



50376
1999
J75B

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE
- LILLE I -

pour l'obtention du grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

Ecole doctorale : Sciences de la Matière et du Rayonnement

Formation doctorale : Géophysique, Géologie et Géochimie Sédimentaires

par

Rigobert MOUGAMBA



**CHRONOLOGIE ET ARCHITECTURE DES SYSTEMES TURBIDITIQUES
CENOZOÏQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE
(MARGE NORD-GABON)**

Volume 2

Soutenu le 26 Mars 1999 devant la commission d'examen composée de :

Membres du Jury :

- M.H. Chamley (Lille 1)
- M.M. Lopez (Lille 1 & Elf EP Pau)
- M.J.C. Faugères (Bordeaux 1)
- M.M. Guiraud (Université de Bourgogne)
- M. D. Claude (Elf EP)
- M.L. Droz (CNRS, Brest)
- M.P. Renaud (Elf-Gabon)
- M.M. Séranne (CNRS, Montpellier II)

- Co-directeur de thèse
- Co-directeur de thèse
- Rapporteur
- Rapporteur
- Examineur
- Examineur
- Examineur
- Examineur

Invité :

M. B. Savoye (Ifremer)

TABLE DES MATIERES

VOLUME 2

PARTIE I : GENERALITES

CHAPITRE I : INTRODUCTION.....	5
I.2. Cadre géologique de la marge gabonaise.....	6
I.2.1. Historique succinct des travaux antérieurs réalisés sur la marge gabonaise.....	6
I.2.2.1. Les travaux de stratigraphie.....	6
I.2.2.2. Les travaux de dynamique sédimentaire et structurale.....	7
I.2.2. Le contexte géodynamique de la marge.....	7
I.2.2.1. Les étapes de la structuration de la marge.....	8
I.2.2.1.a. La période anté-rift.....	8
I.2.2.1.b. La période de rifting.....	8
I.2.2.1.c. Les périodes de dérive continentale.....	8
I.2.2.2. L'importance de la déformation gravitaire.....	13
I.2.3. Le contexte lithostratigraphique de la marge.....	13
I.2.3.1. L'anté-salifère.....	13
I.2.3.2. Le salifère.....	13
I.2.3.3. Le post-salifère.....	13
I.4. Les méthodes utilisées dans ce travail.....	17

PARTIE II : ARCHITECTURE REGIONALE

CHAPITRE IV. CARACTERIATION ET EVOLUTION DES EVENTAILS SOUS-MARINS A L'ECHELLE DES UNITES STRATIGRAPHIQUES.....	20
---	----

PARTIE III : ARCHITECTURE DETAILLEE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE SUPERIEUR

CHAPITRE V. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE SUPERIEUR.....	26
V.2. Caractérisation générale des principaux lithofaciès. Approche des processus de dépôts.....	27
V.2.1. Les argilites siltiteuses déformées.....	27
V.2.2. Les conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux.....	30
V.2.3. Les carbonates bioclastiques à structures tractives.....	33
V.2.4. Les brèches à éléments de mudstone dolomitique et à sables bioclastiques.....	35
V.2.5. Les conglomérats de base de chenal.....	37
V.2.6. Les sables et grès grossiers à microconglomératiques.....	39
V.2.7. Les grès massifs à macro-débris de végétaux.....	41
V.2.8. Les grès fins à structures tractives.....	43
V.2.9. Les argilites silteuses/grès très fins riches en matière organique végétale.....	45
V.2.10. Les argilites laminées.....	47
V.2.11. Les grès argileux à 'starving' et 'fading ripples' isolés.....	49
V.2.12. Les argilites massives.....	53
V.5. Calibration sédimentologique des principaux faciès et séquences diagraphiques.....	76

Chapitre VI. *ETUDE DETAILLEE DU REMPLISSAGE DU CANYON INTRA-MANDOROVE N°3*.....82

Article accepté à *Marine and Petroleum Geology* :.....102

3D sedimentary evolution of a canyon fill (Lower Miocene-age) from the Mandorove Formation, offshore Gabon

INDEX DES FIGURES ET TABLEAUX UTILISES DANS LE MEMOIRE.....pages

CHAPITRE I : INTRODUCTION

FIGURES :

Figure I.4 : Schéma des principaux traits structuraux du prisme sédimentaire de l'Ogooué.....	9
Figure I.5 : Coupe synthétique de la marge Nord-Gabon.....	10
Figure I.6 : Carte gravimétrique du Golfe de Guinée (Anomalie à l'air libre tirée de l'altimétrie satellite) : la marge Nord-Gabon se distingue de la marge Sud-Gabon par une importante anomalie positive correspondant au prisme sédimentaire de l'Ogooué	11
Figure I.7 : Carte bathymétrique du Golfe de Guinée : noter le développement important du prisme sédimentaire de l'Ogooué qui s'étend jusqu'à la ligne volcanique du Cameroun.....	12
Figure I.8 : a. Nomenclature des terminaisons des réflecteurs sismiques, b. Relations géométriques des réflecteurs sismiques dans une séquence de dépôt.....	18
Figure I.9 : Méthode de construction des courbes d'onlap côtiers	19

CHAPITRE IV : CARACTERISATION ET EVOLUTION DES EVENTAILS SOUS-MARINS A L'ECHELLE DES UNITES STRATIGRAPHIQUES

PLANCHES :

Planche III.1 : <i>Line drawings</i> des coupes sismiques dip E' et I.....	21
Planche III.2 : <i>Line drawings</i> des coupes sismiques dip F et G.....	22
Planche III.3 : <i>Line drawings</i> des coupes sismiques strike L1, L2 et L3.....	23

FIGURES :

Figure III.21 : Diagramme chronostratigraphique du prisme sédimentaire de l'Ogooué.....	24
--	----

TABLEAUX :

Tableau III.3 : Données issues de l'approche quantitative des cartes des isopaques des unités stratigraphiques (volume, aire de dépôt, épaisseur et taux moyens d'accumulation sédimentaire). Les vitesses moyennes ont été échantillonnées sur les sections sismiques.....	25
--	----

CHAPITRE V : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE SUPERIEUR

FIGURES :

Figure V.2 : Position moyenne des forages K/K-1, K/K-2, K/M-2, K/E-1	28
Figure V.3 : A. Exemple de mécanismes de mise en place de conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux. B. Exemple de mécanismes de mise en place de débris à lithoclastes de grès induré.....	31
Figure V.4 : Illustration des 'starving' et 'fading ripples' isolées dans une matrice argilo-gréseuse.....	51
Figure V.5 : Calibration sédimentologique des Electro-faciès Ef1 et Ef2.....	77
Figure V.6 : Calibration sédimentologique de l'Electro-faciès Ef3.....	78
Figure V.7 : Calibration sédimentologique des Electro-faciès Ef4 et Ef5.....	79
Figure V.8 : Calibration sédimentologique de l'Electro-faciès Ef6.....	80
Figure V.9 : Calibration sédimentologique de l'Electro-faciès Ef7.....	81

PLANCHES :

Planche V.1 : <i>Les argilites siltiteuses déformées</i>	29
Planche V.2 : <i>Les conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux</i>	32
Planche V.3 : <i>Les carbonates bioclastiques à structures tractives</i>	34
Planche V.4 : <i>Les brèches à éléments de mudstone dolomitique et à sables bioclastiques</i>	36
Planche V.5 : <i>Les conglomérats de base de chenaux</i>	38
Planche V.6 : <i>Les sables et grès grossiers à microconglomératiques</i>	40
Planche V.7 : <i>Les grès massifs à macro-débris de végétaux</i>	42
Planche V.8 : <i>Les grès fins à structures tractives</i>	44
Planche V.9 : <i>Les argilites silteuses/grès très fins riches en matière organique végétale</i>	46
Planche V.10 : <i>Les argilites laminées</i>	48

Planche V.11 : Les grès argileux à 'starving' et 'fading ripples' isolées.....	52
Planche V.12 : Les argilites massives.....	54
<u>PRINCIPAUX LOGS SEDIMENTOLOGIQUES UTILISE DANS LE MEMOIRE :</u>	
Log K/B-3	56
Log K/B-7 (et tableaux des résultats d'analyses de lames minces	58
Log K/B-7bis (et tableaux des résultats d'analyses de lames minces	62
Log K/G-2 (et résultats d'analyses de lames minces	67
Log K/R-16d	69
Log K/R-1	71
Log K/R-2	72
Log K/T-8	74
Légende des logs	75

Chapitre VI. ETUDE DETAILLEE DU REMPLISSAGE DU CANYON INTRA-MANDOROVE N°3

FIGURES :

Figure VI.15 : Principaux traits structuraux des champs A et B : l'axe du canyon est guidé par des grands dômes salifères, tandis qu'il recoupe les plus petits sur son parcours	83
Figure VI.16 : Localisation du canyon intra-Mandorové n°3, soulignée par une enveloppe de faciès à la base.....	84
Figure VI.17 : Carte des isobathes de la base du canyon (Erosion 0). La base du canyon est fortement affectée par le diapir salifère du champ B.....	85
Figure VI.18 : Carte des isobathes de l'érosion de base (Erosion 0), noter le développement d'une érosion latérale au-dessus (Erosion 1)	86
Figure VI.19 : Carte d'amplitude de l'horizon « toit du canyon intra-Mandorové n°3 ». Localisation du dernier chenal méandrique au centre du remplissage du canyon.....	87
Figure VI.20 : Relation entre l'amplitude verticale des incisions et les épaisseurs des sédiments agradants.....	88
Figure VI.21 : Difficulté dans le choix des surfaces corrélables.....	89
Figure VI.22 : Corrélations sismiques de la ligne random passant par les puits A-1-3-2-6.....	90
Figure VI.23 : Calage sismique du puits A-1.....	91
Figure VI.24 : Calage sismique du puits A-3.....	92
Figure VI.25 : Calage sismique du puits A-6.....	93
Figure VI.26 : Calage sismique du puits A-2.....	94
Figure VI.27 : « Toit du canyon + 64 ms » sur la ligne random B-2-6-7-1-10-11.....	95
Figure VI.28 : Carte d'amplitude de l'horizon « Toit du canyon Mandorové + 64 ms ».....	96
Figure VI.29 : « Toit du canyon + 64 ms » sur la ligne random B-2-6-7-1-10-11.....	97
Figure VI.30 : Carte du maximum d'amplitude dans la tranche « toit du canyon +96 à 56 ms », sur la ligne random B-2-6-7-1-10-11.....	98
Figure VI.31 : Carte du maximum d'amplitude dans la tranche « toit du canyon + 96 à 56 ms ».....	99
Figure VI.32 : Pointé de l'axe du chenal et le réseau de neurones correspondant.....	100
Figure VI.33 : Déroulé de la ligne random correspondant au tracé du chenal 3. Il montre un réflecteur continu et de forte amplitude qui souligne un corps continu et unitaire.....	101

PARTIE I : GENERALITES

<h2>CHAPITRE I : INTRODUCTION</h2>

I. INTRODUCTION

I.2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA MARGE GABONAISE :

I.2.1. Historique succinct des travaux antérieurs réalisés sur la marge gabonaise :

La connaissance de la marge gabonaise est le fruit de travaux dont les premiers remontent au début de l'exploration pétrolière dans les années trente. Ces travaux ont été conduits en particulier sur l'analyse stratigraphique et sédimentologique des sédiments de la marge :

I.2.1.1. Les travaux de stratigraphie :

La compréhension de l'organisation stratigraphique de la marge gabonaise est principalement l'œuvre de trois générations de chercheurs :

❶ La première génération de travaux [avant 1958] :

La plus ancienne terminologie stratigraphique a été établie par les géologues de terrain, notamment par Hourcq [1952, 1955] qui a étudié des affleurements de l'Infra-Cocobeach et le Crétacé du bassin côtier gabonais.

❷ La deuxième génération [1958-1969] :

- En 1962, De Klasz & Rerat réalisent une étude biostratigraphique des foraminifères à l'échelle de la série post-rift du Gabon. Dans cette étude sont décrites et figurées 123 espèces du Crétacé, 104 espèces du Paléogène et 150 espèces du Néogène.

- En 1963, Gageonnet & De Klasz établissent une nouvelle biostratigraphie du Bassin Côtier Gabonais, sur la base de nouvelles espèces de foraminifères.

❸ La troisième génération de travaux [1970 à Actuel] :

La troisième génération d'études est surtout guidée par le souci d'une adaptation de la nomenclature aux normes internationales :

- En 1970, De Klasz & Micholet réactualisent la terminologie stratigraphique au quatrième colloque africain de micropaléontologie.

- En 1973 et 1974, Wenger réalisent une révision de la terminologie de De Klasz & Micholet [1970], suite à de nombreuses découvertes sur la microfaune et autres données du bassin côtier. Il s'intéresse notamment aux formations du Crétacé (Cap-Lopez, Azilé, Pointe-

Clairette, Ewongué) et de la quasi-totalité du Tertiaire (Ikando, Ozouri, Animba, Mandorové, Mbéga, Ntchengué et Akosso) des domaines *onshore* et *offshore* de la marge gabonaise.

- En 1978, Macoin complète l'étude des principaux foraminifères pélagiques du Crétacé du Gabon sous la forme d'un atlas.
- En 1993, Seyve *et al.*, réalisent une synthèse biostratigraphique du bassin tertiaire gabonais. Pour la première fois l'Oligocène supérieur est reconnu sur le puits de PONGARA SUD MARINE 1, au Nord de l'île Mandji.

I.2.1.2. Les travaux de dynamique sédimentaire et structurale :

Sur le plan de la dynamique sédimentaire, les principaux travaux à l'échelle régionale sont réalisés essentiellement avec le support d'Elf-Gabon :

- En 1992, Jocktane (Thèse de doctorat) réalise une étude de la dynamique sédimentaire et de la stratigraphie séquentielle de la plate-forme carbonatée albienne de la marge Nord-Gabon, à partir de données de forage.
- En 1994, Rasmussen réalise une étude sismique de la marge Sud-Gabon et met en évidence des chenaux qui migrent vers le Nord, en relation avec le courant de Benguela dirigé du Sud vers le Nord.
- En 1995, Rousselot (Thèse de doctorat) réalise une étude de la dynamique sédimentaire des séries cénomaniennes et sénoniennes du Nord de l'estuaire du Gabon. Ce travail aborde les phénomènes d'instabilité de pente et amorce le développement de la thématique des dépôts profonds par Elf-gabon.
- En 1997, Rasmussen identifie sept séquences de dépôt dans le Paléogène et six autres dans le Néogène de la marge Sud-Gabon, sur la base de données de sismique et de diagraphies.
- En 1997, Nzé Abeigne (Thèse de doctorat) réalise une étude de l'évolution Post-rift de la marge Sud-Gabon. Celle-ci discute, en particulier, des rôles respectifs de la tectonique et du climat sur le développement des discordances érosives majeures et des dépôts associés.

I.2.2. Contexte géodynamique de la marge gabonaise :

L'évolution géodynamique du bassin côtier gabonais se répartit sur différentes périodes, du Précambrien à l'Actuel. Cette évolution est étroitement liée à celle des bassins brésiliens de Sergipe et de Reconcavo, du Précambrien à l'Apto-Albien [Standlee *et al.*, 1992 ; Reyre, 1984, 1989].

I.2.2.1. Les étapes de la structuration de la marge :

I.2.2.1.a. La période anté-rift :

A la fin du Précambrien, l'orogénèse panafricaine (650 Ma) entraîne le chevauchement du Précambrien métamorphique de la chaîne du Mayombe sur les séries sédimentaires du Précambrien supérieur. Ce phénomène entraîne une légère déformation du bassin non métamorphique situé sur la géosuture mayombienne de direction N130 reliant les cratons du Congo et de Sao Francisco au Précambrien inférieur (1300 Ma à 1100 Ma).

I.2.2.1.b. La période de rifting :

La marge gabonaise est marquée, du **Barrémien à l'Aptien inférieur**, par un rifting selon la direction mayombienne N130, subparallèle à la côte gabonaise actuelle. Le rifting résulte de la mise en place de deux points chauds sur la géosuture mayombienne qui représente une zone de faiblesse [Standlee *et al.*, 1992 ; Teisserenc & Villemin, 1990]. Ces deux points chauds seraient à l'origine des points triples de la Benoué et de Walvis, et du développement de deux systèmes de mégafractures qui se propagent de façon antagoniste et interagissent dans la région « N.W. du Gabon/N.E. du Brésil » [Standlee *et al.*, 1992].

Dès le début du rifting les grands traits structuraux de la marge gabonaise sont différenciés, notamment les faisceaux transverses de Nkomi, de Kango et Fang qui délimitent des sous-bassins. L'accident transverse de Nkomi reste actif tout au long du rifting et constitue une trappe sédimentaire importante en guidant préférentiellement la position du système fluvial du Paléo-Oogoué vers le Sud de la marge Nord-Gabon (prisme sédimentaire de l'Oogoué) (**Figures I.4, I.5 ; I.6 & I.7**).

I.2.2.1.c. Les périodes de dérive continentale (*drifting*) :

L'expansion océanique commence à partir de l'**Aptien-Albien** [Standlee, 1992] ; elle s'accompagne d'une augmentation du taux de subsidence et du dépôt d'une puissante série marine évaporitique à l'Aptien supérieur.

A la fin du Paléogène, Wenger [1973 ; 1974] note une phase de flexuration continentale qui commence à la base de l'Animba (Eocène moyen). Celle-ci s'accompagne de l'exondation de dépôts et du développement d'importants phénomènes érosifs également visibles sur l'ensemble de la marge ouest-africaine.

La flexuration qui débute à l'Animba (Eocène moyen) s'accroît au Néogène. Deux régressions de la mer, l'une à l'intérieur du Mandorové (Oligocène supérieur à Miocène moyen), l'autre à la base du Mbéga (Miocène supérieur à Pliocène inférieur) se marquent par des ravinements analogues à celui de l'Animba (Eocène moyen) [Wenger, 1974 ; Mougamba & Lopez, 1997].

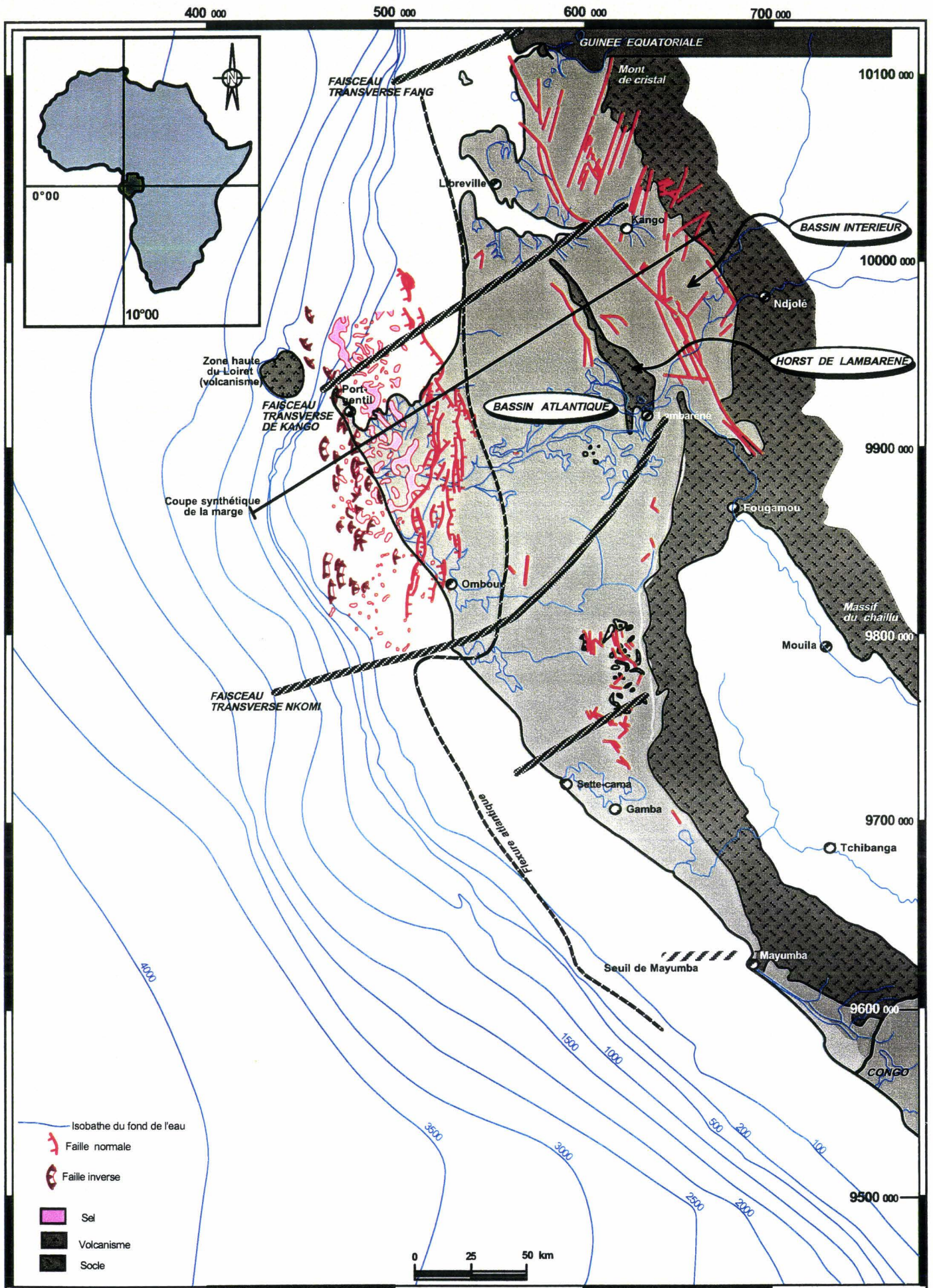


Fig. 1.4 : Schéma des principaux traits structuraux du prisme sédimentaire de l'Ogooué, modifié de Elf-Gabon (rapports internes) .

Ouest

Est

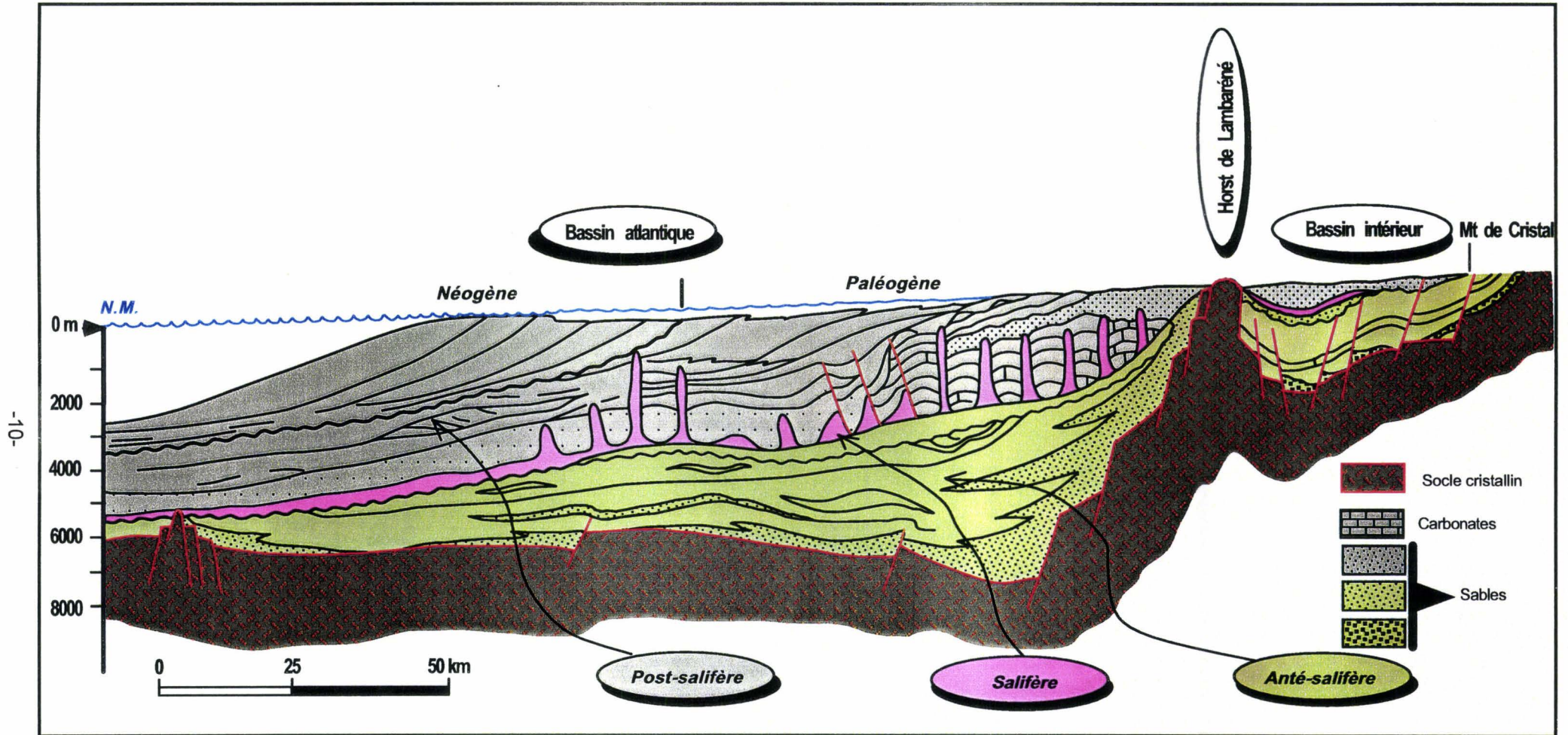


Fig. I.5 : Coupe synthétique de la marge Nord-Gabon, modifiée d'après Jocktane (1992)

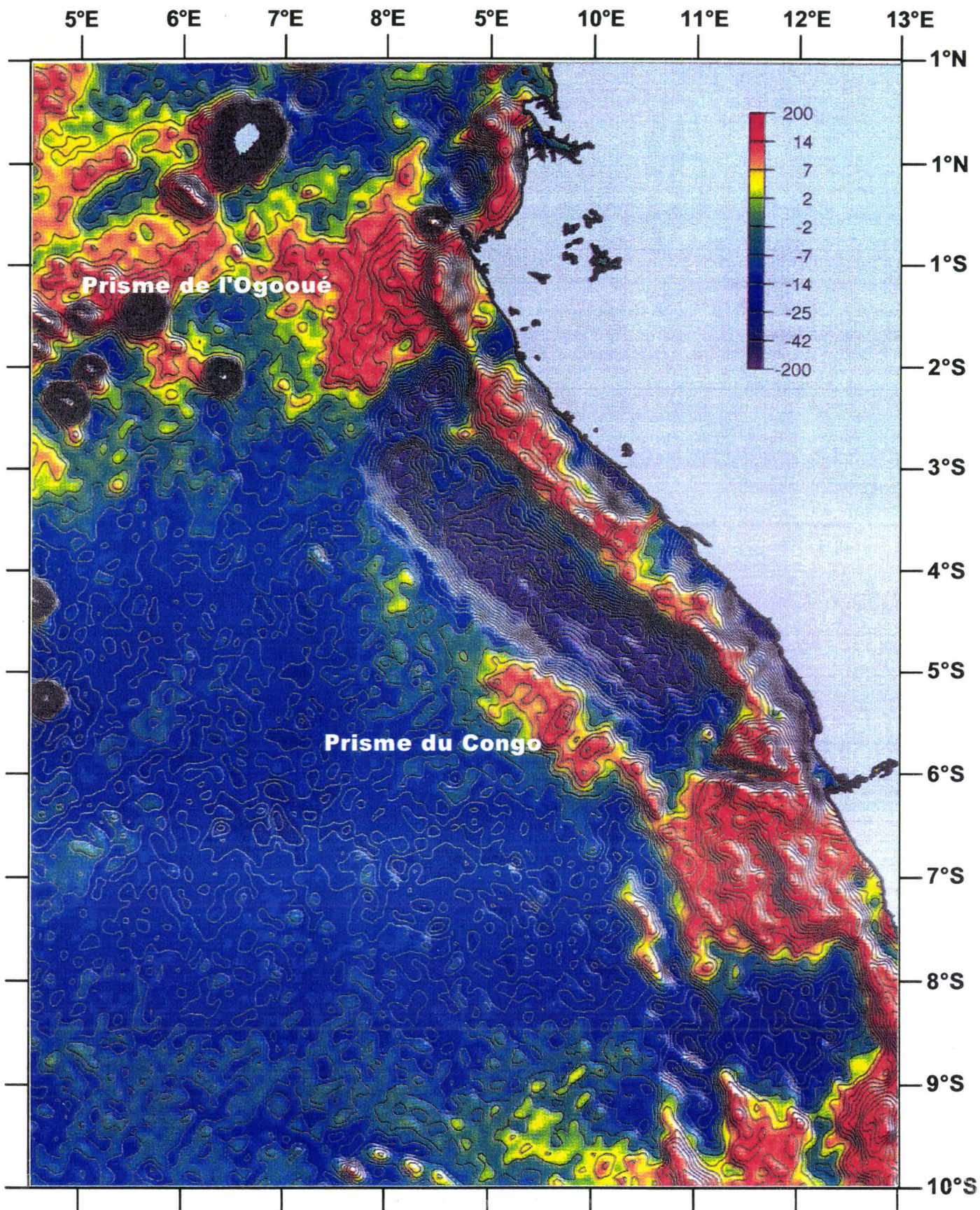


Fig. I.6 : Gravimétrie du Golfe de Guinée (anomalie à l'air libre tirée de l'altimétrie satellite) : la marge Nord-Gabon se distingue de la marge Sud-Gabon par une anomalie positive correspondant au prisme sédimentaire de l'Ogooué.

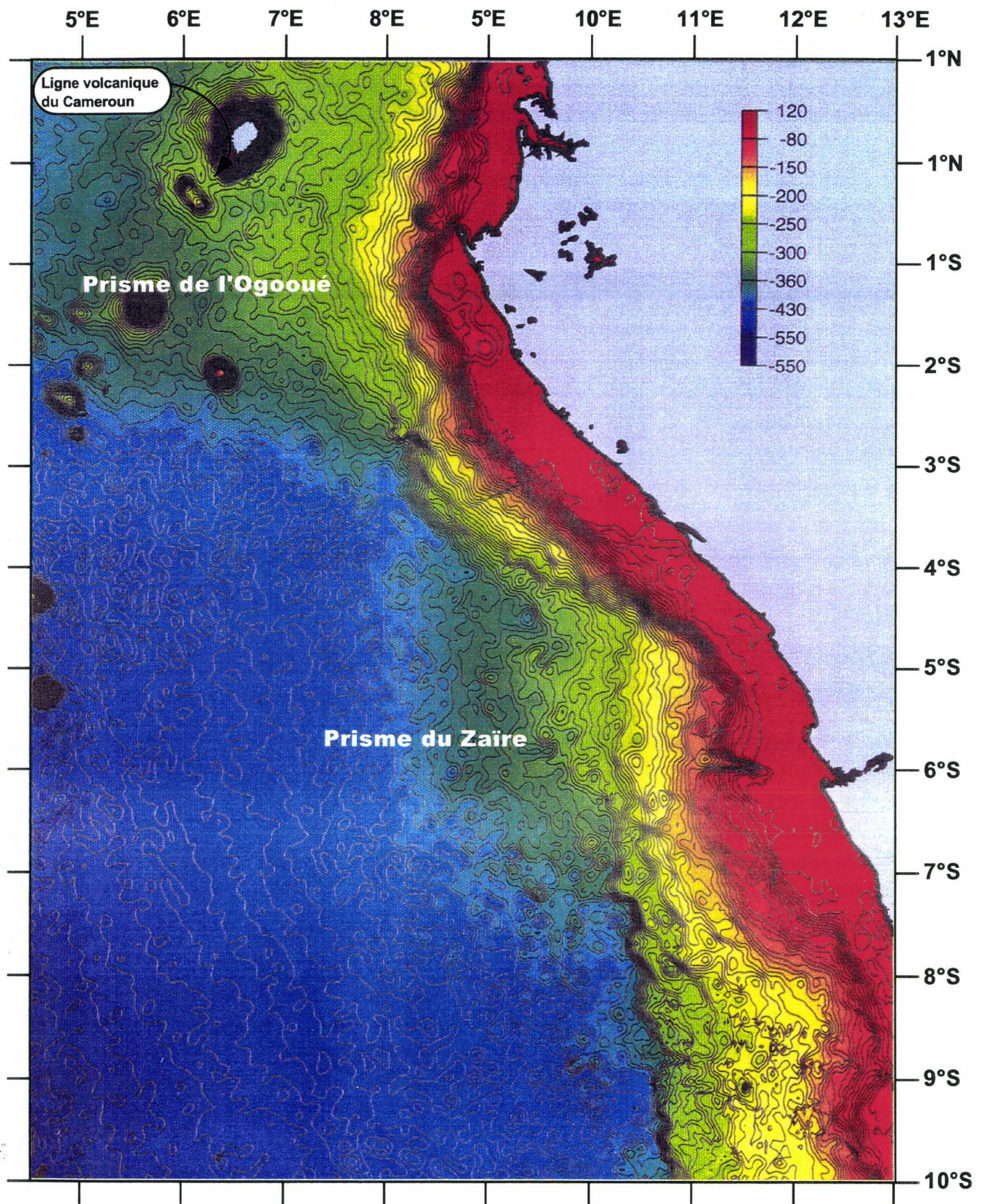


Fig. I.7 : Bathymétrie du Golfe de Guinée : noter le développement important du prisme de l'Ogooué qui s'étend jusqu'à la ligne volcanique du Cameroun.

I.2.2.3. Importance de la déformation gravitaire :

La plupart des structures connues dans le Post-Salifère sont liées à la déformation salifère. Suivant le type de structures induit par la déformation gravitaire, trois grands domaines structuraux peuvent être reconnus (Elf, *rappports internes*) (Fig. I.4 & I.5) :

- Le domaine des failles listriques (zone d'extension), à l'Est.
- Le domaine des diapirs perçants fait suite vers l'Ouest au domaine précédent.
- Le domaine des diapirs déversés et de failles inverses de compression associées (zone de compression) se localisent plus à l'Ouest.

Les percements diapiriques connaissent leur développement maximum durant la période allant du Turonien (Azilé) au Maestrichtien (Ewongué) ; ils sont plus marqués sur la marge Nord-Gabon.

I.2.3. Contexte lithostratigraphique de la marge gabonaise :

En suivant les grandes périodes de l'ouverture de l'Atlantique, la série stratigraphique du bassin côtier gabonais peut être subdivisée en trois parties : l'anté-salifère, le salifère et le post-salifère.

I.2.3.1. L'anté-salifère :

Il comprend des séries fluvio-lacustres (**Figures 3 et 5**) dont le découpage stratigraphique est basé sur l'étude des ostracodes et de la palynologie. Les termes les plus anciens de ces séries sont connus le long du flanc oriental du bassin intérieur et correspondent au pré-rift (Précambrien à Néocomien) [Teisserenc & Villemin, 1990]. Le début du *rifting* correspond à l'extension généralisée des dépôts lacustres et continentaux qui se développent du Néocomien à l'Aptien.

I.2.3.2. Le Salifère :

Cette série correspond à la formation d'**Ezanga** d'âge **Aptien terminal**. Elle a une épaisseur d'environ 800 m et se caractérise par une grande proportion de sels solubles, principalement de carnalite, de bishofite et de halite. Des similarités géochimiques et minéralogiques existent avec le salifère du Brésil.

I.2.3.3. Le post-salifère :

A la fin de l'Aptien, l'ouverture de l'Atlantique sud entraîne l'ennoisement très rapide, du Sud vers le Nord, du grand bassin ouest-africain [Mboro, 1981]. Cette transgression s'accompagne d'un passage progressif de l'Est vers l'Ouest du domaine continental à un domaine plus marin. La série post-rift montre le développement d'une méga-séquence

d'agradation (Aptien supérieur à Oligocène) et d'une méga-séquence de progradation (Oligocène à Holocène) ; les deux méga-séquences seraient séparées par une discordance majeure d'âge Oligocène [Seranne *et al.*, 1992 ; Nzé Abeigne, 1997]. Le Post-Salifère marque l'installation d'une plate-forme qui évolue depuis une géométrie initiale de rampe

- **Le Madiéla (Albien)** : homoclinale (Albien à Oligocène) à une géométrie en plate-forme/talus/bassin (Oligocène à Holocène) [Jocktane, 1992 ; Nzé Abeigne, 1997]. Il comprend les formations suivantes :

Le Madiéla représente la charnière entre les dépôts anté-salifères et post-salifères. Il correspond à une séquence régressive constituée des premiers sédiments marins en régime de **plate-forme carbonatée**. Cette séquence se développe d'abord sur une plate-forme de type rampe homoclinale (Madiéla inférieur), puis elle passe vers le haut à une plate-forme avec barrière (Madiéla supérieur) [Jocktane, 1992]. La formation du Madiéla est constituée, à l'Est, de faciès carbonatés de plate-forme externe à interne. Vers l'Ouest, on rencontre des faciès de bassin essentiellement argilo-carbonatés.

- **Le Cap Lopez (Cénomanién)** :

Le **Cénomanién** est représenté par les dépôts transgressifs de la formation de **Cap Lopez**. Des faciès carbonatés (Ndougou et Ekouata) apparaissent sur la plate-forme, alors que les faciès de bassin sont représentés par des silts et des argiles [Wenger, 1974].

- **L'Azilé (Turonien)** :

Le **Turonien** correspond à une importante transgression à l'origine des dépôts de la formation d'**Azilé** ; elle est représentée en zone littorale par des faciès carbonatés, et dans le domaine de bassin par des argiles et des carbonates contenant de la matière organique et des nombreux intervalles de cherts. C'est à cette époque que se développent les premières formations turbiditiques dans l'offshore de Port-gentil [Teisserenc & Villemin, 1990].

L'halocinèse, active dès l'Albien (intumescences salifères), commence à guider la répartition des corps clastiques dans le domaine de talus et de bassin. Elle va se poursuivre jusqu'à la période mio-pliocène avec diverses pulsations locales ou régionales [Biteau *et al.*, 1992].

- **L'Anguille (Coniacien-Santonien)** :

Le **Sénonien** marque le début de la construction d'un système progradant et correspond à la principale phase d'océanisation et de *drifting*. Il montre une forte flexuration de la marge et un rejeu épi-orogénique de ses bordures au Coniacien-Santonien. La limite Coniacien-Santonien est marquée par d'importantes érosions sur la plate-forme et sur le talus. Cette érosion peut affecter le Turonien et le Cénomanién ; elle correspond à la **phase Anguille inférieure** que l'on retrouve plus ou moins exprimée le long du golfe de Guinée [Biteau *et*

al., 1992]. Elle s'accompagne du dépôt, dans le domaine de talus à bassin, d'épaisses séquences turbiditiques.

• **La formation de Pointe-Clairette (Campanien) :**

Le Campanien est représenté par les dépôts grés-argileux de la formation de Pointe-Clairette ; cette formation est associée à une phase érosive et à des séquences turbiditiques relativement réduites dans le domaine de talus et de bassin [Wenger, 1974].

• **L'Ewongué (Maestrichtien) :**

Un abaissement du niveau eustatique au début du Maestrichtien serait à l'origine de la régression généralisée qui donne naissance au système turbiditique du **Batanga**. Ce système atteint des épaisseurs de 250 à 800m sur le domaine de talus à bassin, au droit du Paléo-Ogooué [Biteau *et al.*, 1992].

Sur la marge Nord-Gabon, l'épaisseur de la série sénonienne (Anguille, Pointe-Clairette, Ewongué) peut atteindre 2500 mètres [Mboro, 1981], ce qui suppose des taux de subsidence élevés.

• **L'Ikando (Paléocène inférieur) :**

Au sommet du Sénonien se produit la **première grande transgression cénozoïque** qui dure jusqu'à la fin du Paléocène. Le **Paléocène inférieur** se caractérise par les dépôts grés-argileux de la formation d'**Ikando** dans un régime faiblement progradant, son épaisseur peut atteindre 800 mètres dans le bassin [Biteau *et al.*, 1992].

• **L'Ozouri (Paléocène supérieur-Eocène inférieur) :**

Du **Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur** se développe une transgression majeure qui correspond aux dépôts de cherts biogéniques et de carbonates pélagiques de l'**Ozouri** ; ils contiennent de la matière organique et de la pyrite déposées dans un environnement anoxique de bassin [Teisserenc & Villemin, 1990]. Des dépôts clastiques carbonatés et gréseux sont reconnus sur la plate-forme. La plate-forme de l'Ozouri marque la fin de la séquence de *drifting* au Gabon [Teisserenc & Villemin, 1990].

• **L'Animba (Eocène inférieur à moyen) :**

A l'**Eocène inférieur**, la conjonction d'une régression importante intra-Eocène inférieur et d'une flexuration continentale se traduit par de grandes érosions de 200 à 300m de profondeur qui entaillent les sédiments sous-jacents jusqu'au Madiéla [Wenger, 1974 ; Teisserenc & Villemin, 1990]. Les canyons créés permettent localement le contact de l'Ewongué et des faciès argileux de l'Animba ; ils contiennent des chenalisations mineures à remplissage de grès fins à microconglomératiques.

- **Le Ngola (Eocène supérieur) :**

L'Eocène supérieur à *Hantkenina primitiva* a été reconnu dans le bassin côtier du Gabon (Elf, *Rapports internes*). La reconnaissance de cette formation de Ngola permet d'attribuer un âge fini-Eocène aux événements érosifs qui se produisent à la fin de la transgression Paléogène.

- **Le Mandorové (Oligocène supérieur à Miocène moyen) :**

La flexuration commencée avec l'Animba (Eocène moyen) s'accroît au Néogène et se marque en bordure de la marge Nord-Gabon par des dépôts miocènes fortement subsidents et l'installation du delta néogène de l'Ogooué dont l'épaisseur peut atteindre 2500m [Mboro, 1981 ; Teisserenc & Villemin, 1990]. Cette surcharge deltaïque provoque quelques ajustements halocinétiques et l'enfouissement régional qui a permis aux hydrocarbures des roches-mères post-albiennes de s'exprimer [Reyre, 1989].

La première formation néogène est celle du Mandorové (Oligocène supérieur-Miocène moyen). Sa base est représentée conjointement par une lacune stratigraphique sans trace apparente de ravinements [Wenger, 1974] et des argiles fortement radioactives d'âge Oligocène supérieur [Seyve *et al.*, 1993, *rapport interne Elf EP ; rapports internes Elf-Gabon*].

Des études plus récentes [Raisson, 1994 ; *rapport interne Elf-Gabon*] montrent que le Mandorové est subdivisé en trois séquences principales à bases érosives. La plus importante est celle du Miocène inférieur terminal (**discordance intra-Mandorové**) qui entaille les sédiments sous-jacents jusqu'à l'Azilé (Turonien) et se traduit par des grandes érosions (canyons) pouvant dépasser 500m de profondeur ; elle est bien visible sur toute la marge gabonaise. Les dépôts turbiditiques liés à ces érosions devraient se trouver au débouché des canyons, au pied de la marge. Les modèles généralement évoqués pour les dépôts turbiditiques de marge continentale passive ne permettent pas d'expliquer ces érosions et les systèmes turbiditiques associés. En effet, cette phase est plutôt liée à une période de basculement brusque de la marge et de soulèvement de sa bordure orientale [Biteau *et al.*, 1992].

- **Le Mbéga (Miocène supérieur) :**

La limite inférieure de cette formation est peu précise. Tout comme le Mandorové, elle est marquée par des faciès argileux et de puissantes chenalisations.



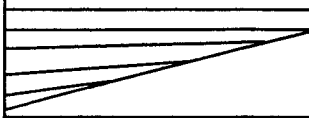



- **Le Ntchengué (Pliocène) :**

La formation de Ntchengué correspond à une progradation deltaïque ; au niveau du talus actuel, l'épaisseur des prismes d'accrétion peut dépasser 2000m.

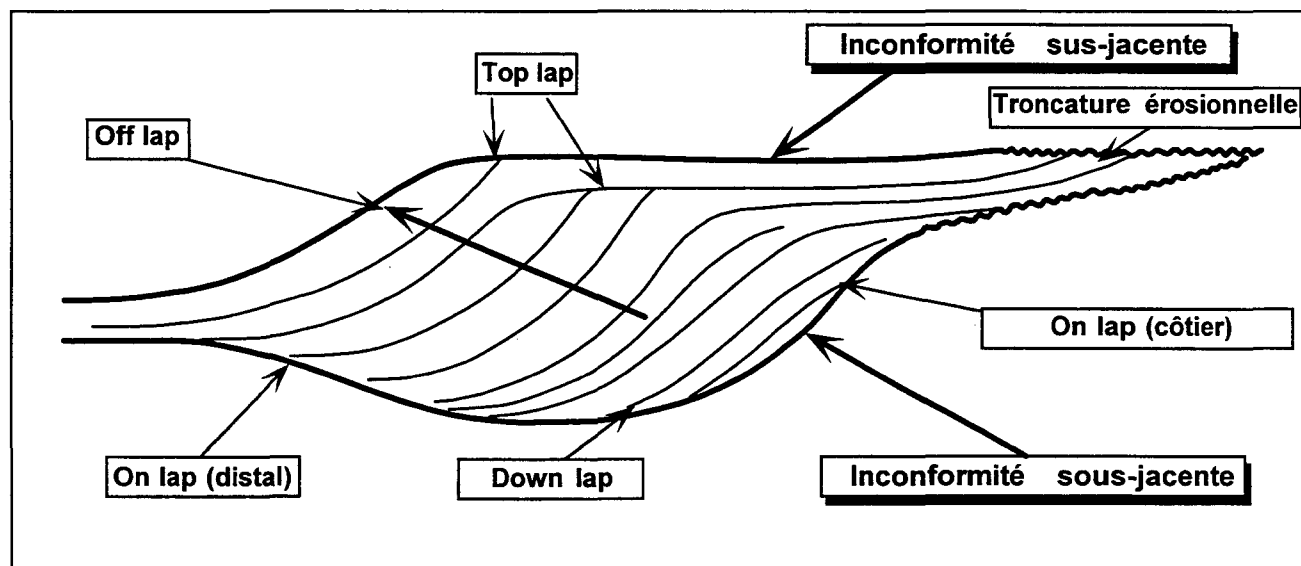
- **L'Akosso (Pléistocène) :**

Le **Pléistocène** est représenté par la formation d'**Akosso** en contexte transgressif. Il s'agit d'une période de remaniement et de redistribution. Cette formation est recouverte par l'**Holocène** [Biteau *et al.*, 1992].

I.4. LES METHODES D'ETUDE UTILISEES DANS CE TRAVAIL:

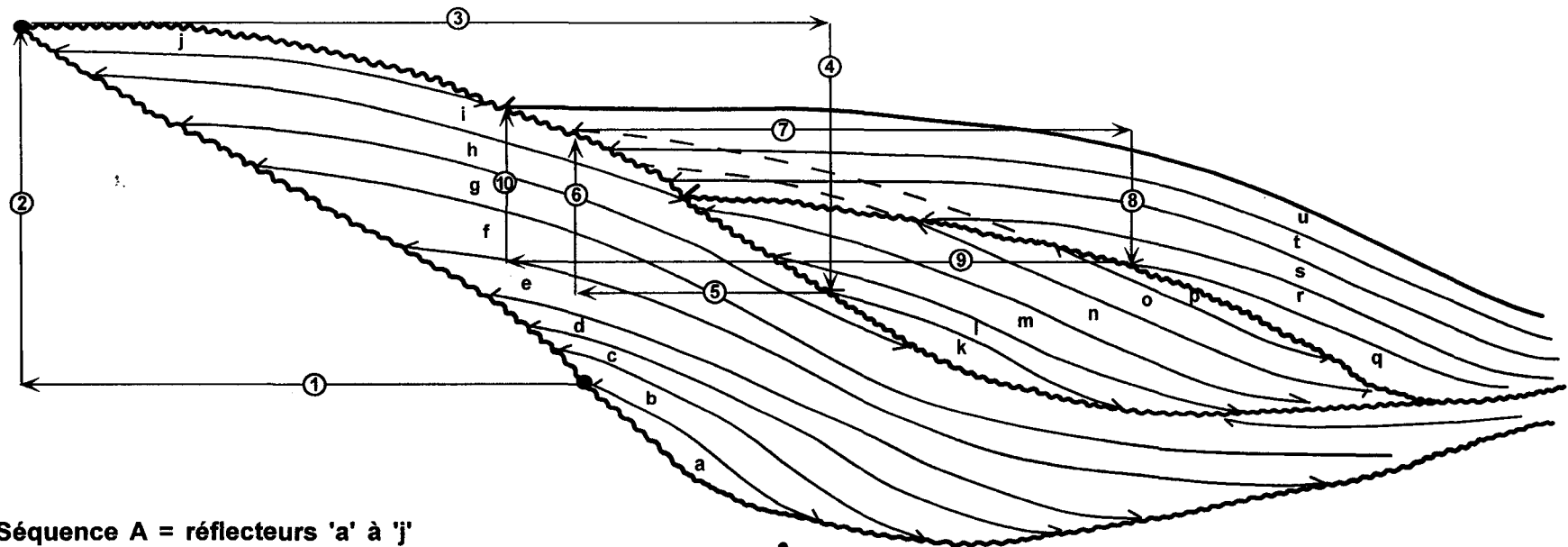
	Terminaisons des réflecteurs	Traduction sédimentaire
	Erosional truncation	Erosion
	Top lap	Biseaux sommitaux liés à un transit sédimentaire et à une progradation pure de la plate-forme
	On lap	Biseaux de progradation
	Down lap	Biseaux de progradation
	Concordance	Dépôts ne présentant pas de discordance angulaire avec les unités sus et sous-jacentes.
	Off lap	Migration progressive des dépôts vers le bassin le bassin.

a)



b)

Fig. 1.8 : a : Nomenclature des terminaisons des réflecteurs, modifié d'après Vail *et al.* (1977) et Nzé Abeigne (1997) ; b : Relations géométriques des réflecteurs sismiques dans une séquence de dépôt, modifié d'après Ravenne (1978).



Séquence A = réflecteurs 'a' à 'j'
Séquence B = réflecteurs 'k' à 'p'
Séquence C = réflecteurs 'q' à 'u'

- ① = empiètement côtier (séquence A)
- ② = montée du niveau de la mer (*onlap* 'a' à 'j')
- ③ ④ = retrait et chute du niveau de la mer au sommet de la séquence A (érosion)
- ⑤ = empiètement côtier (séquence B)
- ⑥ = montée du niveau de la mer (*onlap* 'k' à 'p')
- ⑦ ⑧ = retrait et chute du niveau de la mer au sommet de la séquence B (érosion)
- ⑨ = empiètement côtier (séquence C)
- ⑩ = montée du niveau de la mer (*onlap* 'q' à 'u')

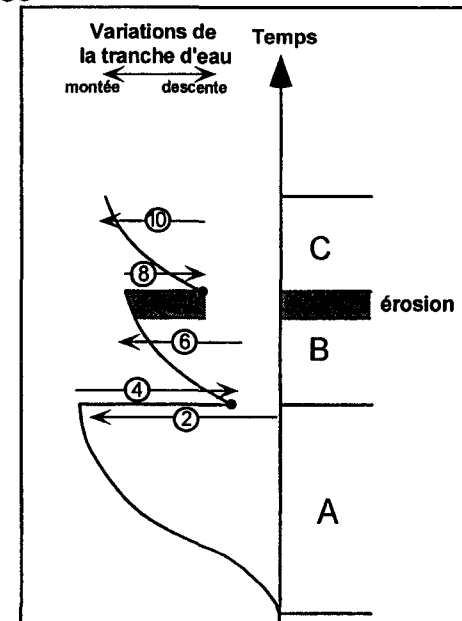


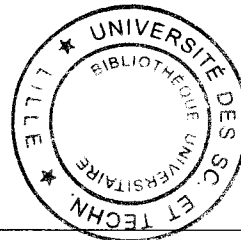
Fig. I.9 : Méthode de construction des courbes d'*on lap* côtiers, modifiée d'après Ravenne (1978)

PARTIE II : ARCHITECTURE REGIONALE

<p>CHAPITRE III : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE D'APRES LA SISMIQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE</p>
--

Tableau III.3 : Données issues de l'approche quantitative des cartes des isopaques des unités stratigraphiques (volume, aire de dépôt, épaisseur et taux moyens d'accumulation sédimentaire) . Les vitesses moyennes ont été échantillonnées sur les sections sismiques.

niveaux	âge toit	âge base	volume (km ³)	aire (km ²)	vitesse moyenne (m/s)	épaisseur moyenne (km)	taux moyen (km/Ma)	taux moyen (km ³ /Ma)
eau			71262	53055		1,34317218		
Unité 7	0	3,5	16747	45432	1833	0,368616834	0,105320000	4784,857100
Unité 6	3,5	5,2	3043	38376	1855	0,079294351	0,046600000	1790,000000
Unité 5	5,2	8	5800	36306	1958	0,159753209	0,057054717	2071,428571
Unité 4	8	21,6	1648	47277	1957	0,034858388	0,002563117	121,1764706
Unité 3	21,6	30	10018	40131	2063	0,249632454	0,029718149	1192,619048
Unité 2	35	49	5709	42381	2104	0,13470659	0,009621900	407,7800000
Ozouri	49	60	3600	42615	2137	0,084477297	0,007679700	327,2700000
Ikando	60	65	2003	35874	2171	0,055834309	0,01116690	400,6000000



PARTIE III : ARCHITECTURE DETAILLEE

<p>CHAPITRE V : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE</p>
--

V : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE

V.2. CARACTERISATION GENERALE DES PRINCIPAUX LITHOFACIES. APPROCHE DES PROCESSUS DE DEPOT :

La description macroscopique et microscopique des carottes est présentée dans les paragraphes qui vont suivre de manière détaillée. Elle est accompagnée de planches photographiques, des tableaux des résultats de l'analyse des lames-minces, des schémas de détail et des logs sédimentologiques.

V.2.1. ARGILITES SILTEUSES DEFORMEES (ASD) :

Description : Il s'agit d'argilites à laminations déformées qui se localisent en sismique sur la pente miocène (Fig. V.2). Ce lithofaciès apparaît avec des épaisseurs variables sur les sondages de K/I-2, K/B-3 et K/T-18 ; il peut être associé à des écoulements de débris (Planche V.1).

Les structures de déformation varient depuis des plis d'amplitude centimétrique et de longueur d'onde demi-décimétrique (plis en « S ») à des plis isoclinaux d'amplitude décimétrique. Des plans de cisaillement (*shear zones*) matérialisés par des stries de glissement sont associés à la déformation du sédiment.

Interprétation : Les structures observées (plis et stries de glissement) témoignent de mécanismes de déformation plastique et cisailante lente proche du *creeping* [Pickering *et al.*, 1989 ; Lopez, 1997, *rapport interne* Elf EP], dans un sédiment à forte viscosité. Celles-ci peuvent être associées à des phénomènes d'instabilité de haut de talus ou de levées miocènes qui recoupent le talus miocène. Les foraminifères benthiques reconnus dans ces dépôts (*Eponides pseudoelevatus*, *Bolivina crassicosta*,...) sont caractéristiques des milieux de plates-formes néritiques internes à externes (Elf Gabon, *rapports internes*). L'entraînement gravitaire des argiles sur la pente serait principalement lié à l'effet de charge, à la nature des sédiments et accessoirement au gradient de pente. L'origine de ces instabilités de pente peut être liée à des causes globales [Lopez, 1997, *rapport interne* Elf EP]. En effet, la diminution de la tranche d'eau en début de chute eustatique pourrait être responsable de la modification de l'état de la pression de pores (liée aux hydrates de gaz) des sédiments de pente non consolidés. Les mécanismes de déformation plastique et cisailante peuvent être à l'origine de conglomérats à galets mous intraformationnels plus ou moins déformés et à matrice argileuse.

