie de surface et les processus sédimentaires qui affectent la zone des lobes distaux. Une analyse des données chirp acquises au niveau des sites étudiés était initialement prévue, mais elle n'a finalement pas été réalisée.

Les résultats principaux ont permis de montrer que la morphologie de la surface des lobes distaux situés à la terminaison du système turbiditique du Congo résulte de courants de turbidité qui disloquent la levée et la fracturent en blocs. De nombreux dépôts, sous forme de patchs de sédiments réduits ou de croûtes calcaires sont observés à la surface des lobes. Ces dépôts sont associés à des suintements de fluides froids et leur mise en place n'est pas contrainte par la morphologie du milieu. En revanche, les amas de nature inconnue qui ont été identifiés dans les monticules à la surface des levées semblent être associés aux dépôts de débordements généralisés qui affectent les levées.

De nouvelles études sont à envisager afin de contraindre la nature de ces structures et de comprendre leur mode de mise en place.

Bibliographie

- Alexander J. et Morris S., Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles, *J. Sediment. Res., A*, 64A(4), 899-909, 1994.
- Babonneau N., Savoye B., Cremer M. et Klein B., Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan, *Mar. Petrol. Geol.*, 19, 445-467, 2002.
- Babonneau N., Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique: Cas du Système Turbiditique actuel du Zaïre, Université Bordeaux I, 2002.
- Baudin F., Disnar J.-R., Martinez P. et Dennielou B., Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle, *Mar. Petrol. Geol.*, 27, 995-1010, 2010.
- Bonnel C., Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône. PhD Thesis, Université Bordeaux I, 2005.
- Bouma A.H., Kuenen P.H., Shepard F.P., Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation, Vol.168, Amsterdam: Elsevier, 1962.
- Dennielou B., Rapport final ZaiAngo: Ages et taux d'accumulation du deep-sea fan du Zaïre, synthèse des éléments de stratigraphie, IFREMER, Brest, 2002.
- Droz L., Marsset T., Ondréas H., Lopez M., Savoye B. et al. Architecture of an active mud-rich turbidite system: the Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic). Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises. *AAPG Bull.* 87, 1145-1168, 2003.
- Flood R.D., Manley P.L., Kowsmann R.O., Appi C.J. et Pirmez C., Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon Submarine Fan, in : M.L. Link (Ed.), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, Springer-Verlag, New York, 1991.
- Heezen B.C., Menzies R.J., Schneider E.D., Ewing W.M. et Granelli N.C.L., Congo Submarine Canyon. *AAPG Bull.*, 48, 1126-1149, 1964.
- Khripounoff A., Vangriesheim A., Babonneau N., Crassous P., Dennielou B. et Savoye B., Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth, *Mar. Geol.*, 194, 151-158, 2003.
- Lowe D.R., Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52(1): 279-297, 1982.
- Middleton et Hampton, Turbidite and deep-water sedimentation, SEPM Pacific section, 1973.
- Migeon S., Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : approches morphologique, sismique et sédimentologique, Université Bordeaux I, 2000.
- Migeon S., Ducassou E., Le Gonidec Y., Rouillard P., Mascle J. et Revel-Rolland M., Lobe construction and sand/mud segregation by turbidity currents and debris flows on the western Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean), *Sediment. Geol.*, 229, 124-143, 2010.
- Mulder T., Alexander J., The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits, *Sedimentology*, 48(2), 269-299, 2001.
- Mutti et Normark, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, in: J.K. Leggett and G.G. Zuffa (Ed.), Marine clastic sedimentology, Graham et Trotman, London, 1-38, 1987.
- Mutti et Normark, An integrated approach to the study of turbidite systems: problems and concepts, in: P.Weimer et M.H. Link (Ed), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, 75-107, 1991.

- Savoie B. et al., Structure et évolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre: premiers résultats scientifiques des missions d'exploration Zaïango 1 & 2 (marge Congo-Angola), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 331, 211-220, 2000.
- Savoie B., Babonneau N., Dennielou B. et Bez M., Geological overview of the Angola-Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys, *Deep-sea Res. Pt. II*, 56, 2169-2182, 2009.
- Shanmugam G., 50 years of the turbidite paradigm (1950s - 1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective, *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 285-342, 2000.
- Shepard F.P., Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence, *AAPG bulletin*, 57, 1679-1691, 1981.
- Stow D.A. et Shanmugam G., Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, *Sedimentary geology*, 25(1), 23-42, 1980.
- Wynn R.B. et Stow D.A., Classification and characterisation of deep-water sediment waves, *Mar. Geol.*, 192(1), 7-22, 2002.

Annexes

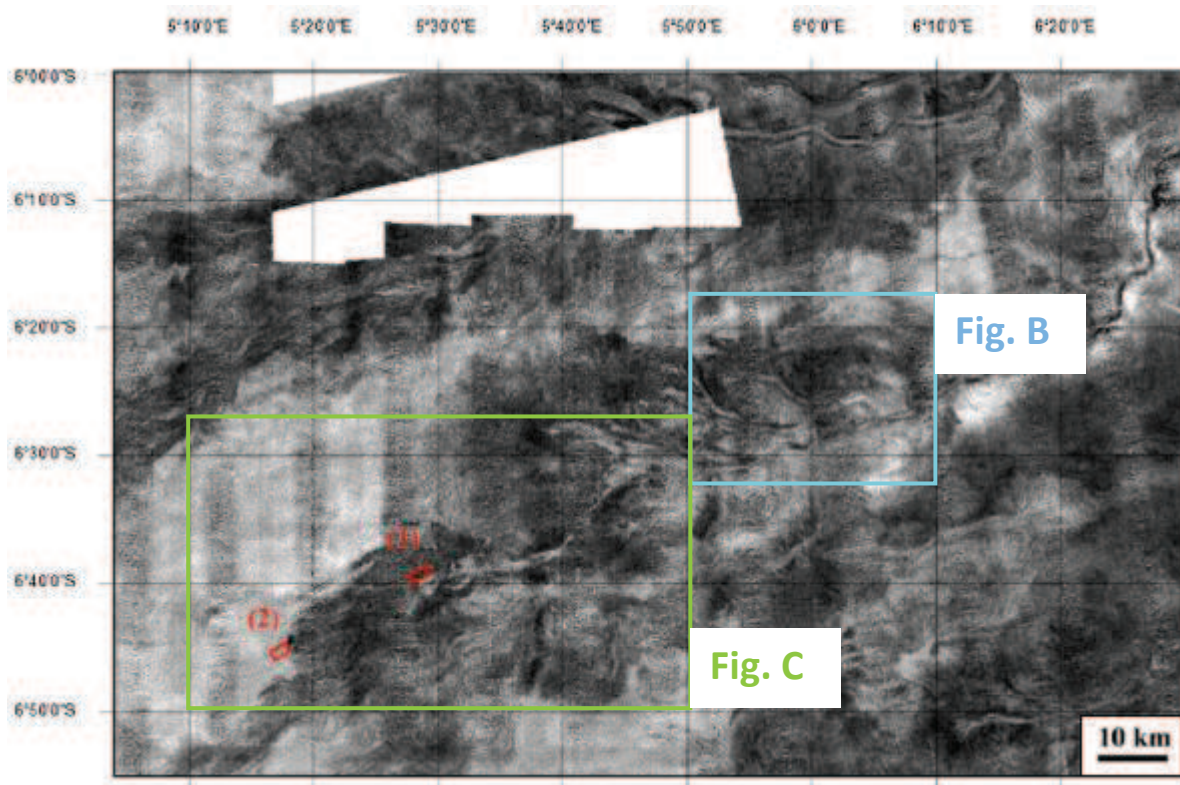


Fig. A : Carte de réflectivité non interprétée de la zone d'étude : le dernier complexe de lobes, d'après Babonneau, 2002.

Les chenaux sont caractérisés par une faible réflectivité, mais leurs bordures présentent une très forte réflectivité.

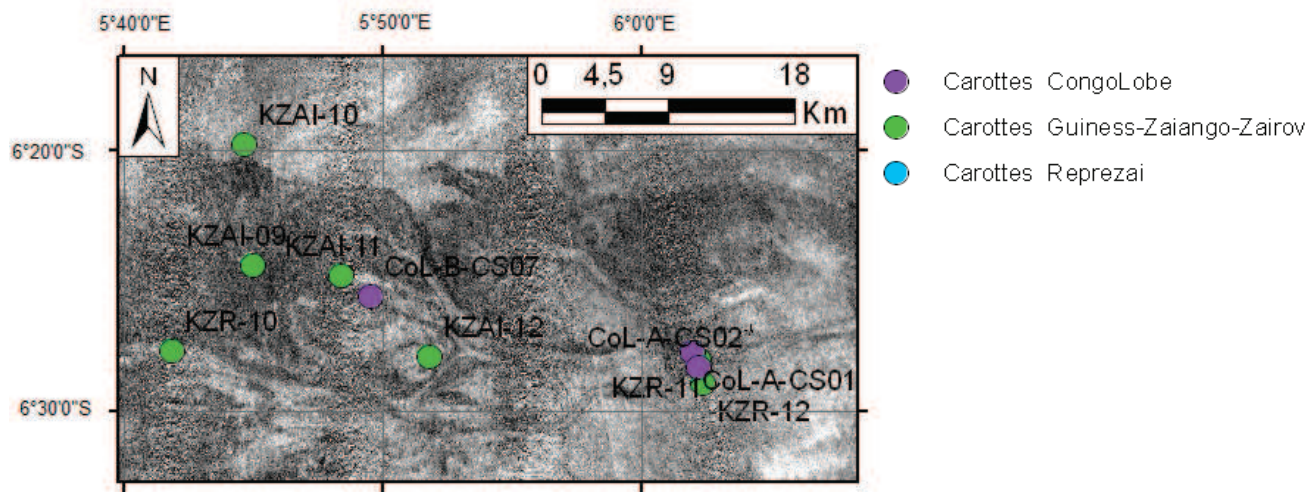


Fig. B : Détail de la carte de réflectivité du lobe 3 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites A et B

On distingue ainsi au nord du chenal actuel, deux chenaux respectivement situés à 1,4 et 4 km. Au niveau du site A, ces trois chenaux présentent une orientation globalement Est-Ouest. Les deux chenaux les plus au nord, se connectent au chenal actuel en amont du site A. Celui dont le point d'avulsion est le plus proche est visible sur la carte bathymétrique du site A.

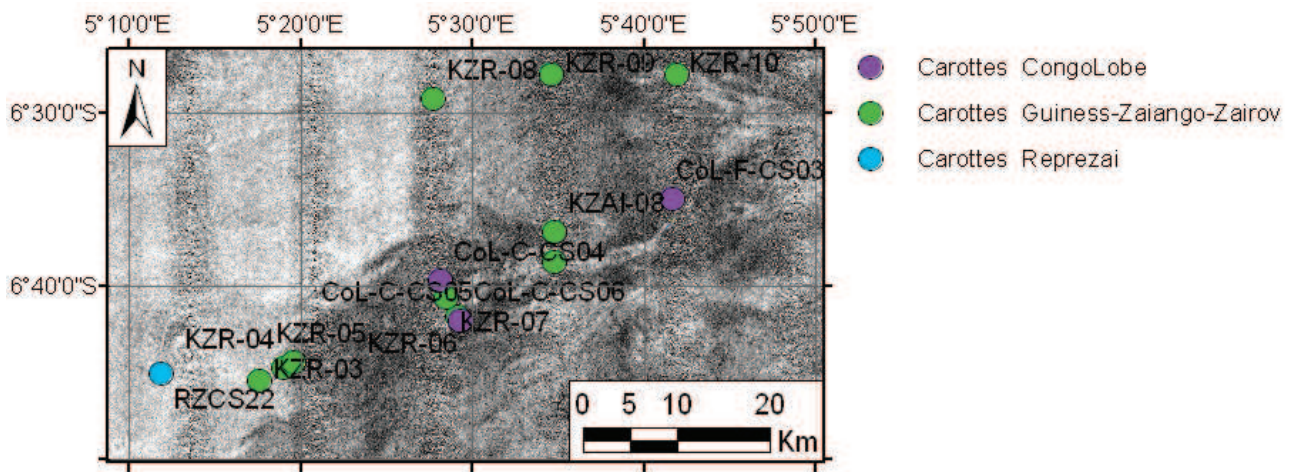


Fig. C : Détail de la carte de réflectivité du lobe 5 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites F et C

Résumé

Les éventails turbiditiques sous-marins sont constitués par l'empilement de corps sédimentaires construits par les écoulements gravitaires. Ces écoulements qui se mettent en place au débouché des grands fleuves contribuent à l'édification de systèmes chenaux-levées au pied de la pente continentale. A l'extrémité des chenaux, des zones d'épandage se mettent en place sous la forme de lobes terminaux.

Les lobes, qui constituent la partie distale des systèmes turbiditiques, ne sont étudiés que depuis une dizaine d'années et leur fonctionnement est assez mal connu. L'objectif de ce travail était donc d'étudier la morphologie et les processus sédimentaires affectant les lobes terminaux actuels du système turbiditique actuel du Congo, situés à plus de 1000 km de l'embouchure du fleuve.

Cette étude s'est basée sur des données bathymétriques très haute-résolution, des carottages et des vidéos de plongées acquises lors d'une récente campagne (CONGOLOBE, décembre 2011-janvier 2012). Elle a permis de caractériser la morphologie de surface du dernier système de lobes entre la transition système chenal-levées/lobe à la terminaison du lobe. Deux volets ont été étudiés :

- 1) les processus gravitaires affectant les levées et les chenaux, et conduisant à la dislocation des levées en blocs, soit par déstabilisation soit par érosion ;
- 2) les dépôts de surface associés aux échappements de fluides froids riches en sulfures et méthane.

Morphologie haute résolution et processus sédimentaires actuels à la terminaison du chenal actuel du Congo (exploitation de la campagne CongoLobe)

Table des matières

I. Introduction	5
II. Contexte géologique	6
1. Travaux antérieurs	6
2. Alimentation du système turbiditique du Congo.....	6
3. Architecture générale du système turbiditique du Congo.....	7
4. Evolution du système turbiditique du Congo au cours du temps.....	8
5. Le dernier complexe de lobes distaux du système turbiditique du Congo	9
6. Processus de dépôts.....	10
a. Les écoulements gravitaires.....	10
b. Les écoulements turbulents.....	11
III. Données et méthodes d'analyse.....	12
1. Données et outils d'acquisition de la campagne CongoLobe.....	13
a. Les acquisitions du ROV.....	13
b. Les carottages.....	14
2. Méthodes d'analyse.....	15
a. Analyse bathymétrique.....	15
b. Dépouillement des vidéos de plongées	16
c. Carottages.....	15
IV. Résultats.....	17
1. Localisation des zones d'étude.	17
2. Analyse de la structure superficielle.	17
Site A.....	17
Site F.....	25
Site C.....	28
3. Analyse des vidéos de plongées.....	32
Les faciès.....	32
Plongées 483 et 484 (site A).....	34
Plongée 486 (site F).....	34
Plongées 489 et 491 (site C).....	35
4. Caractéristiques lithologiques et sédimentologiques.....	38
1. Les faciès.....	38
2. Sédiments prélevés à l'entrée d'un ancien lobe (site A).....	41
3. Sédiments prélevés à l'entrée du dernier lobe (site F).....	41
4. Sédiments prélevés dans le corps du dernier lobe (site C).....	42
5. Sédiments prélevés à l'entrée du lobe ancien n° 1 (site B).....	43
V. Synthèse et discussion.....	44
Dislocation des levées et origine des blocs.....	44
Dépôts associés au suintement de fluides froids.....	46
VI. Conclusion.....	47
Bibliographie.....	48
Annexes.....	50

Table des figures

Figure 1 : Carte de localisation du système sédimentaire du Congo, d'après Babonneau et al. (2002).

Figure 2 : (A) Carte des 80 paléochenaux identifiés à la surface de l'éventail turbiditique, numérotés du plus ancien (N1) au plus jeune (A38), regroupés dans les 3 édifices : Nord (N1-N23), Sud (S1-S19) et Axial (A1-A38); (B) Chronologie relative des 3 édifices (Droz et al., 2003).

Figure 3 : Interprétation de la carte d'imagerie sonar EM12 et localisation des 3 sites étudiés par rapport au dernier complexe de lobes, modifiée d'après Babonneau, 2002. Les lobes sont numérotés du plus ancien (1) au plus récent (5). Leur position par rapport à l'ensemble du système est indiquée par un encadré rouge sur la Fig.2. La carte d'imagerie sonar EM12 non interprétée est présente en annexe (Fig.A).

Figure 4 : Séquences de dépôts décrites dans les séries turbiditiques, d'après Shanmugam (2000)

Figure 5 : Mise à l'eau du robot télé-opéré Victor 6000 (Source : IFREMER)

Figure 6 : Mise à l'eau du carottier Calypso (Source : Centre de Carottage et de Forage National)

Figure 7 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site A

Figure 8 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site A

Figure 9 : Profil bathymétrique (A) et profil de pente (B) perpendiculaires aux chenaux. (1) levée intacte ; (2) levée déformée ; (3) terrasses du chenal Nord ; (4) chenal Nord ; (5) terrasses du chenal Nord ; (6) levées intactes ; (7) chenal Sud ; (8) levées intactes. Profils localisés sur la figure 7.

Figure 10 : Carte bathymétrique de la « vesicobay ». AS : escarpement en arc de cercle.

Figure 11 : Erosion en queue de comète autour des blocs (pointillés rouges). Pointillés bleus : crête des rides.

Figure 12 : Approfondissement du chenal (EPC : escarpement perpendiculaire au chenal ; AS : escarpement arqué)

Figure 13 : Profil bathymétrique longitudinal d'un scour (flanc aval plus raide que le flanc amont)

Figure 14 : Déségrégation de la levée en blocs

Figure 15 : Profil bathymétrique perpendiculaire aux chenaux. (1) levée à blocs ; (2) terrasse ; (3) paléo-chenal ; (4) relief axial ; (5) chenal actuel ; (6) terrasses ; (7) levée à blocs.

Figure 16 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site F

Figure 17 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site F

Figure 18 : Dépôts en forme de croissant

Figure 19 : Morphologie des blocs de la levée Est (1) et de la levée Ouest (4)

Figure 20 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site C

Figure 21 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site C

Figure 22 : Morphologie de la levée dans les zones à blocs

Figure 23 : Profil bathymétrique transversal des rides de courant

Figure 24 : Ondulation des rides de courant autour d'un bloc

Figure 25 : Exemples des différents faciès observés sur l'ensemble des vidéos de plongées. (a) dunes (faciès 1) ; (b) escarpement lité (faciès 2) ; (c) blocs (faciès 2) ; (d) structures inconnues (faciès 3) ; (e) argiles grises hémipélagiques (dans l'encadré) dans un éboulis (faciès 4) ; (f) tapis noirs (faciès 5); (g) tapis blanc (faciès 5); (h) encroûtement massif brun (faciès 5). Les références sous chaque photographie : site, numéro de la plongée, date de la prise de vue. Ces photographies sont localisées sur la carte de répartition des faciès (Fig.29). En l'absence de repère, les échelles proposées pour les photographies, basées sur mon appréciation, sont approximatives.

Figure 26 : Site F (24-12-11, 07:43:51)

Figure 27 : Site F (24-12-11, 13:58:10)

Figure 28 : Dépression mettant à l'affleurement des sables grossiers

Figure 29 : Cartes de répartition des faciès identifiés au cours des plongées 486 (Fig.a, site F), 483 et 484 (Fig.b, site A), 489 (Fig.c, site C), et 491 (Fig.d, site C).

Figure 30 : Photographies des différents faciès observés dans les carottes.

(a) Argiles homogènes ; (b) Lamines argilo-silteuses non déformées ; (c) Argiles grises ; (d) Lamines argilo-silteuses inclinées ; (e) Lamines argilo-silteuses enroulées ; (f) Sables massifs. La portion de log qui correspond à la photographie est encadrée.

Figure 31 : Logs lithologiques synthétiques des carottes prélevées dans les lobes au cours de la campagne CongoLobe

Figure 32 : Processus de débordement du chenal

Table des tableaux

Tableau 1 : Liste des carottes acquises durant la campagne Congolobe. La longueur est celle mesurée avant l'ouverture des carottes. En bleu, les carottes que j'ai étudiées. La carotte CoL-C-CS 06, prélevée au même endroit que CoL-C-CS 05 n'a pas été décrite. La carotte CoL-B-CS 07 a été décrite pour la comparer à CoL-A-CS 01, mais je ne disposais pas d'autres données sur le site B (bathymétrie, plongées).

Tableau 2 : Caractéristiques des *sediment waves* de part et d'autre du chenal actuel

Table des annexes

Fig. A : Carte de réflectivité non interprétée de la zone d'étude : le dernier complexe de lobes, d'après Babonneau, 2002.

Fig. B : Détail de la carte de réflectivité du lobe 3 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites A et B

Fig. C : Détail de la carte de réflectivité du lobe 5 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites F et C

I. Introduction

L'étude du système turbiditique du Congo fournit une opportunité unique pour caractériser les dépôts de haut niveau marin. Il s'agit d'un système turbiditique géant dont les apports riches en matière organique sont transportés en domaine profond (5000 m) jusqu'à 1000 km de l'embouchure du fleuve.

En 2010-2011, la **campagne CongoLobe** a été réalisée dans le golfe de Guinée afin d'étudier les écosystèmes présents dans la zone la plus profonde du système turbiditique du Congo : les lobes terminaux actuels. Cette partie du système turbiditique actif est alimentée presque continuellement en sédiments riches en matériel organique d'origine majoritairement continentale. La diagenèse de cette matière organique, dans les premiers mètres de sédiments, est associée au suintement de fluides froids, réduits, riches en sulfures et en méthane. Cet environnement, a priori hostile au développement des organismes, favorise le développement de faunes chimio-autotrophes et de tapis bactériens. L'objectif de cette campagne multidisciplinaire était donc de comprendre le développement des écosystèmes chimio-synthétiques dans des environnements détritiques et profonds observés sur les lobes, ainsi que leurs liens avec le milieu géologique et géochimique dans lequel ils se mettent en place.