Classification : - F2.1 (*coherent folded and contorted strata*) [Pickering *et al.*, 1989]

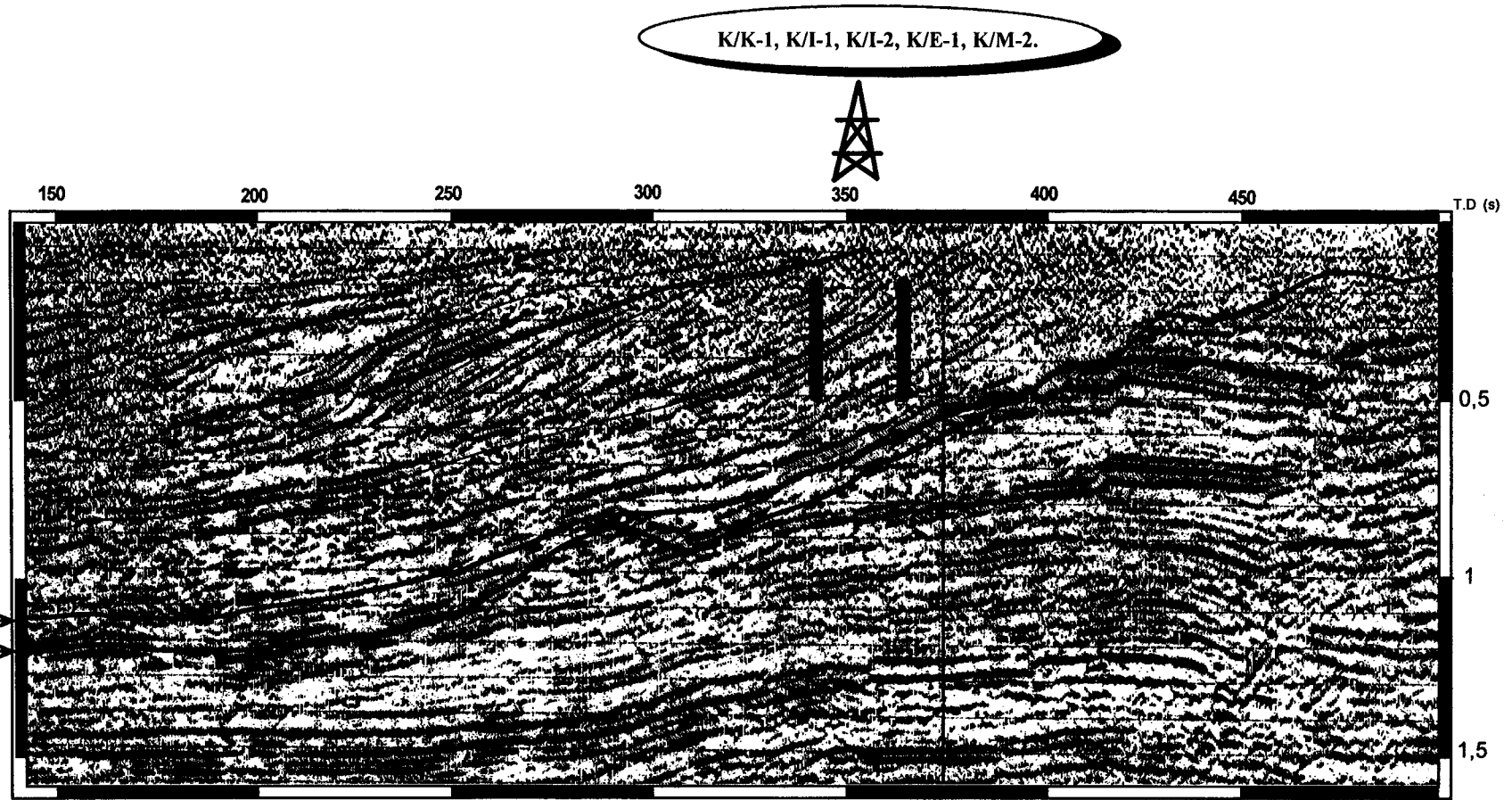


Fig.V.2 : Position moyenne des forages K/K-1, K/I-1, K/K-2, K/M-2, K/E-1 (Mandorové)
(coupe sismique G comprimée)



Puits K1-2

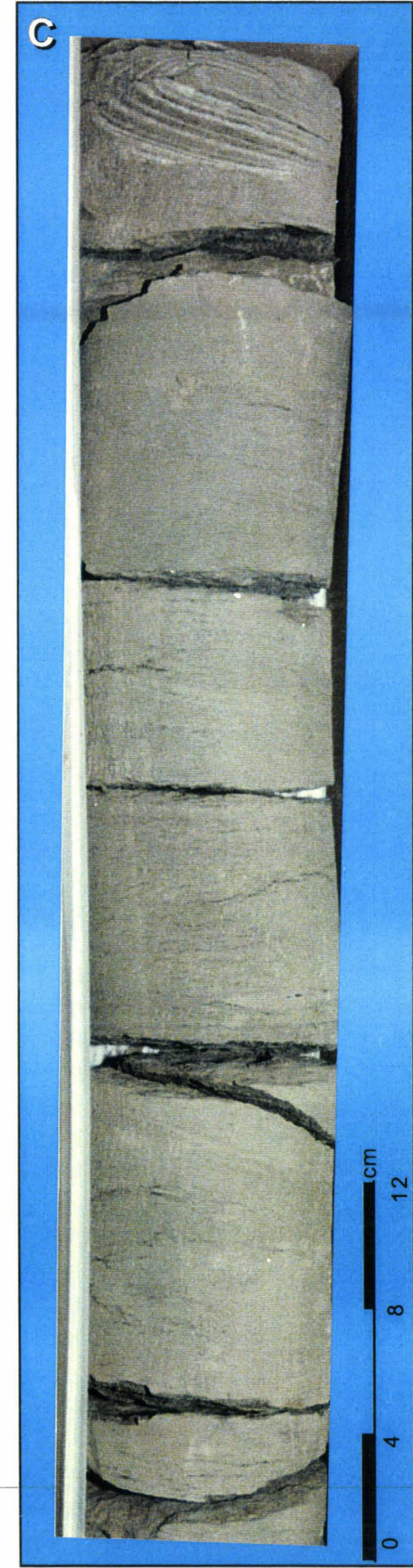
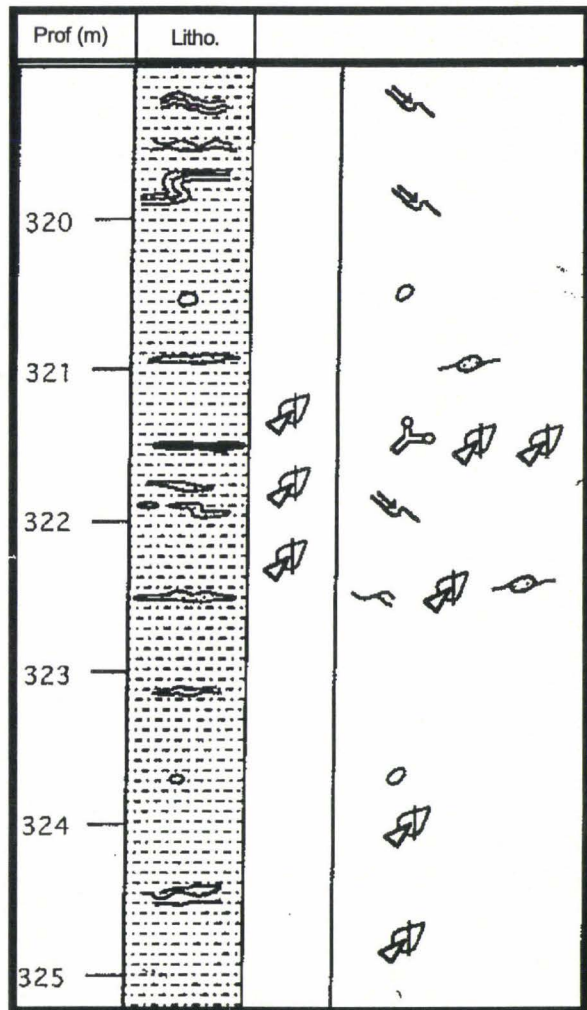


PLANCHE V.1 : argilites silteuses déformées

A. a. argilites silteuses slumpées, b. argilites silteuses glissées et déformées, c. stries de glissement
 B. illustration d'un lithofaciès de slump. C. Slump intercalé dans des sédiments argileux.

V.2.2. CONGLOMERAT DE GALETS MOUS A SUPPORT ARGILO-GRESEUX (CGM) :

Description : Ce lithofaciès se présente en intervalles d'épaisseur pluri-métrique ; il se développe en association avec des unités sableuses d'épaisseur et quelquefois avec des sédiments slumpés dans les puits K/B-7, K/B-7bis et K/B-3 (**Planche V.2**).

Le macrofaciès montre un sédiment chaotique et sans structure interne. L'abondance et la taille des éléments permettent de distinguer deux types de conglomérats :

● Le faciès *clast-supported* : il montre des clastes jointifs à lamination silto-argileuse dont la taille peut atteindre 50 cm. Les clastes peuvent conserver la forme des plis, visible à partir de la lamination interne qui peut montrer des lamines rougeâtres de silts oxydés et des bords diffus. La matrice est argilo-sableuse à microconglomératique. Lorsque le degré d'amalgame est très élevé les clastes ne sont soulignés que par des reliquats de matrice sableuse. Des plans de cisaillement sont associés à ce lithofaciès.

● Le faciès *matrix-supported* : il montre une diminution de l'abondance et de la taille des éléments qui sont dispersés dans une matrice boueuse. La fraction granulaire est dominée par des grains de quartz pluri-millimétriques à centimétriques subanguleux à arrondis ; de rares lithoclastes de grès induré (pluri-cm) sont associés aux grains de quartz.

En lame mince, la fraction silicoclastique se compose de grains de quartz (35%) et de paillettes de muscovites (1 à 3%). Les grains de quartz de taille comprise entre 30 et 1000 μ m sont généralement polycristallins et/ou à extinction ondulante. Les galets mous sont caractérisés par des lits riches en quartz qui alternent avec des lits plus argileux de couleur sombre. Ces galets montrent un alignement de paillettes de micas et de matière organique solide qui définit une structure plus ou moins fluante dans le faciès.

Interprétation : Les mécanismes de mise en place des différents types de conglomérats ont déjà été discutés par plusieurs auteurs [Lowe, 1979, 1982 ; Hampton, 1972]. Les conglomérats mal classés, sans organisation interne et à support argilo-gréseux résultent d'un écoulement de débris de forte cohésion par fluage en masse. L'épaisseur des sédiments impliqués dans ce lithofaciès et les larges clastes argileux et déformés suggèrent des phénomènes d'instabilité importante qui affectent le haut de pente et le rebord de plateforme [Lopez, 1997 ; *rapport interne* Elf EP]. La lamination déformée et les plans de glissement observés pourraient être liés à une déformation plastique et aux cisaillements internes associés à l'écoulement visqueux (**Fig. V.3**). La présence de grains de quartz pluri-millimétriques à centimétriques et de lithoclastes de grès induré pourrait correspondre à l'arrachement rétrogressif de chenaux turbiditiques plus ou moins lithifiés sur la pente, avec homogénéisation et transformation en écoulement de débris plastique par fluidisation progressive. La présence ou non de dépôts slumpés à la source peut expliquer les différences texturales observées entre les deux types de conglomérats.

Classification : ● F2 [Mutti, 1992]

- A1-1 à 3 (*disorganized gravel*) [Pickering *et al.*, 1989]

Acisaillement+déformation
plastique

slumps+débrites

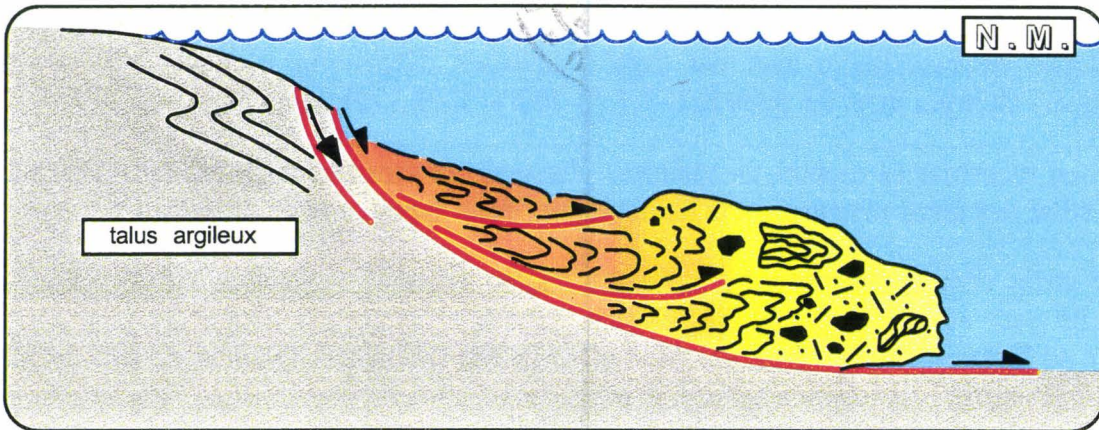
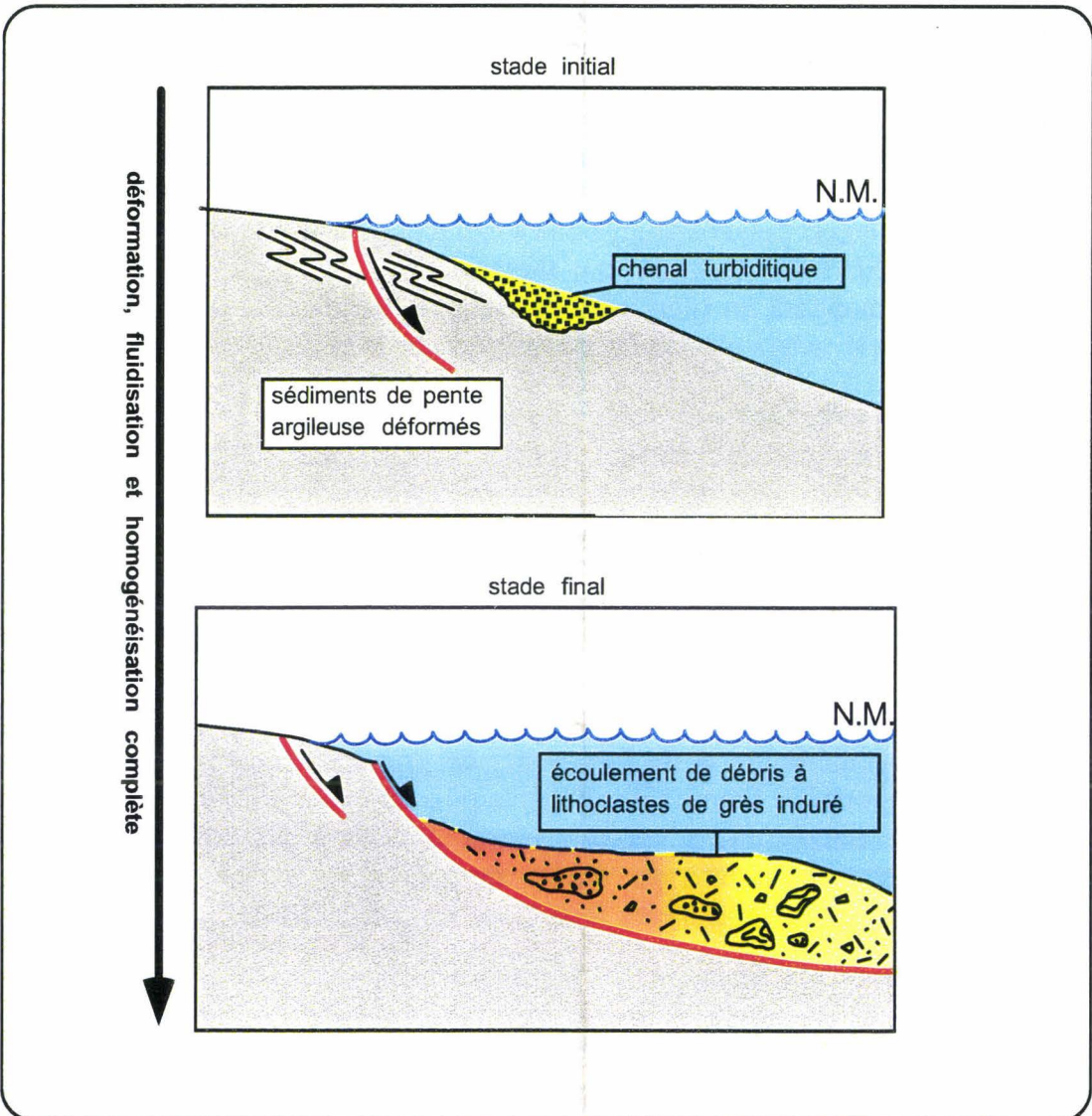
**B**

Figure IV.3 : A. exemple de mécanismes de mise en place de conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux.

B. exemple de mécanismes de mise en place de débrites à lithoclastes de grès induré.

Puits **K/B-7**

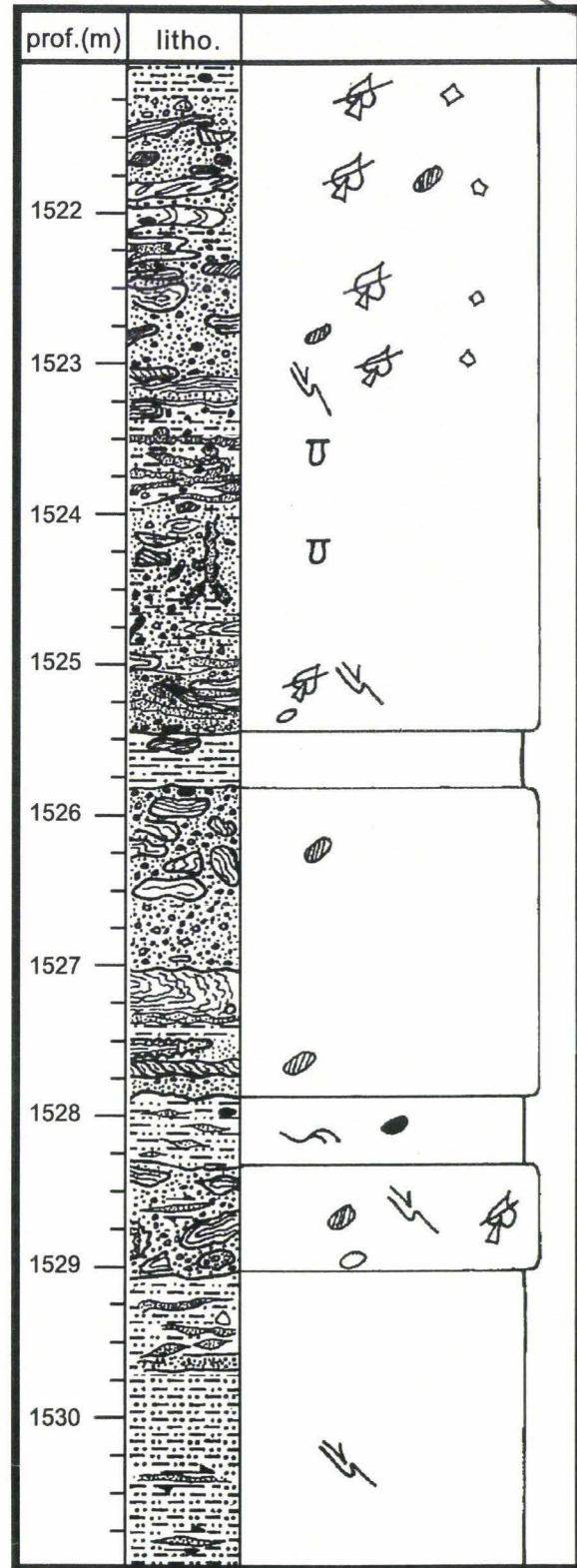


PLANCHE V.2 : Conglomérats de galets mous à support argilo-sableux:

A : macrofaciès des conglomérats "clast-supported" : **a.** galet mou déformé, **b.** matrice sablo-microconglomératique. **B : Détail d'un galet mou déformé :** **c.** pli. **C : Détail d'un galet mou non déformé :** **d.** lentilles sableuse liée à un courant turbiditique de basse densité ; noter la présence de feuillets obliques **e.** "micro"-dyke sédimentaire.

V.2.3. LES CARBONATES BIOCLASTIQUES A STRUCTURES TRACTIVES (CBST) :

Description : Ce lithofaciès apparaît par différenciation du lithofaciès des Brèches à éléments carbonatés et sables bioclastiques très grossiers, sur la carotte n°2 du sondage de K/R-16d. Il a une épaisseur décamétrique.

A l'oeil nu on observe une variation granulométrique qui se caractérise par des intervalles de carbonates bioclastiques plus grossiers et massifs à la base. Vers le haut, on observe des lamines obliques planes qui encadrent des petites unités grano-décroissantes ; celles-ci sont surmontées par des alignements de galets de mudstone centimétriques. Des lamines horizontales et onduleuses sont reconnues dans des grès bioclastiques à la côte 1840m.

On observe une composition granulaire bimodale. La fraction clastique est composée par des grains de quartz qui peuvent atteindre la taille du centimètre dans les intervalles grossiers ; elle peut être dominante dans les niveaux plus fins. Le contenu faunistique comprend des tests de lamellibranches et de gastéropodes divers (type *Néréiné*) ; les tests de lamellibranches ont une taille qui varie entre le millimètre dans les niveaux plus fins et plusieurs centimètres dans les niveaux les plus grossiers. Les tests fortement dissous conduisent à un réseau serré de cavités 'moldiques'.

Interprétation : Les lamines planes observées dans ce lithofaciès ne montrent pas de drapage lié à une phase de sédimentation calme. Ces lamines et les alignements de galets de mudstone traduisent plutôt des mécanismes de traction pure (*traction carpets*) dans un écoulement dense [Lowe, 1982]. La présence de gastéropodes divers (en particulier de type *Néréiné*) pourrait indiquer l'influence d'une plate-forme néritique. Ces dépôts seraient par la suite remaniés dans un écoulement terrigène gravitaire.

Classification : B2.1 à 2 (*parallel-stratified and cross-stratified sands*) [Pickering *et al.*, 1989]

K/R-16d

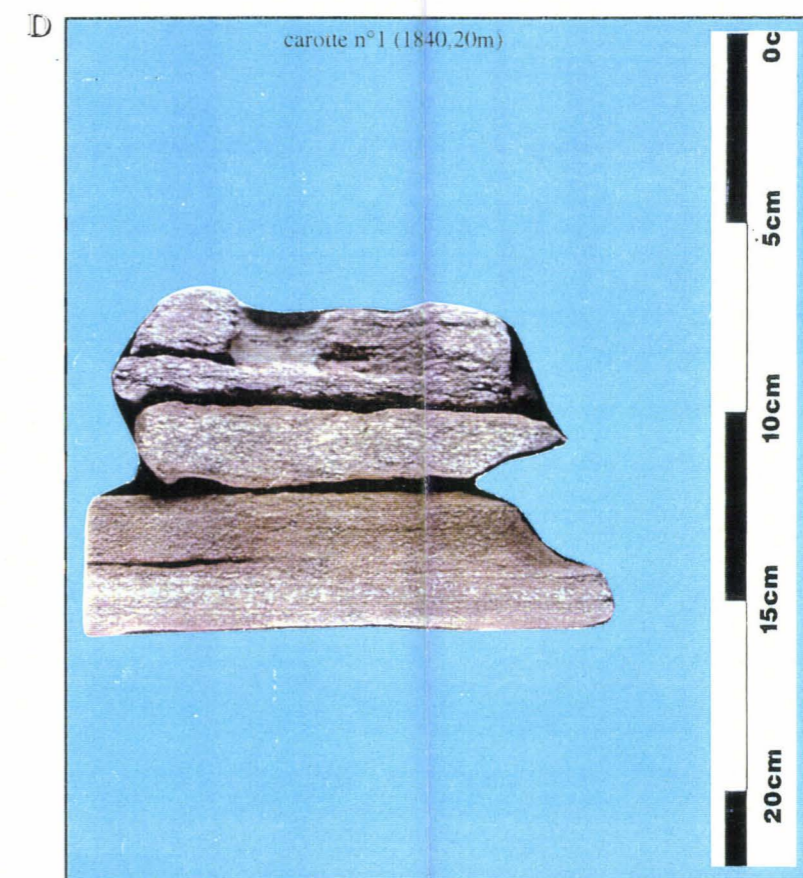
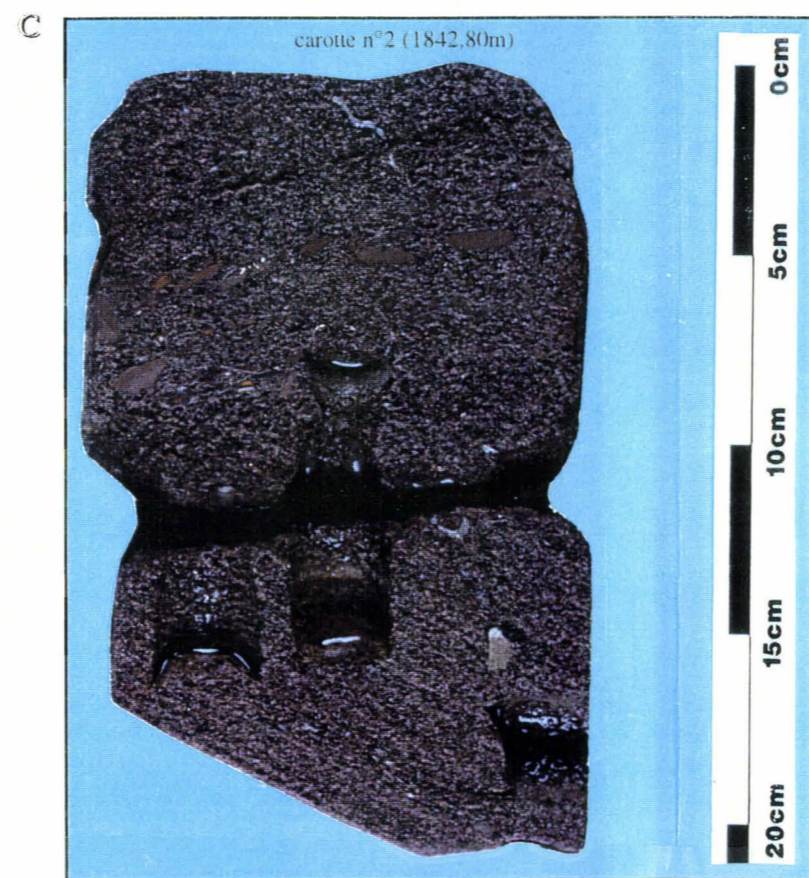
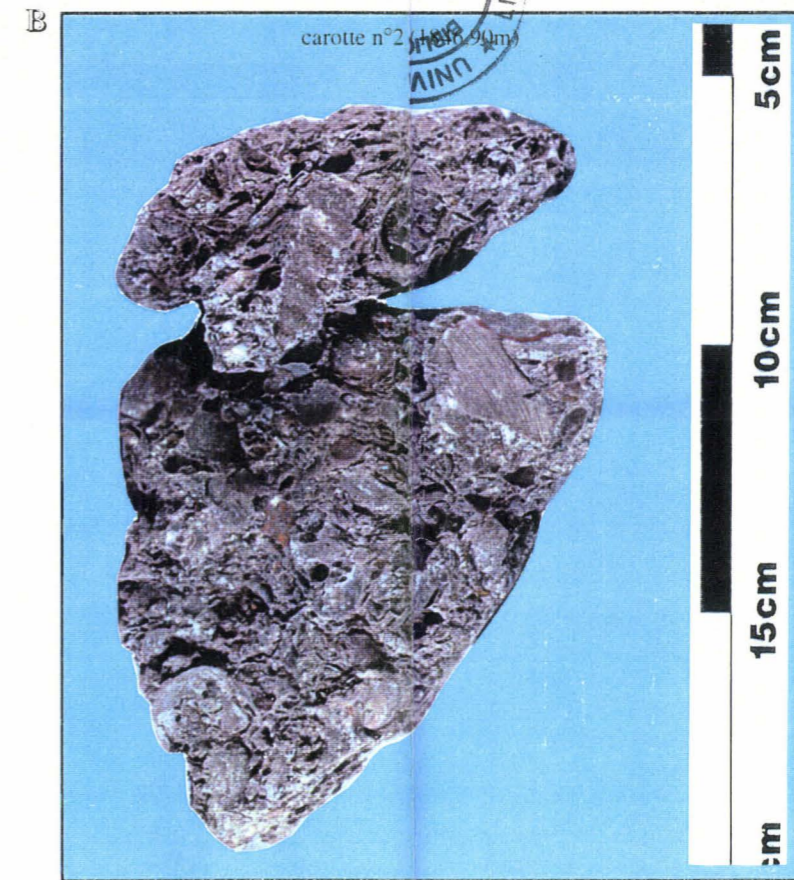
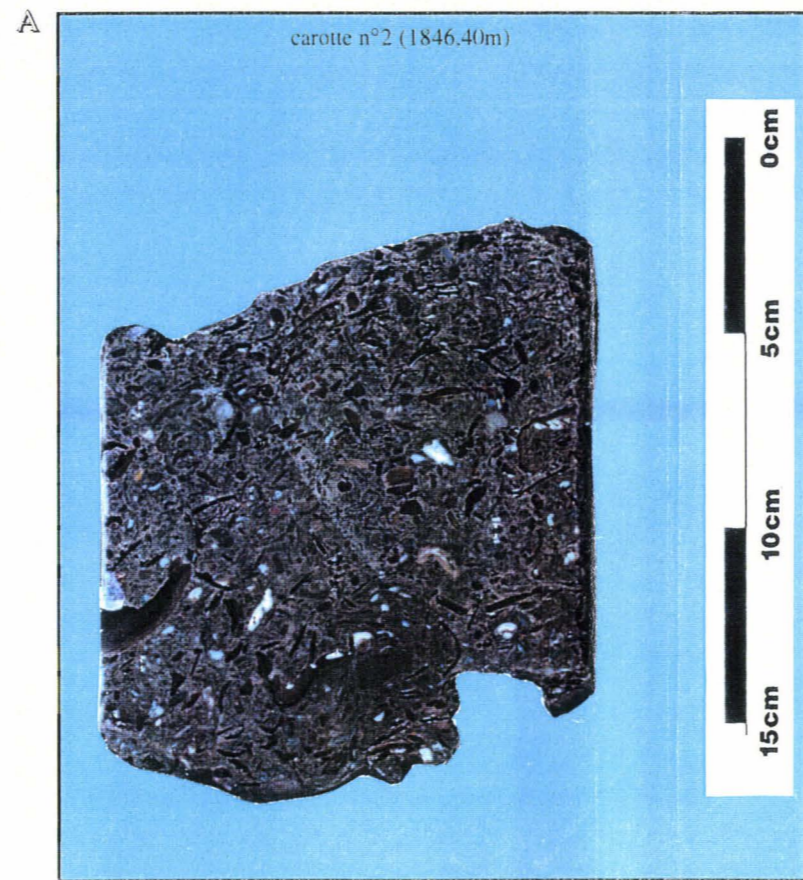
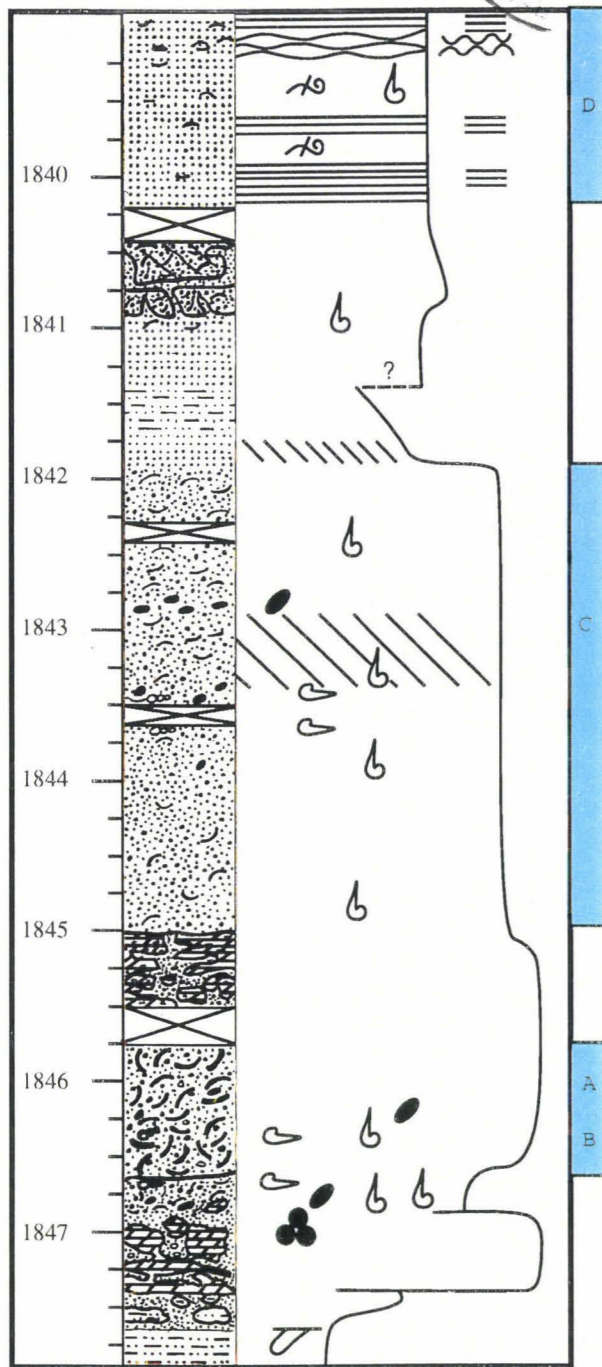


PLANCHE V.3 : Les carbonates bioclastiques à structures tractives

A. grès bioclastique microconglomératique: a. cavité moldique, b. grain de quartz. B. grès bioclastique microconglomératique montrant: a. moulage de gastéropode, c. cavité moldique, d. moulage de lamellibranche.
 B. grès bioclastique montrant : a. litage plan oblique, b. galets argileux alignés ("traction carpets"). C. grès bioclastique moyen à lamination plane.

V.2.4. BRECHES A ELEMENTS DE MUDSTONE DOLOMITIQUE ET A SABLES BIOCLASTIQUES (BEMD) :

Description : Il s'agit d'intervalles d'épaisseur demi-métrique que l'on observe sur les carottes des puits K/R-1 et K/R-16d (carottes n°3 et 2). Ce lithofaciès est associé à des carbonates bioclastiques (**Planche V.4**).

Le macrofaciès montre des blocs (de taille pluri-décimétrique) dont l'intensité de bréchification permet de distinguer deux variantes:

• **Les mudstones dolomitiques fortement bréchifiés** : Les clastes libérés par la bréchification sont bien individualisés et présentent des formes sub-arrondies à arrondies. Ils montrent une importante fraction de sables bioclastiques relativement fins qui enrobe les éléments. Certains clastes sont composites et montrent des galets présentant des microfractures (puits K/R-16d : 1835,93m - 1935,70m).

• **Les mudstones dolomitiques faiblement bréchifiés** : Les clastes libérés par la bréchification sont bien individualisés et présentent des formes sub-arrondies à arrondies. Ils montrent une faible fraction de sables bioclastiques qui se retrouve parfois sous forme de fines passées qui individualisent progressivement des éléments de taille pluri-millimétrique à décimétrique (puits K/R-16d : 1847,33m - 1847,10m). L'individualisation des clastes semble se faire progressivement par pénétration en coin de sables bioclastiques fins jusqu'au détachement complet du claste. Dès leur individualisation, certains éléments ont une forme sub-arrondie.

Interprétation : L'association de grands blocs de mudstone dolomitique avec des carbonates bioclastiques à moulage de gastéropodes intacts pourrait indiquer un écoulement de débris bioclastiques dans lequel s'incorporent des grands blocs de mudstone dolomitique. Ces grands blocs faiblement indurés seraient par la suite infiltrés par la fraction la plus fine des sables bioclastiques et dissociés progressivement. La première variante (mudstones dolomitiques fortement bréchifiés) représente un stade plus évolué de la deuxième variante ; la forme arrondie des éléments individualisés ne traduirait pas un transport important des éléments. Les mécanismes de formation à l'origine de ce lithofaciès incluent des arrachements de dépôts carbonatés, leur fracturation et fluidisation progressive, et leur dépôt sous forme de *matrix-supported debris flow*.

Classification : • F2 à *Rip-up mudstone clasts* [Mutti, 1992]

• F1.1/2 (*exotic clasts - interbedding of mudclast breccias*) [Pickering et al., 1989]

K/R-16d

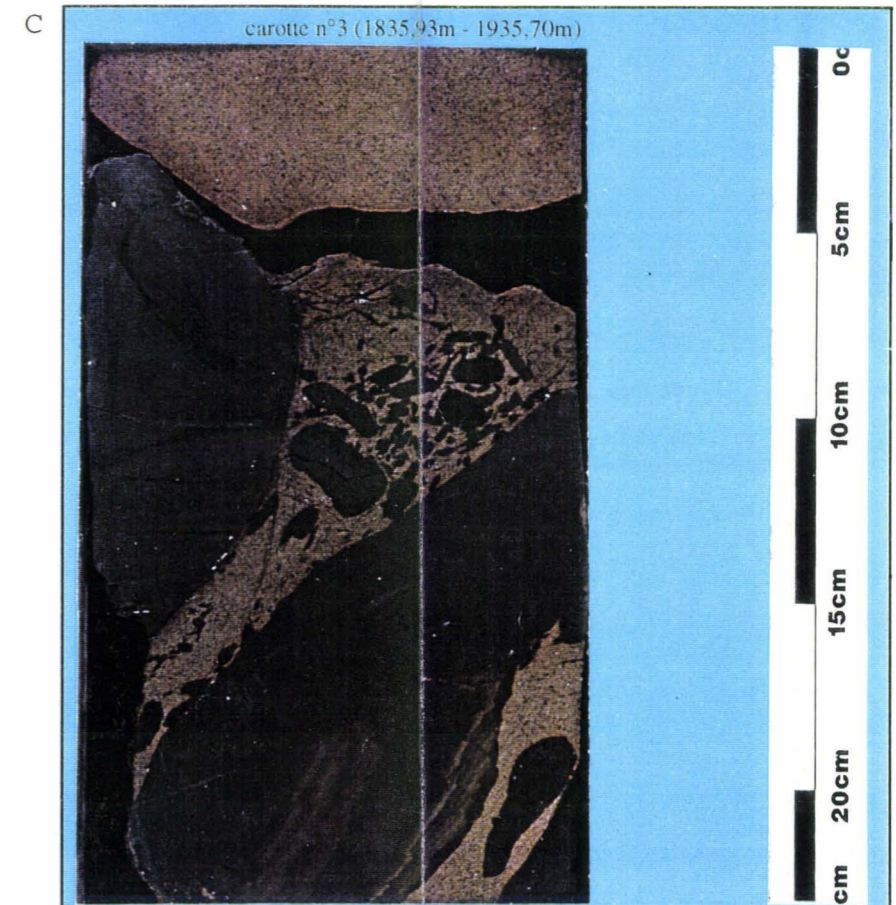
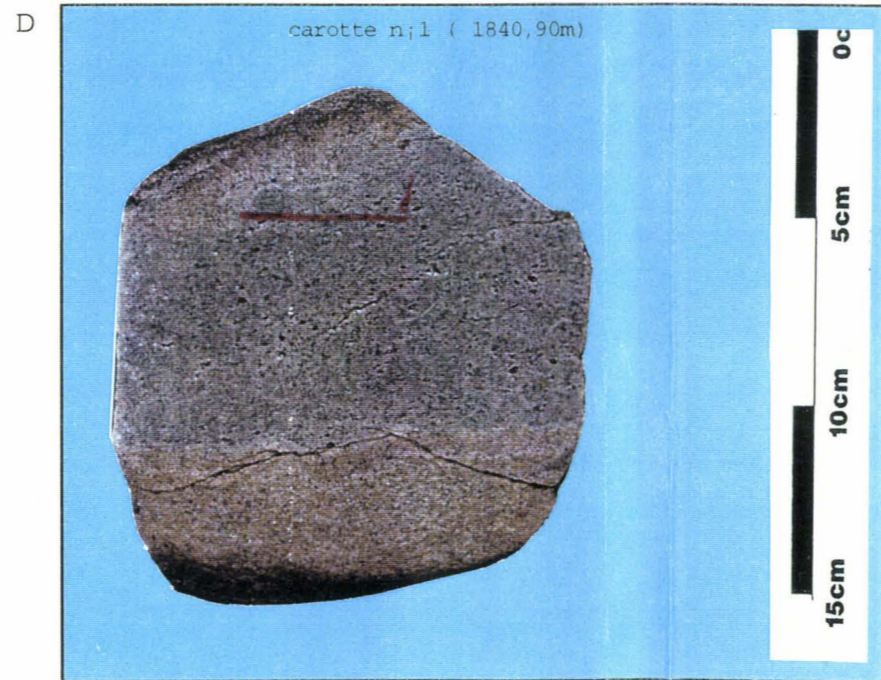
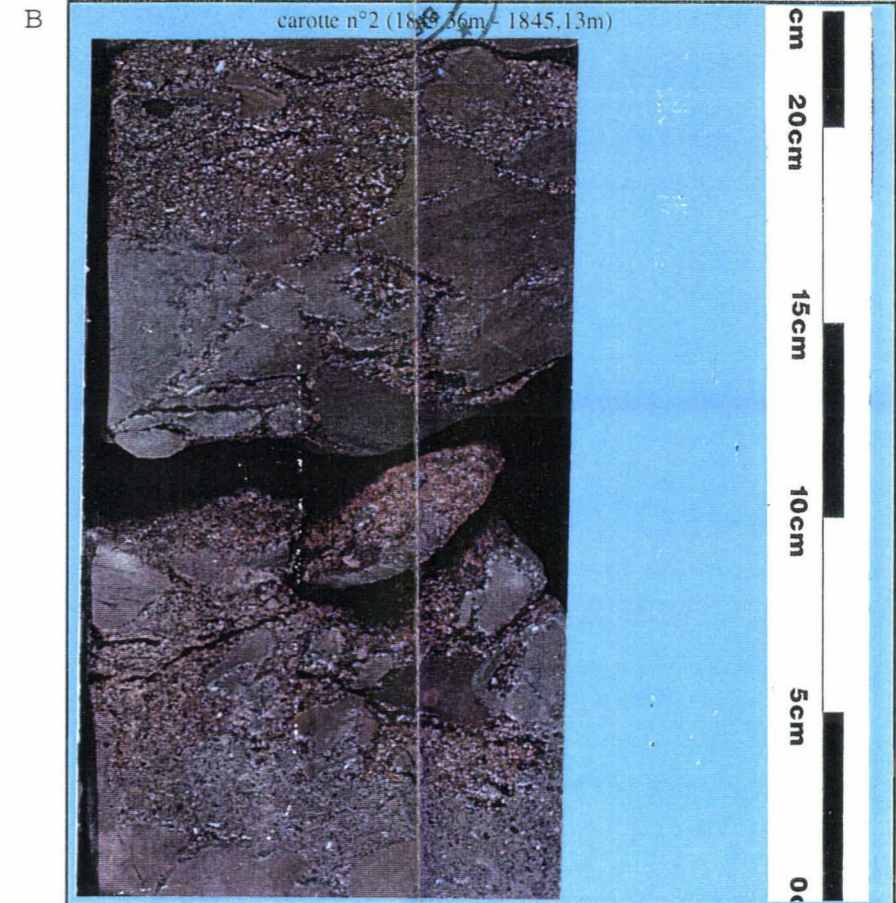
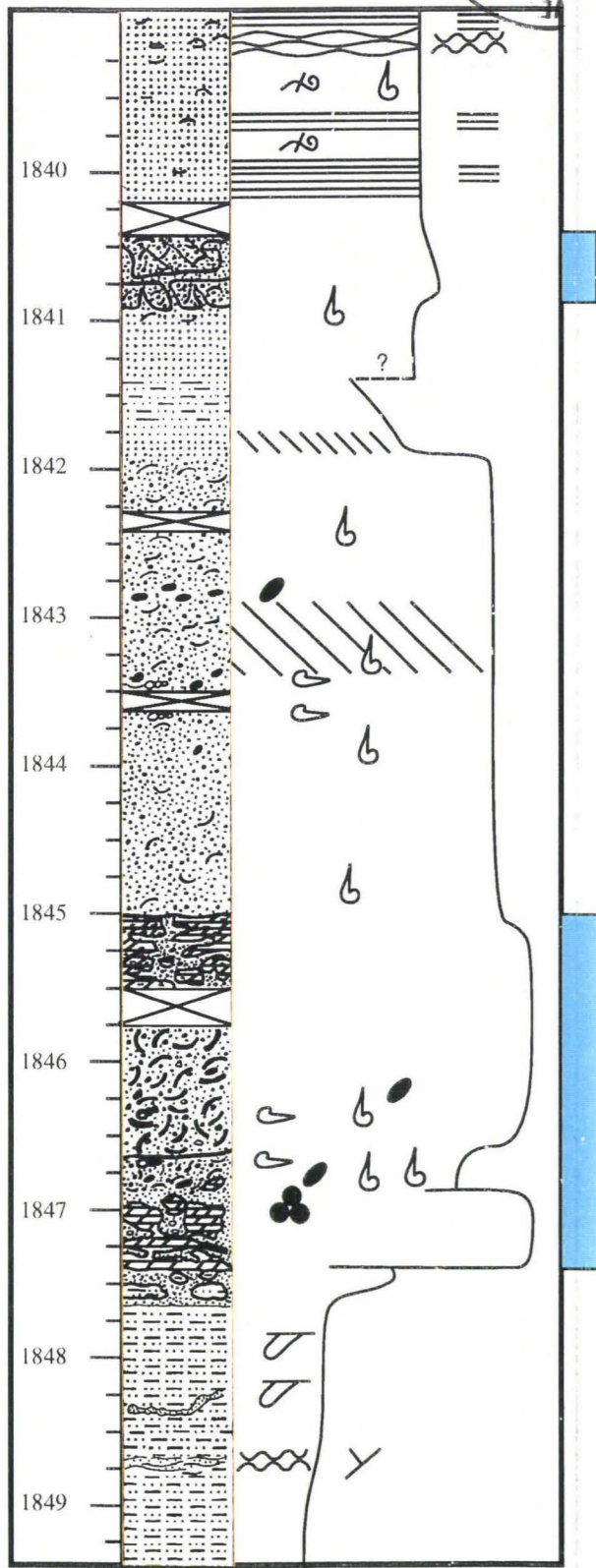


PLANCHE V.4 Brèches à éléments argilo-carbonatés et infiltration de sables bioclastiques

V.2.5. CONGLOMERATS DE BASE DE CHENAL (CBC) :

Description : Il s'agit d'intervalles microconglomératiques à conglomératiques d'épaisseur pluri-centimétrique rencontrés dans le sondage K/B-7. Ce lithofaciès apparaît souvent à la base de séquences grano-décroissantes de puissance demi-métrique à métrique pouvant être amalgamées ; le contact à la base des séquences est franc (**Planche V.5**).

Le macrofaciès montre un sédiment polygénique composé de galets sombres de taille centimétrique à pluri-centimétrique, de granules arrondis de couleur claire.

Le microfaciès montre un sédiment mal classé ; les grains sont subarrondis à émoussés. La fraction silicoclastique est essentiellement composée de grains de quartz de taille variée (de 150 à plus de 3750 μm). On note la présence de microclines (1%) et de grains de silixite. Les grains de quartz peuvent être polycristallins et/ou présenter des extinctions ondulantes. Les grains sont enrobés dans un ciment de calcite sparitique.

Interprétation : La localisation de ce faciès très grossier à la base de séquences grano-décroissantes permet de l'interpréter en terme de semelle tractive de base de chenal. Ce faciès enregistre le transit vers les zones plus distales d'écoulements turbiditiques denses.

Classification : F3 [Mutti, 1992]

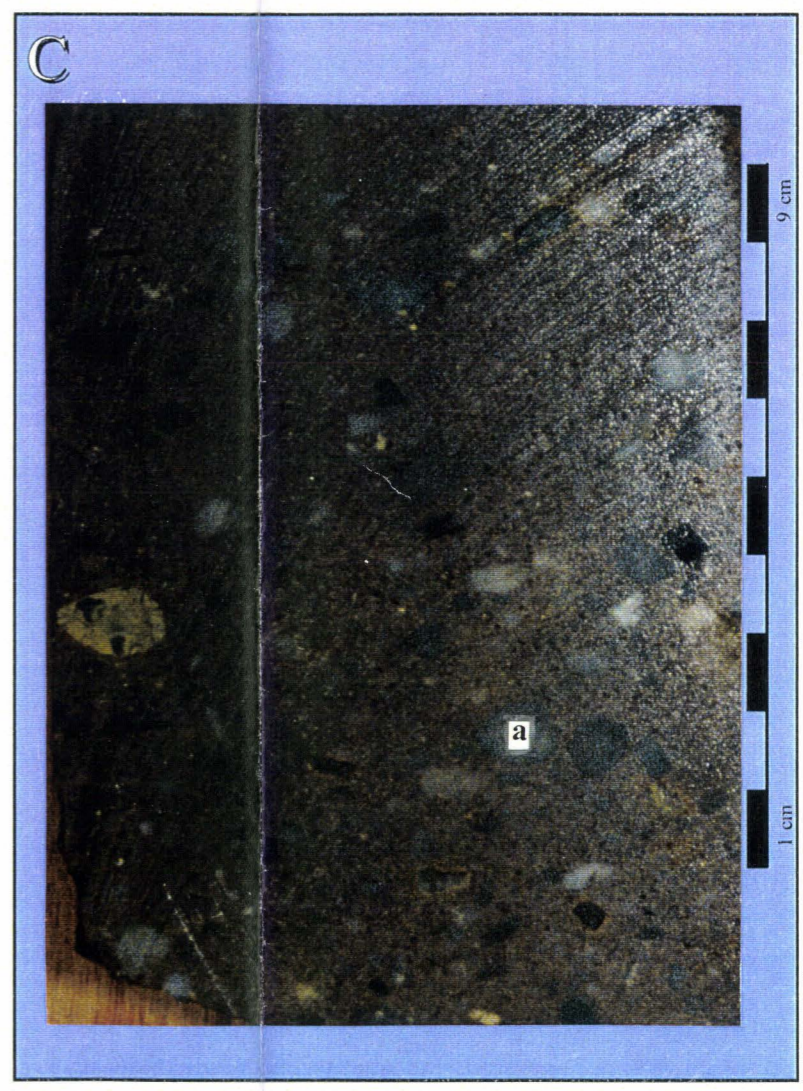
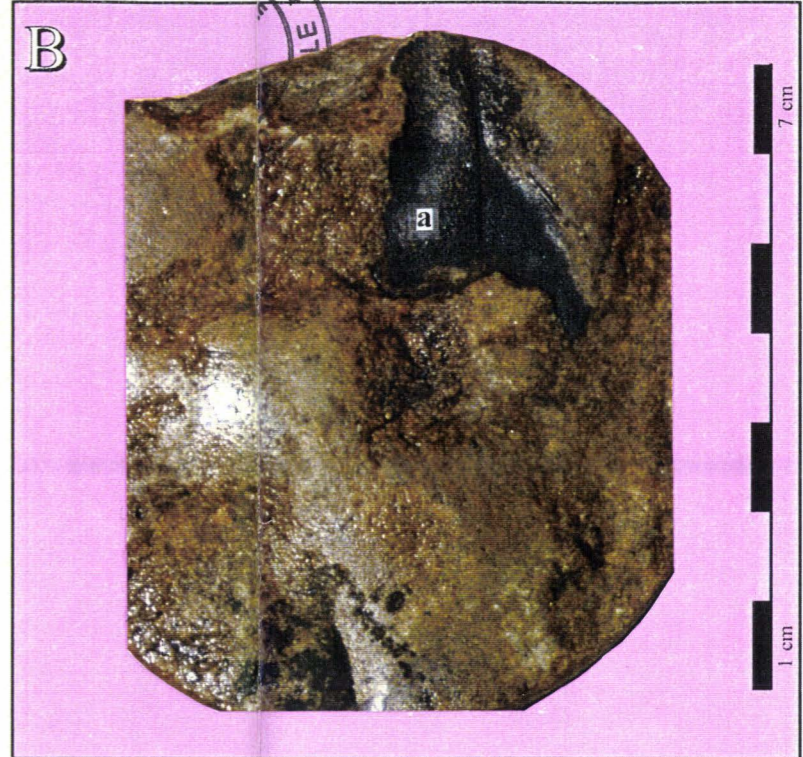
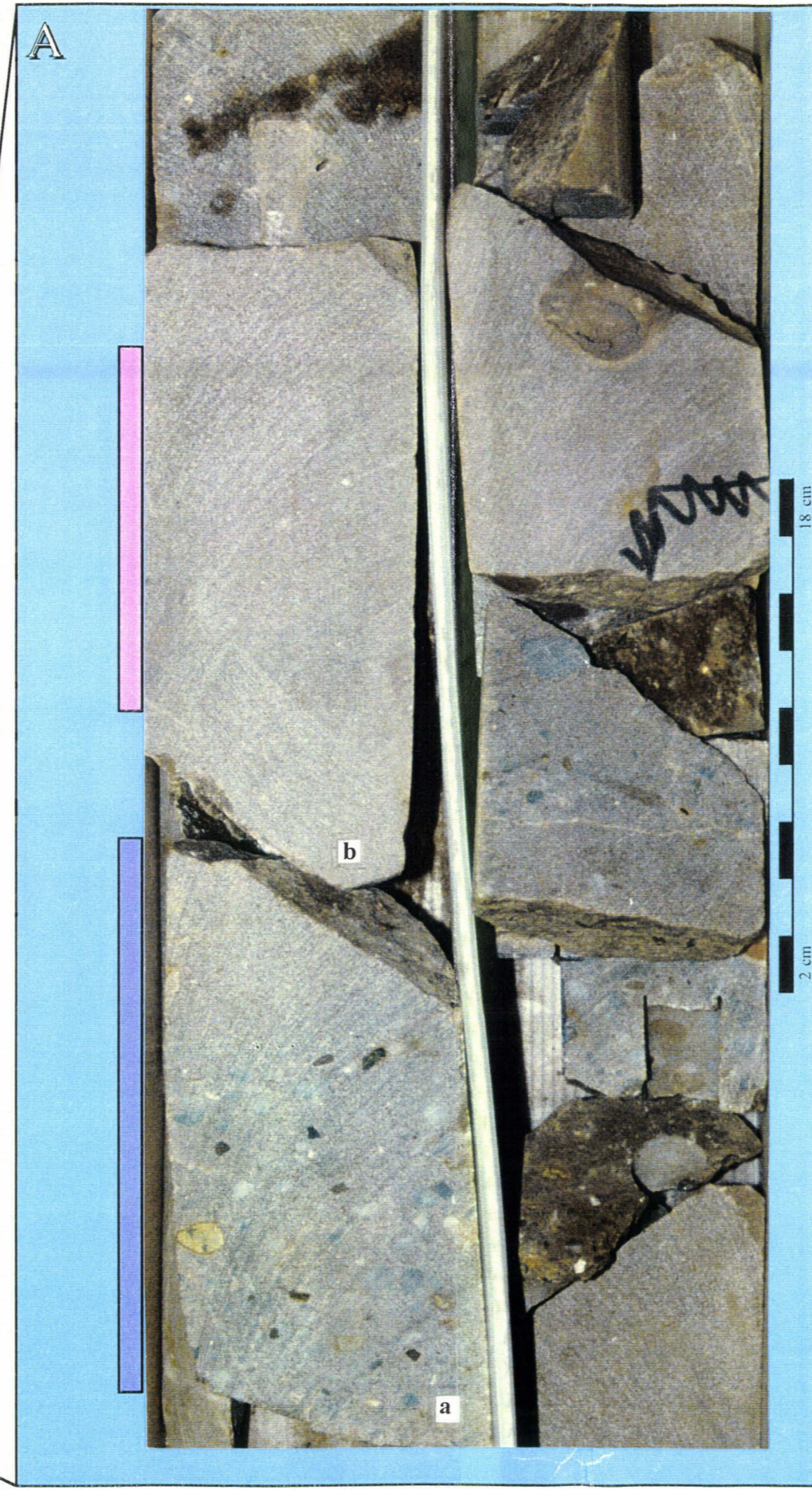
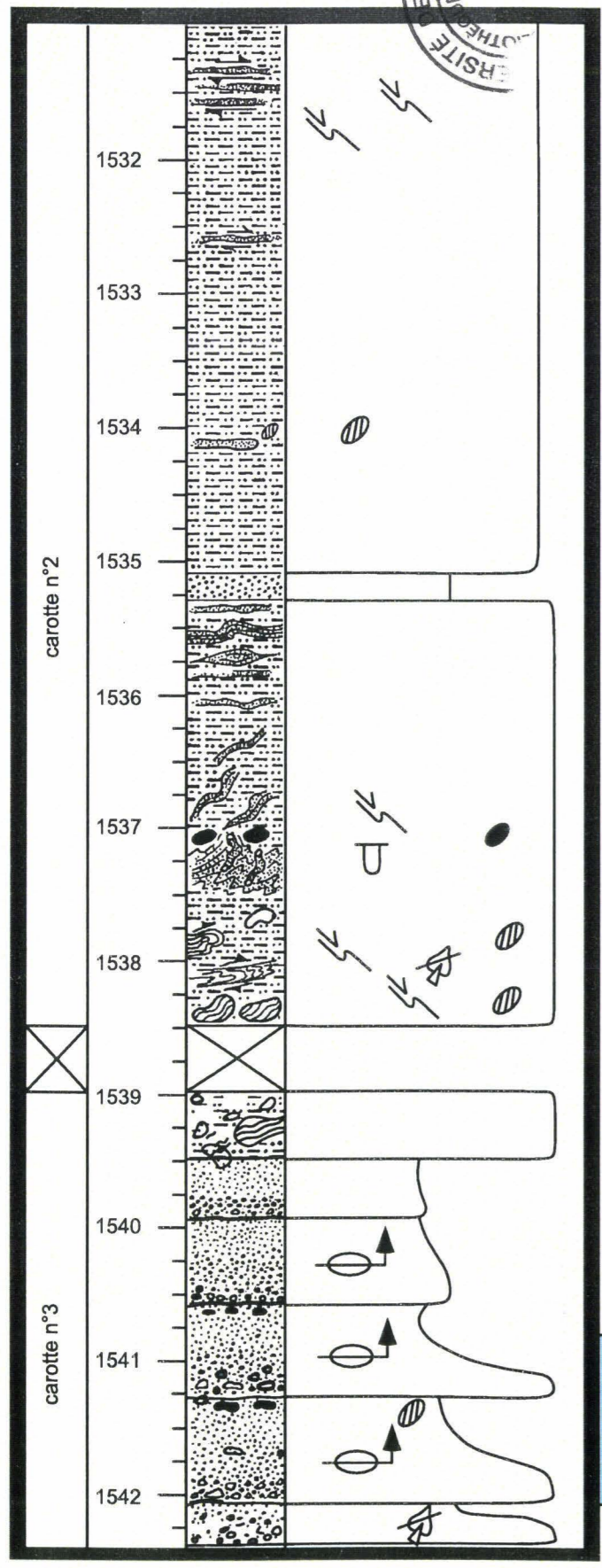


PLANCHE V.5 : Conglomerats de base de chenaux passant vers le haut à des grès massifs à empreintes entières de feuilles végétaux

A. Unités gréseuses granodécroissantes à conglomérat de base de chenal surmontée de grès moyen à fin : a. conglomérat, b. grès moyen à fin. B. grès moyen à fin à empreinte de feuille : a. empreinte de feuille. C. Agrandissement d'un intervalle conglomératique de base de chenal: a. granule de quartz.