Au cours de ce stage, je me suis concentrée sur la **caractérisation de l'environnement géologique** de 3 sites d'étude de la mission CongoLobe. L'objectif de ce travail de recherche était d'identifier les différentes morphologies observées sur le fond dans le complexe de lobes, d'étudier leur distribution et de proposer les processus sédimentaires à l'origine de leur dépôt. Ces résultats permettront d'apporter des contraintes pour l'étude de la géochimie et la biologie des lobes distaux.

Les données mises à ma disposition sont essentiellement des données de très haute résolution acquises lors de plongées du ROV et des carottages. Elles ont permis une étude détaillée de la morphologie et de la lithologie des lobes distaux.

Les objectifs de ce stage étaient :

- 1) de caractériser les différents objets morphologiques et sédimentaires (blocs, falaises, fonds plats...)
- 2) de déterminer des zones en érosion et en dépôt, et leur géométrie (chenal, levées, flanc de chenal, lobes...)

- 3) de proposer une interprétation en termes de processus à l'origine des différentes structures et des objets sédimentaires (processus gravitaires affectant les levées, blocs transportés ou formés in situ...)
- 4) d'estimer la chronologie des dépôts et distinguer les morphologies associées à la mise en place du chenal actuel des morphologies fossiles

II. Contexte géologique

1. Travaux antérieurs

Le système turbiditique du Congo est l'objet de travaux depuis 20 ans et les campagnes d'étude qui se sont succédées ont permis de bien caractériser son architecture sédimentaire générale.

L'étude de la partie amont du système par levés bathymétriques au cours de la campagne Guinness (1992) a permis la reconnaissance du canyon et de l'éventail supérieur. Le projet ZaïAngo (1998-2003) a fourni de nouveaux éléments sur la stabilité des pentes, les circulations de fluides, la structure profonde de la marge et l'architecture et les processus sédimentaires de l'éventail turbiditique. C'est dans le cadre de ce projet que la campagne ZaïAngo-Rov avait mis en évidence l'existence d'écosystèmes profonds dans la zone des lobes du chenal actuel. Ces écosystèmes associés aux sources de fluides froids étaient l'objet d'étude de la campagne WACS (2011). La campagne CongoLobe s'inscrit donc naturellement dans sa continuité.

2. Alimentation du système turbiditique du Congo

Le système turbiditique du Congo est situé dans le Sud du Golfe de Guinée, sur les marges du Congo et de l'Angola (*Fig. 1*). C'est l'un des plus grands éventails turbiditiques de type argileux, qui s'étend sur plus de 800 km de long et 400 km de large (Babonneau et al., 2002). Ce système, qui se développe d'Est en Ouest, permet le transfert des sédiments du continent africain vers le domaine profond (jusqu'à 5100 m de profondeur).

La connexion entre l'embouchure du fleuve Congo et le canyon sous-marin situé dans sa continuité a été maintenue tout au long du Quaternaire récent. L'activité turbiditique actuelle, c'est-à-dire même en période de haut niveau marin, a notamment été détectée par des ruptures régulières de câbles télégraphiques au début du XXème

siècle (Heezen et al., 1964), ainsi que plus récemment par des mesures sur le fond sur des mouillages (Khripounoff et al., 2003). Son canyon s'étend jusqu'à 30 km dans l'estuaire du Congo. Cette caractéristique a permis au système turbiditique du Congo de bénéficier d'un approvisionnement presque continu en sédiments détritiques en provenance du bassin versant, notamment au moment des périodes de crues du fleuve (Heezen et al., 1964).

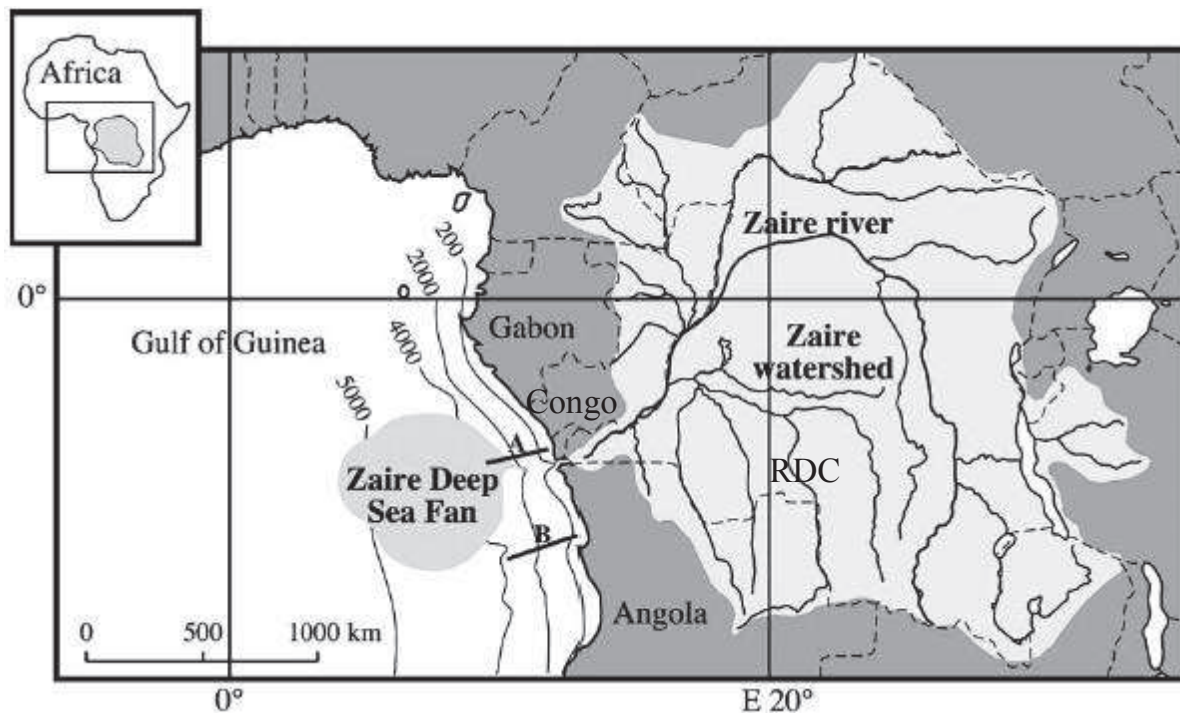


Figure 1 : Carte de localisation du système sédimentaire du Congo, d'après Babonneau et al. (2002)

3. Architecture générale du système turbiditique du Congo

On distingue généralement trois principaux éléments architecturaux de l'amont à l'aval des systèmes turbiditiques : le canyon, le complexe chenal-levées et les lobes distaux.

Le **canyon** est la voie de transit des sédiments vers le domaine profond. C'est une zone dominée par les processus d'érosion. Sa morphologie se caractérise par une vallée en V, aux flancs abrupts, incisant le plateau continental (Shepard, 1981). Les canyons se forment lors de la chute du niveau marin et la période de bas niveau marin relatif. Le canyon du Congo, rectiligne, incise profondément la plate-forme continentale et le talus continental (jusqu'à une profondeur de 1200 m).

Les **systèmes chenaux-levées** se forment dans la continuité des canyons, à la fois par des processus d'érosion et de dépôt. Le chenal actuel du Congo est méandrique et

son fond est très surcreusé (Migeon, 2000 ; Babonneau et al., 2002). De part et d'autre du chenal, les levées, formées par débordements successifs de la partie supérieure des courants de turbidité passant dans le chenal, s'étendent latéralement sur 10 à 50 km (Savoie et al., 2009). Des champs de dunes géantes, les « sediment waves », sont parfois observés à la surface des levées externes. Ils présentent une orientation oblique au chenal lorsque celui-ci est rectiligne ou sub-parallèles quand le chenal est incurvé (Migeon, 2000 ; Wynn et Stow, 2002).

L'appauvrissement des écoulements en particules fines, via le débordement, entraîne une concentration progressive du sable à l'axe des chenaux (Alexander et Morris, 1994). Au débouché du chenal, les écoulements ne sont plus chenalisés et l'énergie du courant se dissipe rapidement. Les sédiments sont transportés par des coulées gravitaires non turbulentes qui déposent alors de fortes épaisseurs de sables non triés et dont la partie sommitale contient fréquemment des clastes argileux (Bonnell, 2005). Des accumulations sableuses de forme lobée à chenalisations frustes, appelés lobes distaux, se mettent ainsi en place à la terminaison des chenaux. Ces épais dépôts sableux sont caractérisés par une large continuité latérale et une pente presque nulle (< 1m/km) (Mutti et Normark, 1991). Ils sont assimilés à la zone d'épandage des sédiments. La région s'étendant entre les chenaux bien définis et les *lobes* bien définis est désignée sous le terme de CLTZ (« channel-lobe transition zone » : zone de transition chenal-lobe) (Mutti et Normark, 1987 ; Wynn et al., 2002). Les lobes actuels du système turbiditique du Congo se différencient de ce schéma théorique par leur nature essentiellement argilo-silteuse, les sables ne se rencontrant qu'à l'axe de petits chenaux d'alimentation des lobes (Babonneau, 2002 ; Bonnell, 2005).

4. Evolution du système turbiditique du Congo au cours du temps

Bien qu'un seul chenal soit actuellement actif, une multitude de systèmes « chenaux-levées » fossiles (systèmes inactifs mais dont la morphologie est bien exprimée sur le fond) sont visibles à la surface de l'édifice turbiditique et sur les profils sismiques. Les courants peuvent en effet créer une rupture des levées. Cette brèche entraîne la bifurcation des écoulements en dehors du chenal et la construction d'un nouveau système chenal-levées ; l'abandon de chenal en amont de la brèche est appelé avulsion (Flood et al., 1991). Les systèmes fossiles appartiennent donc à d'anciens édifices, alimentés par le même canyon que le chenal actuel. Les migrations successives du chenal ont conduit à la mise en place de trois édifices au cours du Quaternaire

(Savoie et al., 2000 ; Droz et al., 2003) (Fig.2). L'édifice Nord (WNW-ESE), dont la surface est marquée par la présence de 23 systèmes chenaux-levées est le premier à s'être formé. L'édifice Sud (NNE-SSW) s'est ensuite mis en place dans le creux situé à l'avant du bourrelet compressif de la déformation salifère affectant la marge angolaise. Enfin, le système le plus jeune, l'édifice Axial, d'orientation E-W, s'est formé dans le creux topographique entre les deux édifices précédents.

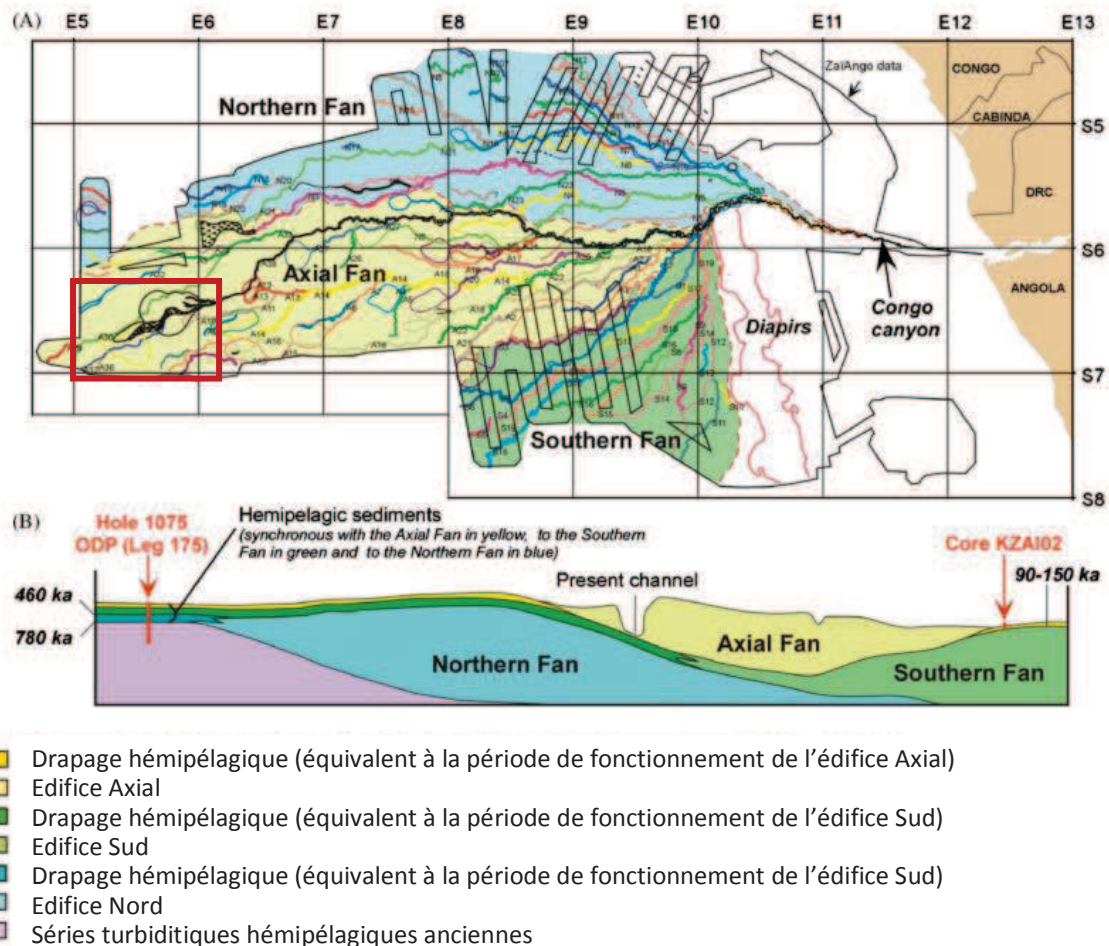


Figure 2 : (A) Carte des 80 paléochenaux identifiés à la surface de l'éventail turbiditique, numérotés du plus ancien (N1) au plus jeune (A38), regroupés dans les 3 édifices : Nord (N1-N23), Sud (S1-S19) et Axial (A1-A38); (B) Chronologie relative des 3 édifices (Droz et al., 2003).

5. Le dernier complexe de lobes distaux du système turbiditique du Congo

Le dernier complexe de lobes distaux est situé vers 5000 m de profondeur et s'étend sur une cinquantaine de km, sur un fond relativement plat. Il est actif depuis moins de 7000 ans (Denniellou et al., 2002). Les données de réflectivité ont permis d'identifier cinq unités lobées (Fig.3), alimentées par des chenaux peu profonds dont la position change rapidement (Babonneau, 2002 ; Bonnel, 2005). Ces chenaux distributaires, caractérisés par une faible réflectivité (image acoustique claire), sont

constitués de dépôts sableux grossiers. La construction des lobes distaux au cours du temps se fait par progradation vers l'aval (Savoie et al., 2000) ; ceux qui se connectent le plus en amont au chenal principal sont donc les plus anciens, tandis que les plus récents se situent dans la partie distale du système. A l'exception du lobe 5 (le plus récent), localisé au débouché du chenal actuel (A38), ils se sont développés le long du flanc nord de ce chenal.

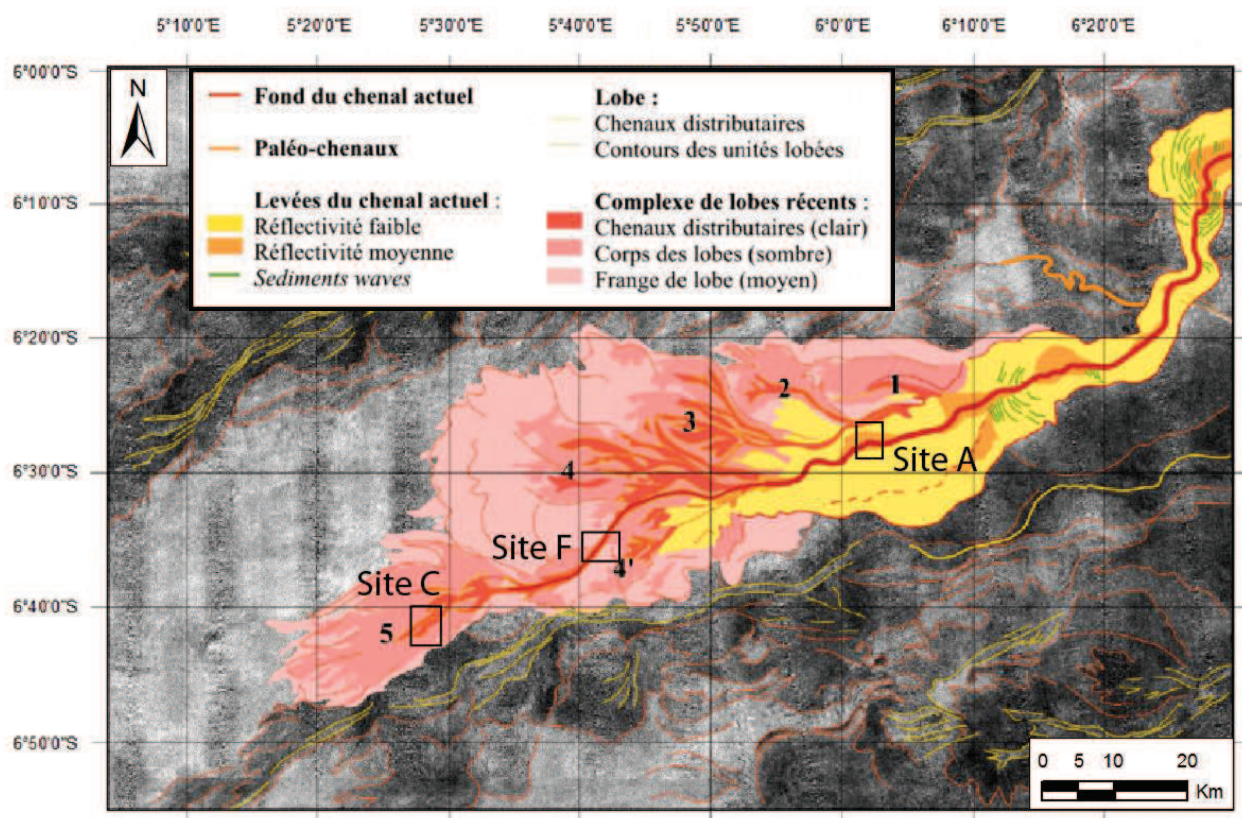


Figure 3 : Interprétation de la carte d'imagerie sonar EM12 et localisation des 3 sites étudiés par rapport au dernier complexe de lobes, modifiée d'après Babonneau, 2002. Les lobes sont numérotés du plus ancien (1) au plus récent (5). Leur position par rapport à l'ensemble du système est indiquée par un encadré rouge sur la Fig.2. La carte d'imagerie sonar EM12 non interprétée est présente en annexe (Fig. A).

6. Processus de dépôts

a. Les écoulements gravitaires

Le transport des sédiments vers le domaine marin profond s'effectue essentiellement sous l'action de la gravité sur la pente (Middleton et Hampton, 1973). On distingue trois types d'écoulement gravitaire en fonction de l'état de cohésion des sédiments transportés (Brown et al., 1989 ; Shanmugam, 2000; Mulder and Alexander, 2001) : les glissements en masse, les écoulements laminaires et les écoulements turbulents.

Au cours d'un *glissement en masse*, des particules homogènes sont transportées par gravité le long d'une surface de cisaillement plane. Le dépôt conserve alors la structure d'origine des sédiments, mais il est affecté par des déformations (par exemple, les slumps). Les *écoulements laminaires* permettent le transport de particules hétérogènes (galets mous d'argiles, sable, galets, blocs rocheux) dans une matrice cohésive argilo-silteuse de forte viscosité (par exemple, les coulées de débris). Dans un *écoulement turbulent*, les particules transportées sont maintenues en suspension par des phénomènes turbulents. Les courants de turbidité sont des écoulements gravitaires turbulents issus d'une instabilité gravitaire initiale. Dans certains contextes où l'embouchure des fleuves aboutit directement sur une pente sous-marine (via un canyon sous-marin), ces courants turbulents peuvent bénéficier d'une alimentation continue et prolongée en sédiments lors des crues de fleuve. On parle alors de courants hyperpycnaux.

b. Les écoulements turbulents

Les sédiments sous-marins déposés par un seul et même courant de turbidité sont appelés « turbidites ».

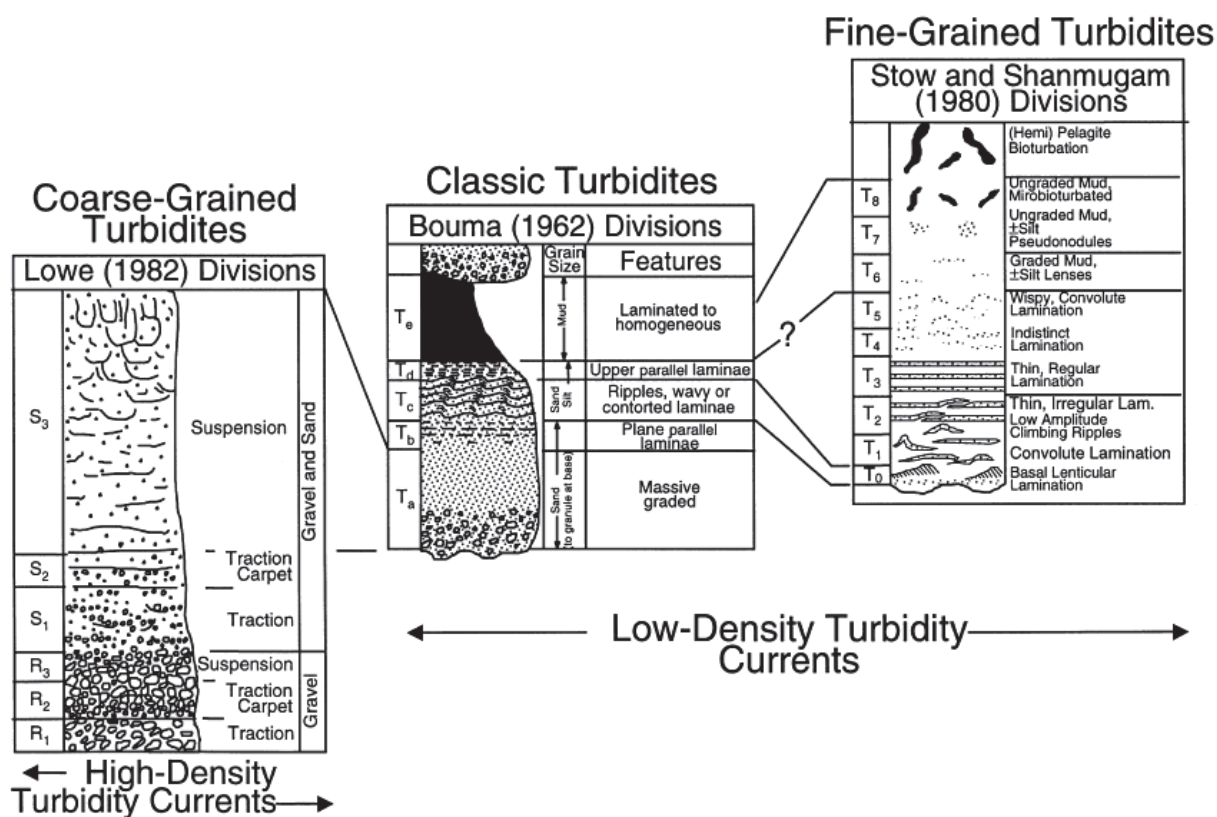


Figure 4 : Séquences de dépôts décrites dans les séries turbiditiques, d'après Shanmugam (2000)

Lors du passage des courants de turbidité, les particules les plus grossières sont tractées sur le fond tandis que les particules fines sont transportées en suspension et se

déposent par décantation. Ces dépôts, organisés en séquences, se caractérisent par une base de séquence, ou de terme (T), nette ou érosive et un granoclassement normal. La séquence verticale de faciès, décrite par Bouma (1962), comprend de la base vers le sommet : (Ta) des sédiments grossiers sans structure interne ; (Tb) des sables fins et laminés ; (Tc) des sables très fins ou silts, à stratifications obliques ou entrecroisées, ou à convolutes ; (Td) une alternance de lamines silteuses et argileuses ; (Te) des argiles très finement laminées ou sans structures (*Fig.4*). La description des séquences de dépôts a été ensuite affinée pour les turbidites à grain fin (argileuses et silteuses) qui constituent les levées (Stow et Shanmugam, 1980) et les turbidites à grain grossier (sableuses et graveleuses) de fond de chenal (Lowe, 1982).

III. Données et méthodes d'analyse

1. Données et outils d'acquisition de la campagne CongoLobe

Les données mises à ma disposition au cours de ce stage étaient des données bathymétriques, des carottages et des vidéos de plongées de 3 sites situés le long du chenal actuel du Zaïre, dans les complexes de lobes distaux. Les données bathymétriques avaient déjà été traitées. J'ai créé un projet SIG sous ArcGIS dans lequel j'ai importé les grilles bathymétriques géoréférencées. J'ai localisé où s'étaient déroulés les prélèvements par carottages et les enregistrements des vidéos de plongées acquises au cours de la campagne CongoLobe sur les cartes. Ces données m'ont permis d'élaborer les cartes structurales et les profils bathymétriques des zones d'étude sous ArcGIS. J'ai également importé des données de bathymétrie et d'imagerie sonar de campagnes antérieures qui m'ont permis d'avoir un point de vue global sur la zone des lobes et de comprendre la transition entre mes zones d'étude. Ces données n'ont cependant pas été traitées au cours du stage. En ce qui concerne les carottages, j'ai participé à l'ouverture et la description de 5 carottes au Laboratoire Environnements Sédimentaires de l'IFREMER, deux des carottes ayant déjà été ouvertes et décrites antérieurement. J'ai réalisé les logs des 7 carottes prélevées pendant la campagne sous Adobe Illustrator. Enfin, j'ai réalisé le dépouillement des vidéos de plongées acquises par le ROV.

a. Les acquisitions du ROV

L'acquisition des données bathymétriques de haute-résolution et des vidéos a été réalisée par le ROV (Remotely-Operated Vehicle). Le ROV Victor 6000 (Fig.5) est un véhicule sous-marin téléopéré dédié à la recherche scientifique. Sa partie inférieure est constituée d'un module scientifique qui peut être interchangé selon la nature de la mission. Deux modules ont été utilisés pour l'acquisition des données exploitées au cours du stage : le module de mesure en route et le module de base.



Figure 5 : Mise à l'eau du robot télé-opéré Victor 6000 (Source : IFREMER)

1) Le **module mesure en route** (MMR, acquisitions géophysiques et caméra haute résolution OTUS) est utilisé à 60 m du fond pour la cartographie haute résolution des fonds avec le sondeur multi-faisceaux (SMF) (cf. ci-dessous), et à 8 m du fond pour la cartographie très haute résolution, permettant également l'acquisition de films et photographies à la verticale du fond.

La **cartographie à haute résolution** des lobes a été réalisée à partir du **sondeur multi-faisceaux (SMF)** du ROV, le SMF Seabat 7125. Le sondeur fournit des données bathymétriques pour l'étude de la morphologie des fonds et des données d'imagerie acoustique pour l'étude de la réflectivité, dont les variations sont interprétées comme des changements de la nature des sédiments et/ou de la morphologie.

Durant la campagne CongoLobe, les paramètres d'acquisition SMF étaient : a) une altitude de 60 m ; b) une largeur de fauchée de 200 m ; c) un espacement entre les transects de 180 m, avec 20 m de recouvrement ; d) une vitesse de 0.4 m/s ; e) une fréquence de 400 kHz ; f) un angle d'ouverture de 120° dans la direction perpendiculaire au ROV et 0,5° parallèlement au ROV. Au total, 3 sites (correspondant à 4 plongées) ont été cartographiés par le SMF du ROV (sites A, F et C analysés pendant ce stage).

Des photographies et **vidéos de plongées** ont été réalisées par une caméra OTUS très haute définition. Au cours des plongées à 8 m, le ROV pouvait descendre à 3 m afin de faire des observations ponctuelles autour d'objets remarquables. L'acquisition des données cartographiques était alors interrompue. Les vidéos ont été enregistrées simultanément sur deux caméras avec des angles de vue différents ; en vue plongeante vers l'avant et en vue verticale, au-dessus du fond.

2) Le *module de base* (MDB, module d'échantillonnage et de mesures in situ) est utilisé pour les observations (films et photographies), les prélèvements d'échantillons (sédiments, eau, organismes...), les mesures in situ...

b. Les carottages

Le but d'un carottage est de récupérer une colonne de sédiments en conservant la position et la structure de ses couches. Cela permet d'obtenir une information verticale sur les variations de la nature des sédiments en profondeur. Les carottiers permettent de remonter des carottes de quelques dizaines de mètres au maximum. Le sédiment de surface, souvent très fluide, est généralement mal préservé dans les carottes prélevées au moyen des carottiers à piston (type Calypso ; Fig.6).

Durant la campagne CongoLobe, sept carottages ont été réalisés sur les différents sites par un carottier Calypso. Ils ont permis de recueillir au total environ 57 m de sédiments, dont environ 40 m ont été ouverts au cours de ce stage (Tableau 1).



Figure 6 : Mise à l'eau du carottier Calypso (Source : Centre de Carottage et de Forage National)

Nom de la carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Longueur (m)	Localisation	Contexte
CoL-A-CS 01	-6° 27,755'	6° 1,960'	4755	11,24	ENTREE DU LOBE	Levée droite (nord) du chenal actuel
CoL-A-CS 02	-6° 28,312'	6° 2,145'	4764	2,72	ENTREE DU LOBE	Flanc gauche (sud) du chenal actuel
CoL-F-CS 03	-6° 34,927'	5° 41,621'	4866	10,90	ENTREE DU DERNIER LOBE	Levée droite (nord) du chenal
CoL-C-CS 04	-6° 39,622'	5° 28,169'	4949	9,68	DERNIER LOBE	Bord (levée ?) droit (nord) de la cuvette
CoL-C-CS 05	-6° 41,950'	5° 29,330'	4950	2,66	DERNIER LOBE	Chenal ("cuvette")
CoL-C-CS 06	-6° 41,949'	5° 29,331'	4954	9,35	DERNIER LOBE	Chenal ("cuvette"). Même position que CS 05
CoL-B-CS 07	-6° 25,612'	5° 49,576'	4822	9,29	LOBE ANCIEN	Levée sud du chenal

Tableau 1 : Liste des carottes acquises durant la campagne Congolobe. La longueur est celle mesurée avant l'ouverture des carottes. En bleu, les carottes que j'ai étudiées. La carotte CoL-C-CS 06, prélevée au même endroit que CoL-C-CS 05 n'a pas été décrite. La carotte CoL-B-CS 07 a été décrite pour la comparer à CoL-A-CS 01, mais je ne disposais pas d'autres données sur le site B (bathymétrie, plongées).

Les carottes, conditionnées en tronçons de 1 m, avaient fait l'objet d'échantillonnages à bord (avant l'ouverture), en vue d'analyses chimiques et microbiologiques (mesures de pH, de température, d'eau interstitielle, échantillonnages pour les analyses microbiologiques, caractérisation des acides gras et des éléments traces). Les propriétés physiques des sédiments ont été mesurées au banc MSCL (Multi-Sensor Core Logger, banc Geotek) de l'Ifremer avant l'ouverture.

2. Méthodes d'analyse

a. Analyse bathymétrique

Les données bathymétriques ont été traitées avec le logiciel CARAIBES (CARtographie Appliquée à l'Imagerie et la BathymétriE de Sonars et sondeurs multifaisceaux) par J. Saout (Ifremer) et m'ont été fournies au format ArcGIS. J'ai réalisé une étude de détail de la morphologie des 3 zones situées le long de l'axe principal du chenal actuellement actif (sites A, F et C) à partir des cartes bathymétriques acquises par le ROV (campagne CongoLobe) et de données plus anciennes sur la réflectivité des fonds.

Pour cela, j'ai créé un SIG sous ArcGIS en important pour chaque site : la carte bathymétrique, la position des carottes, la navigation des plongées. La superposition de la carte des pentes sur les cartes bathymétriques a permis de mettre en évidence les différents objets sédimentaires. Ces informations m'ont servi :

1) à caractériser la morphologie (forme, dimensions, orientations) des objets sédimentaires remarquables observés à la surface des lobes et à distinguer les zones de dépôts intacts (dunes géantes, rides de courant...) ou déformées (en blocs) des zones en érosion (chenaux, sillons d'érosion, *scours*, escarpements, blocs...), afin de déterminer leurs processus de mise en place ;

2) à réaliser des cartes morpho-sédimentaires ;

3) à localiser les observations des plongées.

Des données de mission antérieures ont également été importées, afin de situer les zones d'étude dans le contexte de l'ensemble du système : la carte bathymétrique et la carte de réflectivité du fond (issues de compilations de données des campagnes ZaiAngo, Repezai et Wacs).

b. Dépouillement des vidéos de plongées

Au cours de ce stage, j'ai analysé les vidéos des plongées du site A (plongées 482, 483 et 484), du site C (plongées 487, 489, 490 et 491) et du site F (plongées 485, 486 et 488). Le dépouillement des vidéos de plongées MDB enregistrées par le ROV a été réalisé grâce à la suite de logiciels de post-traitement des données des engins sous-marins « ADELIE » ("Aide au DÉpouillement Interactif des données des Engins sous-marins"), développée par l'Ifremer. Dans ce but, j'ai suivi un stage de formation à l'utilisation d'ADELIE (O. Soubigou, NSE¹, Ifremer).

Les logiciels de la suite ADELIE qui ont été utilisés sont :

- 1) **ADELIE VIDEO**, qui permet de visualiser et manipuler les données de navigation, les images et les vidéos enregistrées par le ROV. Chaque donnée possède une référence temporelle (date et heure de l'acquisition) et spatiale (latitude, longitude et profondeur). La synchronisation des vidéos avec les données de navigation permet ainsi de connaître en temps réel la position des données et de regarder en simultané les vidéos de plusieurs caméras pour avoir différents angles de vue sur un même objet.
- 2) **ADELIE OBS** (pour OBServations) à partir duquel j'ai fait des captures d'images des objets géologiques identifiés. Cet outil nécessite de créer au préalable une liste de thématiques (sous forme de tableau, de liste ou d'arbre) comportant les différents types de morphologies observées sur les vidéos étudiées en détail (plongées MDB CoL-483-3, 484-4, 486-6 489-9, 490-10, 491-11). On peut ainsi sélectionner la morphologie associée à chaque image.
- 3) Au fur et à mesure des captures d'images, les références spatio-temporelles, les thématiques et commentaires sont enregistrées dans un fichier de données. Une fois exportées dans un Système d'Information Géographiques (SIG) compatible comme ArcGIS avec **ADELIE SIG**, ces données d'observation sont ainsi directement géolocalisées et visualisées sur les cartes.

c. Carottages

L'analyse des carottes a eu lieu au Laboratoire Environnements Sédimentaires de l'IFREMER ; cinq carottes ont été ouvertes, photographiées et décrites pendant ce stage. Après l'ouverture longitudinale en 2 demi-carottes sur le banc de découpe, une partie de la carotte est archivée et l'autre est photographiée avant d'être utilisée pour la description visuelle des faciès et séquences sédimentaires. Le dessin d'un log précisant

¹ NSE : Navires et Systèmes Embarqués

la lithologie des sédiments (granulométrie, texture, présence de débris d'organismes ou de fossiles), les structures visibles à l'œil nu (couleur, figures et structures sédimentaires, bioturbation, déformations) et leurs commentaires est réalisé. Cette description est complétée par des prélèvements ponctuels de frottis sur lame mince, observés à la loupe binoculaire, qui permettent d'apporter des précisions sur la microfaune et les minéraux présents. J'ai participé à chacune de ces phases d'étude.

IV. Résultats

1. Localisation des zones d'étude

L'acquisition des données au cours de la campagne CongoLobe s'est effectuée dans le dernier complexe de lobes distaux (*Fig.3*). Les trois sites étudiés se situent le long du chenal actuel : à l'entrée du dernier complexe de lobes (site A), à l'entrée du dernier lobe (site F) et dans la zone d'épandage distale du dernier lobe (site C).

2. Analyse de la structure superficielle

Site A

Le site A se situe à une profondeur moyenne de -4761 m. Il est traversé d'Est en Ouest par deux sillons profonds aux flancs abrupts (*Fig.7*). Un profil perpendiculaire à ces axes permet de bien caractériser leur morphologie. Ces zones localement plus profondes présentant des bordures aux pentes fortes (supérieures à 40°) sont des chenaux (*Fig.9: 4, 7*). Des zones de dépôts des débordements sont présentes de part et d'autre du chenal axial. Ces deux chenaux ont des aspects très différents l'un de l'autre.