V.2.6. SABLES ET GRES GROSSIERS A MICROCONGLOMERATIQUES MASSIFS (SGGM) :

Description : Il s'agit de sables et grès à granules et galets jointifs qui forment de grandes unités pluri-métriques à décamétriques avec des bases franches. Ce lithofaciès est souvent associé à des coulées de débris et à des faciès slumpés (Planche V.6).

Le macrofaciès ne montre pas d'organisation interne. La fraction granulaire, hétérométrique, se compose de grains de quartz centimétriques, de granules et de galets noirs arrondis (centimétriques à pluri-centimétriques). On note aussi la présence de nodules carbonatés rougeâtres et de débris organiques. Ce faciès peut être induré ou non.

L'analyse du microfaciès révèle un sédiment hétérométrique. Les grains sont globalement subarrondis à émoussés et leur diamètre est compris entre 100 et 3750 μ m. Quelques grains de quartz peuvent avoir une taille de 6 à 10mm. Les grains de quartz sont polycristallins et/ou présentent des extinctions ondulantes. Des fragments brunâtres de la taille des galets (8 à 10mm) sont aussi visibles ; ils peuvent être subanguleux à émoussés. Des feldspaths alcalins (microclines), des plagioclases, des grains de silicite et des grains de glauconie sont souvent associés aux grains de quartz. Des imprégnations brunâtres d'hydrocarbures sont visibles ; elles s'accompagnent d'une augmentation de la fraction fine et d'une cimentation de calcite sparitique.

Interprétation : La présence de glauconies indique un transit, sinon un séjour dans les aires de sédimentation lente, sur une plate-forme ou au changement de gradient entre la plate-forme et la pente [Giresse & Odin, 1973]. Ce faciès peut être rapporté à un dépôt rapide et en masse à partir d'un écoulement turbiditique de forte densité, après avoir transité sur la plate-forme. Les caractéristiques hydrodynamiques à l'origine de ce faciès le rapprochent du faciès F5 de la classification de Mutti [1992].

Classification : F5 [Mutti, 1992]

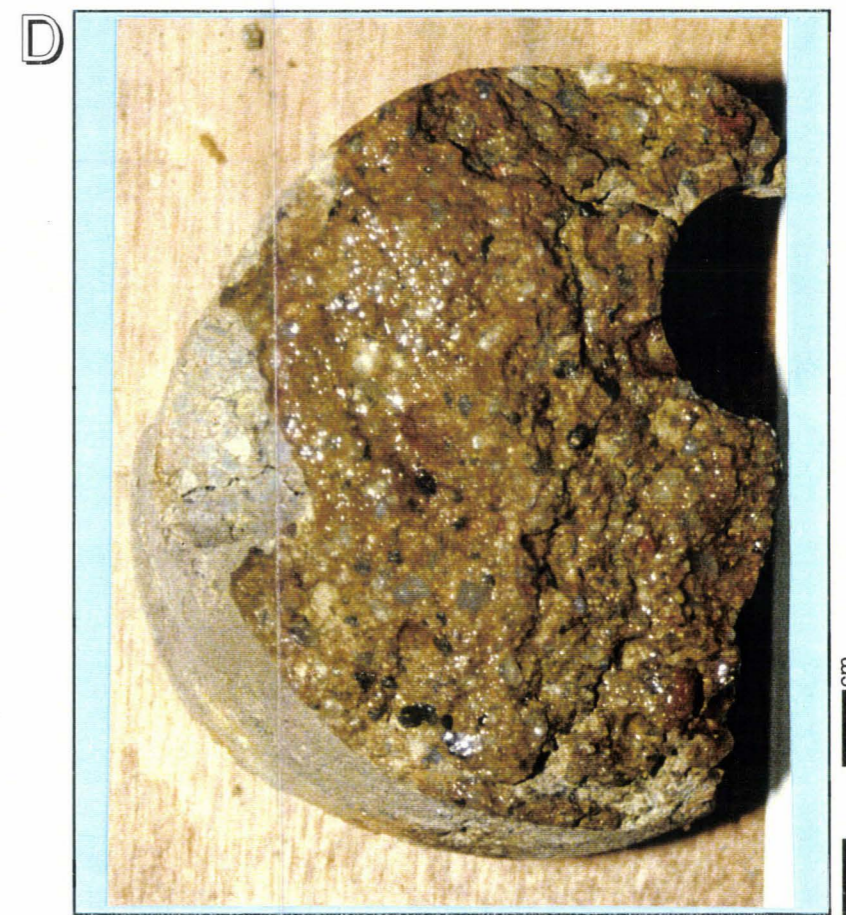
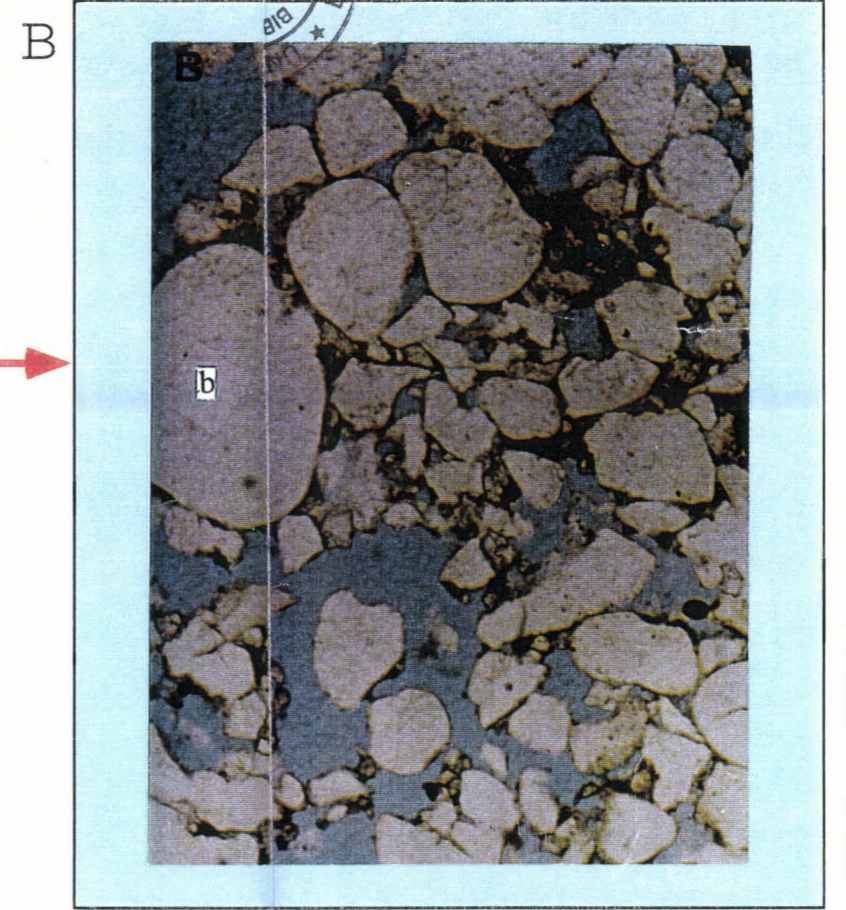
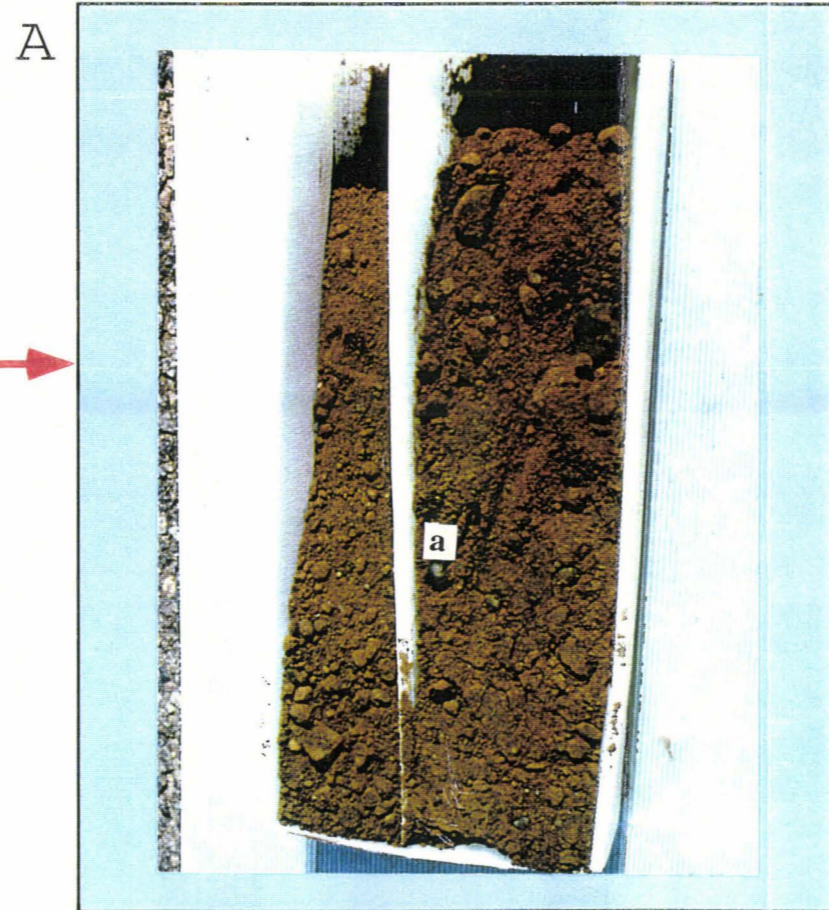
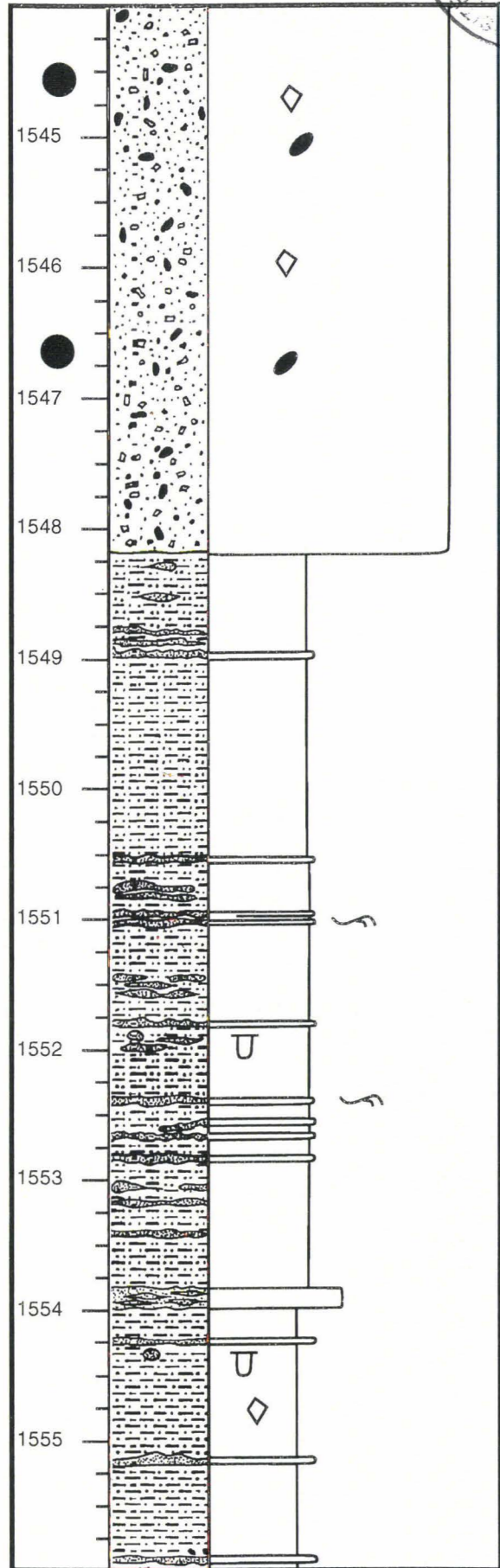


PLANCHE V.6 : Sables et grès grossiers à microconglomératiques

A et B: macrofaciès et microfaciès des sables grossiers à microconglomératiques: a. granule noir, b. grain de quartz arrondi. C et D: macrofaciès des grès grossiers à microconglomératiques indurés.

V.2.7. GRES MASSIFS A MACRO-DEBRIS DE VEGETAUX (GMDV) :

Description : Ce lithofaciès apparaît soit par différenciation à partir de faciès plus grossiers (K/B-7), soit en couches massives de puissance demi-métrique à métrique rencontrées dans des siltites argileuses (**Planche V.7**). Il se trouve dans les sondages K/K-1, K/I-1, K/I-2 et K/T.

L'analyse du macrofaciès montre un grès fin à grossier, homogène et bien classé qui s'organise en séquences grano-décroissantes. Des laminations planes, onduleuses et des *flasers* soulignées par de la matière organique peuvent accompagner le faciès (carotte n°5 de K/K-1). La fraction granulaire est composée de grains de quartz de taille demi-millimétrique à millimétrique ; ils sont dominants dans la partie inférieure des séquences. Des galets mous d'argile de taille centimétrique et des grains d'orthose peuvent aussi être observés. La flore est constituée par des empreintes de feuilles de végétaux supérieurs bien préservées.

Interprétation : Le granoclassement normal observé indique une décélération progressive de l'énergie du dépôt. La présence d'empreintes de feuilles de végétaux avec des nervures bien préservées dans des grès fins à grossiers est un critère de transit direct entre le domaine continental et la zone de dépôt, à la faveur d'un chenal, en périodes de crues fluviales. Ce transit nécessite un écoulement dense et cohésif capable de maintenir les feuilles en état disséminé dans le corps de l'écoulement et du dépôt. Les lamines ondulées et les *flasers*, quelquefois visibles, peuvent être liés à l'action de la marée ou à des processus distaux de courants turbiditiques oscillatoires ; les oscillations pourraient être dues aux réverbérations des courants le long des reliefs ou des parois topographiques locales.

Classification : • F8 [Mutti, 1992]

Puits K/K-1

Prof (m)	Litho.	
194		
195		

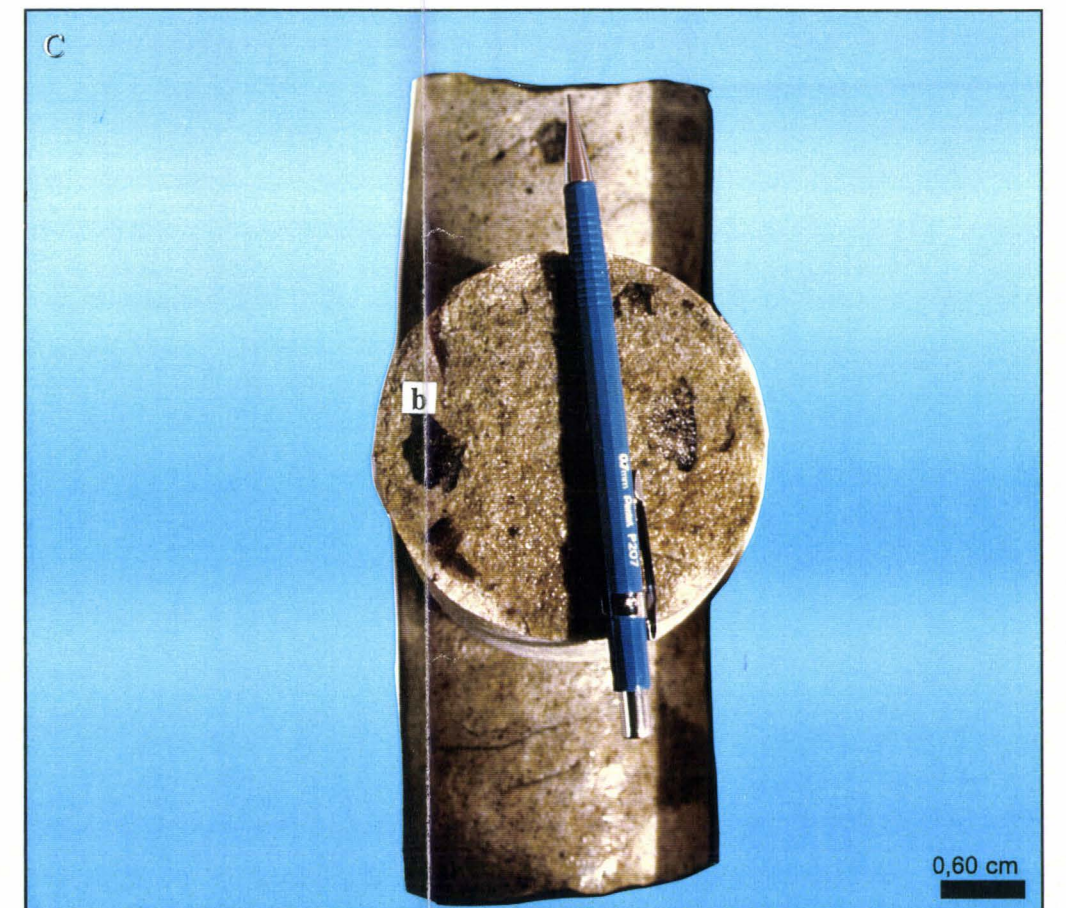
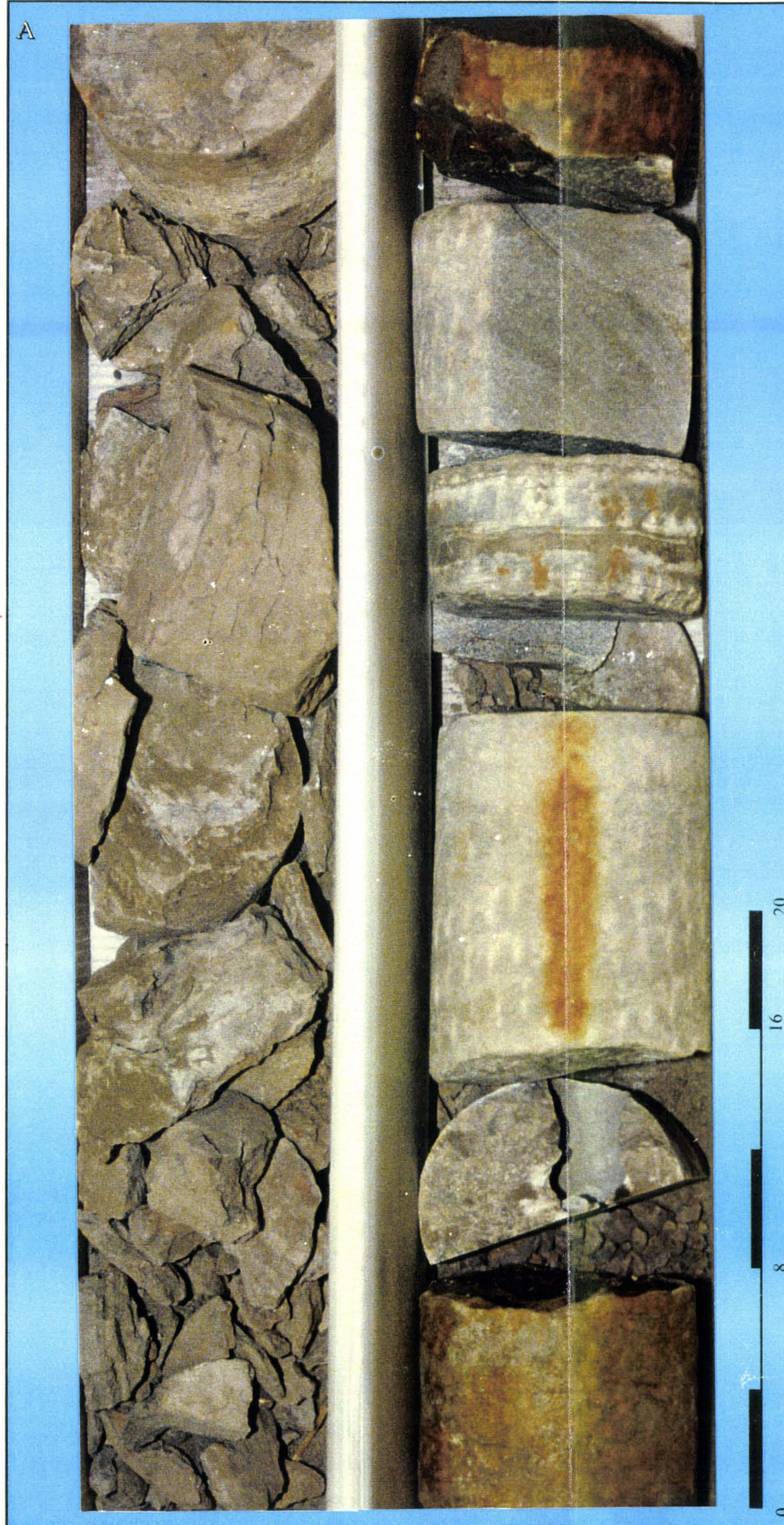


Planche V.7 : Grès massifs à macro-débris de végétaux : A. Intervalle gréseux d'épaisseur demi-métrique surmontant des argilites silteuses. B & C : Echantillons montrant des empreintes de feuilles entières (a) et de débris (b) dans un grès massif à texture moyenne.

V.2.8. GRÈS FINS A MOYENS A STRUCTURES DE COURANT (GSC) :

Description : Il s'agit d'unités gréseuses granoclassées de puissance décimétrique à demi-métrique ; elles sont intercalées dans des sédiments silto-argileux du sondage K/T-8 (**Planche V.8**). Les corps gréseux ont une base franche et un granoclassement normal, avec des grès massifs moyens à grossiers à la base qui passent vers le haut à des grès à laminations parallèles [Tab, Bouma, 1962]. Certains bancs granoclassés sont surmontés par des stratifications obliques ou des rides de courant [Tabc, Bouma, 1962].

Le macrofaciès montre un affinement de la granulométrie vers le haut. La base est constituée par des grès moyens qui peuvent comporter une fraction plus grossière ; une lamination plane marquée par de la matière organique végétale peut être présente dans cet intervalle. Le sommet des unités est représenté par des grès moyens à fins à lamines obliques planes ou à rides de courants. Des empreintes de débris de feuilles de végétaux sont dispersées dans la masse gréseuse.

Interprétation : L'affinement de la granularité vers le haut marque une diminution de l'énergie du courant. Les lamines « planes » soulignées par de la matière organique peuvent être rapportées à des mécanismes de traction/décantation au sein d'un courant turbiditique de faible densité. La texture des grès moyens à légèrement grossiers de ces niveaux à lamines souligne l'importance de la composante en traction ; les niveaux à matière organique pourraient résulter d'une variation périodique de l'énergie de l'écoulement, la matière organique se déposant pendant les périodes de basse énergie.

Les rides sommitales peuvent être liées à des mécanismes de traction/décantation au sein d'un courant turbiditique de basse densité qui décélère ; cela est compatible avec l'affinement de la granulométrie vers le haut.

La présence d'empreintes de feuilles de végétaux indique une connexion de l'écoulement turbiditique avec le domaine continental.

Compte-tenu de l'affinement granulométrique vers le haut et de l'organisation verticale des structures sédimentaires, ce lithofaciès se rapproche des faciès F8 *graded* et F9a de Mutti [1992], et des termes Ta-b-c de la séquence de Bouma [1962].

Classification : • F8 à F9a [Mutti, 1992]

- Unités Ta-b-c de la séquence de Bouma [1962]

Puits K/T-8

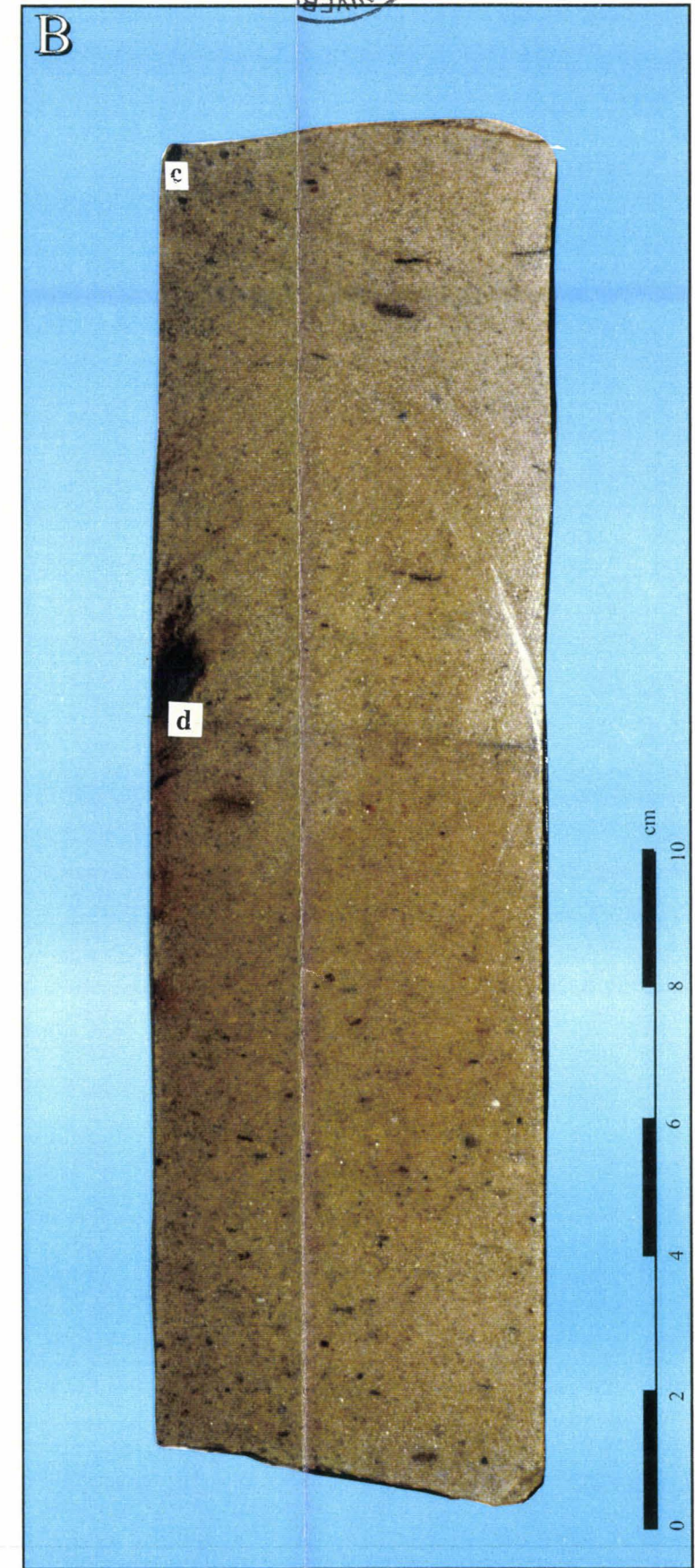
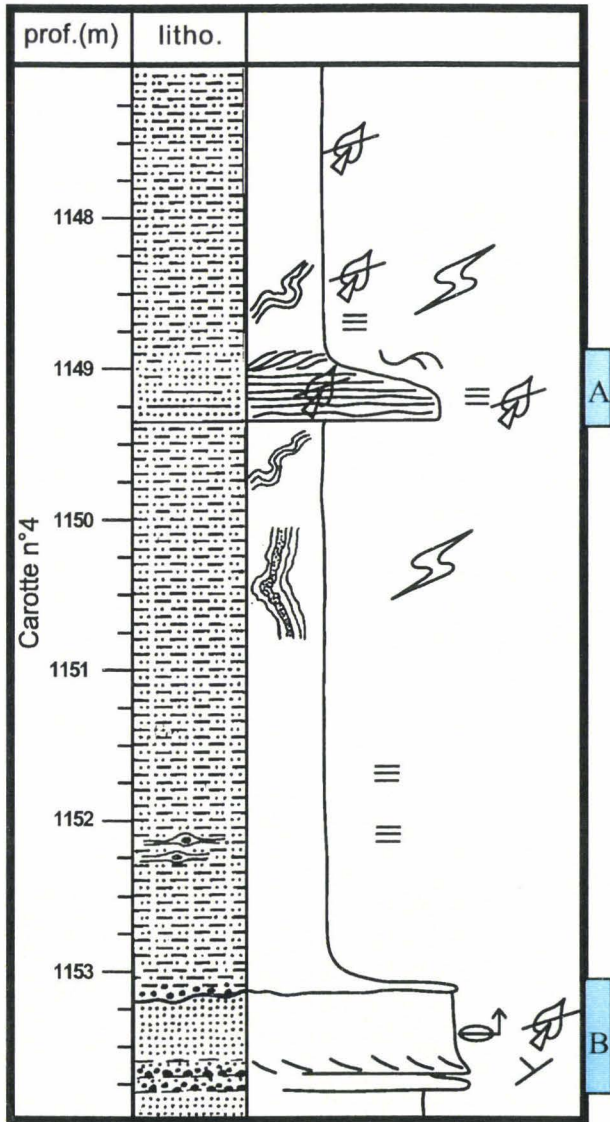


PLANCHE V.8 : Grès fins à grossiers à lamines planes, stratifications obliques et rides : A : Macrofaciès à lamines planes (marquées par de la matière organique végétale) passant à des grès fins à moyens à rides de courant vers le sommet : a. lamines planes, b. rides de courant. B : grès à empreintes de feuilles de végétaux avec deux séquences positives de puissance décimétrique : c. stratifications obliques, d. base de séquence.

V.2.9. ARGILITES SILTEUSES/GRES TRES FINS RICHES EN MATIERE ORGANIQUE VEGETALE (AGMO) :

Description : Ce lithofaciès présente souvent une couleur rougeâtre ; il est observé en particulier dans les puits K/T-18, K/K-1, K/I-1 et K/I-2, avec des épaisseurs variables (**Planche V.9**). Il est constitué par une siltite argileuse avec parfois des lamines planes à faiblement onduleuses, soulignées par de la matière organique et des paillettes de micas.

Le spectre flo-ro-faunistique est essentiellement composé de débris de végétaux, notamment des empreintes de feuilles, de bois et de filaments ligneux pouvant être plus ou moins oxydés. Des tests de lamellibranches centimétriques sont associés aux débris organiques. Des terriers ont été également observés.

Une variante de ce lithofaciès montre un important enrichissement en débris végétaux. Sur la carotte n°5 du sondage K/K-1, la composante végétale peut être estimée à 60%. Une fraction silto-sableuse comportant des paillettes de micas est souvent disséminée dans cet ensemble.

Intrprétation : La couleur rougeâtre observée dans ce lithofaciès indiquerait des sédiments déposés ou resédimentés à partir de domaines subaériens, ou ayant subi une exposition sub-aérienne après dépôt en milieu sous-marin. Ce type de faciès suggère des milieux de plaine d'inondation deltaïque décrits par Durand et Vannier [1994] dans le delta du Niger, et d'Allen [1989] dans le bassin deltaïque de la Mahakam en Indonésie. Dans ces zones, les dépôts argileux riches en matière organique végétale sont amenés par les crues fluviales. Les accumulations métriques de matière organique végétale peuvent indiquer des milieux suffisamment écartés des apports fluviales pour que les débris de plantes puissent engendrer la formation de tourbes ou charbons.

Par ailleurs, la position stratigraphique des puits K/I-1, K/I-2 et K/K-1, dans le domaine de pente et des vallées incisées miocènes (défini entre les coupes sismiques F et G) autorise cette interprétation. En effet, les domaines définis entre les vallées incisées sont généralement soumis à des émergences et donc au développement de sols [Posamentier *et al.*, 1992 ; Morton & Suter, 1996], les milieux interchenaux définissant un domaine de plaine d'inondation deltaïque.

Puits K/I-2

Prof. (m)	Litho.	
320		
321		
322		
323		
324		
325		

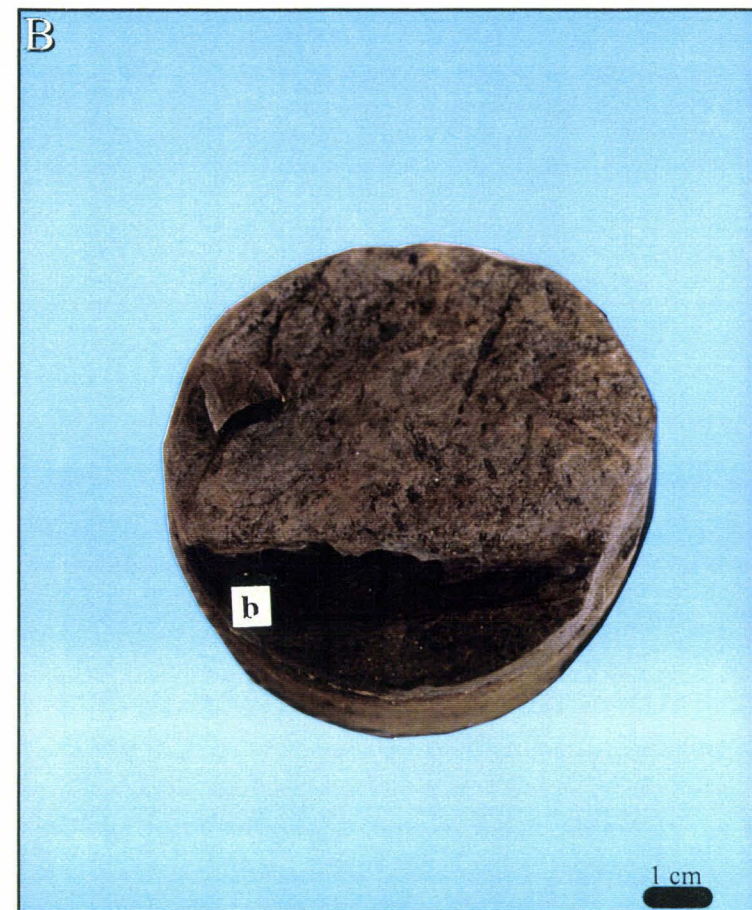


PLANCHE V.9 : Argilites et grès très fins riches en matière organique végétale :

A. siltite argileuse à débris ligneux abondants a. débris ligneux. B. siltite argileuse à débris ligneux de taille demi-décimétrique à décimétrique : a. débris ligneux .C. variante du lithofaciès montrant un important enrichissement en matière organique.

V.2.10. ARGILITES LAMINEES (AL) :

Description : Ce lithofaciès se présente en intervalles d'épaisseur métrique à décimétrique dans les puits K/B-7, K/B-7bis, K/R-16d et K/T-18 ; il est associé à des faciès fins à conglomératiques (**Planche V.10**).

Le macrofaciès montre des argilites à alternances de passées silto-sableuses et d'argilites. Les géométries et l'organisation verticale de ces alternances permettent de distinguer deux sous-faciès :

① Les **siltites argileuses/argilites silteuses granoclassées** : il s'agit de siltites argileuses et d'argilites silteuses organisées en petites séquences à bases planes non érosives. En effet, certains intervalles montrent des variations granulométriques faibles qui se traduisent par des petites séquences positives (K/R-16d, K/T-18). Elles sont constituées par une alternance millimétrique de silt fin et d'argilite silteuse. Des passées silteuses et des empreintes de feuilles entières peuvent être observées dans ces intervalles.

② Les **argilites à lentilles silto-sableuses** : il s'agit d'argilites silteuses sombres à passées silteuses pouvant être oxydées ; ces passées ont souvent une forme lenticulaire avec une épaisseur millimétrique à demi-centimétrique. De fins débris de plantes et de paillettes de micas sont aussi observés. Dans le détail, certaines lentilles peuvent présenter des petits feuilletés légèrement obliques drapés par des argiles. Des concrétions rougeâtres pouvant atteindre 5 cm de largeur (sidérite ?) sont observées dans ces argilites (K/T-18).

Interprétation : Les petites séquences grano-décroissantes peuvent être liées à des pulsations turbiditiques distales de faible densité et de faible vitesse, compte-tenu des classes granulométriques impliquées (de la taille des silts). La présence de lentilles silteuses parfois soulignées par des petits feuilletés obliques (rides affamées) et le faible pourcentage de sables dans la lithologie témoignent de l'action d'un courant turbiditique tractif de faible densité et de faible vitesse (processus de décantation dominants). Compte-tenu de la texture fine du sédiment, de la présence de lentilles silteuses et des caractéristiques physiques associées, ce lithofaciès évoque des dépôts de levées ou de turbidites distales (F9c de MUTTI : *mud-turbidites*).

Classification : • F9c : MUTTI [1992]

- D2.3 (*thin regular silt and mud laminae*) : Pickering *et al.* [1989]
- T3-T5 (*parallel-laminated and graded lamination*) : [Piper, 1978 ; Stow & Shanmugam, 1980]

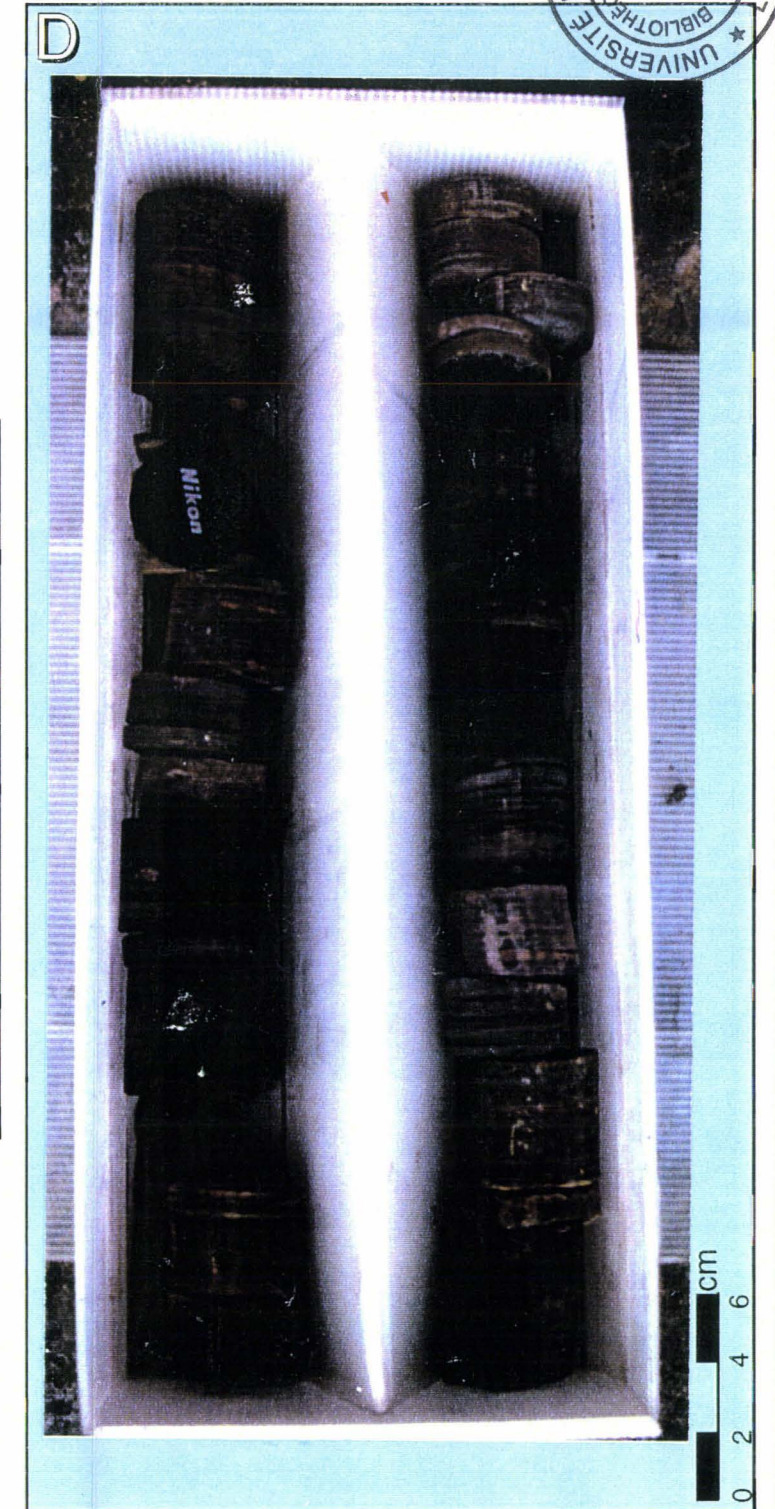
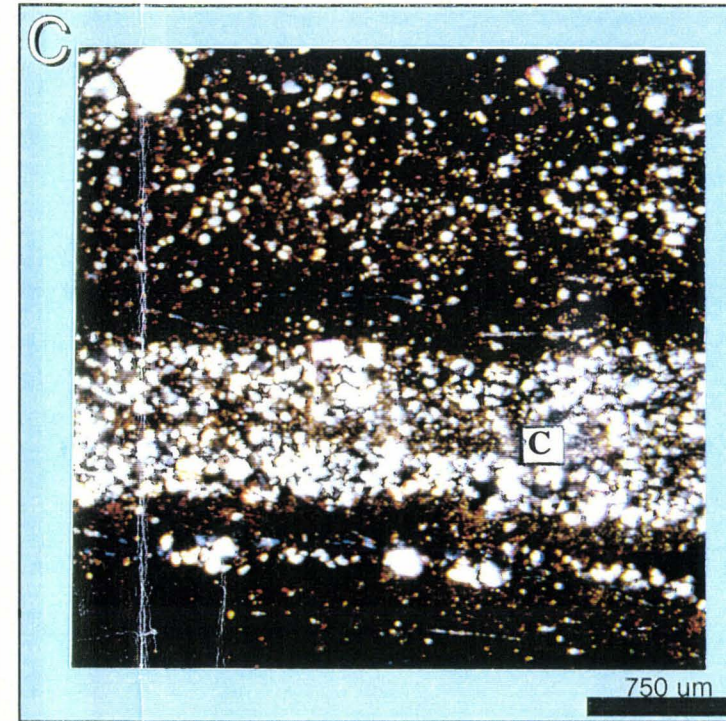
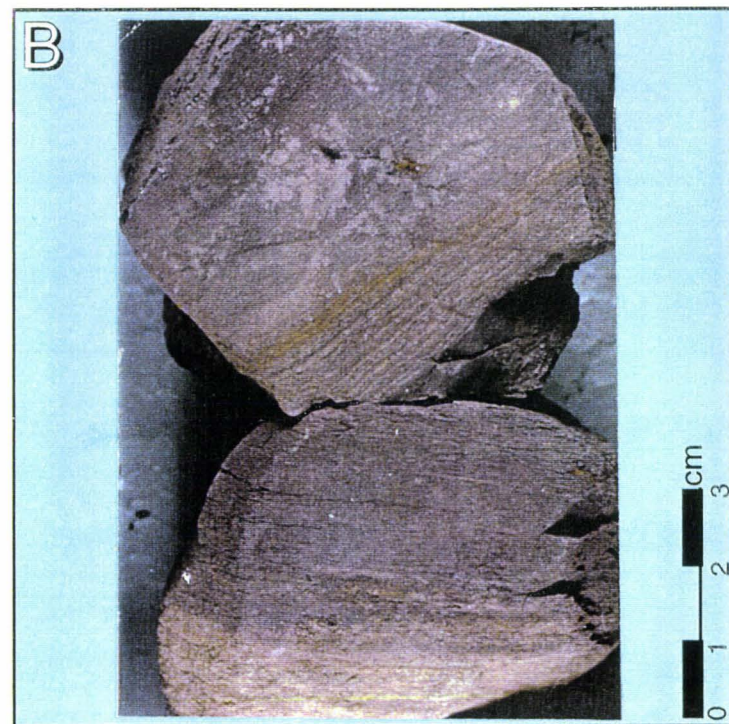
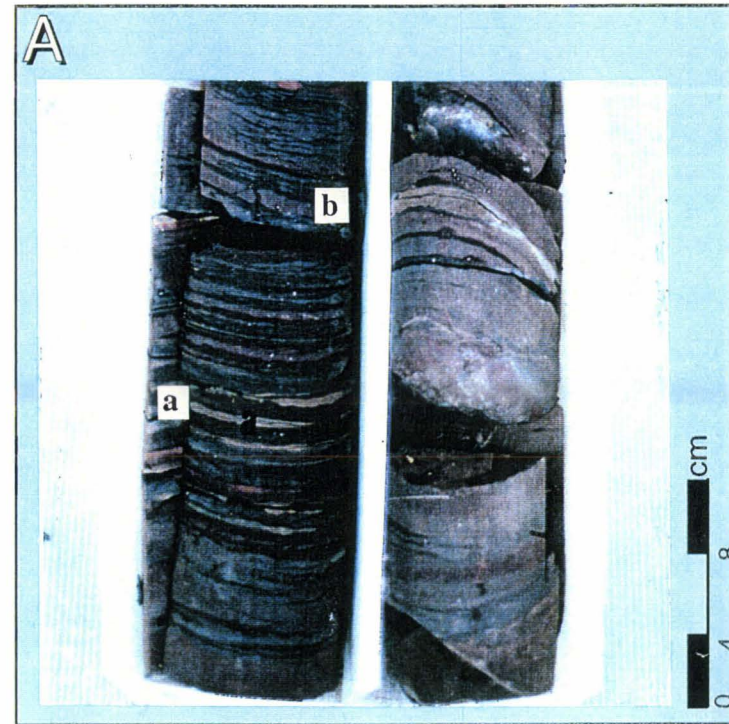
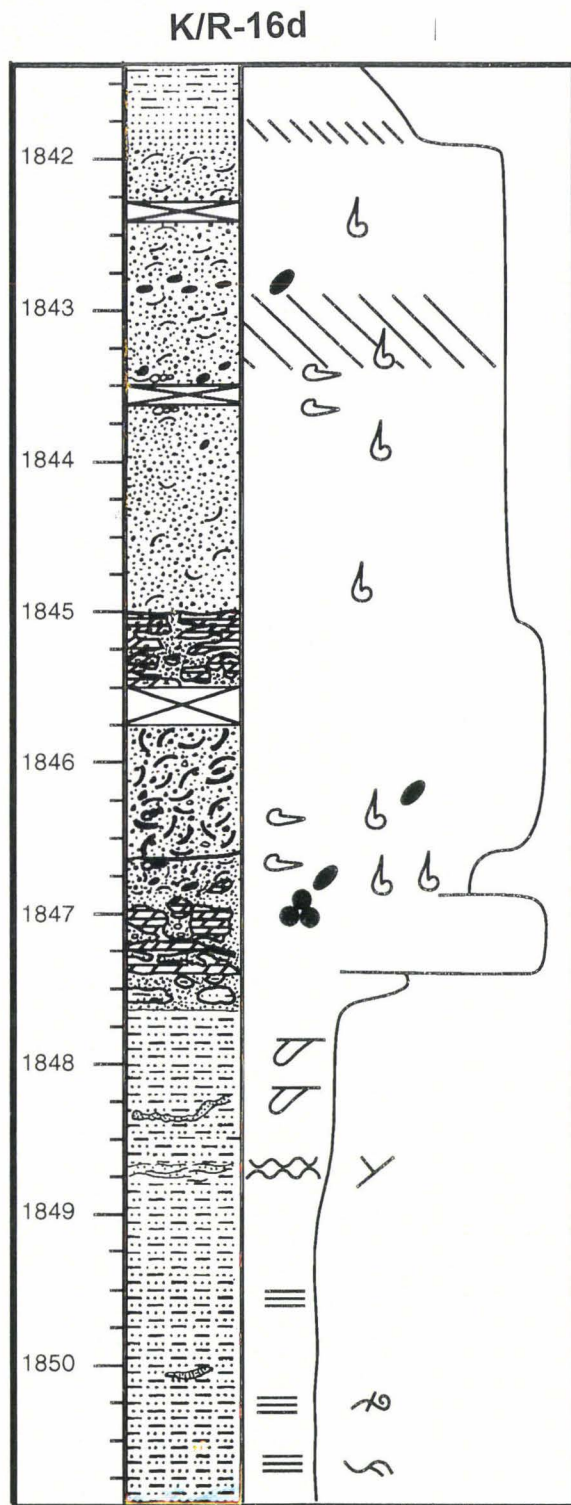


PLANCHE V.10 : Argilites à lentilles silto-sableuses

A, B et D. macrofaciès des argilites à lentilles silto-sableuses: a. lamines planes de décantation, b. lentille de silts, c. lentille de silts oxydés.

C. microfaciès des argilites à lentilles silto-sableuses: on note une lamination formée de lits plus silteux et de lits plus brunâtres (riches en matière organique): d: lit silteux.

V.2.11. GRES ARGILEUX A *STARVING* ET *FADDING RIPPLES* ISOLEES (GSFR) :

Description : Il s'agit d'intervalles d'épaisseur variable que l'on rencontre en association avec des faciès de *slump* et d'écoulements de débris sur les carottes du puits K/B-3 (**Planche V.11**).

L'étude du macrofaciès montre des lentilles (d'amplitude pluri-millimétrique et de longueur d'onde pluri-centimétrique à décimétrique) de sables fins à moyens, relativement propres et isolées dans une matrice argilo-gréseuse de couleur brun-clair ; elles peuvent présenter une lamination oblique soulignée par des drapages argilo-sableux (rides de courant) et un contact supérieur souvent très net. L'amplitude des lentilles permet de distinguer deux types de rides (**Fig. V.4**) :

❶ des rides d'amplitude pluri-centimétrique et pouvant avoir une longueur décimétrique. Ces rides présentent très nettement des forsets de lamines obliques drapées par des argiles sableuses (rides de type *fadding*). Sur certaines sections, ces rides ont une allure bidirectionnelle.

❷ des rides de très faible amplitude verticale (inférieure ou égale à 0,5 cm) pouvant passer à des lamines planes sur certaines sections (*starving ripples*). Ces grès argileux sont marqués par des érosions qui affectent plus ou moins le sommet des feuillettes obliques. Des gouttières d'érosion (*gutter casts*) et des traces de bioturbation ont aussi été observées.

Interprétation : Les différents types de rides (*fadding ripples*, *starving ripples*), les surfaces d'érosion et le fort pourcentage de sable observés dans la lithologie témoignent de mécanismes de traction et de décantation au sein d'une suspension chargée. Les courants unidirectionnels sont dominants (*gutter casts*, *fadding ripples* et *starving ripples* unidirectionnels). Les drapages argileux observés sur les forsets de lamines pourraient résulter des variations de l'énergie du courant : durant les périodes de forte énergie, l'activité des courants créerait des érosions et des rides, alors que durant les périodes de faible énergie des argiles sableuses se déposeraient par suspension sur les feuillettes des rides et les unités sableuses. Les dépôts qui en résultent peuvent être confondus avec les turbidites distales. Cependant, ils s'en différencient par l'absence d'une organisation séquentielle des rides. En effet, les courants distaux de turbidité se caractérisent par des processus de suspension qui conduisent à la formation d'une séquence de structures sédimentaires proche de la séquence de Bouma [1962] ; cette évolution étant compatible avec une diminution globale de l'énergie [Stow, 1992 ; Shanmugam, 1993]. Or, la plupart des structures rencontrées (rides, stratifications obliques et surfaces d'érosion) sont plutôt produites par des processus de traction ou par la combinaison de la traction et de la suspension (drapages argileux). De plus, ces structures ont été rencontrées dans des unités sableuses présentant souvent des contacts supérieurs francs ; elles sont isolées dans une matrice plus fine. Ces critères permettent de reconnaître l'action de courants de fonds [Bouma & Hollister, 1973 ; Famakinwa *et al.*, 1996 ; Shanmugam, 1993]. Ces courants ont généralement des vitesses de l'ordre de 1 à 300 cm/s ; ainsi, ils sont capables de créer des érosions locales, de transporter et de redéposer des sables fins à grossiers dans des domaines profonds [Shanmugam, 1993]. Selon cet auteur, les drapages argileux des feuillettes sont généralement décrits dans les domaines proximaux et dans les dépôts tidaux et de tempête, mais n'ont jamais été rapportés dans des turbidites. Bien que ces dépôts ressemblent à des dépôts de plate-forme, ils apparaissent associés à des *slumps* et à des coulées de débris, ce qui indique un domaine de pente. Cependant, en plus de la circulation

thermohaline et des vents, des courants de fond peuvent être créés localement par les marées et les vagues internes à l'intérieur de canyons sous-marins [Famakinwa *et al.*, 1995 ; Bouma & Hollister, 1973 ; Shepard *et al.*, 1979 ; Shanmugam, 1993]. Ces courants sont capables d'éroder, de transporter et de redéposer des sables fins à grossiers dans des domaines profonds.

Classification : *Bottom-current reworked sands* : [Shanmugam, 1993]

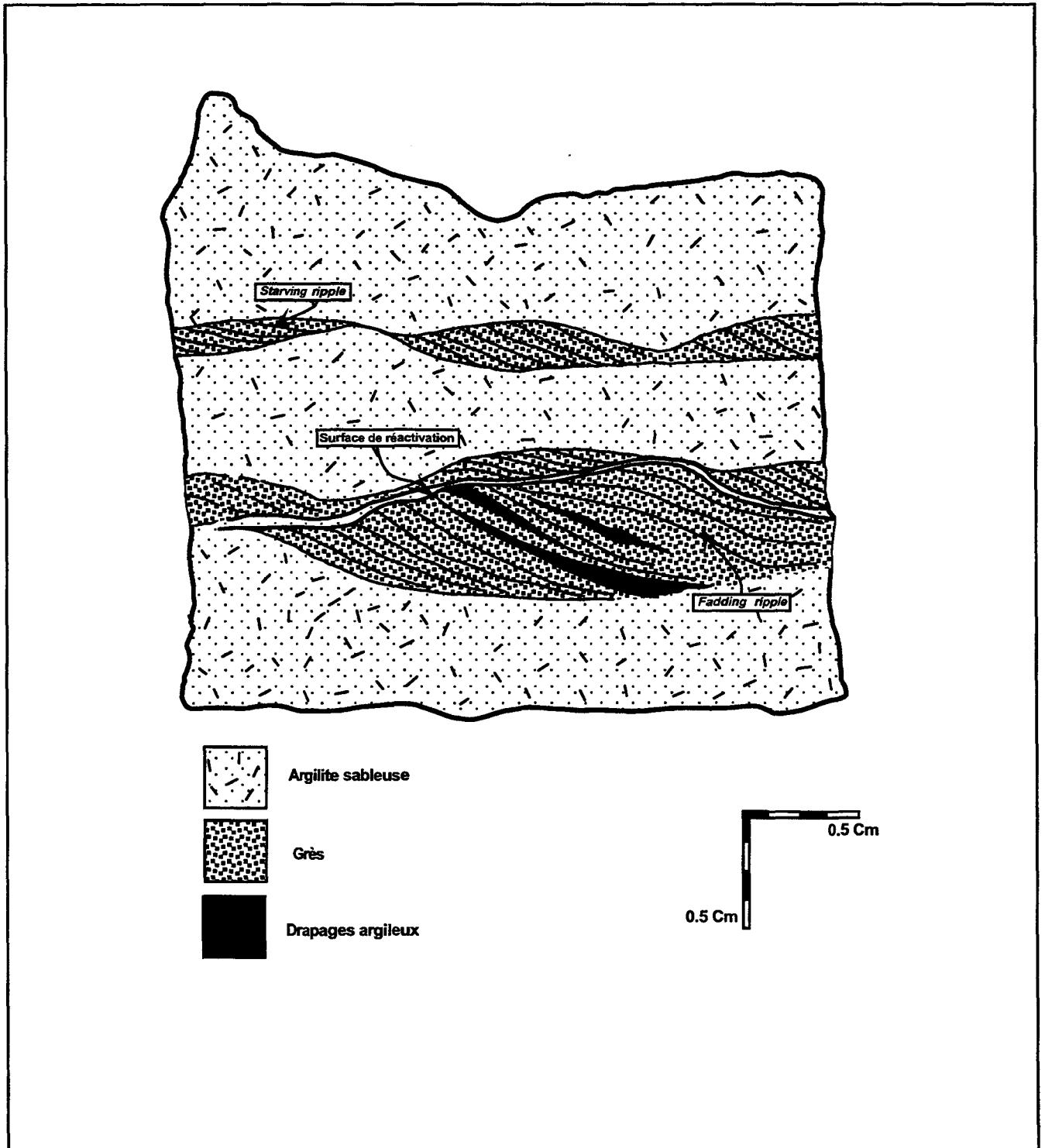


Fig. IV.4 : Illustration des "starving" et "fading ripples" isolées dans une matrice argilo-gréseuse (K/B-3 : Côte : 821.75 mètres).

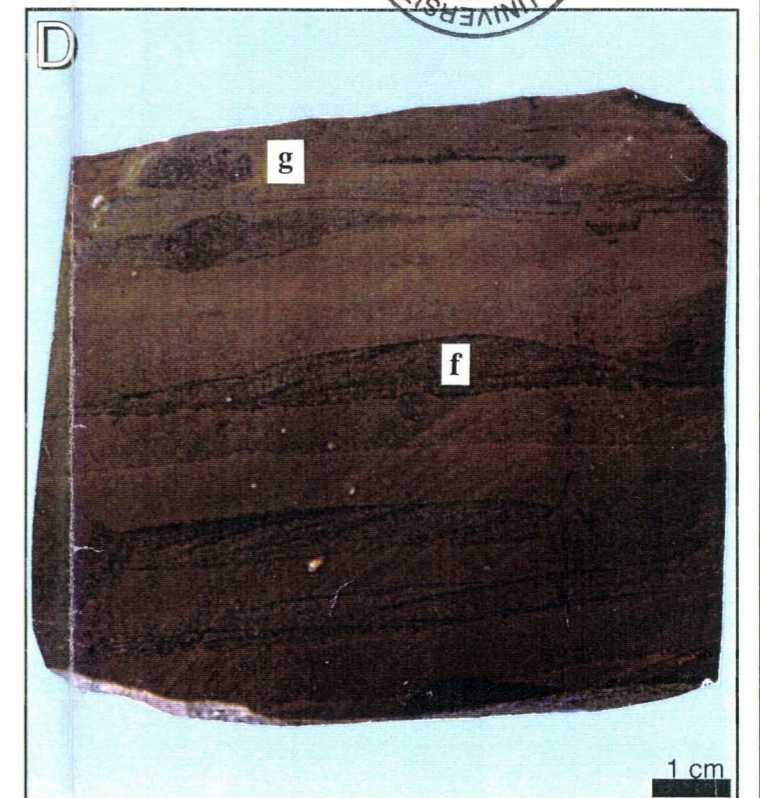
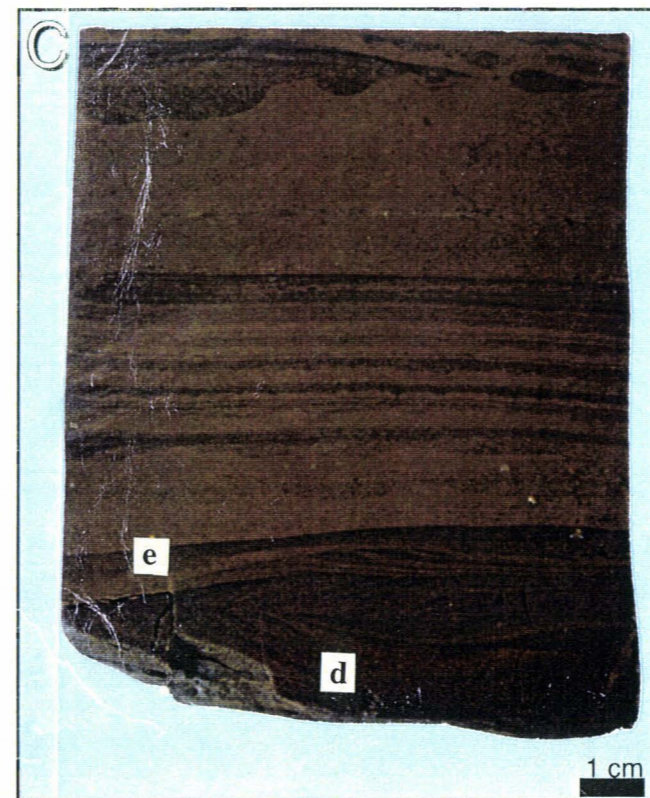
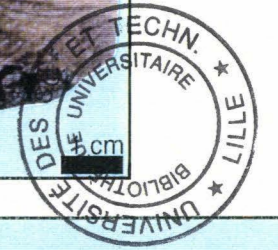
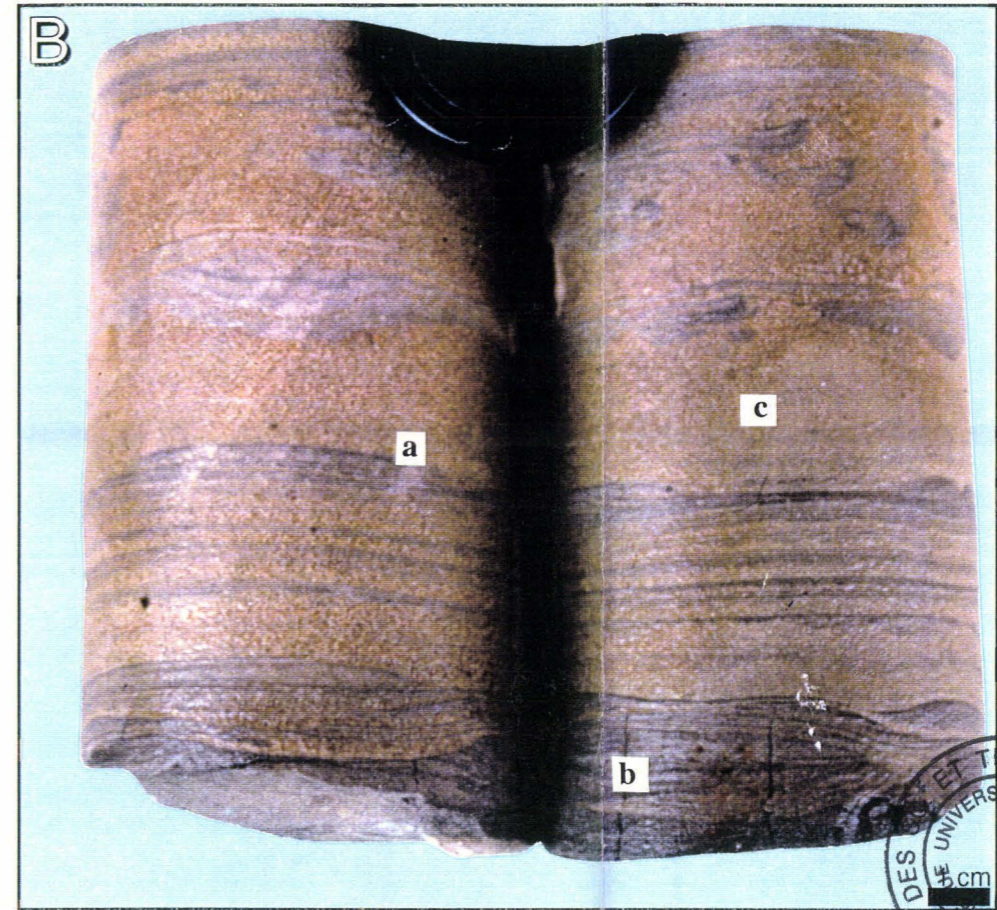
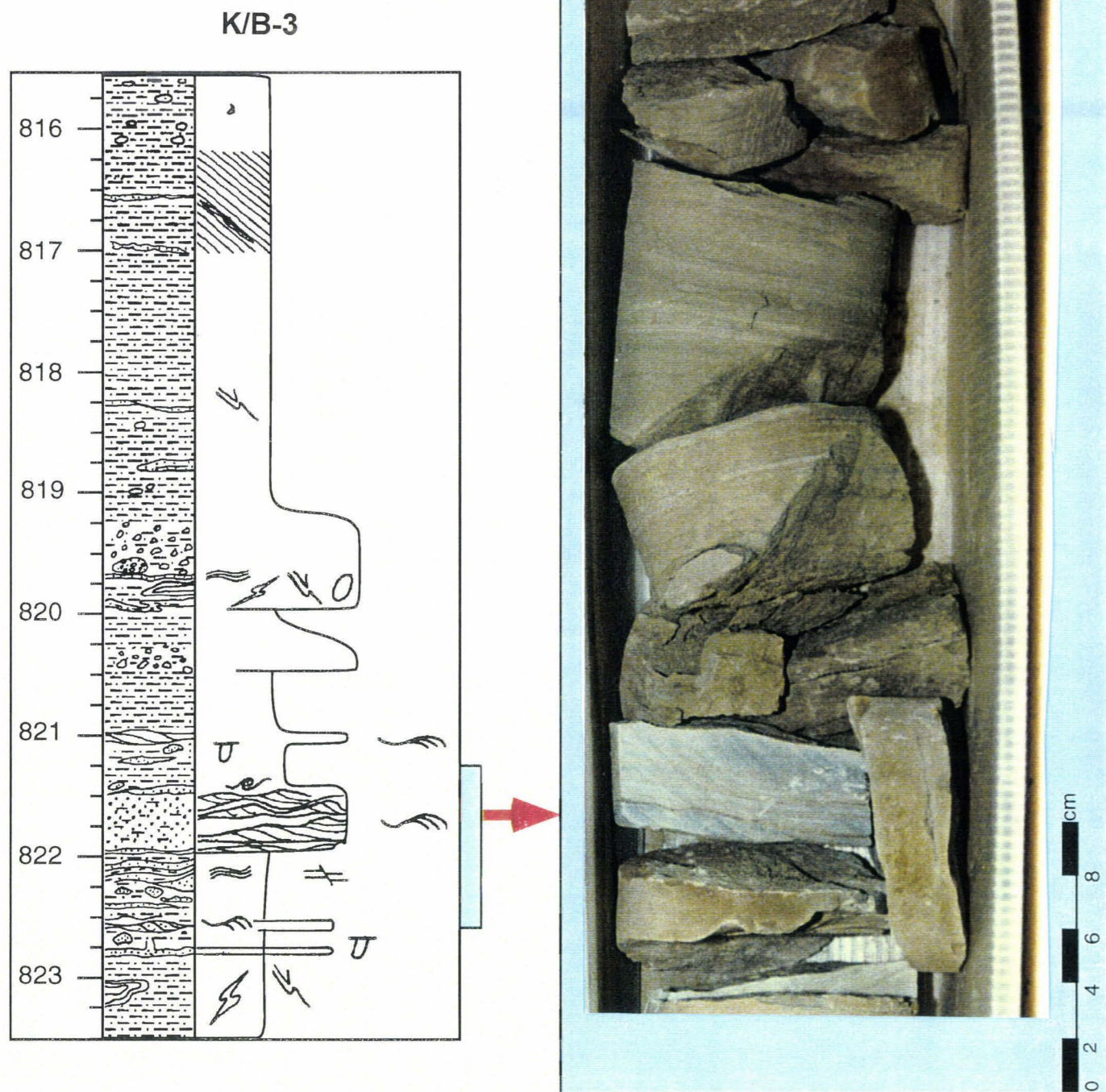
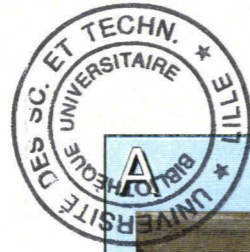


PLANCHE V.11 : Grès argileux à *starving* et *fading* ripples isolées

- A. macrofaciès des "starving" et "fading ripples" isolées dans une matrice argilo-gréseuse. B. illustration des "starving"(a) et des "fading ripples"(b) isolées dans une matrice argilo-gréseuse brunâtre (c).
 C. illustration des rides sigmoïdes bi-directionnelles marquées par une surface de réactivation au sommet: d. rides sigmoïdes bidirectionnelles, e. surface de réactivation.
 D. illustration des "fading ripples" uni-directionnelles isolées dans une matrice argilo-gréseuse: f. "fading ripples", g. bioturbation.

V.2.12. LES ARGILITES MASSIVES (AM) :

Description : Il s'agit d'argilites massives d'épaisseur métrique à pluri-décamétrique dans lesquelles s'intercalent les dépôts grossiers (**Planche V.12**). Elles se caractérisent par une couleur gris-verdâtre ; un débit en feuillets millimétriques est parfois observé. On note une induration variable par des carbonates.

Interprétation : Les processus à l'origine de ce type de dépôt peuvent être rapportés à la décantation simultanée de suspensions turbiditiques peu chargées et de sédiments pélagiques.

Classification : E1.1 à 2 (*structureless muds and varicoloured muds*) : [Pickering *et al.*, 1989]

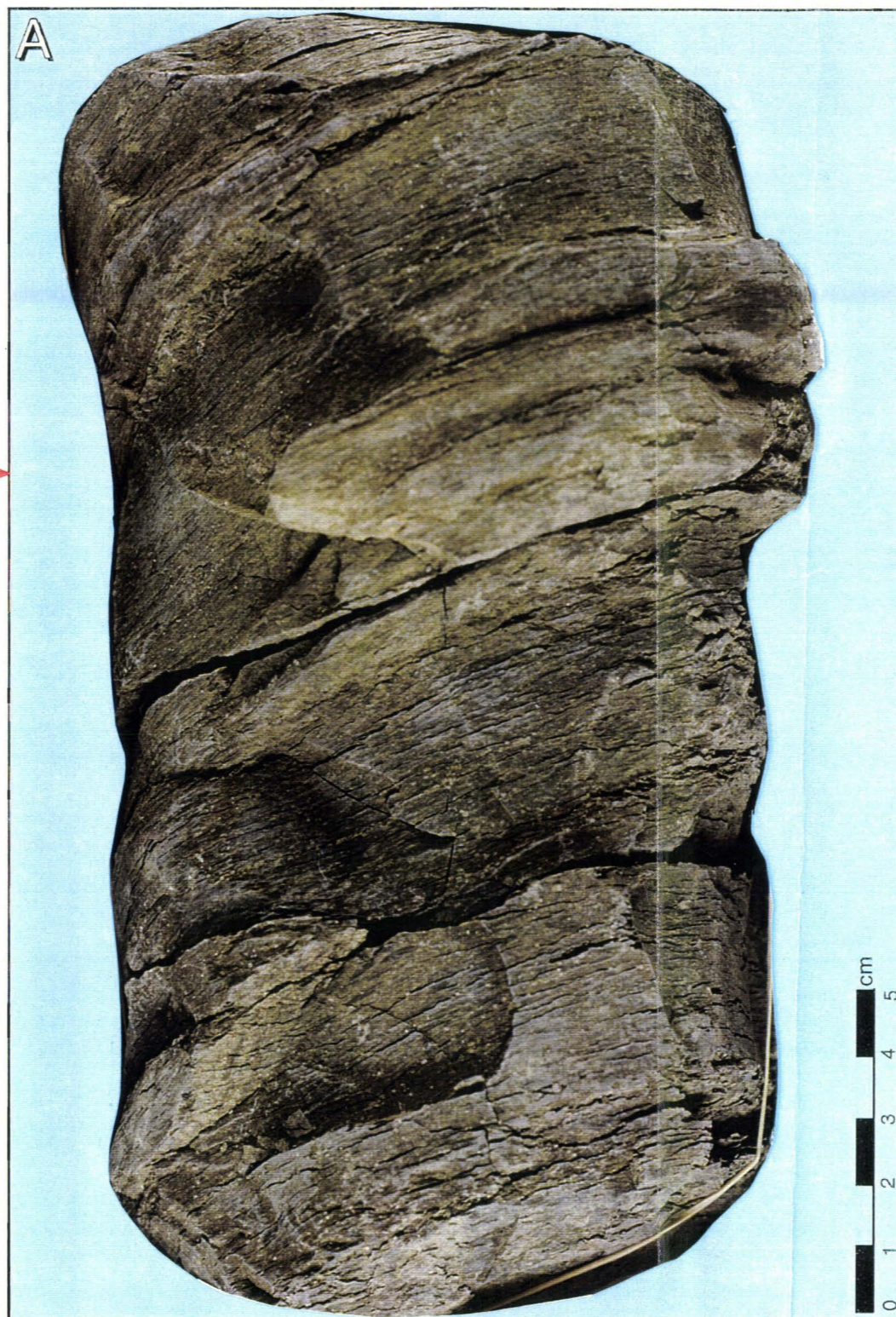
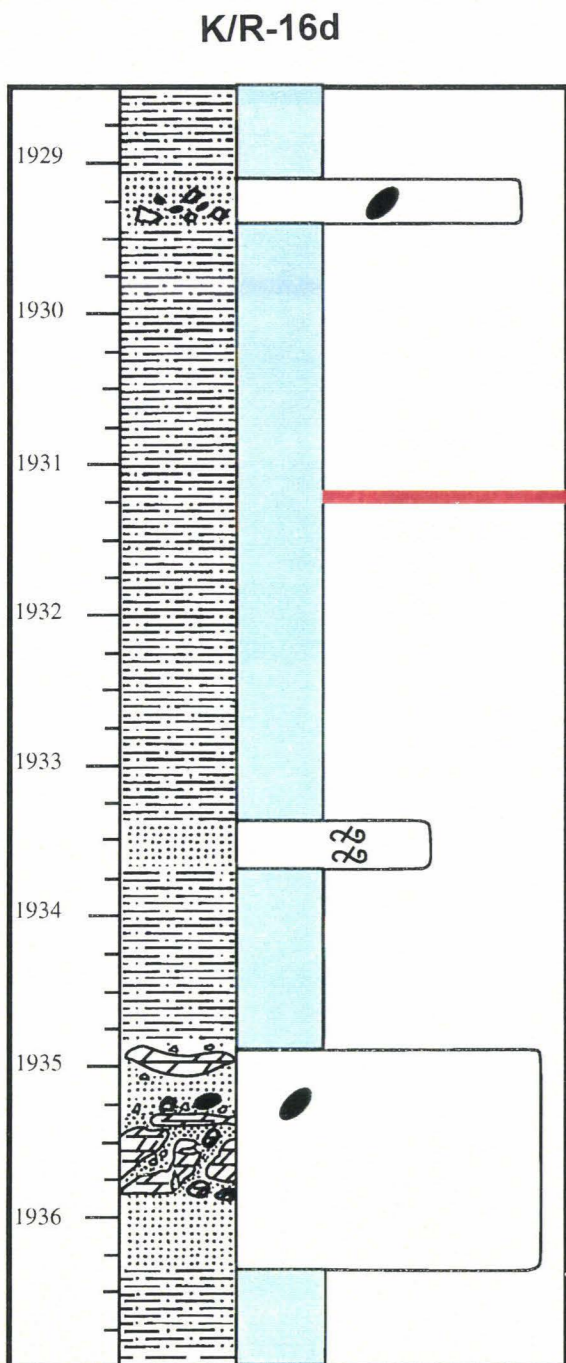


PLANCHE V.12 : Argilites massives

A et B: macrofaciès des argilites homogènes

Les principaux logs sédimentologiques utilisés dans le mémoire

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. in	Gr. moyen	Gr. gros.	Gr. t.gr.	Cgt./Br.	
carotte n°3		814									argilites silteuses à grains de quartz millimétriques subarrondis et épars.
		815									
carotte n°4		816									argilites silteuses présentant un litage oblique plan ; absence de contact franc avec les sédiments adjacents.
		817									
		818									
		819									mélange de passées sableuses ondulées et drapées par des argiles, de galets d'argilites déformées ("microslump") et de grains de quartz mm à cm épars ; présence de lithoclastes de grès induré.
		820									séquence grano-décroissante avec des grains de quartz cm à la base surmontant un niveau d'argilites sableuses à rides affamées ; les grains de quartz sont subarrondis à arrondis et sont dispersés dans la matrice argileuse.
		821									rides affamées isolées dans une matrice argilo-gréseuse et présentant des petits forsets obliques.
	822									argilites silteuses à lentilles silto-sableuses ondulées et pouvant être bioturbées ; présence de feuillets obliques parfois drapés d'argiles à l'intérieur des lentilles ; galet mou déformé à la base.	
	823										

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argille	Silt	Gr. in	Gr. moyen	Gr. gros	Gr. t.gr.	Cgl./Br.	
carotte n°5		861 862									grès hétérométrique faiblement induré par du ciment carbonaté ; les grains de quartz ont une taille millimétrique à demi-centimétrique et sont dominants.
carotte n°6		863 864									argilites faiblement silteuses de couleur verdâtre ; rares grains pluri-millimétriques à centimétriques de couleur ocre ; absence de lentilles silto-sableuses.
		865									

n° carotte	lames	prof.(m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. fin	Gr. moyen	Gr. gros	Gr. lgr.	Cgt./Bk.	
carotte n°2		1532									alternances d'argilites silteuses noires à passées rougeâtres ; présence de fines paillettes de micas et de plans de cisaillement.
		1533									
		1534									
		1535									grès moyen propre et faiblement consolidé.
		1536									alternance de siltites argileuses planaires et pasées lenticulaires plus silteuses.
carotte n°3		1537									niveaux de sables fins alternant avec des niveaux d'argiles sombres ; présence de terriers.
		1538									éléments de galets mous (à lamines déformées) flottants dans une matrice silto-argileuse ; des plans de cisaillement sont visibles.
		1539									argilite silteuse à grains pluri-millimétriques épars et galets mous d'argilite laminée à bords diffus.
		1540									grès à grains fins à moyens mal classés qui passe vers le sommet à des du grès moyen comprenant des galets dispersés.
		1541									empilement de séquences grano-décroissantes marquées par des grès migroconglomératiques à la base et passant vers le sommet à des grès moyens ; des galets centimétriques et des grains sombres et anguleux cimentés par des carbonates composent la base des séquences. des niveaux à galets mous et des débris végétaux sont visibles.
		1542									

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. In	Gr. moyen	Gr. gros	Gr. tgr.	Cgt./Br.	
carotte n°1		1522									intervalle conglomératique
		1523									intervalle conglomératique montrant un terrier vertical à remplissage sableux.
		1524									intervalle conglomératique
		1525									intervalle conglomératique
		1526									intervalle conglomératique à nombreux galets mous déformés de taille pluri-centimétrique à décimétrique flottant dans une matrice argilo-sableuse.
		1527									intervalle conglomératique à nombreux galets mous déformés de taille pluri-centimétrique à décimétrique flottant dans une matrice argilo-sableuse.
		1528									siltite argileuse noire à plans de cisaillement et galets.
		1529									grès hétérogène fin à grossier et à matrice argileuse ; nombreux galets mous pluri-centimétriques à décimétriques à laminations déformées.
		1530									argillites silteuses à lentilles et passées silto-sableuses déformées.
		1531									


PUITS		K/B-7			ELEMENTS									CIMENT		Φ	COMMENTS
COTE	CLASTICITE				ELEMENTS									CIMENT		Φ	COMMENTS
m	Φ maxi	Φ moy	Class	Morph	Quartz	Felds	Micas	Mx lourds	Arg. dét	Arg néo	Pyrite	M.O.	Carbonates		autres		
					%	%	%	%	%	%	%	%	Calcite	Dolomite	%	%	
													%	%			
1523,10	75	50			90										10		
1526,60	75	50			80										10		
1528,55	75	50	2	3									10				
1531,10	100	50		3	50		1								49		
1531,70	100	50		2	50		1					*			49		
1532,00	100	50			50							*			50		
1532,25	50	40			25		2					*			75		
1532,50	50	40			25		2					*			75		
1533,00	50	50			30		3					*			67		
1533,30	50	50			30		3					*			67		
1533,70	50	50			30		3					*			67		
1533,95																	
1534,15	50	50			30		3					*			69		
1534,40																	
1534,45	50	50	2														
1535,00																	
1535,20	2250	725	1	2-3	55	1	1					*	10		38		
1535,40	2500	700	1	2-3	55	1	2					*	10		37		
1535,45	85	50			30							*			70		
1535,95	85	50			30							*			70		
1536,20	85	50			50							*			50		
1536,35	85	50			55	1									44		
1537,00	500	100			50	1											
1537,30	625				50	1						*			47		

Classement:
 1: Très mauvais
 2: Mauvais
 3: Moyen
 4: Bon

Morphoscopie:
 1: Anguleux
 2: Sub anguleux
 3: Sub arrondi
 4: Arrondi

*: élément présent en quantité indéterminée

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. fin	Gr. moyen	Gr. gros	Gr. tgr.	Cgt./Br.	
carotte n°1		1545			◇	●					sable hétérogène (<i>non consolidé</i>) moyen à très grosier comportant des galets arrondis noirs de taille centimétrique à pluri-centimétrique, des grains de quartz centimétriques et des lithoclastes de siltite argileuse. <i>imprégnations d'hydrocarbures</i>
		1546			◇						
		1547				●					
		1548									
carotte n°2		1549									siltite argileuse indurée organisée en alternances de siltites argileuses rouges et noires ; présence de passées de silts/sables fins pouvant être lenticulaire et de niveaux rougeâtres noduleux. grès moyen à fines lentilles sombres de type "flaser". siltite argileuse indurée organisée en alternances de siltites argileuses rouges et noires ; présence des passées de silts/sables et de quelques rares grains de quartz épars.
	21	1550									
		1551									
	22	1552									
	19	1553									
		1554									
		1555				◇					

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques	
				Argile	Silt	Gr. in	Gr. moyen	Gr. gros	Gr. Lgr.	Cgt./Br.		
suite de la carotte n°1		1541									grès hétérogène grossier à très grossier ; présence de nodules carbonatés et de débris organiques.	
		1542										
		1543										
		1544										

PUITS		K/B-7b																
COTE	CLASTICITE				ELEMENTS								CIMENT		Φ	COMMENTS		
m	Φ maxi	Φ moy	Class	Morp h	Quart	Felds	Mica	Mx	Arg.	Arg	Pyrit	M.O.	Carbonates		autres	%		
					z	%	%	lours	dét	néo	e	%	%	%				
					%	%	%	ds	%	%	%	Calcite	Dolomite					
												%	%					
1547,40	150	150	3	3	45													
1547,50	600	300	3	3	45													
1547,57	3000	700	2	4	45							*						imprégnations
1548	3000	700	2	4	45							*						
1548,05	3750	1000	1	4														imprégnations
1548,15	3750	1000	1	4														imprégnations
1548,25	75	65										*						
1548,35	75	65										*						
1548,70	75	65																
1548,90	75	65			20		2					*						
1549,50	75	65			20													
1549,65	50	50			25	1	2					*						
1550	50	50			25	1	2					*						
1550,20	50	50			25													
1550,30	50	50																
1550,50	50	50																
1550,55	50	50																
1550,90	50	50																
1551	50	50																
1551,20	50	50																
1551,50	50	50																
1552	50	50																
1552,20	50	50																
1552,50	175	85																

Classement
1: Très mauvais
2: Mauvais
3: Moyen
4: Bon

Morphoscopie:
1: Anguleux
2: Sub anguleux
3: Sub arrondi
4: Arrondi

*: élément présent en quantité indéterminée

PUITS		K/B-7b																
COTE	CLASTICITE				ELEMENTS								CIMENT			Φ	COMMENTS	
m	Φ	Φ	Class	Morph	Quartz	Felds	Micas	Mx lou rds	Arg. dét	Arg néo	Pyrite	M.O.	Carbonates		autres			
	maxi	moy			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
													Calcite	Dolomite				
1540	5000	600	1	3-4	45				*			*			*	45		
1540,50	5000	1000	1	3-4	48				*			*				50		
1541	5000	1000	1	4	70							*				28		
1541,20	5500	1000	1	4	68							*				30	m.organiques	
1541,85	5000	1000	1	4	68							*				30	m.organiques	
1542,20	5000	1000	1	4	70							*				30		
1542,75	5000	1000	1	4	65				*			*				30		
1543	6000	1000	1	4	65				*			*				30		
1543,30	2500	1200	1	4	58	2			*			*				40		
1543,80	1825	1000	1	4	60				*			*				40		
1544	2500	1000	1	4	60											40	imprégnations	
1544,25	2500	1000	1	4	60											40	imprégnations	
1544,58	1875	700	1	4	70											30	imprégnations	
1544,73	3750	1200	1	4	70							*				30	imprégnations	
1544,95	1250	700	1	4	60	1										30	imprégnations	
1545,30	8000	1200	1	4	70	2							*			30		
1545,45	9900	1750	1	4	70								*			30		
1545,60	3000	700	1	4	65	2		*					*		*	30	glauconies	
1545,75	3750	1200	1	4	70	2	1									25		
1546																30		
1546,25	8000	1500	1	4												30		
1546,50	750	600	1	4												30	imprégnations	
1547	4000	800	1	4	70	1										30		
1547,05	4000	800	1	4	70	1										30		

Classement
1: Très mauvais
2: Mauvais
3: Moyen
4: Bon

Morphoscopie:
1: Anguleux
2: Sub anguleux
3: Sub arrondi
4: Arrondi

*: élément présent en quantité indéterminée

n° carotte	lames	prof.(m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. in	Gr.moyen	Gr.gros.	Gr.t.gr.	Cgt./Br.	
		2221									
		2222									
		2223									
		2224									
	GSM10										
	GSM9										
		2225									Intervalle micro-conglomératique à clastes de mudstone ; il comporte des galets d'argilite noire et des grains de quartz à sa base.
	GSM8										
	GSM7										
	GSM6	2226									Silts et grès fins à passées lenticulaires de sables clairs et bien classés.
		2227									
	GSM5										
	GSM4										
	GSM3										
	GSM2	2228									Intervalle micro-conglomératique à éléments divers (galets carbonatés, galets d'argilite noire, quartz,...).
	GSM1										
		2229									Sable hétérogènes moyens à grossiers comportant de nombreux grains de quartz (mm) et de granules rosâtres de feldspath potassique.

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. in.	Gr. moyen	Gr. gros.	Gr. t.gr.	Cgt./Br.	
carotte n°3		1929									argilites homogènes finement laminées. .
											micro-brèche à éléments d'argiles carbonatées..
		1930									
		1931									argilites homogènes finement laminées.
		1932									
		1933									
											grès moyens bioclastiques.
		1934									argilites homogènes finement laminées de couleur gris-verdâtre.
		1935									brèche à éléments d'argiles carbonatées à angles droits (mm à pluri-dm) avec des sables moyens à grains oxydés infiltrés entre les éléments et dans les microfractures de ces éléments ; présence de grains de quartz millimétriques, de galets mous et de granules divers dans la matrice.
		1936									argilites homogènes finement laminées de couleur gris-verdâtre ; très faible fraction silteuse.
	1937										

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques	
				Argile	Silt	Gr. in	Gr. moyen	Gr. gros.	Gr. tgr.	Cgt./Br.		
carotte n°1		1840										grès moyen légèrement bioclastique à grains rougeâtres oxydés ; présence de lamines planes pouvant être faiblement onduleuses par endroits.
		1841										intervalle montrant du grès fin à moyen infiltré (dykes sédimentaires) dans du grès moyen à grossier bioclastique et vacuolaire.
		1842										intervalle montrant un litage oblique plan à la côte 1841,80m ; décroissance rapide de la granulométrie.
		1843										grès bioclastiques très grossiers à tests et cavités moldiques de lamellibranches de taille pluri-mm à cm, et moulages de gastéropodes ; présence d'un litage oblique plan entre 1843,30 et 1842,90m surmonté d'un niveau demi-décimétrique à galets d'argilites carbonatées alignées.
		1844										
carotte n°2		1845										argiles dolomitiques bréchifiées avec infiltration de sables bioclastiques à grains rougeâtres.
		1846										grès bioclastiques conglomératiques à rares tests et cavités moldiques de lamellibranches (cm à pluri-cm), et moulages de gastéropodes ; présence de grains de quartz centimétriques et de galets mous.
		1847										grès bioclastiques très grossiers.
		1847										argiles dolomitiques bréchifiées avec infiltration de sables bioclastiques à grains rougeâtres.
		1848										siltites argileuses infiltrées de sables rougeâtres
		1849										siltites argileuses rougeâtres pouvant présenter par endroits des fines lamines planes à légèrement obliques ; présence de passées silto-sableuses jaunâtres et de terriers horizontaux.
	1850											

n° carotte	lames	prof.(m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques	
				Argile	Silt	Gr. in	Gr.moyen	Gr.gros.	Gr.t.gr.	Cgt./Br.		
		1978										
		1979										
BEM1-8												
BEM1-7												
BEM1-6		1980										
BEM1-5												
BEM1-4		1981										
BEM1-3												
BEM1-2												
BEM1-1												

Intervalle commençant par un grès polygénique très grossier comportant des galets mous argilo-silteux, des grains de quartz et des grains noirâtres (?); il passe progressivement vers le haut à un grès fin faiblement consolidé de couleur ôcre. Ce grès fin présente des laminations légèrement ondulées et soulignées par des argiles.

Conglomérat induré à grands galets..

Grès moyen à légèrement grossier.

Conglomérat induré à galets carbonatés de taille cm à pluri-dm ; on note aussi la présence de quartz pluri-cm et de grains divers. La matrice est constituée par du sable moyen à très grossier contenant des éléments divers, notamment des grains de quartz en majorité.

Conglomérat induré à galets carbonatés grisâtres de taille cm à pluri-cm.


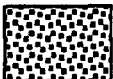

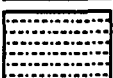
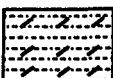



n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. fin	Gr. moyen	Gr. gros.	Gr. t. gr.	Cgt./Br.	
Carotte n°2		1658									Grès très fin fortement cimenté par de la calcite et à feuillets argileux déformés par effet de charge.
		1659									Alternance de grès très fins et d'argilites feuilletées ; on note une diminution générale de l'épaisseur des bancs gréseux vers le haut. Cet intervalle est représenté à son sommet par une argilite faiblement silteuse et feuilletée
		1660									Grès très fin noir imprégné et peu consolidé
		1661									Grès fin jaunâtre peu consolidé ; imprégnation d'hydrocarbures.
		1662									Alternance d'argilites feuilletée sombre à passées silteuses et de grès fins à moyens. Cet intervalle peut montrer des lentilles et des rides isolées et discontinues de grès très fin. On note une augmentation progressive de l'épaisseur des niveaux gréseux, vers le haut.
	1663									Grès moyen à grossier, à lithoclastes carbonatés. Imprégnations d'hydrocarbures et présence de bioturbations.	

n° carotte	lames	prof. (m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. in	Gr. moyen	Gr. gros.	Gr. t. gr.	Cgt./Br.	
Carotte n°1		1598									Alternance de grès très fins à lamianations planes et rides de courant avec des argillites ; l'intervalle fréseux supérieur comporte des galets mous argileux qui traduisent une coulée de débris.
		1599									La base de cet intervalle est constituée d'un grès ^{par} fin à grossier à petits lithoclastes et nombreux débris de végétaux. On note une augmentation progressive de la fraction argileuse vers le haut, ce qui conduit à une argillite sableuse à galets mous d'argillite et structures de cisaillement (conglomérat de galets mous à support argilo-sableux).
		1601									Intervalle de sable très fin non consolidé et oxydé. On note la présence d'un débris de bois pluri-cm (1602 m) ; à ce niveau le sédiment est mieux consolidé.
		1602									Cet intervalle montre à sa base un banc d'épaisseur décimétrique de grès fin orangé et peu consolidé ; celui-ci est drapé par niveau argilieux (pluri-cm). La partie supérieure est aussi composée d'un grès fin peu consolidé ; cependant, cette partie comporte de petits galets mous argileux et montre un litage faiblement oblique à son sommet.
		1603									Argillite feuilletée à passées centimétriques rougeâtres pouvant être carbonatées et à bioturbation vermiculaire (type chondrites). On observe une intercalation de grès fin hétérogranulaire, à la cote 1645 m. Cette intercalation montre une base franche et comporte des lithoclastes centimétriques de sidérose diagénétique.
		1604									La partie supérieure de cet intervalle montre une argillite gréseuse déformée à granules et grains mal classés (slump argileux). Ce slump est surmonté par une argillite noire à nodules remaniés.
		1605									
		1606									

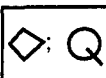

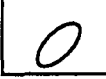
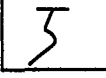

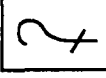
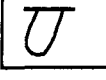





n° carotte	lames	prof.(m)	lithologie	textures et structures							descriptions lithologiques
				Argile	Silt	Gr. fin	Gr. moyen	Gr. gros.	Gr. t.gr.	Cgt./Br.	
Carotte n°3		1050									Siltite argileuse présentant des macro-débris de végétaux et des paillettes de micas.
		1051									
		1052									
		1053									
Carotte n°4		1147									Siltite argileuse à lamination plane et débris organiques. Un niveau déformé est visible entre 1148 et 1149 mètres.
		1148									
		1149									Grès moyen à lamination ondulée et plane; les feuilletts sont soulignés par des accumulations de débris organiques. Ces feuilletts passent vers le haut à des rides de corant (termes bc de Bouma).
		1150									Intervalle présentant à la base un niveau pluri-décimétrique de sable moyen à grossier qui repose sur les grès sous-jacents à la faveur d'une surface érosive. On note une augmentation progressive de la fraction silto-argileuse, vers le haut. Ces siltites argileuses se caractérisent par une lamination plane qui peut être déformée par des concrétions pluri-centimétriques de carbonate oxydé (sidérite?). Le sommet de ces siltites présente une déformation importante.
		1151									
		1152									
	1153								Intervalle de grès fin à grossier présentant des unités grano-décroissantes d'épaisseur pluri-décimétrique; elles peuvent présenter une lamination oblique plan à leur sommet. Ces unités comportent aussi des débris ligneux et des empreintes de feuilles.		

LEGENDE DES LOGS SEDIMENTOLOGIQUES:


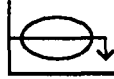

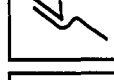
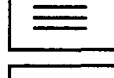

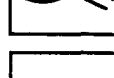
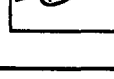
Lithologies:

	grès très grossier, conglomérat
	grès grossier
	grès fin, moyen
	siltite argileuse
	argilite silteuse dolomitique
	calcaire
	calcaire bioclastique
	argilite silteuse à débris de végétaux abondants

éléments figurés:

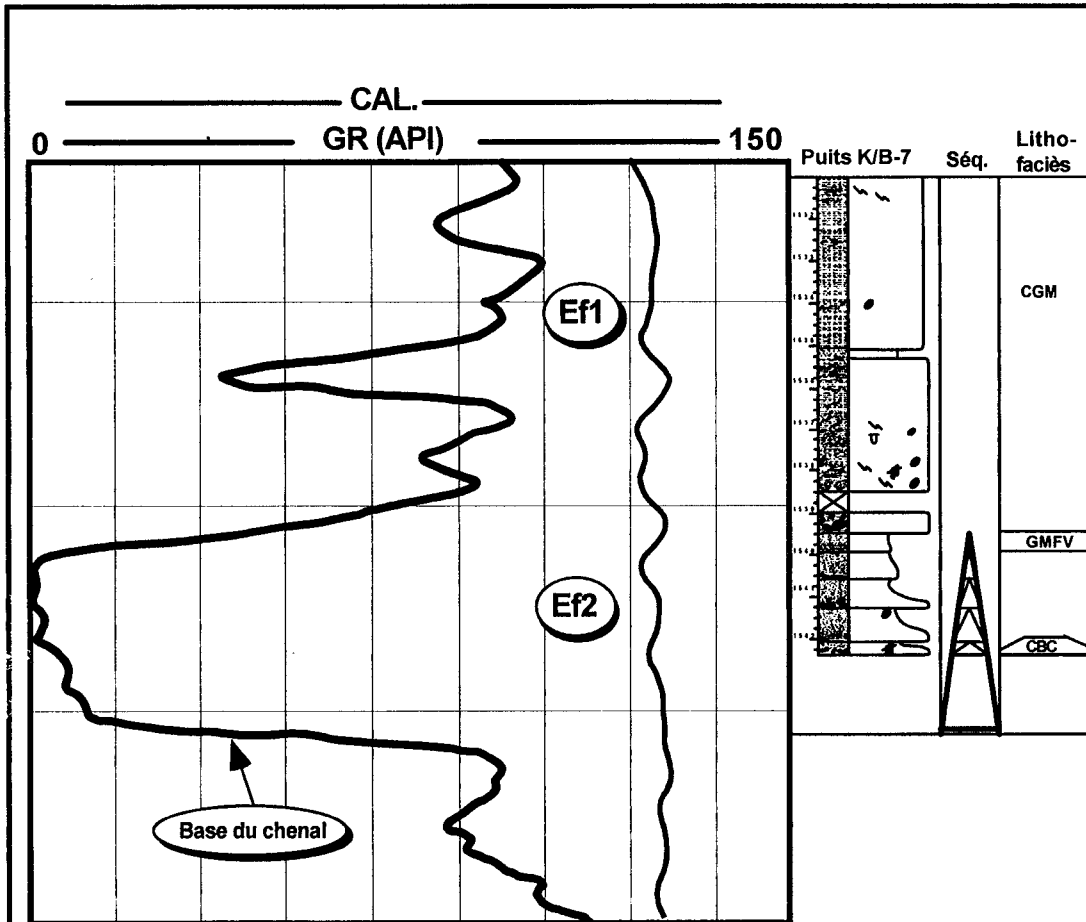
	quartz
	galet mou d'argilite silteuse
	galet
	filament ligneux
	bois flotté
	organisme indéterminé
	terrier
	débris de feuilles
	feuilles entières
	lamellibranches
	gastéropodes
	bioclastes

symboles et structures sédimentaires:

	granoclassement inverse
	granoclassement normal
	"micro-slump"
	glissement
	stratifications planes
	laminations ondulées
	ride
	lentille sableuse

V.3. CALIBRATION SEDIMENTOLOGIQUE DES PRINCIPAUX FACIES ET SEQUENCES
DIAGRAPHIQUES :

Fig. V.5 : Calibration sédimentologique des Electro-faciès Ef1 et Ef2



Echelle: 1/200

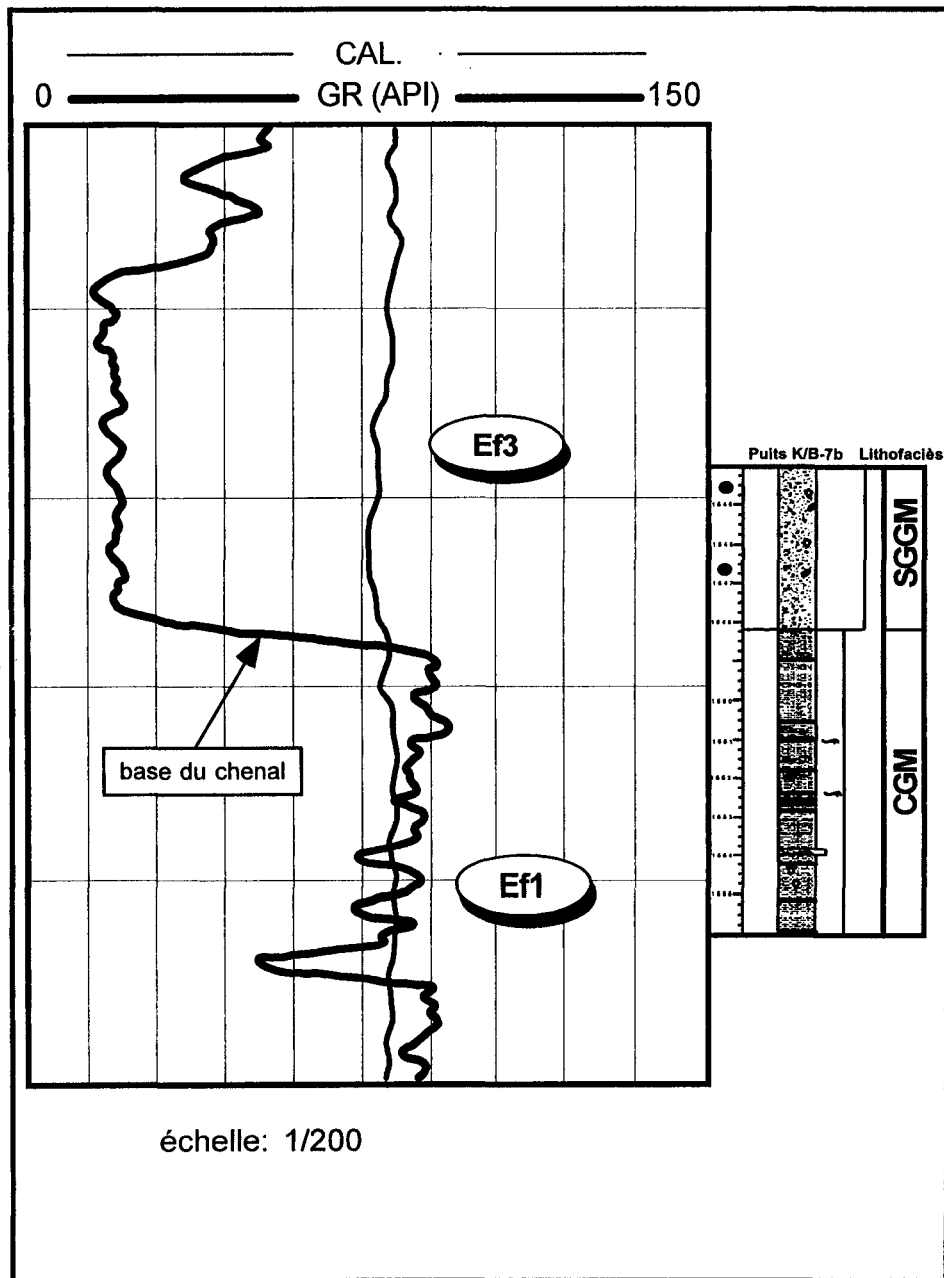
Ef1 : Le lithofaciès des conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux (CGM) se caractérise, en diagraphies, par des déflexions importantes du gamma-ray qui indiquent un sédiment hétérogène. Le caractère irrégulier et l'allure générale de la courbe définissent une forme en croissant dentelée.

Ef2 : Les lithofaciès de chenaux (GMFV, CBC) peuvent définir un électrofaciès qui se caractérise par:

- des contacts francs à la base et au sommet de l'électrobanc;
- une évolution générale définissant une forme intermédiaire entre les formes cylindrique et en entonnoir;
- des valeurs de gamma-ray proches de zéro (sables propres)

Les pics observés sur la courbe correspondent à des limites de petites séquences de remplissage à l'intérieur d'une séquence d'ordre inférieur. Toutefois, la diminution de gamma-ray observée vers le haut traduit une séquence négative qui n'est pas compatible avec l'évolution du log sédimentologique qui montre clairement un affinement de la granulométrie vers le haut. Cette évolution pourrait indiquer des sables de plus en propre vers le sommet du chenal.

Fig. V.6 : Calibration sédimentologique de l'électro-faciès Ef3

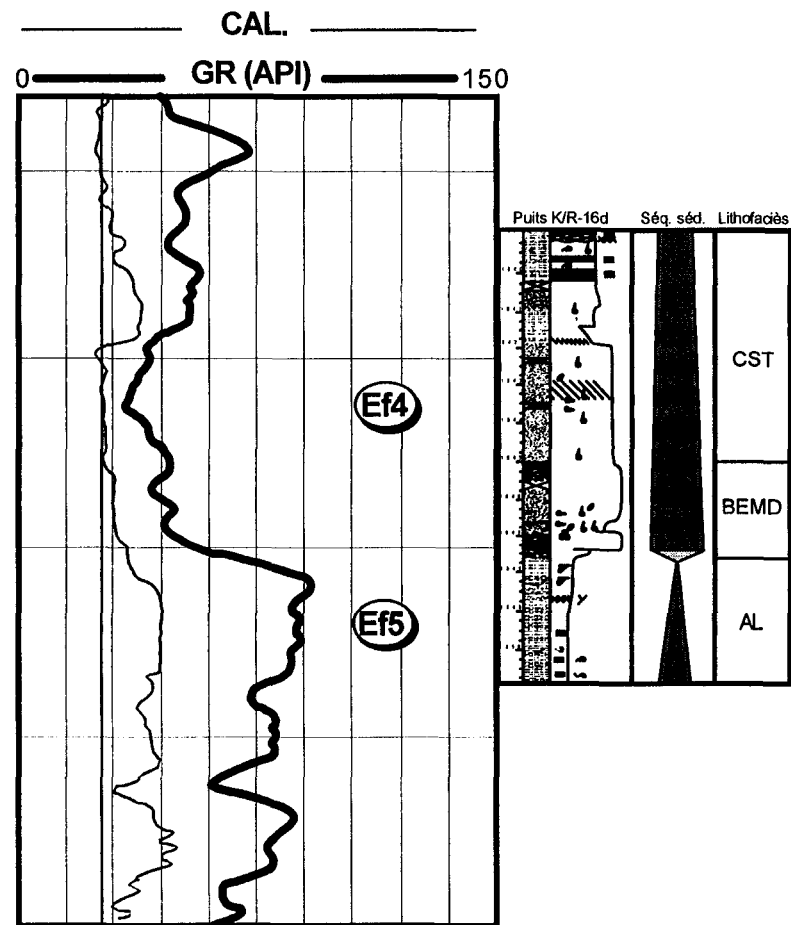


Ef3 : L'électro-faciès des sables et grès moyens à très grossiers de haute densité est caractérisé par:

- une importante déflexion du gamma-ray
- une radioactivité très basse
- une absence d'évolution verticale marquée définissant une allure générale de forme cylindrique
- un électro-banc pouvant atteindre 8 m d'épaisseur

Cette morphologie définit une séquence de chenal à remplissage sableux prédominant qui se développe sur un intervalle décimétrique de conglomérats de galets mous à support gréso-argileux.