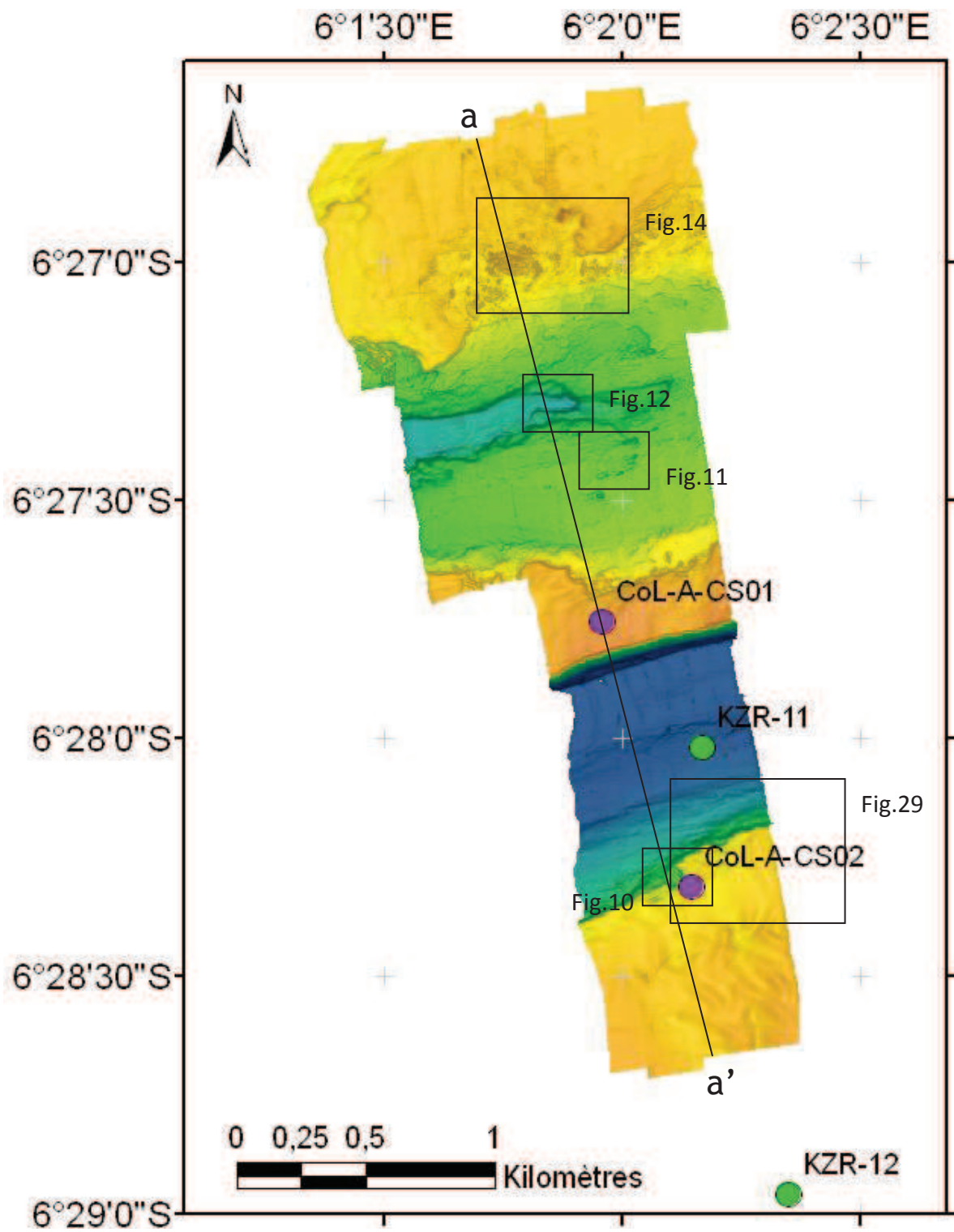


Figure 7 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site A

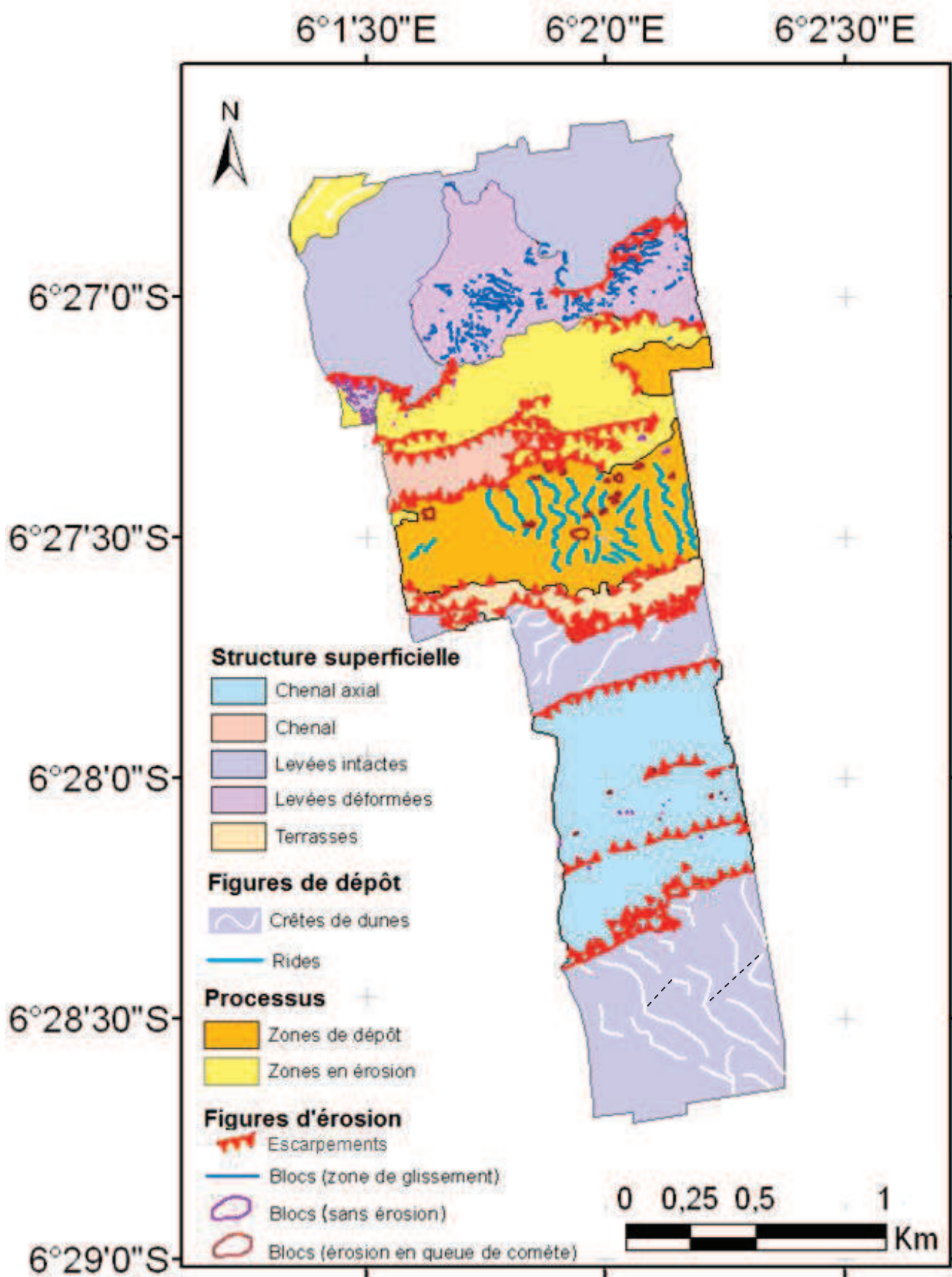


Figure 8 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site A

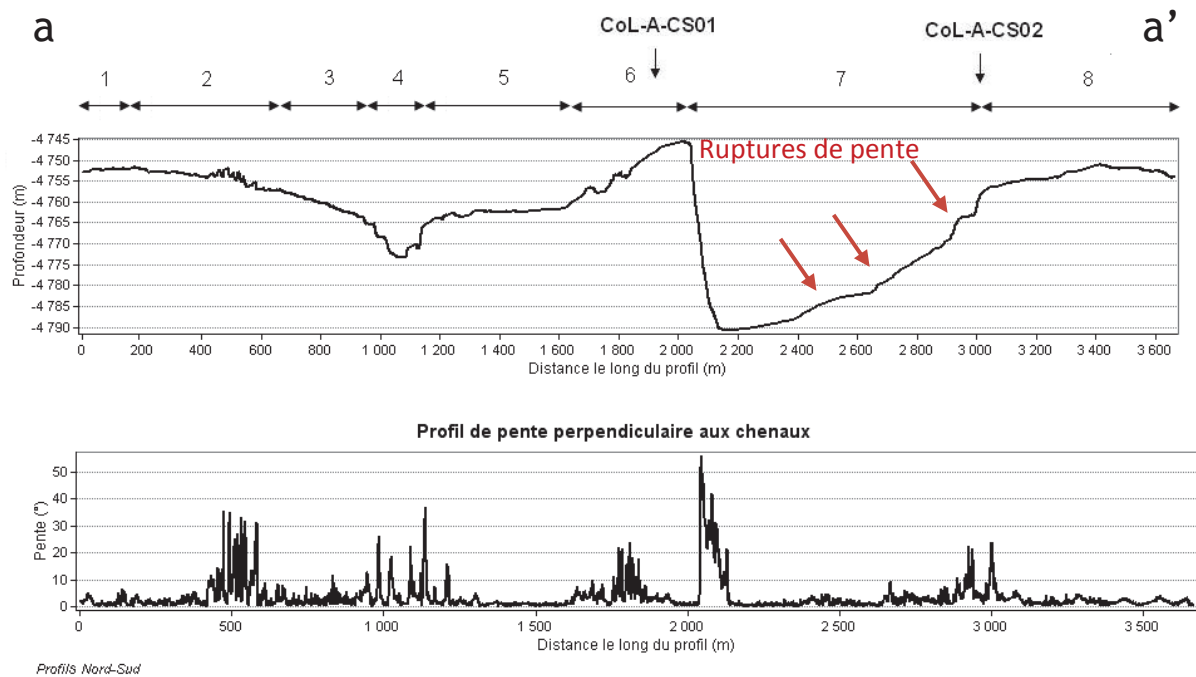


Figure 9 : Profil bathymétrique (A) et profil de pente (B) perpendiculaires aux chenaux. (1) levée intacte ; (2) levée déformée ; (3) terrasses du chenal Nord ; (4) chenal Nord ; (5) terrasses du chenal Nord ; (6) levées intactes ; (7) chenal Sud ; (8) levées intactes. Profils localisés sur la figure 7.

Le chenal sud est très profond et son profil transversal montre une très forte asymétrie (Fig.9: 7). La largeur moyenne du chenal est de 830 m, avec un élargissement jusqu'à 935 m à l'ouest à la faveur d'un changement de direction vers le sud-ouest.

Le *flanc nord du chenal* est très raide : la hauteur maximale entre la bordure et le fond du chenal est de 45 m et la pente atteint au maximum 60° (au niveau de la rupture de pente). Sur le mur du chenal, on constate une légère rupture de pente 2-5 m au-dessus du pied de l'escarpement (Fig.9: 7). La morphologie des pieds de pente laisse penser qu'il s'agit de blocs de sédiments envasés. On devine de légères variations latérales du haut de pente ; elles sont dues à la présence de gullies incisant le mur du chenal.

Le *flanc sud du chenal* a une pente plus faible. La transition entre le chenal et ses bordures est marquée par un escarpement de 10 m (à 45°), mais on observe une pente moyenne plus faible (<5°) en fond de chenal.

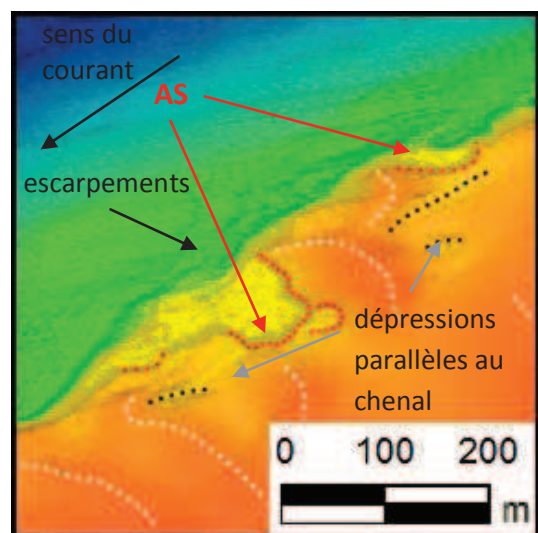
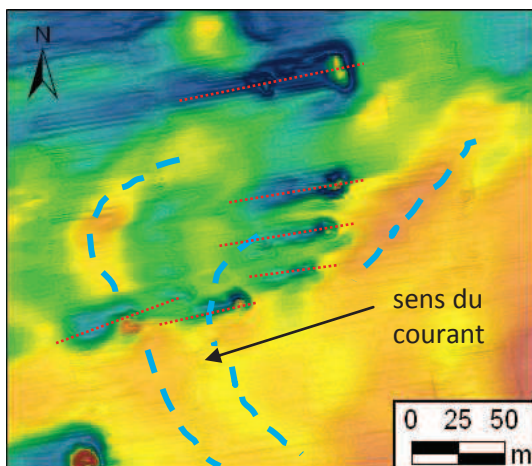


Figure 10 : Carte bathymétrique de la « vesicobay ». AS : escarpement en arc de cercle.

Cette pente est interrompue par deux escarpements de 10° , à respectivement environs 360 et 610 m du rebord nord du chenal (Fig.9: 7). Une grande quantité de sédiments s'accumule en effet au pied de l'escarpement. Deux phénomènes peuvent expliquer cette accumulation : 1) la déstabilisation du flanc sud du chenal ; 2) le dépôt de particules dans le flanc interne du méandre.

Une dépression à fond plat de 4 m de profondeur de 70 m de large (désignée sous le terme de « vesicobay » au cours de la mission) affecte la bordure du chenal (Fig.10). Ses bordures forment un escarpement arqué (AS : arcuate-shaped scarp). La surface de la « vesicobay » est rugueuse du fait du dépôt de blocs de quelques dizaines de cm de haut, issus de la déstabilisation des flancs de la dépression. Un autre escarpement arqué commence à se former sur la levée dans le prolongement de la « vesicobay » et on constate qu'il s'est initié entre deux crêtes de dunes (Fig.10, pointillés blancs). Ces dépressions constituent donc des zones de faiblesse favorisant l'érosion des flancs de la levée. La forme de la « vesicobay » nous donne aussi une indication sur la direction du courant (Fig.10, flèche noire). Son flanc Est est protégé de l'érosion, tandis que sa bordure Ouest se parallélise au chenal, formant une petite terrasse dont la largeur diminue progressivement vers l'Ouest (50 à 20 m de large). Cette morphologie confirme que le courant s'écoule d'Est en Ouest.

Au pied de la rupture de pente, la surface du **fond du chenal** est rugueuse (Fig.10, escarpements). On observe de multiples variations de la pente. Ces variations sont dues soit à des ruptures de pente, soit à la présence de blocs, qui se détachent de la bordure du chenal. On peut distinguer deux types de « blocs » : 1) des blocs de 1 à 3 m de haut et dont les flancs ont une pente de 5 à 12° , allongés parallèlement aux escarpements et accolés aux flancs du chenal ; 2) des blocs plus ou moins circulaires. Ces blocs de sédiments se sont probablement formés in situ, en se détachant des



escarpements du mur du chenal.

En contrebas, dans la zone où le chenal s'approfondit, des blocs épars de 3 à 11 m de diamètre, sont présents sur le fond. Ces blocs présentent de fortes pentes (5 à 30°). Les plus grands blocs (40 cm à 1,5 m de haut) montrent des traces de surcreusement en forme de queues de comète vers l'aval (Fig.11). On constate alors

Figure 11 : Erosion en queue de comète autour des blocs (pointillés rouges). Pointillés bleus : crête des rides.

une dépression de faible largeur suivant les contours du bloc en amont. En aval du bloc, deux dépressions légèrement allongées indiquent le sens du courant en aval (*Fig.11, flèche noire*).

Le chenal, orienté vers l'Ouest change légèrement d'orientation et prend une direction Ouest-Sud-Ouest. La bordure nord du chenal, semble correspondre au flanc externe d'un méandre. Ce flanc de pente très raide, exposé à l'érosion des courants, est probablement assez instable. Par conséquent, on devrait observer des blocs de sédiments en pied de pente. Cependant, peu de blocs sont visibles au pied de ce flanc de chenal. L'énergie du courant est probablement forte le long du flanc externe du méandre. Les blocs déstabilisés sont probablement transportés ou déstructurés par les courants, ce qui explique l'absence de structures de fond. Au contraire, la bordure sud du chenal constitue la partie interne du méandre, abritée des courants. Le transport ou la désagrégation des blocs y est donc moins efficace. L'asymétrie du chenal est directement liée à la morphologie de méandre de cette portion de chenal et est une conséquence de la migration latérale du thalweg.

Ce chenal est bordé par des zones de débordement hautes, situées entre 4745 et 4760 m de profondeur. Un profil bathymétrique perpendiculaire au chenal sud montre que ces **bordures** sont asymétriques (*Fig.9: 6 et 8*). La hauteur des dunes atteint 4745,5 m (soit 45,5 m au-dessus du thalweg) sur le flanc externe (nord) et 4754 m (37 m) sur le flanc sud interne (en bordure du chenal). D'autre part, alors qu'au nord, la hauteur de la levée diminue en s'éloignant du rebord du chenal, on observe le contraire au sud ; la hauteur de la levée augmente latéralement sur 500 m, avant de diminuer. Cette morphologie peut être mise en relation avec la morphologie en méandre de cette portion de chenal. La hauteur des levées diminue avec l'augmentation de la distance à l'axe du chenal. La différence de hauteur entre les 2 levées s'explique donc par le fait qu'on se trouve sur la bordure sud à une plus grande distance de la zone la plus profonde du chenal où se concentre l'écoulement.

Des **champs de dunes (sediment waves)** sont visibles à la surface des levées du chenal. Les crêtes des dunes (*Fig.10, pointillés blancs*) ont une orientation globalement oblique par rapport au chenal axial. Mais sur le flanc nord, on constate qu'elles ont tendance à se paralléliser en s'éloignant de l'axe (à 200 m du chenal), ce qui confirme que le chenal est incurvé. De plus, on remarque que sur les deux flancs l'amplitude des dunes diminue en s'éloignant du chenal (*Tableau 2*).

	Amplitude (m)	Longueur d'onde (m)	Extension latérale (m)
Levée Sud	0,5 - 3,5	70	> 1500
Levée Nord	0,5 - 2,5	70	200 - 400

Tableau 2 : Caractéristiques des *sediment waves* de part et d'autre du chenal actuel

Des **dépressions allongées** longues de 50 à plus de 100 m et profondes de 0,5 à 1,5 m se forment parallèlement à la bordure de la levée, à quelques dizaines de mètres de la rupture de pente (*Fig.10, pointillés noirs*). Elles s'initient dans le creux formé entre deux crêtes des dunes successives, sur le flanc interne. On retrouve des dépressions similaires à 300 m du chenal (*Fig.8, pointillés noirs*). Leur présence fait varier localement l'orientation des crêtes de dunes, qui reprennent ensuite leur position initiale.

Le **chenal nord** (*Fig.9: 4*) est un chenal peu profond (6 à 8 m). Sa position est surélevée par rapport au chenal actuel : son niveau moyen se situe 20 m au-dessus du thalweg du chenal actuel (à 4773 m). Sur le profil transversal, les **flancs du chenal** présentent un net escarpement dans la partie ouest du site (pentes des flancs du chenal respectivement au nord et au sud de 20 et 25°), délimitant une dépression en U de 140 m de large. Ses limites sont moins marquées à l'est. Le **fond du chenal** est lisse au pied du flanc nord, tandis

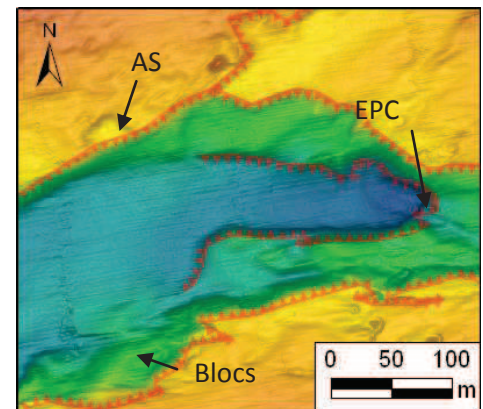


Figure 12 : Approfondissement du chenal (EPC : escarpement perpendiculaire au chenal ; AS : escarpement arqué)

que le flanc sud s'approfondit en pente douce au pied d'un escarpement initial raide de 4 m de haut. Au pied cet escarpement, la surface est plus rugueuse, probablement sous l'effet de la déstabilisation et de dépôts de blocs en pied de pente. La coupe longitudinale du chenal montre que celui-ci s'approfondit brutalement de 4 m au niveau d'un escarpement proéminent en arc de cercle concave, perpendiculaire à la longueur du chenal (*Fig.12*). D'autre part, en aval de cette rupture de pente, la zone lisse en fond de chenal n'est pas plate, mais s'épaissit de 2 m sur une distance de 300 m avant de s'approfondir à nouveau. Cela suggère que le fond de ce chenal est en remplissage.

Le chenal nord et ses terrasses asymétriques s'étendent sur 900 m de large. Sur la **bordure sud du chenal** (*Fig.9: 5*), on constate la présence d'une large terrasse (300 à 400 m) à surface globalement plate (pente moyenne <2°) située 8 m au-dessus du fond

du chenal. Des rides perpendiculaires à la direction du courant s'y sont formées (*Fig. 11, pointillés bleus*). Ces rides sont caractérisées par une amplitude diminuant vers l'aval de 1 m à 50 cm et une longueur d'onde diminuant de la même manière de 100 à 50 m. De nombreux petits blocs circulaires de 0,5 à 3 m de haut sont dispersés entre les crêtes des rides près du flanc sud du chenal. Des figures d'érosion en queue de comète sont visibles autour de chaque bloc (*Fig. 11*). Des dépressions allongées dans la même direction que les queues de comètes sont présentes en aval des blocs. Hormis l'absence de bloc dans la partie centrale, ces figures d'érosion présentent des profils longitudinaux similaires, typiques des scours.

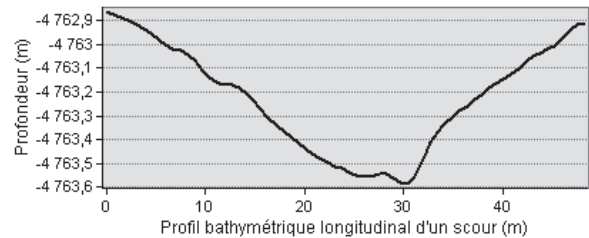


Figure 13 : Profil bathymétrique longitudinal d'un scour (flanc aval plus raide que le flanc amont)

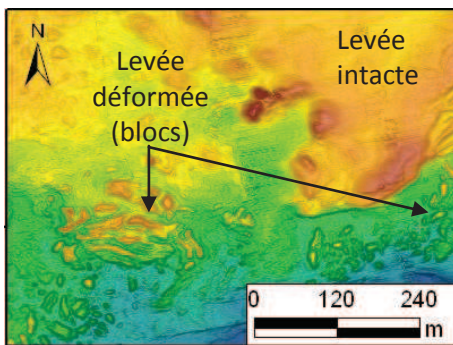


Figure 14 : Déségrégation de la levée en blocs

La **bordure nord**, adjacente à la levée est en érosion (*Fig. 8; Fig. 9:3*). Des escarpements nets limitent la levée intacte des zones en érosion. Cette zone en érosion associée au chenal nord, est caractérisée par une surface légèrement rugueuse. A l'arrière de cette zone, la partie centrale la levée est complètement déformée (*Fig. 9: 2 ; Fig. 14*) : sa surface se disloque en blocs (allongés ou circulaires) caractérisés par une hauteur de 2 m et des flancs raides (jusqu'à 35°). Cette zone de la levée affectée par une intense déformation s'étend latéralement jusqu'à 700 m et sa surface est de 0,39842 km². Des monticules circulaires ou allongés parallèlement aux escarpements, de 1 à 3 m de haut, bordent la limite Est entre les levées intactes et déformées.

A l'extrémité nord-ouest du site A, la surface de la levée est marquée de légers sillons nord-est/sud-ouest de 2 m de profondeur. Cette zone plus profonde en érosion (*Fig. 8*) semble être associée à un autre chenal situé plus au nord.

Le chenal nord est un paléochenal perché dont les terrasses montrent une activité des courants : rides de courant, figures d'érosion en queue de comète autour des blocs. Bien que partiellement rempli par des dépôts, le chenal montre un escarpement perpendiculaire à la direction d'écoulement très net et un fond lisse (absence de structures dans le fond du chenal, bien qu'on soit proche de la levée déformée), ce qui

suggère que des courants sont actifs. La transition entre la levée nord du chenal sud (Fig.9: 6) et la zone de rides de courant est marquée soit par un flanc raide de 12 m de haut, soit par une succession d'escarpements parallèles. Ces escarpements arqués (AS : arcuate-shaped scarp) similaires à ceux observés sur le flanc sud du chenal actuel, semblent s'initier dans la zone de faiblesse située entre les crêtes des dunes. Une petite terrasse de 50 à 100 m de large se situe au pied de ces escarpements, 5 m au-dessus de la zone où se sont formées les rides.

Site F

Le site F se situe à une profondeur moyenne de 4875 m. Il est traversé par deux chenaux parallèles à fond lisse (Fig.15) qui s'élargissent vers l'aval. Les chenaux, orientés NNE-SSW, sont séparés par un relief d'une dizaine de mètres de haut. Une coupe transversale (au nord du site) (Fig. 17) montre que le chenal axial (chenal Est) est plus profond d'une dizaine de mètres.

Le **chenal actuel**, profond de 15 m, présente un profil transversal en U, avec deux flancs raides (à 45°). Au pied du flanc ouest, le fond est recouvert par 5 m de dépôt. Des escarpements en arc de cercle (AS) sont visibles sur chacun des flancs. Des blocs se sont déposés sur le fond du chenal au pied de ces escarpements. La partie aval de ce chenal présente une morphologie différente : le chenal s'est élargi (de 350 à 650 m), mais sa partie plus profonde et lisse est réduite à moins de 100 m de large. Le flanc ouest du chenal est parcouru de rides longitudinales de 1 à 5 m de haut. Ces rides, adjacentes au relief axial, sont légèrement obliques par rapport au flanc du chenal.

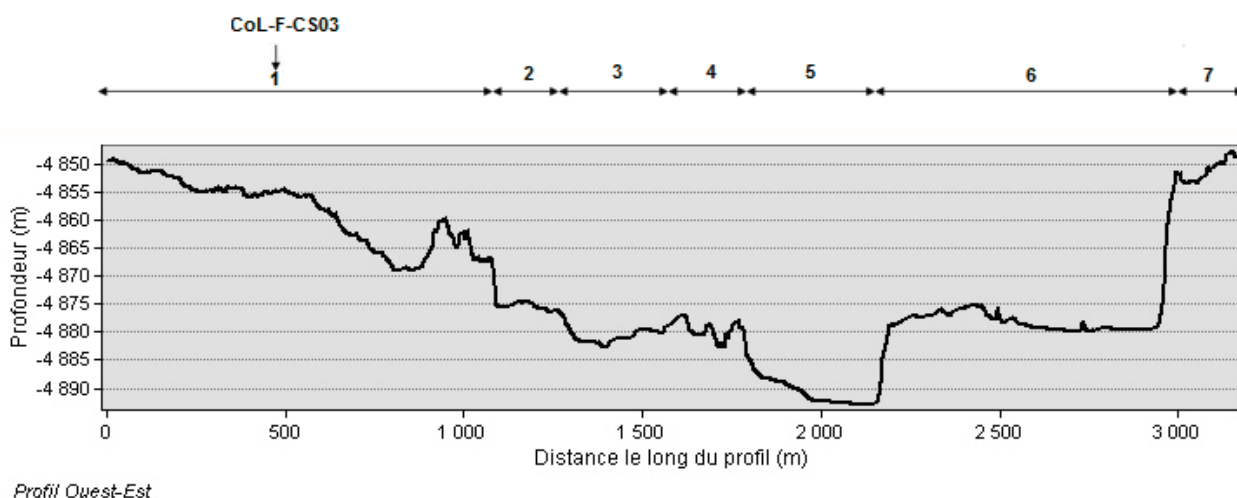


Figure 15 : Profil bathymétrique perpendiculaire aux chenaux. (1) levée à blocs ; (2) terrasse ; (3) paléo-chenal ; (4) relief axial ; (5) chenal actuel ; (6) terrasses ; (7) levée à blocs.