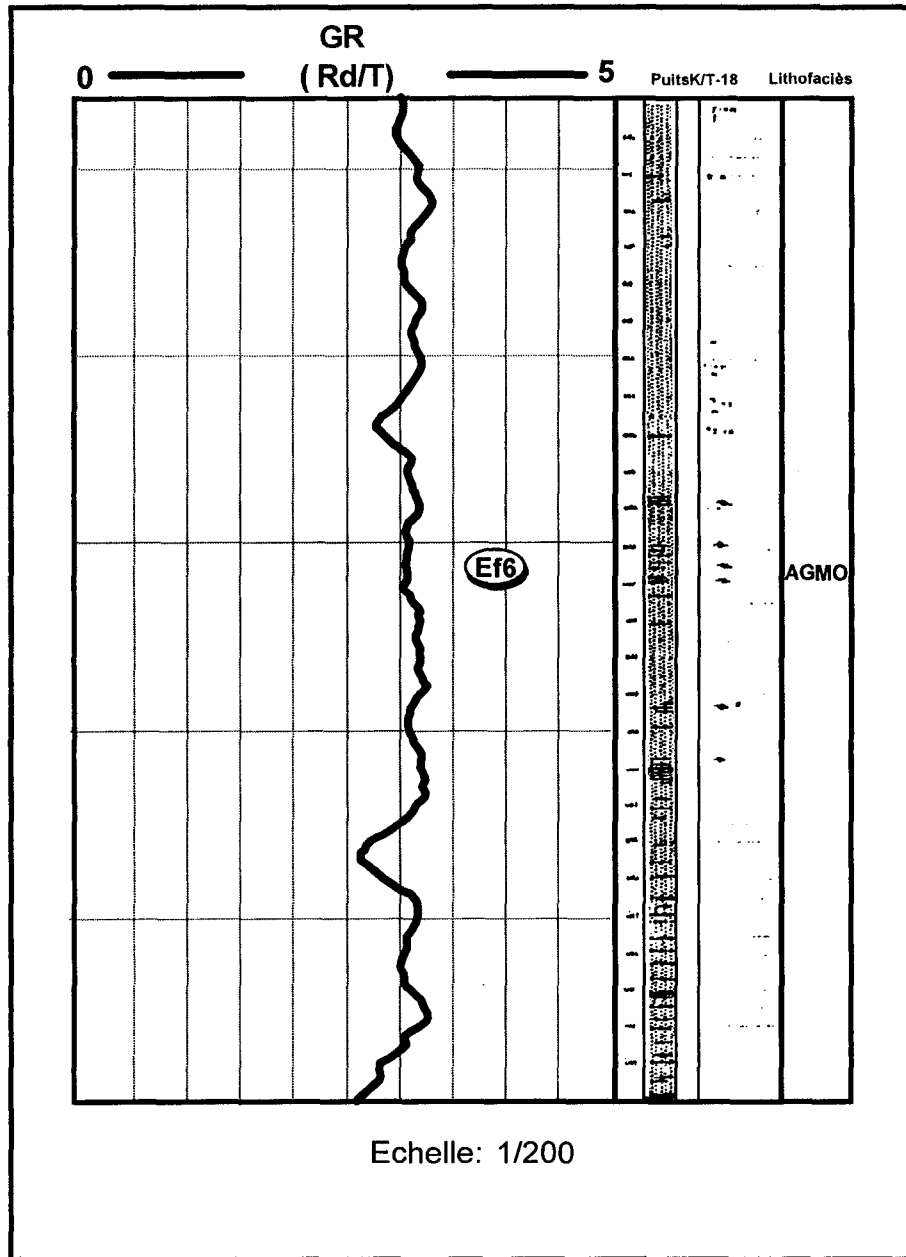
Fig. V.7 : Calibration sédimentologique des électro-faciès Ef4 et Ef5



Echelle: 1/200

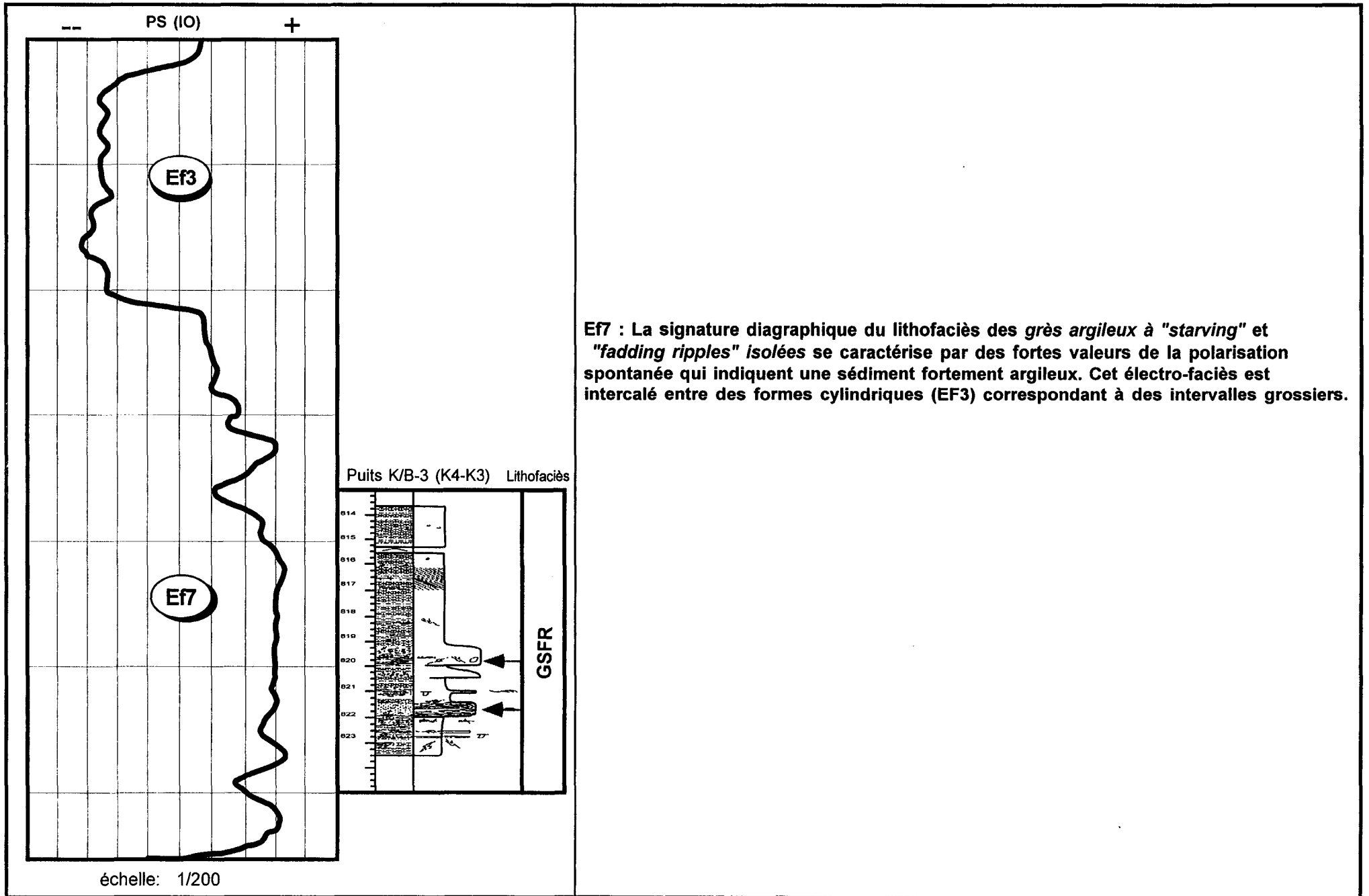
Ef4: Cet électro-faciès est caractérisé par la superposition des brèches à éléments de mudstone dolomitique et sables bioclastiques (BEMD), et les carbonates bioclastiques à structures tractives (CST). Il représente la plus grande partie du remplissage du canyon IV (Puits K/R-16d, K/R-1, K/R-2). Dans ces puits, cet électro-faciès surmonte souvent, à la faveur d'un contact franc, des argiles laminées (Ef5). L'enregistrement du gamma-ray montre, au passage entre les argiles laminées et les brèches, une déflexion du gamma-ray qui traduit une diminution de l'argilosité à la base de cet ensemble. Son allure générale détermine une forme cylindrique. Cependant, on note légère augmentation du gamma-ray vers le sommet de l'électrofaciès, soulignant une légère augmentation de l'argilosité.

Fig. V.8 : Calibration sédimentologique de l'électro-faciès Ef6



Ef6 : Cet électro-faciès est caractérisé par le lithofaciès des argillites silteuses à grès très fins riches en matière organique végétale. Il est rencontré dans les puits du domaine onshore, en particulier dans le cortège progradant de l'Unité IV. Les enregistrements de gamma-ray, très anciennes dans ce secteur, sont mesurés en microgrammes de radium émis par unité de temps. L'électro-faciès présente des fortes valeurs de gamma-ray (environ 3 microgrammes/T) qui ne montrent pas de variations verticales marquées.

Fig. V.9 : Calibration sédimentologique de l'électro-faciès Ef7



Ef7 : La signature diagraphique du lithofaciès des grès argileux à "starving" et "fading ripples" isolées se caractérise par des fortes valeurs de la polarisation spontanée qui indiquent un sédiment fortement argileux. Cet électro-faciès est intercalé entre des formes cylindriques (Ef3) correspondant à des intervalles grossiers.

CHAPITRE VI :
ETUDE DETAILLEE DU CANYON INTRA-
MANDOROVE N°3

Fig. VI.15: Principaux traits structuraux des champs A et B : L'axe du canyon n°3 est guidé par de grands dômes salifères marqués par des couleurs jaunâtres à rougeâtres, tandis qu'il recoupe les plus petits sur son parcours.

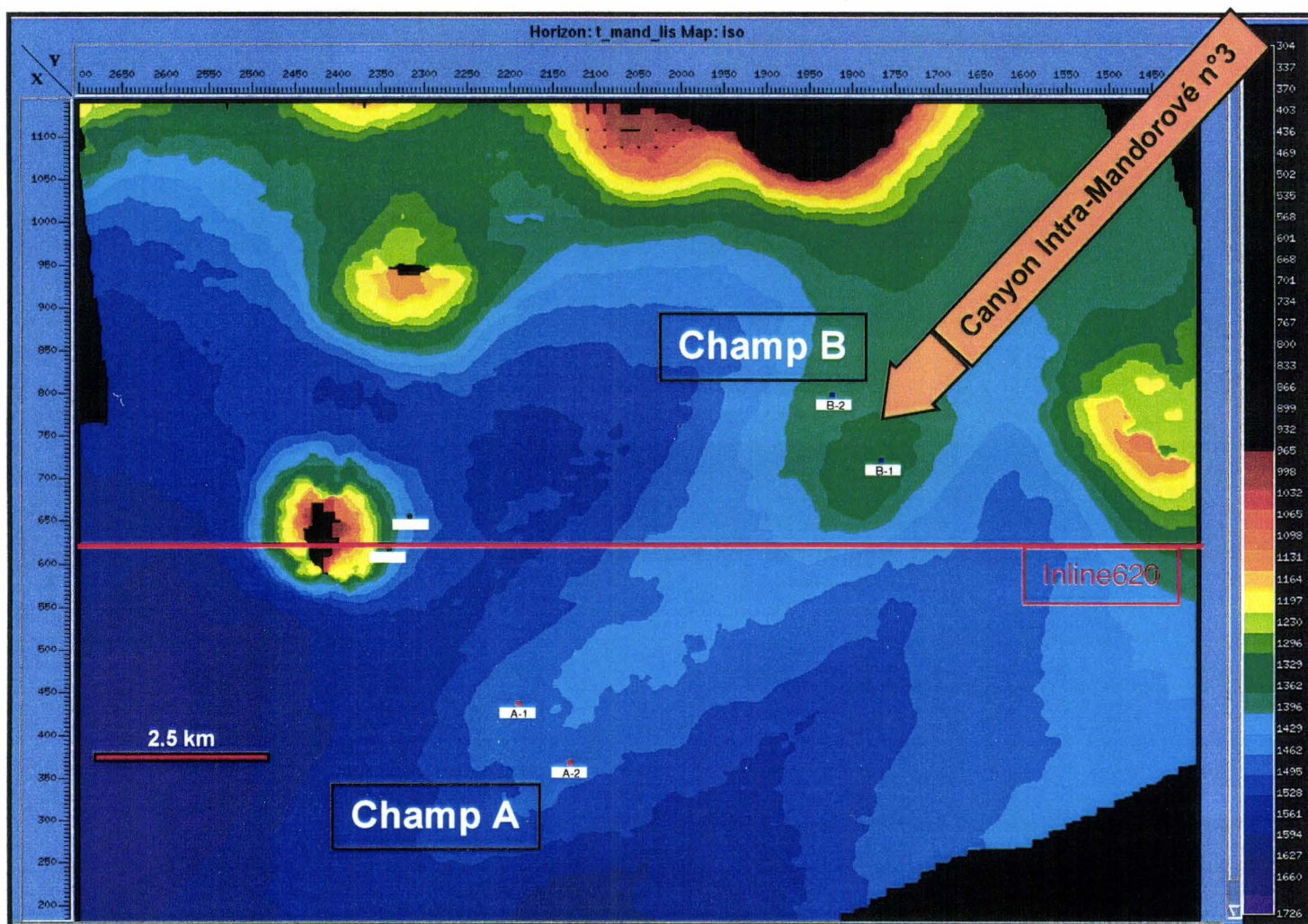


Fig.VI.16 : Localisation du canyon intra-Mandorové n°3, soulignée par une enveloppe de faciès à la base.

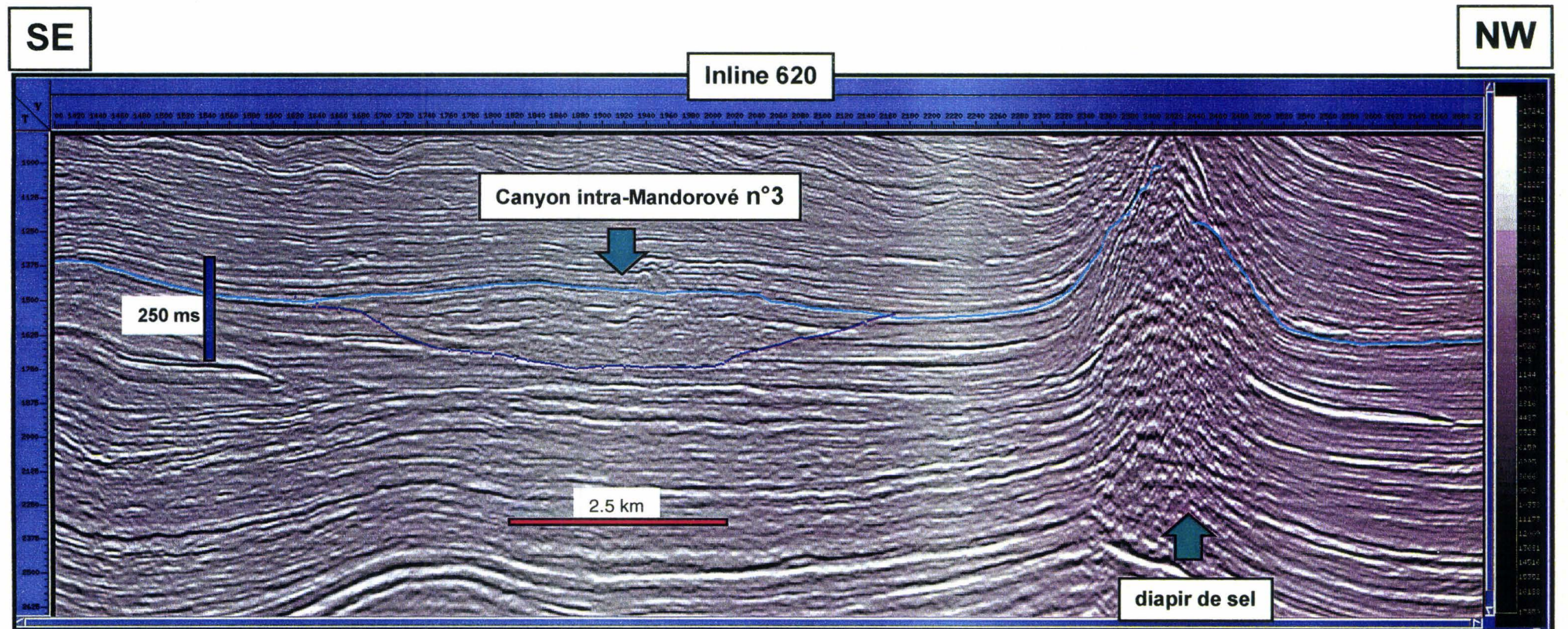


Fig. VI.17 : Carte isobathe de la base du canyon (Erosion0). La base du canyon est fortement affectée par le diapir de sel du champ B.

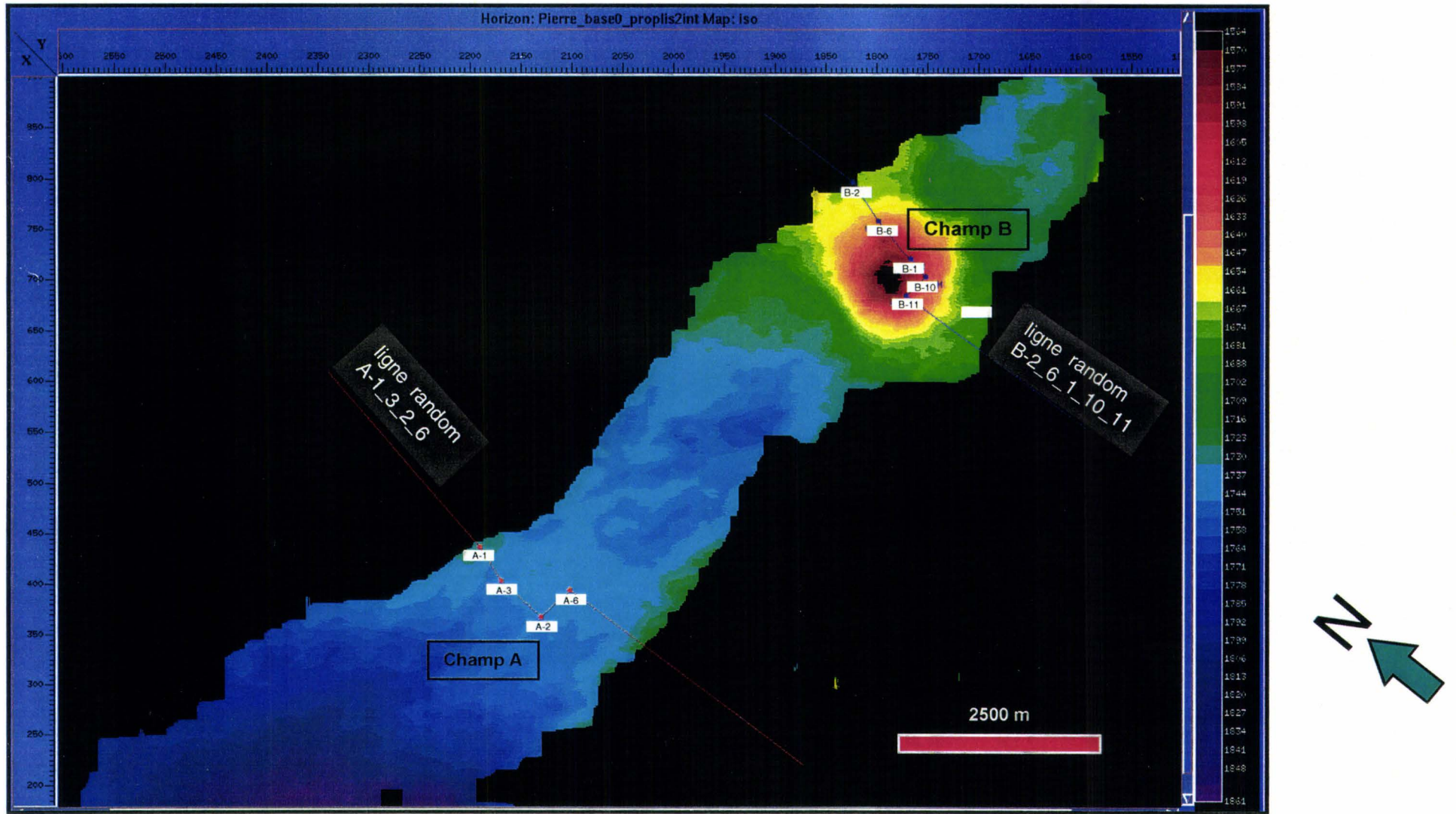


Fig. VI.18: Carte isobathe de l'érosion de base du canyon (Erosion0) et d'une latérale (Erosion1)

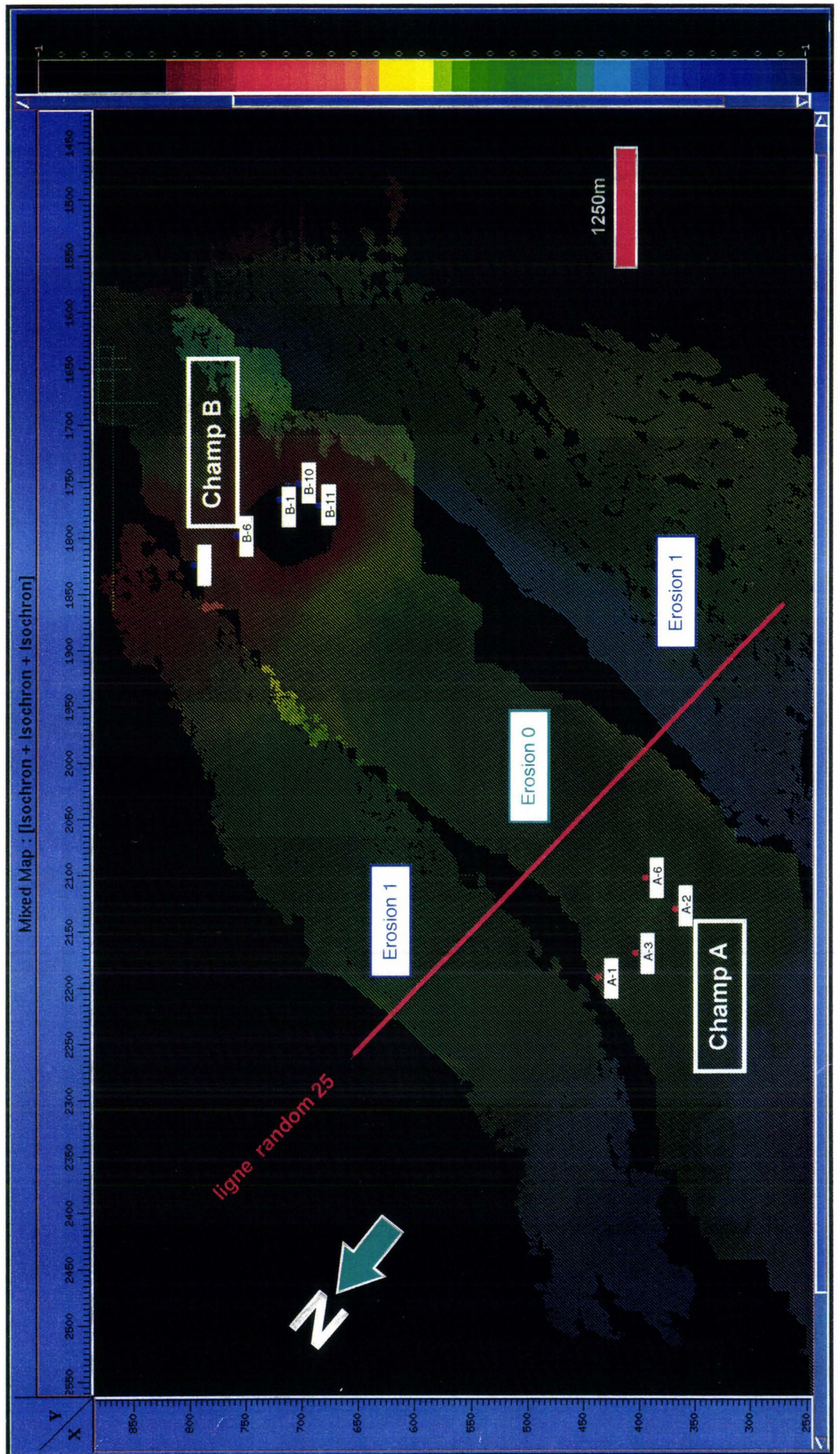


Fig. VI.19 : Carte d'amplitude de l'horizon «Toit du Canyon intra-Mandrové n°3». Localisation du dernier chenal méandrique au centre du remplissage du canyon.

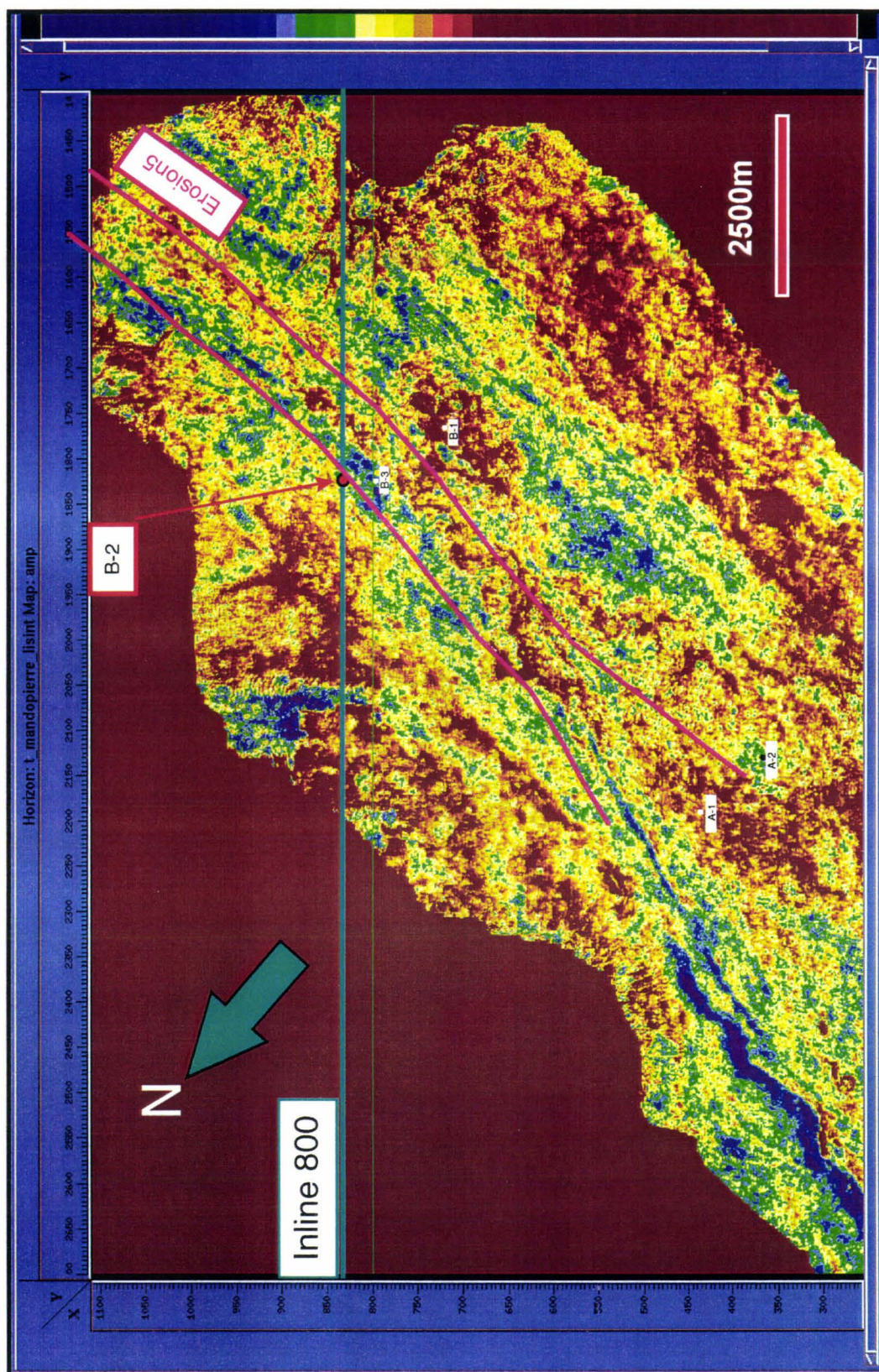


Fig. VI.20 : Relation entre profondeurs des incisions et les épaisseurs des sédiments aggradants.

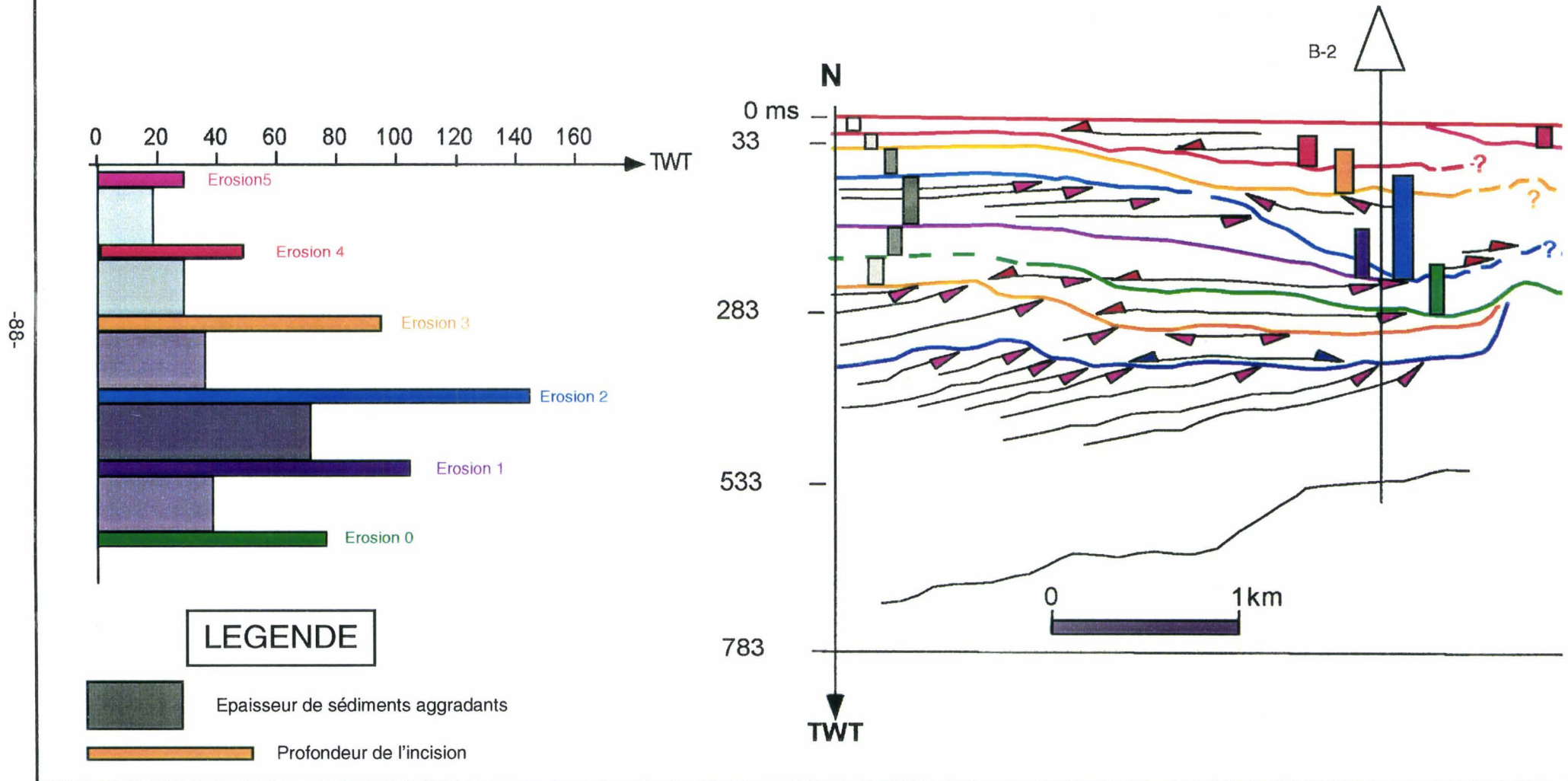


Fig. VI. 21. : DIFFICULTE DANS LE CHOIX DES SURFACES CORRELABLES

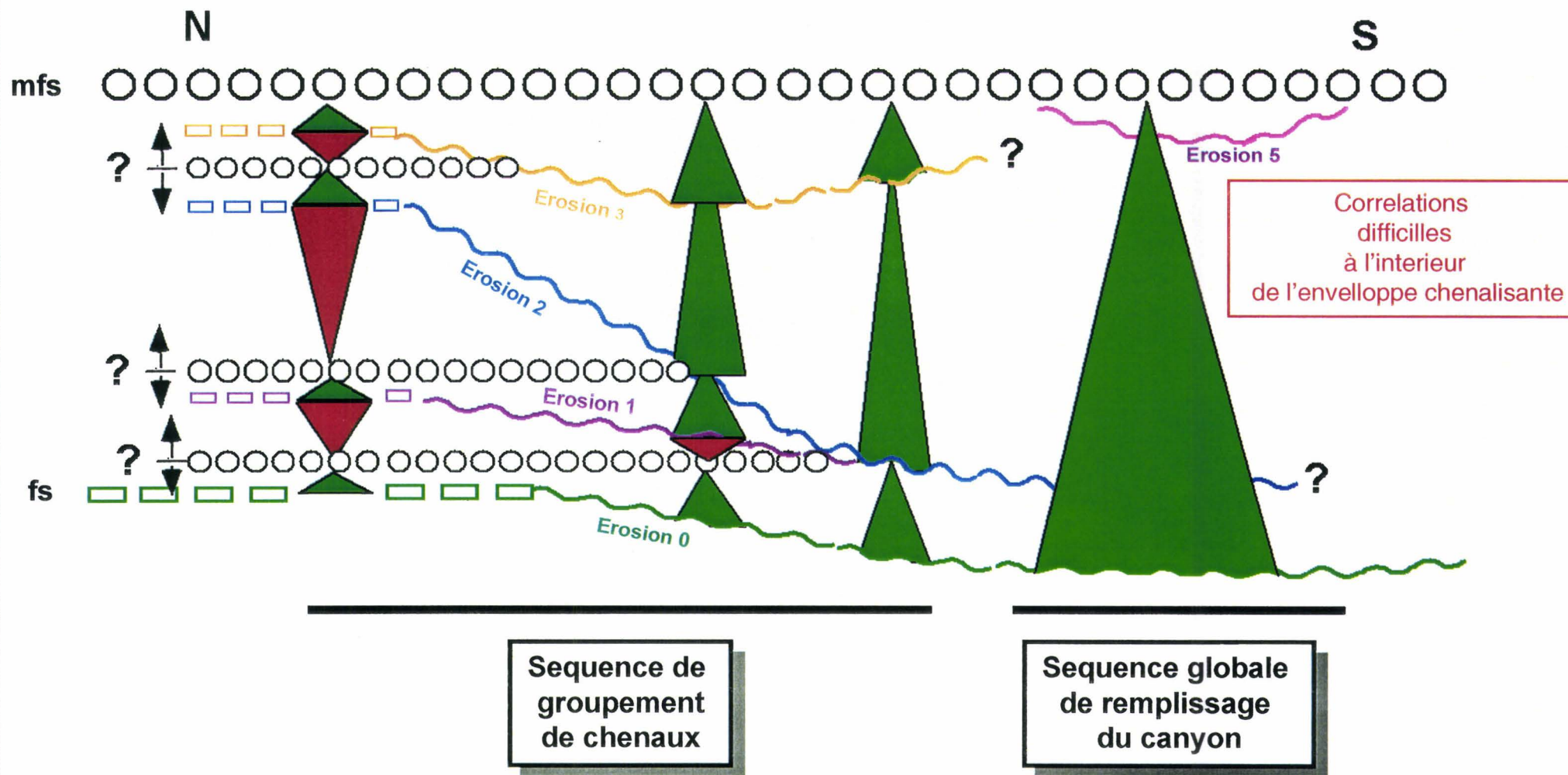


Fig. VI. 22. : CORRELATIONS SISMIQUES DE LA LIGNE RANDOM PASSANT PAR LES Puits A-1-3-2-6

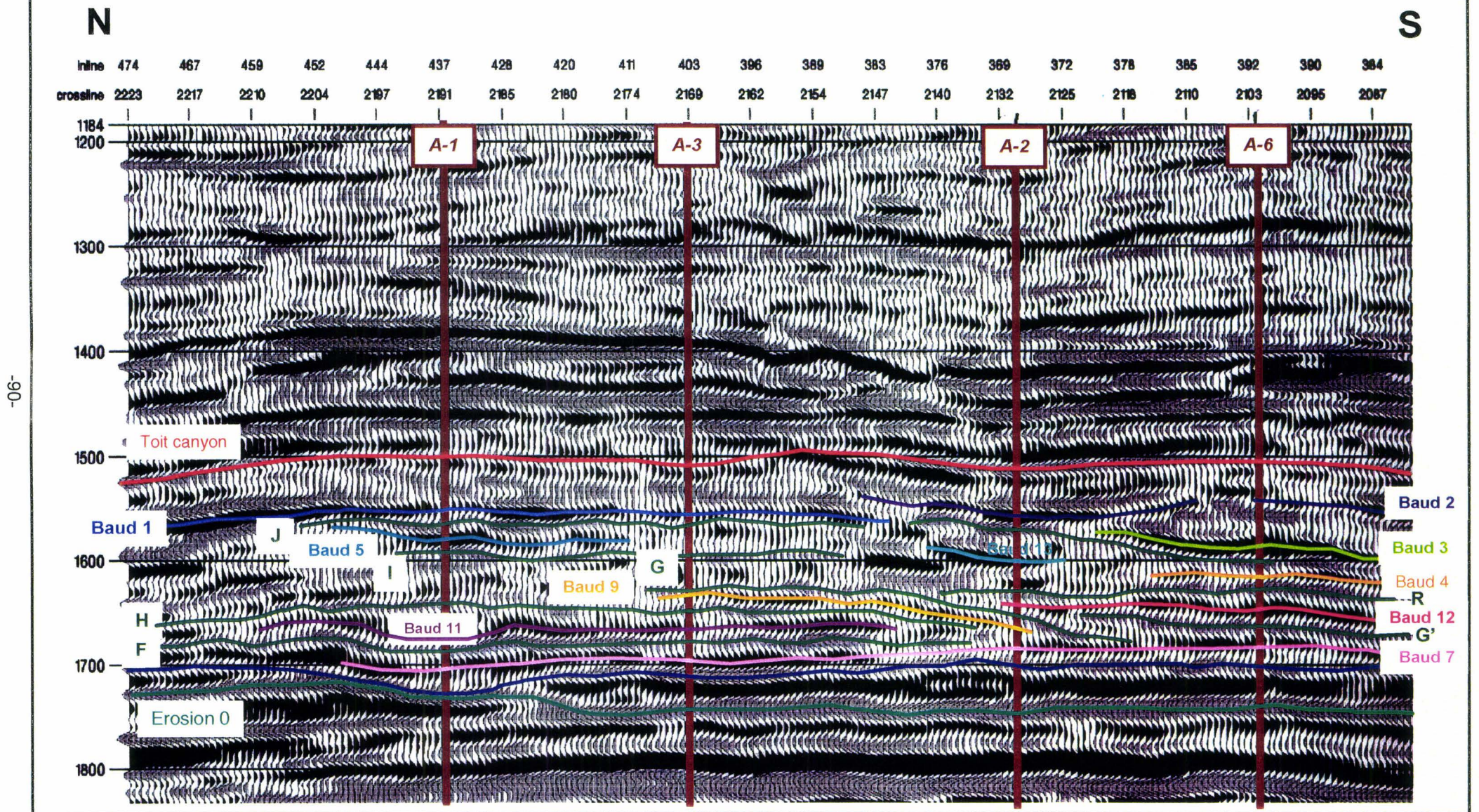


Fig. VI. 23. : Calage sismique du puits A-1

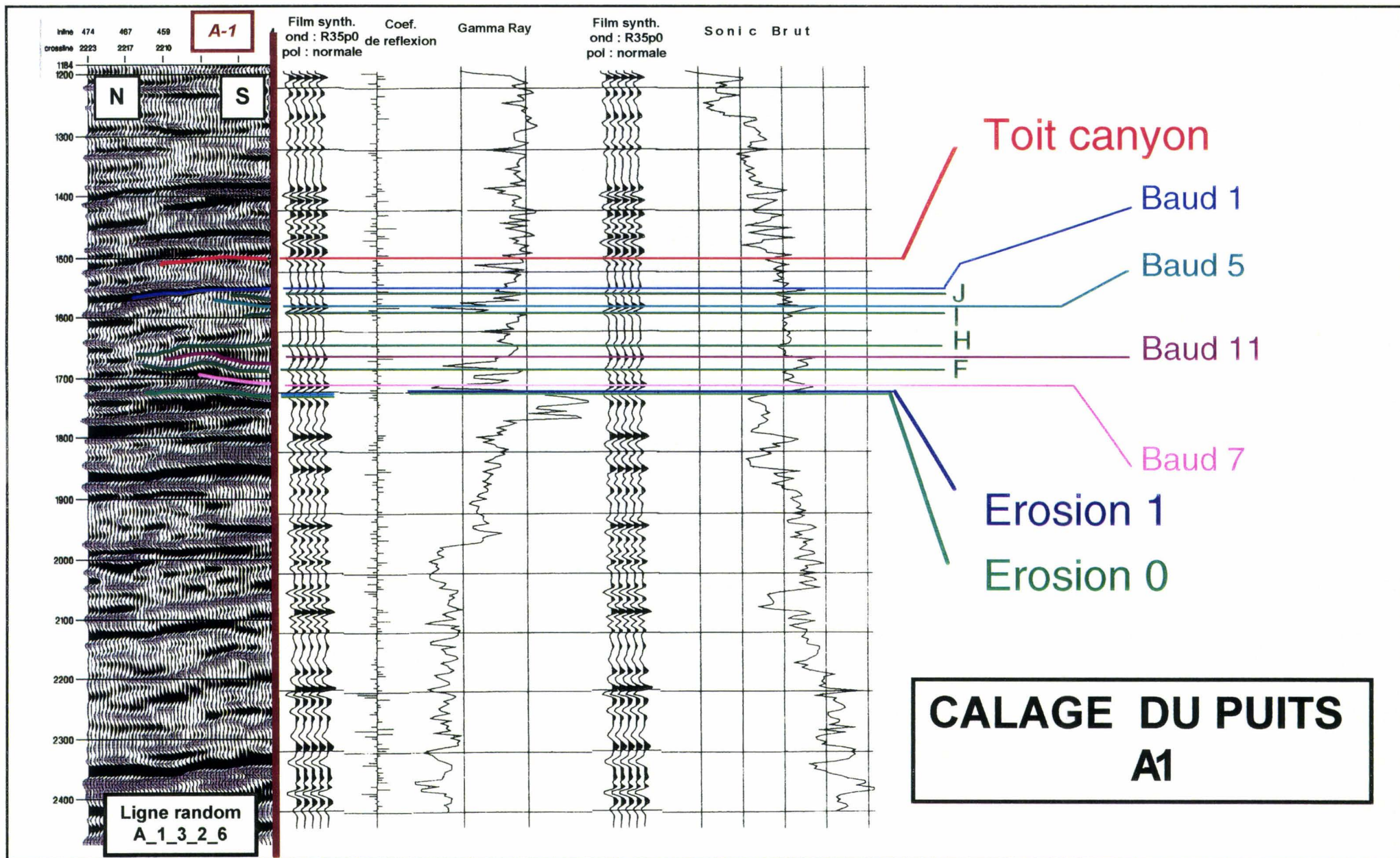


Fig. VI.24 Calage sismique du puits A-3

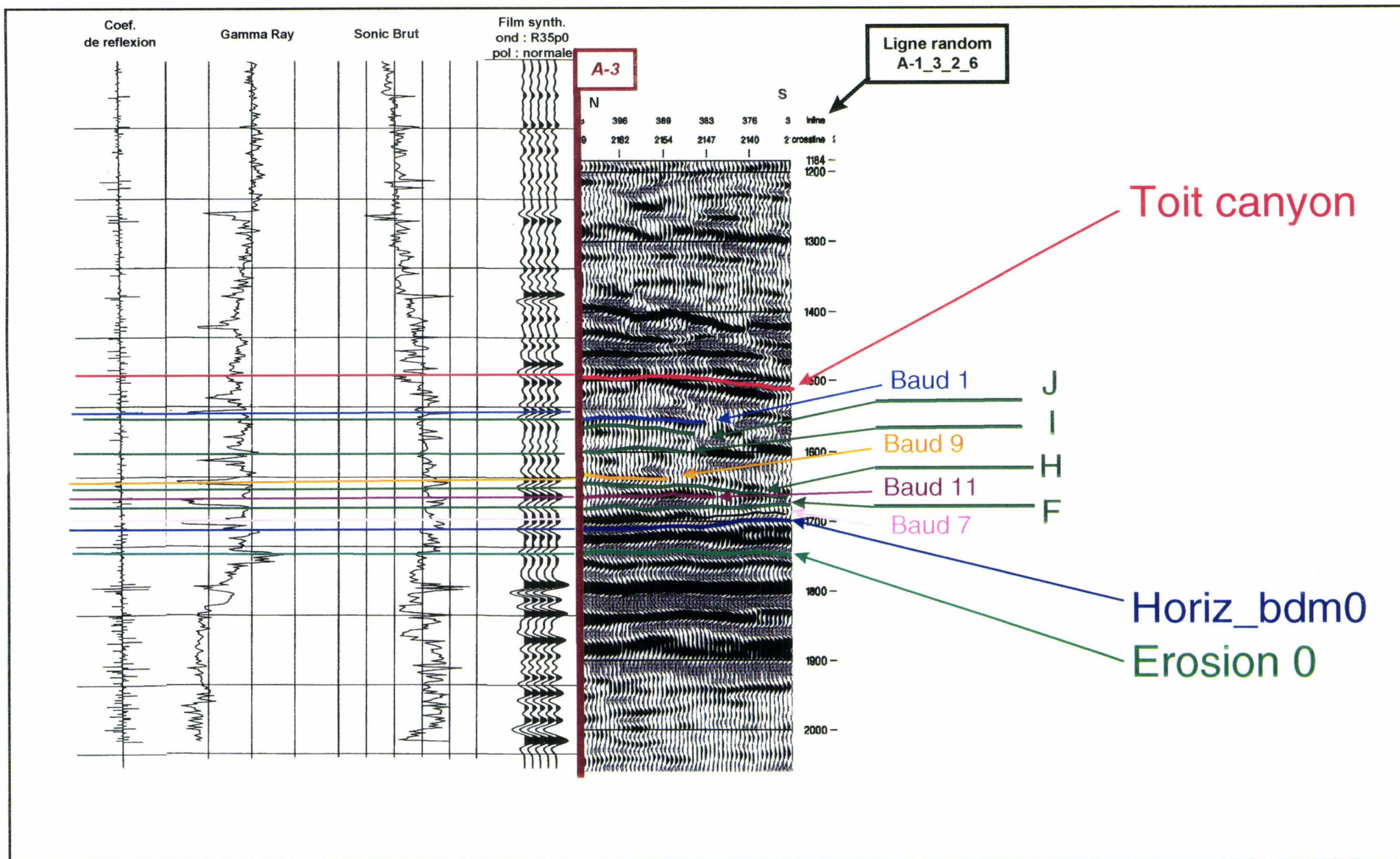


Fig. VI.25 Calage sismique du puits A-6

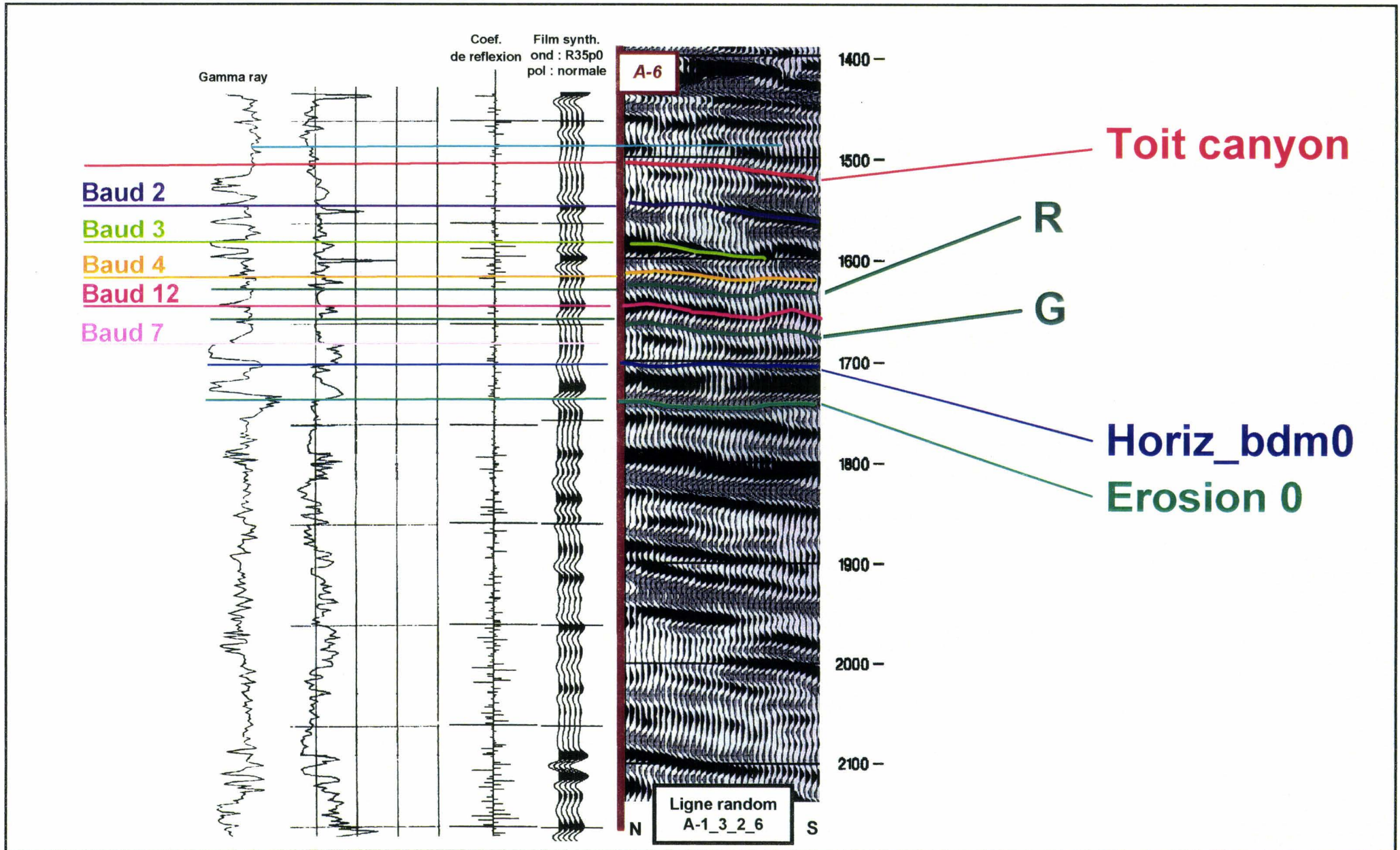


Fig. VI.26 Calage sismique du puits A-2

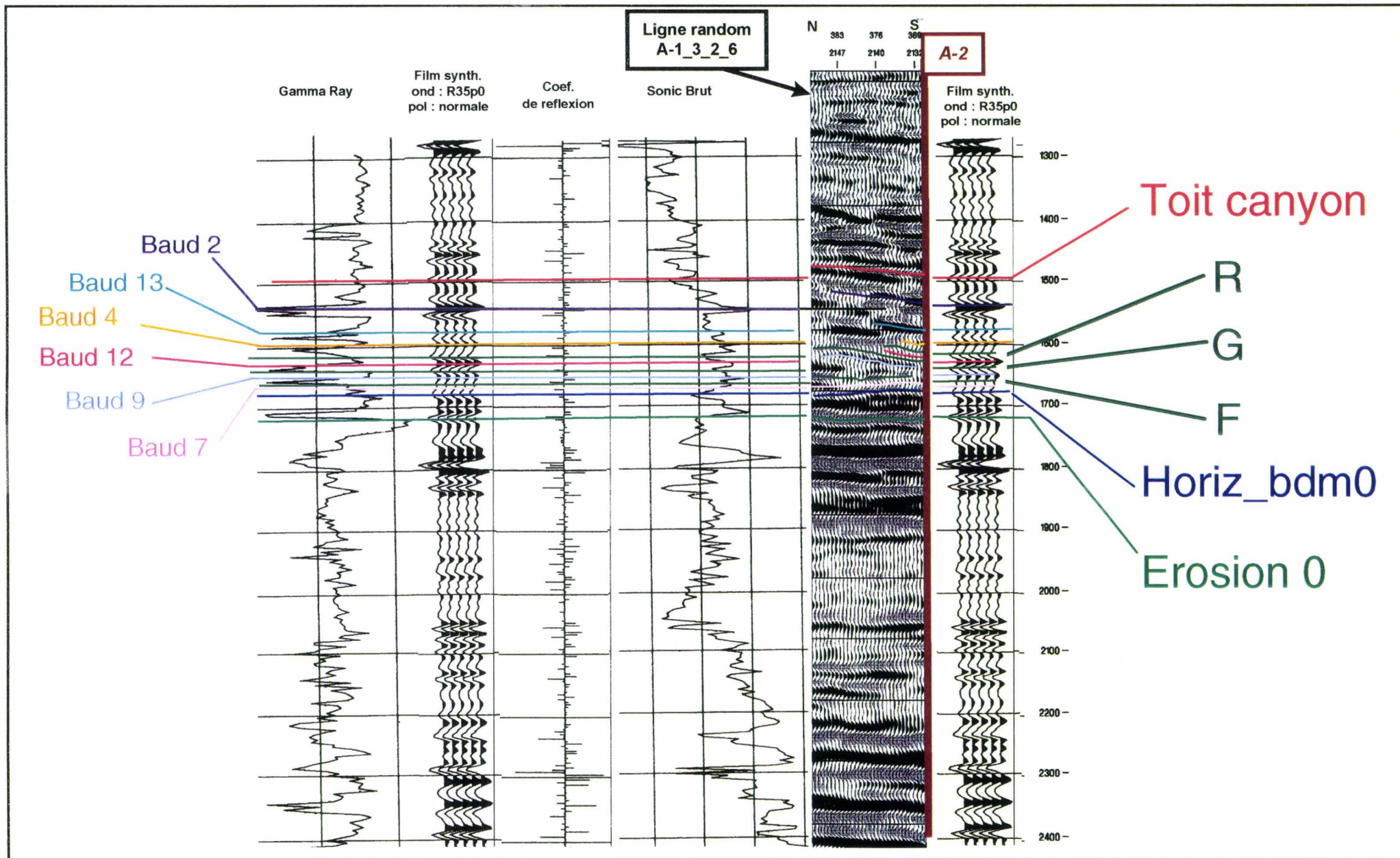


Fig. VI.27 «Toit du canyon + 64 ms» sur la ligne *random* B-2-6-7-1-10-11.

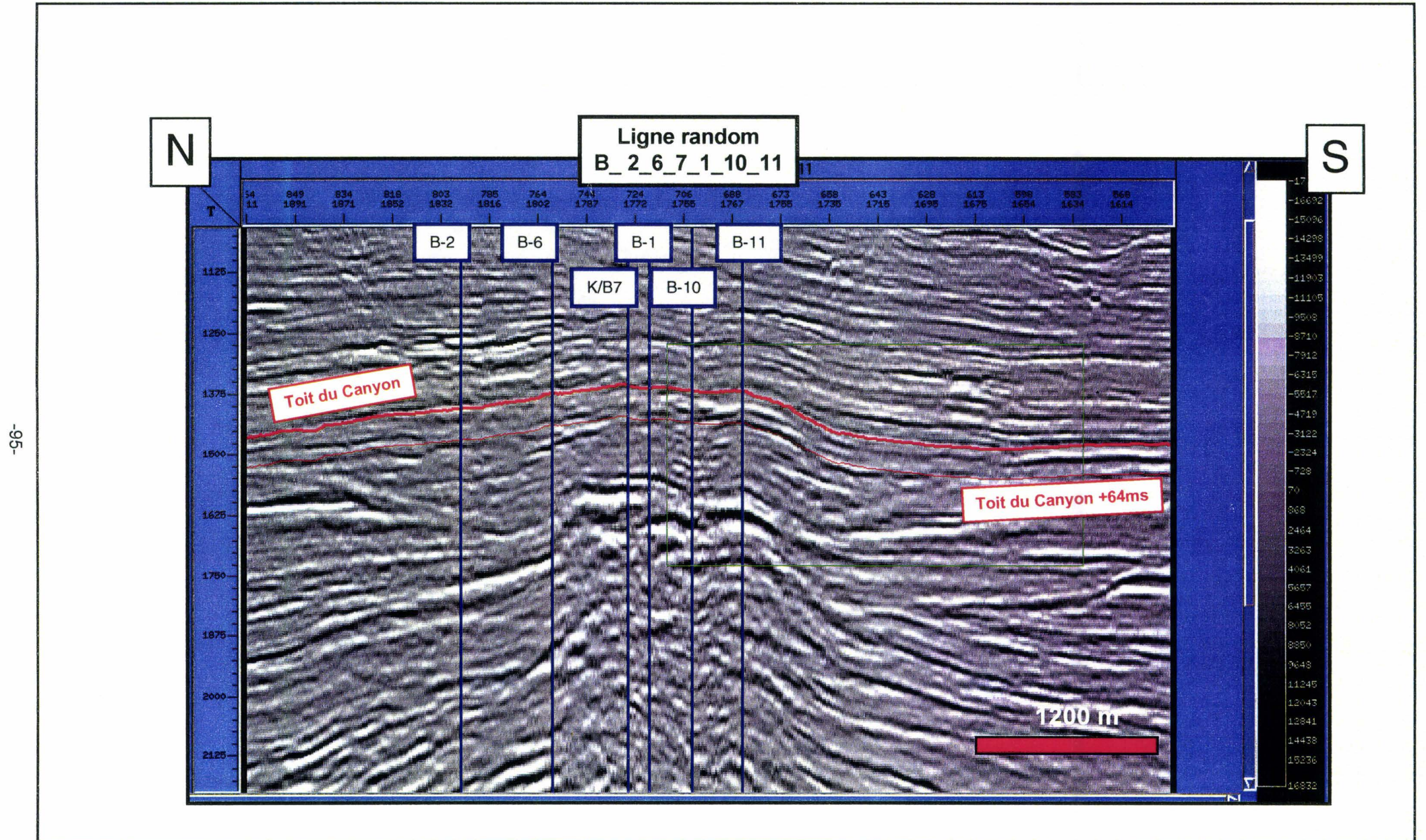


Fig. VI.28 Carte d'amplitude de l'horizon Toit Canyon Mandorové +64ms

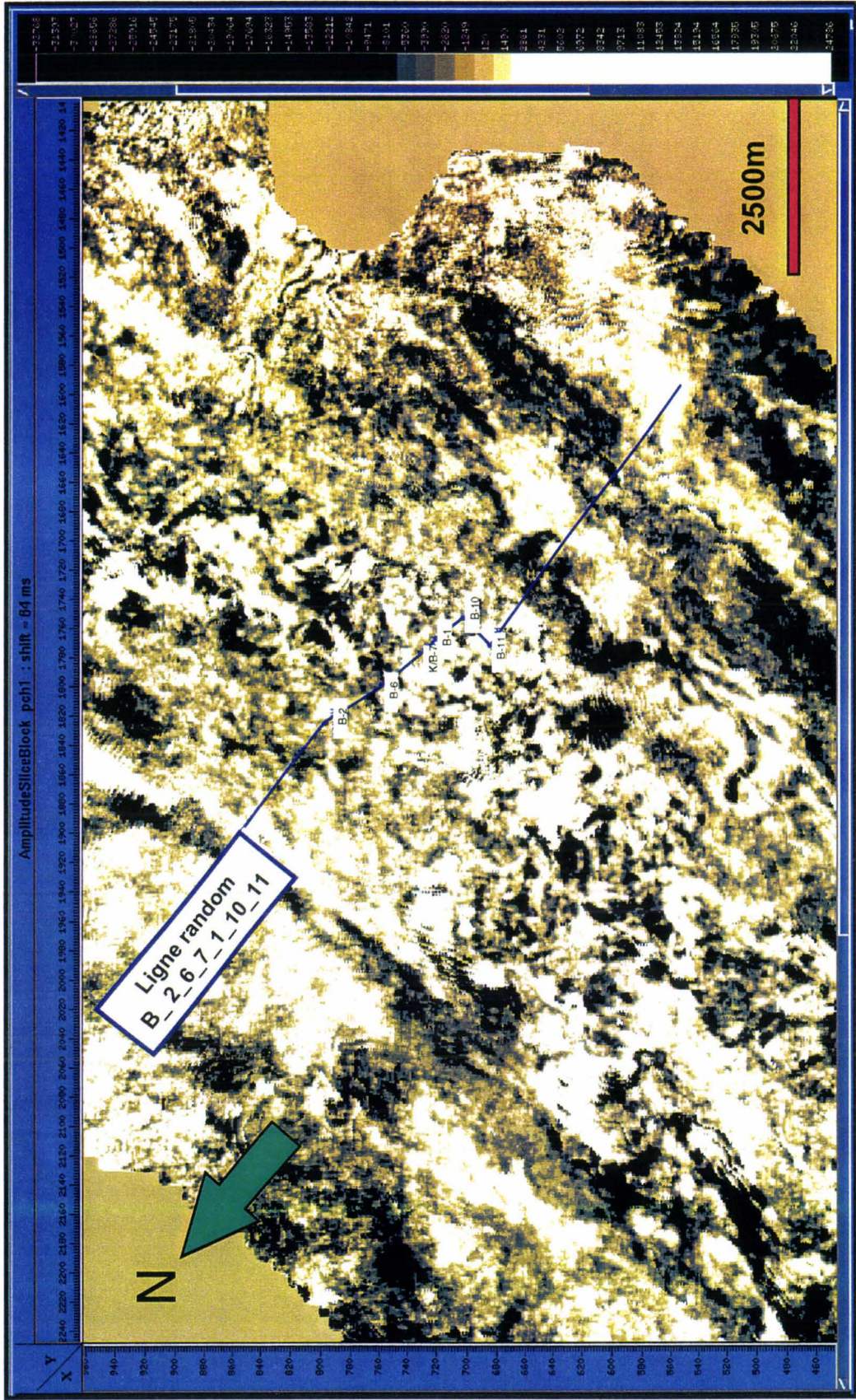
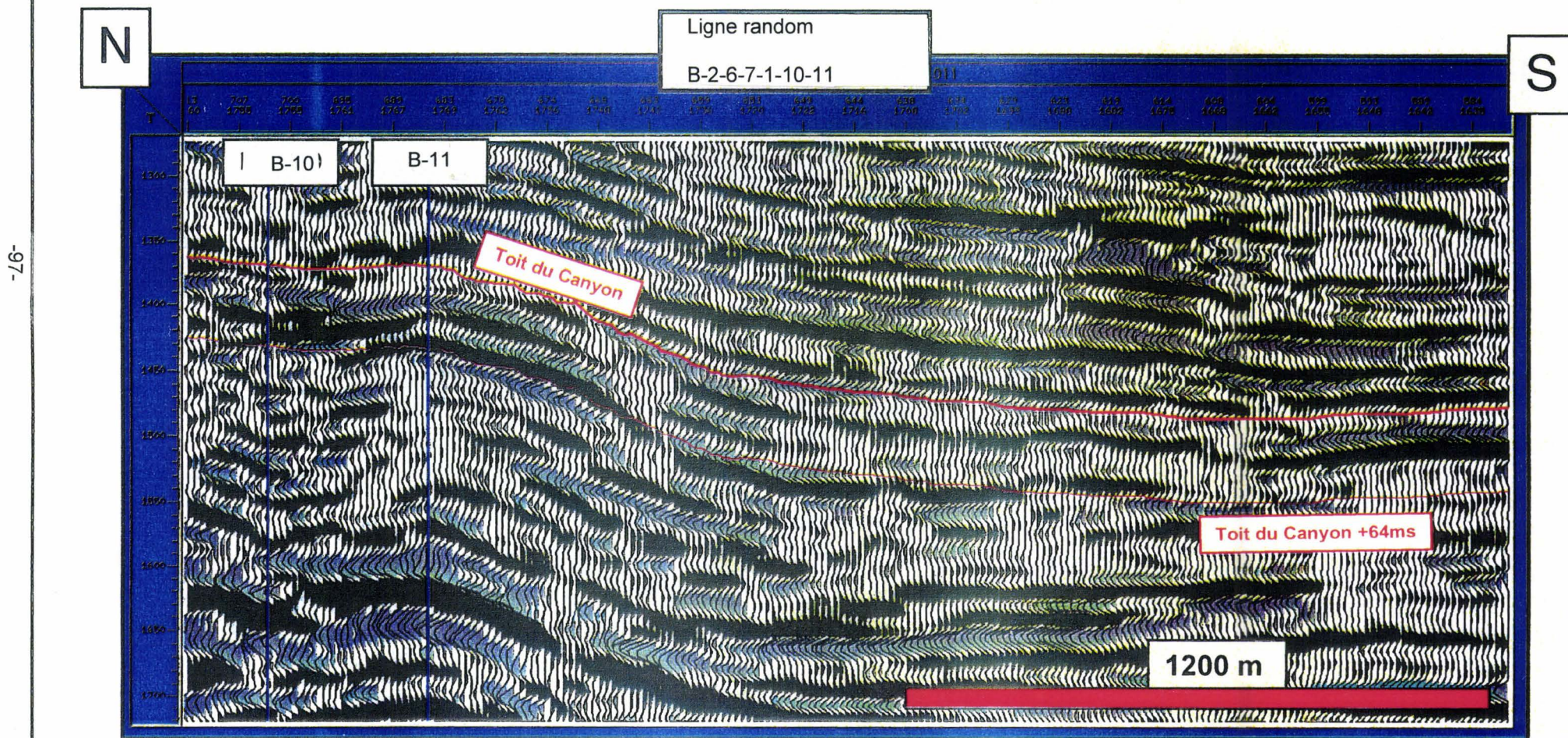


Fig. VI.29 : « Toit du canyon +64 ms » sur la ligne random B-2-6-7-1-10-11.



-97-

Fig. VI.30 : Carte du maximum d'amplitude dans la tranche « toit du canyon +96 à +56ms, sur la ligne random B-2-6-7-1-10-11.

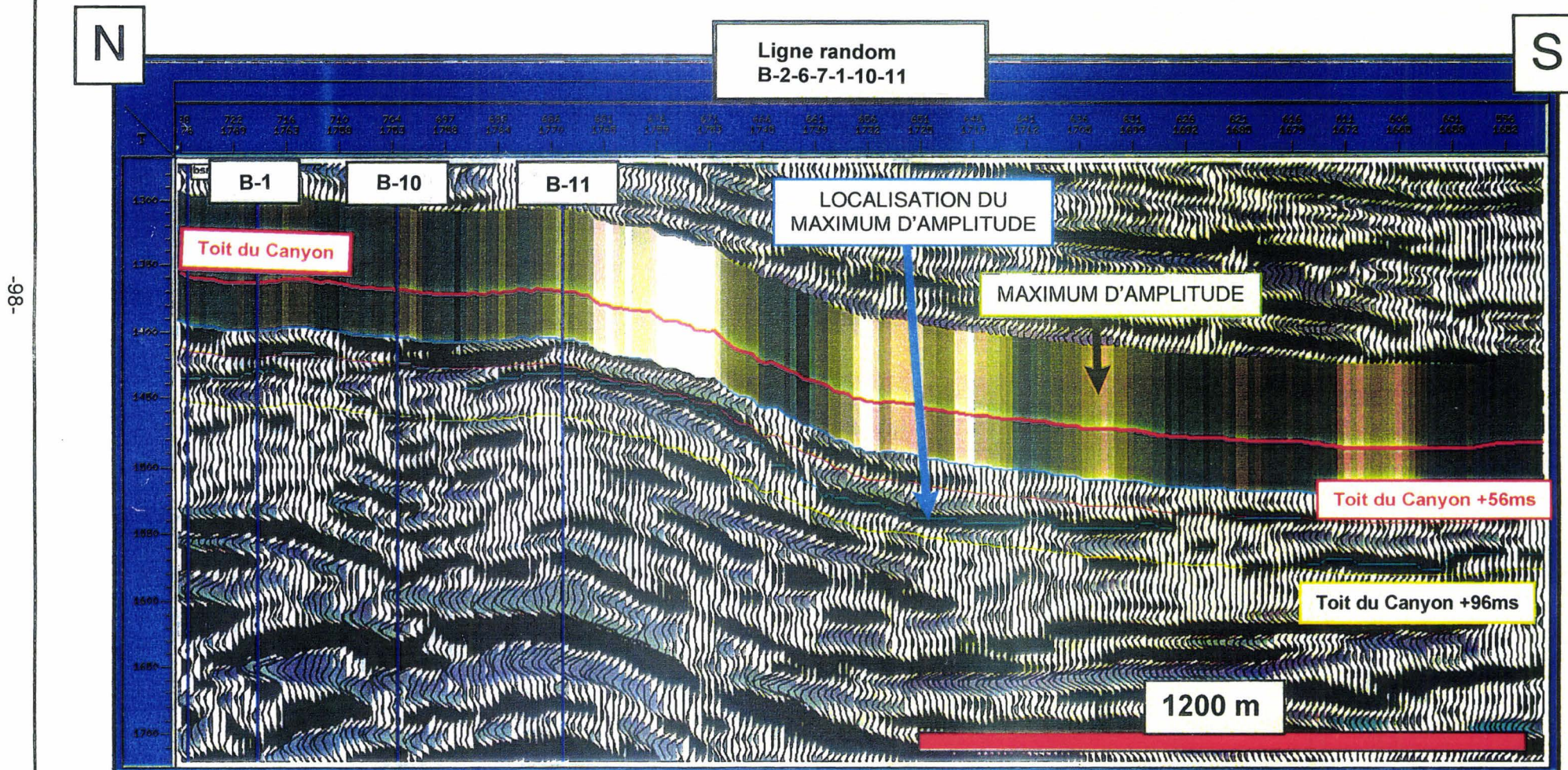
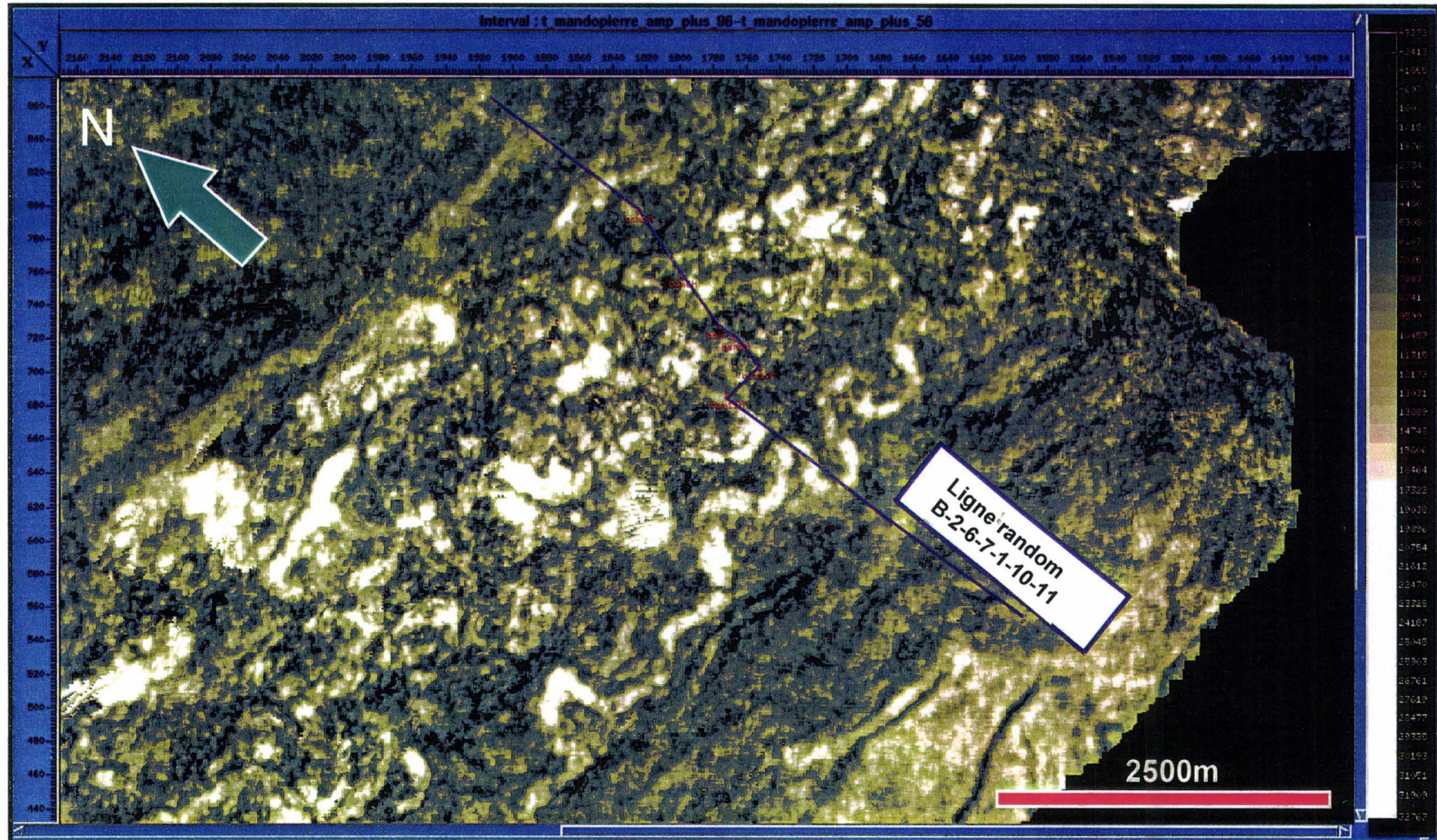


Fig. VI.31 : Carte du maximum d'amplitude dans la tranche « toit du canyon +96 à +56ms ».



-66-



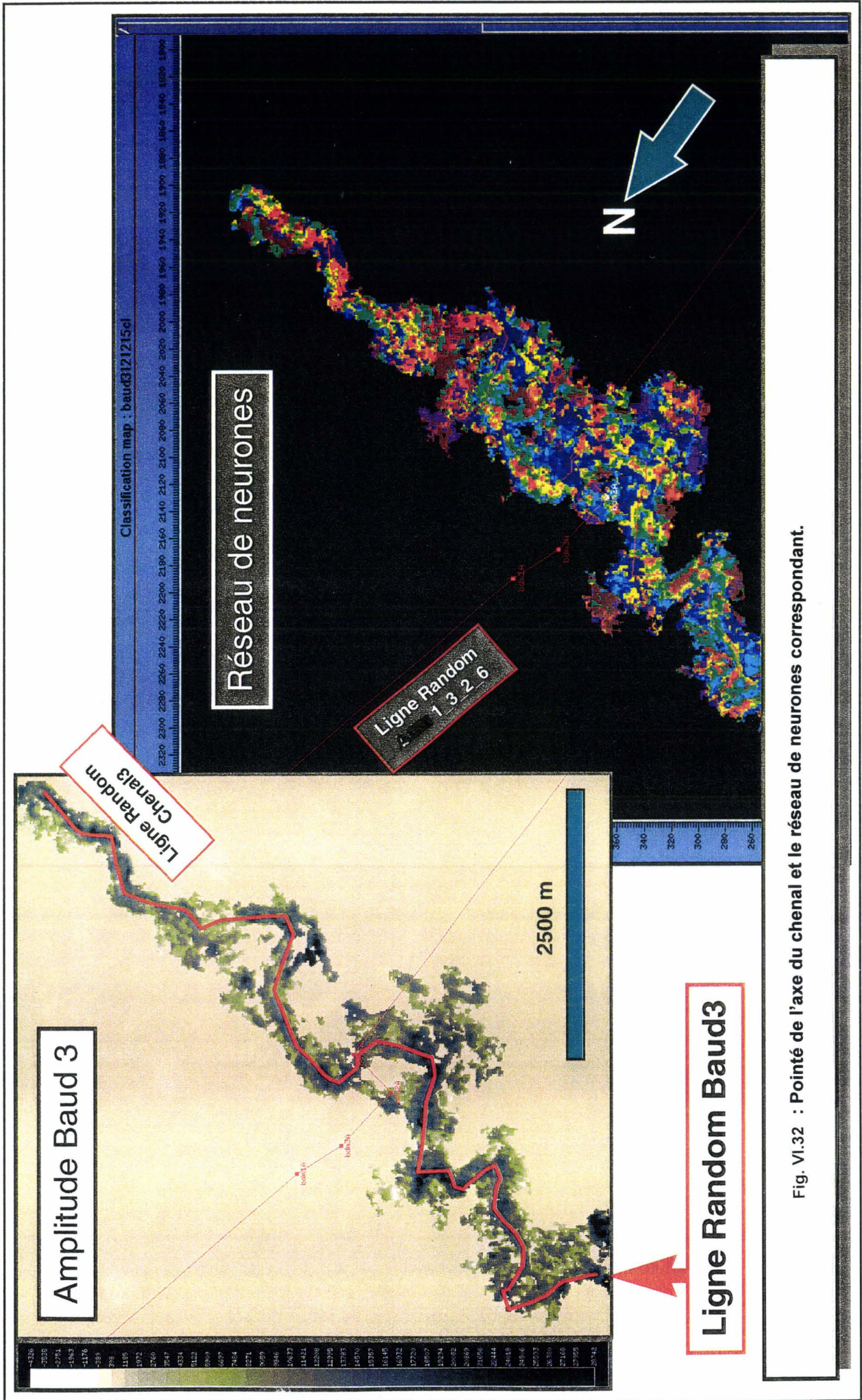
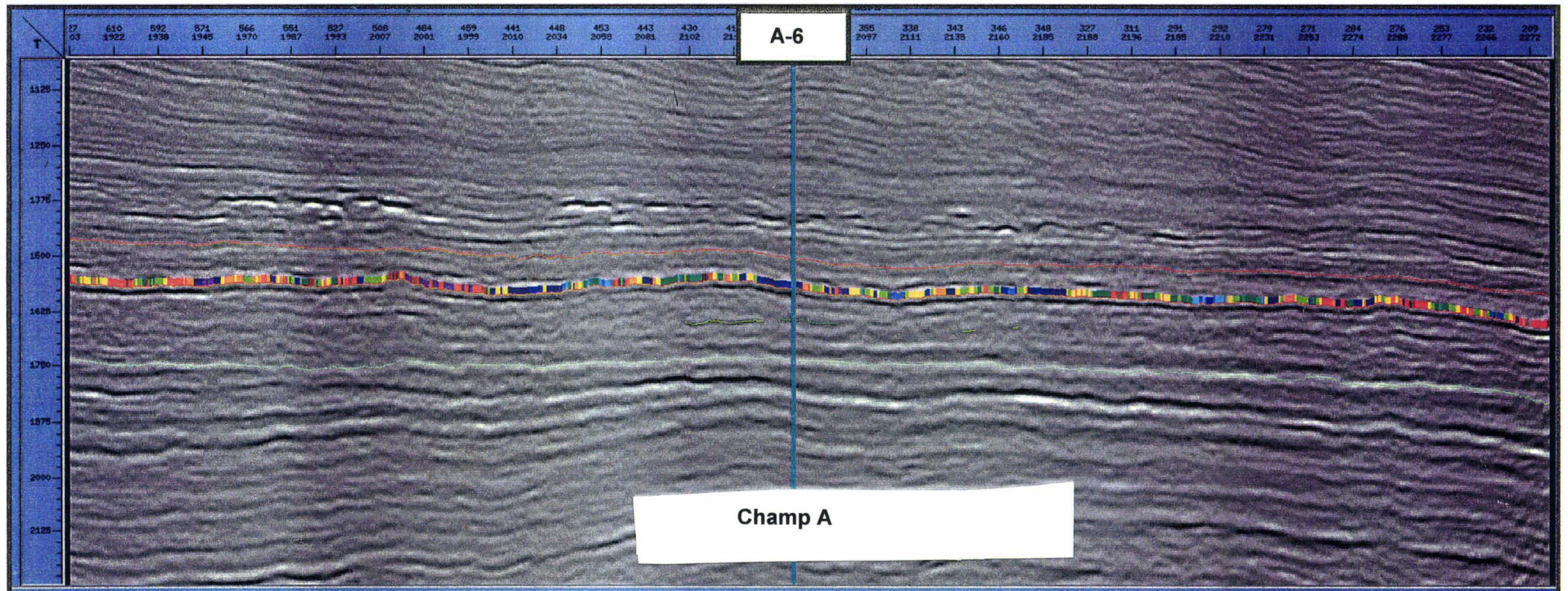


Fig. VI.32 : Pointé de l'axe du chenal et le réseau de neurones correspondant.

Fig. VI.33 : Déroulé de la ligne *random* chenal cheanl 3 : Il se caractérise par un réflecteur continu et de forte amplitude qui correspond à la base du chenal.

E

W



**Article accepté à *Marine and Petroleum
Geology* :**

Collaboration avec le Geoscience Research Centre d'Elf à Londres

(Wonham *et al.*)

3D sedimentary evolution of a canyon fill (Lower Miocene-age) from the Mandorove Formation, offshore Gabon.

J.P. Wonham^{1,2}, S. Jayr^{1,3}, R. Mougamba⁴ and P. Chuilon⁴

¹ Elf Geoscience Research Centre, 30 Buckingham Gate, London SW1E 6NN, UK

² Current address: Elf Exploration UK, 1 Claymore Drive, Bridge of Don,
Aberdeen, AB23 8GB, tel. 01224 233000, fax. 01224 233395

³ Imperial College of Science, Technology and Medicine, London SW7 2BP, UK

⁴ Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

⁵ Elf Exploration Production, CSTJF, 64018 Pau Cedex, France

Abstract

3D seismic and well data are integrated through 3D modelling and used to examine the 3D sedimentary evolution of the Baliste-Crécerelle canyon, offshore Gabon. The canyon fill (4 km wide, 400 m thick) forms part of the Mandarove Formation (Upper Oligocene to Middle Miocene age) and was fed by a major delta system of the Ogooué river. This study demonstrates the characteristics of a hierarchy of stratigraphic elements which make up the canyon fill. The canyon fill is dominated by the deposits of gravity flow channels (100-300 m wide) which are seen on seismic and are sometimes meandering in character. Variations in channel morphological parameters are described at various scales and a depositional model is proposed. Finally, a 3D grid model of the canyon is generated using stochastic techniques to better demonstrate the sedimentary evolution of the fill.

Keywords: Mandarove, Canyon, Sinuosity

Abbreviated article title: Lower Miocene canyon fill, offshore Gabon

Introduction

This study characterises and interprets the upper slope deposits of the Baliste-Crécerelle canyon fill. The complete canyon fill extends for 120 km basinwards from the palaeo-shelf edge, has a width of up to 10 km and a thickness of 500 m. The Baliste-Crécerelle canyon is considered to be a typical example of a large submarine canyon located in front of a major delta. These canyons constitute an important morphological feature of mature passive margins. They are steep-walled submarine valleys with maximum relief where they cut into the continental shelf at the shelf-slope break. Passing down the slope these canyons form broader, box-shaped troughs with levee development. Larger canyons extend from the littoral zone on the inner shelf to the base of the continental slope where they form broader, box-shaped troughs with levee development (Cainelli, 1994). Typically these passive margin canyons extend for distances of 100 km (Normark *et al.*, 1993).

Using 3D seismic data, this study investigates the sedimentary architecture of the canyon fill using high-resolution seismic stratigraphy, seismic attribute analysis and borehole data calibrated to seismic. 3D modelling has been used to integrate and interpret this data in order to develop a model of stratigraphic architecture from the scale of the canyon (4 km wide) to individual channels (<200 m wide). The results should improve prediction for both exploration and production of turbidite reservoirs as well as throwing some light on the development of meandering turbidite channels.

Geological setting

The Baliste-Crécerelle canyon is situated on the North Gabon margin, here considered as the region lying to the north of the N'komi transverse zone (Fig. 1). The history of the North Gabon ocean margin begins with a phase of rifting of Neocomian to Lower Aptian age which resulted in rapid northward marine invasion of the West African basin. Mid- to late Cretaceous sediments reflect overall transgressive conditions, consisting initially of evaporites passing up into platform carbonates. By the Albian, a phase of halokinetic deformation began in the slope to basin domain which continued to effect sedimentation with numerous local and regional phases.

The Senonian marks the onset of construction of a prograding clastic system which is developed on

the margin of North Gabon to a thickness of 2500 m. This prograding wedge corresponds to the principle phase of ocean spreading or "drifting" phase on the Gabonese margin (Teisserenc and Villemin, 1990). During the Eocene and Oligocene, flexural uplift of the continent led to the incision of canyons and the development of large deep water fans. Flexure became more marked in the Lower Miocene and led to the development of an erosion surface which is visible at the scale of the West African margin. Associated with this erosion surface are very large submarine canyons which incise as deep as the Turonian age Azilé Series (Tisserenc and Villemin, 1990). During this period, the Ogooué delta was fixed at its present position on the margin. Loading by the mainly Pliocene age delta (up to 2000 m thick locally) has provoked subsequent halokinetic movements and has been responsible for the maturation of Tertiary source rocks.

Data, workflow and methodology

This study utilises both a large well database and a 3D seismic survey. Sixteen wells (11 from Baliste, 5 from Baudroie Marine) have been used for the study (Fig. 5). These wells have provided Gamma Ray, Sonic and Resistivity logs in most wells and several Neutron and Density logs. Synthetic seismic traces were generated using this data in order to calibrate the well log data to seismic. Two wells provided core through the canyon fill. These were BSM 7 (30.5 m) and BSM7b (16 m).

The 3D seismic dataset was acquired in 1994. The survey covers a total of 210 km² and includes part of the Baliste-Crécerelle canyon above which the fields of Baudroie Marine and Baliste are situated. These fields lie 20 km offshore from the modern Ogooué delta (Fig. 1). Situated 6 km apart, the fields lie on a W-E trend with Baudroie Marine field further to the west, in the deeper water position.

A summary of the workflow and methodology used for this study is given in Figure 3. There are three main components to the methodology: (1) well data analysis; (2) 3D seismic analysis, and (3) 3D modelling. Because of the integration of these techniques it has been possible to develop some new and unusual approaches to analysis of the data.

Well data analysis

Following calibration of the limited amount of core to the wireline log data, a simple division of the wireline log data into electrofacies was carried out. Four main electrofacies were identified from the wireline log data within the canyon fill succession. These were: (1) clean sandstone (cylindrical low GR response); (2) shaly sandstone (serrated GR response, commonly increasing upwards); (3) shale (high GR response), and (4) radioactive shale (>100 API GR response).

3D seismic interpretation (see later section "Seismic stratigraphy") shows that the canyon fill consists of strata which were of equal proportional thickness along the axis of the canyon, but which overlapped the margins of the canyon (see Fig. 4 for seismic cross-section). Since the wells all penetrate the axis of the canyon it is known that the succession recorded by the wells will be more or less complete and equivalent (Fig. 5). Using this premise, it has been assumed that if the thickness of the reservoir is re-scaled between 0 and 1, then locations with the same re-scaled value in the different wells will be at roughly the same stratigraphic level within the reservoir.

This re-scaling (or normalisation) of the reservoir interval has been used as a starting point for analysis of the thickness and distribution of electrofacies units. Electrofacies units observed within this normalised interval have been expressed graphically in three ways: (1) the thickness of each facies unit was mapped according to its position in the reservoir and plotted as a point; (2) average thickness was calculated for 5% intervals of the total reservoir thickness and plotted as a smoothed curve; (3) proportion of each electrofacies within all the wells was calculated in 2% intervals and plotted as a series of smoothed curves. The results have been plotted separately for the Baudroie and Baliste fields and in a single summary plot (Figure 7). This approach has shown notable stratigraphic trends in the data which indicate that it is possible to equate the stratigraphic evolution of both fields. The results indicate that the canyon fill can be subdivided into an upper and lower unit, the lower dominated by laterally extensive horizons of sandstone and shale, and the upper composed of isolated sandstone bodies which cannot be correlated easily between wells (further details in the later 'Sedimentology and stratigraphy' section).

3D Seismic analysis

Initially, conventional seismic stratigraphic methods (Brown and Fisher, 1979) were used. Two surfaces (Top Canyon and Base Canyon) were picked on the 3D seismic which defined the envelope of the canyon fill (Fig. 4). More detailed work then identified a number of erosional discordances (Erosion 0-5) observed mainly at the margins of the canyon (Fig. 8). It was generally difficult to trace erosion surfaces from the margins to the internal part of the canyon complex. Calibration of seismic data to wireline log information was carried out to ensure a sound basis for designing a variety of attribute investigation techniques which were carried out on the 3D seismic in order to maximise the amount of detail concerning the seismic facies observed within the canyon. Three attribute analysis techniques were used and these are detailed in the following sections.

(1) *30 ms layers and mean amplitude*: the top canyon flooding surface was used as a datum below which seven time slice intervals were generated (0-32 ms; 28-64 ms; 56-96 ms; 92-120 ms; 116-152 ms; 148-184 ms, and 180-216 ms). Mean absolute amplitude values were calculated within each time slice interval and the seismic facies characteristics of the resulting maps was interpreted. It is likely that the maps are representative of the true stratigraphy in the upper part of the canyon, but become more diachronous in the lower part of the canyon.

(2) *20 ms layers and maximum amplitude*: the second technique consists of generating a “synthetic surface” (Tinker, 1996) at the base of the canyon which can be used as an additional control on the selection of seismic volumes. This surface was created using the 3D modelling tool and corresponds to an extrapolation of the approximately flat axial base of the canyon using the thickness map between the top of the canyon and this region of the base as a control. Ten isoproportional layers (≈ 40 m thick; Upper = 1, Lower = 10) were generated between these two surfaces. These layers mimic the onlap of the canyon fill stratigraphy onto the margins of the canyon. Maximum positive amplitude maps generated within these layers using the Sismage software are thought to closely approximate to chronostratigraphic intervals.

(3) *Sismage*: the third technique relies on detailed seismic picking of high amplitude reflectors within the canyon. Using the Sismage application, picks were initiated on a random line passing through calibrated wells. 3D propagation of seismic events inside small 3D volumes allowed the interpreter to control the spreading of the picks on a map, along inlines and crosslines. Amplitude maps generated from these picks clearly high-lighted the presence of channel facies and numerous reflectors were

picked using this technique.

3D modelling

The 3D modelling tool was used to integrate and help generate the results derived from analysis of the well and seismic data. In addition it proved invaluable as a tool for interpreting pointsets derived from seismic interpretation in 3D. The modelling procedure required several steps:

(1) Triangulated surfaces were generated from the pointsets of regional seismic stratigraphic surface picks. Triangulated surfaces fit exactly to the points.

(2) Amplitude maps generated from isochore and isoproportional layers were imported directly into the 3D modeling tool for seismic facies analysis (picking of channel geometries for example). These picks generated 2D maps in 3D space which were positioned at the centre of the interval which they represented;

(3) A more precise stratigraphy was generated within the canyon using the Sismage "channel" picks. Surfaces were generated from the pick pointsets and a comparison was made between the position of these surfaces and the isoproportional layers created previously. Mapping of the surface y-coordinates indicated that the isoproportional layering scheme was a reasonably accurate representation of the actual stratigraphy. Throughout the whole model, high-resolution channel picks deviated from the layers by no more than ± 20 m;

(4) Surfaces fitted to the Sismage "channel" picks showed up the channels (which had previously been observed as amplitude variations) as very flat and smooth sections of the surface. These smooth parts of the surface could be high-lighted by calculating the curvature of the surface and showing it as a property on the surface (Fig. 9). Both amplitude and curvature properties were then used to pick the position of the channels using the interactive 3D drafting capabilities of the Gocad modelling software. The results of this interpretation which shows the channels in their true 3D position is shown in Figure 10;

(5) Channel morphological parameters were measured according to standard approaches which

were originally developed for studying rivers (Leopold and Wolman, 1960), but which have more recently been used to describe submarine channels (Flood and Damuth, 1987; Weimer, 1991; Clark and Pickering, 1996). Seven parameters were measured or calculated: (i) channel width; (ii) meander radius of curvature; (iii) meander wavelength; (iv) meander amplitude; (v) valley length (the straight line distance between ends of a channel reach); (vi) channel length (distance between ends of a channel reach measured along the channel axis); (vii) sinuosity (the ratio of channel length to valley length; Fig. 13). The process of quantification was relatively rapid because of the digital format of the data.

(6) A stratigraphic grid was generated using the isoproportional layering (Fig. 11). A stratigraphic grid is a regular grid which is structurally deformed to reproduce the relationships of strata between two chronostratigraphic surfaces. These grids are commonly proportional, onlapping or eroded in character and can be used for distributing parameter values using geostatistical or deterministic techniques (Dubrule *et al.*, 1997). A sequential gaussian simulation of the well data was carried out within this grid mainly for the purposes of visualisation.

Sedimentology and stratigraphy

The concept of a hierarchy of stratigraphic elements is an essential tool in the study of turbidite depositional systems. Data on modern and ancient systems commonly has contrasting resolution due to a range of observational techniques used and confusion can easily result concerning comparisons of temporal and spatial scale (as described by Mutti and Normark, 1991). A hierarchical scheme utilised by this study is based on a general synthesis developed from study of several similar areas in the Gulf of Guinea (Fig. 14). At this point it is relevant to introduce the stratigraphic hierarchy observed at the largest scale.

The Baliste-Crécerelle canyon fill is one component of a single megasequence (2nd Order sequence of Vail, 1977) deposited during a period of several million years. Of the six erosional surfaces observed from seismic stratigraphy to subdivide the canyon fill, three surfaces (Erosion 0, Erosion 2 and Erosion 3) are seen to have a particularly strong impact on the overall fill of the canyon. Each is associated with particularly significant erosional reshaping of the canyon. These surfaces can be

referenced to the well data where analysis of the thickness of electrofacies units and their distribution throughout the reservoir in all wells (see "Workflow and methodology") has shown that the same stratigraphic trends can be observed in the wells of Baudroie and Baliste fields. The succession seen in both fields shows the development of two stacked fining-upwards successions (200 m thick) which overlie Erosion 0 and Erosion 3. Stratigraphic units at this scale are here termed "stratigraphic cycles" and are referred to henceforth as Baliste 1 (lower unit) and Baliste 2 (upper unit). A laterally extensive shale horizon (at least 20 m thick) which can be recognised in all the wells is present beneath Erosion 3. Such shales can typically be characterised using biostratigraphy, but no data was available for this study.

Baliste 1

In addition to one major cycle of increasing shaliness and decreasing sandstone body thickness which defines this unit, Baliste 1 shows the development of four distinct fining-upwards sandstone-shale cycles (1a, 1b, 1c, 1d) each of approximately 40 m thick. These cycles are best represented in the canyon axis (e.g. BDM4, Fig. 6a) and the sandstone portion of the upper cycles pinches out towards the canyon margins suggesting that sand deposition became increasingly focused on the axial zone through time.

A marked contrast to all the other wells is seen in BSM8 which sits directly above a small salt diapir which deforms the canyon in the region of the Baliste field (see Fig. 5). In this well, a similar thickness of sediment is preserved, but no sandstone body of more than a few metres thick is developed in Baliste 1 (Fig. 19). The unique character of this well and its location suggest that the diapir was active during the deposition of Baliste 1 and exerted a continuous subtle control on the distribution of sand within this part of the canyon.

The sandstone interval of each minor cycle is typically a cylindrical GR response (Figs. 6a and 6b) rather than a gradual fining-upwards character. These cycles have been correlated to give a layer-cake stratigraphy which onlaps onto the canyon margin. Seismic cross-sections through the canyon show laterally extensive high amplitude reflectors in the lower part of the canyon which when picked throughout the volume produce maps showing low amplitude variation. However, despite the overall sheet-like character of these cycles, small segments of channel bodies can still be identified in this

interval on time-slice images.

46 m of core was available from the upper part of Baliste 1 (within 1c) in the BSM 7 well of the Baliste field. This core has been described and matched to the wireline log data (Fig. 15). The facies are described as they occur in succession from base to top with reference to the facies classification of Mutti (1992).

(1) *Pebbly sandstone with graded bedding*. This facies consists of massive sandstone forming fining-upwards beds (0.5-1m thick), each passing from coarse to fine grained sandstone. Extraformational, polygenetic rounded clasts are seen at the base of individual beds. Pebble-sized shale clasts are present in the matrix. Well preserved terrestrial plant leaf remains are common.

The normally graded beds observed within this facies are interpreted to indicate a progressive deceleration of the depositional current. The presence of well-preserved terrestrial plant remains and extraformational pebbles provides evidence of direct sediment transport between the continental domain and the zone of deposition. This facies records the passage of high density turbidite flows towards more distal zones and corresponds to the F3 facies of Mutti (1992).

(2) *Coarse grained argillaceous sandstone*. This facies consists of sandstone with very coarse to cobble grade clasts (100-3750 μm) forming units (cms-dms thick) with clearly defined bases and no internal organisation. Red carbonate nodules and organic debris are also present. The grains are subrounded to well rounded and include grains of glauconite.

The presence of glauconite within this facies is interpreted to indicate that the sediment has been sourced from an area of slow sedimentation on the platform. This facies may be the result of rapid deposition from high density turbidite flows which originated on the platform. This facies corresponds to the F5 facies of Mutti (1992).

(3) *Cobble conglomerate of reworked clasts with argillaceous sandstone matrix*. This facies is chaotic and deformed with the common development of syndepositional shear planes. The conglomeratic clasts are poorly sorted without internal organisation. The clasts are weakly lithified sediment of interbedded sand and shale which vary in abundance and size (up to 50 cm). The conglomeratic

clasts may be either matrix-supported or clast-supported in a matrix of shaly sandstone.

The poorly sorted conglomerates of this facies may have been deposited from high cohesion debris flows (Lowe, 1982). The presence of large intraformational deformed clasts and cemented sandstone clasts within this thick sedimentary unit suggest that it may have originated through slumping of older deposits on the upper slope. The deformed lamination and shear planes observed result from plastic deformation and internal shearing related to viscous flow. This facies corresponds to the F2 facies of Mutti (1992).

To summarise, the data suggests that Baliste 1 was deposited by channels in which both channel fill and overbank levee were sand-dominated. The depositional cycles within Baliste 1 (1a, 1b, 1c and 1d) are referred to here as "channel complexes" (Fig. 14). The sandstone body seen within each complex is thought to be compound in character for the following reasons: (1) the bodies are 20-30m thick while the channels seen within them on seismic are only 150-300m wide. This aspect ratio is more suggestive of stacked channels than individual bodies; (2) the presence of stacked bell-shaped GR log responses in some cycles suggests a compound character; (3) the sandstone bodies are likely to be laterally extensive since they are seen in all the wells (except BSM8 discussed previously).

Stacking of channel complexes (1a, 1b, 1c and 1d) may reflect a periodic cut-off of sediment supply to the canyon, possibly resulting from periods of sea level change. It is important to note, however, that high gamma ray response does not necessarily equate to depositional shale as indicated by the high GR response of the structural (resedimented) shales observed in core. Overall, there is a decrease in the sandstone content of each channel complex passing up through Baliste 1. This could be a response to decrease in the supply of sand-grade material to the canyon as a function of long-term sea level rise.

Baliste 2

The base of the Baliste 2 stratigraphic cycle shows a rejuvenation in the proportions of sandstone and shaly sandstone deposited within the canyon (Figs. 6 and 7), although these are still lower overall than seen in Baliste 1. Sandstone content (electrofacies) remains 10-20 % throughout most of

Baliste 2, but decreases in the upper 40 m. There is no core to calibrate the electrofacies within this unit. This interval is dominated by numerous stacked bell-shaped GR log signatures interpreted as fining-upwards cycles passing from sandstone (approx. 5 m thick) into shaly sandstone (approx. 5m thick) and then shale (approx. 10 m thick; Fig. 6a/b). Adjacent wells do not lend themselves to correlation, suggesting a succession of isolated sandstone bodies in a background of shale.

Further evidence concerning the origin of the sandstone units within this interval will be discussed later (see 'Seismic stratigraphy' section). The 3D seismic data clearly shows the presence of many channels in Baliste 2 with a wide range of sinuosities (between 1 and 2). Seismic to well calibration shows that many of the channels recognised on seismic are associated with intervals of sandstone and shaly sandstone described in the wells.

Since it appears that sandstone and shaly sandstone facies are genetically related, the thickness of "genetic units" containing either or both of these facies has been mapped (Figs. 6 and 7). The term "genetic units" refers to units where sandstone (A); shaly sandstone (B) and shale (C) exist in the following combinations: (1) C→A→B→C; (2) C→B→A→C, or (3) C→B→A→B→C. The relationship between genetic unit thickness and channel width has also been mapped. These genetic units range from 5-43 m thick while the channels range from 100-300 m wide (Fig. 16).

The genetic units (or groups of genetic units) are interpreted to correspond to the 'high amplitude reflector' (HAR) units of modern deep sea canyons and fans such as the Mississippi (Weimer, 1991; 1995). Each HAR corresponds to the aggradational channel at the axis of a channel levee system. The Mississippi examples are an order of magnitude larger than those in the Baliste-Crecherelle canyon, with channel widths of 500-2000 m and thickness of 250-850 m. In this study we refer to the channel-levee system as a "channel story" within which several "channel elements" (seen on seismic) are likely to be present (Fig. 14).

Seismic stratigraphy

A number of different approaches to study of the 3D seismic data have been investigated. It has been found that the different approaches provide insights into varying aspects of the fill of the canyon. The

following sections outline these approaches and the main observations arising from each.

Canyon fill isochore map

The canyon fill isochore map (Fig. 5) shows the canyon as a broadly symmetrical trough with a small re-entrant in the canyon wall to the north of the Baliste field. Within the area of study, the canyon fill shows a slight increase in thickness landwards. This is because the geometry of the canyon was modified syndepositionally by salt tectonics, particularly in the area of the Baliste field. This field, which is itself situated above a small salt diapir, is flanked by two large diapirs which probably withdrew salt from beneath the area of the canyon. This led to increased subsidence beneath Baliste during the evolution of the canyon and a thicker canyon fill. Since they were apparently active during deposition, the diapirs situated either side of the canyon may also have played a role in controlling the location of the canyon.

High resolution seismic stratigraphy

The erosional surfaces picked from 3D seismic describe a canyon with fixed axial position. Successive phases of erosion are identified within the canyon which become broader with time. These erosive surfaces are: Erosion 0 (base of the canyon); Erosion 1, 2, 3 and 4 (intra-canyon surfaces, some incomplete), and Top Canyon (Fig. 8). The development of the canyon was a series of aggradational phases interrupted by phases of erosion and bypass of sediment through the canyon to the deep-sea fan.

Study of the Indus deep-sea fan canyons from top of slope to head of fan (McHargue and Webb, 1986) has established a number of zones based on seismic architecture. These are a 'degradational zone' at the top of slope and an 'aggradational zone' on the upper fan with a 'transitional zone' between these two extremes. From regional seismic sections (e.g. Fig. 2) it is known that the portion of canyon considered by this study is situated on the upper slope. The seismic interpretations of this study suggest that the canyon is intermediate between 'degradational' and 'aggradational' with a tendency to be more degradational.

30 ms layers and mean amplitude

In cross-section, the fill of the canyon is characterised by isolated high amplitude reflectors which become more discontinuous passing up through the fill (Fig. 4). Analysis of mean absolute amplitude and maximum amplitude maps located at regular intervals through the canyon (e.g. Fig. 12) provided insights into the sedimentary fill of the canyon. Three main elements could be identified in plan view: (1) sheet-like unvarying amplitude; (2) high amplitude sinuous ribbon response, and (3) low amplitude linear belt containing high amplitude sinuous ribbon. Sheet-like responses with patches of high-amplitude sinuous ribbon come from the lower part of the canyon (Baliste 1) and are interpreted to result from the presence of thick, laterally extensive sand bodies interbedded with shale.

High amplitude sinuous ribbon response was observed throughout the canyon fill, but was particularly marked in the upper part of the canyon (Baliste 2) where two or three ribbons are seen running parallel to, or overlapping each other. These high amplitude ribbon bodies are interpreted as gravity flow channel deposits infilling the canyon. In some cases, the channels sit within a low amplitude linear belt (Fig. 12). These belts are interpreted as erosional features infilled with one or more channel stories during a subsequent period of deposition.

Channel morphometric parameters which have been measured from these channel interpretations using the 3D modelling tool have been plotted graphically according to the position of the channels within the reservoir (Fig. 7). This allows comparison of the channel geometry data to the canyon fill facies identified from logs. A number of layers within the canyon fill have been defined based on an isoproportional layering between the Top Canyon flooding surface and Erosion 0 at the base of the canyon (described previously in section 'Data, workflow and methodology'). The thickness of the canyon is normalised between 0 (top of canyon) and 1 (base of canyon). Maps showing the interpreted channels occurring within successive isoproportional layers (Layer A: 0-0.4; Layer B: 0.4-0.5; Layer C: 0.5-0.6; Layer D: 0.6-0.7; Layer E: 0.7-0.9 and Layer F, 0.9-1) are shown for the 30 ms time slice interval interpretation (Fig. 17a) and for the Sismage channel picking (Fig. 17b).

The most marked aspect of the results is a sharp decrease in channel width, channel wavelength and meander radius of curvature between Baliste 1 and Baliste 2. Channel sinuosity varies considerably throughout the canyon with values of 1-1.6 in Baliste 1 and generally higher values ranging up to 2 in Baliste 2. River channels with sinuosities greater than 1.5 are termed meandering (Leopold and

Wolman, 1957). True meandering channels appear to be quite unusual within the dataset and are indicated by grey zones in Figure 7. As the next section of this paper indicates, however, different approaches to attribute analysis can allow more detail to emerge.

20 ms layers and maximum positive amplitude

Using the results of maximum positive amplitude extraction for ten isoproportional layers throughout the canyon fill, a number of detailed interpretations were made of successive channel stories developed within Baliste 2. These interpretations focussed on the internal evolution of channel stories and the shifting location of successive channel stories within the canyon through time. This was carried out by superimposing maps and interpretations in the following steps: (1) amplitude map for layer n (where n = number of layer) is interpreted to locate channel positions; (2) amplitude map for layer n and layer $n+1$ are digitally combined to show the maximum amplitudes for both layers. Channels seen on the resulting map are interpreted with reference to the interpretation of layer n , and (3) this process is repeated for layer n and layer $n-1$.

The results of this map interpretation procedure give an interesting picture of the evolution of channel stories throughout Baliste 2. As shown in Figure 18, initially the channel stories migrate from north to south (Layers 7 to 5). They then migrate back towards the north (layers 5 to 3). Individual channel stories (identified through their lateral shift in space) show that straight and highly sinuous channels may be closely juxtapositioned in the stratigraphy.

It is worthy of note that in the case of each channel story, straight channels tend to derive from the $n+1$ interpretation (stratigraphically older) and meandering channels from the $n-1$ interpretation (stratigraphically younger). It is therefore possible that these interpretations show the evolution of individual channel stories from a straight to a sinuous channel. Observations of this kind are highly significant since they are likely to influence the way in which stochastic models of the channels are constructed (see later section 'Implications for reservoir characterisation').

Depositional model

The deposits described by this study reflect the generation and infilling of a submarine canyon. The

portion of the canyon studied is situated on the upper slope. Integration of seismic stratigraphy and well data has allowed this study to identify four main processes controlling the 3D sedimentary evolution of the canyon fill. These processes are discussed in the following sections according to their temporal scales: (1) long-term evolution of the canyon fill (2nd order effect); (2) re-shaping of the canyon system by erosion (3rd order effects); (3) development of channel complexes/stories through erosion and deposition (4th and 5th order effects), and (4) evolution of channel sinuosity within channel stories (geomorphological control).

Long-term evolution of the canyon fill

This study has documented the evolution of the canyon fill from laterally extensive sheets (Baliste 1) to meandering channels (Baliste 2). The sheets of Baliste 1 are thought to be compound in character and to have evolved by the amalgamation of sand-dominated channels which were mainly straight in character. The location of the sheets is influenced by the overall shape of the canyon. In the Baudroie Marine field area, the sheets follow the axis of the canyon, dying out laterally (Fig. 6a, Fig. 19) while in the Baliste field area, the sheets tend towards the axis of the canyon but are subtly influenced by the rising salt diapir situated below the canyon so that very little sand is preserved in BSM8 (Fig. 19). By contrast, in Baliste 2 the overall shape of the canyon has little influence on the position of sandstone bodies. Instead, laterally offset channel stories migrate from side to side within the canyon, apparently uninfluenced by the diapir. The principal factor involved in this long term evolution is probably the increasingly mud-dominated character of sediment supplied to the canyon.

The filling of the canyon probably occurred during a long-term Lower Miocene relative sea level rise, punctuated by falls in relative sea level. The filling of the canyon by turbidite channels may reflect the origin of the sediment supplied to the canyon since submarine channels with strongly sinuous channel patterns are characteristic of major river delta sources e.g Amazon (Damuth *et al.*, 1995), Mississippi (Weimer, 1991; 1995), Indus (Kenyon *et al.* 1995) and Zaire (Droz *et al.* 1996). These delta-fed systems show not only a dominance of finer-grained material but may also result from more continuous hyperpycnal flow regime (Normark and Piper, 1991). Hyperpycnal flows consist of the direct flow of turbid, sediment-laden discharge into lakes and the ocean. The greater density of salt water in the marine environment means that substantial sediment concentrations must be achieved to generate turbidity currents, but these conditions may be met periodically by large river or delta

systems.

Reshaping of the canyon by erosion

This study has identified six major erosion surfaces which define the external geometry of the canyon and influence the fill history through the development of stratigraphic cycles (Baliste 1 and Baliste 2). While there is no single origin for submarine canyons (Shepard, 1981), the most common process responsible for the initiation of canyons is slope failure. Canyons resulting from slope failure can become enlarged headward and deeply entrenched into the shelf if, for example, the erosive power of the canyon is increased by the capture of river loads or through interception of along-shelf sediment drift.

A number of phases of deposition and erosion could be controlled by fluctuations in relative sea level. Submarine canyons may switch from bypass to deposition depending on the presence or absence of lowstand, shelf-edge deltas which are capable of causing progressive landward slumping in response to instability caused by sediment loading (Goodwin and Prior, 1989). Canyons are usually zones of sediment bypass during lowstand of relative sea level and are filled during periods of relative sea level rise (Posamentier *et al.*, 1991). The Baliste-Crécerelle canyon therefore appears to be typical of canyons which remain long-lived conduits for sediment to the deep sea and are hence likely to preserve complex cut and fill histories (Normark *et al.*, 1993; Goodwin and Prior, 1989; Greene *et al.*, 1991).

Development of channel complexes/stories

Within Baliste 2, successive channel stories show offset stacking (Fig. 18). Autocyclic channel switching or rises and falls of relative sea level probably resulted in distinct phases of erosion followed by deposition. The erosional phase produced a linear belt up to 1 km wide (low amplitude linear belt of Figure 12) which subsequently became infilled by a channel story (Fig. 20). This process can be compared in terms of temporal and spatial scale to the evolution of HARPs in the Amazon fan (Damuth *et al.*, 1995) where: (1) avulsion of the meandering channel occurs; (2) a laterally extensive sheet of sand (HARP) is developed downstream of the avulsion point; (3) the system regrades and

the meandering channel is re-established. The difference in this case is that an erosive ribbon is developed (with sediment bypass) rather than a HARP depositional element.

Evolution of channel sinuosity within channel stories

Detailed examination of amplitude maps from thin intervals (40 m thick) of the canyon fill has allowed the examination of the development of successive channels within channel stories of Baliste 2 (Figure 18). The conclusion from this study is that individual channel stories may show a vertical evolution from straight to meandering channels and the question then occurs: how does this happen?

No evidence is seen on the seismic to suggest that the channel meanders evolved by lateral migration, i.e. lateral accretion surfaces are not identified. The meandering channels typically appear as serpentine bands of even width on seismic amplitude maps. However, it may be that channel meandering did occur, but that the sediment deposited during meandering does not have sufficient impedance contrast to appear on seismic. In this scenario, the channel would evolve by lateral accretion and then become plugged at a late stage, or at various stages, by sand.

Discussion: channel morphology

Submarine channels have been characterised in several ways, for example, emphasising their erosional or depositional nature in cross-section, or focusing on their planform geometry. From this study, we have insufficient core data or seismic resolution to describe the vertical evolution of the numerous channel elements recognised and so concentrate on evolution of planform geometry with respect to what little we know about depositional process from the wireline log data and limited core.

Studies of meandering river systems have shown a strong correlation between certain dimensions of meander systems. In particular, log-log plots of meander wavelength versus channel width or meander radius of curvature show straight line relationships which indicate that channel meandering is a fundamental characteristic of rivers and of other flow systems (Leopold and Wolman, 1960; Fig. 21). The same plots for meandering distributary channels of Amazon and Mississippi deep-sea fans (Flood and Damuth, 1987; Weimer, 1991) have shown that similar relationships exist for submarine fans.

Because this study is of channels which are an order of magnitude smaller than the Amazon and Mississippi channels for which this relationship was previously established, it has been possible to use the results of this study to extend the power law regression line further and show that there is a distinct shift for deep-sea channels as compared to river channels (Fig. 21). For example, deep-sea channels are both wider and have a greater meander radius of curvature than river channels with the same wavelength. One possible conclusion of this finding is that there may be fundamental differences between the way that the cross-sectional profile of river channels and turbidite channels evolve, perhaps suggesting that river channels are better able to maintain a particular cross-sectional profile through lateral migration, while turbidite channels are not.

Implications for reservoir characterisation

According to the resistivity log responses seen in the Baliste field, the canyon-filling sandstones of Baliste 1 are hydrocarbon bearing. These sandstones have good porosity (up to 30%) and their laterally extensive character suggests that they should form good reservoirs. The low density of the sands suggests that they may be overpressured and further support for this idea comes from the poor consolidation of some parts of the core. It is thought unlikely that the sands will be strongly compartmentalised beyond the layering identified at the channel complex scale (1a, 1b, 1c and 1d). The same sandstones in Baudroie Marine are water-bearing. The sandstone bodies of Baliste 2 do not form such a promising target, mainly due to their thickness (generally <5m) and limited lateral extent. Nonetheless, some are hydrocarbon bearing.

The distinctly different character of sandstone bodies in Baliste 1 and Baliste 2 would require different approaches for 3D modelling. The laterally extensive sandstone bodies of Baliste 1 could be modelled with a layer-cake stratigraphic scheme while the isolated sandstone channel elements easily recognised on seismic from Baliste 2 should be modelled using a joint deterministic and stochastic approach.