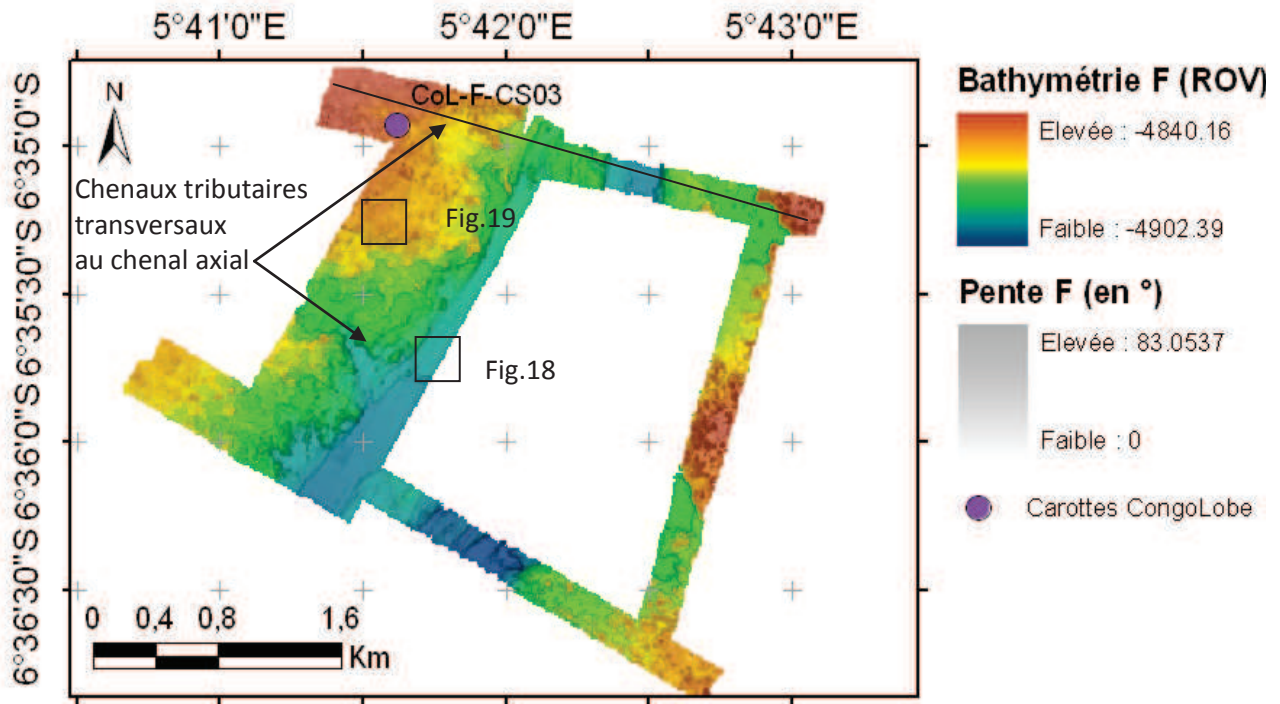


Figure 16 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site F

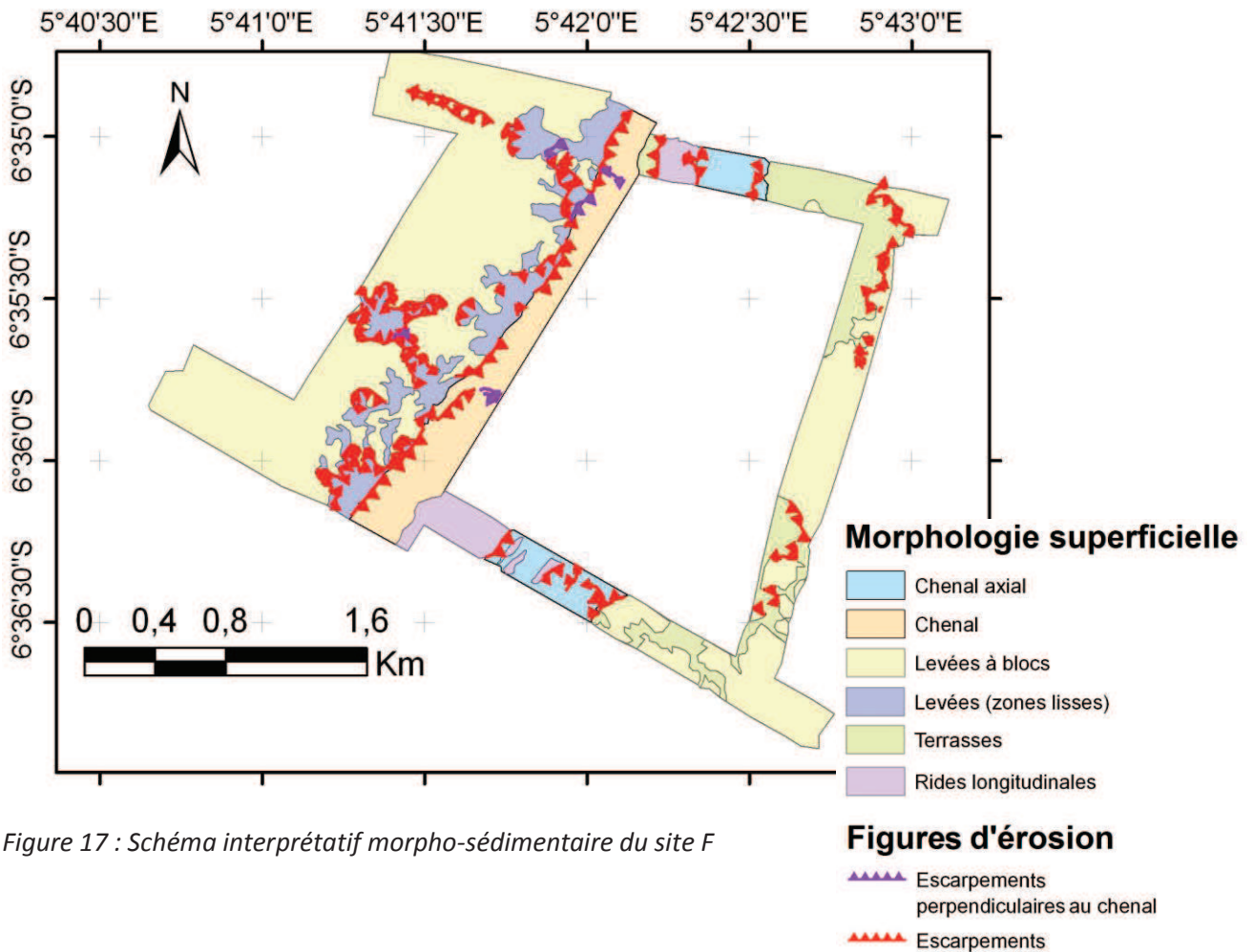


Figure 17 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site F

Elles ont probablement commencé à se former par érosion du relief axial, avant que le chenal ne change de direction. Ce chenal est bordé à l'est par des zones à surface plane, les terrasses, sur lesquelles on observe des blocs épars.

Le **chenal ouest** est caractérisé en amont par des flancs peu marqués, bordés à l'ouest par des terrasses surélevées de 6 m et à l'est par le relief séparant les chenaux (Fig. 17). Quelques blocs de 2 à 4 m, aux pentes raides sont présents sur le fond (lisse). Le profil longitudinal du chenal est marqué par deux escarpements perpendiculaires à l'écoulement (respectivement 4 m et 2 m de haut) permettant son approfondissement du NNE vers le SSW (Fig. 16). La surface des zones lisses est ponctuellement recouverte de petits dépôts en forme de croissant, orientés de manière concave par rapport à la direction du courant (Fig. 18). Ces dépôts sont observés au pied et en aval d'escarpements arqués à fond lisse (sur la levée).

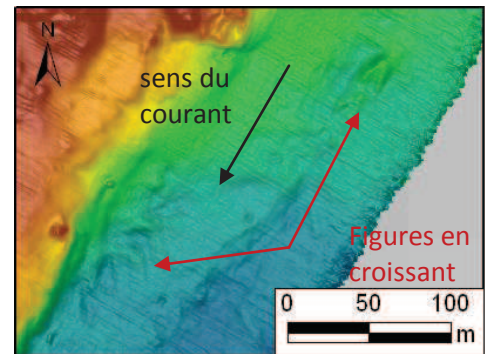


Figure 18 : Dépôts en forme de croissant

Des **levées** surplombant le talweg de 35 m, sont présentes de part et d'autres du chenal axial (Fig. 17). Ces levées sont déformées et leur surface chaotique est marquée par la présence de multiples blocs plurimétriques aux flancs raides (jusqu'à 60°). Les zones de blocs présentent des aspects différents :

- 1) A la surface de la levée Est, les blocs forment des monticules de 1 à 10 m de haut, au sommet aplati ou de faible pente. Les plus gros ont une base circulaire et de 20 m diamètre. Il n'est pas possible d'individualiser tous les blocs, certains monticules étant constitués de blocs emboîtés à surface rugueuse. Entre les monticules, la levée est recouverte de blocs à faible expression morphologique (pente <math><10^\circ</math>).

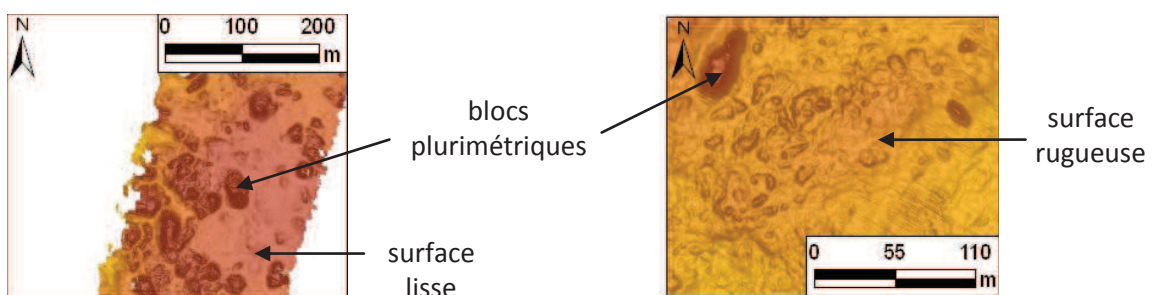


Figure 19 : Morphologie des blocs de la levée Est (1) et de la levée Ouest (4)

- 2) Sur la terrasse, au pied de la levée Est, les blocs ont des dimensions similaires (20 m de diamètre). Mais leur forme est allongée et leur profil transversal montre un sommet pointu.
- 3) Les blocs déposés dans le fond du chenal Ouest présentent des caractéristiques similaires à ceux des terrasses, à la différence qu'ils ne s'évasent pas à la base.
- 4) Sur la levée Ouest, les blocs sont moins bien individualisés car même ceux de dimensions réduites présentent de forte pente. La surface est donc très rugueuse.

Sur le flanc ouest, les bordures externes des levées sont incisées par des **chenaux tributaires** peu profonds (100 m de large et 6 m de profondeur) (*Fig.15*). Leurs flancs (chenal B, *Fig.16*) sont alors soulignés par des escarpements nets (30°). En amont de ce chenal en U, on observe une large zone à fond lisse. Les bordures de cette zone sont constituées d'une succession d'escarpements en arc de cercle. Un autre chenal tributaire est observé au nord du site (chenal A, *Fig.15*). Son expression morphologique est plus faible, son profil transversal en V et des blocs commencent à individualiser sur sa surface qui devient rugueuse. Cela semble indiquer que ce chenal est soumis à des glissements, initiés par la déstabilisation des pentes. Il est probablement plus ancien et n'est plus actif actuellement.

Cette zone à la terminaison du chenal actif est donc dominée par l'érosion. Cela se traduit par la désagrégation en blocs des levées. Sur le flanc est du chenal, la transition entre les levées et le chenal est très progressive. Un profil transversal au chenal révèle (de la levée vers le chenal) :

- 1) des levées déformées dont la surface se disloque en blocs ;
- 2) des terrasses à surface rugueuse ;
- 3) des terrasses à surface lisse, avec quelques blocs épars).

Site C

Au niveau du site C (4944 m de profondeur), l'écoulement est moins chenalisé. On distingue une zone plane et lisse de plus de 4 km de large (*Fig.20*) orientée vers le SW. Située dans le prolongement du chenal actuel, cette zone est bordée par des zones de dépôts.

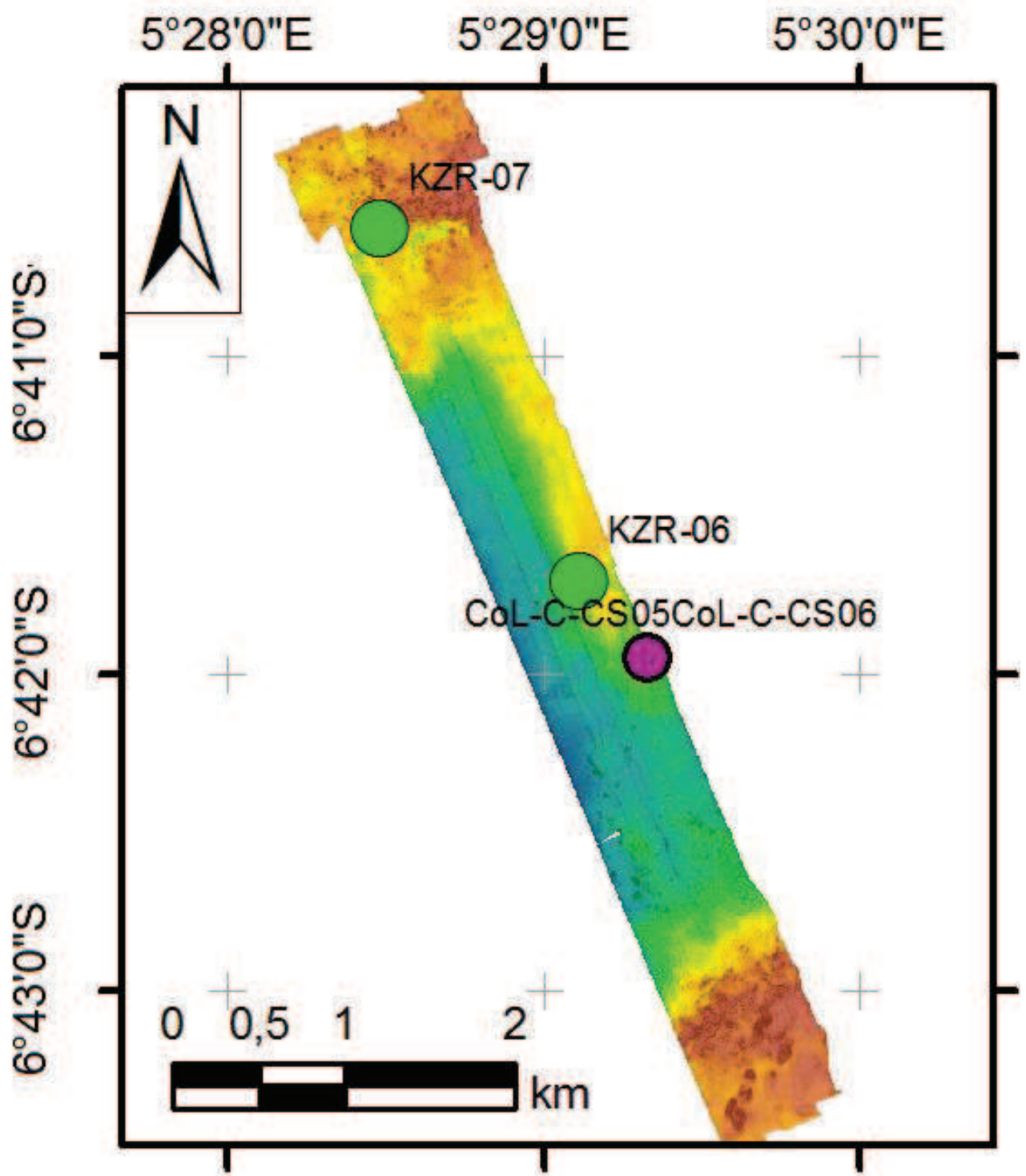


Figure 20 : Carte bathymétrique ombrée haute résolution du site C

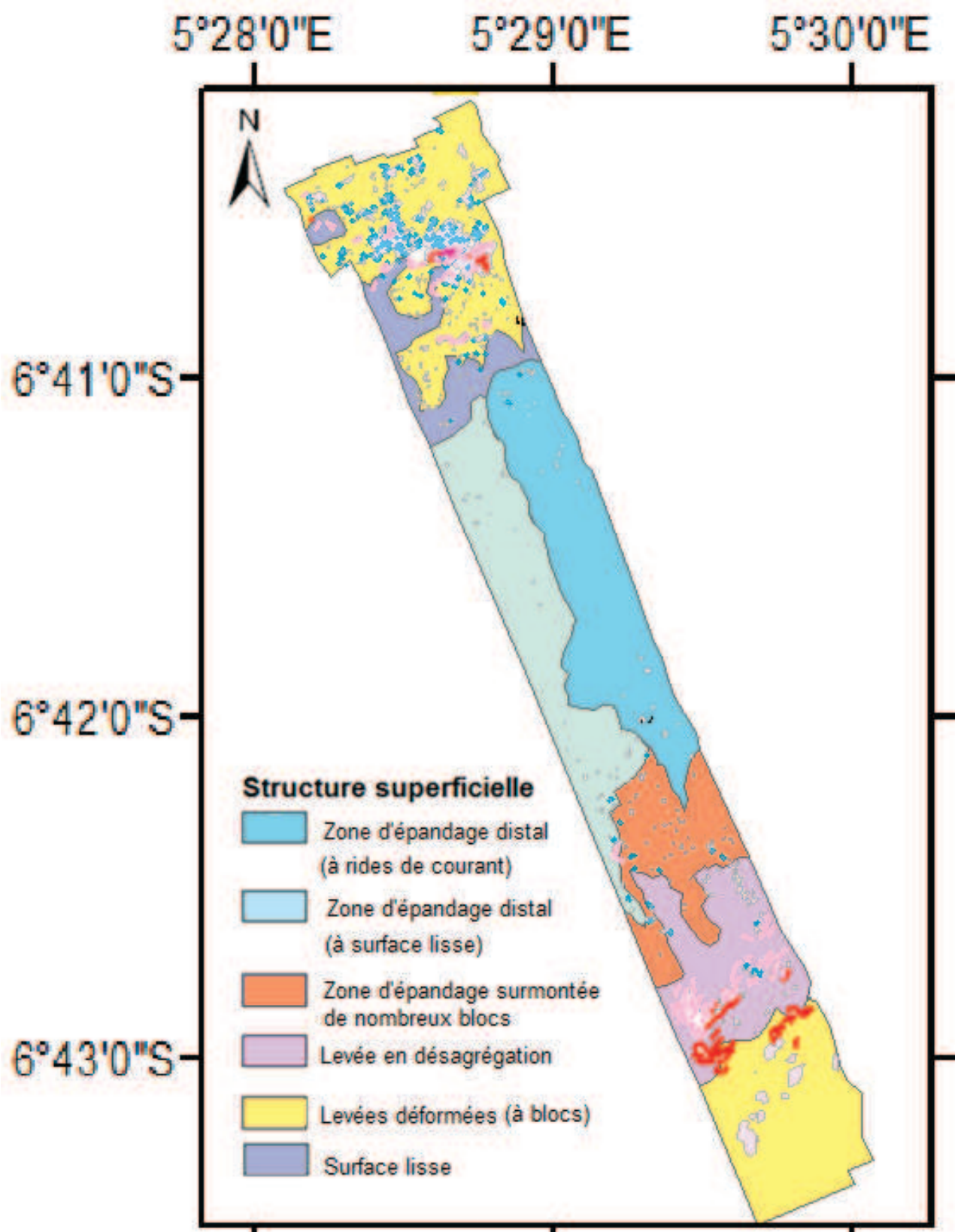


Figure 21 : Schéma interprétatif morpho-sédimentaire du site C

Le **chenal** (largeur > 4000 m) présente de faibles variations de pente. Un relief d'une hauteur infra-métrique, s'étend perpendiculairement à la direction d'écoulement, dans sa partie nord. Des données bathymétriques de très haute-résolution (centimétriques) ont été acquises autour d'un monticule (1 m de haut) adjacent au relief (Fig.24). Le monticule est contourné par une succession de rides de courant, caractérisées par une amplitude de 1 à 5 cm et une longueur d'onde de 5 m (Fig.23). Si on observe la continuité latérale le long du relief perpendiculaire au chenal, on constate que ces rides entaillent sa surface, en suivant les

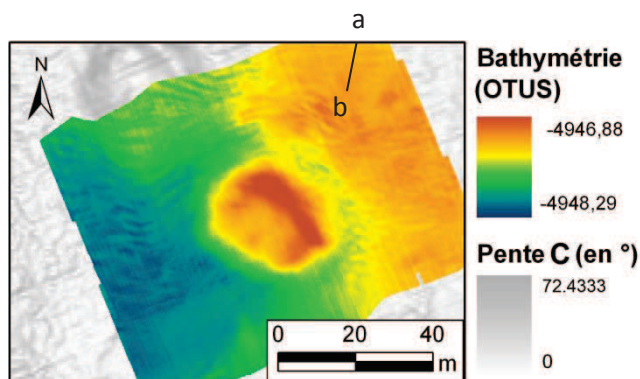


Figure 23 : Ondulation des rides de courant autour d'un bloc

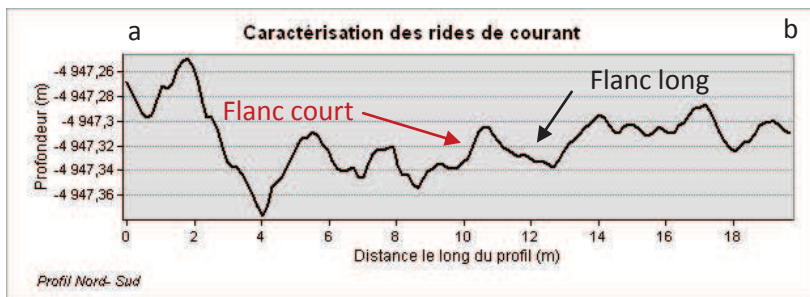


Figure 22 : Profil bathymétrique transversal des rides de courant

de l'eau. L'orientation des rides de courant asymétriques fournit donc une information sur la direction du courant ; celui-ci est perpendiculaire à leur crête et le flanc long (en pente douce) indique le côté d'où vient le courant. Les rides indiquent ici (de part et d'autre de la zone où l'écoulement est dévié) un courant provenant du Nord-Est. La présence de rides de courant traduit l'atténuation des courants de turbidité. Les **bordures du chenal** présentent une surface initialement lisse, ponctuellement couverte de nombreux blocs. Ces blocs sont dispersés de manière éparse jusqu'à une distance de 1 km des zones de dépôt.