As an exercise towards 3D reservoir modelling, 5 proportional stratigraphic grids have been generated (for layers 1a, 1b, 1c and 1d and Baliste 2). In addition, small stratigraphic grids have been generated for each of the turbidite channels recognised using the width to thickness relationship

established from the 3D model and shown in Figure 16. Sequential gaussian simulation was then used to populate each of these grids independently using electrofacies at the wells. The results of this exercise are shown in Figure 22 and show well the changing character of the canyon fill through time.

Studies such as this provide a useful starting point for gathering data on the parameters of channel sinuosity which can be entered to stochastic channel models. In particular, the potential evolution of channels within successive channel stories from straight to highly sinuous should be taken into account. These stochastic models can then be supplemented or updated by deterministic models of major channels based on seismic.

Conclusions

(1) Use of a variety of 3D seismic attribute interpretation techniques and data integration through 3D modelling has considerably advanced the resolution possible for analogue studies of subsurface turbidite systems.

(2) Fill of the Baliste Crécerelle upper slope canyon which was situated in front of the Miocene palaeo-Ogooué delta is dominated by channel processes. The fill of the canyon becomes increasingly shaly upwards. Salt diapirism may have played a role in controlling the position of the canyon (two major diapirs occur either side of the canyon) and a small diapir beneath the canyon (under the Baliste field) influenced the distribution of sand in the lower part of the fill (Baliste 1).

(3) 2 stratigraphic cycles (Baliste 1 and 2) are defined within the canyon based on the recognition of two major, fining-upwards vertical facies trends observed in the wells which culminate in thick, laterally extensive shale horizons, one in the middle of the canyon fill and one at the top of the canyon. The width, amplitude and wavelength of channels recognised within the two different stratigraphic cycles are notably different. The main cause for the development of two stratigraphic cycles is thought to be a prolonged period of abandonment (shale deposition) followed by renewed clastic sediment influx and erosive reworking.

(4) Canyon filling results from phases of erosional bypass and aggradational filling at the scale of a single turbidite channel story and at the scale of the canyon itself. Neither of these scales is easily



resolvable on seismic cross-sections, but can be seen on time-slice interval maps generated from 3D seismic.

(5) Channels show a range of planform geometries from straight (sinuosity of 1) to meandering (sinuosity of 1.5-2). Straight and meandering channels may occur closely juxtaposed and channel stories are seen to evolve from straight to meandering within individual channel stories (channel levee complexes). Lateral migration of channel stories can be mapped in the upper part of the canyon where the succession is largely shale dominated.

Acknowledgements

Thanks to O. Dubrule and D. Marion (Elf UK), D. Claude (Elf EP) and Prof. H. Johnson (Imperial College) who provided assistance with the initiation and completion of this study and P. Rowbotham (Elf GRC) who helped with Sismage. Acknowledgements are due to Elf Gabon and Elf Exploration UK for permission to publish this paper.

References

Brown, L.F. Jr. and Fisher, W.L. (1979) *Principles of Seismic Stratigraphic Interpretation*. AAPG Continuing Education Course Note Series, 16.

Clark, J.D. and Pickering, K.T. (1996) *Submarine Channels: Processes and Architecture*, Vallis Press, London.

Cainelli, C. (1994) Shelf processes and canyon/channel evolution controlling turbidite systems: Examples from the Sergipe-Alagoas basin, Brazil, In: *Submarine Fans and Turbidite Systems*, GCSSEPM Foundation 15th Annual Research Conference, p. 39-50.

Damuth, J.E., Flood, R.D., Pirmez, C. and Manley, P.L. (1995) Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swath-mapping (SeaBeam), high-resolution seismic and piston-core data In: *Atlas of*

Deep Water Environments (Eds. K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucci and R.D.A. Smith) Chapman and Hall, p. 105-121.

Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P. and Tofani, R. (1996) Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Bull. Geol. Soc. Am.*, **108**, 3, 253-269.

Dubrulle, O., Basire, C., Bombarde, S., Samson, Ph., Segonds, D. and Wonham, J. (1997) Reservoir geology using 3D modelling tools *SPE Paper 38659*.

Flood, R.D. and Damuth, J.E. (1987) Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon Deep-Sea Fan *Geol. Soc. Am. Bull.* **98**, 728-738.

Goodwin, R.H. and Prior, D.B. (1989) Geometry and depositional sequences of the Mississippi Canyon, Gulf of Mexico *J. Sediment. Petrol.* **59**, 318-329.

Greene, H.G., Clarke, S.H. and Kennedy, M.P. (1991) Tectonic evolution of submarine canyons along the California continental margin, In: *From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shephard* (Ed. R.H. Osborne) *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* **46**, p. 231-248.

Kenyon, N.H., Amir, A. and Cramp, A. (1995) Geometry of younger sediment bodies of the Indus Fan In: *Atlas of Deep Water Environments* (Eds. K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucci and R.D.A. Smith) Chapman and Hall, p. 89-93.

Leopold, L.B. and Wolman, M.G. (1957) River channel patterns: Braided, meandering and straight *U.S. Geological Survey Professional Paper 282-B*, 39-85.

Leopold, L.B. and Wolman, M.G. (1960) River meanders *Geol. Soc. Am. Bull.* **71**, 769-794.

Lowe, R.D. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents *J. Sediment. Petrol.* **52**, 279-297.

McHargue, T.R. and Webb, J.E. (1986) Internal geometry, seismic facies, and petroleum potential of canyons and inner fan channels of the Indus submarine fan *AAPG Bull.* **70**, 161-180.

Mougamba, R. and Lopez, M. (1997) Stratigraphic organization of the Cenozoic series of the Centre-Gabon margin and Lower Miocene (Upper Mandarove) canyon's dynamics 6th *Congrès Français de Sédimentologie, Livre des résumés, Publ. ASF* **27**, 203-204.

Mutti, E. (1992) *Turbidite Sandstones*, Agip, Italy.

Mutti, E. and Normark, W.R. (1991) An integrated approach to the study of turbidite systems, In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds. P. Weimer and M.H. Link) Springer-Verlag, New York, p. 75-106.

Normark, W.R. and Piper, D.J.W. (1991) Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, In: *From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard* (Ed. R.H. Osborne) *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* **46**, p. 207-230.

Normark, W.R., Posamentier, H. and Mutti, E. (1993) Turbidite systems: state of the art and future directions *Review of Geophysics* **31**, 91-116.

Posamentier, H.W., Erskine, R.D. and Mitchum, R.M., Jr. (1991) Models for submarine fan deposition within a sequence-stratigraphic framework, In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M.H. Link) Springer-Verlag, New York, p. 127-136.

Schumm, S.A., Khan, H.R., Winkley, B.R. and Robins, L.G. (1972) Variability of river patterns *Nature; Physical Science* **237**, 75-76.

Shepard, F.P. (1981) Submarine canyons: multiple causes and long term persistence *AAPG Bull.*

65, 1062-1077.

Teisserenc, P. and Villemin, J. (1990) Sedimentary basin of Gabon – Geology and oil systems, In: *Divergent/Passive Margin Basins* (Eds. J.D. Edwards and P.A. Santogrossi) *AAPG Memoir* 48, p. 117-199.

Tinker, S.W. (1996) Building the 3-D jigsaw puzzle: applications of sequence stratigraphy to 3-D reservoir characterisation, Permian Basin *AAPG Bull.* 80, 460-485.

Twichell, D.C., Kenyon, N.H., Parson, L.M. and McGregor, B.A. (1991) Depositional patterns of the Mississippi Fan surface: evidence from GLORIA II and high-resolution seismic profiles, In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M.H. Link) Springer-Verlag, New York, p. 349-364.

Weimer, P. (1991) Seismic facies, characteristics, and variations in channel evolution, Mississippi Fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico, In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds. P. Weimer and M.H. Link) Springer-Verlag, New York, p. 323-348.

Weimer, P. (1995) Sequence stratigraphy of the Mississippi Fan (Late Miocene-Pleistocene), northern deep Gulf of Mexico In: *Atlas of Deep Water Environments* (Eds. K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucci and R.D.A. Smith) Chapman and Hall, p. 94-99.

Figures

Figure 1. Location map showing the position of the Baudroie-Baliste 3D seismic study with respect to the present day Ogooué river and deep-sea fan.

Figure 2. Schematic representation of the Tertiary stratigraphy of the Gabonese margin and transect from regional seismic line (after Mougamba and Lopez, 1997). (1) Pre-Animba Series aggradational phase (Palaeocene - Lower Eocene); (2) Margin uplift phase (Middle Eocene – Lower Miocene); (3) Margin stabilisation and progradation phase (Upper Miocene); (4) Progradation-aggradation phase (Pliocene – Recent).

Figure 3. Workflow methodology for the study.

Figure 4. Seismic section across the Baliste field showing the canyon fill envelope defined by Top Canyon and Base canyon surfaces which is deformed in this area by syn- and post-depositional movement of a salt diapir beneath the field. The position of six wells is also shown.

Figure 5. Isochore map showing broad canyon architecture and position of studied wells (well position marks intersection with base of canyon surface).

Figure 6. Well correlation of four cross-sections positioned normal to the axis of the canyon. The position of the cross-sections is shown in Figure 5.

Figure 7. Parameters characterising channel planform morphology plotted according to their position in the reservoir. The results are compared with data concerning the type and thickness of facies identified from the wells

Figure 8. Seismic stratigraphy of the Baliste-Crecherelle canyon complex. Multiple phases of large-scale erosion are recognised.

Figure 9. Amplitude map from attribute analysis of a 3D volume within the reservoir using “peeling” approach. A meandering channel planform geometry can be clearly identified.

Figure 10. 3D model showing distribution of sinuous channels recognised from 3D seismic within the canyon.

Figure 11. Relationship between time-slice layers, objects and stratigraphic grid in 3D space. Channels from high-resolution 3D seismic interpretation (object type 1) are used to check the validity of the stratigraphic grid. Channels from interpretation of time-slice amplitude maps (object type 2) are transferred into this stratigraphic grid to identify their correct stratigraphic position.

Figure 12. Digital combination of two time-slice amplitude maps high-lighting the development of channel architectural elements from the Baliste 2 stratigraphic cycle of the Baliste-Crecherelle canyon complex.

Figure 13. Parameters used to describe channel planform character.

Figure 14. Schematic figure showing the hierarchy of stratigraphic architectural elements making up the canyon fill and indication of their temporal and physical scale.

Figure 15. Core description from BSM 7 calibrated to GR log response.

Figure 16. Plot of channel width to thickness relationship.

Figure 17. (a) Layers A (oldest) to G (youngest) showing planform evolution of channels interpreted from isochore interval mean amplitude maps; (b) the same layers showing channels interpreted using high-resolution Sismage picks of channel elements within the canyon.

Figure 18. Channels interpreted from maximum amplitude maps for isoproportional layers between top and base canyon (white channel = layer n; striped channel = layer n+1; dotted channel = layer n-1).

Figure 19. Cross-sections (C-C' and D-D', see Fig. 5) through the Baudroie Marine and Baliste fields utilising well data and seismic surface downloaded from the 3D model (red lines). Position of

channels and channel belts come from interpretation of time-slice interval mean amplitude maps mapped into stratigraphic grid.

Figure 20. Depositional model for channel stories of Baliste 2 stratigraphic cycle.

Figure 21. Log-log plots of meander wavelength versus channel width and meander radius of curvature (adapted from Leopold and Wolman, 1960; Flood and Damuth, 1987 and Weimer, 1991).

Figure 22. 3D model showing distribution of facies from wells in 3D space.

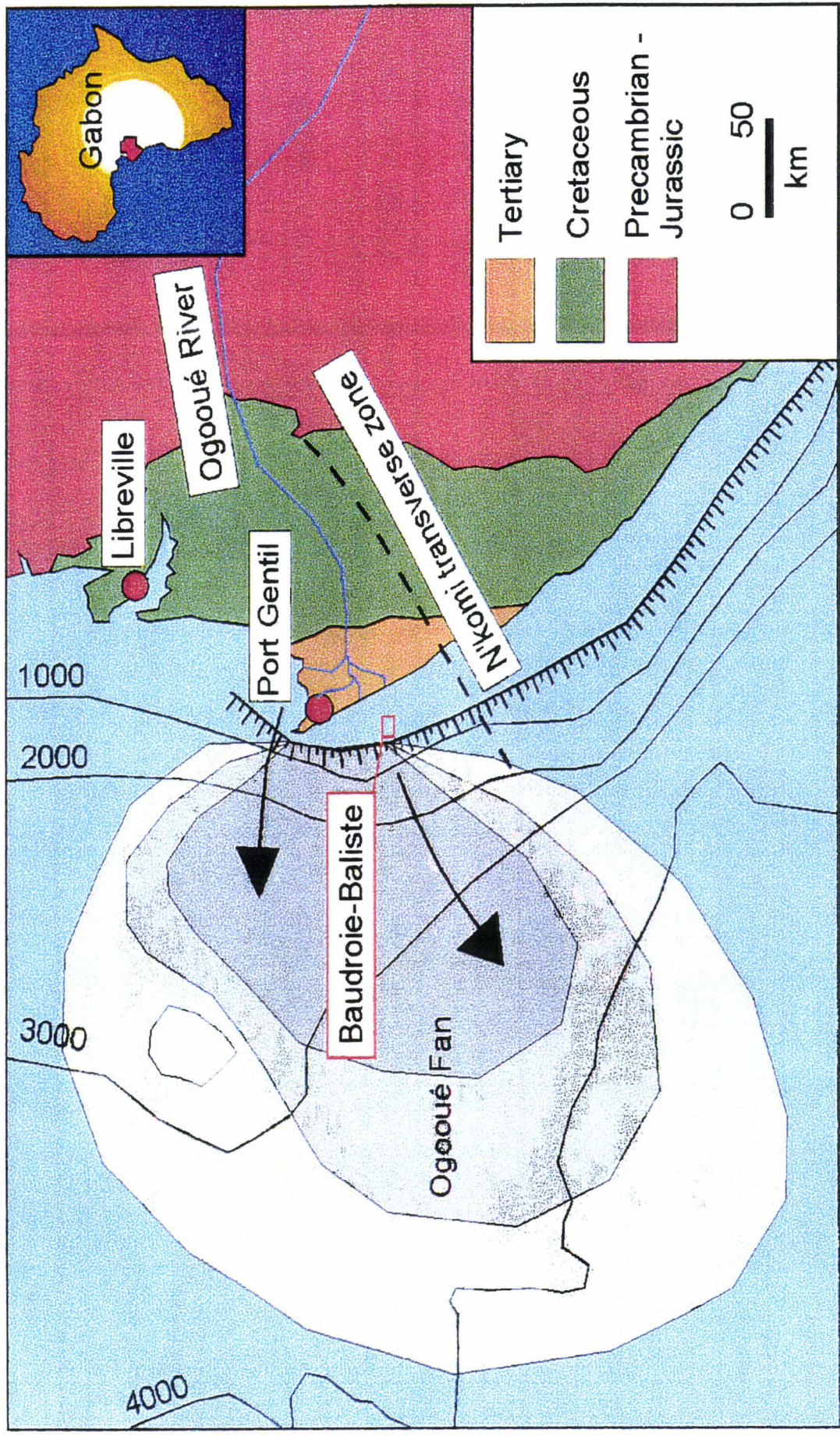


Figure 1

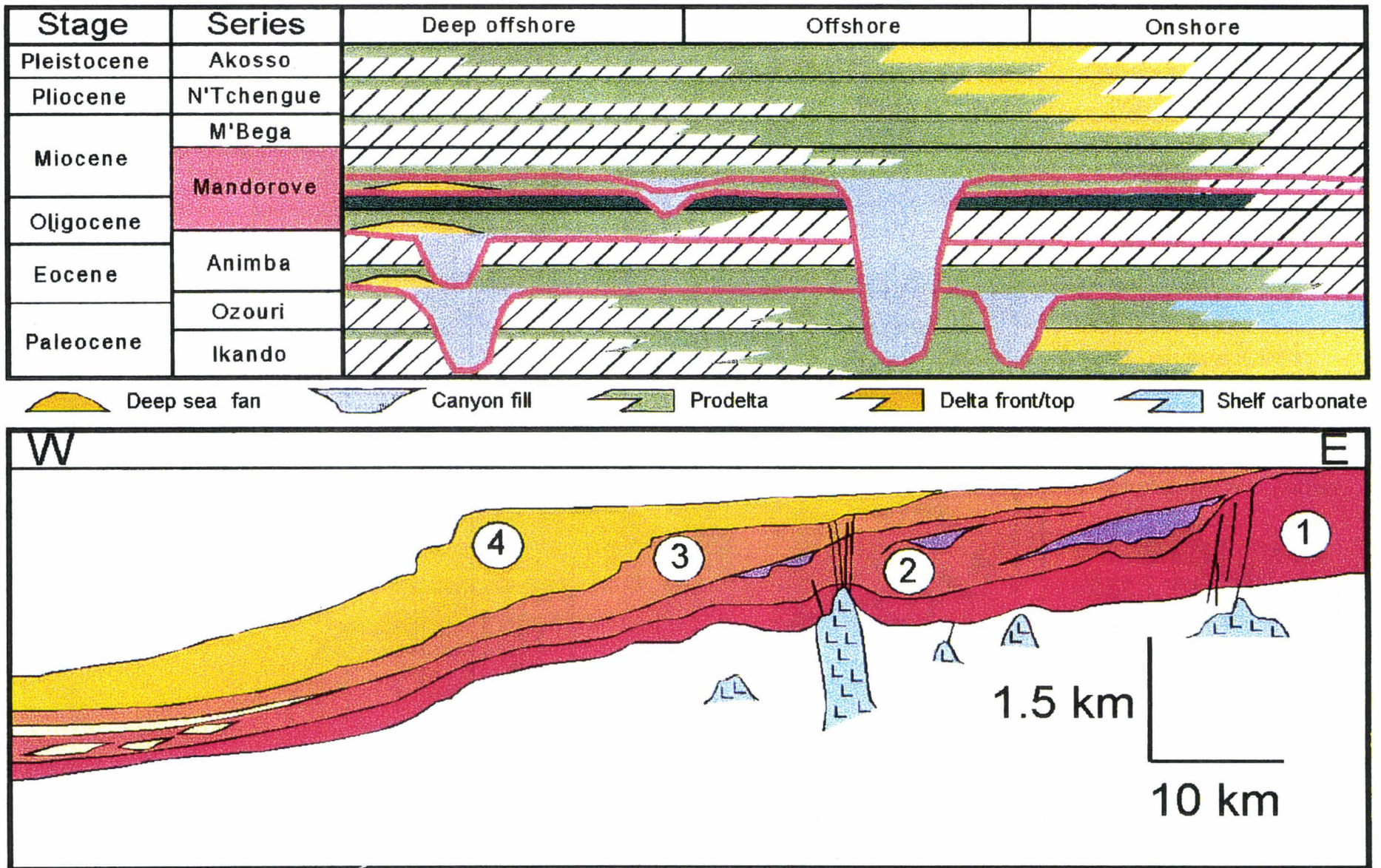


Figure 2

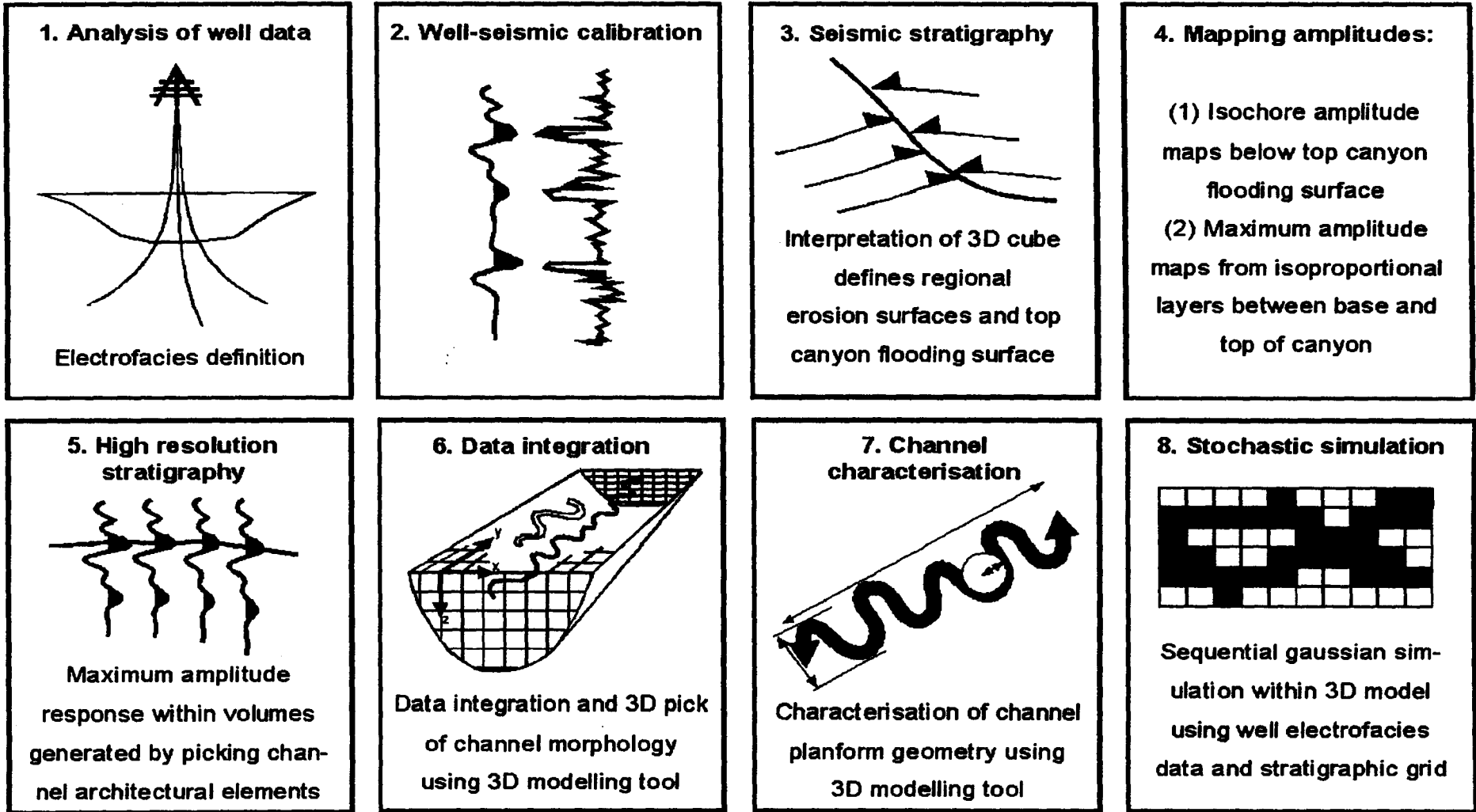


Figure 3

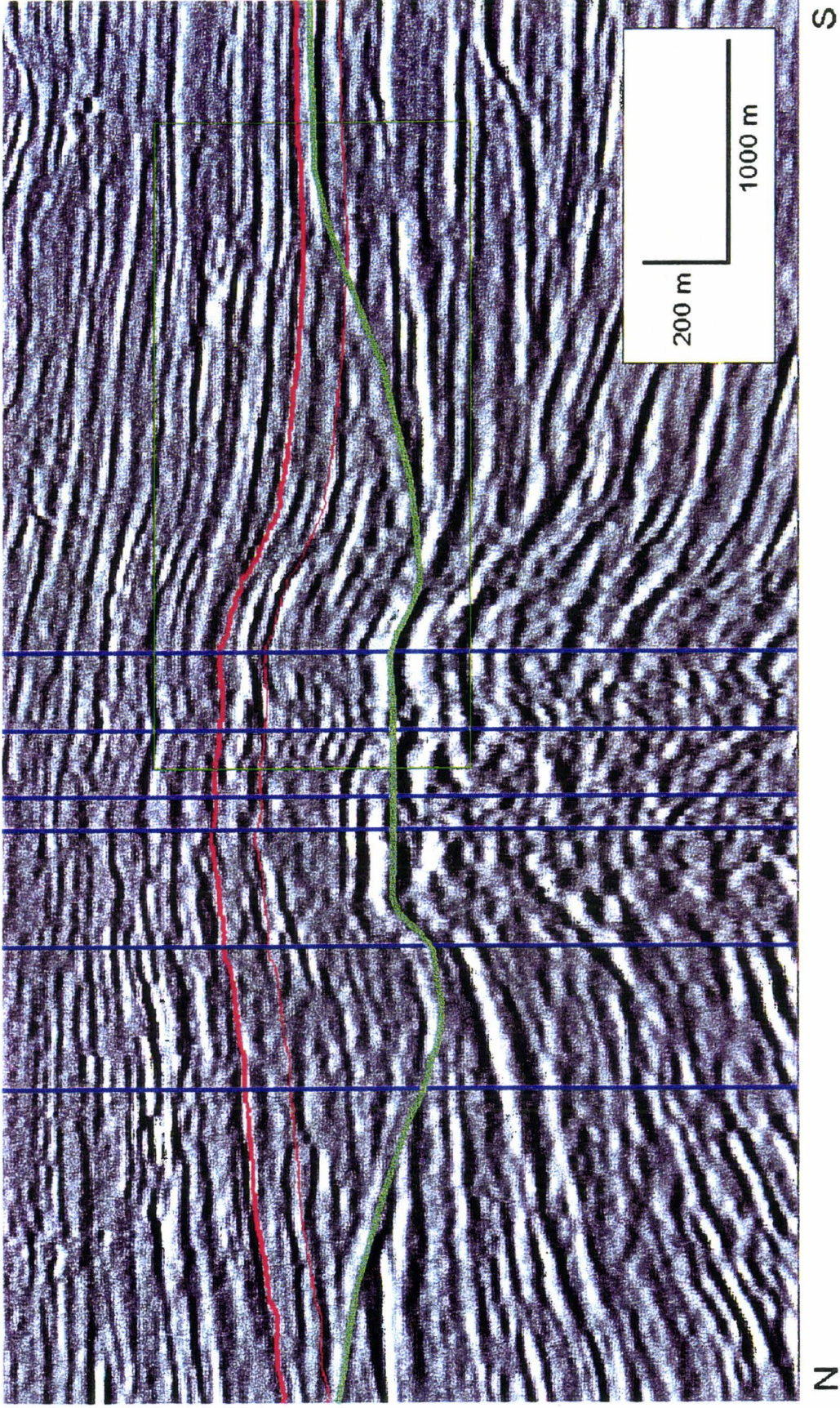


Figure 4

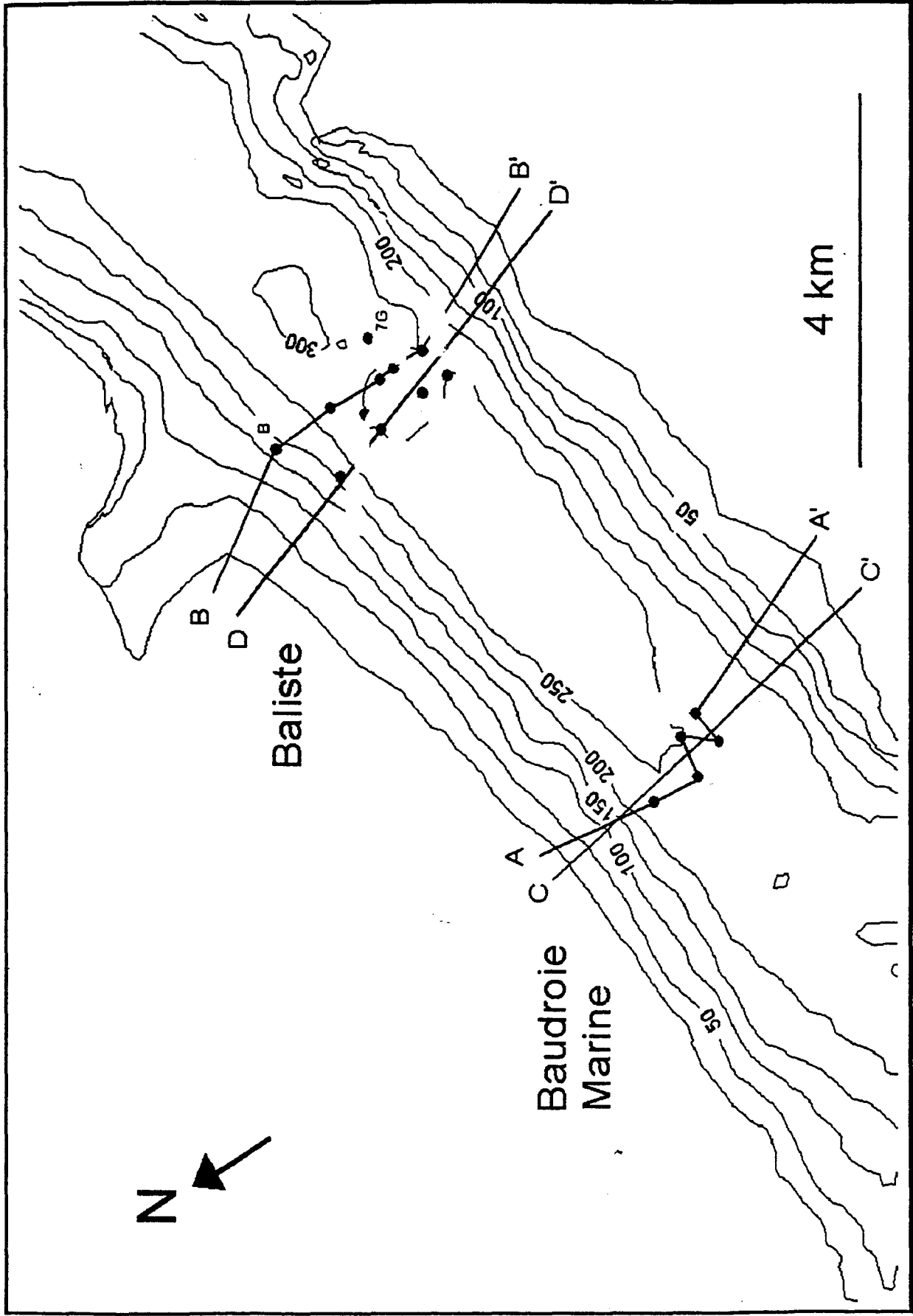


Figure 5

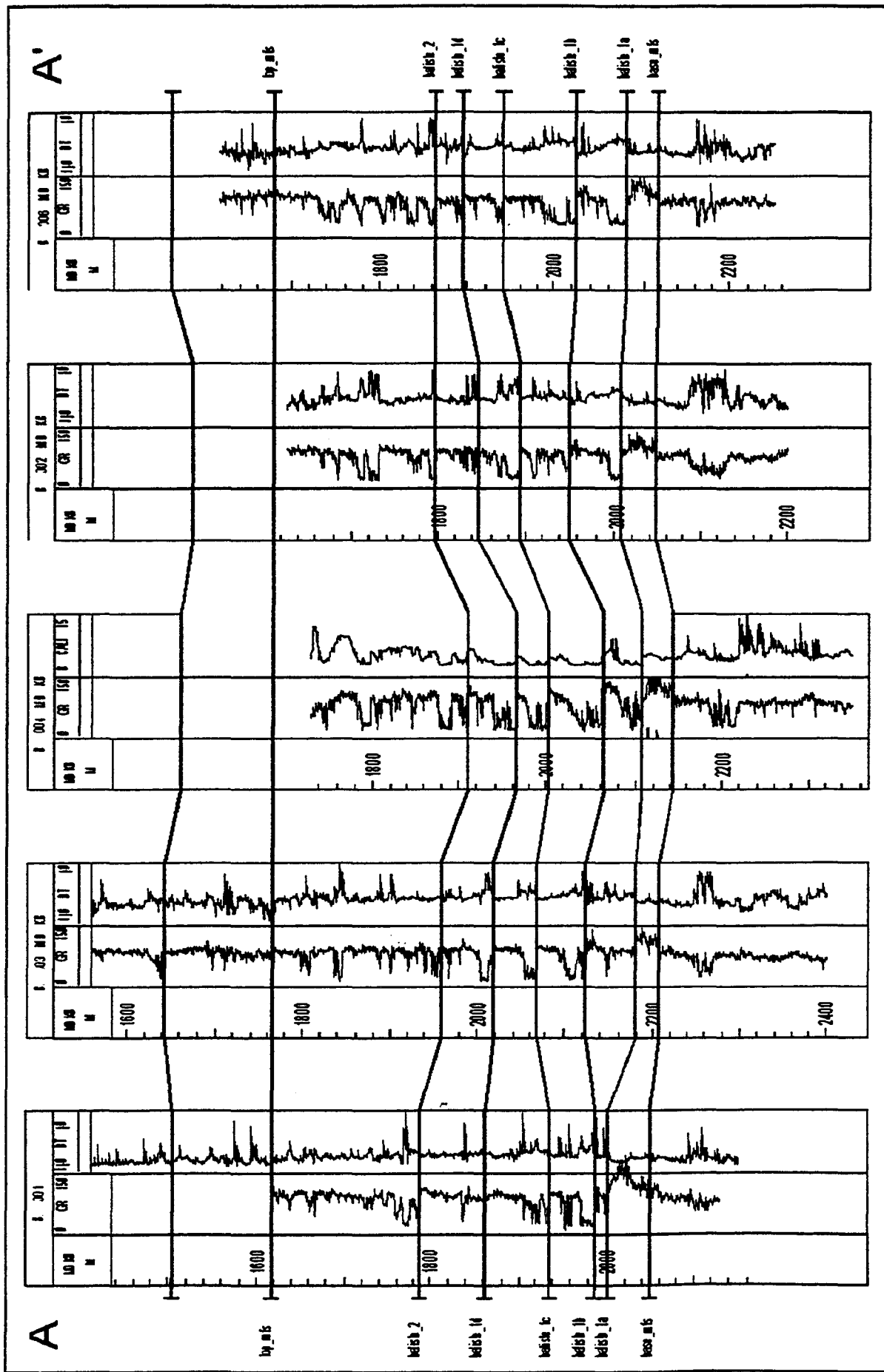


Figure 6a

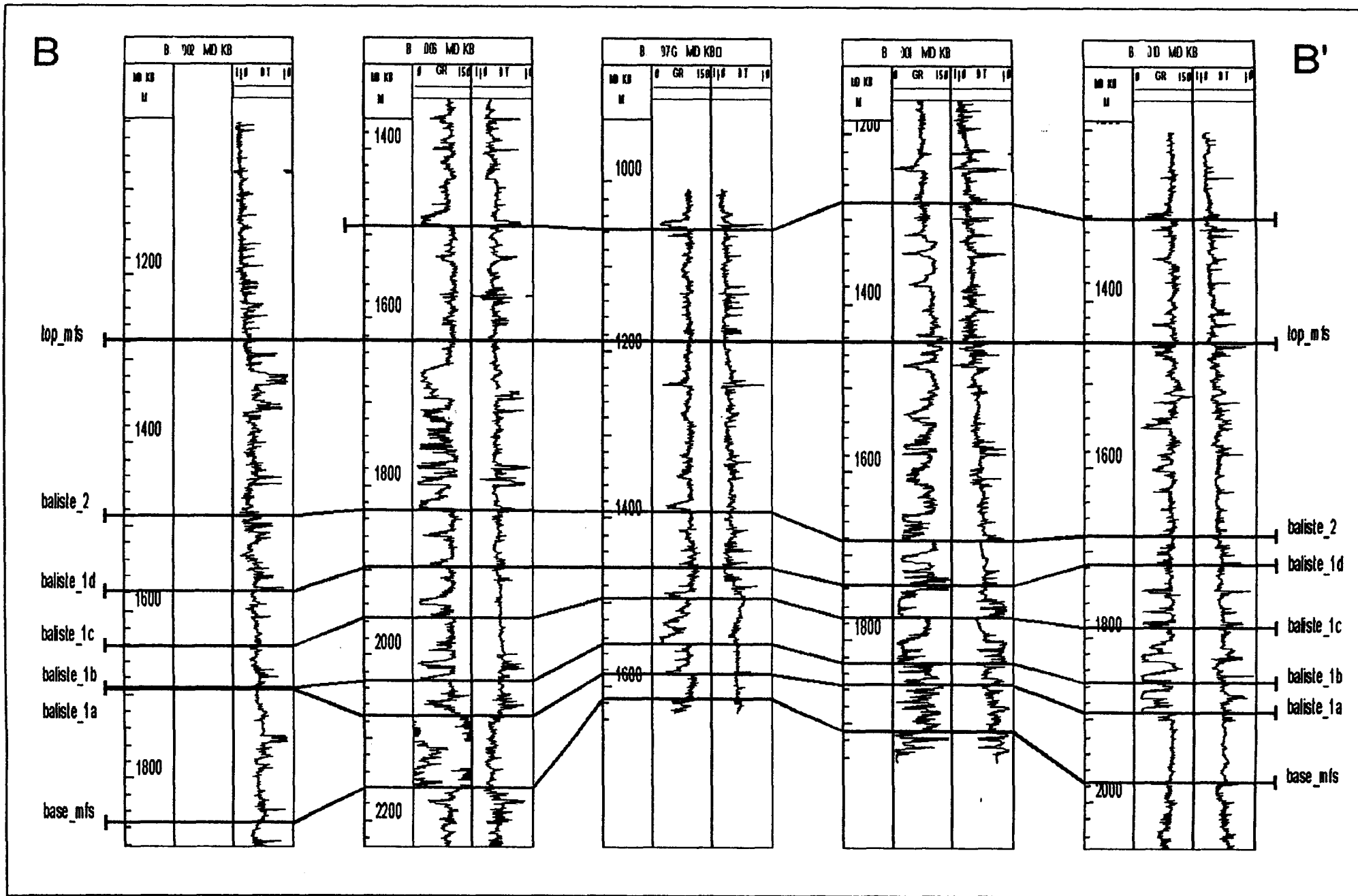


Figure 6b

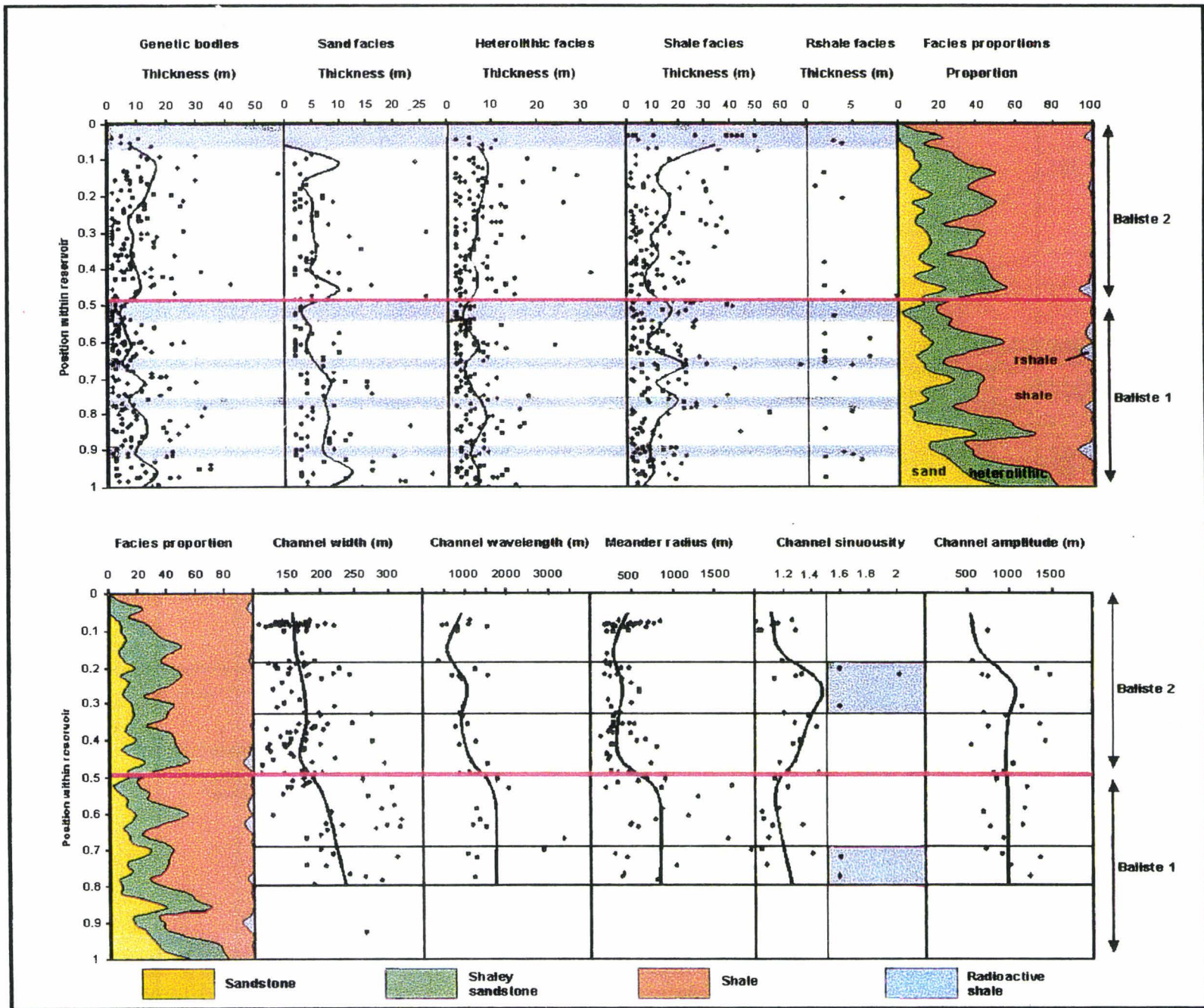


Figure 7

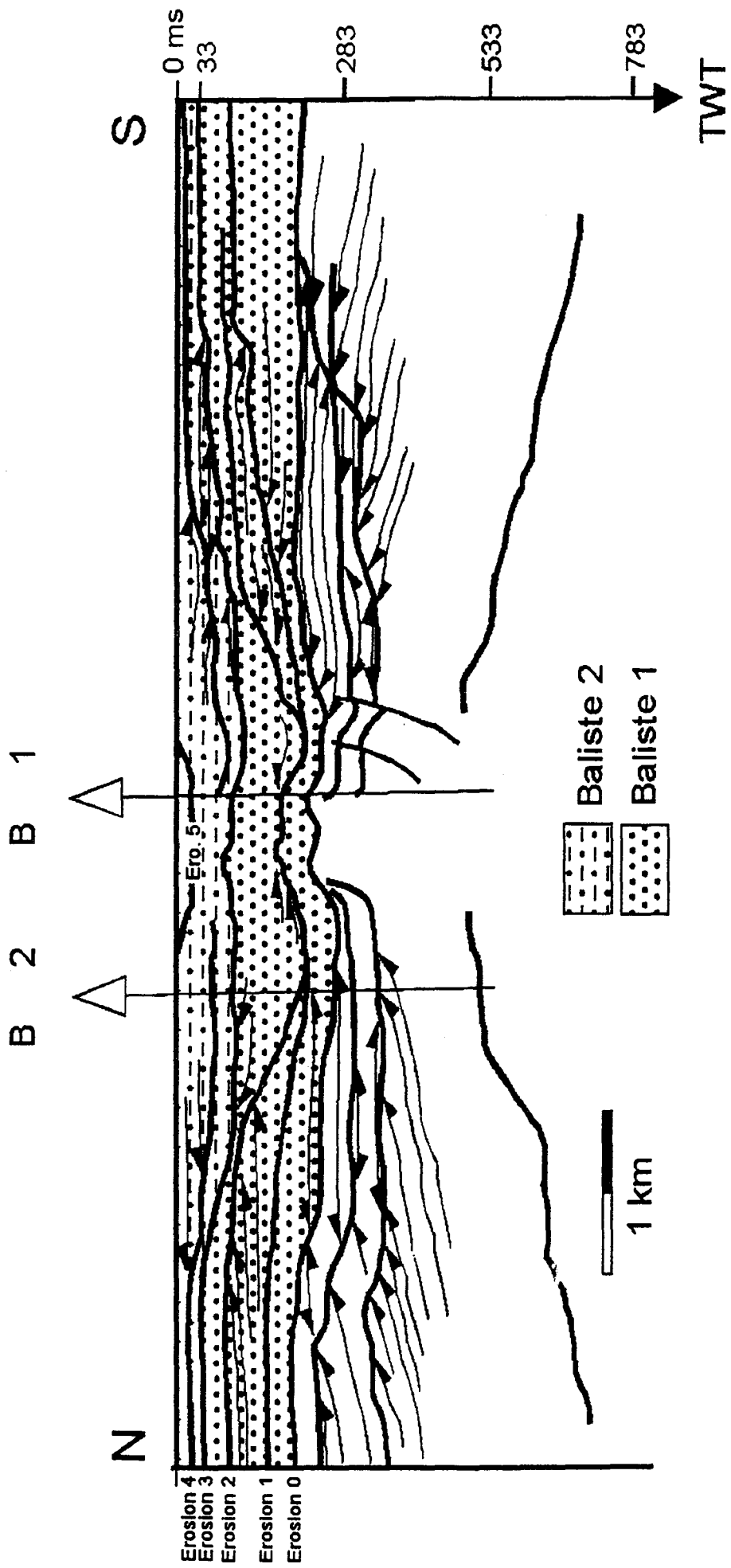


Figure 8

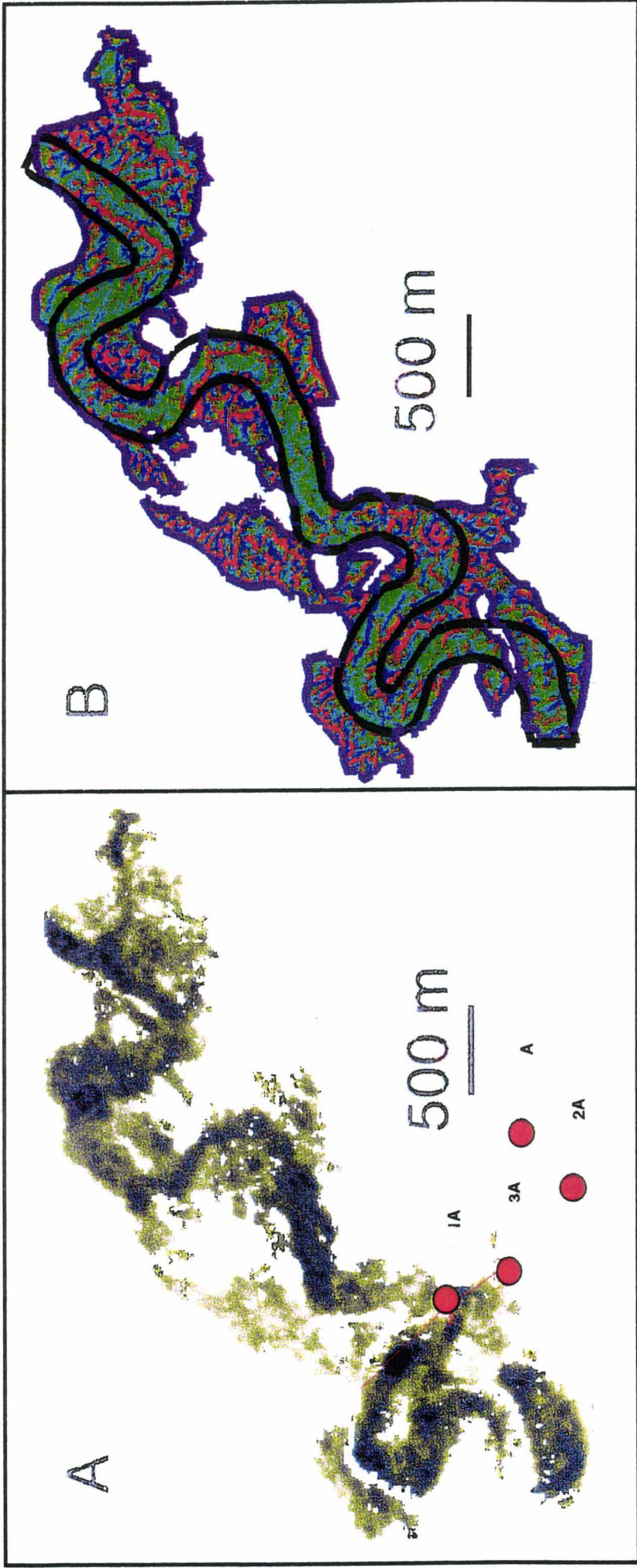


Figure 9

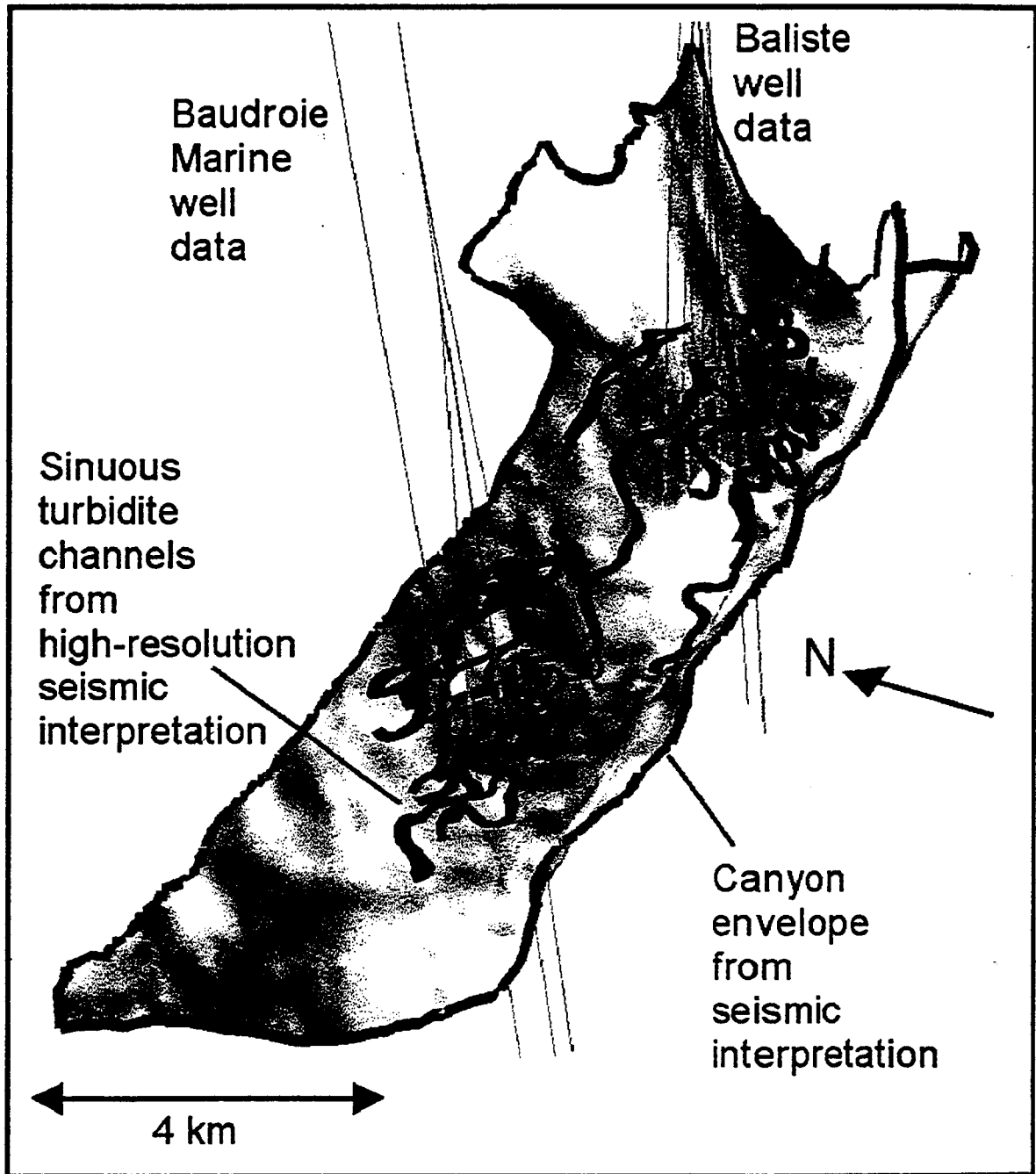


Figure 10

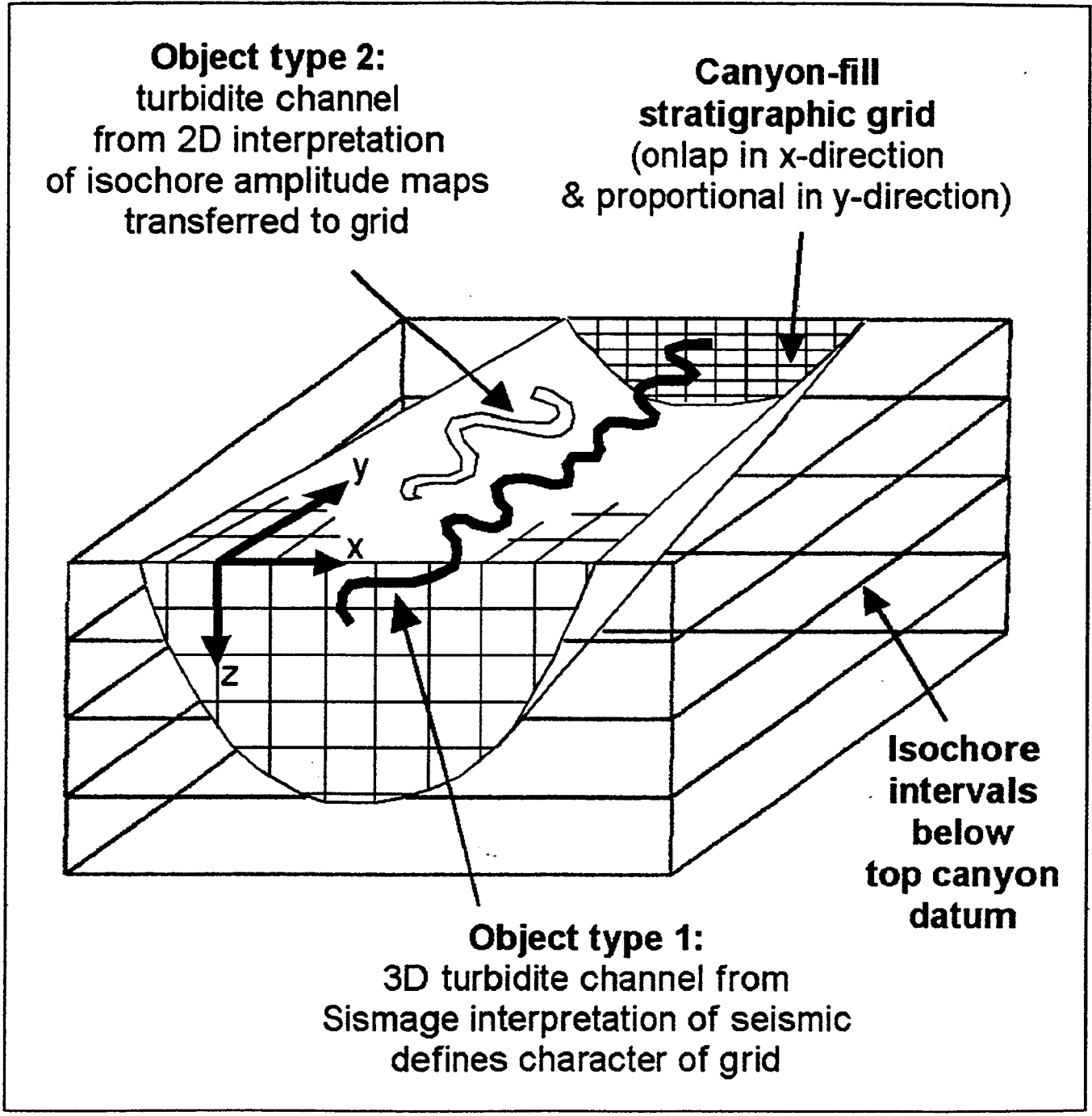
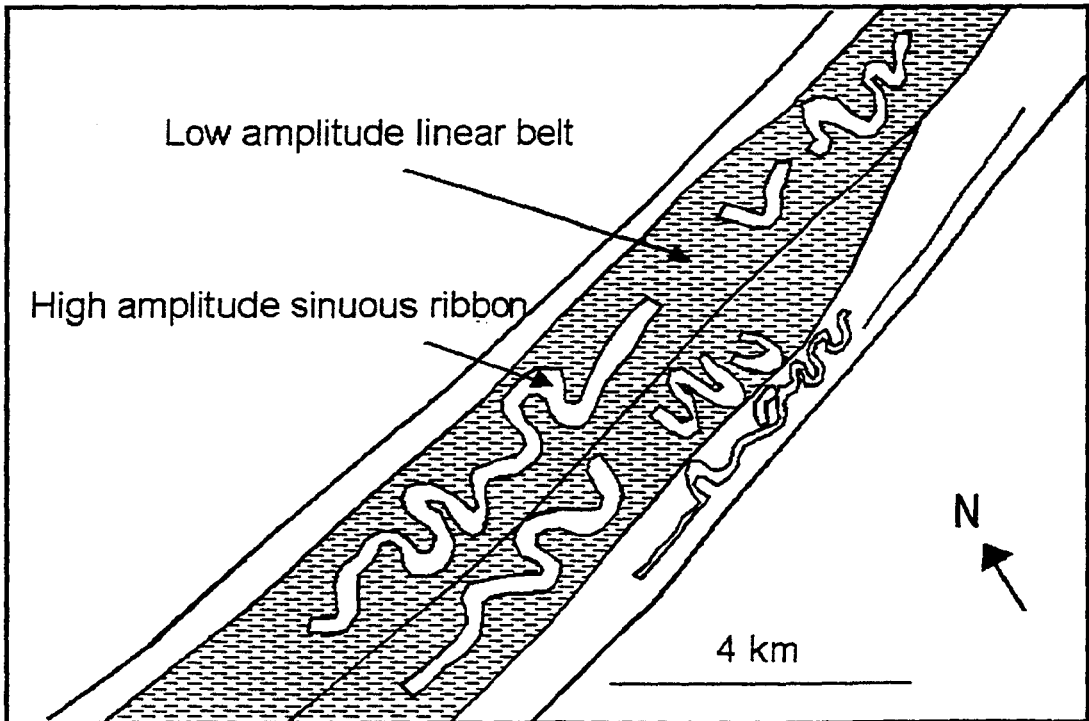
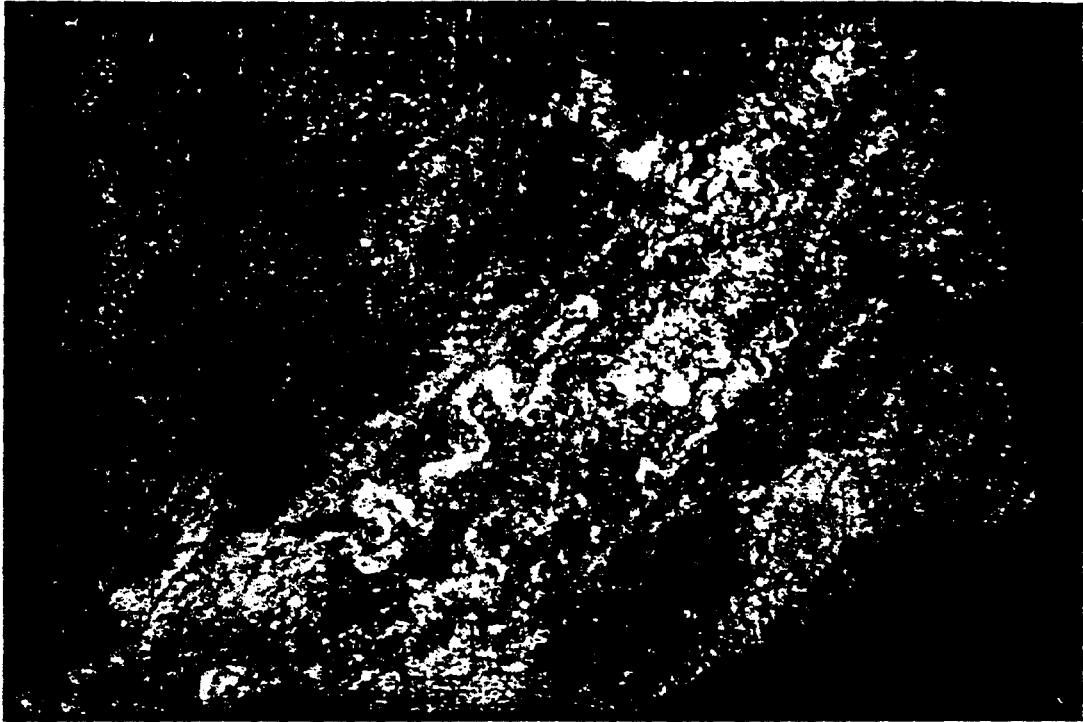