Les **zones de dépôt** ne surplombent le chenal que de 4 m. Elles sont couvertes de nombreux blocs de dimensions variées, décimétriques à plurimétriques (2-3 m de haut), qui présentent généralement des flancs abrupts (jusqu'à 45°) (Fig.22). Cependant, les zones de dépôt nord et sud

courbes de niveau sur toute la largeur du chenal. Elles sont asymétriques, avec un flanc aval long et un flanc amont court. Les rides se forment sous l'action d'un courant sur le fond

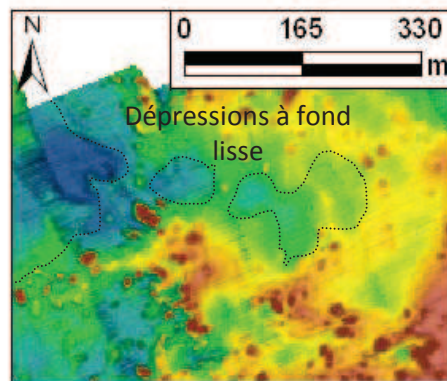


Figure 24 : Morphologie de la levée dans les zones à blocs

montrent une morphologie de surface assez différente. Les blocs sont bien individualisés sur la levée nord. Ils ne présentent pas d'alignement particulier. On remarque toutefois qu'ils se groupent suivant des axes orientés de manière radiale par rapport au sommet de la zone de dépôts. Entre ces axes, le fond est lisse et constitué d'une succession de dépressions circulaires à fond plat, séparés par des seuils. Au sud, les blocs forment des monticules emboîtés ; c'est-à-dire que la surface des blocs les plus hauts (3 à 7 m) est elle-même rugueuse (surmontée de blocs plus petits).

3. Analyse des vidéos de plongées

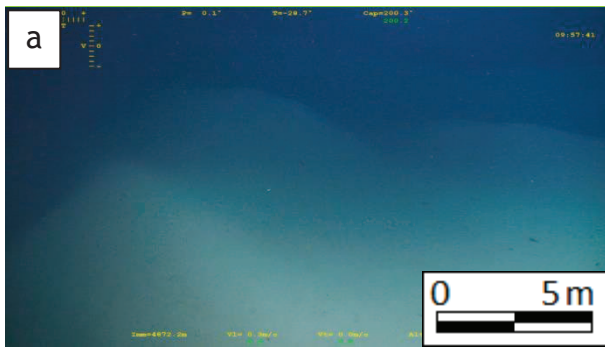
Les faciès

L'exploration de la surface des lobes au cours des plongées a permis l'élaboration de cartes localisant les différents faciès. Ceux-ci caractérisent la morphologie du fond (faciès 1, 2), la lithologie (faciès 4) ou les constructions d'origine biologique et/ou chimique associées aux échappements de fluides froids (faciès 3/7 et 5/6, en distinguant sur quel type de fond ils se sont mis en place) observés à la surface :

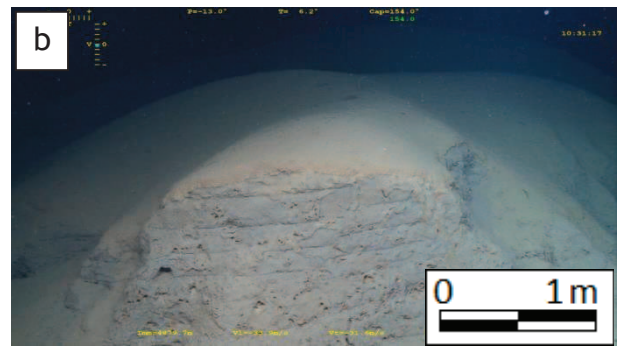
- les **dunes et reliefs mamelonnés** (faciès 1) sur les levées
- les **escarpements** au sommet des flancs du chenal et les zones d'éboulis constituées de **blocs anguleux** épars au pied des escarpements (faciès 2)
- les **sédiments indurés de nature inconnue**, présents sur les crêtes ou les flancs des dunes (3), mais observés occasionnellement sur des fonds plats (faciès 6)
- les **argiles grises hémipélagiques** (faciès 4)
- les **tapis microbiens et encroûtements massifs**, caractéristiques des environnements d'échappement de fluides froids, qui se forment généralement sur un fond plat (faciès 5), mais qu'on observe également sur les flancs des dunes (faciès 7).

Les objets visualisés sur la carte des faciès (*Fig.29*) ne sont donc pas tous des faciès morphologiques. Cependant, ils ont été choisis pour leur caractère remarquable et j'ai distingué sur quel type de fond ils se sont mis en place. Je souhaitais également fournir la granulométrie des objets sédimentaires observés, mais l'absence d'échelle sur les vidéos la rendait très difficile à estimer à une distance de 1 à 3 m.

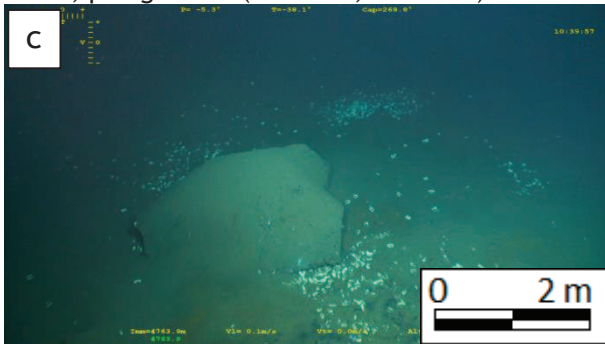
Le nombre de thématiques pouvant définir simultanément un même objet était limité. Les informations complémentaires sur la morphologie, comme l'estimation des dimensions des objets, ont donc été enregistrées en commentaires et ne sont donc pas représentés sur les cartes (*Fig.29*).



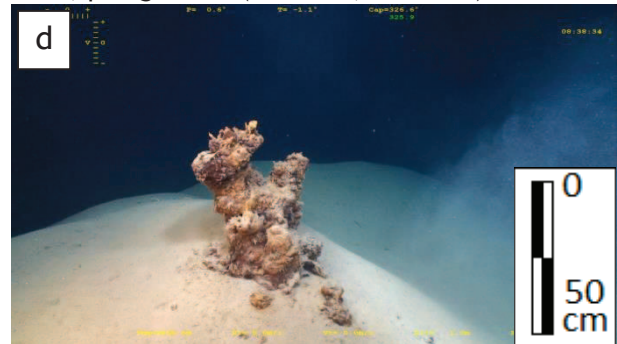
Site F, plongée 486 (24-12-11, 12:08:05)



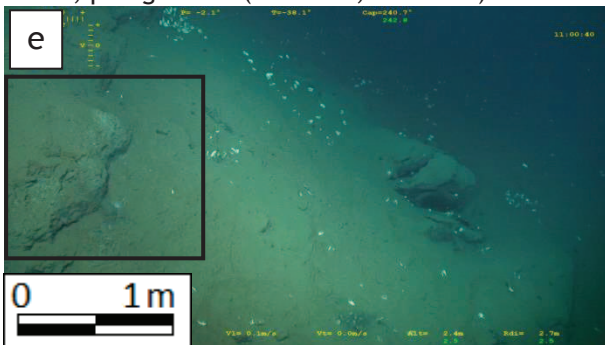
Site F, plongée 486 (24-12-11, 10:31:16)



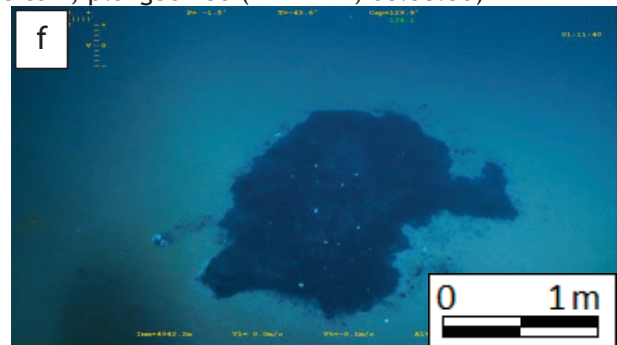
Site A, plongée 483 (19-12-11, 10:39:57)



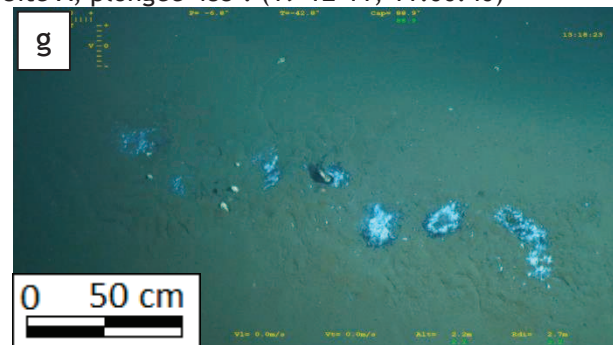
Site F, plongée 486 (24-12-11, 08:38:30)



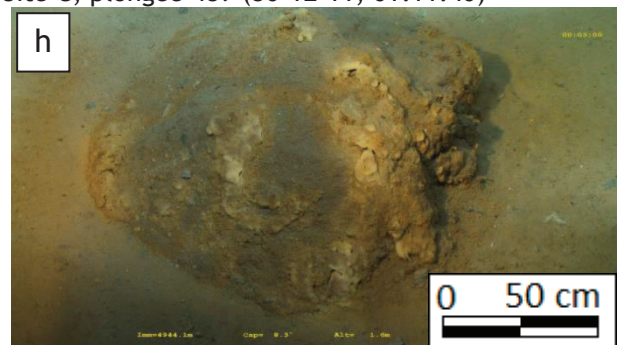
Site A, plongée 483 : (19-12-11, 11:00:40)



Site C, plongée 489 (30-12-11, 01:11:40)



Site F, plongée 486 (24-12-11, 13:18:21)



Site C, plongée 491 (03-01-12, 00:02:59)

Figure 25 : Exemples des différents faciès observés sur l'ensemble des vidéos de plongées. (a) dunes (faciès 1) ; (b) escarpement lité (faciès 2) ; (c) blocs (faciès 2) ; (d) structures inconnues (faciès 3) ; (e) argiles grises hémipélagiques (dans l'encadré) dans un éboulis (faciès 4) ; (f) tapis noirs (faciès 5) ; (g) tapis blanc (faciès 5) ; (h) encroûtement massif brun (faciès 5). Les références sous chaque photographie : site, numéro de la plongée, date de la prise de vue. Ces photographies sont localisées sur la carte de répartition des faciès (Fig.29). En l'absence de repère, les échelles proposées pour les photographies, basées sur mon appréciation, sont approximatives.

Plongées 483 et 484 (site A)

Les plongées 483 et 484 ont été réalisées le long du flanc sud du chenal axial sur le site A (Fig.29). **A la surface de la levée**, le fond est lisse et plat. Des tapis pluri-décimétriques de couleurs gris bleues à noires présentant en périphérie un sédiment brun-ocre (plus sombre que celui d'un fond « normal ») sont observés (Fig.25, f). Ils peuvent être localement recouverts par des tapis blancs décimétriques de formes circulaires (Fig.25, g). Ces tapis épars sont souvent partiellement - voire totalement - masqués par des amas de coquilles blanches (type *Vesicomysidae*). Le prélèvement par *push-core* (carottage avec des tubes de PVC de quelques dizaines de cm) dans et autour de ces tapis montre que sous la surface, le sédiment est noir (réduit). Les vésicomydés vivent partiellement enfouies dans le sol et remettent en surface ces sédiments réduits. Ces taches noires (tapis et sédiments) sont de plus en plus fréquentes vers l'Ouest (Fig.29) ; les coquilles de vésicomydés (vivantes ou mortes) associées à ces taches recouvrent la surface de la dépression appelée « **vesicobay** » (Fig.10). On suppose donc que cette zone est entièrement recouverte de tapis sombres, ce que les observations ponctuelles du ROV près du sol semblent confirmer.

Des stratifications horizontales parallèles sont visibles au niveau de **l'escarpement, en bordure de chenal**. Ces niveaux indurés sont souvent masqués par un couvert hémipélagique de 5-10 cm d'épaisseur (Fig.25, b). Sur la pente, au pied de l'escarpement initialement raide, on observe : (1) de nombreux blocs de sédiments anguleux envasés de tailles variées (décimétriques à métriques), détachés de l'escarpement et qui ont glissés sur une dizaine de mètres (Fig.25, c) ; (2) des sédiments réduits ; (3) des coquilles partiellement enterrées (Fig.25, e). Ces éléments révèlent que les flancs raides du chenal sont remaniés par des déstabilisations gravitaires. En pied de pente, on observe également des monticules à la surface très irrégulière (rugueuse). Ces environnements abritant une faune diversifiée (vésicomydés, tubes de vers...) sont des dépôts qui ont été remaniés.

Plongée 486 (site F)

La plongée 486 s'est déroulée sur la levée ouest du chenal axial, au niveau du site F (Fig.29). On observe des tapis noirs épars associés à des tapis blancs **dans le chenal et la partie basse de la levée**. Ils se forment aussi bien sur le fond plat du chenal que sur des escarpements ou le flanc de monticules, mais sont plus rares que sur le site A. En

revanche, on distingue de nombreuses « taches » de dimensions et de formes similaires aux tapis où le sédiment présente une teinte brunâtre, avec une légère auréole de sédiments noirs autour. Ces tâches pourraient être des reliques des tapis microbiens (noirs) après leur dégradation.

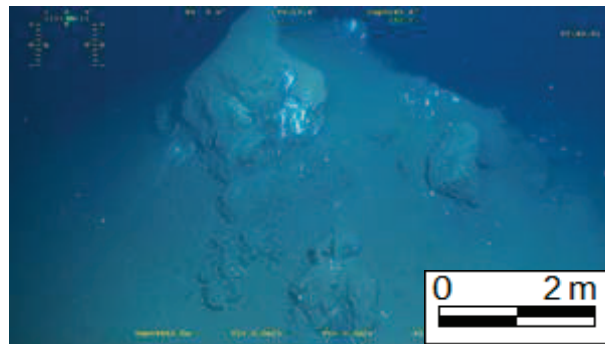


Figure 26 : Site F (24-12-11, 07:43:51)

Quelques assemblages de blocs de sédiments indurés et anguleux, de 2-3 m de haut, et d'éboulis sont présents en pied de pente (Fig.26). Ces structures sont recouvertes par des dépôts hémipélagiques et des tapis blancs, sous lesquels des argiles grises sont visibles.

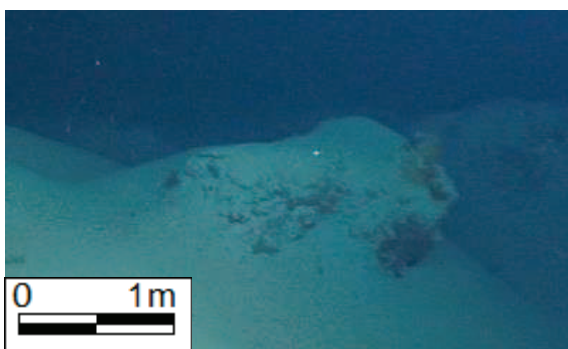


Figure 27 : Site F (24-12-11, 13:58:10)

La *partie haute de la levée* est constituée de reliefs mamelonnés très hauts et aux pentes raides (Fig.25, a). Des constructions sédimentaires en forme de troncs d'arbres noueux dépassent de la crête ou des flancs de ces reliefs (Fig.25, d). Des structures similaires sont également visibles

au pied des monticules, mais ces dernières semblent être des fragments qui se sont détachés et déposés en pied de pente. Ces amas, désignés sous le terme de « sapin de Noël » au cours de la mission, sont de couleur brun orangé à rouille en surface (oxydé), mais leurs « branches » fracturées se présentent sous la forme de sections circulaires jaunâtres. Le ROV a tenté d'échantillonner la structure photographiée sur la figure 25, d, mais la « branche » arrachée, extrêmement friable, s'est disloquée dès que la pince s'est refermée. On ne sait donc pas pour l'instant quelle est leur composition. Cependant, des constructions plus massives d'aspect similaire sont observées (Fig.27), ce qui suggère que la partie interne de certains des reliefs mamelonnés est constituée de ces amas. D'autres reliefs mamelonnés présentent des escarpements à stratification horizontale, très envasés (Fig.25, b).

Plongées 489 et 491 (site C)

La plongée 489 a été effectuée dans le *fond du chenal* au site C, près de la levée nord et la 491 dans sa partie sud, où il est légèrement plus profond (Fig.29). Cette zone présente un fond relativement plat ponctuellement couvert de tapis noirs et blancs.

Dans sa partie sud (plongée 491), la surface du chenal est dominée par la présence de croûtes légèrement bombées (20-30 cm), de 30-40 cm à plus de 1 m de diamètre (*Fig.25, h*). La bordure de ces croûtes circulaires, de couleur jaune à brun orangé, est parfois fracturée. Des fragments de croûte anguleux de la dimension de graviers sont alors visibles sur un sédiment brun jaunâtre, au pied de ces bordures. Outre ces croûtes de grandes dimensions, on observe aussi de petites taches orangées circulaires d'une dizaine de cm de diamètre. Ces taches pourraient être les reliques des croûtes qui se sont progressivement dégradées. De nombreux « tapis » altérés sont dispersés à proximité de ces croûtes. Leur aspect est différent de ceux observés précédemment : les sédiments sont bruns orangés à jaunes dans la partie centrale et gris à la lisière. Ils pourraient représenter un état encore plus avancé de dégradation. Lorsqu'on se dirige vers le sud, la répartition des tapis évolue. Des tapis altérés, recouverts de voiles bactériens blancs, sont progressivement remplacés par des tapis en bon état vers le sud de la plongée (*Fig.25, f*).

En général, ce sont des faciès altérés similaires qui sont présent au nord du chenal (plongée 489). Une dépression de 1 m de large est également localement observée (*Fig.13*). Un voile bactérien masque en partie le fond, mais on constate sur les bordures qu'elle est constituée de sédiments bruns grossiers (sables grossiers à graviers).

L'étude des vidéos de plongées à la surface du site C n'a permis de mettre en évidence que des tapis d'origine biologique et des encroûtements. La carte de répartition des faciès illustre donc la répartition des différents types de tapis (*Fig.25, c et d*).

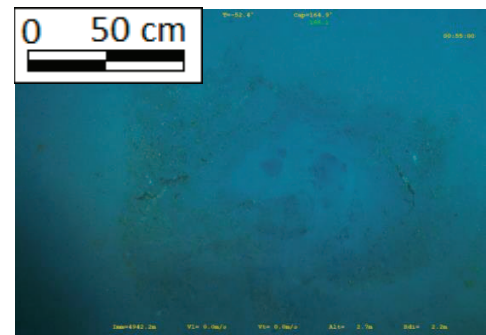
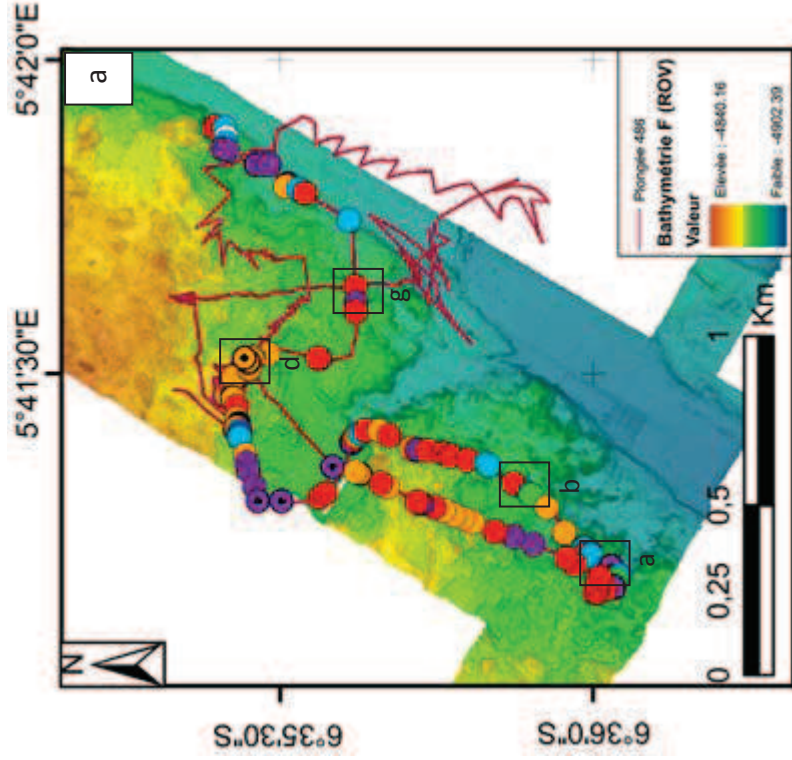


Figure 28 : Dépression mettant à l'affleurement des sables grossiers

Site F (plongée 486)



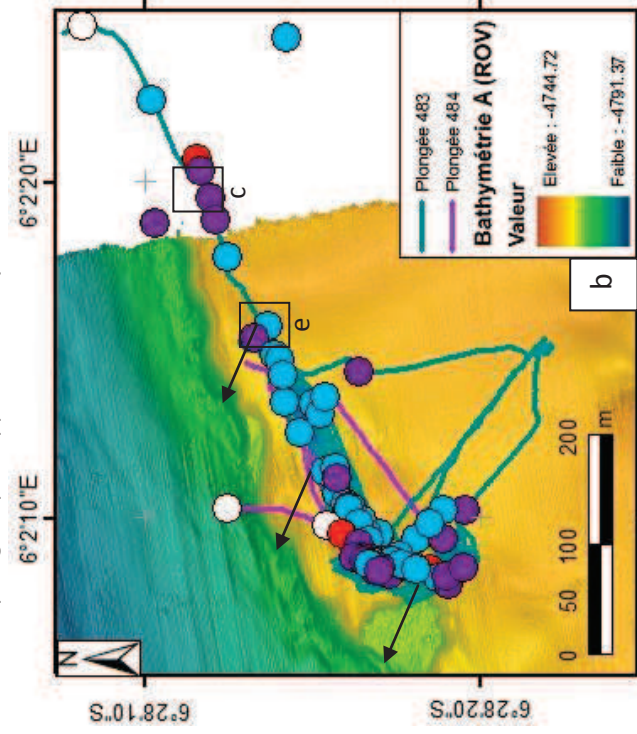
Localisation des photographies. La lettre près de l'encadré fait référence à la Fig.25.

Morphologie (sites A et F)

- (0) Fond plat
- (1) Dunes et reliefs mamelonnés
- (2) Escarpements et blocs
- (3) Amas indurés inconnus (sur dunes)
- (4) Argiles grises hémiplagiées
- (5) Tapis microbiens et/ou bactériens et croûtes (sur fond plat)
- (6) Amas indurés inconnus (sur fond plat)
- (7) Tapis microbiens et/ou bactériens et croûtes (sur dunes)

Site A (plongées 483 et 484)

Les données de plongées présentent un décalage vers le Sud-Est de 70 à 80 m par rapport à la bathymétrie du site A. Correction du décalage des navigations de plongées par rapport à la bathymétrie



Morphologie (site C)

- (5) Tapis indifférenciés
- (11) Tapis noirs
- (12) Tapis noirs et blancs
- (14) Reliques de tapis noirs
- (16) Reliques de croûtes oranges

Site C (plongées 489 et 491)

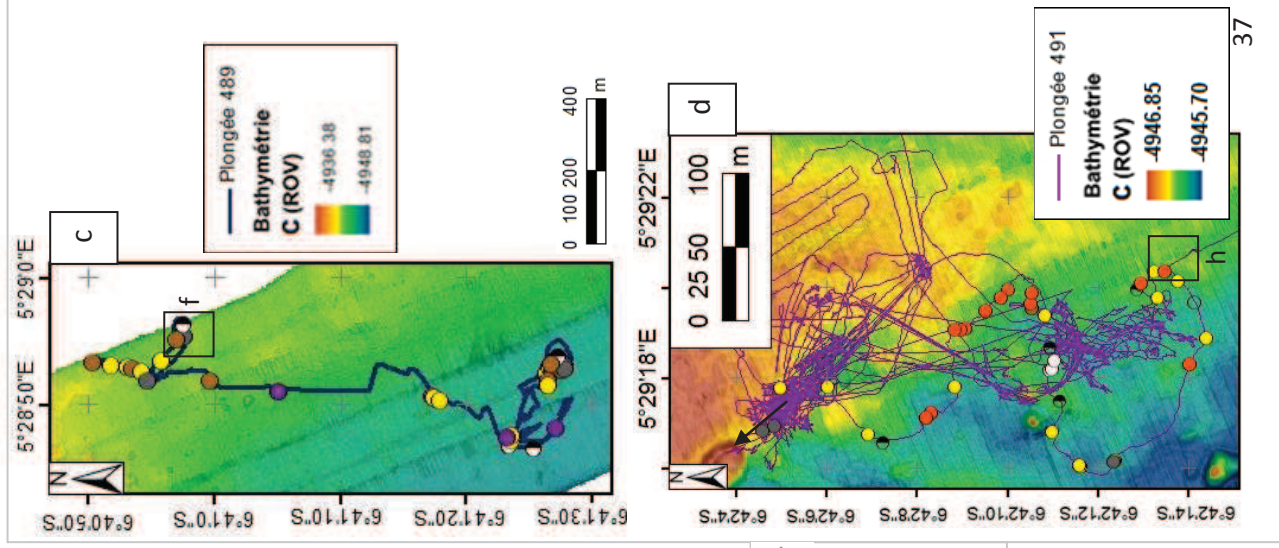


Fig.29 : Cartes de répartition des faciès identifiés au cours des plongées 486 (Fig.a, site F), 483 et 484 (Fig.b, site A), 489 (Fig.c, site C), et 491 (Fig.d, site C).

4. Caractéristiques lithologiques et sédimentologiques

1. Les faciès

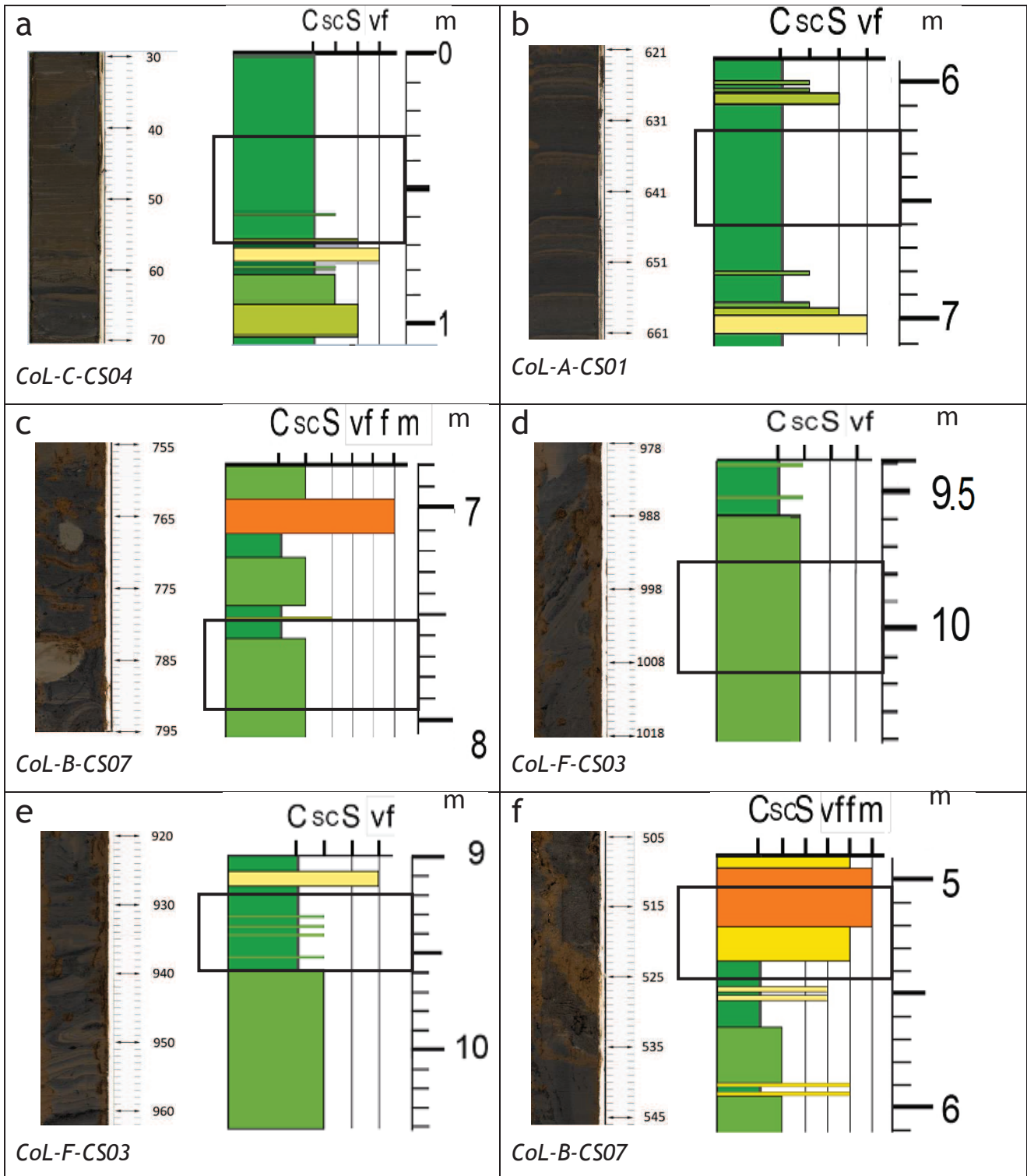


Fig.30 : Photographies des différents faciès observés dans les carottes.

(a) Argiles homogènes ; (b) Lamines argilo-silteuses non déformées ; (c) Argiles grises ; (d) Lamines argilo-silteuses inclinées ; (e) Lamines argilo-silteuses enroulées ; (f) Sables massifs. La portion de log qui correspond à la photographie est encadrée.

➤ **Niveaux d'argile homogène (Fig.30, a)**

L'interface supérieure des carottes étudiées est généralement constituée d'un niveau d'argile homogène de 10-20 cm. Ce dépôt majoritairement argileux est assez fluide (non compacté et saturé en eau). Il est interprété comme le dépôt du panache argileux associé au dernier événement turbiditique. Des lamines argilo-silteuses riches en débris végétaux marquent parfois la limite inférieure de ces intervalles fins.

➤ **Lamines argilo-silteuses non déformées (Fig.30, b)**

Une alternance de niveaux argileux avec des lamines millimétriques argilo-silteux à silteux sont généralement présents sous ces argiles homogènes. Ces faciès sont des séquences turbiditiques fines (argilo-silteuses) qui représentent l'enregistrement sédimentaire de la décantation de la queue du dernier événement turbiditique majeur dans le chenal.

➤ **Faciès de coulées de débris à galets mous d'argiles (Fig.30, c)**

Dans certains intervalles sédimentaires prélevés, les dépôts sont complètement déstructurés et la stratification n'est pas visible. On observe un ensemble de galets mous dans une matrice hétérogène à dominante sableuse. Ces galets mous sont assez hétérogènes en taille et en composition, avec des galets mous argileux (bruns), des galets mous argilo-silteux ou des galets mous d'argile grise indurée. Ces dépôts chaotiques correspondent au faciès de coulées de débris.

➤ **Faciès de glissement (slump) (Fig.30, d et e)**

Dans la plupart des carottes, les dépôts sont affectés de manière plus ou moins importante par une déformation des structures internes (Fig.30, d). Les lamines peuvent être **inclinées (d)**. Dans ce cas, la stratification des sédiments d'origine est préservée. Ces déformations, caractéristiques des faciès de glissement en masse (slump), peuvent entraîner une fracturation des lamines par des micro-failles. D'autres structures, comme la présence de **lamines discontinues ou enroulées (e)** (A 950 cm sur la fig.30, e) sont associées à des phénomènes de glissement.

➤ **Faciès sableux massifs (Fig.30, f)**

Les faciès de sables massifs sont fréquents dans l'axe des chenaux. Ce sont des niveaux de sables moyens à grossiers sans structure apparente, souvent riches en débris végétaux et en petits galets mous dispersés. L'absence de structure sédimentaire dans les niveaux de sable peut être due à la difficulté de carottage de ces faciès grossiers et à la déstructuration des niveaux sableux pendant le prélèvement.

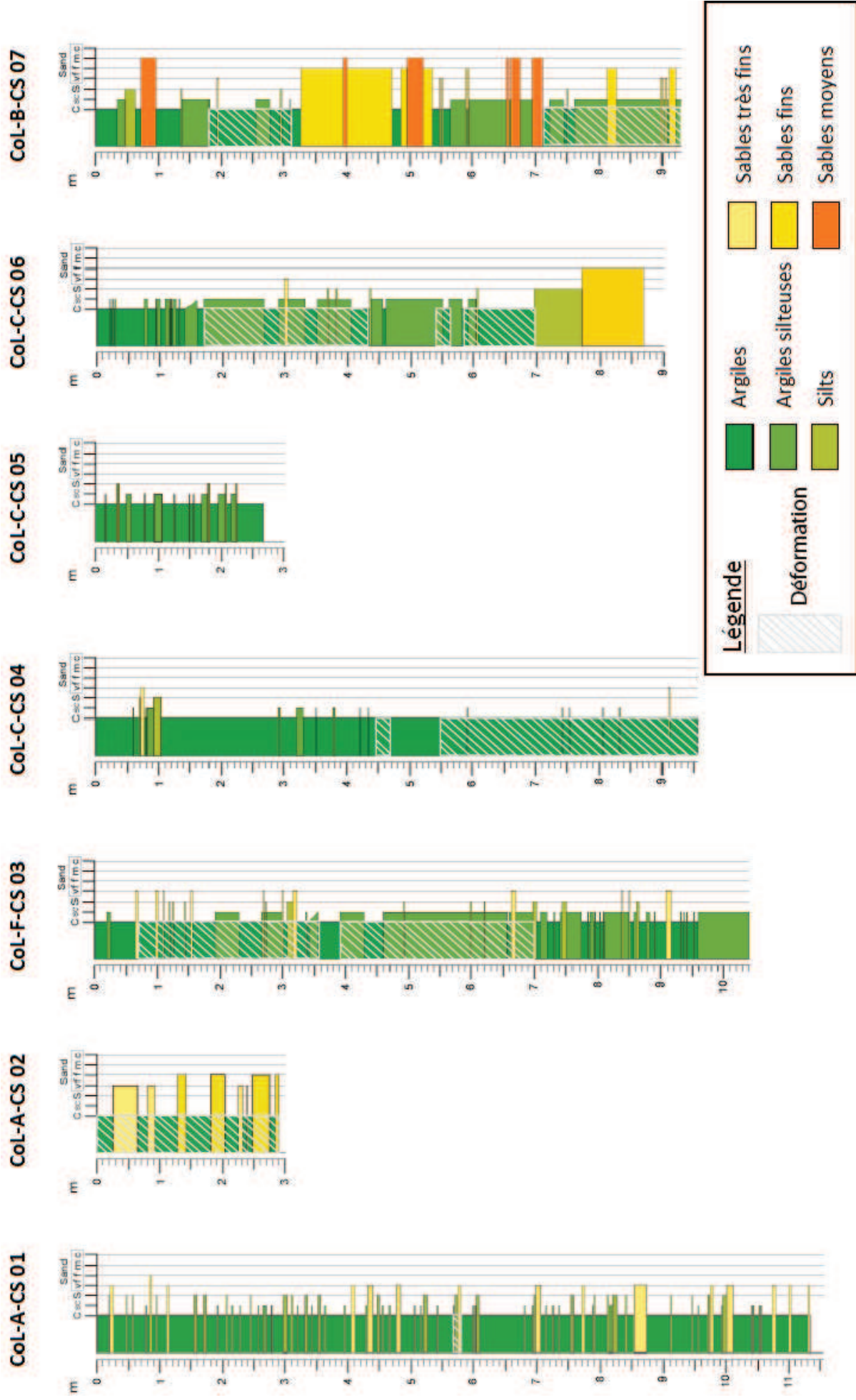


Fig.31 : Logs lithologiques synthétiques des carottes prélevées dans les lobes au cours de la campagne CongoLobe

2. Sédiments prélevés à l'entrée d'un ancien lobe (site A)

La carotte **CoL-A-CS 01** a été prélevée sur la levée nord non déformée située à proximité du chenal principal actuel, à 4755 m de profondeur. Elle est constituée d'une alternance de niveaux pluri-centimétriques argilo-silteuses à silteuses, très abondants. Des couches de sables fins peu épaisses (moins de 10 cm) s'intercalent dans cette alternance, avec une fréquence de 1 couche tous les 80 cm à 1 m. Située sur la levée adjacente au flanc externe d'un méandre, entre 2 crêtes de dunes dans une zone de *sediment waves*, elle présente des faciès typiques de levées avec une succession de turbidites fines (silto-argileuses).

On peut distinguer deux ensembles dans les dépôts de la carotte Col-A-CS 01 : 1) Entre 0 et 4 m, la sédimentation (argilo-silteuse) est relativement fine et les couches sableuses sont rares ; 2) Sous 4 mètres, on observe des dépôts de sables fins très fréquemment (11 couches en 7 m). Celles-ci sont également plus épaisses vers la base de la carotte. Cette différence dans la sédimentation semble indiquer une histoire en deux temps : les dépôts de levée entre 0 et 4 mètres correspondraient à l'activité du chenal actuel, tandis que la base de la carotte (4-11 m) serait constituée des dépôts d'un paléochenal. Le plus proche (à la fois en terme de distance et de période d'activité) toujours visible en surface est le chenal A35.

La carotte **CoL-A-CS 02** a quant à elle été prélevée sur la levée interne du flanc sud du chenal actuel, au fond de la large dépression appelée « Vesicobay ». Elle se compose d'une alternance de séquences sableuses (sables très fins à fins), plus épaisses (10-40 cm) et plus fréquentes (1 lit tous les 40 cm) que précédemment, intercalées dans des argiles grises présentant des traces de bioturbation. Les lamines silteuses ou argilo-silteuses sont totalement absentes. L'ensemble de la carotte présente une structure affectée par la déformation (injections sub-verticales de lits sableux).

3. Sédiments prélevés à l'entrée du dernier lobe (site F)

La carotte **CoL-F-CS 03** a été prélevée à 4822 m de profondeur sur la levée ouest, à l'entrée du dernier lobe (*Fig.3, lobe 5*). Il s'agit de la zone où le chenal principal commence à s'élargir. Cette carotte est constituée d'une alternance de lamines argileuses et argilo-silteuses, dans lesquelles s'intercalent quelques bancs de silts et de sables fins de faibles épaisseurs. Dans la partie inférieure de la carotte, les intervalles argilo-silteux (50 cm à 1 m d'épaisseur) sont dominants et ils deviennent plus fins vers le sommet. En revanche, les couches sableuses (d'épaisseur pluri-centimétrique) sont plus

fréquentes au sommet de la série. Les lamines fines, argileuses à argilo-silteuses, sont typiques des faciès de levées. La déformation intense observée sur toute la longueur de la carotte s'explique par le fait que celle-ci provienne d'une zone de désagrégation de la levée.

4. Sédiments prélevés dans le corps du dernier lobe (site C)

La carotte **CoL-C-CS 04** a été prélevée à 4954 m de profondeur sur la levée nord du corps du dernier lobe (*Fig.3, lobe 5*). Elle présente des faciès argileux dans lesquelles s'intercalent quelques rares lamines argilo-silteuses à sableuses (sables très fins). L'ensemble de la carotte est très déformée, l'orientation des lamines est très variable.

A la base de la série, on observe des lamines sub-verticales qui retrouvent une position sub-horizontale à la faveur d'un pli. Les dépôts sus-jacents bien horizontaux sont affectés par de la déformation cassante (micro-failles).

Dans la partie sommitale de la carotte, on observe cette même succession de la base vers le sommet, à savoir : 1) des lamines fortement inclinées à subverticales, 2) des lamines horizontales à légèrement inclinées, mais dans le sens inverse de celles observées précédemment, 3) des lamines légèrement inclinées affectées par des micro-failles ; avant d'observer des lamines sont horizontales non déformées au sommet de la carotte.

La quasi absence de turbidites fines (lamines silteuses) s'expliquent par la position de la carotte et donc le peu de dépôts de débordement dans cette partie distale du système.

Les carottes **CoL-C-CS 05** et **CoL-C-CS 06** ont été prélevées au même endroit, dans le fond du chenal, à 4949 m de profondeur. Le carottage de **CoL-C-CS 05** a en partie échoué et présente des faciès équivalents à ceux présents au sommet de la carotte **CoL-C-CS 06**. La description suivante se focalisera donc sur la caractérisation lithologique et sédimentologique de cette dernière. La partie inférieure de la carotte est constituée de sables fins avec quelques poches silteuses contenant des galets mous d'argiles indurés et des débris végétaux épars. Ces dépôts sont surmontés par une alternance de lamines argileuses brun vert et noires inclinées à 45°, constituant un dépôt homogène et compact. La partie médiane de la carotte est formée d'une alternance de dépôts argileux à argilo-silteux, avec quelques lamines silteuses. Vers la base de cette succession, les intervalles argilo-silteux sont riches en galets mous

argileux, tandis que vers son sommet ils forment des niveaux de très fortes concentrations en débris végétaux. Les lamines argileuses sont localement déformées voire plissées autour des galets mous. Dans les deux derniers mètres de dépôts, on retrouve des argiles avec des niveaux argilo-silteux moins épais non déformées.

Ces deux carottes ont été prélevées dans le fond du chenal, mais présentent des faciès très fins, qui s'expliquent par leur position distale dans le système turbiditique.

5. Sédiments prélevés à l'entrée du lobe ancien n°1 (site B)

La carotte **CoL-B-CS 07** est extraite de la levée sud d'un petit chenal d'alimentation d'un ancien lobe (Fig.3, lobe n°1). Ce paléo-chenal est le même que le chenal ancien observé au nord du site A. La carotte a été prélevée à 4822 m de profondeur, 24 km en aval de l'entrée du lobe (site A). On peut y distinguer trois faciès distincts.

1) A sa base, la carotte est constituée d'une matrice argilo-silteuse dans laquelle s'intercalent des lamines ou des lentilles sableuses (sables fins à moyens). Des foraminifères benthiques ont été observés dans certains de ces niveaux grossiers. Dans les niveaux argilo-silteux, on constate une alternance de lamines sub-horizontales et déformées. Ces lamines déformées sont plissées autour de galets mous de couleur plus claire que leur encaissant, observés dans les niveaux argileux.

2) Dans sa partie centrale, la carotte est constituée d'un épais niveau de sables à granoclassement normal. Ces sables, riches en débris végétaux, contiennent également quelques galets mous anguleux et des fragments de coquilles.