Figure 11



Wonham et al., Figure 12

Marine and Petroleum Geology

Figure 12

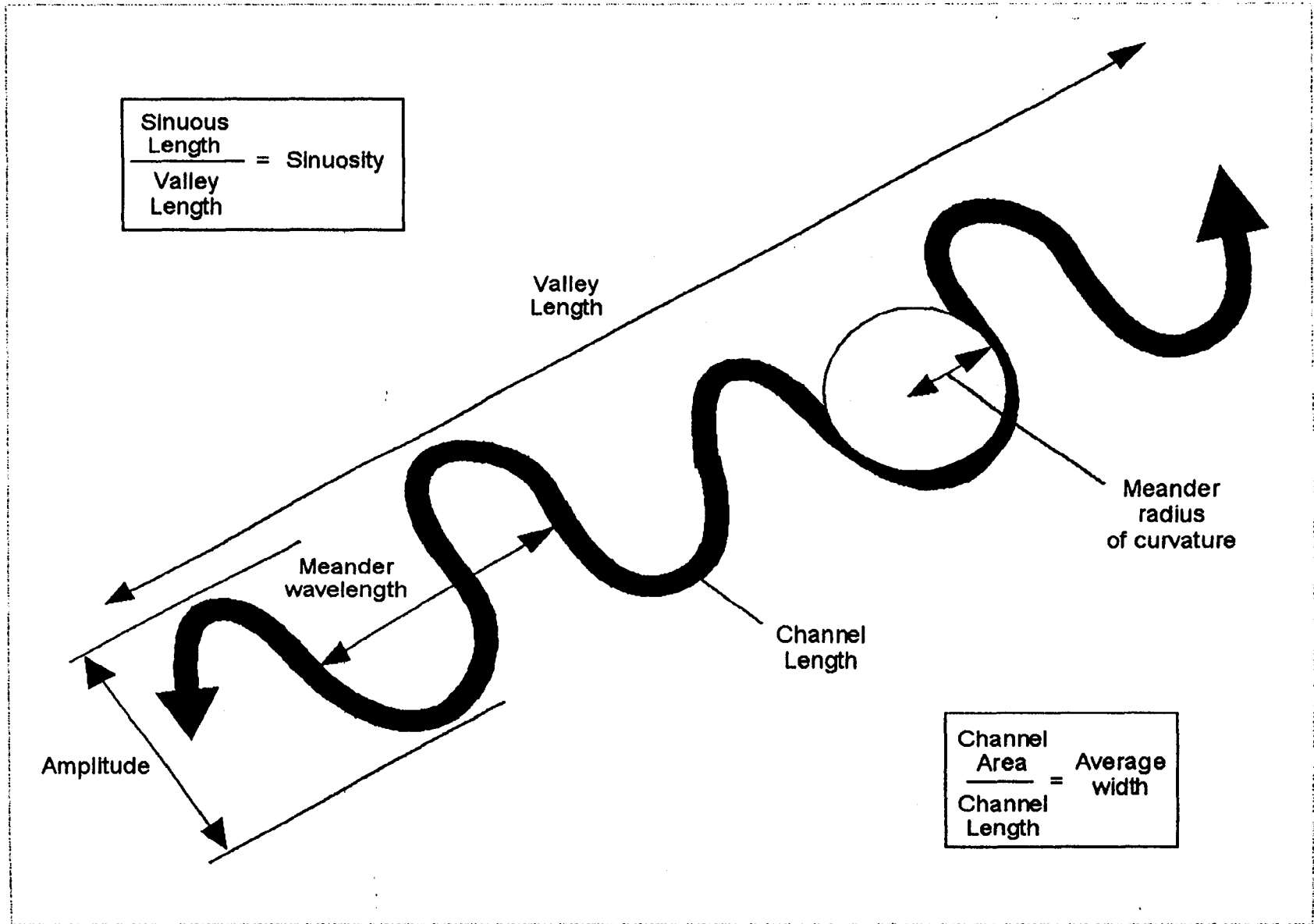


Figure 13

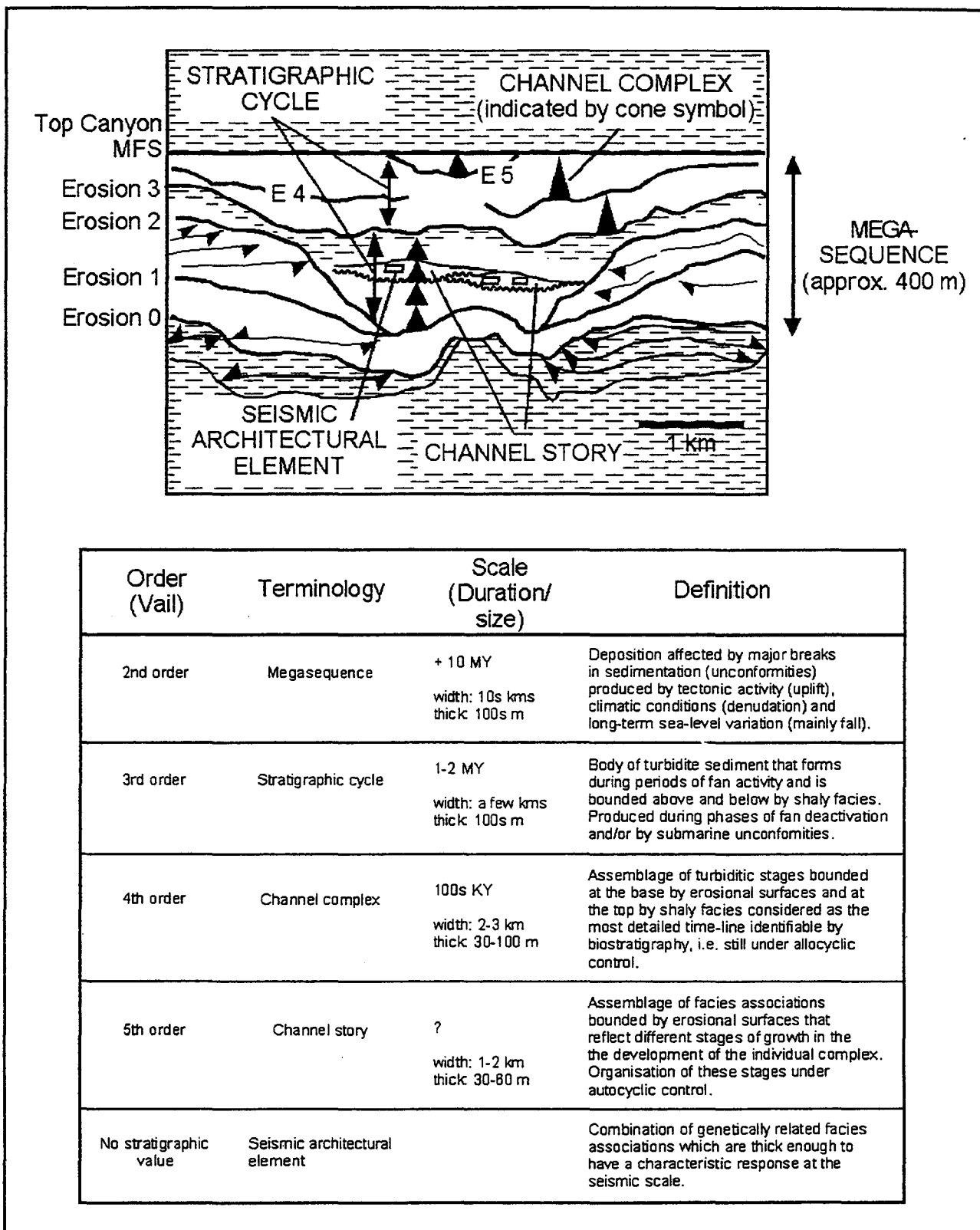


Figure 14

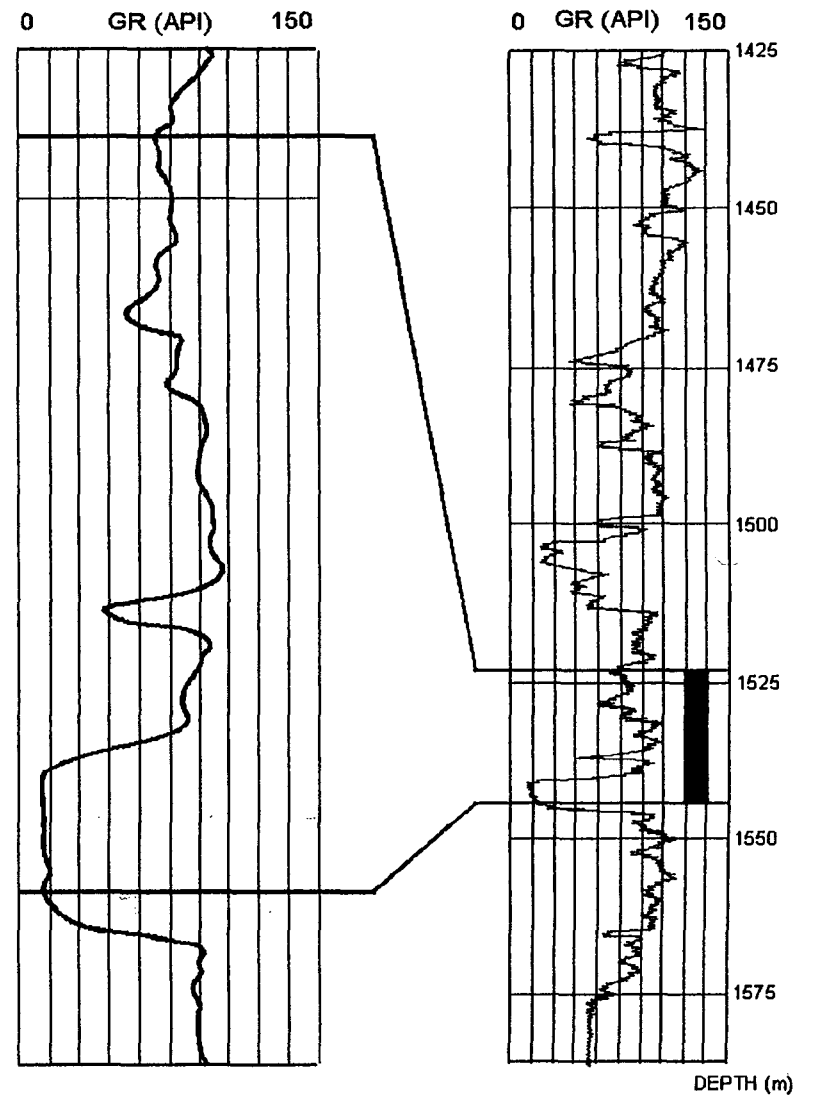
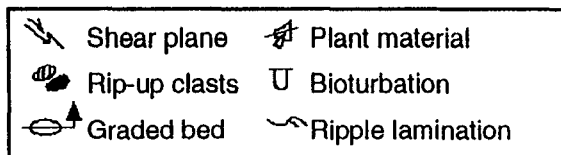
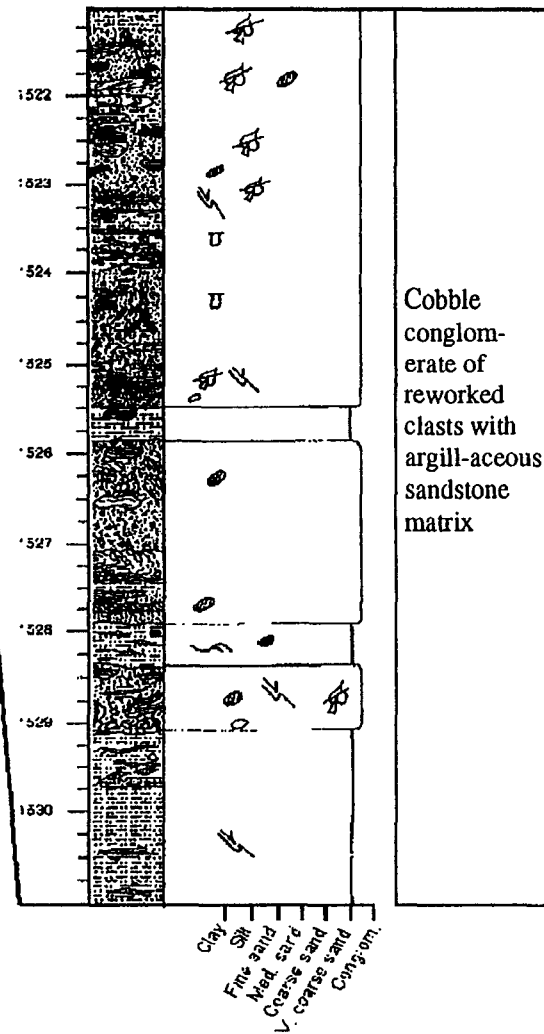
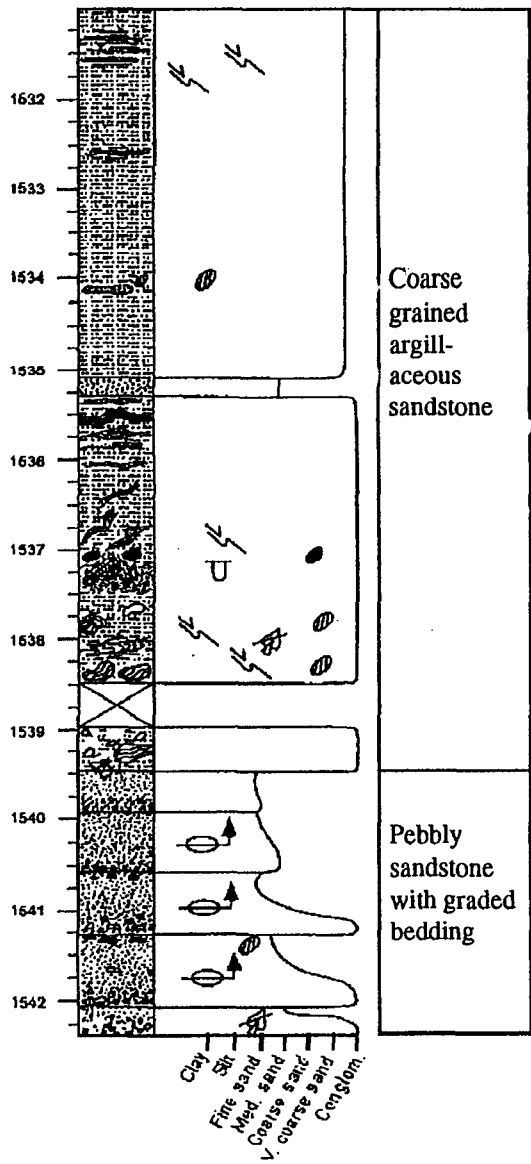


Figure 15

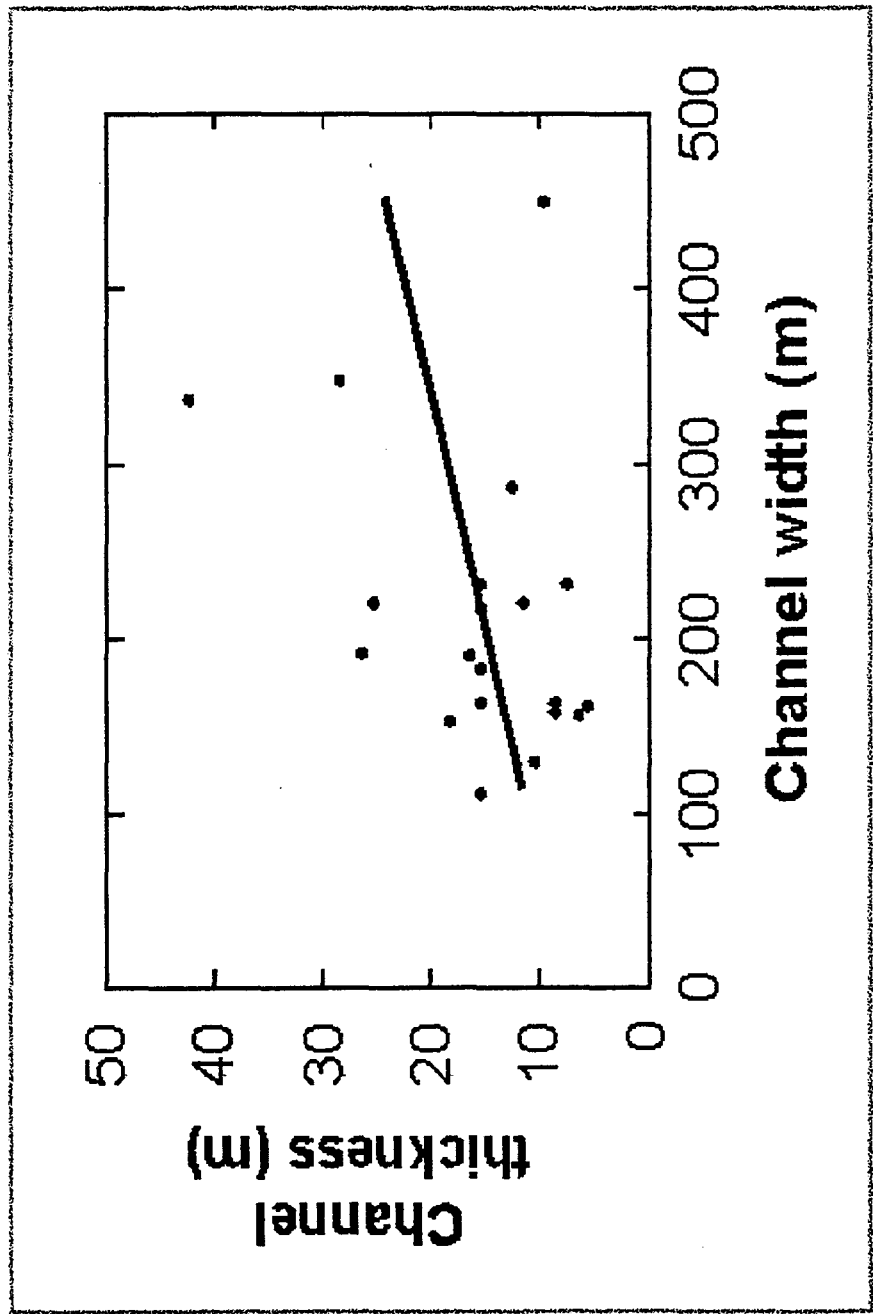


Figure 16

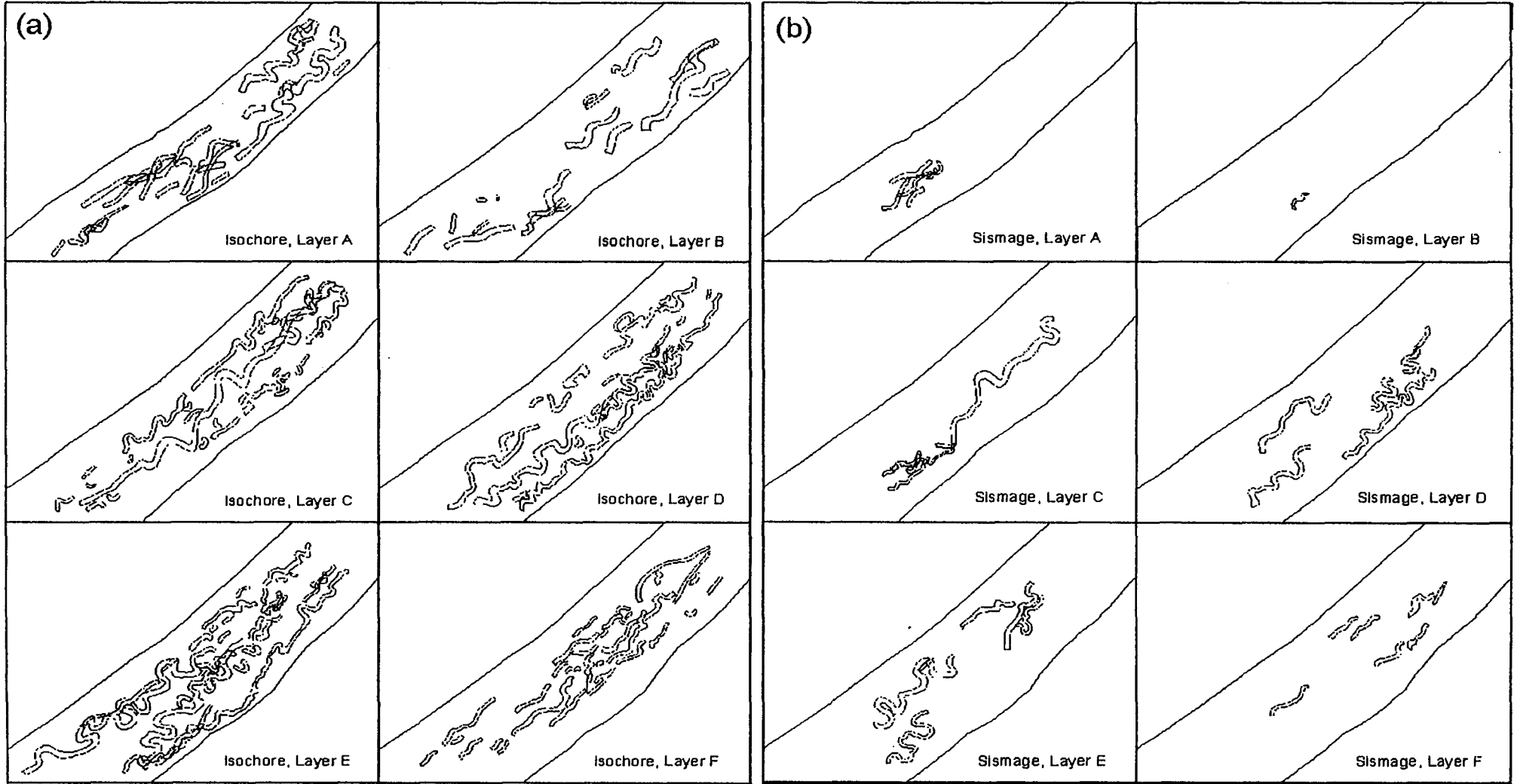


Figure 17

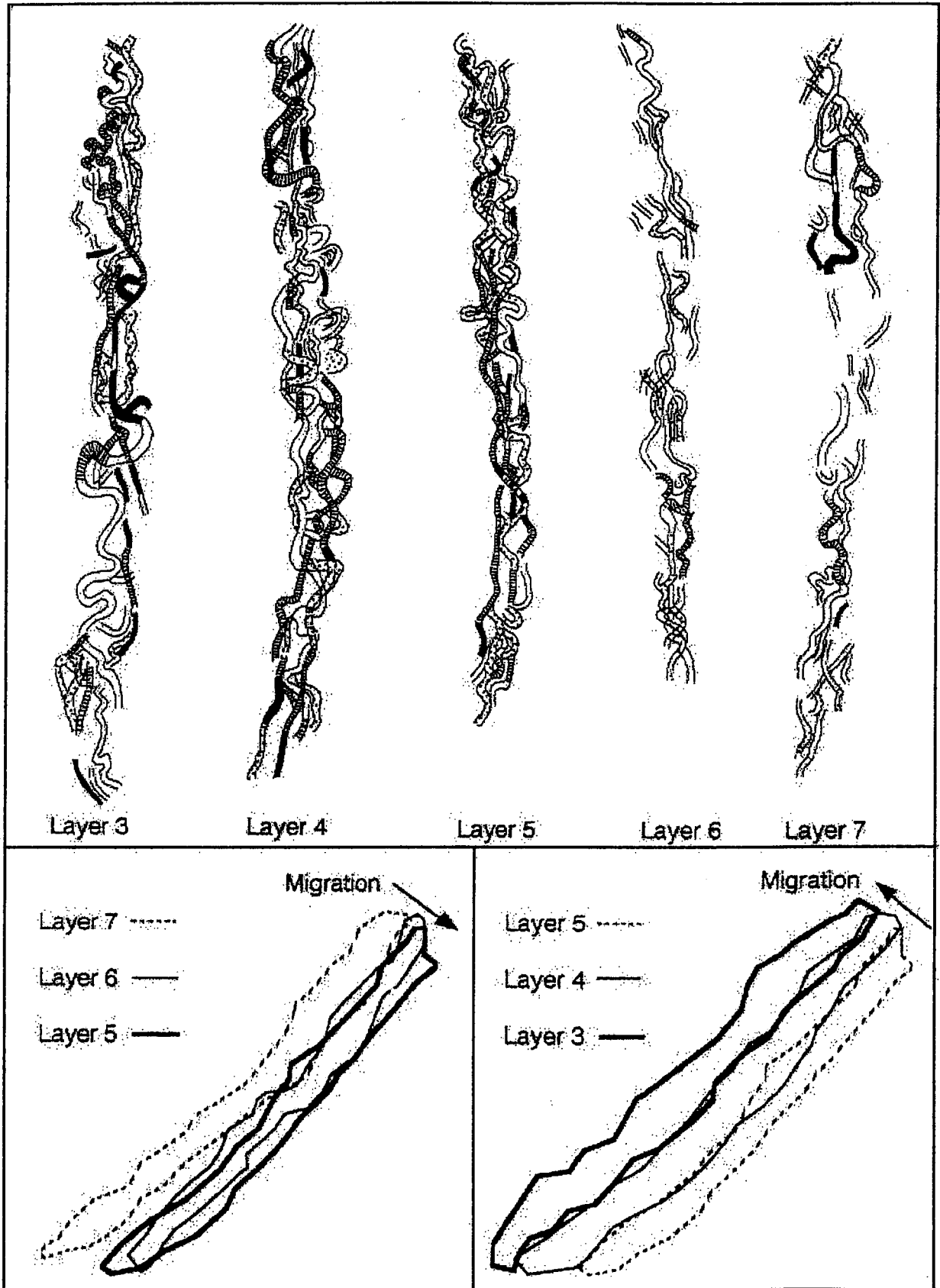


Figure 18

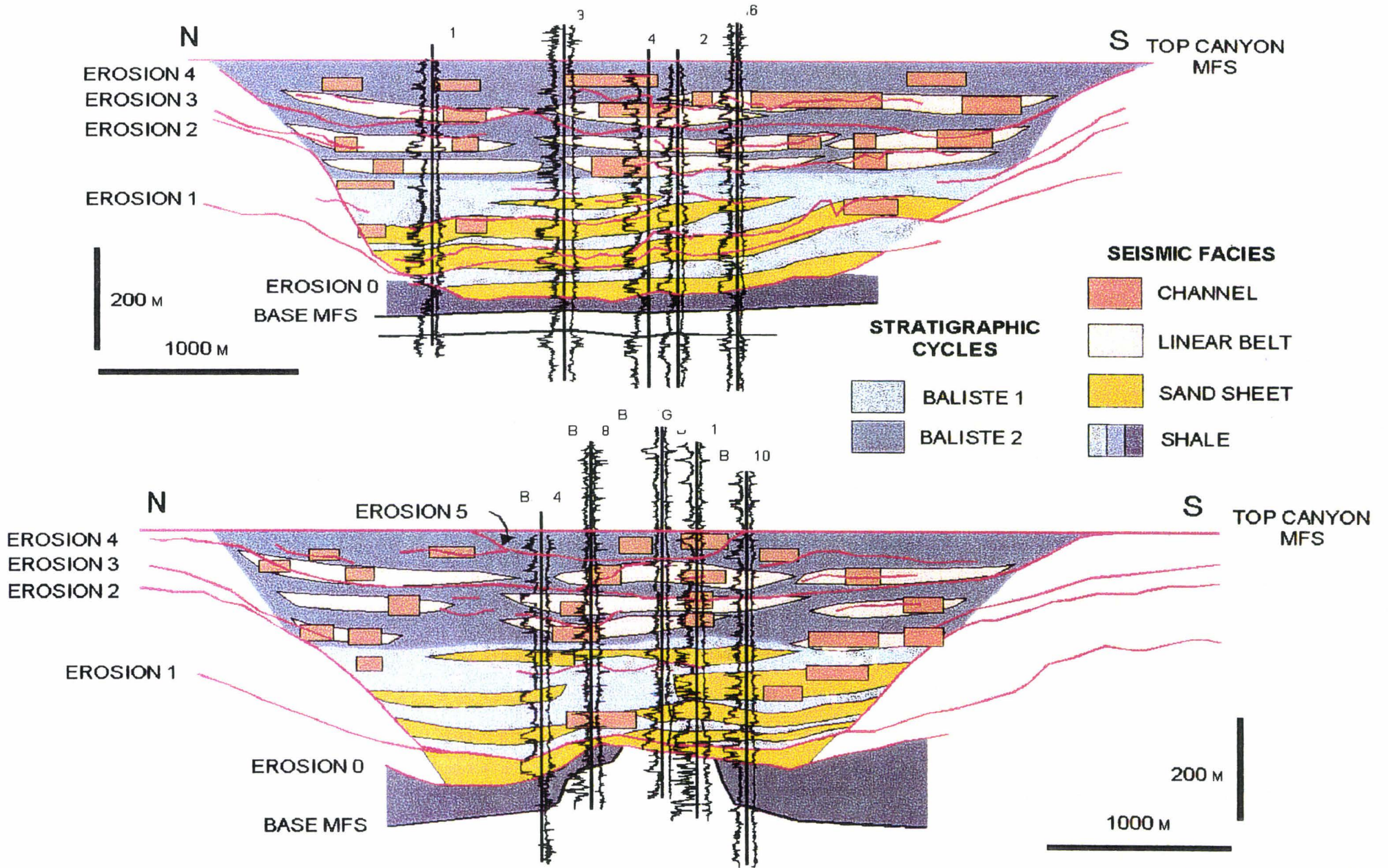


Figure 19

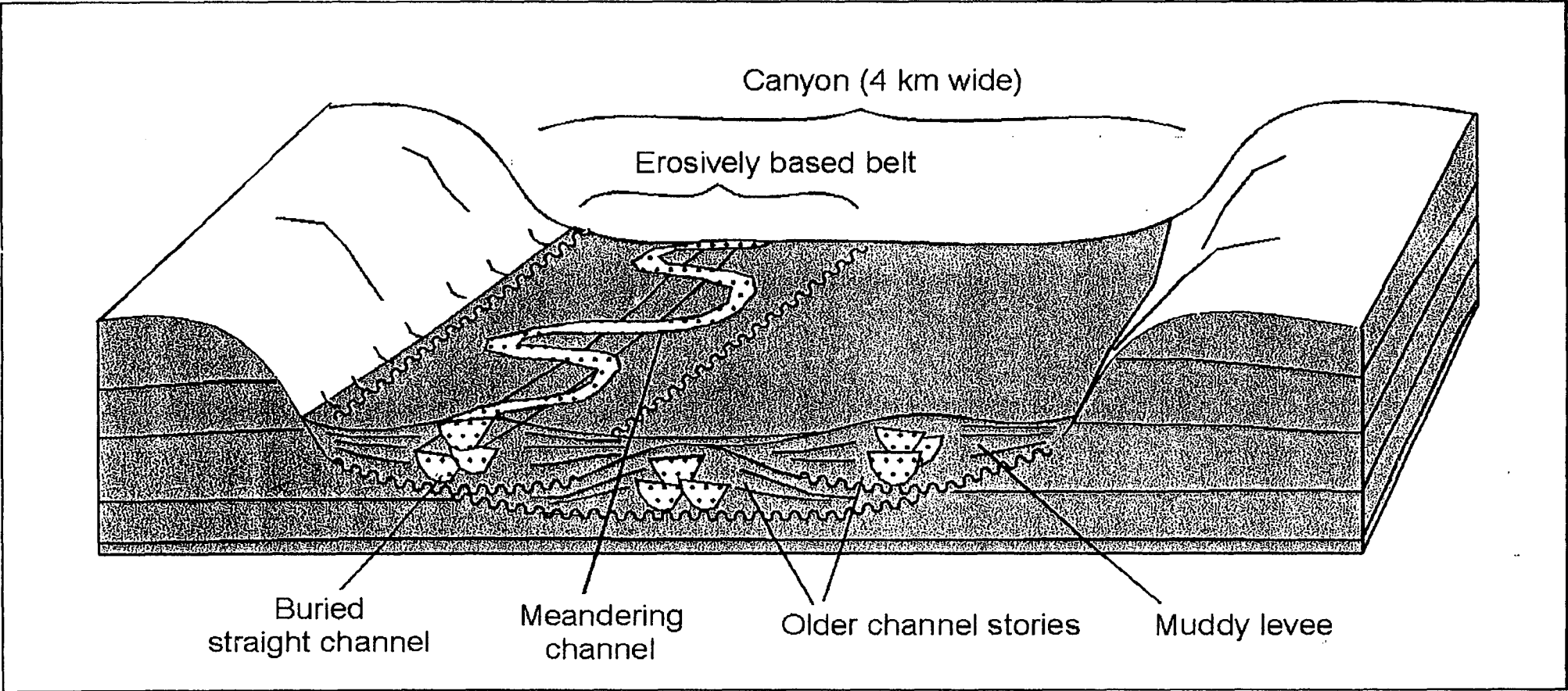


Figure 20

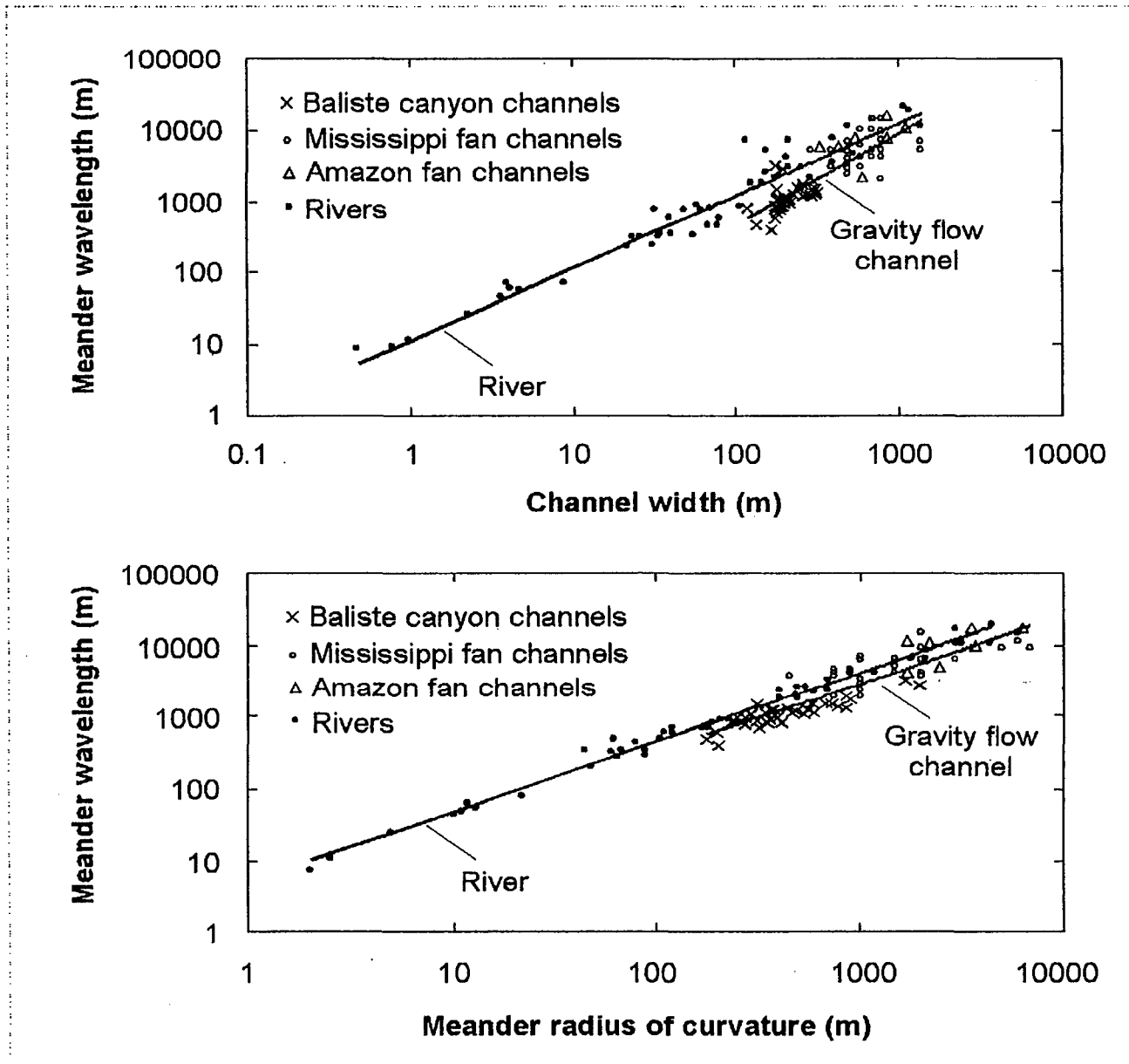


Figure 21

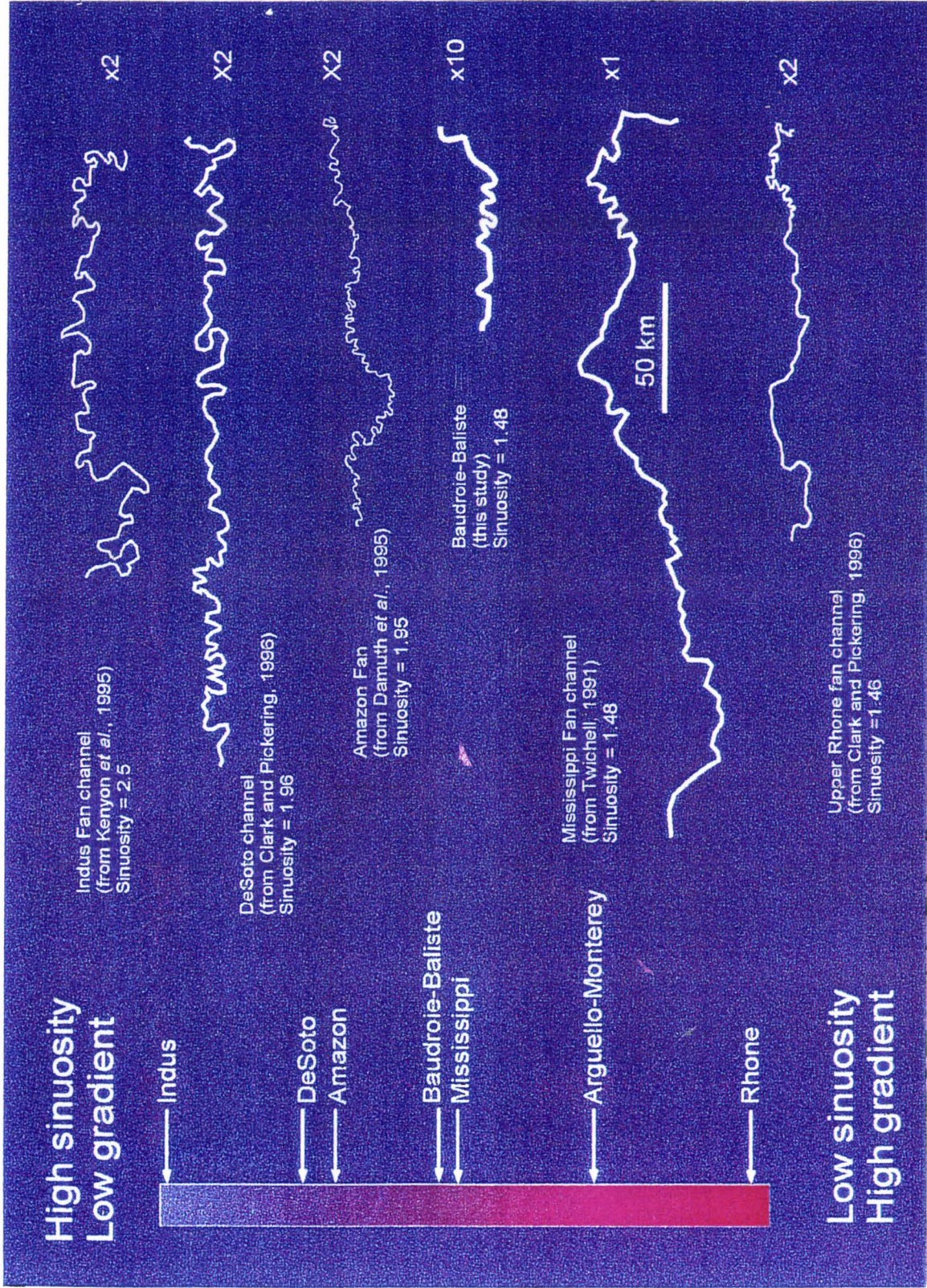


Figure 22

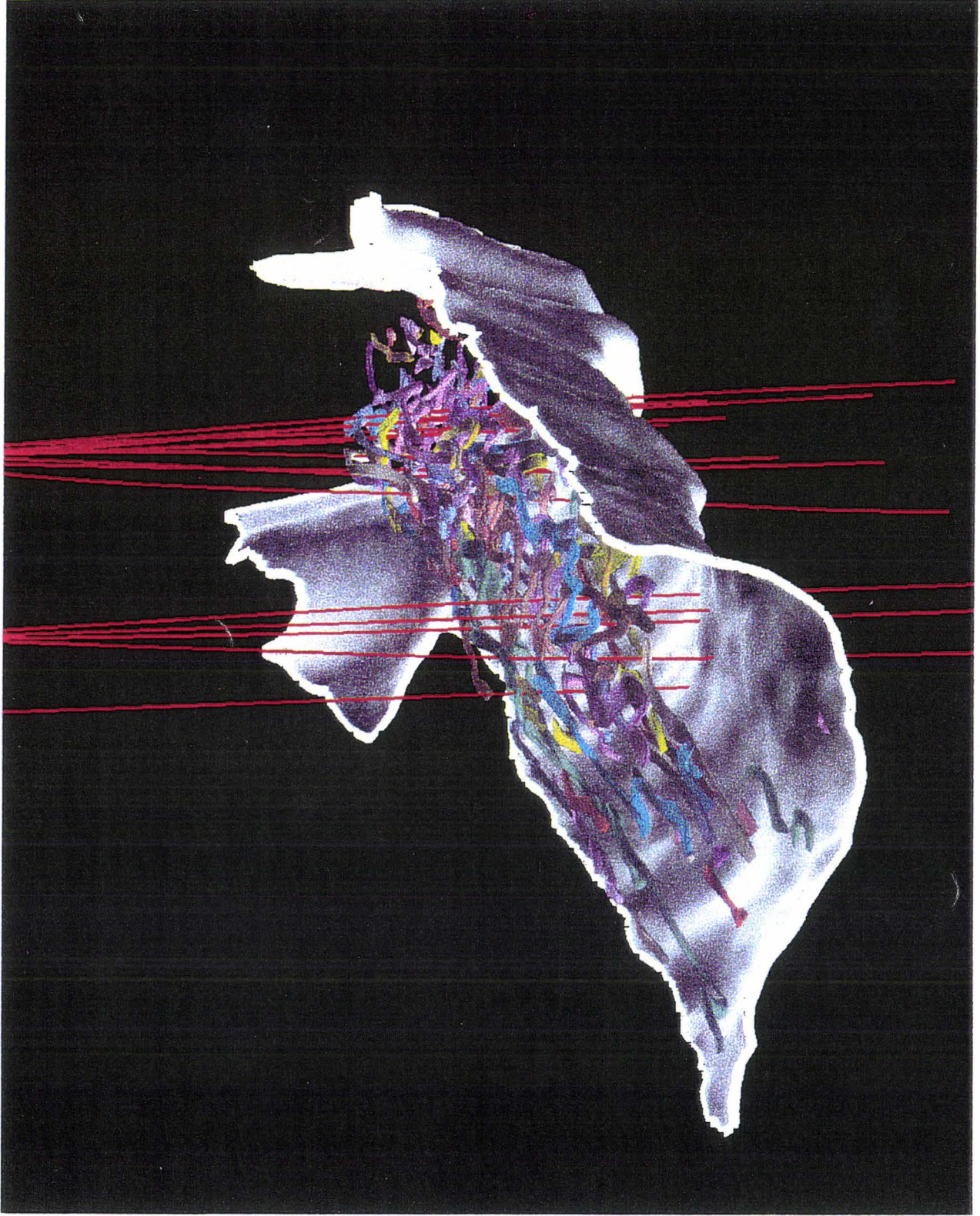


Figure 23

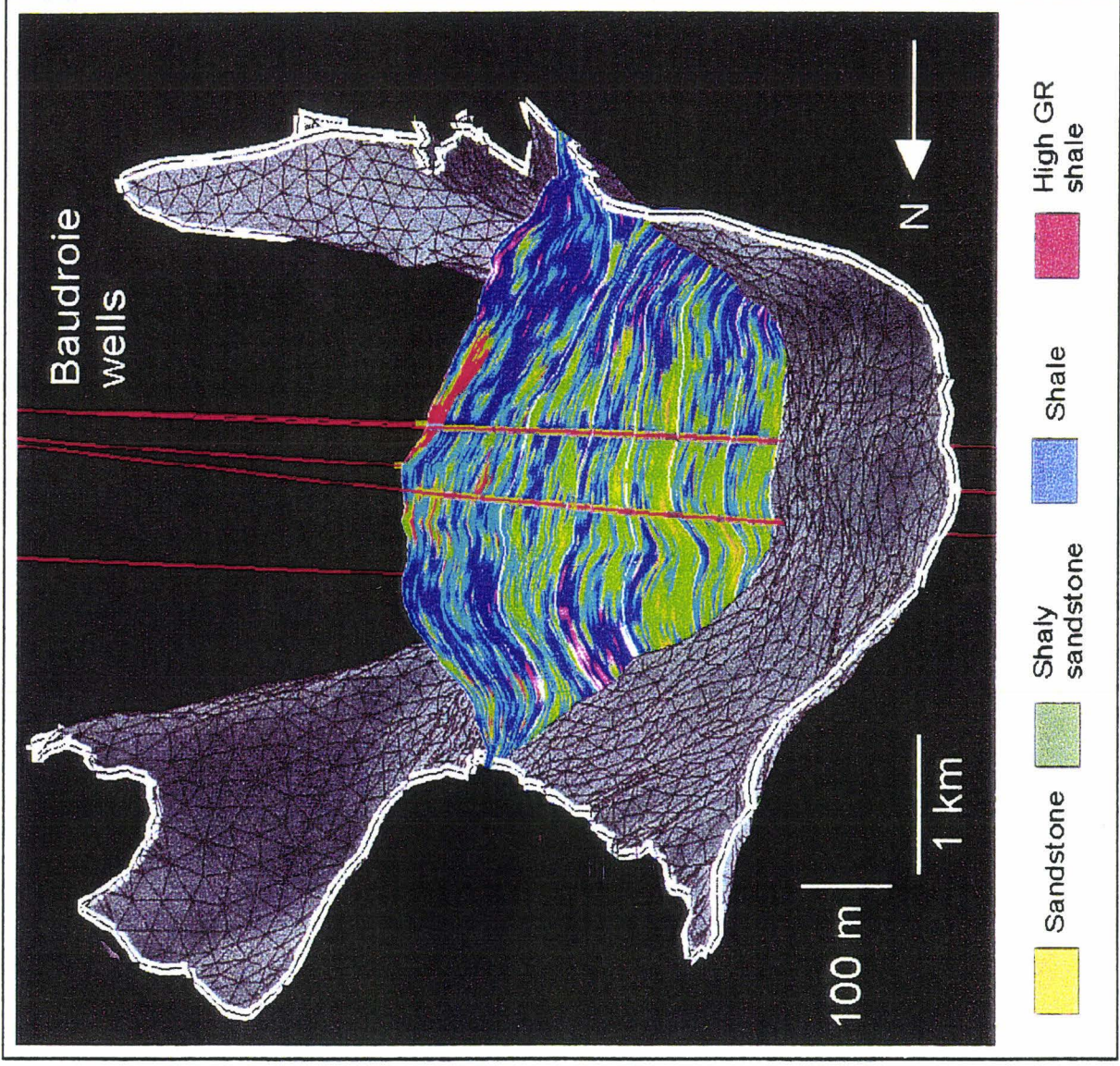


Figure 24

CHRONOLOGY AND ARCHITECTURE OF CENOZOIC TURBIDITE SYSTEMS OF THE OGOOUE BASIN, NORTH GABON MARGIN.

Analysis of seismic reflections and wells data from Elf-Gabon allows to characterise the regional architecture and the growth pattern of Cenozoic submarine fans of the Ogooué basin, along the North Gabon margin.

The long-term (from 20 to 41 Ma) evolution of the margin, deduced from seismic and wire-line records, consists of two stratigraphic super units representative of an aggrading ramp platform from Paleocene to Lower Miocene and a prograding depositional system from Lower Miocene to Recent. The regularity of the Aggrading Super Unit reflects an overall uniform subsidence period, whereas the Prograding Super Unit is related to the major flexuration and uplift of the eastward part of the basin, which resulted in the increase in sediment supply and the building of the Ogooué delta, between the North Fang and South Nkomi fracture zones. These two features control the sediment loading, driving a differential subsidence and a morphologic differentiation of this segment of margin. The super units are composed of seven stratigraphic units (about 10 Ma) defined between two major unconformities representative of the main steps of structuration of the margin ; each represents clues that allow to construct a time-stratigraphic framework. The aggrading systems (Units I, II, III) become progressively thick toward the West following gradual uplift of the margin and the related basinward shift of the shoreline. However, the Oligocene unconformity at the base of the Unit III is believed to be a combination of contour currents scouring, global sea level fall, and tectonic forcing. The greatest flexural phase (base Unit IV : 22-20 Ma) is followed by the Ogooué drainage basin rejuvenation, inducing the erosion of 1 to 1.8 km of uplifted basement. At the same time the margin records bottom current sediment drifts. Unit IV displays the knick point of the two main depositional patterns showing a retrogressive turbidite system tract in the lower part and a prograding one in the upper part. The later marks the onset of the Ogooué delta. The overlying systems (Units V, VI and VII) show depocentres that progressively shifts toward the N-W, in relation with the reactivation of the drainage system and the associated paleo-Ogooué mouth migration. The building block of these units consists of depositional sequences of about 0.5 to 5 Ma of duration.

The aggrading ramp corresponds to three main submarine fans (Units II, III and base of Unit IV). In the other hand, the Prograding delta shows small fans fed by fluvial incised valleys and deltaic distributaries.

Twelve main lithofacies and related depositional processes have been recognized from a detailed investigation of cores and wire-lines logs (Units II and IV). Debris flow deposits and channel facies are the main associations recognized in the offshore.

One of the lower Miocene canyons (Unit IV) has been studied in detail in order to approach the architecture and the processes of infill. This canyon is 6 to 8 km wide, 400 m deep and about 150 km long from East to West. On the basis of 3D seismic/wells correlation, the infill has been divided in three elementary sequences that globally correspond to a progressive rise of relative sea-level. These sequences reveal individual sandy channels within shaly matrix. The processing intervals of seismic attributes on a Sismage workstation provide amplitude map revealing the vertical organization of the turbiditic channels ; they become progressively sinuous towards the top of the infill marked by a draping surface (MFS). The channels are not correlable at the canyon scale ; their deposition should be related to autocyclic processes. The three correlable elementary sequences are mostly controlled by allocyclic factors, in relation with the margin structuration.

The growth of the cenozoic submarine fans in the Ogooué basins are inferred to be a combination of tectonics (uplift) and associated modifications of the drainage system, sediment supply, oceanic currents that interact with gravity currents and sea level changes.

Key words : Gabon, mature passive margin, Ogooué, uplift, climate, unconformities, canyons, incised valleys, submarine fans, turbidite sequences, channels, contourites, aggradational ramp, progradational platform, delta.

Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique - UMR 8577 - SN5 -

59655 Villeneuve d'Ascq