3) A son sommet, on observe quelques niveaux silteux dans une matrice argileuse. Le sommet de la carotte est très déformé ; les lamines argileuses sont déstructurées (lamines inclinées, plissées, blocs basculés) par des injections de sables sous un niveau de sables moyens, bien triés.

Bien que la carotte **CoL-B-CS 07** provienne de la levée, elle présente dans sa partie centrale des faciès grossiers. Des lamines grossières sont également intercalées dans les dépôts argilo-silteux à sa base et à son sommet. Cela suggère que la zone échantillonnée est proche de l'entrée du lobe.

V. Synthèse et discussion

- Dislocation des levées et origine des blocs

Dans les zones de levée déformée, des monticules aux flancs très raides dont la hauteur peut atteindre plusieurs mètres de haut sont présents. Ils ont été observés localement dans une zone de glissement affectant les flancs externes de la levée au nord du site A (Fig.14). En aval (sites F et C), leur présence est généralisée sur les 2 « levées ». Un modèle de mise en place des blocs sur les levées a été proposé par Peakall et al. (2000). Suivant la hauteur de l'écoulement, les dépôts de levée peuvent se mettre en place à la faveur de débordements locaux lorsque l'écoulement est peu épais et reste en grande partie confiné dans le chenal (processus de *flow stripping*, associé à de brusques changements de direction du chenal comme les méandres, Piper et Normark, 1983). Lorsque l'écoulement est plus épais que la hauteur des levées, les débordements sont généralisés, continus sur de grandes distances (processus d'*overspilling*, Hiscott et al., 1997) (Fig.32).

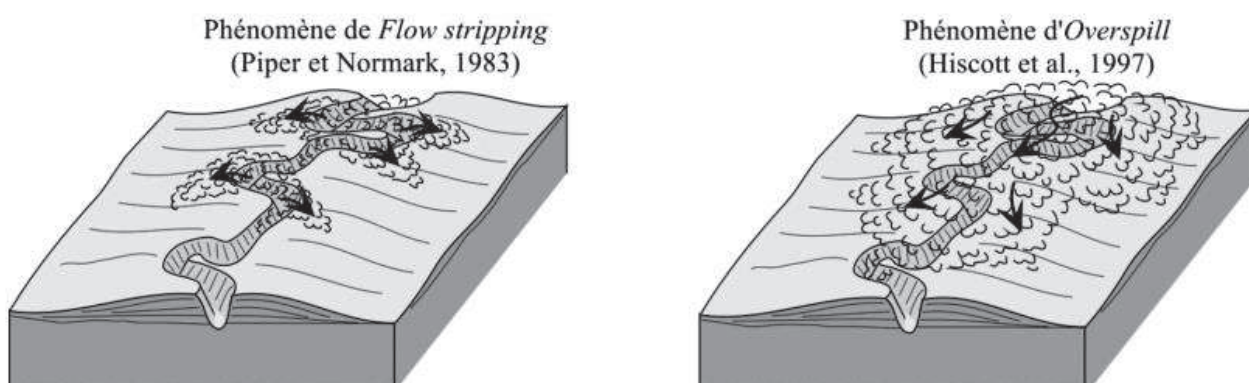


Figure 32 : Processus de débordement du chenal

Le processus d'*overspilling* entraîne la formation de blocs. En revanche, la décélération de l'écoulement (à l'intérieur du chenal) associé au *flow stripping* ne permet pas le transport et le dépôt de blocs sur les levées en temps normal. Cependant, les levées sont déséquilibrées par le passage des écoulements turbidiques, qui érodent le flanc externe des méandres. Elles subissent alors des déstabilisations gravitaires, qui se traduisent par la formation de cicatrices de glissement se présentant sous forme d'escarpements arqués. Les dépôts de particules fines de la zone érodée sont entraînés vers le fond du chenal. Au fil des écoulements successifs, les particules grossières et des

blocs de sédiments plus cohésifs (argile plus indurée) restent sur les flancs de la levée sous la forme de monticules localisés. Ce mécanisme pourrait être à l'origine des blocs aux flancs raides. La décélération du courant sur et autour des monticules entraîne également le dépôt de particules plus grossières à la base de l'écoulement et serait à l'origine des blocs évasés à la base (forme conique tronquée au sommet).

D'autre part, les dépressions à surface relativement lisses entre les monticules sont probablement dues à la présence de zones localement moins grossières (argilo-silteuses). Les glissements affectant la levée sont caractérisés dans les carottes par des faciès de slump (*Fig.30, d et e*).

Les blocs se développent souvent quand les 3 conditions suivantes sont réunies : 1) une pente raide, 2) une contrainte cisailante élevée, 3) une érosion de large bancs. Lorsque les blocs se mettent en place par érosion des méandres, ils sont désignés sous le terme de « nested mount » (monticules emboîtés). Les « stacked mount » (monticules empilés) se forment par slumpings successifs des flancs des levées (Peakall et al., 2000).

Des blocs sont également présents dans le fond du chenal, au pied des escarpements. La partie profonde du chenal axial présente en revanche un fond lisse. Deux hypothèses peuvent expliquer l'absence de blocs au pied d'un flanc aussi raide : 1) le courant étant plus fort sur le flanc externe, les éventuels blocs qui se déposent sur le fond sont érodés et la surface du chenal aplanie ; 2) la force du courant permet de transporter ces blocs vers l'aval.

Des amas de sédiments (« sapins de Noël ») dont la nature n'a pas pu être déterminée sont observés au sommet des monticules du site F. Deux hypothèses peuvent être avancées sur leur mise en place :

1) Ils pourraient se former in situ, à l'intérieur des monticules. Leur remise à l'affleurement résulterait dans ce cas soit d'une croissance verticale jusqu'à ce qu'ils atteignent leur surface (sur la crête ou les flancs), soit de l'érosion des monticules qui aurait fini par dégager ces structures ;

2) Ils pourraient se former en surface. Les sédiments apportés par les écoulements turbiditiques s'amoncelleraient autour, ce qui formerait les monticules.

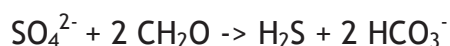
Cette seconde hypothèse, qui est en accord avec les processus décrits par Peakall, me paraît la plus probable. En effet, ces structures sont fréquemment observées sur le site F (*Fig.25, d*). Celles qui paraissent en place sont systématiquement localisées sur des crêtes de dunes ou sur des flancs abrupts.

Parmi les plongées que j'ai dépouillées, celle du site F était la seule à avoir été acquises au-dessus d'une levée déformée. Cependant, des zones présentant des morphologies similaires associées aux débordements sont observées au nord du site A et au niveau des dépôts de débordement du site C. Il n'est donc pas à exclure que des structures similaires puissent s'y être formées. Pour pouvoir le confirmer, de nouvelles connaissances sur les conditions qui contraignent leur mise en place et de nouvelles vidéos des zones de dislocation des levées seraient nécessaires.

- **Dépôts associés au suintement de fluides froids**

L'analyse des vidéos de plongée du ROV montre que la surface des lobes distaux est ponctuellement recouverte de tapis blancs ou bruns à noirs, alors que les sédiments oxydés marins ont une teinte jaune à brun pâle. L'une des questions que l'on se posait était de savoir en quoi la géologie du milieu pouvait apporter une contrainte sur la répartition de ces amas.

La diagénese de la matière organique (CH₂O) transportée par les courants de turbidité libère du méthane et des sulfures d'hydrogène. La surface des sédiments est alors affectée par une réaction microbienne entre des organismes méthanotrophes (CH₄ : méthane) et des bactéries sulfato-réductrices (SO₄²⁻ : ion sulfate), favorisée par une faible quantité d'oxygène dans le milieu (Boetius et al., 2000 ; Sato et al., 2012). Cette réaction d'oxydo-réduction entre l'eau et les sédiments est la suivante :



Dans le même temps, les zones d'échappement de fluides libèrent du méthane, qui réagit avec ces organismes. La réaction d'oxydation anaérobie du méthane (AOM), conduit à la formation de sulfure d'hydrogène (HS⁻) à l'interface eau/sédiment :



Les bactéries chimiosynthétiques utilisent ce sulfure d'hydrogène pour vivre à la transition entre les sédiments appauvris en oxygène et les courants de fond enrichis en oxygène. Elles se présentent sous forme de tapis blancs, observés au cours du dépouillement des plongées. Sous ces tapis bactériens, les sédiments affectés par ces réactions sont réduits et prennent une teinte sombre.

La répartition des tapis est donc directement liée à la position des événements d'où suintent les sulfures ou le méthane qui permettent aux organismes chimiosynthétiques

de vivre dans ces environnements. Ces écoulements de fluides peuvent varier de manière brutale, ce qui explique la répartition des lits de coquilles de vésicomydés en patchs plus ou moins denses. La forme que prennent ces tapis est influencée par les courants : les courants ondulatoires favorisent la mise en place de tapis circulaires tandis que des courants vers l'aval mettent en place des tapis de forme allongée. D'autre part, une circulation convective au-dessus de la surface favorise l'injection des sulfates dans l'eau de mer et donc leur mise en contact avec le méthane, nécessaires à ces réactions.

Au cours du dépouillement des plongées, j'ai remarqué que des panaches de gaz pouvaient localement s'échapper depuis les flancs de reliefs informes (site F). Cette zone était d'ailleurs associée à une faune chimiosynthétique intense, mis en place sur ces monticules. Il s'agit probablement de volcans de boue sous-marins qui expulsent du méthane.

VI. Conclusion

Les données micro-bathymétriques haute résolution, les carottages et les vidéos de plongées acquis au cours de la campagne CongoLobe ont permis préciser les connaissances sur la morphologie de surface et les processus sédimentaires qui affectent la zone des lobes distaux. Une analyse des données chirp acquises au niveau des sites étudiés était initialement prévue, mais elle n'a finalement pas été réalisée.

Les résultats principaux ont permis de montrer que la morphologie de la surface des lobes distaux situés à la terminaison du système turbiditique du Congo résulte de courants de turbidité qui disloquent la levée et la fracturent en blocs. De nombreux dépôts, sous forme de patchs de sédiments réduits ou de croûtes calcaires sont observés à la surface des lobes. Ces dépôts sont associés à des suintements de fluides froids et leur mise en place n'est pas contrainte par la morphologie du milieu. En revanche, les amas de nature inconnue qui ont été identifiés dans les monticules à la surface des levées semblent être associés aux dépôts de débordements généralisés qui affectent les levées.

De nouvelles études sont à envisager afin de contraindre la nature de ces structures et de comprendre leur mode de mise en place.

Bibliographie

- Alexander J. et Morris S., Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles, *J. Sediment. Res., A*, 64A(4), 899-909, 1994.
- Babonneau N., Savoye B., Cremer M. et Klein B., Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan, *Mar. Petrol. Geol.*, 19, 445-467, 2002.
- Babonneau N., Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique: Cas du Système Turbiditique actuel du Zaïre, Université Bordeaux I, 2002.
- Baudin F., Disnar J.-R., Martinez P. et Dennielou B., Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle, *Mar. Petrol. Geol.*, 27, 995-1010, 2010.
- Bonnel C., Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône. PhD Thesis, Université Bordeaux I, 2005.
- Bouma A.H., Kuenen P.H., Shepard F.P., Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation, Vol.168, Amsterdam: Elsevier, 1962.
- Dennielou B., Rapport final ZaiAngo: Ages et taux d'accumulation du deep-sea fan du Zaïre, synthèse des éléments de stratigraphie, IFREMER, Brest, 2002.
- Droz L., Marsset T., Ondréas H., Lopez M., Savoye B. et al. Architecture of an active mud-rich turbidite system: the Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic). Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises. *AAPG Bull.* 87, 1145-1168, 2003.
- Flood R.D., Manley P.L., Kowsmann R.O., Appi C.J. et Pirmez C., Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon Submarine Fan, in : M.L. Link (Ed.), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, Springer-Verlag, New York, 1991.
- Heezen B.C., Menzies R.J., Schneider E.D., Ewing W.M. et Granelli N.C.L., Congo Submarine Canyon. *AAPG Bull.*, 48, 1126-1149, 1964.
- Khripounoff A., Vangriesheim A., Babonneau N., Crassous P., Dennielou B. et Savoye B., Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth, *Mar. Geol.*, 194, 151-158, 2003.
- Lowe D.R., Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52(1): 279-297, 1982.
- Middleton et Hampton, Turbidite and deep-water sedimentation, SEPM Pacific section, 1973.
- Migeon S., Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : approches morphologique, sismique et sédimentologique, Université Bordeaux I, 2000.
- Migeon S., Ducassou E., Le Gonidec Y., Rouillard P., Mascle J. et Revel-Rolland M., Lobe construction and sand/mud segregation by turbidity currents and debris flows on the western Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean), *Sediment. Geol.*, 229, 124-143, 2010.
- Mulder T., Alexander J., The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits, *Sedimentology*, 48(2), 269-299, 2001.
- Mutti et Normark, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, in: J.K. Leggett and G.G. Zuffa (Ed.), Marine clastic sedimentology, Graham et Trotman, London, 1-38, 1987.
- Mutti et Normark, An integrated approach to the study of turbidite systems: problems and concepts, in: P.Weimer et M.H. Link (Ed), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, 75-107, 1991.

- Savoie B. et al., Structure et évolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre: premiers résultats scientifiques des missions d'exploration Zaïango 1 & 2 (marge Congo-Angola), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 331, 211-220, 2000.
- Savoie B., Babonneau N., Dennielou B. et Bez M., Geological overview of the Angola-Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys, *Deep-sea Res. Pt. II*, 56, 2169-2182, 2009.
- Shanmugam G., 50 years of the turbidite paradigm (1950s - 1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective, *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 285-342, 2000.
- Shepard F.P., Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence, *AAPG bulletin*, 57, 1679-1691, 1981.
- Stow D.A. et Shanmugam G., Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, *Sedimentary geology*, 25(1), 23-42, 1980.
- Wynn R.B. et Stow D.A., Classification and characterisation of deep-water sediment waves, *Mar. Geol.*, 192(1), 7-22, 2002.

Annexes

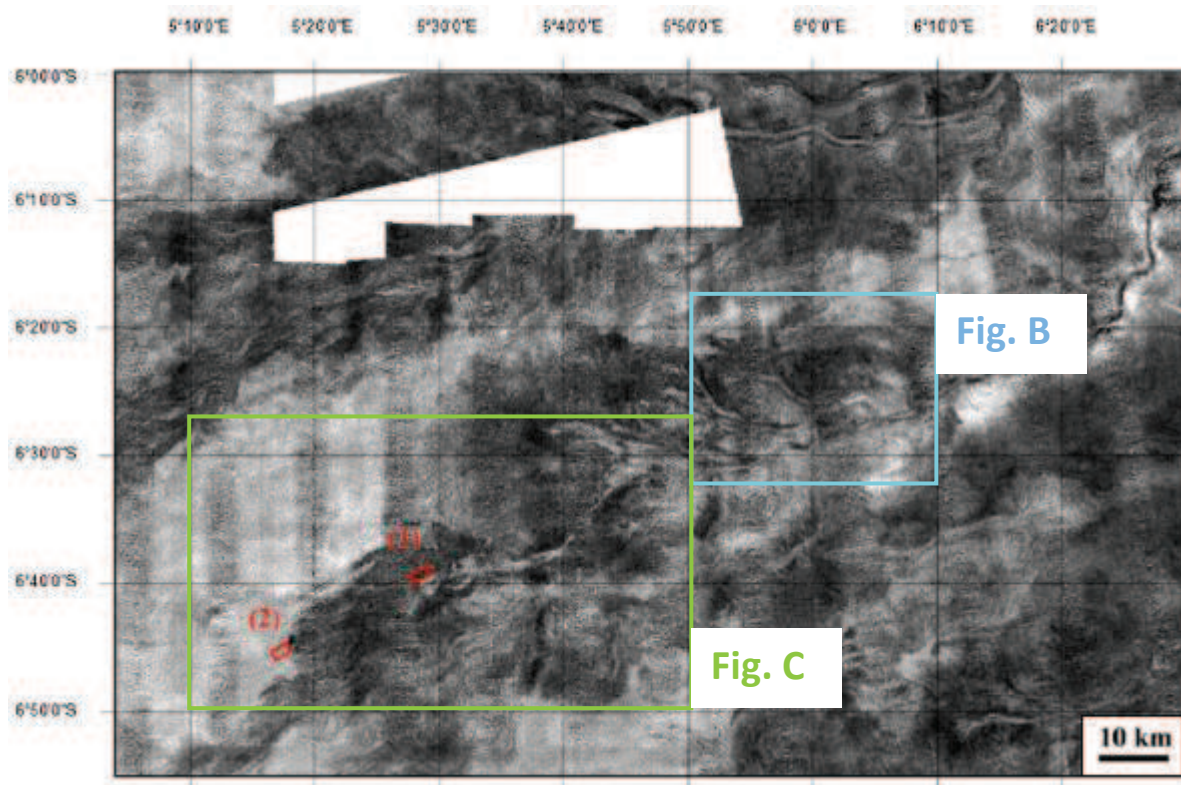


Fig. A : Carte de réflectivité non interprétée de la zone d'étude : le dernier complexe de lobes, d'après Babonneau, 2002.

Les chenaux sont caractérisés par une faible réflectivité, mais leurs bordures présentent une très forte réflectivité.

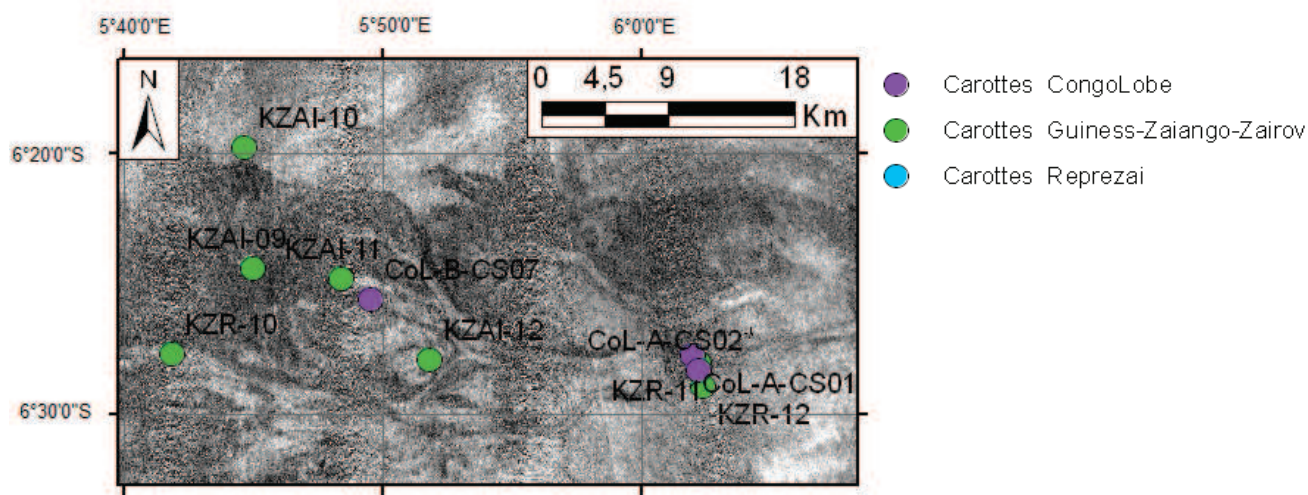


Fig. B : Détail de la carte de réflectivité du lobe 3 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites A et B

On distingue ainsi au nord du chenal actuel, deux chenaux respectivement situés à 1,4 et 4 km. Au niveau du site A, ces trois chenaux présentent une orientation globalement Est-Ouest. Les deux chenaux les plus au nord, se connectent au chenal actuel en amont du site A. Celui dont le point d'avulsion est le plus proche est visible sur la carte bathymétrique du site A.

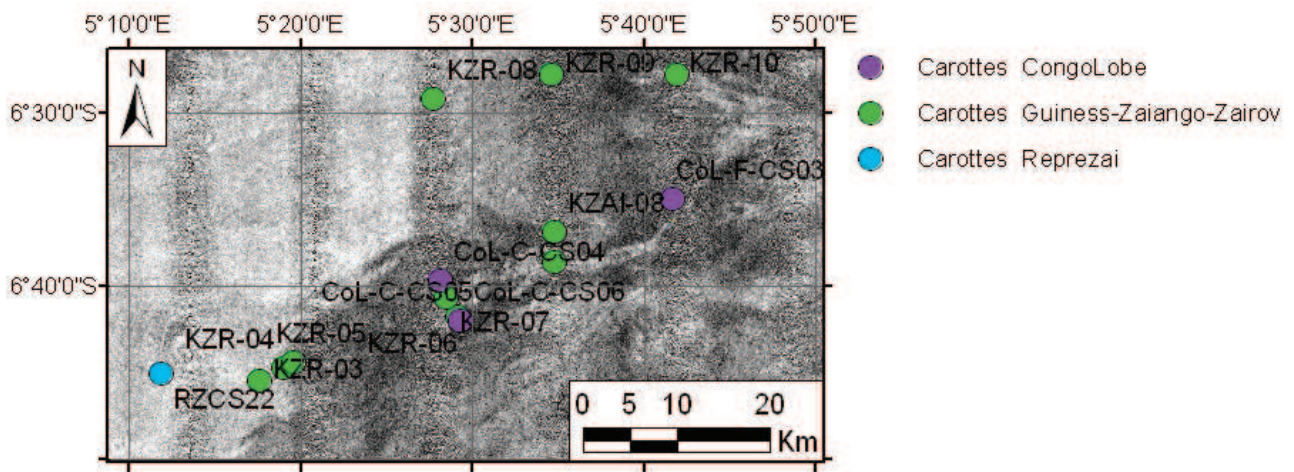


Fig. C : Détail de la carte de réflectivité du lobe 5 du dernier complexe de lobes, localisant les carottes sur et autour des sites F et C